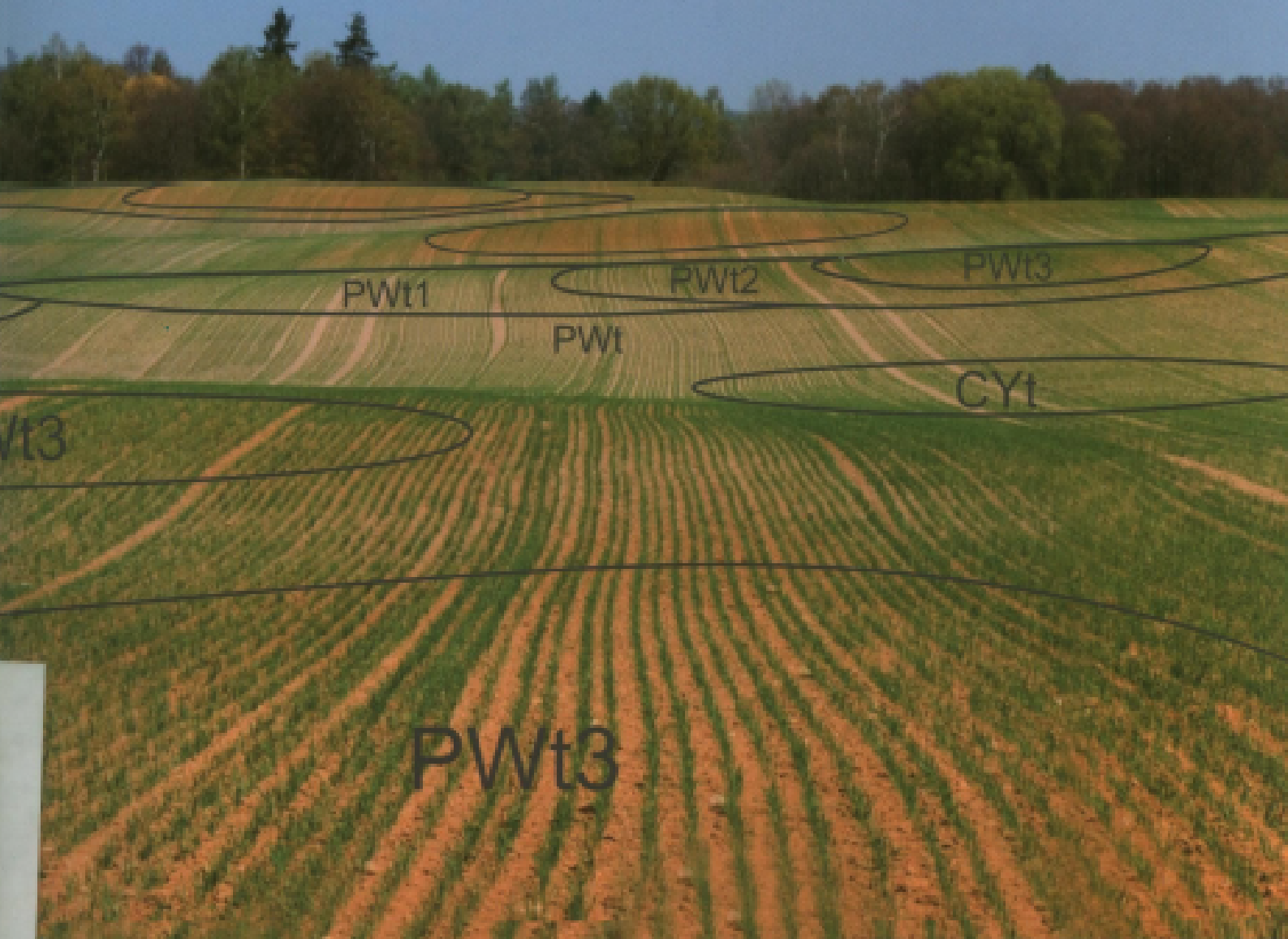


Marek Podlasiński

WPŁYW DENUDACJI ANTROPOGENICZNEJ NA ZRÓŻNICOWANIE POKRYWY GLEBOWEJ I JEJ PRZESTRZENNĄ STRUKTURĘ W ROLNICZYM KRAJOBRAZIE MORENOWYM



SZCZECIN 2013

ZACHODNIOPOMORSKI UNIWERSYTET TECHNOLOGICZNY W SZCZECINIE

MAREK PODLASIŃSKI

Wpływ denudacji antropogenicznej
na zróżnicowanie pokrywy glebowej
i jej przestrzenną strukturę
w rolniczym krajobrazie morenowym

SZCZECIN 2013

Recenzenci

RENATA BEDNAREK

JANUSZ OSTROWSKI

Opracowanie redakcyjne

KRYSTYNA KAŻMIEROWSKA

Projekt okładki

MAREK PODLASIŃSKI

WYDANO ZA ZGODĄ

REKTORA ZACHODNIOPOMORSKIEGO UNIWERSYTETU TECHNOLOGICZNEGO W SZCZECINIE

ISBN 978-83-7663-127-1

Wydawnictwo Uczelniane Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie
70-311 Szczecin, al. Piastów 50, tel. 91 449-47-60, e-mail: wydawnictwo@zut.edu.pl
Druk PPH Zapol, Dmochowski, Sobczyk Sp.j., 71-062 Szczecin, al. Piastów 42, tel. 91 434-10-21
e-mail: zarzad@zapol.com.pl

Spis treści

1. Wstęp i cel pracy	5
2. Wpływ denudacji na przekształcenia gleb w świetle dotychczasowych badań	7
2.1. Wprowadzenie	7
2.2. Ograniczenia w przedstawianiu na mapie zmienności pokrywy glebowej	10
3. Metody badań	11
3.1. Badania terenowe	11
3.2. Badania laboratoryjne	12
3.3. Prace kameralne (kartograficzne)	13
4. Charakterystyka obszaru badań	17
4.1. Położenie	17
4.2. Budowa geologiczna	18
4.3. Rzeźba terenu – uwarunkowania rozwoju erozji	20
4.4. Warunki klimatyczne	21
4.5. Warunki wodne	21
5. Denudacja antropogeniczna – przyczyna przekształceń gleb w czasach współczesnych	23
5.1. Rozwój procesów denudacyjnych	23
5.2. Erozja potencjalna	23
5.3. Natężenie spłukiwania skoncentrowanego w latach 2003–2010	25
5.4. Wpływ erozji żłobinowej na zmiany uziarnienia poziomu próchnicznego	29
6. Właściwości gleb na podstawie profili reprezentatywnych	35
6.1. Ogólne warunki przyrodnicze dla rozwoju gleb na badanym obszarze	35
6.2. Gleby wytworzone z glin – płoziemne (PW)	37
6.2.1. Gleby płowe typowe (PWt) i płowe spiaszczone (PWsp)	38
6.2.2. Gleby płowe z cechami brunatnienia (PWbr)	42
6.2.3. Gleby płowe zaciekowe (PAt)	42
6.2.4. Gleby płowe o różnym stopniu przekształcenia (PWt1, PWt2, PWt3 i PWt4)	43
6.2.5. Gleby o niewykształconym profilu, wytworzone z glin zwałowych (SY)	46
6.3. Gleby wytworzone z piasków	47
6.3.1. Gleby wykształcone z piasków całkowitych	48
6.3.2. Gleby piaszczyste niecałkowite	50
6.3.2.1. Gleby piaszczyste średniogłębokie na glinach	50
6.3.2.2. Gleby piaszczyste głębokie na glinach	52
6.4. Gleby deluwialne czarnoziemne (CY)	52
6.4.1. Gleby deluwialne czarnoziemne typowe (CYt) i kumulacyjne (CYku)	53
6.4.2. Gleby deluwialne czarnoziemne z cechami brunatnienia (CYbr)	55
6.5. Odmiany budowy morfologicznej gleb ukazane na mapie glebowo-genetycznej	57
6.6. Wykorzystanie toposekwencji gleb w przedstawieniu przestrzennej zmienności gleb w krajobrazie młodoglacjalnym	58
6.6.1. Toposekwencja idealna	58
6.6.2. Zbocza wypukłe rozbieżne	59
6.6.3. Zbocza wypukło-wklęsłe zbieżne	60
6.6.4. Obszar lekko falisty o małych spadkach	60
6.6.5. Obszary płaskie z obniżeniami wytopiskowymi lub rozcięciami erozyjnymi	61
6.6.6. Obszary zboczy pomiędzy wysoczyzną a doliną Odry	62
7. Kartograficzne przedstawienie przestrzennej zmienności pokrywy glebowej badanego obszaru	63
7.1. Wstęp	63
7.2. Metoda rozpoznawania uziarnienia gleby przez badanie zmienności przewodności elektromagnetycznej (EC _a)	63

7.2.1. Próba wykorzystania przewodnictwa elektromagnetycznego gleby w kartografii pokrywy glebowej terenów erodowanych	64
7.3. Mapa glebowo-genetyczna badanego obszaru	68
7.4. Mapa glebowo-rolnicza 1 : 5000	70
7.4.1. Generalizacja treści do mapy glebowo-rolniczej	70
7.4.2. Charakterystyka przydatności rolniczej badanego obszaru	72
7.4.2.1. Zmienność gleb w kompleksie czwartym – żytnim bardzo dobrym (pszenno-żytnim)	72
7.4.2.2. Zmienność gleb w kompleksie trzecim – pszennym wadliwym	74
7.4.2.3. Zmienność gleb w kompleksie piątym – żytnim dobrym i pozostałych ...	74
7.4.3. Ocena zróżnicowania pokrywy glebowej na podstawie mapy glebowo-rolniczej .	75
7.4.4. Porównanie uzyskanej nowej mapy glebowo-rolniczej z mapą z 1974 roku	76
8. Przekształcenia w pokrywie glebowej wywołane denudacją	79
8.1. Przemiany skał macierzystych gleb w późnym glacie i holocenie oraz zmiany w uziarnieniu utworów zwałowych pod wpływem denudacji	79
8.2. Ocena stopnia przekształcenia pokrywy glebowej przez denudację w ujęciu obszarowym	81
8.3. Współzależność rzeźby i typologii gleb	84
8.3.1. Zależność stopnia zerodowania gleb od spadku terenu	84
8.3.2. Zależność stopnia zerodowania gleb od krzywizny pionowej i poziomej zbocza .	85
8.3.3. Rola krzywizny pionowej i poziomej zboczy w rozmieszczeniu gleb podlegających denudacji antropogenicznej	88
8.3.4. Zastosowanie zintegrowanego wskaźnika KPS do oceny współzależności rzeźba–gleba w układzie przestrzennym	93
9. Podsumowanie	97
10. Wnioski	103
Bibliografia	105
Summary	113
Zusammenfassung	117
Załączniki	121

1. Wstęp i cel pracy

Znajomość zmienności pokrywy glebowej ma duże znaczenie nie tylko w rolnictwie, gdzie w wielu krajach rozwija się tak zwane rolnictwo precyzyjne, ale również w ochronie środowiska przyrodniczego (Bednarek i in. 2002, Gozdowski i in. 2007). Gleba bowiem bierze istotny udział w obiegu materii i stanowi naturalny filtr dla wielu zanieczyszczeń.

Oceną zmienności pokrywy glebowej zajmuje się kartografia gleb. Mapa gleb uważana jest za model struktury pokrywy glebowej odzwierciedlający relacje przestrzenne i atrybutowe między jednostkami glebowymi (Ostrowski 2001). W Polsce mapy gleb opracowano jednorazowo w latach 60., uwzględniając ówczesny stan wiedzy i obowiązującą wówczas systematykę gleb. Od tego okresu systematyka gleb zmieniła się kilka razy, a dokładność wydzielenia poszczególnych jednostek jest obecnie bardziej precyzyjna poprzez stosowanie urządzeń GPS. Nowe opracowania kartograficzne dają możliwość weryfikacji sporządzanych wcześniej map. Podjęte próby takiej weryfikacji prowadzone na kilkuhektarowych obiektach pokazały duże rozbieżności w treści map z lat 60. w stosunku do aktualnie sporządzanych według nowej koncepcji (Cierniewski 1987, Koćmit i in. 1989 i 2001). Rozbieżności takie szczególnie łatwo wykazać dla opracowań kartograficznych obszarów młodoglacjalnych o zróżnicowanej rzeźbie terenu i dużej heterogeniczności utworów powierzchniowych, dodatkowo modyfikowanych działaniem erozji przyspieszonej (Koćmit i in. 1989, Marcinek 1994, Koćmit i Podlasiński 2002, Podlasiński 2011).

Celem badań prowadzonych w latach 2003–2010 było dokładne rozpoznanie zróżnicowania pokrywy glebowej w obrębie płata morenowego o powierzchni 462,3 ha i oznaczenie podstawowych właściwości gleb. Na podstawie przeprowadzonych prac terenowych i laboratoryjnych stworzono bazę danych o glebach, która z kolei pozwoliła na zrealizowanie następujących zadań badawczych w zakresach:

- typologii gleb i dokonanych zmian w ich budowie przez procesy erozji wodnej i uprawowej;
- wpływu rzeźby terenu i związanej z nią denudacji antropogenicznej na powstanie charakterystycznych gleb w rolniczym krajobrazie morenowym (młodoglacjalnym);
- opracowania kartograficznego, tj. wykreślenia mapy glebowo-genetycznej 1 : 5 000 i pochodnej (glebowo-rolniczej 1 : 5 000);
- porównanie istniejących opracowań kartograficznych archiwalnych z aktualnie wykreśloną mapą glebowo-rolniczą i oceny wartości starych map;
- zastosowania nowych technik badań terenowych w kartografii gleboznawczej.

Uzyskane rezultaty można będzie ekstrapolować na inne, podobne pod względem rzeźby i budowy geologicznej, obszary morenowe w krajobrazie młodoglacjalnym.

2. Wpływ denudacji na przekształcenia gleb w świetle dotychczasowych badań

2.1. Wprowadzenie

Denudacja jest procesem prowadzącym do stopniowego obnażania powierzchni terenu i przekształcania rzeźby (Jahn 1968, Klimaszewski 1994). O ile zmiany rzeźby terenu są stosunkowo słabo zauważalne (z wyjątkiem szybko przebiegających ruchów masowych), o tyle wpływ denudacji na gleby jest znacznie większy. Wynika to głównie z małej miąższości wierzchniej warstwy litosfery, w której rozwija się gleba. Najczęściej za maksymalną głębokość oddziaływania czynników glebotwórczych przyjmuje się 150 cm (Bednarek i in. 2004). Usunięcie półmetrowej warstwy gleby może prowadzić do jej całkowitej przemiany, gdyż gleba może stracić swoje główne poziomy diagnostyczne (solum). Johnson (1985) opracował wzór na pionowy rozwój gleby: $st = f(d + u - r)$, jako funkcji naturalnego pogłębiania w wyniku procesów glebotwórczych (d), nadbudowy (u) oraz ubytku (r) wskutek procesów denudacyjnych. Na glebę działają zatem dwie siły: pionowa – powodująca pogłębianie się gleby wskutek wietrzenia i działania mikrobiologicznego oraz pozioma – doprowadzająca lub odprowadzająca materiał gleby po stoku (Johnson i in. 2005). W zależności od przewagi jednego z tych kierunków, gleba może być coraz lepiej rozwinięta, może być skracana (ogławiana) i zarazem odmładzana lub może zostać pogrzebana.

Zagadnienia związane z wpływem procesów denudacji na rozwój gleb były poruszane już w okresie przedwojennym XX wieku (Żółciński 1929), ale większy ich rozwój rozpoczął się po II wojnie światowej. Początkowo przy prowadzeniu badań nad wpływem erozji na gleby zwracano głównie uwagę na miąższość poziomu próchnicznego (Chudecki 1960a, 1960b, Uggla i Mirowski 1960). Stwierdzono, że gleby na zboczach o dużym nachyleniu mają spłycony poziom próchniczny niekiedy do 15 cm, natomiast u podnóży tych zboczy, wskutek agradacji materiału, poziom próchniczny osiąga miąższość od 50 do 200 cm. Uggla i in. (1968) zauważyli, że zbocza wklęsłe lub siodła są miejscem większej akumulacji próchnicy. Na Mazurach w zamkniętych zagłębieniach ilość zakumulowanej próchnicy często przekracza $500 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$, a w skrajnych przypadkach osiąga nawet $1659 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$. W okresie tym nie badano jeszcze stopnia zerodowania gleb i wielkości ich degradacji, ograniczając się głównie do podawania stopnia agradacji osadów w postaci miąższości deluwiów. Uważano, że miąższość poziomu próchnicznego na stoku nie powinna być traktowana jako wskaźnik zerodowania, gdyż często poziom ten jest sztucznie podtrzymywany przez zabiegi uprawowe (Uggla i in. 1968), aczkolwiek zauważano, że w niektórych miejscach zboczy płytki poziom próchniczny może przechodzić od razu w skałę macierzystą.

Pod koniec lat 80. ubiegłego wieku zaczęto podkreślać rolę i stopień przekształceń gleb przez denudację. Turski i in. (1987, 1991) opracowali na terenach lessowych podział gleb erodowanych na sześć grup: gleby nieerodowane, cztery stopnie zerodowania (słabe, średnie, silne i całkowite) oraz gleby deluwalne. W wyniku ogławiania gleb płowych na wypukłych odcinkach zbocza następowało odsłanianie głębszych poziomów profilu gleb (np.

Bt), co w założeniach ówczesnej systematyki gleb powodowało kwalifikację takiej gleby do gleby brunatnej (Dobrzański i Zbysław 1955, Turski i in. 1987, Koćmit 1988). Takie podejście do genezy gleby „hamowało” postęp w badaniach gleboznawczych nad stopniem zerodowania gleb w sensie ilościowym.

Nowy impuls do omawianych badań dało wprowadzenie koncepcji systematyzowania gleb opartej na obecności w profilu tzw. poziomów diagnostycznych (Systematyka gleb Polski 1989), co spowodowało zmianę w klasyfikacji typologicznej gleb zerodowanych. Na przykład glebę o morfologii profilu A–B–C, ale przy stwierdzonych cechach diagnostycznych poziomu B, jako argic (Bt), można zakwalifikować jako płową, pomimo wizualnego podobieństwa do gleby brunatnej. Z tego też powodu w latach 90. zaczęto zwracać uwagę na fakt, że większość gleb określanych jako brunatne w terenach falistych (erodowanych) stanowią najczęściej gleby płowe o skróconym profilu (brak poziomu wymywania), tylko morfologicznie są one podobne do gleb brunatnych (Marcinek 1994, Marcinek i Komisarek 2001). To stwierdzenie stało się podstawą do badań nad stopniem przekształceń gleb płowych (Koćmit 1992, Koćmit i in. 2001, Kaźmierowski 2001, Marcinek i Komisarek 2004, Paluszek 2010, Szpikowski 2010, Świtoniak 2010) oraz charakterystyki pokrywy glebowej ujmowanej w sposób przestrzenny (dezaktualizacja map).

Obecnie ocenę stopnia przekształcenia gleb przez procesy denudacyjne dokonuje się najczęściej przez porównanie gleb podlegających tym procesom z glebami położonymi w obszarach płaskich, gdzie nie obserwuje się rozwoju erozji i gdzie gleby uznaje się za niezerodowane (Marcinek 1994, Kaźmierowski 2001). Część badaczy poszukuje takich referencyjnych profili glebowych na sąsiadujących obszarach pozostających w użytkowaniu leśnym, gdzie procesy denudacyjne są ograniczane przez szatę roślinną (Koćmit 1992, Koćmit i in. 2001, Świtoniak 2010).

Podjęte próby określenia ilościowego ubytku gleb w procesie denudacji na podstawie porównania gleb położonych w sąsiedztwie, ale o różnym użytkowaniu (las–pole) na obszarach niżowych Polski wykazały niekiedy dość znaczne skrócenie gleb. Na przykład w okolicach wsi Dłusko (strefa morenowa) stwierdzono skrócenie gleb o około 40–50 cm (Koćmit 1988, 1992), w okolicy wsi Brwice (strefa czołowomorenowa) miejscami o około 70 cm (Koćmit i in. 2001), a na Pojezierzu Brodnickim nawet do 120 cm (Świtoniak 2010).

Sinkiewicz (1998) przy określaniu denudacji stoków kierował się dodatkowo plamistością gleb, którą utożsamiał z nierównym ich zerodowaniem. Wydzielił on trzy stopnie przeobrażenia rzeźby terenu: słabo przeobrażone, średnio przeobrażone i silnie przeobrażone. Określił też stopień skrócenia profili glebowych w obrębie miejscowo pojawiających się plamistości w pokrywie glebowej o 30 cm (stoki słabo przeobrażone), 30–80 (obszary średnio przeobrażone) do niemal całkowitego zredukowania gleb w obrębie obszarów silnie przeobrażonych. Podkreśla przy tym, że dotyczy to przede wszystkim wypukłych elementów w rzeźbie terenu.

Inny podział zerodowania gleb wprowadzili Marcinek i Komisarek (2001, 2004) dla obszarów Wielkopolski. Wydzielili oni cztery stopnie zerodowania gleb (słaby, umiarkowany, średni i silny) przyjmując za kryterium tego podziału procentowy ubytek solum glebowego. Takie podejście pokazuje wprawdzie stopień przekształcenia gleby, ale utrudnia ilościowe

(w cm) określenie skrócenia gleb. Utrata 50% miąższości pierwotnie wykształconych poziomów w glebie słabo wykształconej może oznaczać na przykład 10 cm, a w glebie dojrzałej – 40 cm. Klasyfikacja ta dotyczy zarówno ubytku gleby w pionie (solum), jak i w zajmowanej przez nią przestrzeni.

W literaturze istnieje niewiele danych o przekształceniach gleb w obrębie większej jednostki krajobrazowej, jak na przykład: płata wysoczyznowego, zlewni itp. (Dobrzański i Zbysław 1955, Kaźmierowski 2001). Często badania dotyczyły samych zboczy i przekształceń gleb w ich obrębie (Kowalkowski 1980, Józefaciuk i Kern 1992, Szejder 1998, Koćmit i in. 2001, Rejman 2006, Paluszek 2010, Szpikowski 2010). Najczęściej jednak przekształcenia gleb ukazywane są w układzie katenalnym przy okazji badań związanych z ogólnie pojętą erozją gleb (Licznar i in. 1988, Mazur i Pałys 1991, Mazur i Dechnik 1991, Bieniek 1997), ewolucją krajobrazów o zróżnicowanej rzeźbie (De Alba i in. 2004), przy walidacji modelowania procesów erozji (Sommer i in. 2008) lub przy określaniu przekształceń antropogenicznych (Kowalkowski i Wójcik 1964 za Kowalkowski 1988, Borowiec 1970, Sinkiewicz 1998, Bednarek i in. 2009).

Do badań zwykle wykorzystuje się kateny, na których wyraźnie uwidaczniają się zmiany w morfologii gleb. Uzyskane w ten sposób wyniki czasami informują o znacznych przekształceniach gleb. Szpikowski (2010) podaje, że na obszarze zlewni Perznicy (Pojezierze Drawskie) 56% badanych katen posiada gleby silnie zerodowane, a tylko 5% stanowią gleby nieerodowane, przy czym za gleby silnie zerodowane uznaje gleby płowe pozbawione poziomu luvic (Et).

Zmiany w morfologii profili glebowych, wskutek denudacji w układzie przestrzennym, ukazali Dobrzański i Zbysław już w 1955 roku. W obszarze badanej zlewni lessowej w Werbkowicach autorzy ci stwierdzili, że gleby nieprzekształcone erozyjnie zajmują 43%, w pozostałej części badanego obszaru występują gleby zmyte (41%) i przykryte deluwiami (16%). Z kolei dane dotyczące obszaru zlewni Rowu Przybrodzkiego (około 220 ha na Pojezierzu Poznańskim) wskazują na niewielkie przekształcenia pokrywy glebowej w skali całej zlewni, ponieważ tylko 3,7% gleb zaliczono do fazy średnio zerodowanej i tylko 1,9% do fazy silnie zerodowanej (Kaźmierowski 2001). Należy przy tym dodać, że rzeźba terenu zlewni Rowu Przybrodzkiego jest bardzo wyrównana i praktycznie nie spotyka się tam spadków większych niż 5%, które często uznaje się za granicę rozwoju procesów erozji wodnej.

Najwięcej wyników badań nad przekształceniami gleb na stokach przyniósł początek XXI wieku, kiedy zaczęto podkreślać rolę denudacji wywołanej rolniczą działalnością człowieka (Sinkiewicz 1998, Koćmit i in. 2001, Kaźmierowski 2001, Klimowicz i Uziak 2001b, De Alba i in. 2004, Twardy 2008, Twardy i Klimek 2008, Bednarek i in. 2009, Paluszek 2010, Szpikowski 2010, Świtoniak 2010, 2011). Zwrócono wtedy uwagę, że działanie erozji wodnej i uprawowej odbywa się łącznie, ale obserwowane jest w innych miejscach na stoku (Schumacher i in. 1999, De Alba i in. 2004, Li i in. 2009). Erozja wodna powoduje największe zmiany w glebach na powierzchniach najbardziej nachylonych, natomiast antropogeniczna najsilniej wpływa na gleby w górnych – wypukłych odcinkach zboczy. Te kopulaste wyniesienia są bowiem często rozorywane pługiem.

Wielu badaczy próbuje wykazać ściśle powiązanie w rozwoju lub przemianach gleb z rzeźbą terenu, a szczególnie z elementami składowymi stoku (Pennock i in. 1987, Pennock

i De Jong 1990, Hall i Olson 1991, Park i in. 2001). Stok dzielony jest na cztery podstawowe składowe (wierzchowina – *hilltop*, zbocze wypukłe – *convex slope*, zbocze wklęsłe – *concave slope* i podnóże – *toeslope*) lub na pięć części (wierzchowina – *summit*, zbocze wypukłe – *shoulder*, zbocze środkowe – *backslope*, zbocze wklęsłe – *footslope* i podnóże – *toeslope*). Próbuje się też znaleźć wzory ujmujące zintegrowane charakterystyki stoku, jak spadek i krzywiznę (Błaszczynski 1997, Park i in. 2001, Rodzik 2001). Zabiegi te mają pomóc badaczom pokrywy glebowej uściślić miejsca i kierunki przemian gleb pod wpływem procesów denudacyjnych.

2.2. Ograniczenia w przedstawianiu na mapie zmienności pokrywy glebowej

Przestrzenna zmienność gleb jest tematem badań kartografii gleb (Ostrowski 2001). Jednocześnie wielu autorów uważa, że w badaniach gleba należy do najtrudniejszych elementów środowiska (Degórski 2004). Wynika to w głównej mierze z jej trójwymiarowości, ciągłości przestrzennej i poligenezy, co powoduje dodatkowe trudności z przedstawieniem gleby na mapie dwuwymiarowej (Bednarek i Prusinkiewicz 1997, Ostrowski 2001, Degórski 2003).

Dodatkowo gleba, jako element przestrzeni geograficznej, nie jest zbiorem obiektów dyskretnych, lecz w sensie osobniczym jest tworem konceptualnym, powstałym w wyniku procesu myślowego człowieka (Prusinkiewicz 1985, Degórski 2004). Oznacza to, że nawet dokładnie prowadzone badania pokrywy glebowej przez kilku badaczy mogą się od siebie istotnie różnić.

Znacznie łatwiej jest przedstawić w układzie przestrzennym tylko wybrane (pojedyncze) właściwości lub cechy gleb, m.in. dzięki obecnemu rozwojowi cyfrowych programów geostatystycznych (Stach 1998, Marcinek i Komisarek 1998, Corwin i in. 2003, Usowicz i in. 2004, Lopez-Granados i in. 2005, Robinson i Metternicht 2006, Huang i in. 2007) i modelowaniu przestrzennym wybranych właściwości gleb (Carre i Girard 2002, Lamsal i Mishra 2010, Qin i in. 2012).

Glebę w układzie przestrzennym można ukazywać w różny sposób. Jednym z nich jest odwzorowywanie kształtów konturów lub wzorów, jakie uwidaczniają się szczególnie na zdjęciach lotniczych. Wyróżnia się wtedy tzw. struktury pokrywy glebowej (Bednarek i Prusinkiewicz 1997, Prusinkiewicz i Bednarek 1999).

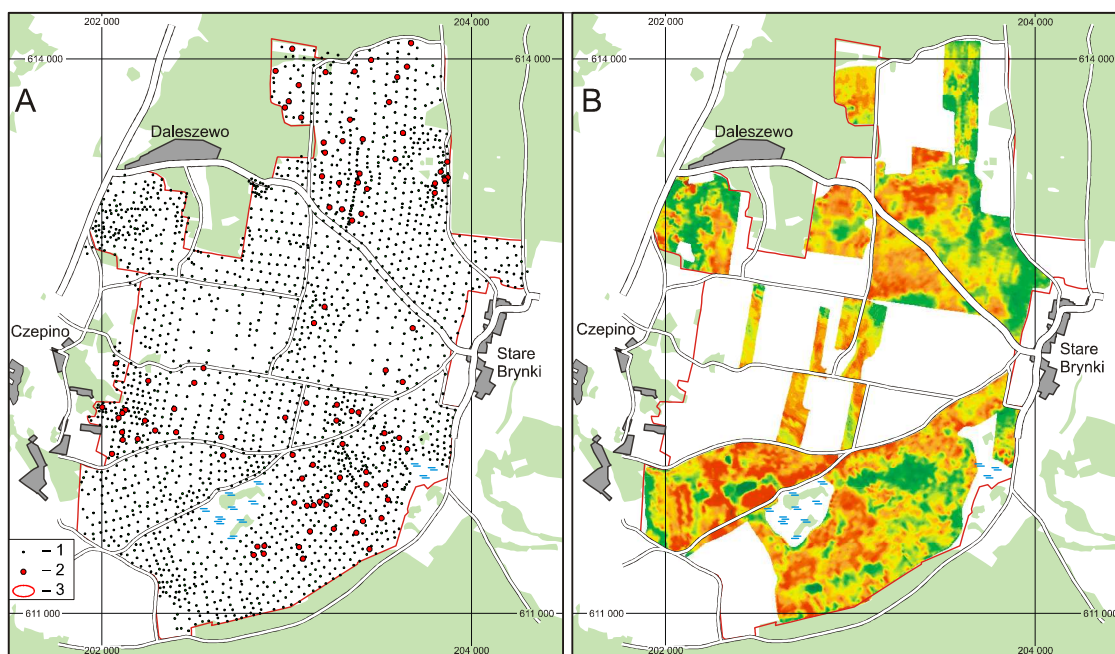
W Polsce w latach 70. została zrealizowana koncepcja mapy glebowo-rolniczej, która jest jedną z najdokładniejszych map ukazujących pokrywę glebową (Strzemski 1969, 1971, Ostrowski 2001, 2005). Mapa ta była stworzona specjalnie dla celów produkcji rolniczej i miała wskazywać jakie rośliny najlepiej nadają się na dane siedlisko. Dla utrzymania jej czytelności dokonywano często daleko posuniętej generalizacji treści (Ostrowski 2001). Jednym z ograniczeń była wielkość konturu ustalona dla powierzchni 0,2 ha. W rzeczywistości kontury mniejsze od 0,5 ha stanowią poniżej 5% liczebności wszystkich wydzielonych jednostek na Pomorzu (mapa glebowo-rolnicza 1 : 5000, wersja cyfrowa). W innych krajach dla map w skali 1 : 5000 za najmniejszą jednostkę glebową, możliwą do ukazania na mapie, uważa się 0,1 ha (Soil Survey... 1993).

3. Metody badań

3.1. Badania terenowe

Kartografia gleboznawcza wymaga przede wszystkim przeprowadzenia dokładnych prac terenowych, mających na celu rozpoznanie zróżnicowania pokrywy glebowej (zadania gleboznawcze) i równoczesnych prac pomiarowych, warunkujących dokładność wydzielenia jednostek glebowych w terenie (zadania geodezyjne). Prace gleboznawcze realizowane były w latach 2003–2010 i rozłożone zostały na dwie części. W pierwszej określono zmienność gleb na powierzchni badawczej metodą punktów rozproszonych poprzez wykonanie 2120 wierceń o głębokości od 80 do 300 cm (rys. 1A). Wiercenia te wykonano za pomocą próbnika glebowego o średnicy 3 cm, opracowanego przez holenderską firmę Eijkelkamp. Odległość pomiędzy punktami badawczymi z reguły nie przekraczała 50 m, a nierzadko dochodziła do 10 m.

Tradycyjne metody badań gleb oparte na pracochłonnych wierceniach rozszerzono następnie o nowe, znacznie szybsze techniki wykorzystujące urządzenie EM-38 firmy GEONICS (rys. 1B). Za pomocą tego urządzenia przeprowadzono badanie przewodności elektromagnetycznej gleb na wybranych fragmentach terenu badań, uprzednio rozpoznanych badaniami tradycyjnymi. Badania te miały na celu uzyskanie większej dokładności wydzielanych konturów glebowych, zwłaszcza precyzyjne wskazywanie gleb zerodowanych i agradowanych na obszarach o drobnopromiennej rzeźbie terenu podlegających w przeszłości procesom denudacyjnym.



Rys. 1. Rozmieszczenie odkrywek i wierceń gleboznawczych (A) oraz powierzchnie, na których przeprowadzono badanie przewodności elektromagnetycznej (B) w obszarze badań; 1 – wiercenia gleboznawcze, 2 – odkrywki glebowe, z których pobrano próbki, 3 – obszar badań.

W drugiej części gleboznawczych prac terenowych wykonano 95 reprezentatywnych odkrywek glebowych i ukazano ich budowę morfologiczną przez opisanie poziomów genetycznych oraz ustalenie ich przynależności taksonomicznej (Systematyka gleb Polski 1989 i 2011). Z poszczególnych poziomów pobrano próbki o naruszonej strukturze do badań właściwości fizykochemicznych i chemicznych oraz próbki o nienaruszonej strukturze do cylinderków o objętości 100 cm^3 w celu oznaczenia gęstości objętościowej.

Lokalizację wszystkich wierceń i odkrywek wykonano za pomocą urządzeń GPS dających, na otwartych przestrzeniach pól, dokładność w granicach 1–3 m. Dzięki integracji urządzenia GPS z oprogramowaniem GIS (ArcPad firmy Esri) możliwe było wstępne kreślenie konturów już na etapie prac terenowych.

Równocześnie z badaniami gleboznawczymi wykonywano obserwacje i pomiary rozmiarów erozji wodnej na badanym obszarze. Prace polegały na rejestracji przebiegu żłobin oraz pomiarach ich parametrów, jak głębokość i szerokość, stosując metodę Klimczaka (1988) z użyciem aparatury GPS–GIS (Podlasiński i in. 2005). Dzięki tej metodzie możliwe było dokładne ustalenie ilości oraz przebiegu żłobin na większych obszarach, co w warunkach badań poletkowych byłoby trudne do uzyskania. Ponadto mierzono stożki deluwialne zachowane u wylotów żłobin w dolnej części zboczy dla określenia ich powierzchni i miąższości zdeponowanych osadów. Badania te udokumentowały rozmiar i miejsca występowania erozji wodnej. Dokumentacja erozji aktualnej jest pomocna w określeniu przekształcenia gleb i ich wpływu na heterogeniczność pokrywy glebowej.

3.2. Badania laboratoryjne

Badania laboratoryjne zawężono do uzyskania podstawowych analiz związanych z ustaleniem przynależności typologicznej gleb i ich podstawowej charakterystyki użytkowej. W laboratorium wykonano następujące analizy i oznaczenia właściwości chemicznych i fizycznych:

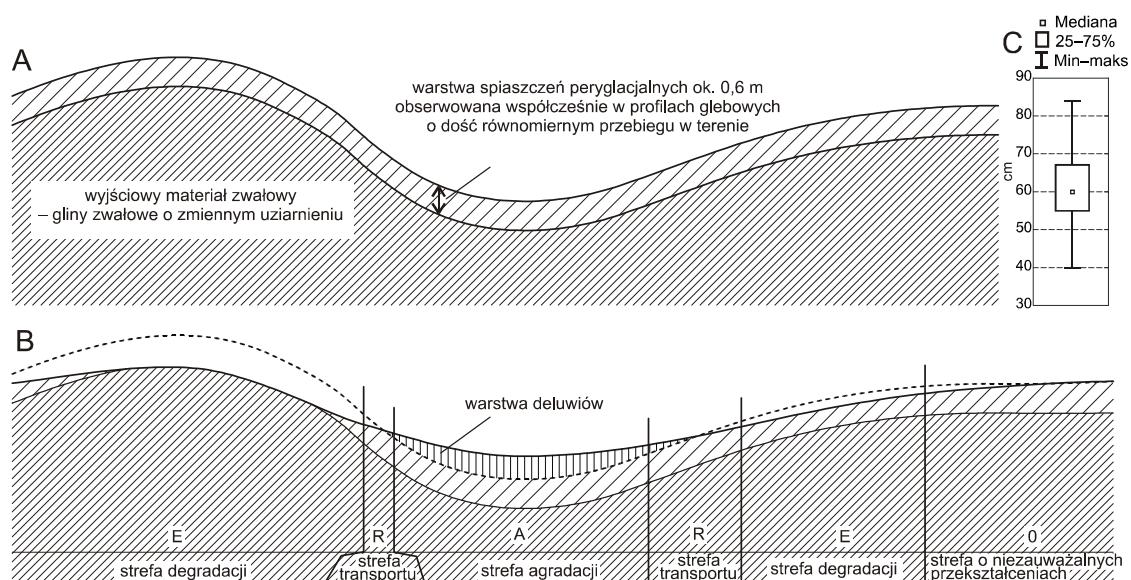
- skład granulometryczny – metodą areometryczną Bouyoucosa w modyfikacji Casagrande'a i Prószyńskiego. Frakcje piasku dodatkowo oznaczono metodą sitową na mokro. Do podziału materiału glebowego na grupy granulometryczne zastosowano normę PTG i PTG 2008;

- zawartość węgla organicznego metodą Tiurina;
- zawartość azotu ogółem metodą Kjeldahla;
- odczyn gleb potencjometrycznie pehametrem Orion 420A z elektrodą zespoloną w roztworze KCl o stężeniu $1 \text{ mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ i oddzielnie w H_2O ;
- zawartość węglanów metodą Scheiblera;
- właściwości sorpcyjne metodą Kappena;
- zawartość fosforu ogółem – metodą kolorymetryczną;
- zawartość form ogólnych pierwiastków Fe, Mg, K, Ca, Na w mieszaninie kwasów azotowego(V) i chlorowego(VII) metodą ASA;
- gęstość objętościową gleby suchej oznaczono w cylinderkach o objętości 100 cm^3 .

3.3. Prace kameralne (kartograficzne)

W kartografii gleboznawczej ostatni etap stanowią prace kameralne, podczas których opracowuje się wyniki badań i redaguje mapy. Uszczegółowienie badań terenowych dało podstawę zredagowania nowej mapy glebowo-genetycznej w skali 1 : 5000 oraz mapy glebowo-rolniczej w skali 1 : 5000. Redakcja drugiej mapy została oparta na zasadach przyjętych w Instrukcji do sporządzania map glebowo-rolniczych (Instrukcja... 1965). Mapa glebowo-genetyczna została przygotowana według własnych założeń, wśród których szczególnie uwypuklono różnice w morfologii gleb spowodowanych procesami denudacyjnymi. Przy określaniu zarysu konturów gleb wykorzystano także zdjęcia satelitarne dostępne dla badanego obszaru, jednak ich przydatność, ze względu na pokrywę roślinną, nie była wystarczająca do szerszego zastosowania, mimo posiadania zdjęć z trzech okresów. Wszystkie symbole zastosowane na mapie glebowo-genetycznej oparto na tych, które wprowadzono w najnowszej Systematyce gleb Polski (2011) oraz klasyfikacji uziarnienia z 2009 roku.

Zagadnienie podziału gleb ze względu na działanie denudacji schematycznie objaśniono na rysunku 2.



Rys. 2. Hipotetyczny stan uziarnienia warstwy powierzchniowej (w zasięgi profilu glebowego) w obszarze glacialnym wykształcony w klimacie peryglacialnym (A) oraz schemat wydzielenia jednostek określających przekształcenia gleb w wyniku współczesnych procesów denudacyjnych (B); c – statystycznie określona miąższość współczesnej warstwy spieszceń (na podstawie 220 punktów z obszaru badań); 0 – obszar z zachowaną warstwą spieszceń peryglacialnych; E – obszar częściowego lub całkowitego usunięcia warstwy spieszceń peryglacialnych w wyniku działania procesów denudacyjnych; R – obszar transportu (z zachowaną lecz przekształconą warstwą spieszceń peryglacialnych); A – obszar nadbudowy warstwy spieszceń peryglacialnych przez agradację.

Gleby o pełnym profilu (najmniej przekształcone – 0) stwierdzono na podstawie badań gleboznawczych na powierzchniach płaskich w obrębie płata morenowego, gdzie nie obserwuje się rozwoju procesów denudacyjnych oraz z danych dostępnych w literaturze dotyczącej obszarów młodoglacialnych (Koćmit 1992, Marcinek 1994, Kaźmierowski 2001, Marcinek

i Komisarek 2001). Uwzględniając powyższe dane założono, że spiaszczenie wierzchnich poziomów utworów zwałowych, dokonanych w warunkach peryglacjalnych i utrwalonych w procesie glebotwórczym na powierzchniach płaskich, oscyluje w granicach 55–68 cm (połowa populacji gleb położonych na obszarach płaskich – rys. 2C), natomiast na powierzchniach nachylonych może być płytsze (50–60 cm). Spiaszczenie, które uwidacznia się w glinach zwałowych, dodatkowo sprzyja rozwijaniu się procesu lessiważu.

Wszelkie odchylenia od założonej miąższości spiaszczenia potraktowano jako późniejsze przekształcenia gleb, spowodowane różnymi procesami denudacyjnymi. Wydzielono obszary degradacji (E na rys. 2B), w których ukształtowana warstwa uległa zmniejszeniu poniżej 50 cm, bądź zupełnie została usunięta.

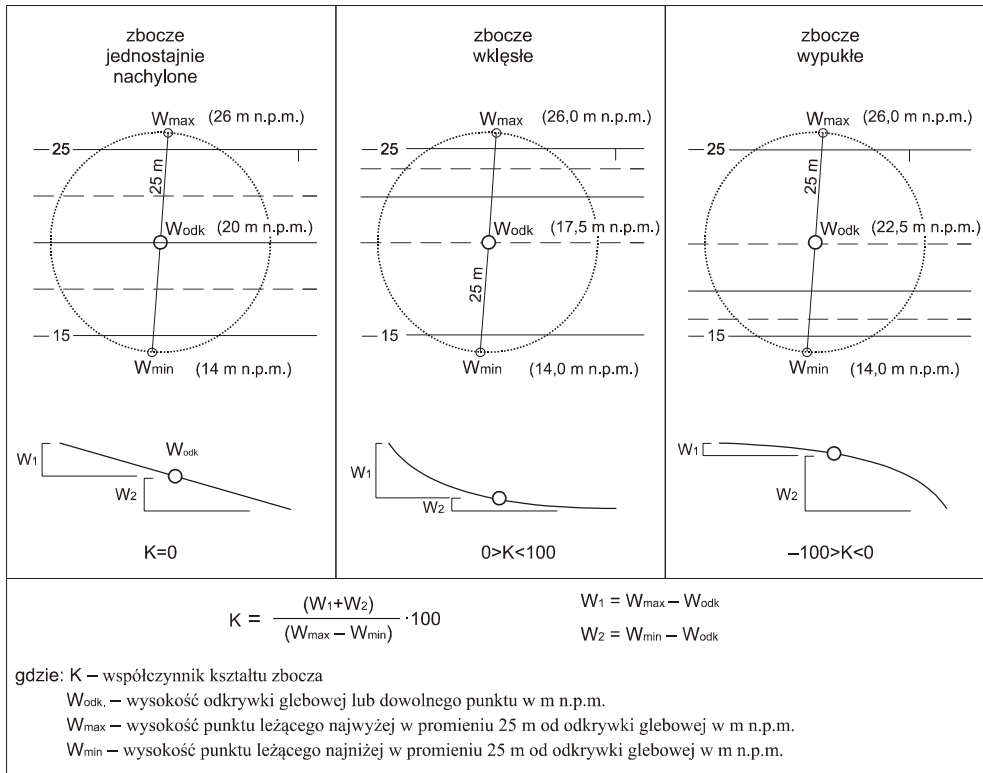
Dodatkowo wydzielono powierzchnie agradacji, w których spiaszczenia peryglacjalne są pokryte próchnicznym materiałem deluwialnym (A) i powierzchnie względnej równowagi (R), gdzie występuje równowaga dynamiczna dwóch procesów agradacji i degradacji (Jahn 1954, Gerlach 1966), w których zachowany był stan bliski glebom nieprzekształconym, położonym na obszarach niepodlegających procesom denudacyjnym. W obrębie poszczególnych stref wykonywano odkrywki reprezentatywne, w których następnie określano morfologię gleb. Stwierdzona w profilach glebowych obecność odpowiednich poziomów genetycznych stanowiła podstawę klasyfikacji typologicznej. W dalszej części pracy poszczególnym strefom przyporządkowano typy i podtypy gleb określone zgodnie z kryteriami Systematyki gleb Polski z 1989 i 2011.

W pracach związanych z badaniami procesów erozji gleb często zwraca się uwagę na oddziaływanie na gleby różnej siły, która jest zależna od krzywizny poziomej i pionowej zboczy (Rodzik 2001). Ze względu na inną metodę określania, oznaczono literami K i P w odróżnieniu od innych autorów (Urbański 2010). W opracowaniu podjęto więc próbę powiązania występowania gleb podlegających denudacji z poszczególnymi elementami stoku w ujęciu matematycznym. Przy określaniu wpływu kształtu zboczy na morfologię gleb zastosowano obliczenia, w wyniku których wypukłości i wklęsłości zboczy oraz ich zbieżności i rozbieżności (rys. 3 i 4) otrzymały odpowiednie liczby (np. $K = 0$). Dla określenia krzywizny zbocza przyjęto okrąg o promieniu 25 m ze względu na częste występowanie drobnopromiennych elementów rzeźby terenu.

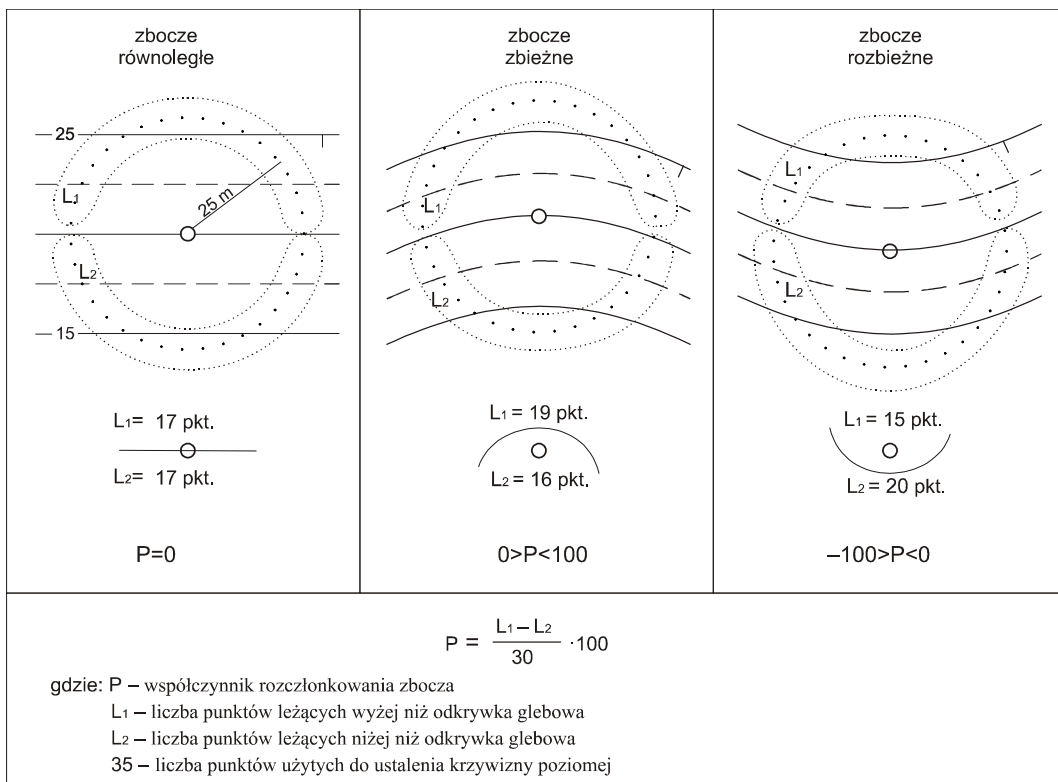
W schemacie ukazanym na rysunku 3 wartość współczynnika K dla zbocza jednostajnego wynosi 0, dla zbocza wklęsłego wynosi 41,7, a dla zbocza wypukłego –41,7. Teoretycznie zbocze wklęsłe może osiągnąć wartość 100, co by oznaczało, że odkrywka leży w najniższym miejscu (we wklęsłości), natomiast zbocze wypukłe –100, gdy odkrywka leży najwyższej rozpatrywanego obszaru o promieniu 25 m (kopuła). Sam współczynnik K nie informuje jeszcze o sile zachodzących na nim ewentualnych procesów denudacyjnych, można to uzyskać dopiero w powiązaniu z nachyleniem zbocza.

Zbieżność i rozbieżność zboczy określono wartością współczynnika P. Współczynnik ten jest liczony z wartości L_1 i L_2 , które odpowiadają liczbie punktów zlokalizowanych na okręgu o promieniu r (25 m) i oznaczają: L_1 – liczba punktów na części okręgu, których wysokość n.p.m. jest większa od wysokości odkrywki, L_2 – liczba punktów na okręgu leżących poniżej odkrywki. W okręgu umownie zlokalizowano 35 punktów. W świetle dokonanych obliczeń współczynnik P dla zbocza równoległego wynosi $P = 0$, dla zbocza zbieżnego posia-

da wartość dodatnią w zakresie od 0 do 100 (rynna), a dla zbocza rozbieżnego jest wartością ujemną w zakresie -100 (grzbiet) do 0 (rys. 4).



Rys. 3. Schemat określania kształtu zbocza (krzywizny pionowej) wartością liczbową



Rys. 4. Schemat określania krzywizny poziomej zbocza (zbieżności i rozbieżności) wartością liczbową

Siła oddziaływania procesów denudacyjnych zależy w głównej mierze od nachylenia terenu. Dla ukazania roli krzywizny zboczy w tych procesach dokonano poprawki wskaźników K i P mnożąc je przez 0,1 spadku terenu wyrażonego w procentach. W ten sposób uzyskano wskaźniki oznaczone symbolami KS i PS.

$$KS = K \cdot 0,1S$$

$$PS = P \cdot 0,1S$$

gdzie:

K – wskaźnik krzywizny pionowej zboczy,

P – wskaźnik krzywizny poziomej zboczy,

S – spadek terenu (%).

Uzyskane w ten sposób wskaźniki krzywizny zboczy (wynik mnożenia K lub P ze spadkiem (0,1S)) są bezwymiarowe, chociaż ich wartość można wyrazić także w procentach. Dodatkowo w pracy obliczono nowy, zintegrowany wskaźnik krzywizny pionowej i poziomej zboczy z uwzględnieniem spadku terenu (KPS), który uzyskuje się przez uśrednienie wskaźników KS i PS.

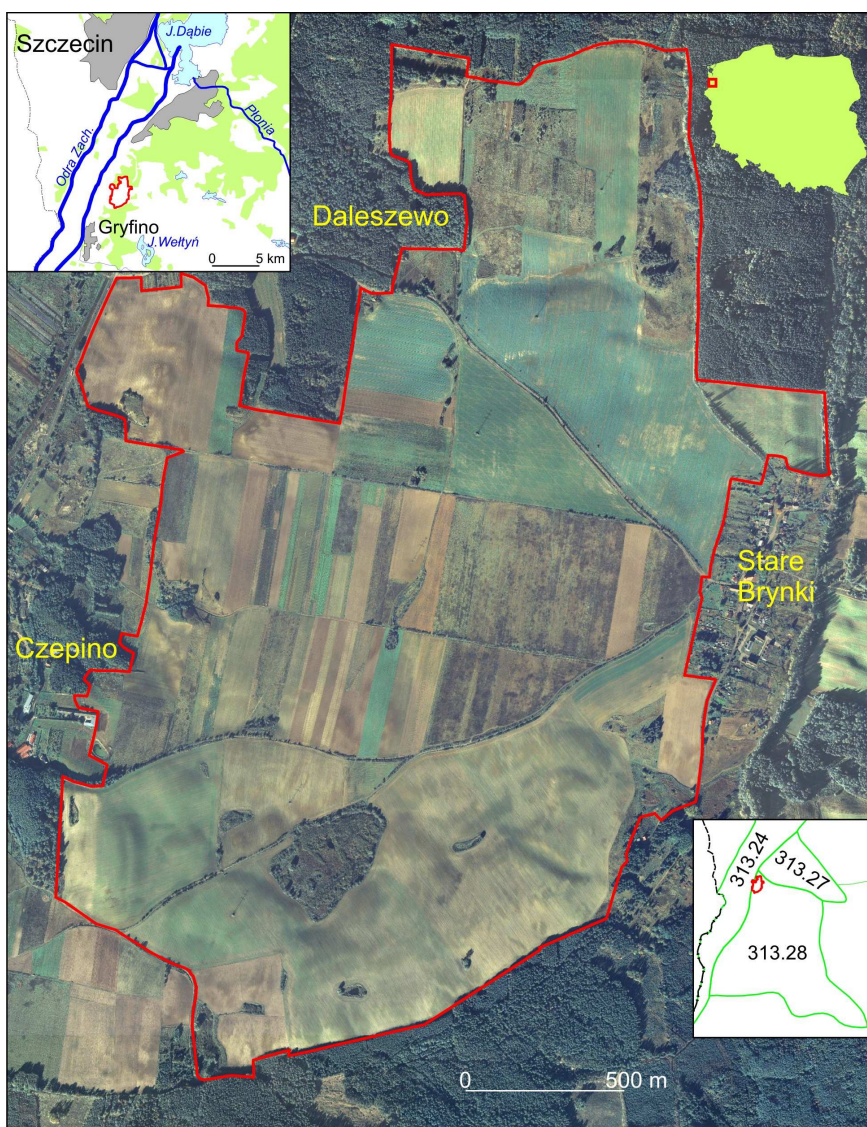
$$KPS = (KS + PS) \cdot 2^{-1}.$$

Wszystkie powyższe wskaźniki (K, P, KS, PS, KPS) stworzono w celu ukazania zależności pomiędzy specyfiką rzeźby młodoglacjalnej a stopniem denudacyjnego przekształcenia gleb w badanym obszarze.

4. Charakterystyka obszaru badań

4.1. Położenie

Badania przeprowadzono na powierzchni 462,3 ha w północno-zachodniej części mezoregionu Równina Wełtyńska (Kondracki 2009), około 20 km na południe od Szczecina, pomiędzy $53^{\circ} 16' 45''$ a $53^{\circ} 18' 33''$ szerokości geograficznej północnej oraz $14^{\circ} 31' 31''$ a $14^{\circ} 33' 40''$ długości geograficznej wschodniej. Obszar stanowią fragmenty trzech obrębów geodezyjnych: Czepino, Daleszewo i Stare Brynki w gminie Gryfino (rys. 5). Na analizowanym obszarze dominują użytki rolne (97,12%), pozostałą część zajmują zadrzewienia i nieużytki rolnicze.



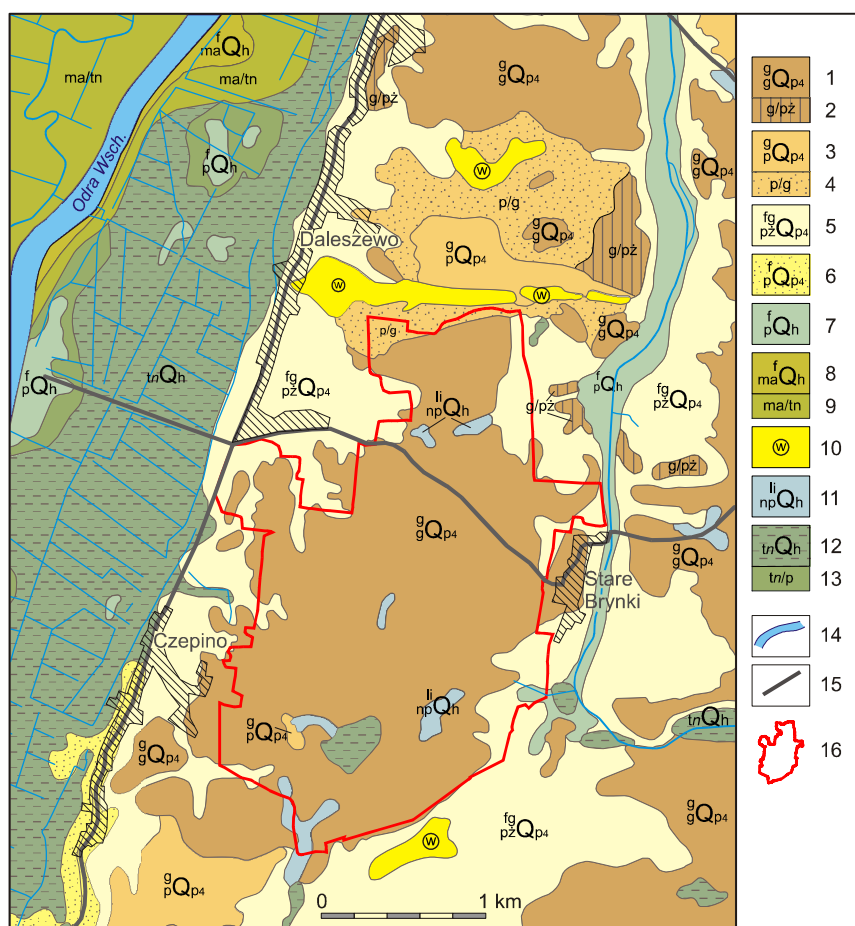
Rys. 5. Położenie obszaru badań na tle obrazu satelitarnego; 313,24 – Dolina Dolnej Odry; 313,27 – Wzgórza Bukowe; 313,28 – Równina Wełtyńska (wg Kondrackiego 2009).

4.2. Budowa geologiczna

Obszar Równiny Wełtyńskiej w swym ogólnym zarysie ukształtowany został podczas recesji ostatniego lądolodu (Wisły) z fazy mielecińskiej (Karczewski 1968). Dominują tu zatem skały osadowe pochodzenia glacialnego i fluwioglacjalnego.

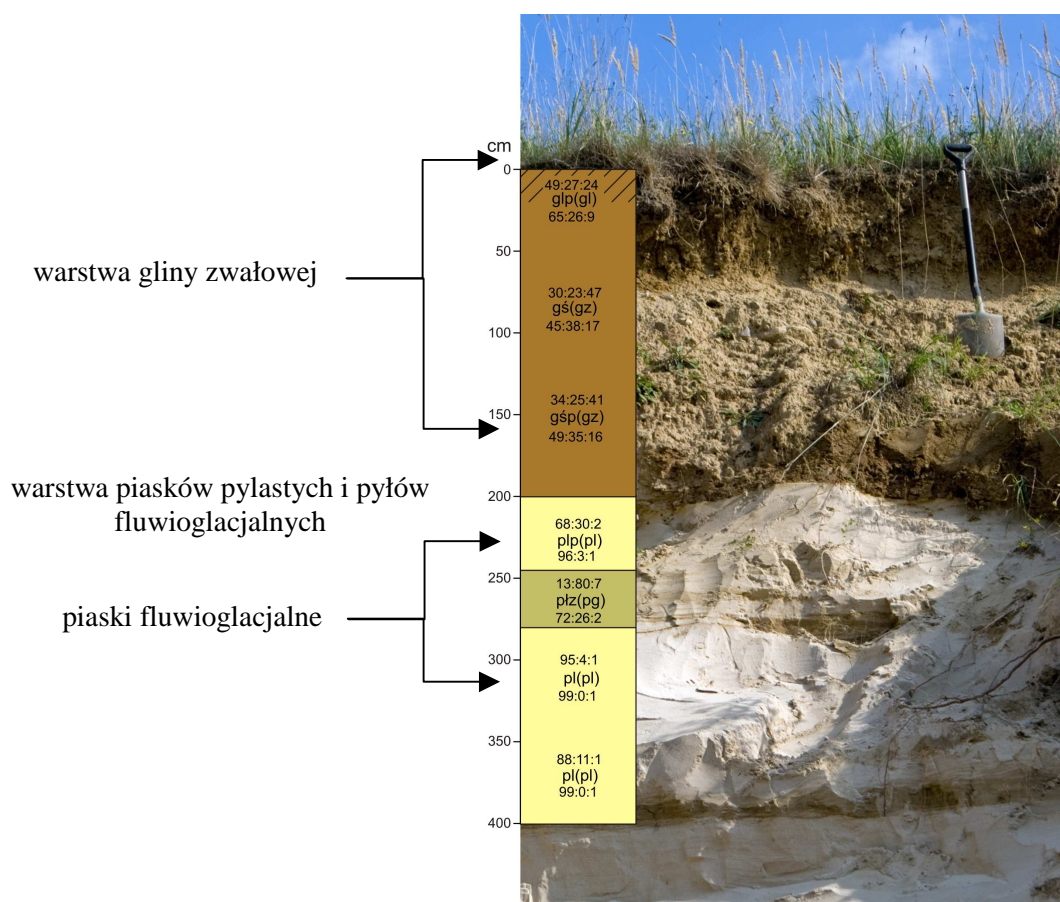
Największą powierzchnię zajmują gliny zwałowe (Kurzawa 1993). Występują głównie na płatach wysoczyznowych i miejscami na zboczach dolin. Lokalnie stwierdza się również występowanie piasków zwałowych o uziarnieniu piasków słabogliniastych.

Drugą grupę skał stanowią piaski fluwioglacjalne występujące najczęściej w postaci piasków luźnych, rzadziej słabogliniastych, sporadycznie pylastych (rys. 6). W stropowej części serii fluwioglacjalnej występują także utwory pyłowe zwykłe (rys. 7). Spotyka się je głównie na obszarach zboczy dolinnych i dnach dolin wód roztopowych, gdzie zostały odsłonięte starsze osady podglinowe, lub lokalnie na niewielkich powierzchniach sandrowych.



Rys. 6. Utwory powierzchniowe w północno-wschodniej części Równiny Wełtyńskiej – na podstawie szczegółowej mapy geologicznej Polski (1 : 50 000), arkusz Żeliszawiec (Kurzawa 1993);

1 – gliny zwałowe, 2 – gliny zwałowe na piaskach fluwioglacjalnych, 3 – piaski zwałowe, 4 – piaski zwałowe na glinach, 5 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 6 – piaski rzeczne tarasów nadzalewowych, 7 – piaski rzeczne tarasów zalewowych, 8 – mady rzeczne, 9 – mady rzeczne na torfach, 10 – piaski eoliczne w wydmach, 11 – namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych, 12 – torfy niskie, 13 – torfy niskie na piaskach, 14 – rzeki, 15 – obszar badań.



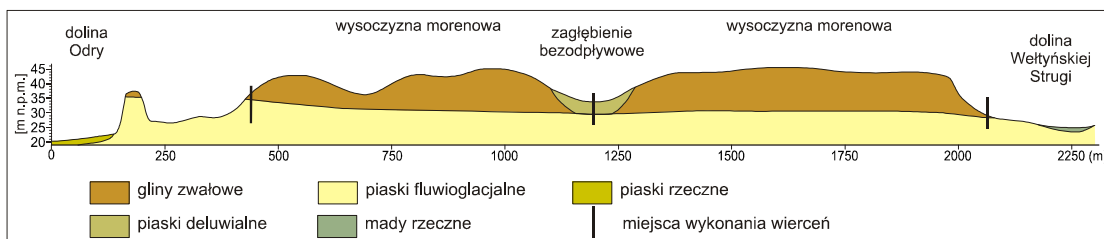
Rys. 7. Budowa wierzchniej części badanego płata wysoczyznowego koło Daleszewa (wg badań własnych);
 Górne liczby oznaczają proporcje frakcji piasków, pyłów i części spławialnych; dolne liczby – proporcje frakcji piasków, pyłów i ilów według nowej normy (2008); glp – grupa granulometryczna według normy PTG; gl – grupa granulometryczna według nowej normy PTG (2008).

Na przejściach utworów zwałowych w utwory fluwioglacjalne występuje najbardziej skomplikowana sytuacja litologiczna, zwłaszcza na zboczach, gdzie w przeszłości, wskutek grawitacyjnego zsuwania się materiału skalnego, często dochodziło do nakładania się obydwu rodzajów osadów. Obecnie objawia się to na niewielkich powierzchniach warstwowym ułożeniem piasków i glin w układzie pionowym.

Na rysunku 7 przedstawiono profil litologiczny widoczny na ścianie głębokiego wykopu w części brzeżnej płata morenowego, w którym względnie płytka warstwa gliny zalega na serii warstw utworów fluwioglacjalnych.

Trzecią grupę skał spotyka się w dolinach rzecznych i zagłębieniach bezodpływowych. Są to najmłodsze holocenijskie utwory organiczne (torfy) i mineralne utwory napływowe (mady, namuły i deluwia).

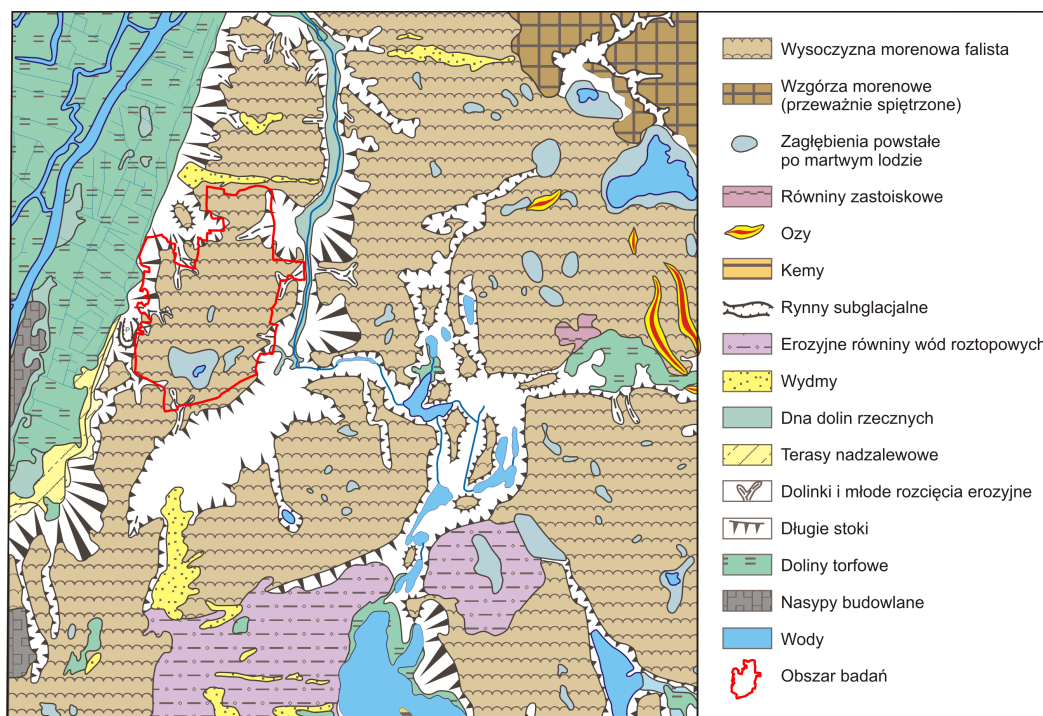
Najmniejszą powierzchnię fragmentu badanego płata wysoczyzny morenowej pokrywają piaski eoliczne, tworzące lokalnie wydmy. Schematyczną budowę geologiczną badanego obszaru ukazano na rysunku 8.



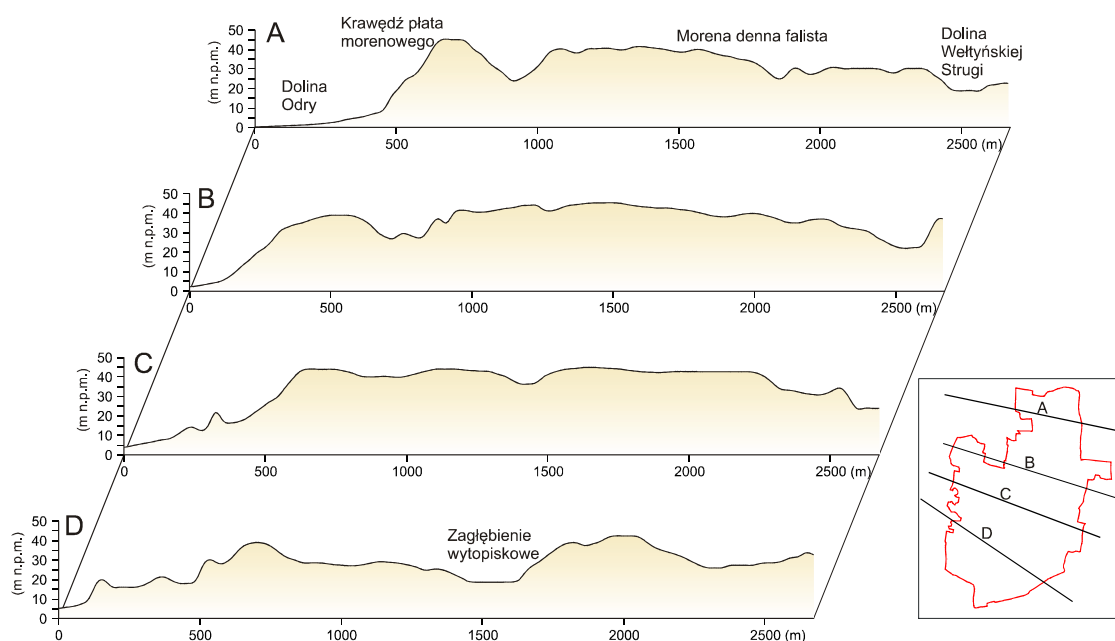
Rys. 8. Schematyczna budowa geologiczna badanego obszaru (na podstawie własnych wierceń i obserwacji w odkrywkach poeksploatacyjnych)

4.3. Rzeźba terenu – uwarunkowania rozwoju erozji

Zasadnicze rysy rzeźby terenu na badanym obszarze zostały nadane przez lądolód i wody lodowcowe. Podstawową formą rzeźby jest wysoczyzna morenowa falista w postaci izolowanego płata (rys. 9). Wznosi się ona do wysokości 40–47 m n.p.m. Jej powierzchnia urozmaicona jest kilkoma zagłębieniami bezodpływowymi, z których największe posiada dno położone na wysokości 20 m n.p.m. (rys. 10D i 12). Wysoczyzna opada wyraźnymi zboczami w kierunku doliny Odry na zachodzie i mniej wyraźnie w kierunku doliny Wełtyńskiej Strugi na wschodzie (rys. 10). Zbocza mają kształt wypukło-wklęsły lub bardziej złożony. Ich przeciętna długość w strefie krawędziowej waha się w zakresie 80–120 m (maks. do 280 m) oraz 70–100 (maks. 140) w obszarze wysoczyzny. Przeciętne nachylenie zboczy wynosi odpowiednio 7–20% (średnio 12,5%) oraz 2–15% (średnio 6,1%). Parametry zboczy mają istotne znaczenie, gdyż decydują o masie zgromadzonego śniegu lub wielkości opadu mokrego, a także o energii spływu wody i długości transportu materiału.



Rys. 9. Szkic geomorfologiczny północno-zachodniej części Równiny Wełtyńskiej (Kurzawa 1993, zmienione)



Rys. 10. Przekroje hipsometryczne ilustrujące rzeźbę badanego obszaru

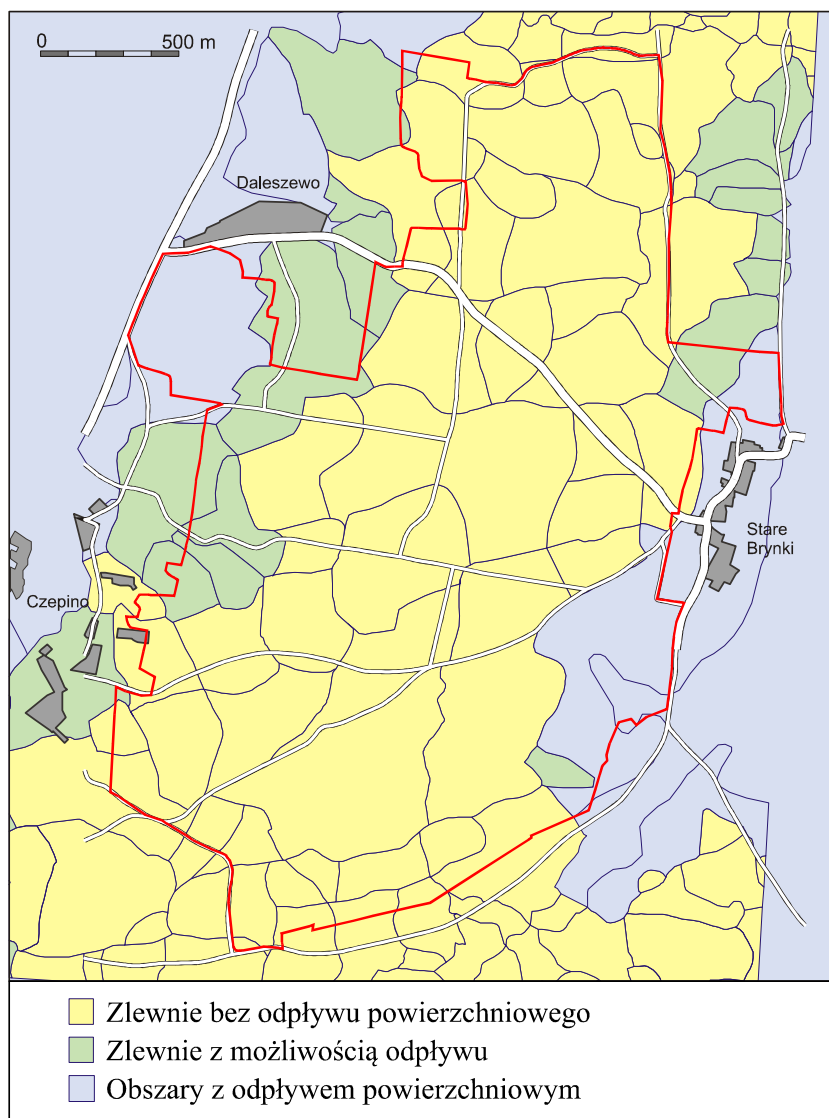
4.4. Warunki klimatyczne

Według Koźmińskiego i in. (2007), badany obszar znajduje się w VI krainie klimatycznej – Pyrzycko-Goleniowskiej. W klimacie tej krainy zaznacza się wpływ oddziaływania morskiego, gdyż temperatura powietrza zimą tylko nieznacznie spada poniżej 0°C ($-0,2^{\circ}\text{C}$), natomiast średnia roczna temperatura powietrza wynosi $8,5^{\circ}\text{C}$ i jest tylko nieco wyższa od średniej dla Polski. Średnia roczna suma opadów na badanym obszarze wynosi około 550 mm, z wyraźną przewagą opadów w miesiącach letnich (lipiec i sierpień). Ponieważ okres aktywnego wzrostu roślin trwa od 28 kwietnia do 7 października, nie sprzyja to rozwojowi erozji wodnej, gdyż gleba w tym okresie jest dobrze chroniona przez roślinność. W okresie badań (lata 2002–2009) opad o dużej sile wywołującej erozję liniową wystąpił tylko raz – 11 sierpnia 2007 roku (Podlasiński 2008). Większe znaczenie dla rozwoju erozji wodnej odgrywają roztopy wiosenne. Średnia data końca okresu z pokrywą śnieżną występuje koło 15 lutego, kiedy gleba nie jest jeszcze chroniona przez roślinność. Ewapotranspiracja rzeczywista jest niższa od opadów, co daje dodatni bilans wodny (Kędzióra 1999). Oznacza to, że nadwyżka wody wsiąka w glebę, powodując jej przemywanie.

4.5. Warunki wodne

Cały badany obszar leży w dorzeczu Odry i jej prawego dopływu – Wełtyńskiej Strugi (Omulny). Jednak większą część terenu objętego badaniami nie odwadnia żaden naturalny ciek stały. Większość badanego płata morenowego stanowią zagłębienia bezodpływowe (rys. 11), w części których występują niewielkie oczka wodne lub mokradła. W wielu zagłę-

bieniach o piaszczystym podłożu woda wsiąka i nie utrzymuje się w ciągu roku. Są to miejsca potencjalnego występowania gleb deluwalnych. Można założyć, że w obszarach bezodpływowych większość materii uruchamianej podczas procesów denudacyjnych pozostaje w obrębie zlewni, dzięki czemu łatwiej jest zbilansować materiał glebowy przemieszczony przez erozję wodną.



Rys. 11. Rozmieszczenie mikrozwlewni na badanym fragmencie płata morenowego

Znaczne zróżnicowanie rzeźby terenu oraz często piaszczyste podłoże w głębszych obniżeniach sprawia, że na badanym płacie morenowym rzadko spotyka się obszary z glebami nadmiernie uwilgotnionymi z silnie rozwiniętymi cechami redoksymorficznymi.

5. Denudacja antropogeniczna – przyczyna przekształceń gleb w czasach współczesnych

5.1. Rozwój procesów denudacyjnych

Głównym czynnikiem dokonujących się przekształceń w morfologii badanych gleb jest proces denudacji rozumiany jako erozja wodna (zmyw powierzchniowy) i erozja uprawowa związana z pracą pługa doprowadzająca do przemieszczenia materiału glebowego na powierzchniach pochyłych. Sinkiewicz (1998) nazywa je łącznie denudacją antropogeniczną. Procesy te nasiliły się bowiem w holocenie wskutek działalności człowieka (Starkel 1988).

W latach 2003–2010, równoległe z badaniami gleboznawczymi, prowadzono obserwacje rozwoju najbardziej powszechnego na Pomorzu procesu denudacyjnego jakim jest erozja wodna. Dane ilościowe i jakościowe pochodzą z obserwacji tego zjawiska, dokonywanego w momencie jego wystąpienia (rejestracja rozmiarów żłobin i stożków deluwialnych) zanim ślady zostały zniszczone przez zabiegi uprawowe. Żłobienie jest jedną z najbardziej zaawansowanych form rozwoju erozji wodnej w obszarach zbudowanych z glin i piasków gliniastych, mimo iż utwory te nie są zaliczane do szczególnie podatnych na zmywanie (Józefaciuk i in. 1985).

5.2. Erozja potencjalna

Przed wytypowaniem obszarów do badań erozji określono stopnie zagrożenia obszaru badań erozją potencjalną według metody opracowanej w IUNG (Józefaciuk i in. 1985). Metoda ta zakłada, że największy wpływ na rozwój erozji wodnej ma: rzeźba terenu (nachylenie zboczy) oraz uziarnienie górnych poziomów gleb (podatność na zmywanie określonych gatunków gleb). Została ona opracowana dla warunków całej Polski i najbardziej podkreśla erozję w obszarach lessowych. W obszarze Polski do silniej zagrożonych regionów, poza Wyżyną Lubelską i rejonami górskimi, należą także obszary północnej Polski.

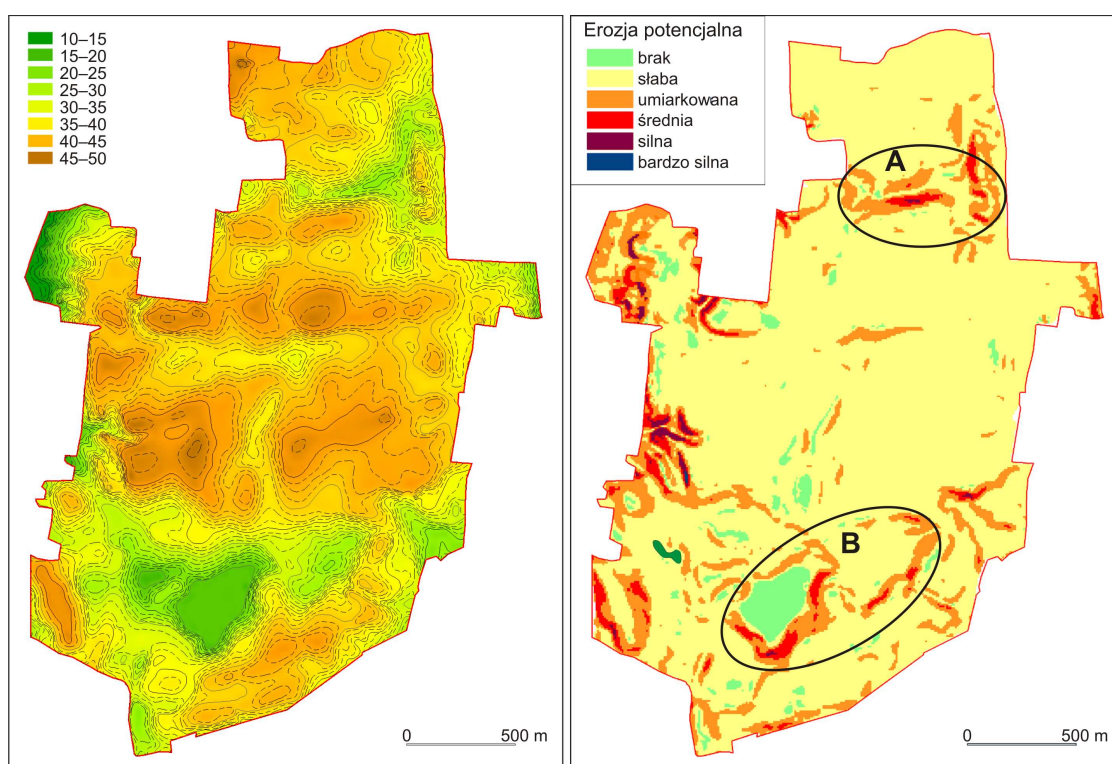
Omawiany obszar jest prawie w całości zagrożony erozją wodną, gdyż erozji potencjalnej podlega ponad 96,5% jego powierzchni. Zdecydowana większość obszaru posiada zagrożenie słabe, a jedynie około 4% podlega zagrożeniu średniemu i silnemu (tab. 1, rys. 12). Badany obszar można uznać za reprezentatywny dla innych obszarów na Pomorzu Zachodnim, tak ze względu na erozję, jak i inne warunki fizjograficzne i gospodarcze.

Największe zagrożenie erozją wodną występuje wzdłuż zachodniej granicy obszaru badań, co związane jest ze zboczami wysoczyzny morenowej przechodzącymi w dolinę Odry. Strefa krawędziowa jest silniej erodowana niż reszta wysoczyzny, ale stanowi stosunkowo małą powierzchnię w stosunku do całego obszaru badań (około 10%). Poza tym wysokość (> 30 m), długość (> 200 m) i spadki tej strefy znacznie odróżniają się od stoków spotykanych na obszarze wysoczyzny, gdzie średnio parametry te są o rząd wielkości mniejsze. W obrębie

samej wysoczyzny większe zagrożenie erozyjne występuje głównie w obrębie zboczy, które towarzyszą głębokim zagłębieniom bezodpływowym.

Tabela 1. Powierzchnia zagrożenia gleb erozją wodną potencjalną na obszarze badań

Zagrożenie erozją potencjalną	ha	%
Brak	16,15	3,50
Słabe	356,68	77,16
Umiarkowane	71,60	15,49
Średnie	15,02	3,25
Silne	2,77	0,60
Bardzo silne	0,06	0,01



Rys. 12. Hipsometria oraz stopień zagrożenia erozją wodną potencjalną na obszarze badań, elipsy obejmują zlewnie, w których szczegółowo rejestrowano erozję wodną; A – obiekt Daleszewo, B – obiekt Czepino

Na rysunku 12 zaznaczono elipsami dwa obszary, w których zwrócono szczególną uwagę na procesy erozji wodnej. W ich obrębie dokonywano bardziej szczegółowych pomiarów, rejestracji zjawisk i poboru próbek.

5.3. Natężenie splukiwania skoncentrowanego w latach 2003–2010

W latach 2003–2010 prowadzono obserwację rozmiarów erozji wodnej. W badaniach splukiwania wyróżnia się dwa jego rodzaje, określane mianem erozji żłobinowej (skoncentrowanej) i międzyżłobinowej (rozproszonej) – Gilley i in. 1992. Ten drugi rodzaj, według Brodowskiego i Rejmana (2003), stanowi z reguły do 30% całkowitego zmywu gleby, dlatego w badaniach skupiono się głównie na erozji żłobinowej. Wyniki badań przedstawiono w tabeli 2. Należy dodać, że uzyskany średni wskaźnik strat gleby na poziomie 1–2 Mg · ha⁻¹ jest zaniżony, gdyż nie uwzględnia erozji międzyżłobinowej.

Tabela 2. Rozmiary żłobienia podczas wiosennych roztopów w obrębie mikrozelewni Czepino

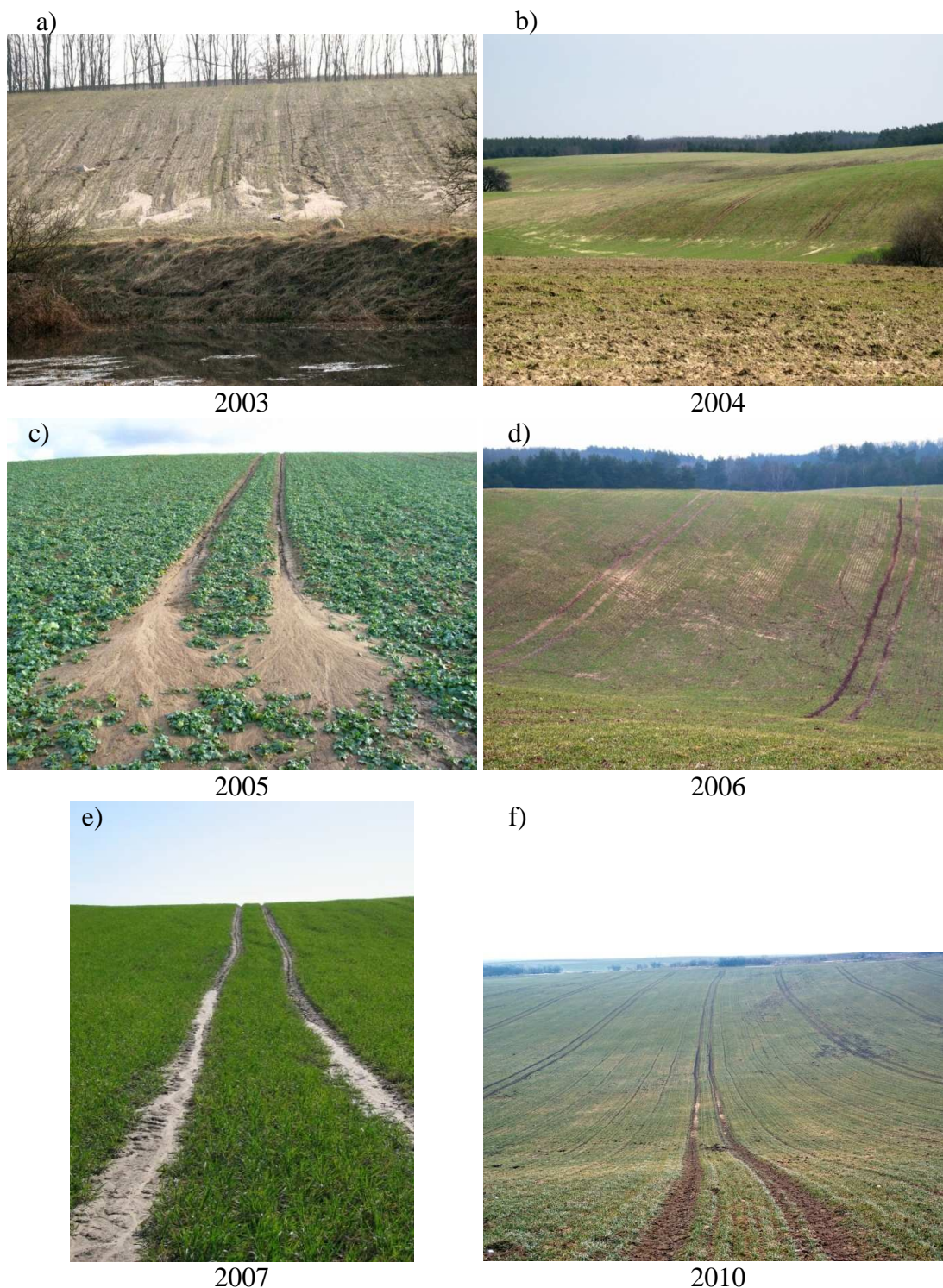
Rok	Parametry żłobin (cm)		Liczba żłobin na 100 m	Masa (Mg · ha ⁻¹) wyerodowanego materiału na 1 ha
	głębokość	szerokość		
2003	5–8	5–20	6–8	3–6
2004	3–10	7–12	4–6	1–3
2005	6–14	8–16	4–5	2–4
2006	2–4	6–10	4	0,3–1
2007	4–6	5–9	4	0,5–1,5
2008	2–3	5–8	2	0,1–0,3
2009	1–2	4–6	1	< 0,1
2010	2–5	2–4	4	0,2–0,6
2003–2010				1–2

Erozja żłobinowa może się rozwijać w każdej porze roku, ale najczęściej występuje w okresie wiosennym podczas szybkich roztopów, oraz w okresie letnim podczas gwałtownych deszczy burzowych. Wiosną w badanym wieloleciu obserwowana była praktycznie w każdym roku, ale o różnych rozmiarach i nie na tych samych powierzchniach. Było to uzależnione od kilku czynników, z których najważniejsza była uprawa roślin i ślady pozostawione przez maszyny rolnicze (koła maszyn, rowki po siewniku – fot. 1). Natomiast erozja wodna „burzowa” wystąpiła tylko raz, w sierpniu 2007 roku (Podlasiński 2008). Opublikowane wyniki pomiarów wykazały o wiele większe jej działanie niż zmywów roztopowych w całym okresie badań (8 lat).

Na fotografiach (fot. 1 a–f) można dostrzec czynniki sprzyjające erozji lub ograniczające jej rozwój. Cechą wspólną wystąpienia żłobienia są zbocza wypukłe, widoczne na każdej fotografii.

Poza rzeźbą terenu istotną rolę odgrywają różnego rodzaju ślady po przejazdach maszyn rolniczych (Piechnik 1998). Najbardziej niekorzystny układ tych czynników występuje wówczas, gdy ślady układają się zgodnie ze spadkiem terenu i gdy roślinność jest w młodych fazach rozwojowych lub przerzedzona, niespełniająca dostatecznie funkcji ochronnych. Nowoczesne technologie uprawy zbóż i rzepaku pozostawiają ślady w postaci ścieżek technologicznych. Stanowią one drogi skoncentrowanego spływu wody i żłobienia (2005, 2007, 2010 rok). Bardzo często siew roślin jest wykonywany przy jeździe siewnika zgodnie ze spadkiem

(2003, 2004, 2006, 2010). Słabo rozwinięte i niedostatecznie ukorzenione rośliny nie chronią wtedy gleby i wody roztopowe żłobią glebę po liniach przejazdu redliczek siewnika.

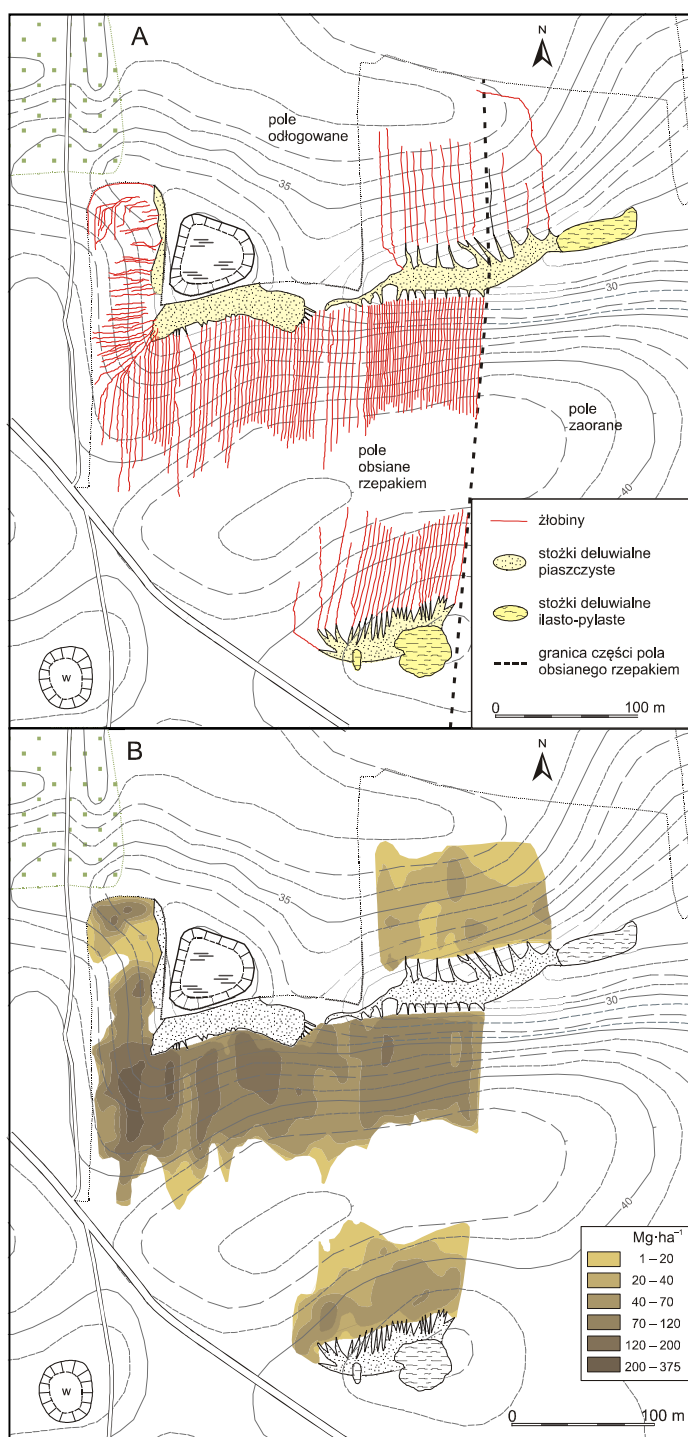


Fot. 1. Formy erozji wodnej w okresie wiosennym w latach 2003–2010 w rejonie Czepina

Dobrze rozwinięta roślinność (2005, 2007) jest w stanie ochronić powierzchnię gleby przed uderzeniami kropel deszczu, rozbryzgiem, splukiwaniem i zmywem, jednak przerwanie

jej ciągłości przez ścieżkę technologiczną osłabia funkcje ochronne i doprowadza do pojawienia się zmywów gleby.

W sierpniu 2007 roku doszło do sprzężenia kilku czynników sprzyjających silnemu zmywowi gleby. Silny opad burzowy wystąpił w dniu wykonywania siewu rzepaku. Na części pola o spadkach przekraczających 15% pozostały wyraźne ślady siewnika, ułożone zgodnie ze spadkiem zboczy (rys. 13). Ślady te wykorzystała spływająca woda opadowa, porywając cząstki świeżo spulchnionej gleby (fot. 2).



Rys. 13. Rozmieszczenie żłobin (A) oraz straty gleby na polu w Daleszewie (B)

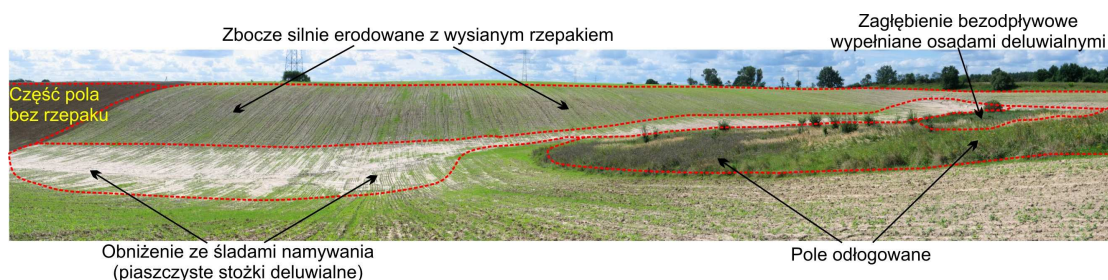


Fot. 2. Silny rozwój żłobin na polu w Daleszewie po opadzie burzowym w sierpniu 2007 roku

Straty gleby w obszarze żłobienia przekroczyły $100 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$, a w zachodniej części pola na zbieżnym stoku, gdzie dochodziło do większej koncentracji spływu wód, straty gleby dochodziły do $250 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$. Głębokość niektórych żłobin przekraczała 20 cm (fot. 3), a powierzchnia obszaru objętego żłobieniem wyniosła 4,4 ha. U podnóżu zboczy utworzyło się kilka rozległych stożków deluwialnych o łącznej powierzchni 0,85 ha (fot. 4). Tak silny rozwój erozji wodnej zdarza się bardzo rzadko. W trakcie 8-letnich obserwacji (a nawet wcześniej) nie wystąpiło podobne zdarzenie. Zatem można je uznać za zjawisko ekstremalne (Zwoliński 2008). Tego typu zjawiska mogą mieć tak duży wpływ na przekształcenia powierzchni terenu, jak występujące przez wiele lat zjawiska sekularne (Starkel 1986, Kostrzewski i in. 1992, Smolska 2008).



Fot. 3. Największe żłobiny powstałe w czasie gwałtownego opadu w Daleszewie w 2007 roku położone w zachodniej części pola obsianego rzepakiem w dniu wystąpienia opadu



Fot. 4. Panorama północnej części erodowanego pola (stan: 29.08.2007)

5.4. Wpływ erozji żłobinowej na zmiany uziarnienia poziomu próchnicznego

Wiosną 2005 roku stosunkowo wolne tajanie śniegu nie wywołało widocznego zmywania gleby. Wyjątek stanowiły ślady po przejazdach ciągnika i maszyn rolniczych, gdzie ubita gleba skutecznie spowolniła wsiąkanie wody i zarazem wywoływała jej ruch po zboczach (fot. 5). Zjawisko to dało możliwość obserwacji przebiegu procesów zmywu gleby i jego wpływu na uziarnienie poziomu próchnicznego w obrębie wyraźnego obniżenia terenowego i okalających zboczy, stanowiącego zamkniętą mikrozelewnię o powierzchni około 22 ha w rejonie Czepina.

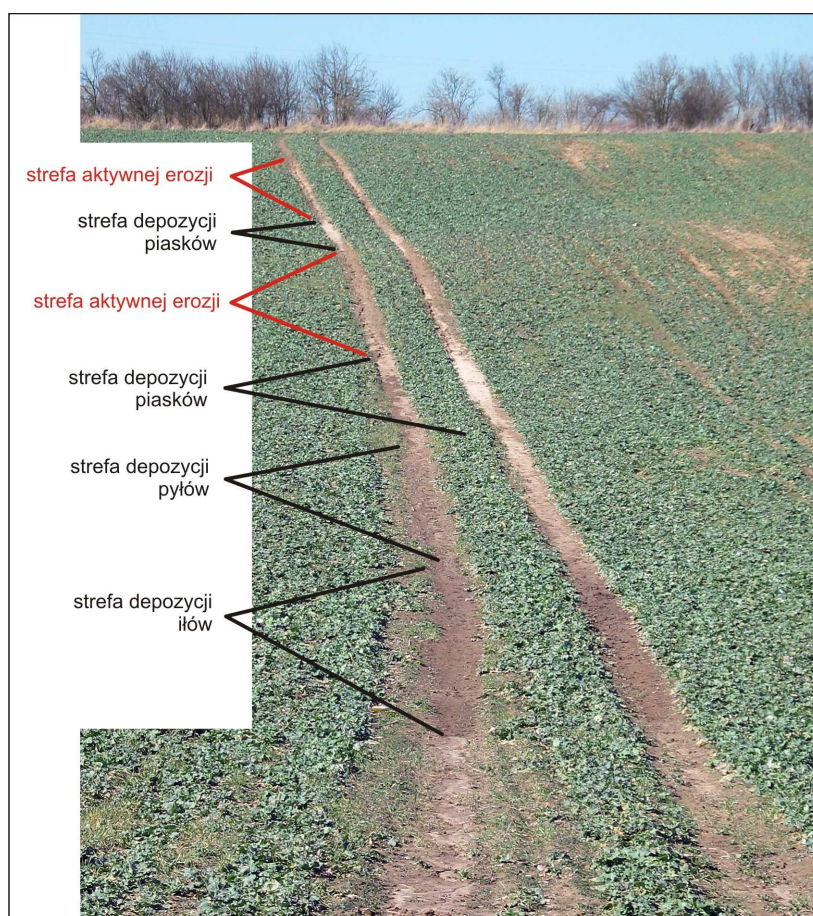


Fot. 5. Żłobiny erozyjne w obrębie śladów po przejeździe ciągnika (ścieżki technologiczne) zakończone stożkiem deluwialnym (piaszczystym) – A; budowa stożka w przekroju pionowym – B

Na najbardziej stromych stokach żłobiny kończyły się widocznymi piaszczystymi stożkami deluwialnymi o miąższości dochodzącej do 20 cm, które deponowane były szeroko poza ścieżki przejazdowe ciągnika. W piaszczystym materiale stożków widoczne było drobne

warstwowanie poziome nawiązujące do cykli intensywnego zmywania (laminy jaśniejsze) i jego faz spokojniejszych (laminy ciemniejsze – próchniczne, fot. 5). Drobniejsze osady odprowadzane były dalej poza widoczny stożek piaszczysty.

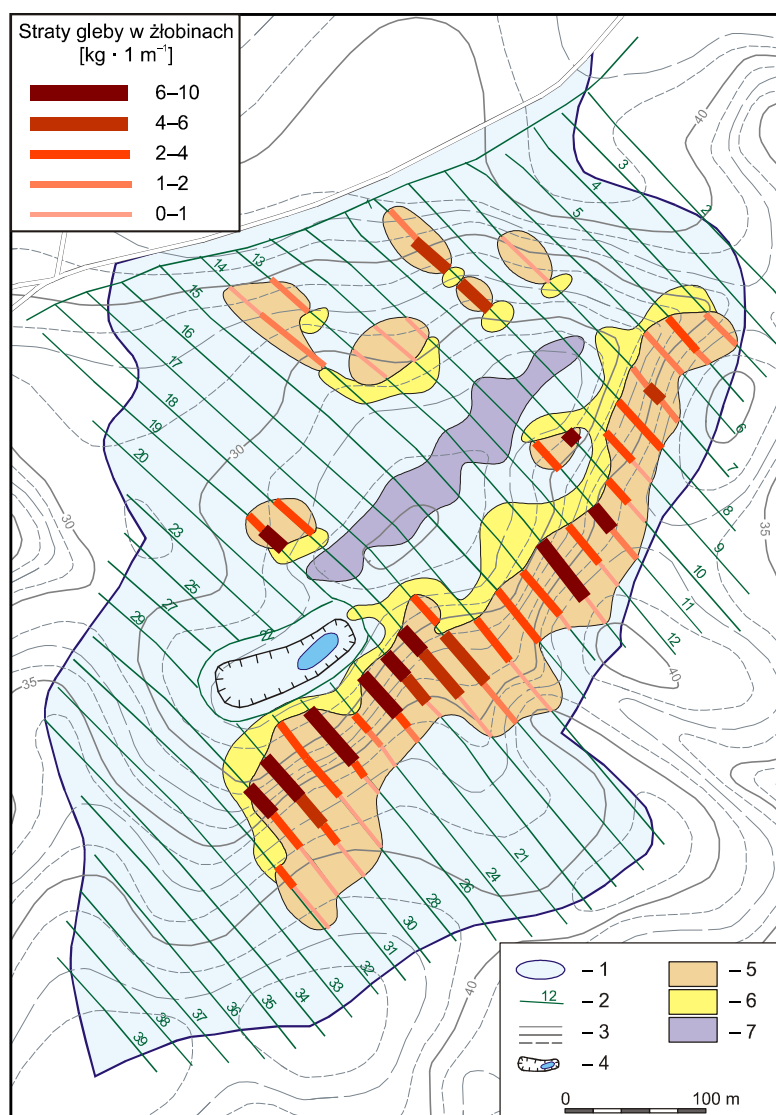
Nieco inaczej wyglądały ślady erozji na łagodniejszych, dłuższych i bardziej złożonych zboczach wypukło-wklęsłych. W takich przypadkach, w linii ścieżki technologicznej, zaobserwowano więcej niż jedną strefę złobienia i kilka akumulacyjnych. Z reguły każde wklęsnięcie linii profilowej stoku było zakończone niewielkim piaszczystym stożkiem deluwialnym (rys. 14). Najdrobniejsze osady ilaste i próchniczne odprowadzane były dalej w najniższej położone miejsca.



Rys. 14. Strefy erozji i depozycji widoczne po roztopach wiosennych w 2005 roku na badanej mikrozdolni

Obliczony ogólny zmyw gleby na podstawie objętości żłobin wyniósł dla całej mikrozdolni $0,5 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$. Gdy jednak do obliczeń uwzględniono tylko strefę aktywnej erozji (oznaczoną nr 5 na rys. 15), to wielkość strat gleby wzrosła do $2,7 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$. Po przeliczeniu strat na miąższość usuniętej średnio warstwy gleby uzyskuje się wynik odpowiednio 0,03 i 0,17 mm. Zatem aby usunąć poziom próchniczny o miąższości 30 cm potrzeba od 9300 do 1750 lat. Chodak i in. (2005), uzyskując wyższe wartości zmywu gleby na przedgórzu sudeckim, stwierdzili, że ubytek warstwy próchnicznej w czasie ponad 500 lat jest rekompensowany przez naturalne odnowienie się związków próchnicznych. Oznaczałoby to, że w zasadzie

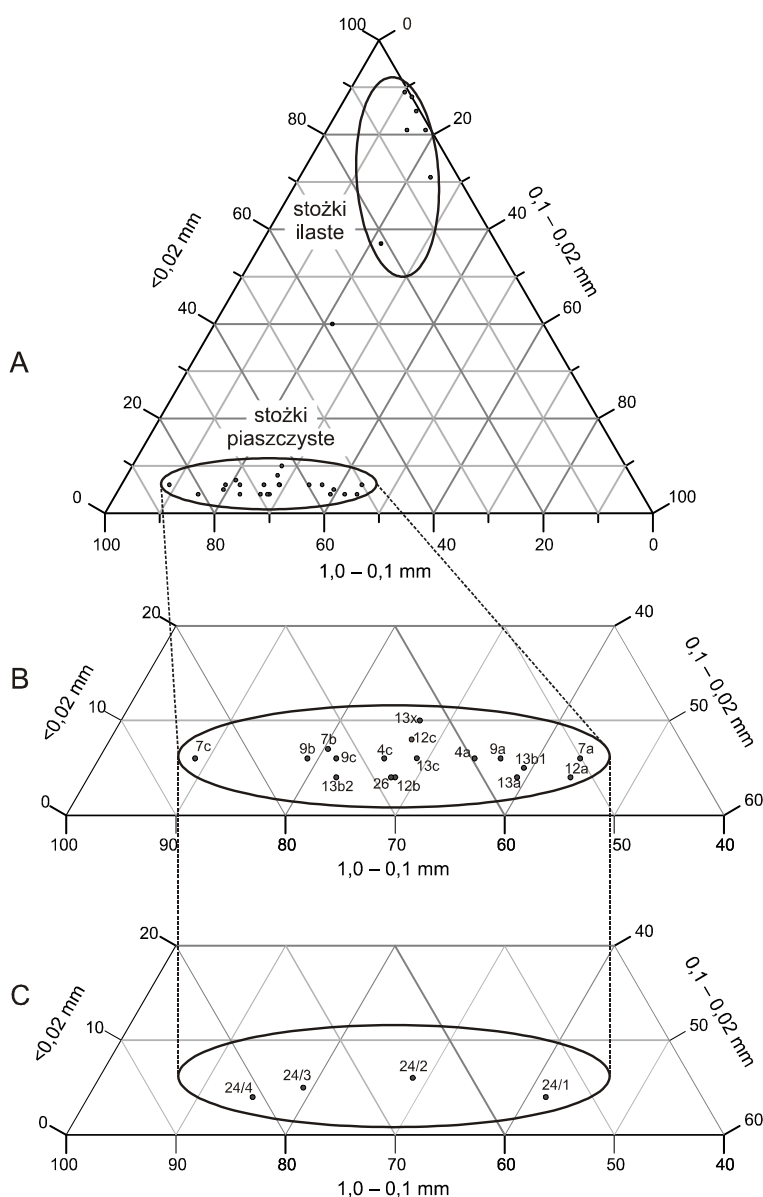
takie rozmiary erozji wodnej nie wpływają na pokrywę glebową. Dlaczego więc szczegółowe badania gleboznawcze wykazują miejscami tak wyraźne przekształcenia gleb, że odkryty zostaje poziom skały macierzystej? Uzyskane średnie straty gleb zmieniają swoje wartości jeśli zauważymy, że erozja liniowa występuje tylko w ścieżkach technologicznych, a każda ścieżka oddalona jest o pewien dystans (w analizowanym przypadku o 22 m). Gdyby przeliczyć stratę gleby tylko na powierzchnię zajmowaną przez ślady po maszynach, to uzyskuje się wynik dochodzący do $60 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$, a warstwa gleby o miąższości 30 cm usuwana jest wtedy po 80 latach. Prawdopodobnie erozja wodna nie działa tak szybko, gdyż co roku ścieżki technologiczne są usytuowane w innych miejscach oraz nie zawsze jest ona obserwowana w postaci żłobienia. Nieznana jest także do końca rola procesów ekstremalnych, które z kolei mogą znacznie przyspieszyć skutki zmywów powierzchniowych. W szacunkach nie uwzględniono erozji uprawowej.



Rys. 15. Strefy działania erozji i depozycji w trakcie roztopów w 2005 roku na badanej mikrozelewni; 1 – obszar badanej mikrozelewni; 2 – ścieżki po przejazdach ciągnika; 3 – warstwicę; 4 – zagłębienie terenu z oczkiem wodnym; 5 – strefa aktywnej erozji; 6 – strefa depozycji piasków; 7 – strefa depozycji iłów próchnicznych.

W przypadku badanej mikrozewni, obserwując erozję i akumulację materiału w obrębie ścieżek technologicznych, wyznaczono kilka stref (rys. 14 i 15). Na największych skłonach rozciąga się strefa aktywnej erozji, gdzie wystąpiło tylko żłobienie. Stanowi ona około 20% powierzchni badanej mikrozewni. Na zboczach wklęsłych leży strefa depozycji piasków (6% powierzchni), a u podnóża, w najniższym miejscu, znajduje się strefa akumulacji najdrobniejszych cząstek (około 3%). Podobny układ na stokach wschodnich Mazur określiła Smolska (2005), przy czym nie wyróżniła ona podziału strefy depozycji na piaszczystą i ilastą, za to zwróciła uwagę na znaczną przewagę agradacji utworów na wklęsłych odcinkach stoków i malejącą u podnóża stoków.

Uziarnienie osadów deluwialnych przedstawiono na rysunku 16.

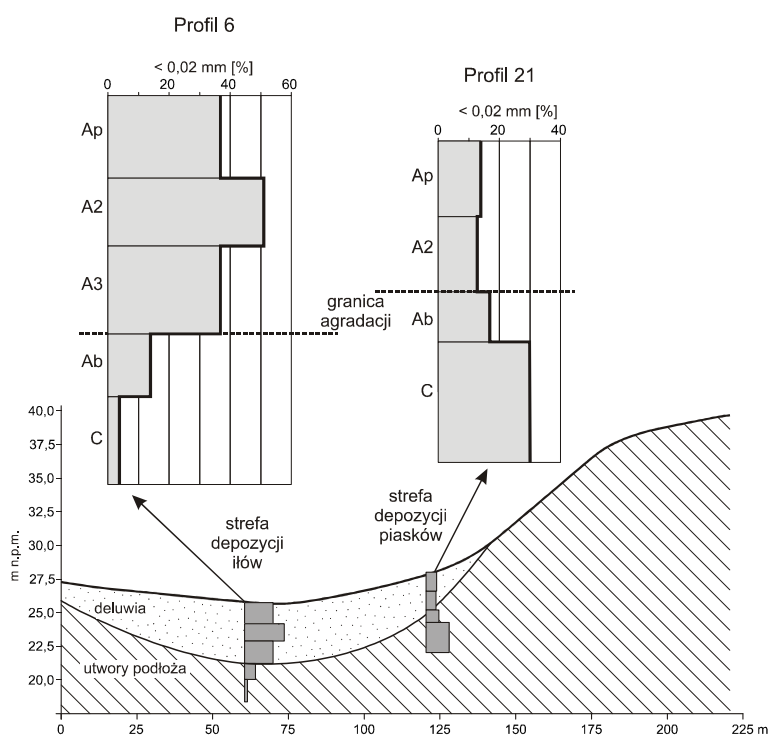


Rys. 16. Diagram ukazujący uziarnienie osadów zdeponowanych w stożkach deluwialnych w 2005 roku na obiekcie Czepino; cyfry oznaczają numer ścieżki technologicznej (z rys. 14), na której utworzył się stożek deluwialny; litery oznaczają: a – początkowa część depozycji piasków, b – środkowa część stożka, c – końcowa część stożka; numery 24/1 do 24/4 to warstwy stożka 24, pobrane w układzie pionowym.

Na diagramie uwidaczniają się dwa skupienia punktów reprezentujących osady piaszczyste i ilaste. Dokładniejsza analiza uziarnienia w układzie przestrzennym stożka pokazuje ciekawą zależność (rys. 16B). Stożki piaszczyste układały się wzdłuż ścieżek technologicznych na przestrzeni od kilku do kilkunastu metrów. W zależności od długości stożka, próbki pobierano z dwóch do czterech miejsc. Osady położone w najwyższej położonej części stożka (początek depozycji – oznaczony literą a) wykazują wyraźne odchylenie w prawo diagramu, czyli posiadały największą domieszkę frakcji pyłowej (0,1–0,02 mm). Natomiast w końcowej części stożka (litera c) udział tej frakcji był najmniejszy. Podobnie było w układzie pionowym (rys. 16C). Stożek numer 24 miał dużą miąższość osadów, które pobrano oddzielnie dla czterech warstw. Od dołu w kierunku powierzchni stożka wzrastał udział części pyłastych. Obydwa przypadki można tłumaczyć osłabieniem siły transportowej płynącej wody w końcowej fazie rozwoju erozji wodnej.

Stosunkowa gruba (5–10 cm) warstwa osadów zdeponowanych w stożkach nie pozostaje bez wpływu na poziom próchniczny gleb agradowanych. Z przeprowadzonych badań wynika, że górne odcinki zboczy wklęsłych są wyraźnie zubożone we frakcje ilaste, w porównaniu z poziomami leżącymi niżej. Warstwa naniesionych erozyjnie piasków luźnych lub słabogliniastych ulega po pierwszych zabiegach agrotechnicznych wymieszaniu z utworami poziomu próchnicznego, zwiększając tym samym wzrost frakcji piasków i zmianę grupy granulometrycznej w tym poziomie.

Zlokalizowana w tej strefie odkrywka numer 21 posiada powiększony poziom próchniczny o miąższości 60 cm i uziarnieniu piasków gliniastych lekkich, podczas gdy leżący na głębokości 80–110 cm poziom C ma uziarnienie gliny lekkiej o zawartości części spławialnych 30% (rys. 17).



Rys. 17. Zmiany w uziarnieniu wierzchniej (agradowanej) warstwy gleb w stosunku do skał macierzystych gleb pogrzebanych

Z kolei najniżej położone miejsca zostają wzbogacone w cząstki ilaste i koloidy próchniczne, co z reguły poprawia cechy użytkowe gleby. Profil numer 6 jest przykładem gleby deluwialnej, wykształconej na kopalnej glebie rdzawej. Skałą macierzystą gleby kopalnej jest piasek luźny, a dawny poziom próchniczny stanowi piasek gliniasty lekki. Agradowany obecnie poziom próchniczny o miąższości 95 cm stanowią praktycznie bezszkieletowe gliny średnie i ciężkie. Taki przykład korzystnych zmian w kontekście rolniczego wykorzystania gleb jest jednak stosunkowo rzadki. W większości przypadków najniżej położone miejsca są najczęściej nieużytkowane rolniczo ze względu na niekorzystne warunki wodne lub są całkowicie zalane wodą.

Sporadycznie w wyniku rozwoju erozji dochodzi do powstania okresowej stagnacji wód wskutek uszczelnienia cząstkami ilastymi den obniżen, które zwykle są przepuszczalne dla wód powierzchniowych (fot. 6). Niekiedy jest to też wynikiem niedrożności drenarki, która po naprawie pozwala odprowadzić nadmiar wód powierzchniowych.



08.2007



04.2008



05.2008

Fot. 6. Okresowe oczko wodne powstałe po ulewnym opadzie w 2007 roku przetrwało do następnego roku

6. Właściwości gleb na podstawie profili reprezentatywnych

6.1. Ogólne warunki przyrodnicze dla rozwoju gleb na badanym obszarze

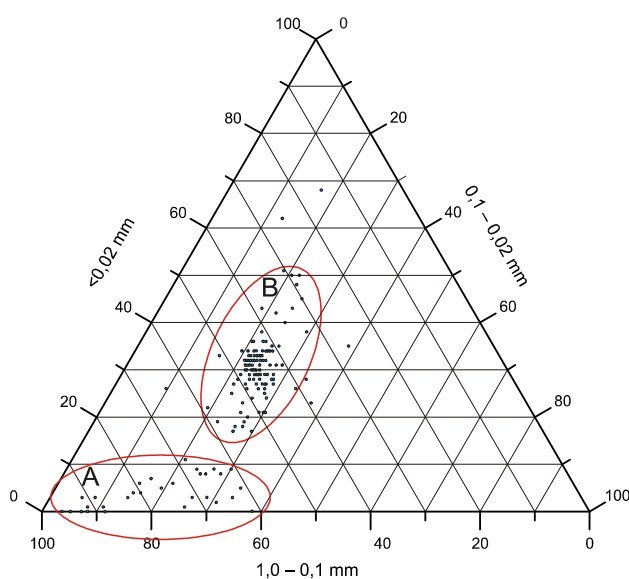
Przeprowadzone badania dały możliwość zgromadzenia bogatego i znacznie zróżnicowanego w zakresie merytorycznym zbioru danych. Są to badania terenowe dotyczące nie tylko pokrywy glebowej, ale także widocznych form erozji wodnej i stopnia przekształcenia gleb. Zgromadzony podczas badań terenowych materiał glebowy w postaci próbek stanowił podstawę wykonania oznaczeń właściwości fizycznych i chemicznych. Tak powstały zbiór danych pozwala na wielostronne ujęcie stopnia rozwoju gleb, ich przekształceń, zróżnicowania w przestrzeni, zagadnień ich systematyki i kartograficznego przedstawienia obrazu pokrywy glebowej.

Wyniki te będą przedstawione w dwóch podstawowych aspektach:

- charakterystyki gleb i ich klasyfikacji typologicznej, w tym przekształceń i współzależności z rzeźbą terenu, formami erozji wodnej i jej intensywnością;
- stworzenia obrazu terenu w postaci mapy glebowo-genetycznej i mapy pochodnej glebowo-rolniczej w skali szczegółowej i zaprezentowania techniki redakcyjnej przy tworzeniu tych map.

Spośród wszystkich czynników glebotwórczych klimat i szatę roślinną można uznać za jednakowo oddziałujące na rozwój gleb w minionym okresie na badanym obszarze. Dla klimatu Pomorza charakterystyczna jest dominacja opadów nad parowaniem sprzyjająca endoperkolatywnej gospodarce wodnej i przez to wymywaniu węglanów oraz form rozpuszczalnych pierwiastków i frakcji koloidalnej.

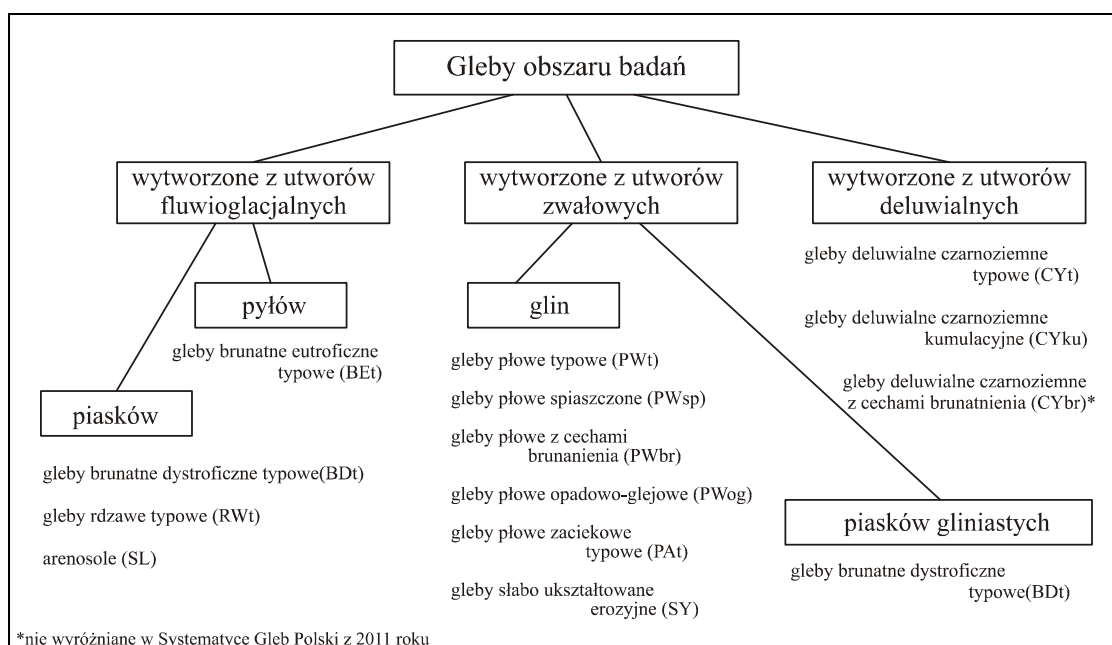
W takich warunkach czynnikiem różnicującym przebieg procesu glebotwórczego był materiał skalny. Skały zwarte, gliniaste (rys. 18), zasobne w węglany, poddawane przemianom sprzyjały tworzeniu się gleb płowoziemnych.



Rys. 18. Rozmieszczenie głównych grup gleb według uziarnienia skał macierzystych; A – wytworzone z piasków fluwiogłacjalnych, B – wytworzone z utworów zwałowych

Dalsze czynniki glebotwórcze, jak rzeźba terenu i związane z tym warunki wodne, w pewnym stopniu modyfikowały przebieg procesu glebotwórczego. Znajduje to wyraz w miąższości poziomu wymywania (luvic), który jest głębszy w miejscach wklęsłych, a płytszy na wypukłych i bardziej nachylonych. Czynniki te dochodzą do większego znaczenia w okresie późniejszym, gdzie w połączeniu z działalnością gospodarczą człowieka i po przejściu terenów leśnych pod uprawę, prowadzi do rozwoju denudacji i tworzenia się gleb deluwialnych. Jednocześnie dochodzi do przekształceń gleb płowych poddawanych erozji (zmywaniu).

Aktualnie można wyróżnić duży zespół gleb płożymnych (rys. 19) z zachowanymi wszystkimi cechami diagnostycznymi lub przekształconych, głównie przez procesy denudacji. Reprezentacja tych gleb jest znaczna, gdyż nawiązuje do dominującego na obszarze badań udziału glin zwałowych.



Rys. 19. Schemat podziału gleb mineralnych ze względu na skałę macierzystą i kierunek procesu glebotwórczego

Gleboom płowym towarzyszą gleby deluwialne występujące jednak na względnie małych powierzchniach. Związane są one głównie z obniżeniami terenu i spłaszczeniami środkowymi oraz zboczami zbieżnymi. Uzupełnieniem głównych składników pokrywy glebowej są gleby brunatne dystroficzne, związane głównie z piaskami zwałowymi i utworami pyłowymi.

Gleby wytworzone na badanym obszarze z piasków fluwioglacjalnych mają znacznie mniejszy udział. Rozlokowane są głównie na obrzeżach zwartego płata morenowego lub w głębokich obniżeniach wysoczyznowych, które uzyskują kontakt z warstwą piasków podścielających gliny (piaski sandrowe przedwistuliańskie). Luźny materiał nie sprzyjał wyraźnemu wykształceniu się profili glebowych pierwotnych gleb. Na ogół płytko sięgające zmiany morfologiczne po przejściu tych gleb w uprawę zostały zniszczone pracą pługa. W obecnym stanie przyjmują najczęściej cechy gleb rdzawych (A–BvC–C) lub gleb słabo ukształtowanych (arenosoli) o budowie profilowej A–C.

Pewną odmianą są gleby wytworzone z utworów pyłowych, których obecność jest bardzo rzadka. Utwory pyłowe należy traktować jako okazjonalne wkładki do utworów zwałowych bez zachowania ciągłości litologicznej.

6.2. Gleby wytworzone z glin – płoziemne (PW)

Gleby płowe stanowią grupę gleb najczęściej występujących na badanym obszarze. Zasadniczy układ poziomów genetycznych w tych glebach jest następujący: A–Et–Bt–C–Ck. Zachowują go do obecnych czasów tylko te gleby, które uniknęły przekształceń. Nawet gleby traktowane jako „nieprzekształcone”, o tzw. naturalnym profilu nie w pełni odpowiadają temu określeniu. Dotyczy to głównie przekształcenia przez uprawę poziomów wierzchnich. Poziom próchniczny jest pogłębiony, a częściowemu spłyceniu uległ głębiej leżący poziom Et.

Spośród wszystkich przebadanych profili glebowych, 18 reprezentuje gleby płowe nieprzekształcone, wśród których najliczniej występują płowe typowe – PWt (dziewięć profili) i gleby płowe spiaszczone – PWsp (pięć profili). Ponadto stwierdzono także inny podtyp gleb płowych – płowe z cechami brunatnienia (PWbr – dwa profile) i typ gleb płowych zaciekowych (PAt – dwa profile).

Glebę płową rozpoznaje się po spełnieniu takich kryteriów, jak: kwaśny lub obojętny odczyn w górnej części profilu, który współgra z wysyceniem kompleksu sorpcyjnego (V 30–60%), wymycie minerałów ilastych z tej części gleby, a także pierwiastków chemicznych (Fe, K, Ca, Mg, P). W strefie wymywania (A–Et) wartości właściwości chemicznych zmniejszają się, natomiast w strefie wzbogacania (głównie poziom Bt) – wzrastają. Węgłany wapnia poddawane są wymyciu najszybciej i najgłębiej, w badanych glebach nawet poza zasięg profilu glebowego. Dla typu gleb płowych typowych zmiany w tych parametrach można prześledzić według danych zamieszczonych w tabelach tabel numer 3 i 4, a także w opisie przedstawionym w kolejnych podrozdziałach.

Tabela 3. Wybrane właściwości chemiczne gleb płoziemnych

Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	C org. (%)	pH _{KCl}	V (%)	(g · kg ⁻¹)				
						K	Ca	Mg	Fe	P
72 PWt	A	0–30	0,81	6,1	75,9	1,01	0,29	0,50	3,60	1,28
	Et	30–50		4,6	26,1	0,90	0,24	0,54	3,72	1,03
	Et/Bt	50–75		4,4	76,9	5,20	0,36	1,38	7,78	1,27
	Bt	75–105		4,4	84,6	5,59	0,35	1,73	9,80	1,34
	C	105–150		4,5	88,4	5,83	0,35	1,85	9,91	1,38
68 PWsp	A	0–27	0,54	6,4	52,9	0,96	0,46	0,56	3,38	n.b.
	Et	27–50		6,2	42,4	0,98	0,57	0,50	3,29	n.b.
	2E/B	50–75		4,8	82,5	4,81	1,06	2,21	15,72	n.b.
	2Bt	75–100		5,5	92,5	5,06	1,27	2,38	15,19	n.b.
	2C	100–115		6,7	99,6	5,32	1,89	2,50	13,60	n.b.
	2Ck	115–150		7,2	–	4,84	12,12	3,18	12,91	n.b.
58 PWbr	A	0–25	0,80	7,3	94,3	1,46	1,32	0,62	3,29	1,22
	ABw	25–42	0,22	5,6	66,9	1,51	0,73	0,59	3,36	1,18
	Et	42–75		5,8	81,2	2,36	0,86	1,14	5,01	1,01
	Bt	75–108		5,9	90,1	5,31	1,08	2,04	12,94	1,28
	C	108–150		7,0	94,0	5,76	1,37	2,36	13,19	1,28

Tabela 3. Wybrane właściwości chemiczne gleb płowoziemnych (cd.)

Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	C org. (%)	pH _{KCl}	V (%)	(g · kg ⁻¹)				
						K	Ca	Mg	Fe	P
48 PAt	A	0–25	0,95	3,5	55,8	1,48	0,13	0,48	3,60	2,34
	Etg	25–50	0,18	4,0	70,6	1,57	0,16	0,59	3,34	1,88
	Et/Btg	50–70		5,4	88,4	1,07	0,22	0,50	2,68	1,73
	Bt	70–100		5,8	83,9	2,64	0,57	1,22	7,64	2,58
	C	100–140		6,1	87,5	1,99	0,70	1,15	6,96	2,32

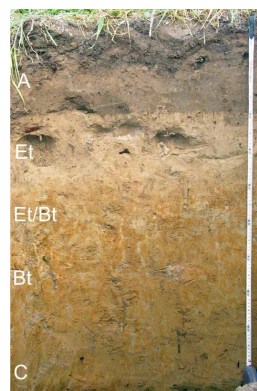
n.b. – nie badano.

Tabela 4. Iloraz koloidów mineralnych oraz wybranych właściwości chemicznych w poziomach Bt i Et gleb płowych

Nr profilu	Poziomy genetyczne	<0,002 mm	V	K	Fe
72 – płowa typowa	Bt : Et	4,0	3,2	6,2	2,6
	Bt : Et/Bt	1,3	1,1	1,1	1,3
68 – płowa spiaszczona	Bt : Et	6,0	2,2	5,2	4,6
	Bt : Et/Bt	0,9	1,1	1,1	1,0
58 – płowa z cechami brunatnienia	Bt : Et	2,5	1,1	2,3	2,6
48 – płowa zaciekowa	Bt : AEt	2,5	1,2	1,7	2,3
	Bt : Et/Bt	3,3	0,9	2,5	2,9
73 – płowa opadowo-glejowa	Bt : Et	5,7	6,6	7,8	3,8
	Bt : Et/Bt	1,1	1,1	1,1	1,2

6.2.1. Gleby płowe typowe (PWt) i płowe spiaszczone (PWsp)

Zdecydowana większość gleb płowych typowych i płowych spiaszczonych na badanym obszarze ma przemytą wierzchnią część profilu o miąższości 45–60 cm. Zdarzają się także przypadki (profil 86) wskazujące większe przemycie (do 70 cm). Gleby takie leżą najczęściej w dolnej części stoków, gdzie ze względu na mniejszy spadek następuje większa infiltracja wód spływających ze stoku. Na rysunku 20 przedstawiono przykładowy profil gleby płowej typowej oraz jej podstawowe właściwości fizyczne.



Symbol poziomu	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.		Wskaźniki granulometryczne*				
			1989	2011	A	B	C	D	E
A	17	5	pgmp	pg	2,8	6,9	4,2	3,4	13,0
Et	18	5	pgmp	gp	2,6	5,8	4,1	3,3	11,3
Et/Bt	30	15	gl	gl	2,3	5,1	3,6	2,8	10,4
Bt	33	21	gl	gl	2,2	4,3	3,7	2,8	9,2
C	33	19	gl	gl	2,0	4,8	3,5	2,7	10,5

*A – (0,25–0,1)/(0,5–0,25), B – (0,25–0,05)/(0,5–0,25), C – (0,25–0,1)/(1,0–0,5), D – (0,25–0,02)/(1,0–0,25), E – (0,5–0,05)/(1,0–0,5).

Rys. 20. Morfologia gleby płowej typowej na przykładzie profilu numer 72 z wybranymi cechami uziarnienia

Poziom próchniczny gleb pływych typowych na badanym obszarze stanowią głównie gliny piaszczyste o zawartości frakcji koloidalnej 5–8% (części spławialnych 16–23%). Miąższość poziomu próchnicznego tych gleb uzależniona jest od głębokości prac agrotechnicznych i z reguły nie przekracza 34 cm. Zawartość węgla organicznego nie jest duża i waha się w zakresie 0,54–0,95%. Odczyn poziomu próchnicznego gleb pływych typowych jest najczęściej lekko kwaśny (pH_{KCl} 5,6–6,5), choć jest on uzależniony w dużej mierze od agrotechniki prowadzonej przez właściciela gruntów.

Większość badanych gleb należy do agrofirmy „OdraLand” specjalizującej się w produkcji roślinnej, która regularnie (co 3–4 lata) wapnuje swoje gleby. Podobnie postępuje wielu rolników indywidualnych, chociaż ze znacznie mniejszą częstotliwością wapnowania. Istnieje też kilku właścicieli, którzy nie pamiętają by kiedykolwiek przeprowadzono na ich polu ten zabieg. W takich wypadkach wartości pH_{KCl} spadają nawet poniżej 4.

Poziomy wymywania luvic (Et), pod względem uziarnienia, są podobne do próchnicznych. Dominują w nich gliny piaszczyste i piaski gliniaste o udziale frakcji 0,1–0,02 mm zawsze powyżej 20%. Przeciętna zawartość frakcji $< 20 \mu\text{m}$ wynosi od 13 do 21%, a frakcji poniżej $2 \mu\text{m}$ od 4 do 8%.

Poziom wzbogacania gleb pływych typowych (argic), pod względem uziarnienia, różni się już wyraźnie od poziomów leżących wyżej. Tu najczęściej dominują gliny lekkie o zawartości części spławialnych w zakresie 27–34% i 15–21% frakcji $< 2 \mu\text{m}$. Daje to prawie dwukrotnie większą zawartość części spławialnych i ponadtrzykrotnie większą ilość koloidów w stosunku do poziomów wymywania.

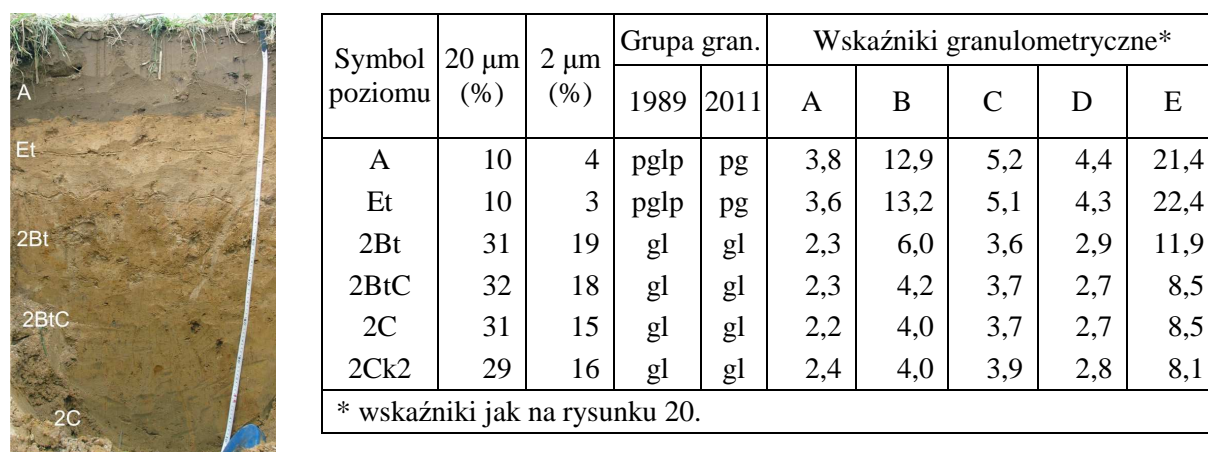
Skały macierzyste (C lub Ck) mają zbliżone uziarnienie do poziomów wzbogacania. Przeciętnie ilość frakcji poniżej $20 \mu\text{m}$ i $< 2 \mu\text{m}$ jest niższa od 1 do 4% niż w poziomie Bt. Oznacza to, że względne wzbogacenie poziomów Bt we frakcje koloidalne jest znacznie mniejsze w stosunku do skały macierzystej (C) niż do poziomu wymywania (Et).

Jedną z cech gleb pływych jest dość głębokie wymycie węglanów, czasami nawet poza profil glebowy (Kern 1985). W przypadku omawianych gleb pływych typowych węglany stwierdzono tylko w dwu profilach (nr 15 od głębokości 95 cm i nr 55 od 120 cm). Ponadto w innym profilu (nr 86) skała macierzysta ma zasadowy odczyn wskazujący na dużą jeszcze ilość jonów wapnia. Pozostałe profile gleb pływych typowych są całkowicie odwapnione.

W badanych glebach pływych spiaszczonych charakterystyczna jest duża dysproporcja w zawartości części ilastych pomiędzy poziomami wymycia i wzbogacania. Takie profilowe zróżnicowanie zawartości koloidów może sugerować nieciągłość litologiczną skał tworzących te gleby. Jednak analiza wskaźników granulometrycznych (Kowalkowski i Prusinkiewicz 1963; Prusinkiewicz i Proszek 1990, Dąbkowska-Naskręt i Jaworska 1997, Ligęza 2009) obliczonych dla poszczególnych poziomów wskazuje na ich genetyczną jednorodność (rys. 20). Przy tym wspomniana już niewielka różnica w zawartości części ilastych pomiędzy poziomami Bt i C jest dowodem na duży udział procesów litogenicznych w dokonanym spiaszczeniu poziomów wierzchnich.

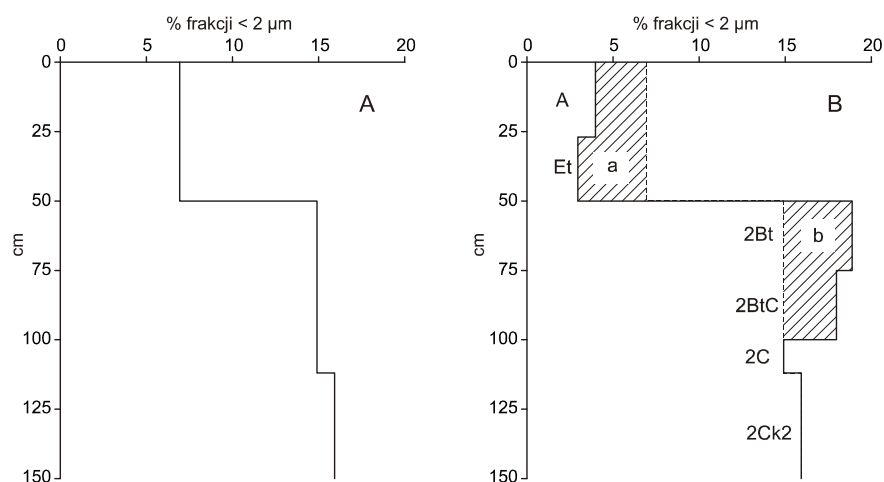
W profilu glebowym numer 68 stwierdzono jednak nieciągłość litologiczną (piasek gliniasty, płytko [50 cm] na glinie). Taki układ warstw osłabia tezę udziału procesu płowienia (lessivażu) w genezie gleb, gdyż warstwy te już w momencie akumulacji różniły się uziarnie-

niem, co potwierdzają wskaźniki granulometryczne (rys. 21). Jednak, badając profil glebowy, dają się zaobserwować wyraźne cechy morfologiczne wynikające z procesu płowienia, jak: barwa, zmiany struktury, wyraźne zacieki w poziomie wzbogacania, odgórne oglejenie zaciekowe lub plamiste. Sądząc po tych cechach, glebę można zaliczyć do płowej, gdyż spełnia parametry przypisane tym glebom w Systematyce gleb Polski (1989). Ta organoleptyczna ocena dla potrzeb praktyki gleboznawczej byłaby wystarczająca, jednak przy dokładniejszych badaniach przynależność typologiczna powinna być potwierdzona parametrami poziomów diagnostycznych gleb płowych: luvic i argic wynikających z analizy granulometrycznej i chemicznej (rys. 21, tab. 4).



Rys. 21. Morfologia gleby płowej spiaszczonej niecałkowitej na przykładzie profilu numer 68 z wybranymi cechami uziarnienia

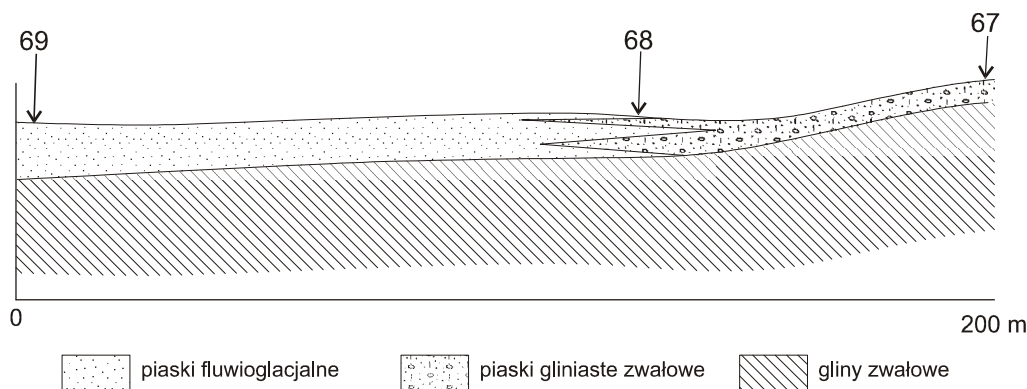
Zdaniem autora, gleby te mieszczą się w kryteriach gleby płowej, co potwierdza przedstawiona analiza wyników badań (rys. 21 i 22). Można przyjąć założenia, że zawartość frakcji wskaźnikowej dla procesu płowienia (2 μm), na początku rozwoju procesu glebotwórczego, kształtowała się tak jak na rysunku 22A. Istniejący wtedy rozkład frakcji koloidalnej nie był spowodowany procesem glebotwórczym, ale litogenezą.



Rys. 22. Modelowe przedstawienie zróżnicowania zawartości frakcji < 2 μm w profilu glebowym numer 68 przed jego wykształceniem się (A – linia domniemana) i obecnie (B – na podstawie analizy granulometrycznej); a – strefa ubytku koloidów, b – strefa wzbogacenia w koloidy.

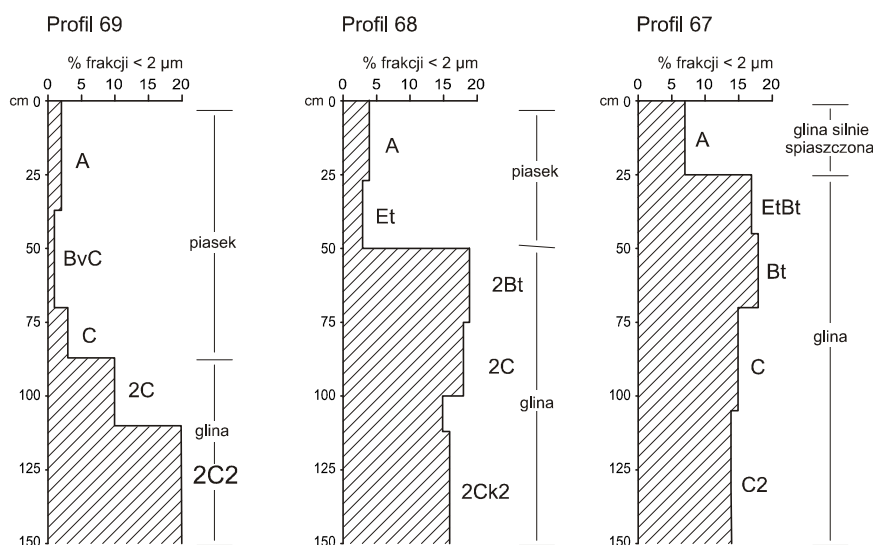
Obecnie w profilu takiej gleby stwierdza się inny rozkład frakcji $< 2 \mu\text{m}$ (rys. 22B). Ilość frakcji koloidalnej, jaka poddaje się przemywaniu, uległa zmniejszeniu w poziomach A, a jeszcze wyraźniej w Et (strefa a – zakreskowana na rys. 22B) i zwiększeniu w poziomach Bt i BtC (strefa b). Założono, że w skale macierzystej zawartość frakcji mieści się w granicach pierwotnej zawartości. Zróżnicowane profilowe rozmieszczenie frakcji koloidalnej jest dowodem na to, że proces glebotwórczy odcisnął swoje piętno nawet w utworach powierzchniowych piaszczystych i przez to jeszcze bardziej zróżnicował pierwotne rozmieszczenie koloidów.

Charakterystyczna jest też pozycja tej gleby w terenie (rys. 23).



Rys. 23. Przekrój przez strefę kontaktową utworów fluwioglacjalnych na glinach zwałowych i utworów zwałowych całkowitych

Gleba ta leży na przejściu pomiędzy glebami płowymi wykształconymi z utworów zwałowych (całkowitych – profil 67) a obszarem występowania piasków fluwioglacjalnych średnio-głęboko podścielonych gliną zwałową (najpierw lekką a niżej średnią – profil 69). Profil numer 67 umiejscowiony jest na niewielkim wzniesieniu, przez co skrócona jest w nim warstwa przemyta, a dodatkowo wymieszana z poziomem próchnicznym. Z tych względów profil ten pozbawiony jest w większości poziomu Et. Jego ślady zachowują się jeszcze w poziomie przejściowym EB (rys. 24).



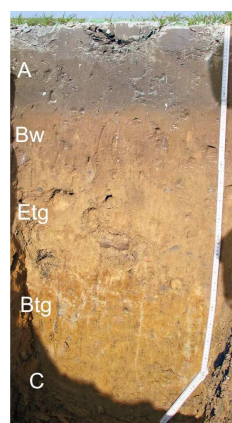
Rys. 24. Profile glebowe w zasięgu piasków fluwioglacjalnych na glinach (nr 69), w strefie przejściowej (nr 68) i glin zwałowych całkowitych (nr 67)

Ponieważ odkrywki położone są w odległości około 100 m, to glebę w profilu 68 można traktować jako przejściową pomiędzy dwoma odrębnymi typami. Ze względu na duże podobieństwo do gleb płowych typowych całkowitych powinna być jednak umiejscowiona z nimi w jednym konturze.

Powyższe uwagi i ewentualne wątpliwości co do zasadności klasyfikowania tych gleb do płowych zostały w znacznej mierze rozwiane w najnowszej systematyce gleb Polski, w której wyróżniono gleby płowe spiaszczone (PWsp). Uziarnienie wierzchnich poziomów tych gleb może mieć charakter piasków gliniastych lub grubszych (Systematyka... 2011).

6.2.2. Gleby płowe z cechami brunatnienia (PWbr)

W podtypie gleb płowych z cechami brunatnienia nad poziomem odgórnego oglejenia (Etg) występuje zbrunatniały poziom Bw (rys. 25), wzbogacony w związki Fe i próchnicę. W okresach dominujących warunków redukcyjnych w poziomie Etg związki Fe^{2+} kapilarnie podnoszą się do góry i tam ulegają utlenieniu. W połączeniu z migrującymi w głąb związkami próchnicznymi wytwarzają brunatną barwę, stając się przyczyną powstania poziomu Bw (Koćmit 1979).



Symbol poziomu	< 20 μm (%)	< 2 μm (%)	Grupa gran.		Wskaźniki granulometryczne*				
			1989	2011	A	B	C	D	E
A	12	5	pgl	pg	2,7	7,2	3,7	3,0	12,8
Bw	15	6	pgmp	pg	2,7	7,7	3,9	3,2	13,9
Etg	19	8	pgmp	gp	2,4	4,7	3,7	2,9	9,3
Bt	33	20	gl	gl	2,2	4,9	3,4	2,8	9,7
C	33	18	gl	gl	2,3	5,3	3,5	2,9	10,2

* wskaźniki jak na rysunku 20.


Rys. 25. Morfologia gleby płowej z cechami brunatnienia na przykładzie profilu numer 58 z wybranymi cechami uziarnienia

Poza wspomnianym, wyodrębniającym się poziomem Bw, gleby te wykazują bardzo zbliżone właściwości do gleb płowych typowych. Różnice dotyczą miąższości warstwy przebytej, która w glebach z cechami brunatnienia jest większa i waha się w zakresie 75–100 cm. Różni je także położenie w lokalnej rzeźbie terenu, gdyż gleby te występują głównie w dolnej części słabo nachylonych zboczy (część wklęsła).

6.2.3. Gleby płowe zaciekowe (PA_t)

Gleby płowe zaciekowe stwierdzono tylko w kilku miejscach. Najczęściej były to niewielkie spłaszczenia na zboczach pagórków morenowych lub w dolnej części zboczy. Takie położenie warunkuje sporą ilość wody dostarczanej dodatkowo przez spływ powierzchniowy,

co może przyczyniać się do większego przemycia z charakterystycznymi zaciekami (rys. 26). Jednak część badaczy zakłada, że językowate zacieki są wynikiem oddziaływania klimatu peryglacjalnego (Konecka-Betley i Zagórski 1994). W Wielkopolsce gleby te spotykane są dość powszechnie i za główny powód powstawania zacieków uważa się proces lessiważu (Komisarek i Szałata 2008).



Symbol poziomu	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.		Wskaźniki granulometryczne*				
			1989	2011	A	B	C	D	E
A	14	6	pglp	pg	2,7	5,5	3,9	2,9	10,1
Etg	14	4	pglp	pg	3,1	8,1	4,3	3,6	13,9
Et/Btg	12	3	pglp	pg	2,9	6,2	4,3	3,4	11,2
Bt	21	10	glp	gp	2,3	4,5	3,6	2,8	9,0
C	18	6	pgmp	gp	2,1	4,0	3,3	2,6	8,4

* wskaźniki jak na rysunku 20.

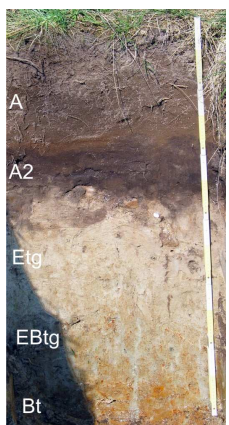
Rys. 26. Morfologia gleby płożej zaciekowej na przykładzie profilu numer 48 z wybranymi cechami uziarnienia

Podobnie jak gleby płoże z cechami brunatnienia, płoże zaciekowe też są wyraźnie głębiej przemyte. Można w nich także niekiedy zaobserwować lekko zarysowany poziom brunatnienia. W zaciekach występuje dość silne oglejenie kontrastujące z intensywnie brunatną barwą poziomu wzbogacania.

6.2.4. Gleby płoże o różnym stopniu przekształcenia (PWt1, PWt2, PWt3 i PWt4)

Kartując obszar o urozmaiconej rzeźbie, spotkać można także gleby wykazujące cechy gleb płożych, lecz o niepełnym profilu. Gleby takie zostały przekształcone przez ogólnie rozumianą denudację gleb (erozję gleb). Z jednej strony, erozja usuwa część profilu glebowego skracając gleby, a z drugiej – nanosi transportowany materiał w inne miejsca, zwiększając miąższość poziomu próchnicznego leżących tam gleb. Za pewną odmianę gleb płożych można uznać gleby o pogłębionym przez agradację poziomie próchnicznym (do około 35–40 cm, tj. nieprzekraczającego granicy wyznaczającej obecność gleb deluwialnych) i jednocześnie zachowanych pierwotnych cechach przemywania (rys. 27).

Gleby o pogłębionym przez agradację poziomie próchnicznym zajmują najczęściej niewielkie zagłębienia terenu, gdzie procesy erozyjne działają w sposób umiarkowany, a akumulacja materiału przybiera nieduże rozmiary. Często materiał ten w wyniku transportu wodnego i segregacji tworzy odrębną warstwę, różniącą się od materiału macierzystego leżącego poniżej w profilu glebowym. Świadczą o tym wskaźniki granulometryczne (rys. 27). Jeżeli jednak agradowany materiał przeniesiony został głównie w wyniku denudacji agrotechnicznej, wówczas nie różni się on znacząco od materiału macierzystego.



Symbol poziomu	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.		Wskaźniki granulometryczne*				
			1989	2011	A	B	C	D	E
A	11	4	pgl	pg	3,7	12,4	5,0	4,2	20,0
A2	11	4	pgmp	pg	3,2	14,0	4,4	3,9	23,9
Etg	12	3	pgmp	pg	2,6	6,5	3,9	3,1	12,5
EBtg	29	15	gl	gp	2,3	4,6	3,7	2,8	9,4
Bt	32	17	gl	gl	2,3	5,0	3,7	2,8	10,4
C	33	17	gl	gl	2,2	4,6	3,6	2,7	9,9

* wskaźniki jak na rysunku 20.

Rys. 27. Morfologia gleby o cechach pośrednich pomiędzy glebą płową spiaszczoną oglejoną a glebą deluwialną czarnoziemną typową na przykładzie profilu numer 73 z wybranymi cechami uziarnienia

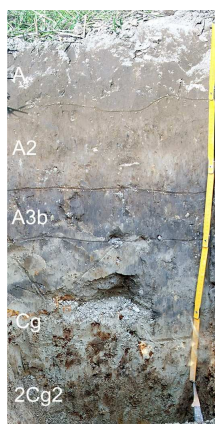
Drugą cechą widoczną w profilach tych gleb jest wyraźne oglejenie obejmujące poziom przemycia (Et) i częściowo strefę przejścia poziomu E w B. Woda opadowa ze spływów powierzchniowych, docierająca do obniżenia terenu o charakterze zamkniętym, nie może dalej odpływać i infiltruje w głąb profilu. W ruchu pionowym napotyka zwięzły poziom wzbogacania i czasowo stagnuje w strefie nadległej, powodując silniejsze oglejenie. Dodatkowo ługuje materiał tej strefy, co wyraża się kwaśnym odczynem i niskim wysyceniem kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (tab. 5).

Tabela 5. Wybrane właściwości chemiczne gleb (wcześniej płowoziemnych) w różnym stopniu przekształconych

Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	C org. (%)	pH _{KCl}	V (%)	K, Ca, Mg, Fe (g · kg ⁻¹)			
						K	Ca	Mg	Fe
73 Cyt na PWśg	A	0–38	1,33	4,2	0,6	0,62	0,32	0,21	2,49
	A2	38–55	1,58	4,4	2,4	0,52	0,31	0,11	1,01
	Etg	55–80		4,6	6,1	0,65	0,18	0,23	1,57
	Et/Btg	80–110		4,1	37,1	4,71	0,27	1,01	5,00
	Btg	110–140		4,0	40,6	5,09	0,38	1,18	5,99
	BC	145–150		3,9	41,5	5,57	0,31	1,46	11,11
96 CYt	A	0–25	0,73	7,5	97,6	1,37	0,80	0,55	3,55
	A2	25–44	0,38	6,6	85,9	1,42	0,45	0,50	3,40
	Ab3	44–60	0,53	5,7	71,4	1,24	0,28	0,39	2,68
	Cg	60–88		5,6	77,7	1,49	0,61	0,52	2,55
	2Cg	88–120		5,3	84,7	3,36	0,49	1,41	7,64
4 PWt3	ABt	0–25	0,94	6,3	81,7	4,40	2,16	2,11	77,83
	Bt	25–35		6,6	92,6	7,83	2,47	3,30	20,28
	BtC	35–55		6,8	91,0	8,34	2,51	3,54	24,70
	Ck	55–90		7,4	(2,5*)	2,91	5,86	2,30	9,83
	Ck2	90–115		7,9	(11,3*)	5,31	45,76	4,62	12,91
	2Ck3	115–145		8,0	(4,8*)	1,81	20,97	2,90	6,06
77 SY	A	0–26	0,92	7,6	1,8*	2,91	3,89	1,96	7,07
	Ck1	26–50		7,7	7,1*	10,47	39,68	9,98	28,20
	Ck2	50–100		7,7	12,2*	15,88	71,54	21,88	38,30
	Ck3	100–150		8,0	13,7*	–	–	–	–

* % CaCO₃.

W miejscach, w których działanie erozji gleb jest większe, wzrost miąższości poziomu próchnicznego jest na tyle duży, że gleba płowa przeobraża się w deluwialną. Większe oddziaływanie wody wyraża się też w postaci silnego oglejenia, które dodatkowo zaciera cechy wcześniej wykształconej gleby płowej. Za przykład takiej gleby można uważać profil nr 96 (rys. 28).



Symbol poziomu	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.		Wskaźniki granulometryczne*				
			1989	2011	A	B	C	D	E
A	16	5	pgmp	pg	2,7	11,0	5,3	4,7	25,8
A2	18	6	pgmp	pg	2,7	11,5	4,3	3,9	22,4
A3b	17	6	pgmp	pg	2,7	14,7	4,1	3,8	28,0
Cg	15	5	pgmp	pg	3,0	7,4	4,7	3,7	13,9
2Cg2	27	13	glp	gl	2,1	6,3	3,3	3,0	13,2

* wskaźniki jak na rysunku 20.

Rys. 28. Morfologia gleby deluwialnej czarnoziemnej typowej, wykształconej na glebie płowej opadowo-glejowej na przykładzie profilu numer 96 z wybranymi cechami uziarnienia

Geneza tej gleby jest złożona. Analizując jej morfologię można stwierdzić wpływ denudacji, w wyniku której powstała warstwa próchniczna o miąższości 45 cm, powodując pogrzebanie pierwotnego profilu. Osady deluwialne odcinają się szarobrunatną barwą, przechodząc w spąg w próchniczny poziom kopalny pierwotnej gleby o wyraźnie ciemniejszej barwie. Poniżej zachowany jest profil gleby płowej, w którym aktualnie dominuje proces glejowy. Warunki redukcyjne przeważają nad oksydacyjnymi. Oksydacja pojawia się okresowo, pozostawiając ślad w postaci gniazdowo występujących wytrąceń i kongrecji żelazisto-manganowych.

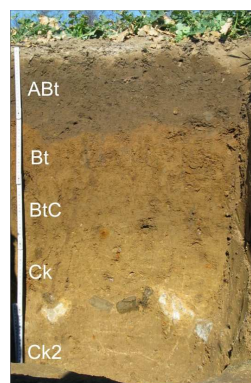
Sądząc po barwach będących skutkiem oddziaływaniu wód gruntowych, przy ocenie organoleptycznej w terenie, można by przyjąć, że poniżej poziomu A jest poziom skały macierzystej (Cg) z silnym oglejeniem gruntowym. Wtedy taką glebę można by zaliczyć do czarnych ziem (w warunkach leśnych).

Dokładniejsza analiza uziarnienia wykazuje jednak wyraźne zmiany charakterystyczne dla strefy przemycia (45–85 cm) i wzbogacania w koloidy poniżej 85 cm. Uziarnienie wskazuje na proces płowienia, który miał w tym miejscu (lekkie obniżenie) dogodne warunki do rozwoju, a dokonał się przed aktualnie nałożonym procesem agradacji.

Opisany przykład wskazuje jak dalece obecnie zachodzące procesy erozyjne i wzrost podatności na zatrzymywanie wód opadowych w profilu mogą przekształcić glebę płową. Obecnie glebę tę należy w świetle obowiązującej klasyfikacji (Systematyka... 2011) określić jako deluwialną czarnoziemną typową (CYt).

Inaczej przedstawia się sytuacja w miejscach położonych wyżej (na stoku) gdzie procesy denudacyjne wynoszą materiał i transportują dalej w dół stoku. Tu gleby zachowały tylko częściowo cechy płowienia, gdyż na skutek przekształceń straciły pierwotny poziom Et.

Właściwie gleby te straciły już pierwotny poziom próchniczny, ale coroczne zabiegi uprawowe odtwarzają go przez przekształcenie niezmytego jeszcze poziomu Et, a w innych przypadkach także Bt. Przekształcone gleby otrzymują następującą budowę A–Bt–C–Ck (rys. 29). Tylko w niektórych profilach widać jeszcze szczątkową obecność (1–3 cm) poziomu Et.



Symbol poziomu	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.		Wskaźniki granulometryczne*				
			1989	2011	A	B	C	D	E
ABt	25	10	glp	gp	2,4	4,4	3,9	2,9	9,1
Bt	38	22	gs	gpi	2,2	5,1	3,4	2,8	10,3
BtC	35	22	gsp	gpi	2,1	4,1	3,6	2,9	8,9
Ck	35	20	gsp	gl	2,0	4,4	3,7	2,9	10,5
Ck2	29	12	glp	gl	2,1	3,8	3,4	2,6	7,9
2Ck3	5	1	płz	pg	31,4	141,5	72,6	68,1	331,0

* wskaźniki jak na rysunku 20.

Rys. 29. Morfologia gleby płowej typowej „zerodowanej” bez zachowanego poziomu wymywania na przykładzie profilu numer 4 z wybranymi cechami uziarnienia

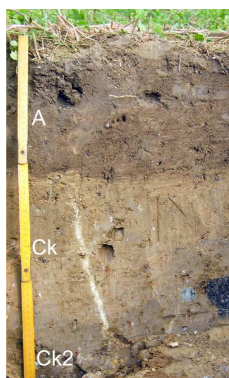
Gleby te, ze względu na charakterystyczną morfologię, w przeszłości często zaliczane były do brunatnych (Turski i in. 1987). Takie określenie jest jednak niezgodne ze zróżnicowaniem uziarnienia w profilu. Poziom próchniczny zachowuje jeszcze cechy wymycia i zawiera wyraźnie mniej frakcji koloidalnych niż leżący niżej poziom Bt. W glebach tych, w porównaniu z płowymi typowymi, na mniejszej głębokości pojawiają się węglany. Najczęściej spotyka się je już od 70 do 80 cm, ale miejscami pojawiają się na głębokości 55 cm. Ma to wpływ na właściwości chemiczne tych gleb, a szczególnie uwidacznia się wysokie wysycenie kompleksu sorpcyjnego zasadami. Występowanie gleb o podobnej budowie jest dość powszechne w nizinnej części Polski i wielokrotnie stwierdzone na wypukłych elementach rzeźby terenu (Marcinek 1994, Długosz 1997, Kaźmierowski 2001, Stasik i Szafrąński 2005, Bednarek i in. 2009, Szpikowski 2010, Świtoniak 2011).

6.2.5. Gleby o niewykształconym profilu, wytworzone z glin zwałowych (SY)

Jeszcze silniejszemu przekształceniu uległy gleby na wypukłych elementach rzeźby terenu związanych ze stromymi zboczami. Są to gleby zmyte, ogłowione, bez poziomów powierzchniowych Et i Bt. Przyjmują one budowę morfologiczną A–C–Ck lub A–Ck i zaliczane są do gleb słabo ukształtowanych erozyjnych. Bezpośrednio pod sztucznie uformowanym poziomem próchnicznym, który ze względu na małą ilość węgla organicznego ma dość jasną barwę, występuje skała macierzysta z „surowym”, niezwiędniętym materiałem (rys. 30), najczęściej w postaci zwięzłych glin o charakterystycznej strukturze (ostrokrawędziste agregaty). Węglan wapnia spotykany jest już pod poziomem próchnicznym, a w jednym przypadku (profil 53) węglany występują od samej powierzchni.

Gleby te powstały wskutek całkowitego usunięcia przez procesy denudacyjne wierzchnich poziomów genetycznych wcześniej uformowanych gleb. W odróżnieniu od gleb deluwialnych, pod którymi można stwierdzić typ pogrzebanej gleby (Bednarek 2000), w sil-

nie zerodowanych glebach brak jest poziomów diagnostycznych wskazujących na typ gleby, która podlegała denudacji. Można jedynie, przez analogię, przypuszczać, że były to gleby leżące w najbliższym otoczeniu i zbudowane z tego samego genetycznie materiału.



Symbol poziomu	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.		Wskaźniki granulometryczne*				
			1989	2011	A	B	C	D	E
A	27	13	gl	gp	3,0	7,5	4,6	3,7	13,9
Ck	33	15	gl	gl	2,2	4,4	3,5	2,7	9,2
Ck2	50	19	gc	gz	2,3	4,2	4,2	3,4	9,5
Ck3	32	12	gl	gl	2,2	4,1	3,3	2,7	8,3

* wskaźniki jak na rysunku 20.

Rys. 30. Morfologia gleby słabo ukształtowanej erozyjnej na przykładzie profilu numer 77 z wybranymi cechami uziarnienia

Tak silny rodzaj zerodowania gleb spotykany jest głównie na lessowych obszarach południowej Polski (Maruszczak i Uziak 1978, Turski i in. 1991; Paluszek 1995, 2010) i na Wyżynie Łódzkiej (Twardy 2008), natomiast rzadziej spotyka się je w Polsce północnej (Bieniek 1997, Długosz 1997, Podlasiński 2001, Świtoniak 2010).

6.3. Gleby wytworzone z piasków


Poza opisaną już grupą gleb wytworzonych z glin zwałowych w obrębie badanego obszaru, wyraźna jest obecność gleb wytworzonych z piasków całkowitych (najczęściej fluwioglacjalne piaski luźne i słabogliniaste) i piasków niecałkowitych podścielonych na różnych głębokościach gliną. Piaski są dość szeroką grupą utworów o zróżnicowanych cechach. Piaski luźne i słabogliniaste są z reguły przemyte przez wody, które je osadzały i posiadają tak niewielką ilość frakcji koloidalnych, że trudno doszukiwać się ich późniejszego przemycia w wyniku procesów glebowych. Jednak piaski gliniaste (lekkie i mocne) nie zostały tak dobrze wysortowane w procesie litogenezy i zawierają więcej koloidów, które mogły podlegać przemieszczaniu w procesie lessiważu.

Dla prezentacji tych gleb wybrano 14 profili, wśród których osiem zbudowanych jest z piasków całkowitych, a sześć z piasków niecałkowitych. W glebach niecałkowitych luźny materiał piaszczysty może być podścielony gliną średniogłęboko (70–100 cm) lub głęboko (105–145 cm).

Cechą charakterystyczną gleb niecałkowitych jest też dwudzielność glin w podłożu, widoczna nie tylko na podstawie uziarnienia, ale także barwy i struktury. Stwierdzenie to jest o tyle ważne, że morfologicznie pierwsza warstwa gliny upodabnia się do poziomu Bt, a ze względu na jej genezę oraz brak wzbogacenia w koloidy nie może być kwalifikowana jako poziom genetyczny powstały w procesie glebotwórczym (Świtoniak 2011).


6.3.1. Gleby wykształcone z piasków całkowitych

Wśród gleb wytworzonych z piasków całkowitych wyróżniono: arenosole, gleby rdzawe i gleby brunatne. W niniejszym opracowaniu arenosole nie będą prezentowane ze względu na mały ich udział w powierzchni opracowanego terenu, a ponadto ze względu na techniczne przekształcenia jakim podlegały podczas lokalnej eksploatacji piasku. Gleby rdzawe i brunatne, w większości badanych przypadków, wykazują bardzo słabo wykształcone cechy morfologiczne, zwłaszcza barwę i strukturę, na co ma wpływ ich uziarnienie. Jedynie w wyniku uprawy poziom próchniczny jest wyraźny i zasobny w próchnicę dzięki zabiegom agrotechnicznym (rys. 31, 32).



Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–30	9	3	ps	pg
BvC	30–60	9	4	psp	pg
C	60–125	5	1	ps	ps
C2	125–170	3	0	plp	pl

Rys. 31. Morfologia i uziarnienie gleby rdzawej typowej na przykładzie profilu numer 13



Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–30	9	4	psp	pg
Bv	30–50	3	2	plp	pl
C1	50–80	0	0	plz	pl
C2	80–105	0	0	pl	pl
C3	105–150	0	0	pl	pl

Rys. 32. Morfologia i uziarnienie gleby rdzawej typowej na przykładzie profilu numer 62

Przy określaniu typologii tych gleb szczególnie ważne jest wyodrębnianie się poziomu wzbogacania Bw (cambic) lub Bv (sideric). Poziomy te odróżniają się właściwościami chemicznymi i barwą – brunatną lub rdzawą. W większości badanych gleb barwy są żółtawe lub brunatnociemnożółte (tylko w jednym przypadku barwa jest bardziej rdzawa). W opisywanych glebach barwa jest mniej pomocna przy określaniu przynależności topologicznej, w związku z tym główną uwagę zwrócono na właściwości chemiczne.

W profilach gleb rdzawych najbardziej wyrazisty i dobrze wykształcony jest poziom próchniczny. Jego pogłębienie w wyniku uprawy spowodowało znaczną likwidację poziomu wzbogacania (Bv), który wykazuje niewielką miąższość a ponadto przybiera barwy bardziej w odcieniu żółtym a mniej rdzawym. Wynika to z faktu, że do obecnych czasów zachowała

się tylko jego dolna część. Tuż pod poziomem Bv występuje skała macierzysta z widocznymi pseudofibrami. Przynależność typologiczną gleb rdzawych podkreśla znaczne zakwaszenie górnej części profilu (tab. 6).

Tabela 6. Wybrane właściwości chemiczne gleb wytworzonych z piasków


Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	C org. (%)	pH _{KCl}	V (%)	K	Ca	Mg	Fe	P
62 RWt	A	0–30	1,06	5,86	83,2	0,83	0,28	0,40	3,20	1,41
	Bv	30–50		6,69	74,7	0,69	0,28	0,28	2,69	1,13
	C	50–80		6,70	79,3	0,62	0,27	0,26	2,30	0,97
	C2	80–105		7,21	74,1	0,47	0,27	0,15	1,25	1,01
	C3	105–150		7,97	98,8	0,46	0,27	0,41	1,38	0,86
79 BDt	A	0–28	0,83	5,14	43,1	0,51	0,18	0,16	2,08	1,11
	Bw	28–60		5,62	51,7	0,51	0,16	0,22	2,04	1,16
	C	60–77		5,21	34,7	0,73	0,18	0,48	3,54	1,11
	2C2	77–100		5,58	91,4	6,01	0,32	1,56	9,57	1,60
	2C3	100–130		4,85	88,0	6,62	0,33	2,01	9,65	1,50
59 BDt	A	0–38	0,67	5,61	68,7	2,12	0,29	0,39	3,53	1,37
	ABw	38–57	0,24	4,55	18,9	0,71	0,29	0,32	3,27	1,08
	C	57–90		4,42	27,0	0,72	0,29	0,44	3,83	1,01
	Cg2	90–120		4,98	80,0	1,23	0,32	0,67	6,03	1,11
	2C3	120–150		5,62	90,9	6,24	0,40	2,09	17,66	1,94

Większość gleb wytworzonych z piasków całkowitych reprezentują gleby rdzawe typowe, szczególnie uwidacznia się to w strefie zewnętrznej badanego płata morenowego, gdzie pojawiają się utwory przechodzenia wodnolodowcowego. Natomiast gleby brunatne dystroficzne spotykane są rzadziej i występują głównie na piaskach zwałowych wewnątrz płata morenowego. Jeszcze rzadziej spotyka się gleby o słabo ukształtowanym profilu (arenosole). Stwierdzano je w miejscach o większych przekształceniach antropogenicznych oraz na stromych zboczach. Część z nich nie jest obecnie wykorzystywana rolniczo. Gleby piaszczyste o budowie A–C występują też lokalnie w obszarach stosunkowo płaskich wykorzystywanych rolniczo. Są to prawdopodobnie gleby rdzawe, w których poziom sideric został w wyniku zabiegów uprawowych zmieszany z poziomem próchnicznym.

Pomimo odrębnej klasyfikacji typologicznej, cechy morfologiczne tych gleb często nie wykazują istotnych różnic. Szczególnie widać to w skałach macierzystych, w których są widoczne ślady wcześniejszych przekształceń, na przykład w postaci pseudofibrów, które są dowodem na podobny przebieg wcześniejszych procesów glebotwórczych.

W grupie gleb brunatnych bardziej wyrazistym typologicznie jest profil 88 (rys. 33), który wyróżnia się przede wszystkim innym uziarnieniem, a także cechami morfologicznymi. Skała macierzysta zawiera duże ilości piasku bardzo drobnego i pyłu grubego, jest warstwowana, co świadczy o jej wodnym pochodzeniu. Takie utwory poprzednio określone były jako utwory pyłowe zwykłe, obecnie zaliczone są do piasków gliniastych – co pozwala na utrzymanie ich w grupie utworów lżejszych, piaszczystych. Odrębność tej gleby uwidacznia się także w morfologii profilu, w którym wyróżnia się poziom próchniczny o składzie granulometrycznym gliny. Poziom ten powstał w wyniku naorania (wędrówki w dół) materiału z górnej części zbocza gliniastego. Nasuwanie się materiału glebowego z miejsc położonych

wyżej na stoku na niżej leżące gleby wykształcone z innej skały macierzystej wskutek orki stwierdza się także w innych rejonach Europy (De Alba i in. 2004).



Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–25	21	6	glp	gp
Bw	25–35	17	8	płz	gl
BwC	35–56	12	5	płz	gp
Ck	56–75	2	1	płz	gp
Ck2	75–100	2	1	płz	gp
2Ck3	100–150	2	1	plp	pl

Rys. 33. Morfologia i uziarnienie gleby brunatnej eutroficznej, typowej na przykładzie profilu numer 88

Cechy morfologiczne gleby brunatnej są jednak wyraźne, poziomy A i Bw są dobrze wykształcone, a ze względu na wysokie wartości pH i płytko występujące węglany gleba ta została zaliczona do brunatnej eutroficznej.

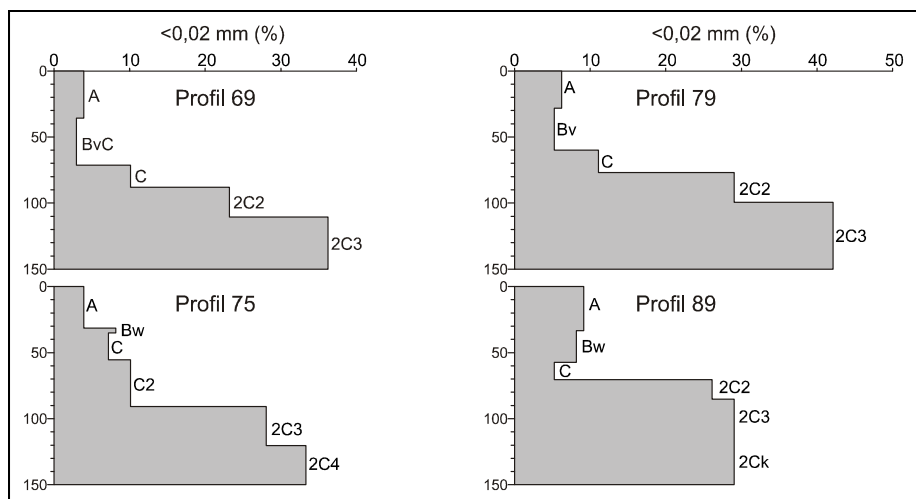
6.3.2. Gleby piaszczyste niecałkowite

Na morfologię tych gleb duży wpływ ma obecność i głębokość zalegania warstw podścielających. Niejednorodność profilu glebowego determinuje zmianę przepuszczalności wodnej i jest przyczyną oglejenia w warstwie nadległej. Oglejenie wywołuje efekt zmiany barwy zależnie od warunków redukcyjnych (szare) lub oksydacyjnych (rdzawe plamy, wytrącenia Fe). Morfologia tych gleb także się zmienia zależnie od położenia w rzeźbie terenu. Gleby piaszczyste niecałkowite dzielą się zależnie od właściwości chemicznych na: brunatne eutroficzne (jeden profil) i brunatne dystroficzne (siedem profili). Morfologicznie wyodrębniają się profile numer 89, 60 i 59, w których oglejenie wyraźnie ustępuje miejsca brunatnej barwie w poziomie wzbogacania Bw. Pięć profili glebowych (nr 60, 69, 75, 79, 89) wykazuje obecność gliny średniogłęboko (70–100 cm), pozostałe trzy profile (nr 25, 59, 97, 74) podścielone są gliną głęboko.

Dwudzielność profili niecałkowitych mocno podkreślają wskaźniki granulometryczne. Proporcje poszczególnych frakcji w utworach piaszczystych (fluwialnych i eolicznych) osiągają wartości wyższe (od 6 do nawet kilku tysięcy razy), a utwory zwałowe (gliny) niższe (od 2 do 5 razy) i są względnie zbliżone do siebie.

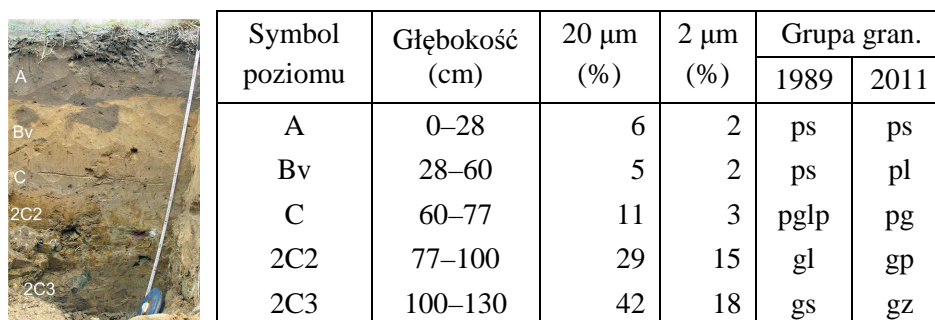
6.3.2.1. Gleby piaszczyste średniogłębokie na glinach

Gleby te cechuje duży kontrast w uziarnieniu pomiędzy górną warstwą piaszczystą, którą najczęściej stanowią piaski luźne i słabogliniaste, a warstwą podścielającą, zbudowaną z glin lekkich lub średnich (rys. 34). Gleby te, z wyjątkiem profilu numer 60, należą głównie do gleb rdzawych typowych i gleb brunatnych dystroficznych.



Rys. 34. Uziarnienie w profilach gleb piaszczystych niecałkowitych

Glina pojawia się w tych glebach na głębokości poniżej 70 cm. Przy płytszym występowaniu gliny (około 70 cm), morfologicznie przypominają one gleby płowe. Ze względu na bardzo małą ilość koloidów glebowych w górnej części profilu nie można udokumentować ich przemycia w głąb profilu. W morfologii tych gleb często wyróżnia się poziomy kontaktowy piasków i glin, który przybiera bardziej brunatną barwę przez zgromadzone tu związki żelaza (rys. 35).



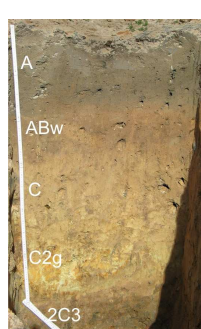
Rys. 35. Morfologia i uziarnienie gleby rdzawej typowej na przykładzie profilu numer 79

Przemywanie górnej części profilu gleb piaszkowych niecałkowitych objawia się wyraźnym zmniejszeniem stopnia wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym a także kwaśnym odczynem. Stąd gleby te zaliczono do rdzawych typowych, rzadziej do brunatnych, dystroficznych. Podobne gleby spotyka się na obszarze Pojezierza Brodnickiego (Świtoniak 2008).

Wyjątkiem jest gleba w profilu 60, która w całej miąższości wykazuje obojętny odczyn, a poniżej 85 cm nawet zasadowy i duże wysycenie kompleksu sorpcyjnego zasadami. Ten profil został sklasyfikowany jako gleba brunatna eutroficzna typowa. Gлина pojawia się w tym profilu już na głębokości 53 cm. Jest to prawdopodobnie spowodowane skróceniem tej gleby, gdyż położona jest ona na wypukłej części zbocza. W całym obszarze badań, wśród gleb brunatnych (piaszczystych), jedynie profile numer 60 i opisany wcześniej numer 88 są przekształcone przez procesy erozyjne. W pozostałych profilach gleb piaszczystych dwudzielnych nie stwierdzono obecności takich przekształceń.

6.3.2.2. Gleby piaszczyste głębokie na glinach

W obrębie omawianej grupy gleb górną część profilu stanowią piaski (z reguły gliniaste), a poniżej 100 cm występuje glina. We wszystkich przypadkach na kontakcie z gliną pojawia się oglejenie, a w przypadku profilu numer 74 oglejenie jest dominującym czynnikiem glebotwórczym. Stagnacja wody i warunki redukcyjne dominują nad oksydacją i dlatego glebę zaliczono do opadowo-glejowych. Pozostałe profile reprezentują gleby brunatne, dystroficzne (rys. 36). Część z nich została nieco pogłębiona przez agradację, ale nie na tyle żeby nazwać je glebami deluwialnymi. Stanowią one jakby ogniwo przejściowe do gleb deluwialnych z cechami brunatnienia (niewyróżnianych w najnowszej systematyce).



Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–38	12	4	pgl	pg
ABw	38–57	14	5	pglp	pg
C	57–90	15	5	pgmp	pg
C2g	90–120	14	7	pglp	pg
2C3	120–150	23	15	gl	gp

Rys. 36. Morfologia i wybrane właściwości gleby brunatnej dystroficznej na przykładzie profilu numer 59

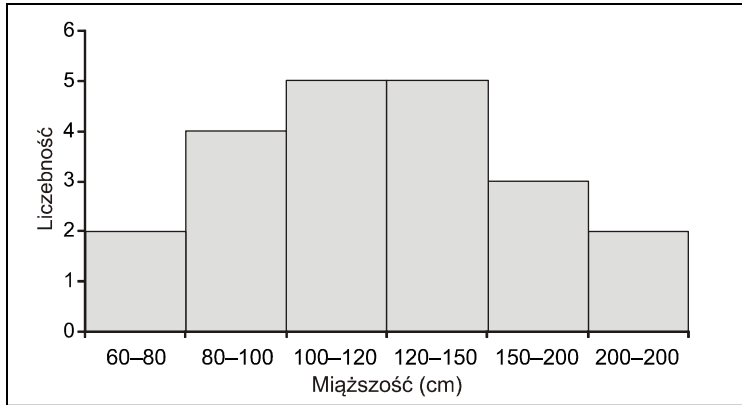
Gleby piaszczyste głębokie na glinach mają kwaśny i lekko kwaśny odczyn i są wyraźnie słabiej wysyczone zasadami w górnej (piaszczystej) części profilu.

6.4. Gleby deluwialne czarnoziemne (CY)

Obniżenia terenowe, spłaszczenia śródstokowe i zbocza o zbieżnym kształcie są miejscem akumulacji materiału zawierającego domieszkę próchnicy. Miąższość materiału próchnicznego jest w tych miejscach bardzo różna i waha się od 60 do 220 cm (rys. 37).

Pod materiałem próchnicznym zalegają gleby kopalne, jednak często o zatartych wcześniejszych cechach, co uniemożliwia dokładne ustalenie pierwotnego procesu glebotwórczego. Poziomy genetyczne gleb kopalnych mogą mieć pewne znaczenie ekologiczne, na co zwróciła uwagę Szrejder (1998).

Ze względu na denudacyjne pochodzenie materiału próchnicznego w nieckach i obniżeniach, na badanym obszarze wykształciły się gleby deluwialne, które w najnowszej systematyce zaliczono do grupy gleb czarnoziemnych. W dziesięciu przypadkach, spośród 21 profili gleb deluwialnych, widoczne były cechy brunatnienia, jednak nowa systematyka nie uwzględnia takiej cechy w kwalifikacji typologicznej gleb deluwialnych. Można by więc sugerować utworzenie kolejnego podtypu gleb deluwialnych czarnoziemnych – gleby deluwialne czarnoziemne z cechami brunatnienia.

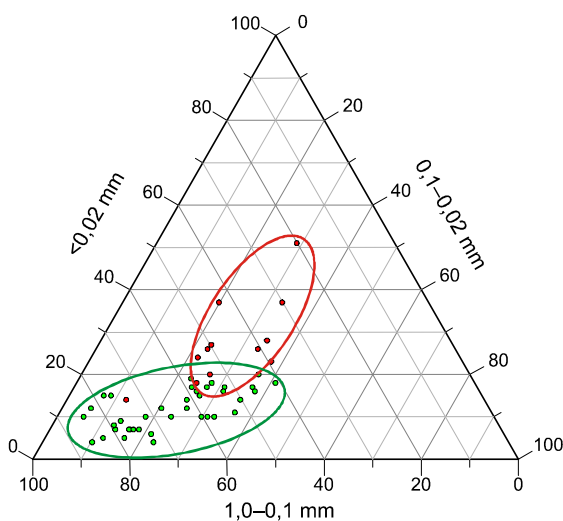


Rys. 37. Liczebność badanych gleb deluwialnych w zależności od miąższości poziomu próchnicznego

Kilka badanych profili wykazuje widoczną wielocłonowość pokazującą etapowość działania erozji (namywania), zwłaszcza w obszarach piaszczystych. Jednak większość gleb ma dość jednorodną warstwę namytą, co świadczy o ciągłości procesów namywania, ale zachodzących z niezbyt dużą siłą. Stwierdzone oglejenie jest zaznaczane silniej w części kopalnej gleb, a rzadziej w nadległej warstwie próchnicznej.


6.4.1. Gleby deluwialne czarnoziemne typowe (CYt) i kumulacyjne (CYku)

Wyróżnione zostały ze względu na powiększoną miąższość poziomu próchnicznego o charakterze mollic, w większości zakumulowanego wskutek działania procesów erozyjnych oraz brak cech innych procesów glebotwórczych. Gleby te zajmują najczęściej najniższe położone miejsca w rzeźbie lokalnej, choć często też występują w miejscach wyżej położonych, ale na wklęsłych i zbieżnych częściach zboczy. W zależności od rodzaju obniżenia (otwarte, zamknięte) wyraźnie różnicuje się uziarnienie gleb deluwialnych (rys. 38) oraz często zasoby próchnicy, co potwierdzają także inne badania (Bieniek 1997, Szrejder 1998, Sowiński i Lemkowska 2009).



Rys. 38. Uziarnienie osadów deluwialnych w zależności od rodzaju zagłębienia: zamknięte (kolor czerwony), otwarte (kolor zielony)

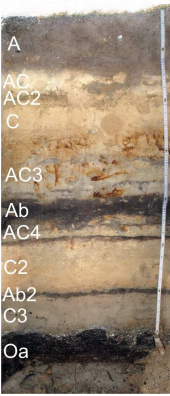
Jedną z cech gleb deluwialnych badanego obszaru jest małe zróżnicowanie morfologiczne i brak wyraźnie wyodrębniającego się poziomu kopalnego pierwotnej gleby (rys. 39). Dotyczy to zwłaszcza obszarów gliniastych, które uważane są za mniej podatne na zmywanie, zwłaszcza żłobinowe, podczas którego dostarczana jest większa ilość materiału gwałtownie grzebiącego wcześniej wykształconą glebę. W obszarach gliniastych erozja działa znacznie wolniej, ale w sposób ciągły. Praktycznie co roku obserwowane były ślady działania erozji wodnej w postaci niewielkich zmywów lub płytkich żłobinek w ścieżkach technologicznych. Taka stosunkowo nieduża ilość materiału jest z czasem dobrze mieszana podczas zabiegów uprawowych, powodując kształtowanie się dość jednorodnego poziomu próchnicznego (rys. 39).



Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–33	37	11	gsp	gz
A2	33–60	51	16	gcp	gz
A3	60–95	37	14	gs	gl
AC	95–125	14	7	pgl	pg
C	125–150	4	3	pl	pl

Rys. 39. Morfologia i wybrane właściwości gleby deluwialnej czarnoziemnej kumulacyjnej na przykładzie profilu numer 6

Inaczej przebiegają procesy erozyjne w obszarach piaszczystych. Tu erozja obserwowana jest stosunkowo rzadko, ponieważ utwory piaszczyste mają większy współczynnik filtracji i lepiej wchłaniają wodę. Jednak podczas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych następuje przekroczenie progu zdolności przyjmowania wody i występujący wówczas spływ powierzchniowy wywołuje z reguły znaczny zmyw gleby i przemieszczenie dużych ilości niezwiązanych ze sobą cząsteczek piasku. W miejscu depozycji objawia się to gwałtownym zasypaniem pierwotnej gleby grubą warstwą osadów, która nie jest całkowicie wymieszana podczas zabiegów uprawowych. Jeszcze lepiej depozycja osadów „zapisuje” się w obszarze użytków zielonych, gdzie nie wykonuje się orki. W takich warunkach każde zjawisko erozyjne pozostawia po sobie nową warstwę jasnych piasków, rozdzielając ciemnoszare poziomy próchniczne kształtujących się gleb w okresach słabszej erozji (rys. 40).



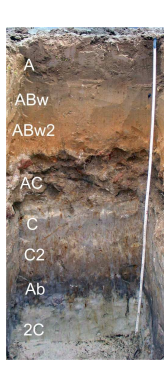
Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–25	7	1	ps	pl
AC	25–35	5	1	ps	pl
AC2	35–40	16	4	pgmp	pg
C	40–48	4	1	pl	pl
AC3	48–75	4	1	pl	pl
Ab	75–94	7	1	ps	ps
AC4	94–96	5	1	ps	pl
C2	96–117	3	1	pl	pl
Ab2	117–121	9	1	ps	ps
C3	121–137	3	1	pl	pl
Oa	137–155	–	–	–	–

Rys. 40. Morfologia i wybrane właściwości gleby deluwialnej czarnoziemnej typowej na przykładzie profilu numer 43

Występowanie piasków erozyjnych pojawiających się podczas jednego epizodu spływu stokowego obserwowano także na innych obszarach (Chudecki i Niedźwiecki 1983, Teisseyre 1992, Koćmit i Podlasiński 2006).

6.4.2. Gleby deluwialne czarnoziemne z cechami brunatnienia (CYbr)

Gleby te (mimo braku w najnowszej Systematyce gleb Polski z 2011 roku) wyróżnione zostały ze względu na mniej lub bardziej wyraźne zbrunatnienie występujące pod poziomem próchnicznym. Podobnie jak gleby deluwialne czarnoziemne typowe występują w niższej położonych częściach zboczy, ale z możliwością odpływu wód. Są to zatem głównie zbocza wklęsłe i wyżej położone fragmenty podnóży zboczy, gdzie materiał próchniczny i najdrobniejszy materiał może odpłynąć dalej (rys. 41), natomiast pozostający grubszy materiał mniej zasobny w próchnicę wyróżnia się charakterystyczną barwą. Często gleby te stanowią formę pośrednią pomiędzy glebami deluwialnymi czarnoziemnymi typowymi a glebami płowymi z cechami brunatnienia.



Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–30	12	5	pgl	pg
ABw	30–45	14	6	pgl	pg
ABw2	45–70	12	4	pgl	pg
AC	70–95	41*	10*	gs	gz*
C	95–120	17	4	pgmp	pg
C2	120–140	11	3	pglp	pg
Ab	140–150	10	3	pglp	pg
2C	150–180	9	1	psp	ps

* w poziomie AC 81% części szkieletowych.

Rys. 41. Morfologia i wybrane właściwości gleby deluwialnej czarnoziemnej z cechami brunatnienia na przykładzie profilu numer 46

Niektóre gleby deluwialne mają bardziej złożoną genezę, która wpływa na jej morfologię i właściwości fizykochemiczne. Przykładem może być profil numer 65, w którym pod materiałem mineralnym o miąższości ponad 200 cm występuje kopalny poziom organiczny (rys. 42). Obecnie gleba ta występuje w obrębie wklęsłej części zbocza, jednak kopalny poziom organiczny wskazuje, że kiedyś leżała ona w zamkniętym obniżeniu. Po wylesieniu otaczającego obszaru obniżenie zostało wypełnione wodą, co dokumentuje warstwa próchnicznych utworów pyłowych o miąższości ponad 60 cm, pokrywająca glebę organiczną. Później nasilające się procesy erozyjne wypełniły zbiornik osadami deluwialnymi o miąższości ponad 140 cm, które są już znacznie uboższe w próchnicę (tab. 7). Pojedyncze, silniejsze zjawiska erozyjne widoczne są w postaci warstw piasków luźnych na głębokościach 98–122 oraz 136–144 cm (rys. 42).

Tabela 7. Wybrane właściwości chemiczne gleb deluwialnych czarnoziemnych

Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	C org. (%)	pH _{KCl}	V (%)	K	Ca	Mg	Fe
6 CYku	Ap	0–33	1,02	5,46	76,2	5,77	0,34	1,18	7,02
	A2	33–60	0,68	5,10	35,6	6,64	0,39	1,47	8,84
	A3	60–95	0,43	5,18	72,7	5,51	0,35	1,08	6,68
	AC	95–120	0,26	5,17	30,8	3,37	0,24	0,50	3,66
	C	125–160		5,10	16,0	1,12	0,17	0,26	2,06
43 CYt	A	0–25	0,61	7,11	90,2	0,97	0,00	0,57	2,69
	AC	25–35	0,13	6,34	76,6	0,55	0,52	0,51	2,37
	AC2	35–40	0,46	5,92	79,4	1,55	0,95	0,92	4,61
	C	40–48	–	6,01	77,6	0,70	0,32	0,38	1,88
	AC3	48–75	0,13	6,33	79,9	0,69	0,55	0,44	2,62
	Ab	75–94	1,14	6,34	88,0	0,89	0,96	0,55	1,98
	AC4	94–96	0,50	6,42	94,5	0,64	0,63	0,45	1,58
	C2	96–117	–	6,51	79,5	0,60	0,40	0,39	1,40
	Ab2	117–121	1,20	6,54	90,5	1,06	0,71	0,55	2,23
	C3	121–137	0,07	6,74	86,6	0,70	0,22	0,29	1,21
Oa	137–155	27,04	5,52	78,6	0,47	11,38	1,29	3,57	
46 CYbr	A	0–30	1,34	5,02	64,4	0,99	0,31	0,45	3,56
	ABw	30–45	0,83	4,52	61,4	1,00	0,36	0,57	4,30
	ABw2	45–70	0,50	3,60	61,8	0,78	0,30	0,35	3,28
	AC	70–95	1,00*	4,03	56,0	4,90	0,35	0,89	5,29
	C	95–120	–	5,45	83,7	2,92	0,26	0,45	3,58
	C2	120–140	–	5,44	84,4	0,95	0,24	0,39	3,15
	Ab	140–150	0,25	5,40	84,3	0,86	0,23	0,31	2,91
	2C	155–180	–	5,26	87,5	0,75	0,21	0,21	1,94
65 CYbr	A	0–32	1,39	5,5	80,7	3,22	0,25	0,65	4,21
	A2	32–51	0,40	5,7	81,0	3,10	0,24	0,55	4,22
	ABw	51–73	0,22	6,2	87,6	2,71	0,30	0,50	3,96
	Cg	73–98	–	6,3	67,2	0,68	0,20	0,27	2,97
	Cg2	98–122	–	6,4	53,7	0,49	0,27	0,16	1,96
	Cg3	122–136	0,76	5,7	15,9	6,39	0,38	1,72	8,74
	Cg4	136–144	–	5,8	55,8	0,59	0,19	0,16	1,51
	Ab1	144–180	3,48	5,0	55,0	5,52	0,33	1,50	7,43
	Ab2	180–208	5,29	4,5	44,2	5,91	0,40	1,33	6,81
	Otn	208–215	16,67	4,5	–	4,53	0,37	0,87	6,63
	Ab3	215–220	4,17	4,6	–	0,56	0,21	0,13	2,15
	Ab4	220–225	0,79	4,7	–	0,70	0,24	0,18	1,71
	AC2	225–230	0,32	4,8	–	0,76	0,24	0,22	1,79
C	230–255	–	4,8	–	0,83	0,30	0,63	2,83	

* w poziomie AC 81% części szkieletowych.



Symbol poziomu	Głębokość (cm)	20 μm (%)	2 μm (%)	Grupa gran.	
				1989	2011
A	0–32	14	5	pglp	pg
A2	32–51	15	6	pglp	pg
ABw	51–73	13	5	pglp	pg
Cg	73–98	5	2	pl	pl
Cg2	98–122	3	2	pl	pl
Cg3	122–136	49	13	pli	pyi
Cg4	136–144	4	2	pl	pl
Ab1	144–180	51	13	pli	pyi
Ab2	180–208	57	15	pli	pyi
Otni	208–215	–	–	–	–

Rys. 42. Morfologia i wybrane właściwości gleby deluwialnej czarnoziemnej z cechami brunatnienia na przykładzie profilu numer 65

6.5. Odmiany budowy morfologicznej gleb ukazane na mapie glebowo-genetycznej

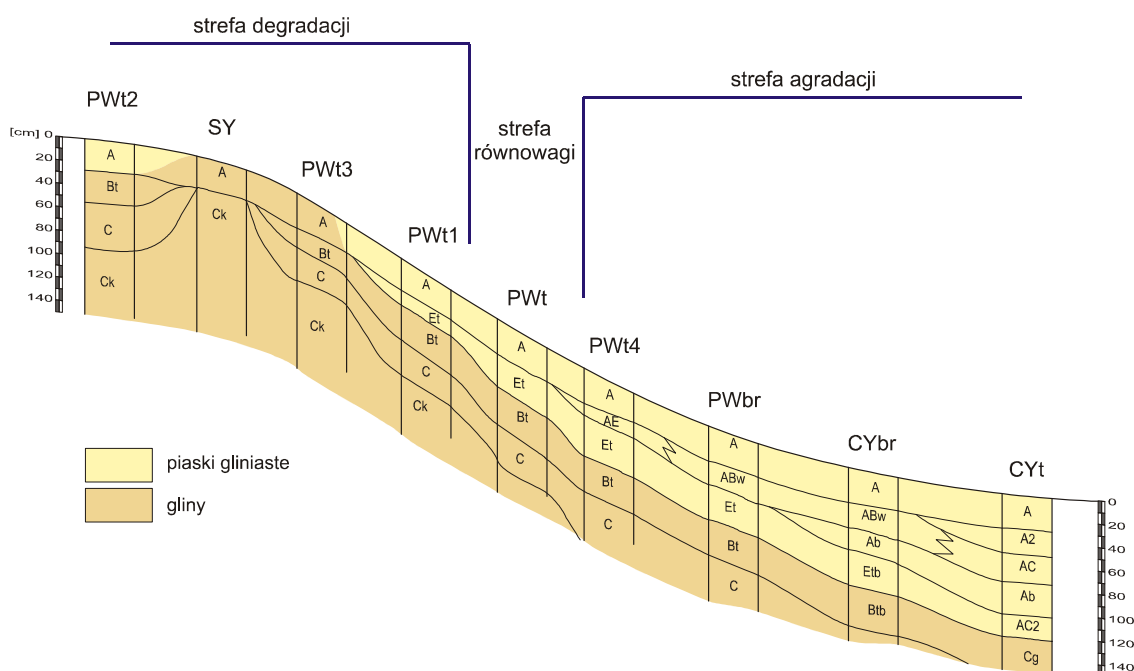
Uwzględniając poszczególne stadia przekształcenia gleb, na wykonanej mapie glebowo-genetycznej (zał. 5) wydzielono 15 odmian budowy morfologicznej gleb (tab. 8). Przy padki te ujmują cechy morfologiczne (poziomy, informacje o uziarnieniu górnej części profilu glebowego) i rodzaj skały macierzystej.

Tabela 8. Gleby wyróżnione na mapie glebowo-genetycznej

Symbol	Gleba	Charakterystyka
gleby płowoziemne i deluwialne, dla których określono stopień przekształceń denudacyjnych		
PWt PWsp (P)*	gleby płowe typowe lub płowe spiaszczone	posiada wszystkie poziomy diagnostyczne (Et i Bt), odgórne spiaszczenie sięga do głębokości 60–70 cm
PWt1 (P1)*	płowa typowa skrócona	poziomy jw.; odgórne spiaszczenie do głębokości 50 cm
PWt2 (P2)*	płowa ogłowiona 1	w profilu brak poziomu Et, spiaszczenie do głębokości 30 cm
PWt3 (P3)*	płowa ogłowiona 2	w profilu brak poziomu E i brak spiaszczenia odgórnego
SY	słabo ukształtowana, erozyjna	w profilu brak poziomów diagnostycznych Et i Bt, o budowie A–C, A–Ck lub Ak–Ck
PWbr	płowa zbrunatniała	płowa z poziomem Bw pod poziomem próchnicznym
PAt	płowa zaciekowa	przy obecności wszystkich poziomów genetycznych, poziom Et zaciekami przechodzi w poziom Bt
CYbr**	deluwialna zbrunatniała	poniżej poziomu ornego występuje wyraźne zbrunatnienie w zasięgu poziomu próchnicznego (agradowanego)
CYt (C1)*	deluwialna czarnoziemna typowa	materiał deluwialny – próchniczny, przykrywa starą glebę (kopalną)
CYku (C2)*	deluwialna czarnoziemna kumulacyjna	
gleby pozostałe dla których nie określono stopnia przekształceń denudacyjnych		
BEt	brunatna eutroficzna typowa	gleby brunatne o układzie poziomów A–Bw–C, całkowite, wytworzone z piasków i niecałkowite na glinach lub pyłach o zróżnicowanych właściwościach chemicznych
BDt	brunatna dystroficzna typowa	
RWt	rdzawa typowa	gleby rdzawe (A–Bv–C) wytworzone z piasków luźnych lub słabogliniastych
SL	arenosole	gleby słabo ukształtowane, zbudowane z piasków
OTit, OTet, OTaz	gleby organiczne	gleby wytworzone z torfu o różnym stopniu rozkładu i zamulenia
* skróty stosowane na przekrojach (rysunki 44–47), ** gleba nie wyróżniana w najnowszej Systematyce... (2011).		

6.6. Wykorzystanie toposekwencji gleb w przedstawieniu przestrzennej zmienności gleb w krajobrazie młodoglacjalnym

Opisane w poprzednim rozdziale profile glebowe można uszeregować w zależności od położenia w rzeźbie terenu (rys. 43). Prawidłowość tę zauważono już dość dawno, nazywając ją toposekwencją lub kateną glebową (Milne 1948 za Hall i Olson 1991). Sommer i Schlichting (1997) dokonali bardziej szczegółowego podziału katen ze względu na reżim wodny i obieg materii, kwalifikując je do różnych archetypów. Autorzy ci wydzielił trzy typy katen, podkreślając ich znaczenie nie tylko w zakresie występowania gleb, lecz także w szerszych ocenach środowiska przyrodniczego – procesach ekologicznych. Na badanym obszarze można wyróżnić kilka wzorcowych ułożeń gleb w zależności od intensywności rzeźby, które mieszczą się w archetypie translokacyjnym.



Rys. 43. Przekształcenia w budowie profilowej gleb płowych w zależności od położenia na stoku na obszarach podlegających erozji (toposekwencja wyidealizowana)

6.6.1. Toposekwencja idealna

Podstawą dalszych rozważań jest wyidealizowana toposekwencja, która, chociaż trudna do znalezienia w terenie (rys. 43), teoretycznie istnieje. Do niej można odnosić inne przypadki, które zmieniają kolejność gleb zależnie od krzywizny i stopnia nachylenia zbocza.

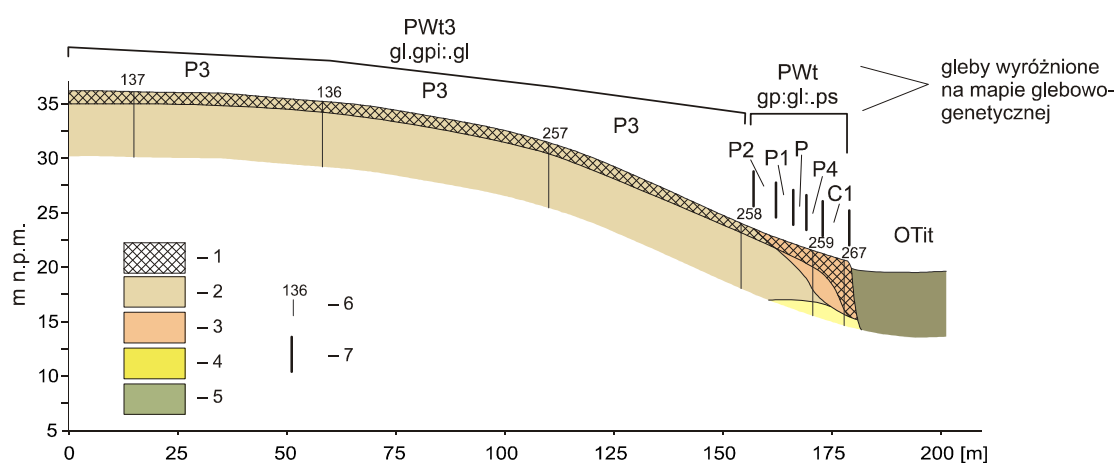
W toposekwencji idealnej profil zbocza jest wypukło-wklęsły, zbocza w przekroju poprzecznym nie wykazują zbieżności i rozbieżności. Na badanym obszarze na ogół tak idealne zbocza nie występują, są one bardziej złożone, co można zaobserwować na załączonym przekroju (załącznik 1). W przekroju zbocza (rys. 43) działanie erozji powoduje powstanie specyficznego układu gleb o przekształconej morfologii. W części erodowanej występują gleby ogłowione (nawet do skały macierzystej – SY), lub gleby pozbawione poziomu Et z zacho-

wanym diagnostycznym poziomem Bt, który znajduje się tuż pod poziomem próchnicznym lub jest z nim częściowo wymieszany (PWt3/PWt2). Niekiedy w glebach erodowanych zachowują się jeszcze śladowe części poziomu Et (PWt1). W części środkowej zbocza (strefa równowagi) występują najczęściej gleby płowe o pełnym profilu (PWt) lub nieco skrócone (PWt1), co przejawia się w zmianach miąższości poziomu Et. W dolnej części zbocza (strefa agradacji) leżą gleby płowe lekko nadbudowane (o większej miąższości poziomu A – PWt4), przechodzące niżej w gleby deluwialne (CY).

Tak przedstawiona toposekwencja gleb jest rozpoznawalna w terenie, a poszczególne jej elementy na różnych częściach zbocza łatwo jest wskazać, jednak wielokrotnie powtarzające się wklęsłości, wypukłości i spłaszczenia śródstokowe oraz obecność zboczy zbieżnych i rozbieżnych powodują zmianę w kolejności występowania poszczególnych pedonów. W niektórych przypadkach nie stwierdza się przekształceń w stopniu największym (np. usunięcia solum). W takich miejscach dominują gleby płowe o zmiennej miąższości spiaszczenia w górnej części profilu.

6.6.2. Zbocza wypukłe rozbieżne

Kartograf, rozpoznając teren, powinien spodziewać się na wszystkich elementach wypukłych (kopulaste wierzchowiny lub zbocza rozbieżne) gleb ogłowionych często do poziomu Bt lub nawet do skały macierzystej. Stopień przekształcenia gleb jest równocześnie zależny od spadku terenu (tym większe przekształcenie, im większy spadek). W linii spadku na zboczach wypukłych i rozbieżnych mogą nie występować gleby płowe o pełnym profilu i wtedy gleby ogłowione przechodzą na krótkim odcinku w gleby deluwialne (rys. 44). W tym krótkim odcinku występują kolejne elementy toposekwencji idealnej, jednak na tak niewielkich fragmentach zbocza nie jest możliwe ich wydzielenie na mapie. Na rysunku 44 pokazano to zróżnicowanie (symbole, P2, P1, C1) i efekt generalizacji treści glebowej ujęty w symbol PWt, oznaczający gleby płowe. Gdyby szczegółowo przyjrzeć się temu przejściu, można by wydzielić pośrednie formy w morfologii gleb, od płowych do deluwialnych, jednak są one zauważalne na bardzo krótkich odcinkach terenu.

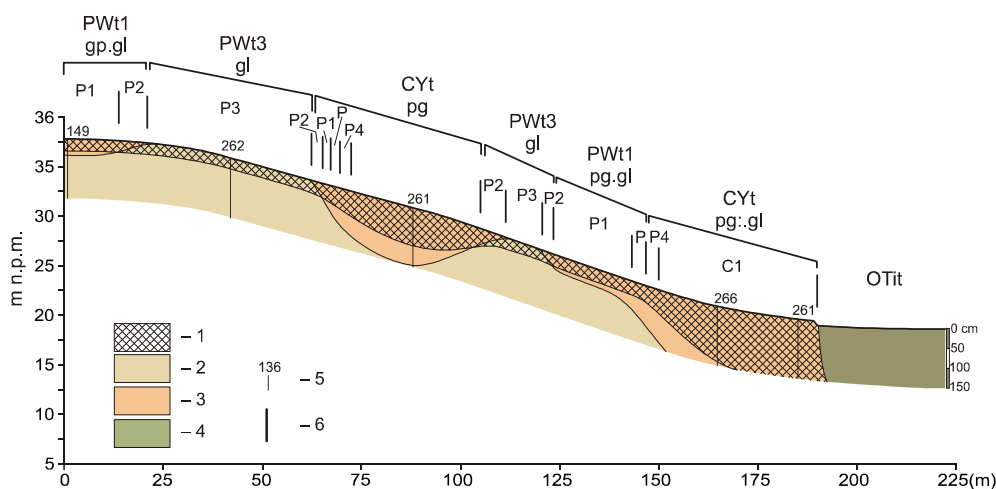


Rys. 44. Toposekwencja gleb na zboczu wypukłym, rozbieżnym w obszarze o dominacji glin zwałowych; 1 – poziom próchniczny, 2 – gliny, 3 – piaski gliniaste, 4 – piaski słabogliniaste, 5 – torfy, 6 – numer wierceń, 7 – granice jednostek glebowych. P1, P2, P4 – objaśnienia w tabeli 8.

Odwzorowanie takiej zmienności na mapie, przy przyjętej skali, jest niemożliwe, stąd nie jest ona na niej ukazywana. Taka generalizacja często dokonywana jest już na etapie prac terenowych w sposób świadomy (jeśli stwierdza się, że gleba nie reprezentuje odpowiednio dużego obszaru) lub nieświadomy (jeśli pomija się takie gleby przy rzadko rozmieszczonych punktach badawczych).

6.6.3. Zbocza wypukło-wklęsłe zbieżne

Odmienne wygląda sekwencja gleb na zboczach wypukło-wklęsłych zbieżnych, w których strefa zerodowania gleb jest krótka i obejmuje najczęściej górną część stoku, za to w części środkowej pojawiają się gleby płowe o pełnym profilu. W dolnej części zbocza występują gleby deluwialne. W niektórych układach rzeźby terenu gleby deluwialne mogą pojawiać się już w części środkowej zbocza. Szczególny przypadek wystąpienia gleb deluwialnych odnotowuje się na zboczach ze spłaszczeniami śródstokowymi (rys. 45). Na tak uformowanym zboczach spłaszczenia (lokalne zmniejszenie spadku terenu) wypełniane są transportowanymi erozyjnie cząstkami glebowymi, co doprowadza do wykształcenia się gleb deluwialnych w środkowej części zbocza i może prowadzić do wyrównania rzeźby terenu (w konsekwencji do zaniku spłaszczenia).

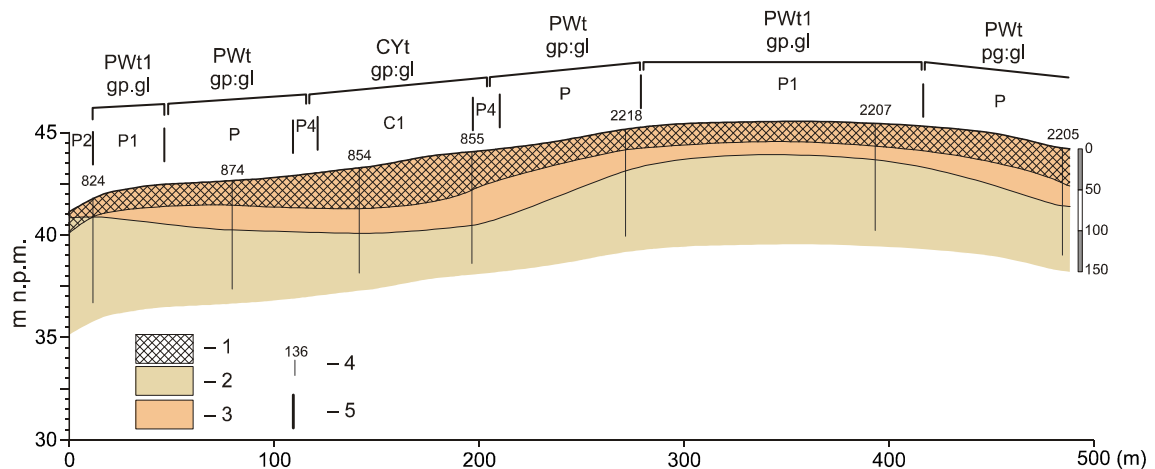


Rys. 45. Toposekwencja gleb na zboczach wypukło-wklęsłych zbieżnych w obszarze o dominacji glin zwałowych; 1 – poziom próchniczny, 2 – gliny, 3 – piaski gliniaste, 4 – torfy, 5 – numer wierceń, 6 – granice jednostek glebowych, P1, P2, P4 – objaśnienia w tabeli 8.

6.6.4. Obszar lekko falisty o małych spadkach

W przypadku rzeźby lekko falistej, gdzie spadki i deniwelacje są mniejsze, gleby na zboczach wypukłych i rozbieżnych nie podlegają tak silnemu zerodowaniu i w większym stopniu zachowane są gleby płowe o pełnym profilu, często poprzedzielane deluwiami, ale o niedużej miąższości (40–60 cm). Warstwy deluwii pokrywają wcześniej wykształcone gleby (głównie płowe), powiększając miąższość poziomu próchnicznego (CYt – rys. 46). W takiej rzeźbie rzadko spotyka się silniej przekształcone gleby, a jeśli takie występują, to zawsze stwierdzany jest poziom diagnostyczny Bt i często występujący nad nim skrócony

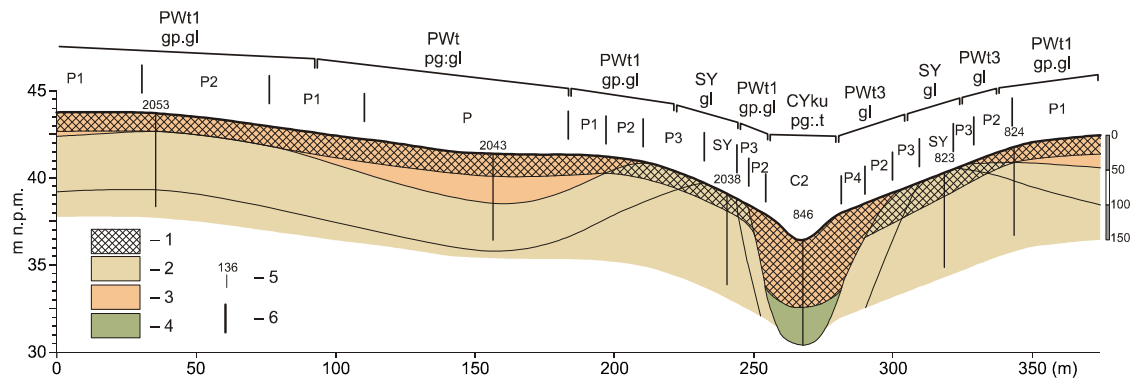
poziom Et. W obszarach płaskich można na mapie oddać praktycznie wszystkie odmiany morfologiczne gleb pływowych i z tego powodu nie ma potrzeby generalizacji.



Rys. 46. Toposekwencja gleb na obszarach lekko falistych o dominacji glin zwałowych; 1 – poziom próchniczny, 2 – gliny, 3 – piaski gliniaste, 4 – numer wierceń, 5 – granice jednostek glebowych, P1, P2, C1 – objaśnienia w tabeli 8.

6.6.5. Obszary płaskie z obniżeniami wytopiskowymi lub rozcięciami erozyjnymi

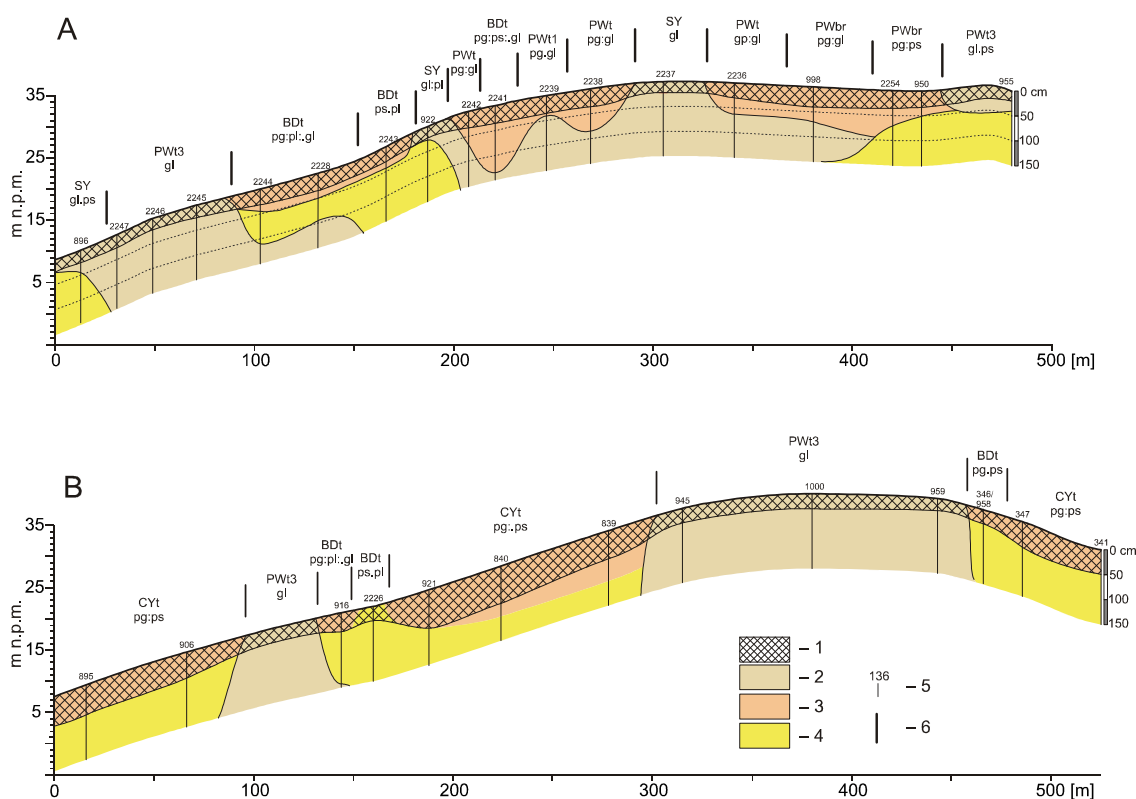
W obszarach płaskich rozciętych rynnowymi obniżeniami wytopiskowymi lub rozcięciami erozyjnymi z okresu glacialnego, cechującymi się wyraźniej zarysowanymi krawędziami (rys. 47), sekwencja gleb podporządkowuje się rzeźbie terenu. Na płaskich obszarach dominują gleby płowe o pełnym profilu, a także gleby namyte w małych obniżeniach, natomiast rzadziej obecne są gleby płowe skrócone (wiercenie 2053 na rys. 47). W strefie krawędziowej (200–350 m na rys. 47), na ogół wykazującej większe spadki, gleby są silniej przekształcone, nawet z całkowicie usuniętym solum (SYk). Centralne części obniżeń (niekiedy zatorfionych) są wypełnione materiałem namytym lub naorany, gdzie wykształcają się gleby deluwialne czarnoziemne kumulacyjne (CYku) lub gleby organiczne hemowo-limnowe (mułowo-torfowe).



Rys. 47. Toposekwencja gleb w obszarze płaskim z wydłużonym zagłębieniem bezodpływowym; 1 – poziom próchniczny, 2 – gliny, 3 – piaski gliniaste, 4 – torfy, 5 – numer wierceń, 6 – granice jednostek glebowych. P1, P2, P4, SY – objaśnienia w tabeli 8.

6.6.6. Obszary zboczy pomiędzy wysoczyzną a doliną Odry

Zewnętrzne granice obszaru badań (poza częścią północną) stanowią mniej lub bardziej nachylone zbocza będące granicą wysoczyzny morenowej. Jest to strefa krawędziowa pradoliny Odry, której geneza łączy się z działalnością wód płynących w pradolinie. Wody te rozcięły obszary morenowe, odsłaniając głębsze warstwy utworów geologicznych, co powoduje aktualnie większą zmienność pokrywy glebowej. W bezpośrednim kontakcie występują tu gleby gliniaste i piaszczyste (rys. 48). Obszary te podlegają erozji wodnej, która powoduje zmiany w morfologii występujących tam gleb.



Rys. 48. Zmiany w morfologii gleb w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej na zboczu rozbieżnym (A) i zbieżnym (B); 1 – poziom próchniczny, 2 – gliny, 3 – piaski gliniaste, 4 – piaski luźne i słabogliniaste, 5 – numer wierceń, 6 – granice jednostek glebowych.

Dwa czynniki – urozmaiconą rzeźba i zmienność skały macierzystej – dają jeszcze bardziej skomplikowany układ toposekwencji gleb w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej, odmienny od toposekwencji wyidealizowanej. Ponadto jest ona też nieprzewidywalna i przez to trudno spodziewać się jej powtarzalności w innych miejscach strefy krawędziowej. Na zboczach rozbieżnych (rys. 48A) odmienne następstwo gleb w linii zbocza jest bardzo widoczne. Na takim zboczu zmiana morfologii gleb występuje średnio co około 33 m, nie wspominając o formach przejściowych, występujących na jeszcze krótszych odcinkach i z tego powodu nie pokazanych na przekroju. Te mniejsze powierzchniowo formy były już generalizowane w terenie. Obszar krawędziowy wysoczyzny morenowej różnicuje się glebowo zarówno ze względu na uziarnienie (gatunek gleby), jak i typologię modelowaną rzeźbą terenu i działaniem denudacji.

7. Kartograficzne przedstawienie przestrzennej zmienności pokrywy glebowej badanego obszaru

7.1. Wstęp

W szczegółowych badaniach gleboznawczych do celów kartografii gleb na obszarach erodowanych i o znacznej zmienności litologicznej pojawiają się trudności w prawidłowym odwzorowaniu zmienności glebowej na mapie (Koćmit i in. 1989). W takich przypadkach wymagane jest założenie siatki wierceń z dużym zagęszczeniem punktów badawczych. Kiedyś uważano siatkę sztywną (geometryczną) za najdokładniejszą metodę badania gleb i wyznaczania zasięgów konturów glebowych (Dobrzański i in. 1965, Białousz 1979) ze względu na dużą precyzję nanoszenia wierceń na mapę. Dziś, dzięki rozwojowi technik pozycjonowania obiektów (GPS), najlepsza wydaje się metoda siatki ruchomej. Taką metodę zastosowano w niniejszych badaniach, zakładając zmienną odległość pomiędzy wierceniami od 25 do 50 m. W terenach młodoglacjalnych o urozmaiconej rzeźbie nawet tak niewielkie odległości powodują wykrywanie odmiennych jednostek glebowych, a dalsze zagęszczanie wierceń okupione jest dużym wysiłkiem i nakładem prac terenowych.

Tego typu prace można stosować w badaniach naukowych (na niedużych powierzchniach), jednak w celach produkcyjnych (obejmujących duże obszary) powyższa metoda pracy nie jest proporcjonalna do ich wartości użytkowych (Dudal 1987). Pomimo to nie zwalnia to kartografów z poszukiwania nowych sposobów dokładnego odwzorowania zmienności pokrywy glebowej. Przy określaniu zarysu konturów gleb można wykorzystać zdjęcia lotnicze, najlepiej takie, na których gleba jest niepokryta roślinnością (Marcinek i in. 1974, Cierniewski 1980, Sinkiewicz 1980, Rodzik i in. 2005). Nowe możliwości w zakresie badania pokrywy glebowej niosą pomiary przewodnictwa elektromagnetycznego dokonywane bezpośrednio w terenie, które coraz szerzej wykorzystuje się w tzw. rolnictwie precyzyjnym (Davis i in. 1997).

7.2. Metoda rozpoznawania uziarnienia gleby przez badanie zmienności przewodności elektromagnetycznej (EC_a)

Nowe technologie związane z badaniami pokrywy glebowej wykorzystują urządzenia do pomiarów przewodności elektromagnetycznej gleby (EC_a) bez naruszania jej struktury (Lund i in. 1999, Johnson i in. 2001), a nawet bez kontaktu z powierzchnią gleby (Geonics EM38 – McNeill 1980b). Technologie te zostały opracowane specjalnie do określania stopnia zasolenia gleb w obszarach półsuchych, ale zostały również zaadaptowane na potrzeby rolnictwa precyzyjnego (Lund i in. 1998). Rolnictwo precyzyjne rozwinęło się w krajach zachodnich z chwilą udostępnienia przez Departament Obrony Stanów Zjednoczonych niezakłóconego sygnału emitowanego przez satelity w systemie GPS. Główną przesłanką rozwoju rolnictwa precyzyjnego stały się względy ekonomiczne, gdyż dzięki pozycjonowaniu sprzętu rolniczego można było zaoszczędzić na dawkowaniu nawozów sztucznych na glebach nie

wymagających większych dawek nawozów. Dodatkowo ten rodzaj rolnictwa, przez ograniczenie nawożenia, jest bardziej przyjazny środowisku (Gozdowski i in. 2007).

Szybko okazało się, że dla potrzeb rolnictwa precyzyjnego przydatne są szczegółowe mapy glebowe. Ponieważ w większości krajów (również w Polsce) nie ma tak dokładnych map glebowych (ograniczeniem jest skala mapy oraz koszty jej przygotowania) poszukiwano sposobów na ukazanie jak najwierniejszej zmienności gleb w prostszy i tańszy sposób. Znane są próby zastosowania przewodności elektrolitycznej, która zależy od stężenia jonów (przewodniki) w roztworze glebowym (McNeill 1980a). Na stan roztworu glebowego ma wpływ uziarnienie gleby (ilość koloidów glebowych). Aby uniezależnić się od kontaktu elektrod z glebą wykorzystano powiązanie elektryczności z magnetyzmem. W ten sposób powstała technologia przygotowywania map ukazujących zmienność przewodności elektromagnetycznej, którą pośrednio utożsamia się ze zmiennością uziarnienia.

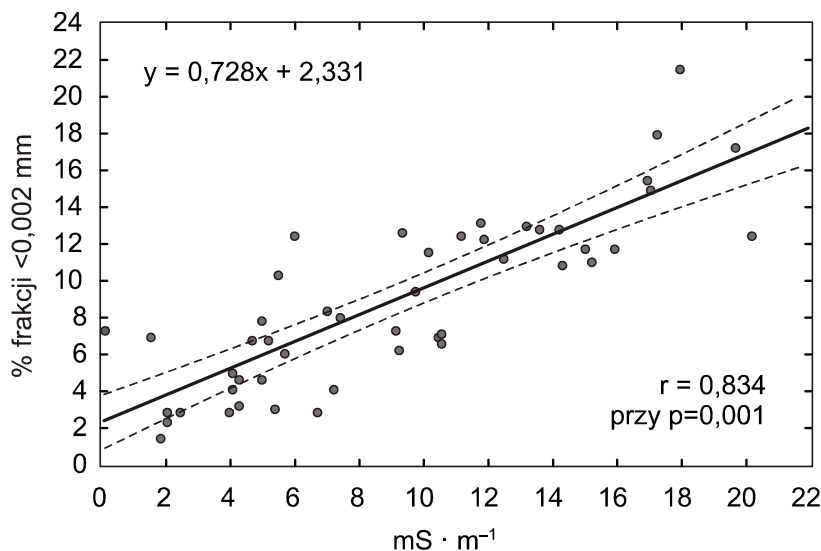
Tworzona w wyniku zastosowania opisywanej metody mapa przestrzennej zmienności EC_a dobrze koreluje z uzyskiwanym plonem, dlatego zyskała ona dość dużą popularność w rolnictwie precyzyjnym w krajach zachodnich. Podstawowym mankamentem tej metody, niepozwalającym w pełni zastosować jej przy tworzeniu lub aktualizacji map glebowych (genetycznych, przyrodniczych), jest brak odwzorowania zmienności pionowej gleby w zakresie uziarnienia. Uzyskany wynik informuje jedynie o całkowitej przewodności elektromagnetycznej gleby niejako uśrednionej dla całego profilu. Oznacza to, że podobny wynik mogą uzyskać gleby niecałkowicie o różnej wartości rolniczej i ekologicznej, na przykład piaski nagiłinowe i gliny podścielone piaskami. W przyrodzie, na krótkim odcinku, tak nagła inwersja uziarnienia zachodzi jednak niezwykle rzadko, a uzyskany obraz przestrzennego rozmieszczenia gleb o różnych wartościach przewodnictwa elektromagnetycznego informuje badacza o miejscach potencjalnej zmiany uziarnienia. Unika się wtedy losowego wyznaczania pierwszego miejsca wykonania odkrywki, na co zwraca uwagę Ostrowski (2004), oraz jest pomocne przy prowadzeniu granic wyznaczanych konturów. W tradycyjnie prowadzonych badaniach terenowych kontury jednostek glebowych prowadzi się najczęściej pośrodku między dwoma punktami o różnym typie gleby (ekstrapolacja), co jest dużym uproszczeniem i może prowadzić do znacznych przesunięć granicy konturu.

7.2.1. Próba wykorzystania przewodnictwa elektromagnetycznego gleb w kartografii pokrywy glebowej terenów erodowanych

W celu stwierdzenia przydatności przewodnictwa elektromagnetycznego dla celów kartografii gleb na erodowanych obszarach morenowych Polski północnej, a szczególnie w obszarze badań naukowych, we współpracy z firmą Agrotechnology autor dokonał sprawdzenia wpływu uziarnienia utworów glebowych na wielkość przewodnictwa elektromagnetycznego. Pierwszym krokiem było sprowadzenie uziarnienia gleby w poszczególnych poziomach genetycznych do jednej wartości. Ze względu na różną miąższość poziomów genetycznych, zastosowano uśrednianie metodą średniej ważonej. Wyniki dotyczące uziarnienia zamieszczono w tabeli 9 i na rysunku 49.

Tabela 9. Zależność pomiędzy przewodnością elektromagnetyczną a średnią ważoną zawartością koloidów w glebie na przykładzie badanych profili z obszaru badań

Nr profilu	Przewodność (mS · m ⁻¹)	Średnia zawartość koloidów (%)	Współczynnik korelacji	Ocena wydzielonej grupy gleb
62	1,80	1,4	0,972	przewodność elektromagnetyczna równa zawartości koloidów (w zakresie ± 3 jednostki)
19	1,95	2,9		
3	1,98	2,4		
7	2,34	2,9		
88	3,89	2,9		
65	3,96	5,1		
81	4,01	4,2		
12	4,19	3,3		
63	4,20	4,7		
9	4,66	6,8		
38	4,96	4,7		
89	5,10	6,9		
11	5,35	3,2		
82	5,65	6,2		
44	6,90	8,4		
22	7,38	8,0		
75	9,04	7,4		
79	9,73	9,4		
8	10,12	11,7		
10	11,10	12,6		
14	11,67	13,3		
2	11,77	12,4		
86	12,45	11,3		
1	13,09	13,0		
18	13,57	12,9		
76	14,12	12,9		
24	16,90	15,6		
4	17,01	15,0		
5	17,17	17,9		
77	19,61	17,3		
66	0,04	7,4	0,963	przewodność elektromagnetyczna mniejsza od zawartości koloidów (ponad 3 jednostki)
87	1,51	7,1		
69	4,96	7,9		
6	5,47	10,3		
68	5,96	12,6		
15	9,29	12,7		
39	17,89	21,7		
78	6,68	2,9	0,959	przewodność elektromagnetyczna większa od zawartości koloidów (ponad 3 jednostki)
13	7,16	4,1		
41	9,15	6,2		
25	10,37	7,1		
59	10,50	7,1		
40	10,51	6,6		
83	14,20	11,0		
85	14,90	11,9		
60	15,20	11,2		
67	15,89	11,9		
84	20,15	12,6		
ogółem			0,834	



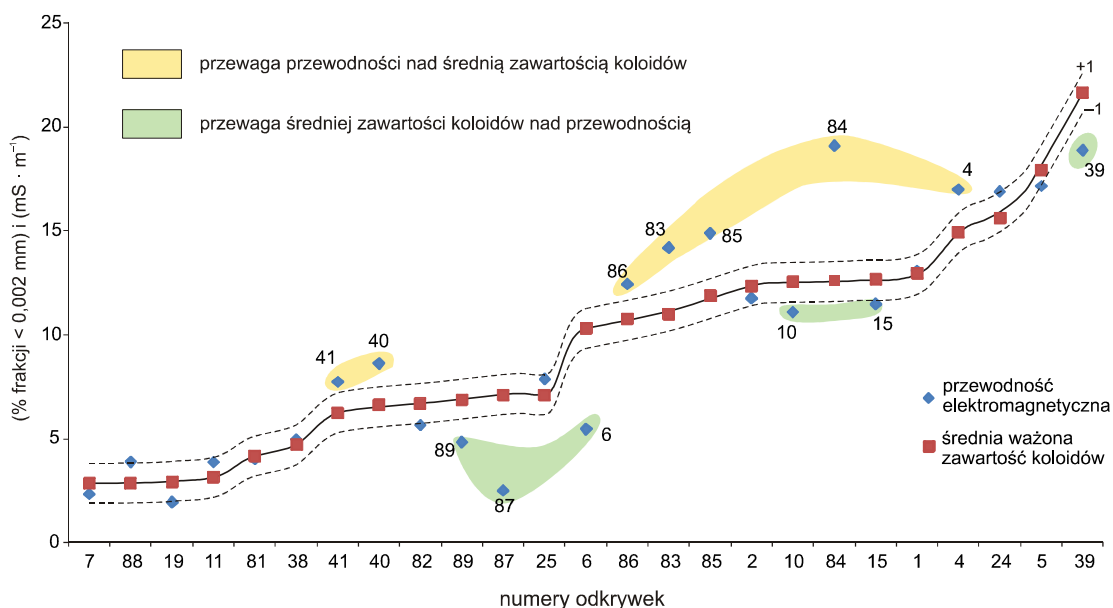
Rys. 49. Zależność pomiędzy przewodnością elektromagnetyczną a średnią zawartością koloidów mineralnych w badanych glebach

Współczynnik korelacji dla 48 profili wyniósł 0,834, a po odrzuceniu części gleb silnie zerodowanych i deluwialnych wzrósł do 0,972 (tab. 9). Potwierdza się zatem wysoka zależność przewodnictwa elektromagnetycznego od uziarnienia, a zwłaszcza od ilości frakcji < 0,002 mm. Można nawet stwierdzić, że w obszarach morenowych wielkość badanego przewodnictwa zależy w ponad 70% od zawartości koloidów mineralnych (a w obszarach o bardziej wyrównanej rzeźbie terenu nawet w 90%).

Dla wybranych profili uwzględniono dodatkowo gęstość objętościową poziomów genetycznych (S_o). Współczynnik korelacji pomiędzy EC_a a średnią zawartością koloidów mineralnych wyniósł dla tej populacji badanych profili 0,903; natomiast po uwzględnieniu gęstości objętościowej wzrósł do 0,944. Oznacza to, że gęstość objętościowa ma pewien dodatkowy wpływ na przewodność elektromagnetyczną. Szczególnie daje się to zaobserwować w glebach zerodowanych (wzrost przewodności w stosunku do ilości koloidów) oraz deluwialnych (spadek przewodności w stosunku do koloidów). Gleby zerodowane posiadają z reguły zwięzły i bardziej zbity poziom Bt tuż pod poziomem A lub nawet z nim zmieszany, co zwiększa wartości EC_a . Gleby deluwialne natomiast mają na ogół mniejszą gęstość objętościową, są bardziej pulchne i bardziej przewietrzane, co obniża przewodność w stosunku do średniej zawartości koloidów w glebie.

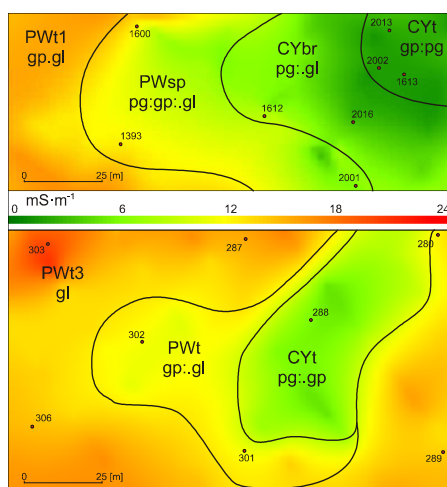
Powyżej przedstawiony dowód z analizy statystycznej wskazuje, że zarówno wzrost gęstości objętościowej (np. gleby zerodowane), jak i jej pomniejszenie (pulchne gleby deluwialne) ma dodatkowy wpływ na poziom przewodności elektromagnetycznej. Wynik pomiaru nie jest jednak jednoznaczny; większe różnice *in minus* stwierdza się w glebach deluwialnych, natomiast różnice *in plus* w glebach zerodowanych są mniejsze.

Stwierdzenie tak wyraźnej korelacji pomiędzy średnim uziarnieniem gleb a ich przewodnictwem elektromagnetycznym potwierdza dużą zaletę tej metody przy określaniu przestrzennej zmienności w składzie granulometrycznym gleb (rys. 50).



Rys. 50. Współzależność pomiędzy średnią zawartością koloidów mineralnych i przewodnością elektromagnetyczną w wybranych glebach

Większość gleb zajmujących żółte pola na rysunku 50 stanowią gleby o skróconym profilu (PWt3) ze stosunkowo płytko występującymi węglanami, natomiast gleby leżące na zielonym tle i odstające od omawianej zależności stanowią najczęściej średnie i ciężkie gleby deluwialne (profile numer 6 i 87) lub gleby brunatne dystroficzne niecałkowite o dużym kontraście uziarnienia (ps : gl). Zatem, analizując tylko wyniki EC_a w obszarach działania erozji, konieczna jest świadomość wystąpienia rozbieżności pomiędzy jej wartościami a uziarnieniem gleb. Gleby deluwialne związane o wysokiej przydatności rolniczej mogą wykazywać jednocześnie niską przewodności elektromagnetyczną. Nie przeszkadza to jednak w wykorzystaniu mapy przewodności elektromagnetycznej do określania granic gleb płowych podlegających zerodowaniu, wyrażającemu się różną miąższością wierzchniej warstwy spiaszczonej. Wówczas omawiana metoda daje możliwości ukazania ich przebiegu w przestrzeni, trudne do oddania metodą tradycyjną. Gleby ogławiane wyróżniają się z reguły większą przewodnością, a gleby agradowane mniejszą od gleb o pełnym profilu (rys. 51).



Rys. 51. Dwa przykłady wykorzystania mapy przewodności elektromagnetycznej gleb do korekty granic konturów jednostek glebowych wydzielonych podczas badań terenowych

Pomimo konieczności weryfikacji wartości EC_a , uzyskanych podczas „skanowania” pól, metoda określania przewodności elektromagnetycznej jest bardzo przydatna w pracach kartograficzno-gleboznawczych (rys. 52). Szczególnie przydaje się w obszarach piasków podścielonych glinami (na różnej głębokości), które na zdjęciach lotniczych nie wykazują różnic w fototonie.



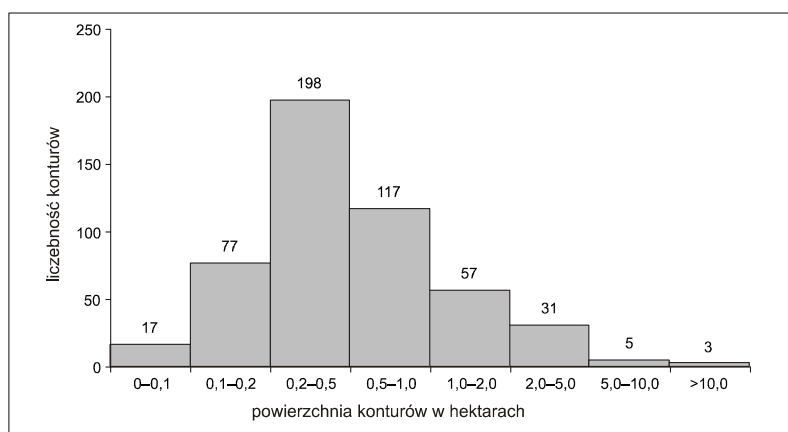
Rys. 52. Przykład ilości informacji o glebie uzyskanej z mapy glebowo-rolniczej (A), dodatkowych badań gleboznawczych (B) oraz badań z wykorzystaniem przewodności elektromagnetycznej (C)

7.3. Mapa glebowo-genetyczna badanego obszaru

Głównym celem sporządzenia mapy glebowo-genetycznej w skali 1 : 5000 (załącznik 4) było ukazanie zmienności pokrywy glebowej w zakresie typologii i uziarnienia. Mapę wykonano na podstawie interpolacji punktów. Takie podejście było celowe, gdyż nawiązywało do zasad kreślenia map z lat 1950–1970 i jest powszechnie akceptowalne. Jest ono jednak dość pracochłonne, gdyż nie pozwala wykorzystać licznych procedur cyfrowych stosowanych przy interpolacji wartości liczbowych, a każde dwa sąsiednie wiercenia (ze względu na ich złożoność pionową) trzeba rozpatrzyć oddzielnie. Jednocześnie jest jednak zaletą wykreślonej mapy. Uzyskany błąd przy prowadzeniu konturów tą metodą równa się w przybliżeniu połowie odległości pomiędzy wierceniami i może wynieść 15–25 m. W wielu przypadkach, przy prowadzeniu konturów, sugerowano się także przebiegiem poziomic, zobrazowaniami satelitarnymi, a także wykorzystano wyniki badań przewodności elektromagnetycznej, dzięki której przebieg linii konturu był korygowany. Wtedy błąd przy prowadzeniu konturów zmniejsza się do kilku metrów.

Przy zastosowaniu przenośnych urządzeń elektronicznych i oprogramowania GIS wiele konturów glebowych wykreślanych było już podczas badań terenowych. Ze względu na dużą zmienność gleb i często krótkie przejścia gleb erodowanych w deluwialne, stosowano generalizację i uproszczenia z powodów technicznych (skala mapy) i założonych ograniczeń (szerokość konturu nie mniejsza niż 10 m). Przykłady takiej generalizacji ukazano na przekrojach katen glebowych (rys. 44–48).

Wykonana mapa glebowo-genetyczna odzwierciedla duże zróżnicowanie pokrywy glebowej. Stwierdzono występowanie 15 jednostek glebowych zamkniętych w ponad 500 konturach. Średnia powierzchnia wydzielonych konturów wynosi 0,92 ha, jednak nie jest ona równomiernie rozłożona na całej powierzchni badanego obszaru, jak i w całej ich populacji (rys. 53). Ponad 81% konturów ma powierzchnię większą od 0,2 ha, która była uznawana za minimalną przy kreśleniu map w skali 1 : 5000 (Instrukcja... 1965). Białousz (1999) podaje, że najmniejsza rozróżnialna (widoczna) na mapie jednostka nie powinna być mniejsza od 0,25 cm kw. W skali 1 : 5000 daje to kontur o powierzchni 0,06 ha i dlatego tę wielkość przyjęto za granicę wydzielenia jednostek na opracowanej mapie gleb.

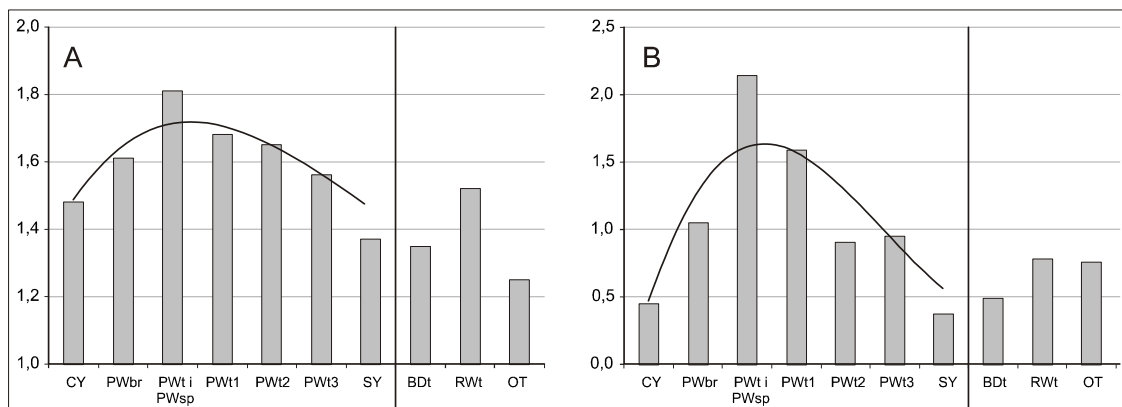


Rys. 53. Rozkład ilości konturów glebowych w zależności od ich powierzchni

Wśród najmniejszych konturów (o powierzchni $< 0,2$ ha) ponad połowę stanowią dwie grupy: gleby słabo ukształtowane erozyjne (SY) oraz deluwialne (CYt i CYku), co świadczy o tym, że najsilniejsze przekształcenia gleb na badanym obszarze występują zwykle na małych powierzchniach. Najwięcej drobnych konturów występuje w obszarach o największych spadkach, tj. w strefie zboczy na przejściu wysoczyzny morenowej w dolinę Odry oraz w obrębie zboczy dużych zagłębień wytopiskowych i dolin. Stosunkowo najmniejsze zróżnicowanie występuje w obrębie płaskich obszarów śródwysoczynowych.

Specyfikę pokrywy glebowej obszarów morenowych potwierdzają dwa wykresy pokazujące średnią powierzchnię konturu glebowego oraz wskaźnik rozwinięcia granic konturów (rys. 54). Największą powierzchnię posiadają gleby względnie najmniej przekształcone (PWt), ale zarazem mają one najbardziej skomplikowane kontury. Z kolei gleby silnie zero-dowane i nadbudowane mają małą powierzchnię i słabo rozwinięte kontury, czyli zbliżone do koła lub owalu. Świadczyć to może o wczesnej fazie przekształcenia gleb płowych przez procesy denudacyjne. Z czasem proporcje te powinny się zmieniać, co potwierdzają badania gleb w obszarach lessowych silnie przekształcanych denudacyjnie (Klimowicz i Uziak 2001a).

Drugim powodem zróżnicowania pokrywy glebowej jest dość duża zmienność uziarnienia skał macierzystych, z których wykształciły się gleby. Tereny o genezie polodowcowej, poza dominującym materiałem zwałowym zarówno gliniastym, jak i piaszczystym, zawierają w sobie utwory wodnolodowcowe i organiczne (torfy). Pomimo iż na badanym obszarze dominują gliny, utwory te zazębiają się także z piaskami wodnolodowcowymi. Obraz różnicowania się pokrywy glebowej badanego obszaru można prześledzić na arkuszu mapy (załącznik 4).



Rys. 54. Porównanie dwóch cech konturów glebowych według wyróżnionych jednostek gleb; A – wskaźnik rozwinięcia konturu, B – średnia powierzchnia konturu (ha)

7.4. Mapa glebowo-rolnicza 1 : 5000

7.4.1. Generalizacja treści do mapy glebowo-rolniczej

Szczegółowe prace terenowe były podstawą wykreślenia kilku map glebowych. Pierwsza z nich to opisana w poprzednim rozdziale mapa glebowo-genetyczna (załącznik 4). Jej pochodną stanowi mapa glebowo-rolnicza, która została wykonana zgodnie z instrukcją sporządzania mapy glebowo-rolniczej (Instrukcja... 1965, ujmująca kompleksy rolniczej przydatności gleb). Mapę glebowo-rolniczą (załącznik 3) opracowano na podstawie rozpoznania przyrodniczego, jednak dokonano wielu uproszczeń zwiększających jej czytelność i przydatność dla produkcji rolniczej, stosownie do Instrukcji redakcji map glebowo-rolniczych z 1965 roku.

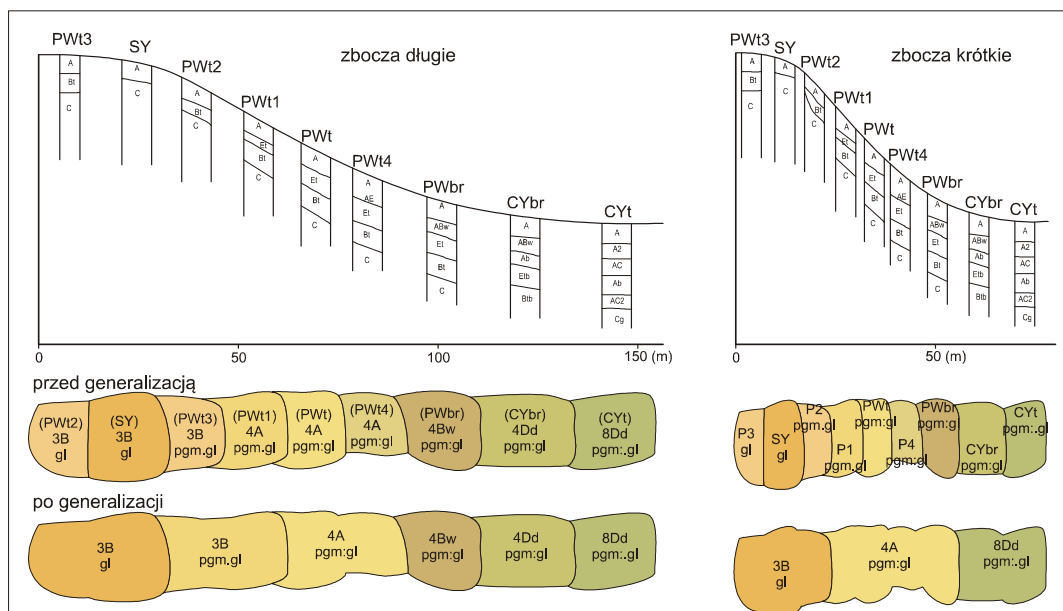
W zależności od przyjętej skali opracowania kartograficznego nie zawsze jest możliwe ukazanie całej zmienności pokrywy glebowej. Poza tym, jednym z wymogów przy tworzeniu map glebowo-rolniczych jest ich czytelność, nie można więc prowadzić konturów zbyt małych, lub o zbyt skomplikowanym przebiegu. W takim przypadku wykonuje się generalizację merytoryczną i techniczną, podczas której usuwa się zbyt małe kontury.

Przypisanie poszczególnych konturów, których istnienie było uzasadnione z przyrodniczego punktu widzenia do kompleksów rolniczej przydatności gleb nastąpiło z uwzględnieniem niżej podanych zasad generalizacji:

1. ze względu na powierzchnię (kontury mniejsze od 0,2 ha były likwidowane automatycznie i włączane do konturu powierzchniowo większego);
2. ze względu na typologię (głównie dotyczy to gleb płowych w różnym stopniu przekształconych (tab. 8), które są sklasyfikowane w typie A);
3. ze względu na uziarnienie (w zasięgu przestrzennym i pionowym, np. przewarstwienia mniejsze od 10 cm likwidowano w opisie profilu, łączono także bliskie sobie grupy granulometryczne (pgl, pgm, gl) w warstwie powierzchniowej);

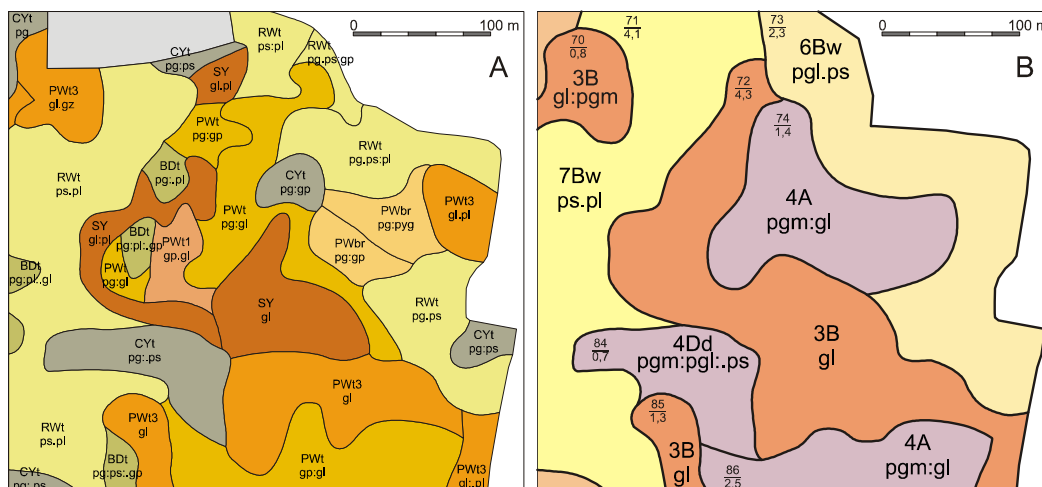
4. ze względu na przebieg linii (linie konturów zamykano zgodnie z przebiegiem dróg polnych, nawiązywano do przebiegu poziomic lub prostowano w odcinkach nadmiernie wykrzywionych).

Na generalizację treści wywarła wpływ także rzeźba terenu. Zależnie od długości zbocza likwidowano niektóre kontury zróżnicowane ze względu na typ lub uziarnienie, co przedstawiono na rysunku 55.



Rys. 55. Wpływ długości stoku na odzwierciedlenie typów glebowych zaznaczonych na mapie w skali 1 : 5000 w wyniku przeprowadzonej generalizacji

W obszarach zboczy wysoczyznowych, gdzie na zmienność pokrywy glebowej nakłada się działanie denudacji ze zmiennością skał macierzystych, liczba konturów na mapie glebowo-genetycznej jest bardzo duża. W wyniku przeprowadzonej generalizacji w takich miejscach liczba konturów została zredukowana nawet trzykrotnie (rys. 56).



Rys. 56. Generalizacja mapy glebowo-genetycznej (1 : 5000) do mapy glebowo-rolniczej (1 : 5000); A – wycinek mapy glebowo-genetycznej; B – wycinek mapy glebowo-rolniczej (po generalizacji).

7.4.2. Charakterystyka przydatności rolniczej badanego obszaru

Badany obszar w zasięgu utworów pochodzenia zwałowego (glin i piasków zwałowych) można sklasyfikować pod względem przydatności rolniczej w trzech kompleksach: pszenno-żytnim (4) nazywanym także żytnim bardzo dobrym, o największym zasięgu w granicach opracowania, pszennym wadliwym (3) i żytnim bardzo dobrym (5). Niewielkie areale zajmują gleby kompleksu zbożowo-pastewnego (8) oraz pszennego dobrego (2). W obszarach o genezie wodnolodowcowej (piaski luźne) wyróżnia się gleby kompleksu żytniego słabego (6) oraz niekiedy żytniego najslabszego (7). Udział innych kompleksów przydatności rolniczej (2z, 3z, N, W) jest powierzchniowo niewielki i mało znaczący w użytkach rolnych.

7.4.2.1. Zmienność gleb w kompleksie czwartym – żytnim bardzo dobrym (pszenno-żytnim)

Większość gleb badanej powierzchni sklasyfikowano do kompleksu czwartego, czyli pszenno-żytniego (żytniego bardzo dobrego). Gleby tego kompleksu są przydatne zarówno pod uprawę żyta, wtedy określa się je jako bardzo dobre pod tę roślinę, jak i pod uprawę pszenicy. Pszenica w sprzyjających warunkach agrotechnicznych wydaje jeszcze zadowolające plony, lecz nieco gorsze niż na kompleksach drugim i pierwszym (2 i 1).

Powierzchnia czwartego kompleksu wynosi 248,5 ha, co stanowi 53,8% powierzchni użytków rolnych. Składa się ona ze 106 konturów wykreślonych po generalizacji treści mapy glebowo-genetycznej. Kontury te zajmują powierzchnie płaskie lub lekko nachylone do około 6% oraz niewielkie obniżenia deluwialne – otwarte lub zamknięte dla wód powierzchniowych. Pod względem gatunkowym (uziarnienie) główny trzon obszaru stanowią piaski gliniaste mocne naglinowe (około 85%). Jest to obszar względnie najbardziej jednorodny pod względem uziarnienia z niewielkimi wahaniami głębokości występowania gliny (od 40 do 70 cm). Wobec tak uformowanego profilu glebowego tej części powierzchni można stwierdzić, że są to typowe gleby pszenno-żytnie odpowiadające ich określeniu w instrukcji kartograficznej (1965).

Pozostała część powierzchni kompleksu czwartego (15%) jest bardzo zróżnicowana typologicznie i gatunkowo. Ta część kompleksu czwartego jest wynikiem daleko posuniętej generalizacji treści mapy glebowo-genetycznej i jest zlokalizowana w obszarach „trudnych”. W obszarach tych stwierdzono silne zróżnicowanie uziarnienia typu gleby i rzeźby. Obszary te bardzo często mają niewielkie powierzchniowo kontury, które likwidowane były technicznie podczas redagowania mapy glebowo-rolniczej. Ze względu na to zróżnicowanie do kompleksu czwartego weszły gleby, które nie są typowe dla kompleksu pszenno-żytniego. Będą one scharakteryzowane poniżej, łącznie z ich przynależnością typologiczną.

Usytuowanie w rzeźbie terenu, uziarnienie i odpowiadające tym uwarunkowaniom procesy glebotwórcze powodują zmienność typologiczną gleb zaliczonych do kompleksu czwartego. W obszarach płaskich i słabo nachylonych, ulegających na ogół w słabym stopniu erozji wodnej, występują gleby płowe typowe, o pełnym profilu (A–Et–Bt–C–Ck) lub częściowo przekształcone, bez poziomu Et (A–Bt–C–Ck). Część gleb płowych wykazuje cechy

zbrunatnienia (w obrzeżach lekkich obniżen terenowych) zaznaczone obecnością poziomu cambic (A–Bw–Et–Bt–C). W tej części kompleksu czwartego są także większe połacie gleb deluwialnych (D), których warunki wodne są na tyle korzystne (właściwe), że można je było zaliczyć do kompleksu czwartego. Powstały one najczęściej w płytkich obniżeniach, w których obecnie pod warstwą materiału deluwialnego znajduje się pełny profil gleby płowej (po-grzebanej) bez cech zmian warunków oksydacyjno-redukcyjnych.

Poza głównym obszarem gleb płowych (85% powierzchni kompleksu czwartego) w pozostałej części (15%) dominują czarne ziemie (D), które według nowszej systematyki określane są jako gleby deluwialne czarnoziemne (niekiedy z cechami brunatnienia). Występują one w obniżeniach terenowych podlegających wpływom akumulacji erozyjnej, stąd wzbogacone są w próchnicę (głównie powiększona jest miąższość poziomu próchnicznego I nieco procentowa zawartość próchnicy), co pozwala zaliczyć je do czarnych ziem (zdegradowanych) uwzględnionych w instrukcji kartograficznej. Na mapie glebowo-genetycznej stwierdzono 49 takich konturów o powierzchni 21,8 ha. Powierzchnia ta różnicuje się na piaski (pgl i pgm) całkowite – 12,4 ha, piaski gliniaste na glinach – 6,1 ha i gliny całkowite – 3,3 ha. Gleby te, ze względu na większe zasoby próchnicy, jak i właściwe uwilgotnienie, wykazują odpowiednią żyzność do uprawy pszenicy i żyta, pomimo iż uziarnienie odpowiada piaskom gliniastym lekkim. Część gleb o uziarnieniu glin mogłaby być kwalifikowana do lepszej przydatności – pszennej. Włączenie tych gleb do kompleksu czwartego jest przykładem generalizacji treści w oparciu o powierzchnię konturu. Przy powierzchniach poniżej 0,2 ha były one włączane do większego powierzchniowo konturu, w tym przypadku zaliczonego do kompleksu czwartego.

Na omawianym obszarze niewielki jest udział gleb brunatnych (15 konturów – 4,95 ha). Są to gleby wytworzone z utworów niecałkowitych, piaszczystych, średnio głęboko lub głęboko podścielonych gliną (3,3 ha), gleby wytworzone z piasków gliniastych całkowitych (1,0 ha) a także z glin całkowitych (0,65 ha). Jest to więc bardzo rozległy wachlarz zróżnicowania przydatności rolniczej gleb – od w zasadzie nieprzydatnych do uprawy pszenicy do bardzo dobrych dla tej rośliny.

W kompleksie czwartym sporadycznie znalazły się też gleby przekształcone erozyjnie tak silnie, że zatraciły one cechy morfologiczne pierwotnego typu (obecnie słabo ukształtowane). Stwierdzono cztery takie kontury zajmujące powierzchnię 0,7 ha. Głównie są to gleby wytworzone z glin całkowitych (0,5 ha). Przypadkowa jest tu obecność gleb wytworzonych z piasku luźnego (0,2 ha).

W obszarach tzw. trudnych występują także gleby płowe o pełnym układzie poziomów genetycznych lub pozbawionych poziomu Et, a także gleby płowe z cechami brunatnienia (23 kontury – 9,7 ha). Gleby te różnią się od gleb płowych wyżej opisanych bardziej złożonym uziarnieniem w obrębie profilu glebowego. Najsłabsze (w sensie przydatności rolniczej) są gleby wytworzone z piasków gliniastych lekkich na utworach pyłowych (0,7 ha) i na glinach (0,8 ha). Część z tych gleb wytworzona jest z piasków gliniastych mocnych na utworach luźniejszych (płz, ps, pl [4,8 ha]). Stwierdzono także gleby wytworzone z glin całkowitych zajmujących powierzchnię 3,4 ha.

7.4.2.2. Zmienność gleb w kompleksie trzecim – pszennym wadliwym

Gleby kompleksu pszennego wadliwego zajmują 90,3 ha, co stanowi około 20% badanej powierzchni. Są to utwory zwięzłe, w przewodzie gliny lekkie i gliny lekkie pylaste, całkowite, występujące na wierzchowinach i zboczach wypukłych. W takich warunkach topograficznych są poddawane wpływom erozji wodnej i uprawowej. W wyniku wieloletniego oddziaływania procesów erozyjnych w większości przypadków gleby tego kompleksu zatraciły swoje pierwotne cechy morfologiczne. Przez zerodowanie wierzchnich poziomów genetycznych w obecnym profilu glebowym występują: poziom próchniczny sztucznie uformowany w wyniku uprawy, poniżej resztki poziomu wzbogacania (Bt) i głębiej skała macierzysta (ABt–Bt–C–Ck). W tym przypadku są pełne podstawy do klasyfikowania tych gleb w typie płowych ogłowionych. Występują także gleby o jeszcze prostszej budowie: A–C–Ck lub A–Ck. Te w stanie aktualnym przybierają formę gleb słabo ukształtowanych erozyjnych (Systematyka gleb Polski 2011). Istnieją jednak wszelkie podstawy, by sądzić, że są to dawne gleby płowe, które całkowicie straciły poziomy diagnostyczne (solum). Wydzielono także kontury kompleksu trzeciego na glebach, które zostały nieco mniej zerodowane i przez to obecny poziom próchniczny utrzymuje się w grupie granulometrycznej piasku gliniastego mocnego (30 cm), a poniżej występuje pełny poziom Bt (AEt–Bt–C–Ck). Łącznie gleby te zajmują 83,8 ha, co stanowi 93% powierzchni kompleksu trzeciego.

Gleby te zachowują przydatność psenną, jednak wykazują cechy niekorzystne: okresową suchość, pomniejszoną zawartość próchnicy, pogorszoną strukturę i pozostają pod stałym wpływem erozji wodnej. Według instrukcji kartograficznej (1965), są to typowe gleby kompleksu trzeciego – pszennego wadliwego.

Około 7% powierzchni tego kompleksu, pomimo iż należy do kompleksu pszennego wadliwego, jest usytuowanych na glebach nietypowych dla tej przydatności rolniczej. Włączono w ten kompleks także gleby piaszczyste całkowite lub naglinowe, a także gleby pyłowe i im podobne o zróżnicowanym uziarnieniu profilu glebowego. Były to kontury niewielkie i często tak usytuowane, że nie można ich było włączyć do innych słabszych kompleksów (żytnich). Takie działanie powoduje miejscowe zawyżenie wartości gleb, ale ze względu na niewielką powierzchnię nie ma to istotnego wpływu na wartość użytkową całego obszaru, a znacznie poprawia czytelność mapy.

7.4.2.3. Zmienność gleb w kompleksie piątym – żytnim dobrym i pozostałych

Obecność kompleksu żytniego dobrego (60 ha – 13%) stwierdzono głównie w partiach brzeżnych badanego obszaru, tj. na przejściu utworów zwałowych gliniastych w piaszczyste utwory fluwioglacjalne. W strefie nakładania się na siebie tych utworów gleby wykazują uziarnienie piasków gliniastych lekkich na glinach lub piasków gliniastych (pgl i pgm) całkowitych, lub nawet podścielonych utworami luźniejszymi. W najbardziej brzeżnych partiach są to nawet piaski słabogliniaste całkowite lub podścielone piaskami luźnymi. Gleby te zostały włączone do kompleksu piątego w wyniku przeprowadzonej generalizacji według zasady zajmowanej powierzchni.

Typologicznie w kompleksie piątym znalazły się gleby brunatne dystroficzne (33,5%), płowe (39%) i deluwialne (27,5%). Te ostatnie, według Instrukcji (1965), zaliczane są do czarnych ziem zdegradowanych. Gleby deluwialne kompleksu piątego sporadycznie znajdują się też w części centralnej płata morenowego, zajmując najczęściej niewielkie obniżenia podane akumulacji osadów. Większe powierzchnie tych gleb znajdują się w partii brzeżnej badanego terenu, gdzie występują lepsze warunki do rozwoju procesów erozyjnych.

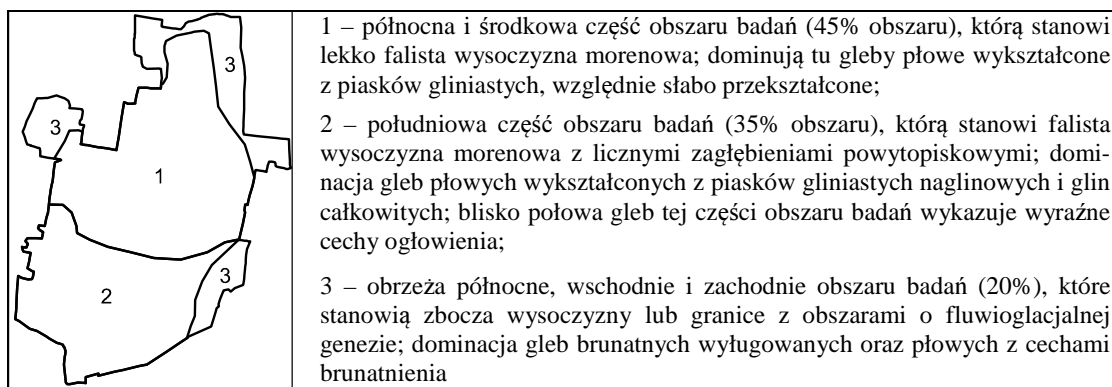
Ze względu na uziarnienie zdecydowana większość gleb (70,7%) odpowiada przynależności do kompleksu żytniego dobrego. Gleby te w takich samych proporcjach rozkładają się na trzy wyróżnione typy (Bw, A i Dd). W powierzchniowej części profilu tych gleb występują piaski gliniaste lekkie, średniogłęboko i głęboko podścielone gliną oraz piaski gliniaste mocne lub lekkie, całkowite przemienne występujące w powierzchniowej warstwie lub podłożu. Ze względu na typologię w tej grupie uziarnienia gleby próchniczne (Dd) są nieco bardziej wartościowe od gleb brunatnych (Bw), ze względu na większą zawartość próchnicy i warunki wodne.

Pozostałą część (29,3%) stanowią gleby żytnie nieco gorszej wartości ze względu na występujące w podłożu relatywnie płytko (40–60 cm) luźniejsze utwory, na przykład piaski słabo gliniaste lub piaski luźne. Wytrzymują one jeszcze przynależność do kompleksu żytniego dobrego, gdyż są nieco lepsze od gleb kompleksu szóstego, jednak ich obecność jest tu wynikiem generalizacji ze względu na zajmowaną powierzchnię.

Obecność pozostałych kompleksów (6, 7, 8 i 2) ze względu na zajmowaną łączną powierzchnię (44,4 ha – 9,6%) i małą liczbę konturów nie wymaga specjalnych rozważań i analiz. Wśród nich dominują gleby kompleksu szóstego (30,8 ha). Kompleks ósmy obejmuje nisko położone gleby deluwialne (deluwia zamknięte) silniej uwilgotnione, a nawet powierzchniowo zalewane wodą (fot. 6). Kompleks drugi stanowią głównie gleby deluwialne. Są to gleby pszenne dobre ze względu na uziarnienie, większą zawartość próchnicy i lepsze warunki wodne, które warunkują obniżenia deluwialne otwarte dla wód opadowych.

7.4.3. Ocena zróżnicowania pokrywy glebowej na podstawie mapy glebowo-rolniczej

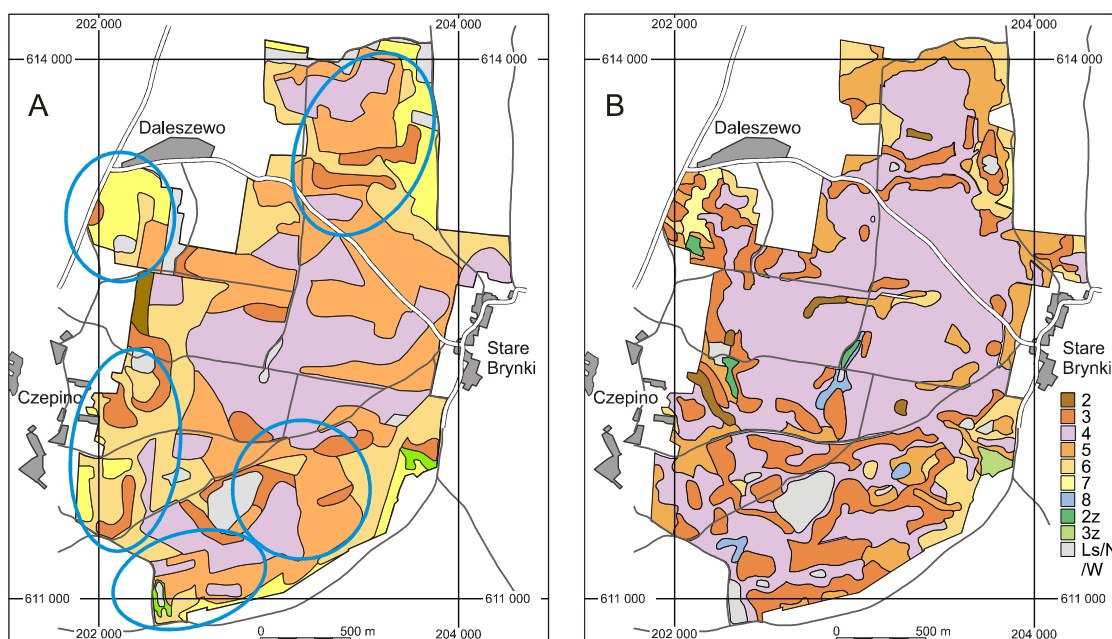
Badany obszar można podzielić na trzy główne strefy o różnej przewadze czynników naturalnych (rys. 57). Strefa pierwsza o małym znaczeniu skały macierzystej i rzeźby terenu w różnicowaniu pokrywy glebowej, strefa druga o dużym znaczeniu rzeźby terenu lecz średnim znaczeniu skał macierzystych oraz strefa trzecia – o dużym znaczeniu skał macierzystych i średnim znaczeniu rzeźby terenu.



Rys. 57. Strefy zróżnicowania pokrywy glebowej na badanym obszarze

7.4.4. Porównanie uzyskanej nowej mapy glebowo-rolniczej z mapą z 1974 roku

Wykonanie mapy glebowo-rolniczej w skali 1 : 5000, zgodnie z Instrukcją kartograficzną z 1965 roku, dało możliwość porównania nowo powstałej mapy z istniejącymi opracowaniami z początku lat siedemdziesiątych (rys. 58).



Rys. 58. Porównanie przydatności rolniczej gleb na dwóch mapach glebowo-rolniczych: oryginalnej z 1974 roku (A) i nowej z 2011 roku (B); elipsy wskazują na obszary o największych różnicach treści

Na mapie glebowo-rolniczej znajdują się trzy podstawowe informacje o glebie: przynależność typologiczna, przydatność rolnicza i uziarnienie materiału macierzystego.

Porównanie rolniczej przydatności gleb wydaje się najprostsze, gdyż od czasu powstania nie było ono w żaden poważniejszy sposób modyfikowane. Przyglądając się mapom zamieszczonym na rysunku 58 można zauważyć wyraźną zmianę powierzchni zajmowanej przez dwa kompleksy: pszenney wadliwy (3) i żytni bardzo dobry (4). Kompleks trzeci zwięk-

szły swój areal prawie 3-krotnie (z 7,7 do 19,5% – tab. 10), natomiast kompleks czwarty niemal dwukrotnie (z 27,4 do 53,7%). Wzrost powierzchni tych dwóch kompleksów rolniczej przydatności gleb odbył się głównie kosztem kompleksów: piątego i szóstego, a w mniejszej części drugiego oraz siódmego. Przydatność rolnicza zależy od wielu różnych uwarunkowań naturalnych, z których jednym z najważniejszych jest uziarnienie poziomów wierzchnich (próchnicznych).

Tabela 10. Powierzchnia zajmowana przez poszczególne kompleksy rolniczej przydatności gleb

Kompleksy	Mapa z 1974 roku		Mapa z 2011 roku	
	(ha)	(%)	(ha)	(%)
2	2,92	0,6	4,56	1,0
3	35,57	7,7	90,29	19,5
4	126,52	27,4	248,54	53,7
5	136,59	29,5	59,94	13,0
6	98,88	21,4	30,83	6,7
7	38,29	8,3	5,48	1,2
8	0,0	0,0	3,53	0,8
2z	2,2	0,5	2,11	0,4
3z	0,0	0,0	1,94	0,4
Grunty inne	21,4	4,6	15,15	3,3
Ogółem	462,37	100,0	462,37	100,0

Aby wyjaśnić przyczyny dość znaczących rozbieżności pomiędzy przydatnością rolniczą map z dwóch analizowanych okresów porównano uziarnienie poziomów próchnicznych z 82 wybranych profili glebowych, dla których wykonano oznaczenie składu granulometrycznego. Porównanie to wyraźnie wskazuje na dużą generalizację mapy glebowo-rolniczej z 1974 roku. Najbardziej jaskrawo widać to po lokalizacji odkrywek, których poziom próchniczny zbudowany jest z gliny. Zaledwie 33% badanych odkrywek (z badań własnych) leży w konturach, które wskazują glinę w poziomach wierzchnich (na starej mapie). Z mapy glebowo-genetycznej wynika, że gleby takie zajmują około 18% całego obszaru badań, ale na tę powierzchnię składa się 127 konturów, z których tylko 11 posiada obszar ponad 1,5 ha. Wynik ten może potwierdzać brak większej ilości konturów gliniastych na oryginalnej mapie glebowo-rolniczej w związku z daleko posuniętym uogólnieniem treści tej mapy. Małe kontury gliniaste zostały włączone do większych o innym uziarnieniu poziomów wierzchnich i stąd ich brak na mapie.

Duże różnice występują też w typologii gleb zastosowanej na mapach glebowo-rolniczych. Tu jednak rozbieżności wynikają w znacznej mierze ze zmian w systematyce gleb, jakie zaszły w ciągu ostatnich 40 lat. Wykonując nową mapę glebowo-rolniczą trzeba było jednak dopasować się do instrukcji z 1965 roku i obowiązującej wówczas typologii, dlatego można porównać i ten element treści map glebowych (tab. 11). Zmieniająca się typologia skłoniła Bednarek (2004) do stworzenia tabeli pomagającej w aktualizacji typologii gleb do systematyki przyjętej w 1989 roku. Korekta typologiczna została zamieszczona w tabeli 11.

Tabela 11. Procentowy udział poszczególnych typów glebowych wyróżnionych na mapach glebowo-rolniczych (z dwóch okresów) na badanym obszarze z uwzględnieniem korekty typologii gleb według Bednarek (2004)

Typ gleby	Udział w powierzchni całego obszaru badań (%)			
	Mapa glebowo-roln. z 1974 roku		Mapa glebowo-roln. z 2011 roku	
	oryginalnie	po korekcie	oryginalnie	po korekcie
A	23,5	68,5	51,1	70,8
Bw	67,9	22,9	13,5	13,5
B	1,9	1,9	20,0	0,3
Dd	0,0	0,0	11,9	11,9
Dz	0,2	0,2	0,1	0,1
E	0,3	0,3	0,7	0,7
Tn	0,0	0,0	1,5	1,5
—*	3,5	3,5	0,2	0,2
Brak danych**	2,7	2,7	1,0	1,0

* gleby słabo wykształcone; ** nieużytki.

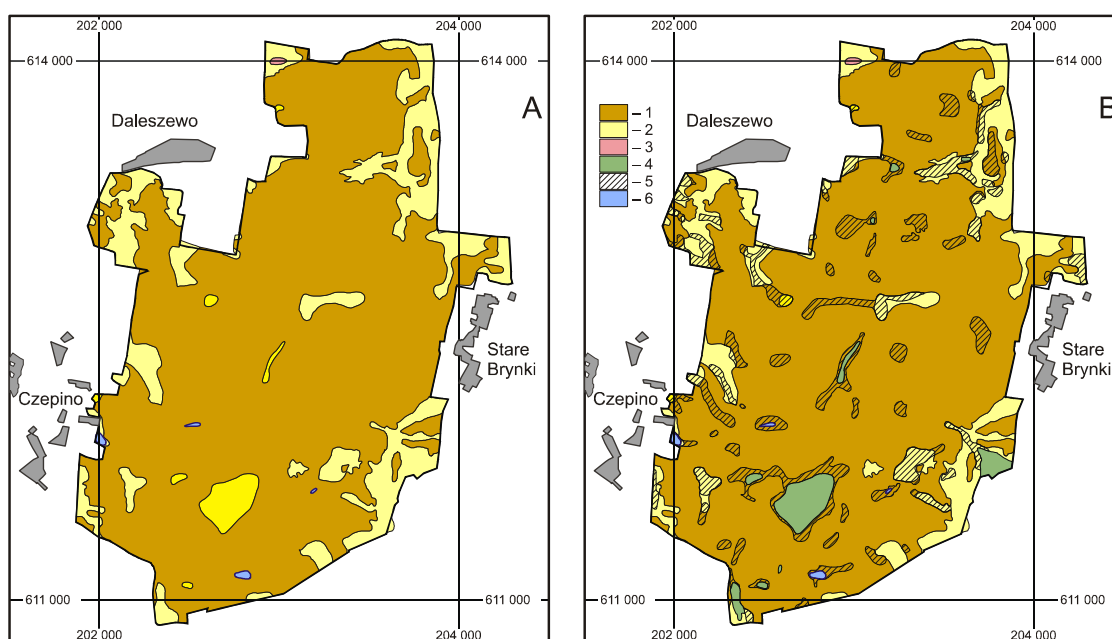
Mapa glebowo-rolnicza z 1974 roku wskazuje, że najpowszechniejszym typem gleb na badanym obszarze są gleby brunatne dystroficzne, które stwierdzono na 67,9% powierzchni. Na nowej mapie gleby te zajmują 5-krotnie mniejszy obszar (13,5%), gdyż w trakcie badań terenowych spotykano je jedynie w obszarach piasków całkowitych lub piasków głęboko podścielonych gliną. Największą powierzchnię na nowej mapie glebowo-rolniczej zajmują gleby pseudobielicowe (A), wykształcone z glin lub piasków naglinowych (51%). Gleby te zalicza się obecnie do typu gleb płowych.

Przeprowadzona korekta typologii starej mapy glebowo-rolniczej pozwoliła uzyskać zbliżone wyniki powierzchni zajmowanych przez poszczególne typy gleb. Jednak autor postanowił też dokonać korekty własnej mapy glebowo-rolniczej, wliczając do gleb płowych (A) także gleby nieposiadające poziomu Et, które według instrukcji zaliczane były do gleb brunatnych (B). Porównując powierzchnie zajmowane przez poszczególne gleby po korektach zauważono, że uzyskane wyniki są jeszcze bardziej podobne. Większe różnice dotyczą tylko gleb deluwialnych, które na starej mapie najczęściej klasyfikowane były jako brunatne dystroficzne.

8. Przekształcenia w pokrywie glebowej wywołane denudacją

8.1. Przemiany skał macierzystych gleb w późnym glacie i holocenie oraz zmiany w uziarnieniu utworów zwałowych pod wpływem denudacji

Skała macierzysta należy do ważnych czynników glebotwórczych i na małych obszarach najczęściej decyduje o typologicznym różnicowaniu pokrywy glebowej. Zdecydowana większość obszaru badanej wysoczyzny zbudowana jest z materiału zwałowego z okresu plejstoceniowego (rys. 59, tab. 12).



Rys. 59. Skały macierzyste gleb i ich pochodzenie geologiczne (A) oraz nakładające się na nie utwory holoceniowe (B) stwierdzone na podstawie badań terenowych; 1 – utwory glacialne, 2 – utwory fluwioglacjalne, 3 – piaski eoliczne, 4 – torfy i namuły, 5 – deluwia, 6 – wody.

Tabela 12. Powierzchnia zajęta przez poszczególne rodzaje skał macierzystych gleb na badanym obszarze

Rodzaj utworu geologicznego	Powierzchnia (mapa A)		Powierzchnia (mapa B)	
	(ha)	(%)	(ha)	(%)
Utwory zwałowe	372,03	80,4	332,3	71,9
Utwory fluwioglacjalne	89,97	19,5	57,4	12,4
Piaski eoliczne	0,30	0,1	0,3	0,1
Torfy i namuły	–	–	13,8	3,0
Deluwia	–	–	58,5	12,6
Ogółem	462,30	100,0	462,3	100,0

W cieplejszych okresach późnego glacjału oraz w holocenie nagromadziły się pokłady torfu przykrywające stare osady i powiększające różnorodność geologiczną. W okresie peryglacjalnym (tundrowym) wierzchnia warstwa glin była poddana procesom mrozowym (Kowalkowski 1988), które doprowadziły do powstania powierzchniowych spiaszczeń. Okres peryglacjalny trwał jednak w Polsce północnej stosunkowo krótko, gdyż około 3–4 tysiące lat (Kozarski 1986).

Przez większą część holocenu gleby chronione przez las nie podlegały większym procesom denudacyjnym (Borówka 1992). Dopiero w okresie działalności gospodarczej człowieka poddane zostały przyspieszonej denudacji (Koćmit 1988, Sinkiewicz 1991, Borówka 1992, Marcinek 1994). Procesy te doprowadziły do powstania najmłodszych skał macierzystych – osadów deluwialnych (rys. 59B).

Procesy denudacji najsilniej rozwinęły się w ostatnim tysiącleciu, szczególnie od średniowiecza (Bork 1989, 1994, Borówka 1992, Kowalkowski 1999). Wycięcie chroniących glebę lasów oraz przejęcie ich pod uprawę przyspieszyło naturalne procesy erozji wodnej. Uprawa (orka) na zboczach doprowadziła do dodatkowego przemieszczania wierzchniej warstwy gleby. Obydwa te procesy, działając łącznie w czasie kilkuset lat, wpłynęły znacząco na skały macierzyste. Przede wszystkim doprowadziły do przemieszczenia warstwy powierzchniowej, powodując albo odsłonięcie surowego materiału skalnego nieprzeobrażonego przez procesy peryglacjalne, albo przykrycia starszych utworów warstwą deluwiów. Transportowany erozyjnie i następnie zdeponowany materiał uległ przekształceniu zarówno pod względem uziarnienia, jak i zasobności w próchnicę. Można zatem przyjąć, że obecnie powierzchnia badanego obszaru jest bardziej zróżnicowana granulometrycznie (tab. 13, rys. 60) niż wcześniej występujące utwory powierzchniowe.

Tabela 13. Powierzchnia zajęta przez poszczególne rodzaje skał macierzystych gleb na badanym obszarze

Skala	(ha)	(%)	Skala	(ha)	(%)
Gliny na piaskach (pyłach)	3,03	0,7	pyły fluwioglacjalne	5,23	1,1
Gliny całkowite	51,26	11,1	piaski eoliczne	0,27	0,1
Piaski płytko na glinach	124,51	26,8	deluwia	49,67	10,7
Piaski średniogłęboko i głęboko na glinach	163,45	35,2	namuły	3,17	0,7
Piaski zwałowe	4,88	1,0	torfy	7,73	1,7
Piaski fluwioglacjalne	49,66	10,7	woda	0,74	0,2
Razem				463,60	100,0



Rys. 60. Przestrzenna zmienność miąższości spiaszczenia skał macierzystych gleb wywołana procesami denudacyjnymi w holocenie przy założeniu, że pierwotnie była dość wyrównana

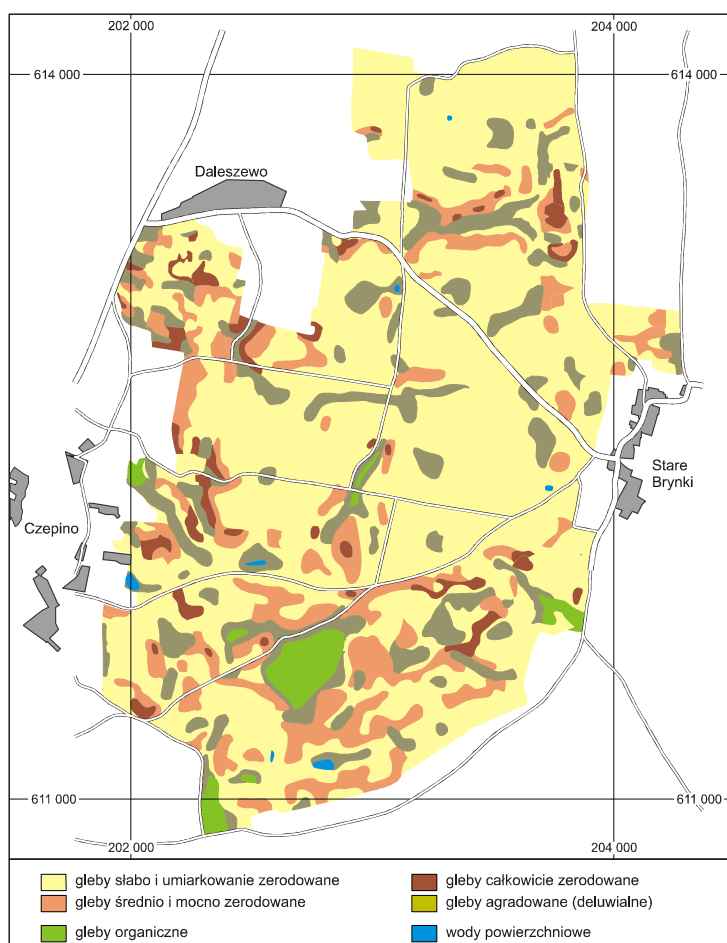
Ukazany na rysunku 60 obraz zróżnicowania litologicznego obejmuje powierzchnie niezmienione i przekształcone denudacyjnie, w obrębie których wyróżnić można obszary degradacji, agradacji i transportu (oznaczone symbolami E, A i R na rys. 2).

8.2. Ocena stopnia przekształcenia pokrywy glebowej przez denudację w ujęciu obszarowym

Stopień zerodowania gleb określa się na podstawie oceny gleby, która pozostała po usunięciu wierzchnich poziomów (Marcinek i Komisarek 2004). Można to stosunkowo czytelnie przedstawić w ujęciu punktowym lub katenalnym (rys. 43), natomiast trudniej jest ukazać zagadnienie zerodowania gleb w ujęciu przestrzennym. Przy szczegółowym rozpatrywaniu tego zagadnienia można wykorzystać kontury gleb na wcześniej zredagowanej mapie

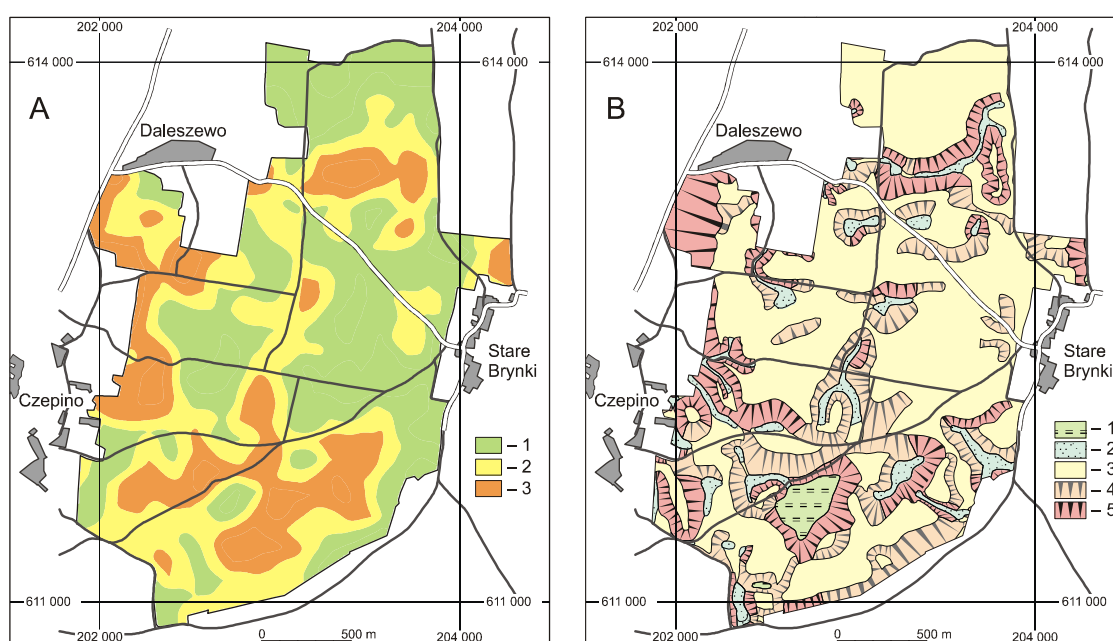
gleb, które w różnym stopniu utraciły wierzchnie poziomy genetyczne (solum), jak to pokazano na załączonej mapie (rys. 61, zał. 4). Uzyskany w ten sposób obraz ukazuje nieregularnie plamistą strukturę charakterystyczną dla krajobrazu falistej moreny dennej (Prusinkiewicz i Bednarek 1999). Wyróżnione gleby zerodowane w stopniu średnim (PVt2), mocnym (PVt3) i całkowitym (SY) zajmują 18,4% obszaru badań, a gleby agradowane 12,7%.

Gleby płowe określane jako mocno zerodowane (stopień 4.) pozbawione są wierzchniego spiaszczenia i najczęściej od powierzchni zbudowane są z glin. W niektórych obszarach Pomorza Zachodniego kontury glebowe, oznaczone na mapach glebowo-rolniczych symbolami 3B lub 3Bw, są miejscami bardzo częste i w skrajnych przypadkach (np. na Pojezierzu Myśliborskim) zajmują niemal 1/3 danego obszaru. Wśród nich spotyka się też gleby całkowicie zerodowane (słabo ukształtowane erozyjne lub pararędziny). Tego typu gleby najczęściej stwierdzane są w obszarach lessowych (Paluszek 2010). Występują one też na Pomorzu Zachodnim, ale zajmują tylko niewielkie powierzchnie – 3,1% w obszarze badań i 4,7% w strefie czołowo-morenowej na Pojezierzu Myśliborskim (Podlasiński 2011). Pozostałą powierzchnię gleb, oznaczoną symbolem 3B, zajmują gleby, w których denudacja usunęła tylko wierzchnią (spiaszczoną) część profilu glebowego, gdzie pod poziomem próchnicznym występuje najczęściej poziom wzbogacania (o różnej miąższości). W nowej systematyce, przyjętej w 2011 roku, takie gleby zaliczane zostały do gleb płowych typowych, gdyż poziom Bt jest dla nich jedynym poziomem diagnostycznym.



Rys. 61. Stopień przekształceń gleb ukazany jako plamistość gleb (metodą łączenia konturów)

Ocenę stopnia zerodowania gleb dla większych obszarów trudno jest przedstawić metodą zasięgu konturów przekształconych gleb, gdyż na mapach w mniejszych skalach kontury takie są najczęściej usuwane w wyniku generalizacji. Wtedy lepiej zastosować metodę opracowaną przez Marcinka i Komisarek (2001). W metodzie tej wyróżnia się trzy strefy gleb o różnym stopniu zerodowania, określone na podstawie stopnia zerodowania gleb oraz procentowej powierzchni gleb zerodowanych. Pokazuje ona degradację gleb w sposób zgeneralizowany, a generalizacja ta jest tym większa, im większy obszar bierze się za jednostkę podstawową oceny. Na rysunku 62 przedstawiono przykład zastosowania wyżej wymienionej metody przy założeniu, że jednostką podstawową stanowi okrąg o promieniu 100 m. W metodzie tej nie uwzględnia się przekształceń gleb związanych z agradacją deluwiów. Porównanie obszarów stopni przekształcenia erozyjnego według Marcinka i Komisarek (2001), z graficzną interpretacją rzeźby terenu wskazuje na dużą współzależność tych dwóch elementów (rys. 62).



Rys. 62. Klasy powierzchniowego zerodowania gleb (A) wg Marcinka i Komisarek (2001) w porównaniu z geomorfologiczną interpretacją mapy hipsometrycznej (B); Mapa A: 1 – gleby słabo i umiarkowanie zerodowane, 2 – gleby średnio zerodowane, 3 – gleby mocno zerodowane. Mapa B: 1 – płaskie równiny biogeniczne, 2 – płaskie lub lekko nachylone obszary agradowane, 3 – obszary płaskie lub lekko nachylone do 5% (w strefach załamania zboczy degradowane), 4 – zbocza łagodne (spadki 5–10%), 5 – zbocza umiarkowane i strome (spadki >10%).

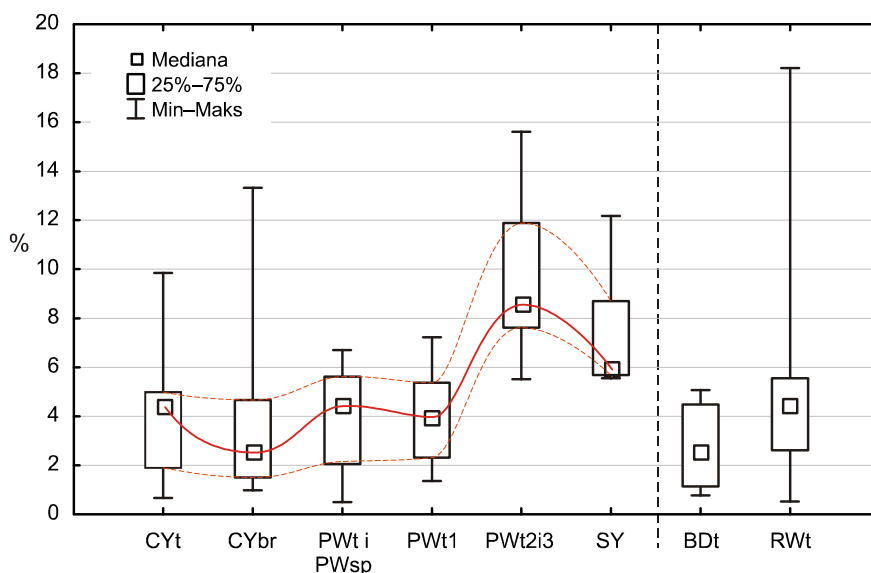
Gleby słabo i umiarkowanie zerodowane zajmują około 45% fragmentu badanego płata morenowego, przy czym w powierzchni tej mieszczą się też gleby niewykazujące przekształceń denudacyjnych (około 15%). Gleby mocno zerodowane występują na około jednej czwartej części badanego obszaru. Obszar ten reprezentuje wysoczyznę morenową falistą i można uzyskane wyniki stopnia zerodowania ekstrapolować na inne obszary o podobnie zróżnicowanej rzeźbie terenu. Na Pojezierzu Poznańskim, gdzie dominują wysoczyzny more-

nowe płaskie, gleby słabo i umiarkowanie zerodowane zajmują niecałe 20%, a średnio i mocno zerodowane zajmują około 2,6% (Marcinek i Komisarek 2004).

8.3. Współzależność rzeźby i typologii gleb

8.3.1. Zależność stopnia zerodowania gleb od spadku terenu

Denudacja jest procesem zachodzącym praktycznie na każdej powierzchni, ale jej rola wzrasta wraz z nachyleniem terenu (Klimaszewski 1994). Na tej podstawie można przypuszczać, że w obszarach morenowych o urozmaiconej rzeźbie największe przekształcenia w pokrywie glebowej, wskutek działania procesów denudacyjnych, będą skorelowane ze spadkiem (rys. 63).

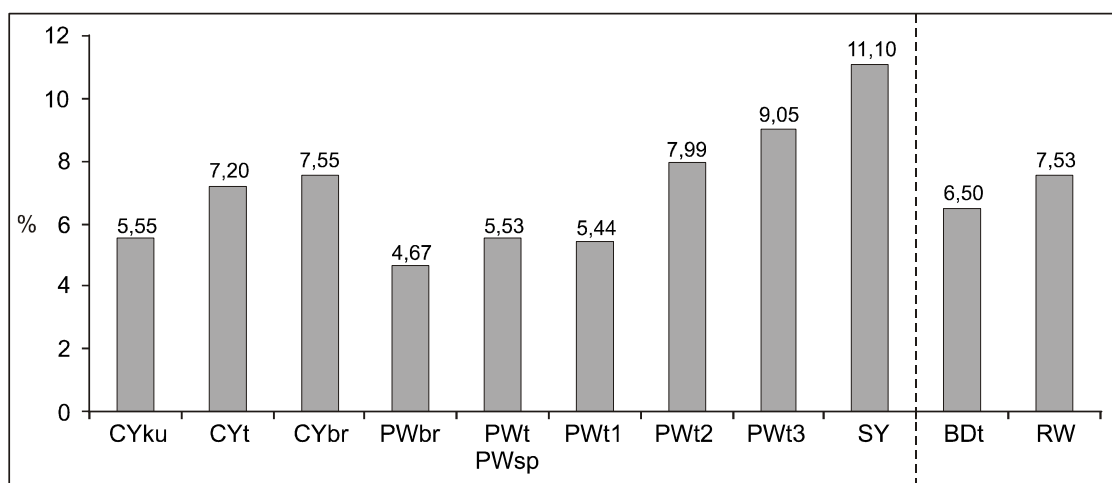


Rys. 63. Zależność podtypu i stopnia zerodowania gleby od spadku terenu (symbole glebowe według tabeli 8)

Gleby o największym stopniu zerodowania (PWt2, PWt3 i SY) z reguły leżą na większych spadkach, natomiast gleby agrdadowane (CYt, CYbr) i pozostałe (PWt, PWt1) nie wykazują znaczących różnic w lokalizacji względem spadku terenu, podobnie jak gleby piaszczyste (BDt, RWt), dla których nie określono stopnia przekształceń denudacyjnych, gdyż był on w terenie niezauważalny. Omawiane zagadnienie można też wyrazić inaczej, rozpatrując średni spadek w konturze jednostki glebowej wyrażającej stopień przekształcenia gleb (rys. 64). Przy tym na wykresie znalazły się dodatkowo gleby o małej reprezentacji profilowej, nie ujęte na rysunku 63.

Tym razem zależność stopnia przekształcenia denudacyjnego gleb od nachylenia terenu jest lepiej widoczna. Kontury gleby o największych przekształceniach mają największe wartości spadków, natomiast gleby płowe typowe i spiaszczone bez przekształceń denudacyjnych, względnie najmniejsze (PWt, PWsp, PWbr). Dokładniejsza analiza współzależności,

widocznych na rysunku 64, wykazuje, że sam spadek terenu nie jest wystarczającym wskaźnikiem stopienia przeobrażenia denudacyjnego gleb na obszarach morenowych.



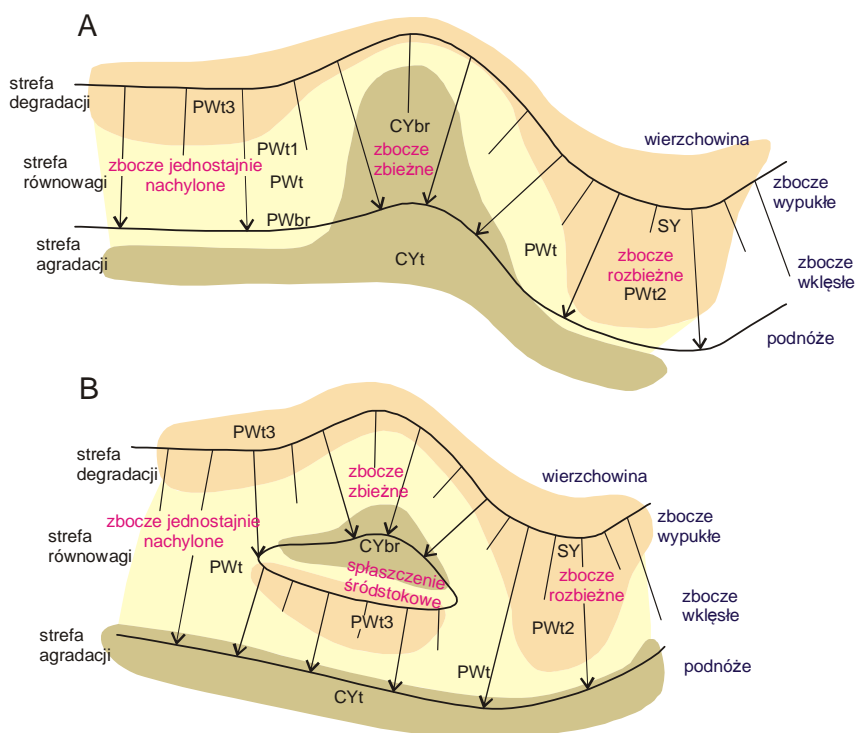
Rys. 64. Współzależność pomiędzy średnim nachyleniem terenu w konturze a stopniem denudacyjnego przekształcenia gleby na obszarze badań

8.3.2. Zależność stopnia zerodowania gleb od krzywizny pionowej i poziomej zbocza

Denudacja najsilniej przekształca zbocza wypukłe i wierzchowiny pagórków oraz zbocza wypukłe stromych stoków wysoczyzn lub poziomów morfologicznych w obrębie wysoczyzn morenowych, co potwierdzają liczne badania (Koćmit i in. 2001, Świtoniak 2010, Szpikowski i in. 2008, Szpikowski 2010).

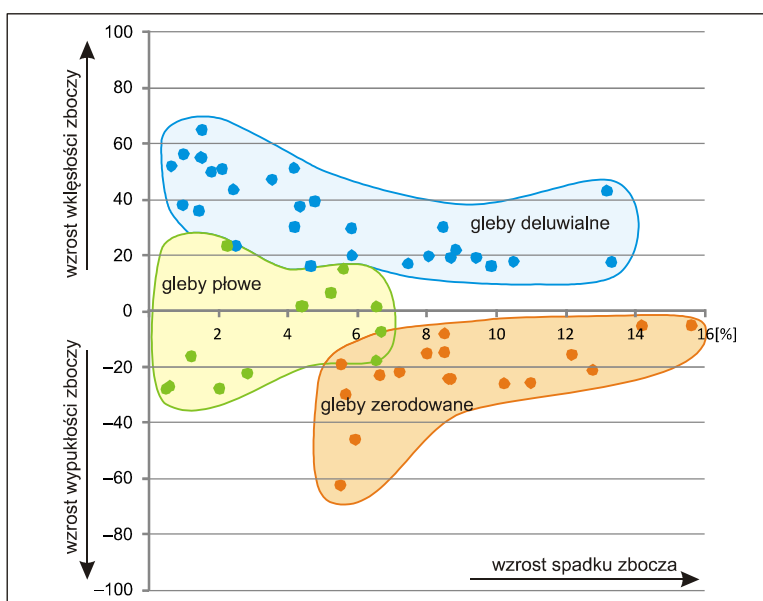
Dotychczas opisane na podstawie różnych przykładów toposekwencji rozmieszczenie gleb, stwierdzonych na badanym obszarze, wykazywało zależności od wypukłych form rzeźby (silne zerodowanie gleb) oraz wklęsłych form rzeźby (akumulacja materiału glebowego). Bardziej szczegółowe badania wykazały, że powyższy schemat w układzie katenalnym modyfikowany jest dodatkowo kształtem stoku w przebiegu poziomym, co nawiązuje do wcześniej prowadzonych prac przez Hall i Olson (1991), Rodzika (2001) oraz Park i Burt (2002).

W układzie katenalnym zaobserwowano, że zasięg konturowy gleb zerodowanych (SY, PWt3, PWt2) często przesuwają się w dół zbocza i odwrotnie zasięg konturów gleb agradowanych (CYt, CYbr) zajmuje wyższe partie zbocza (rys. 65A). Obszary agradacji mogą też wystąpić w środkowej części stoku złożonego, jeżeli jest on przedzielony spłaszczeniem śródstokowym (rys. 65B), które stanowi lokalną wklęsłość lub zbieżność zbocza.

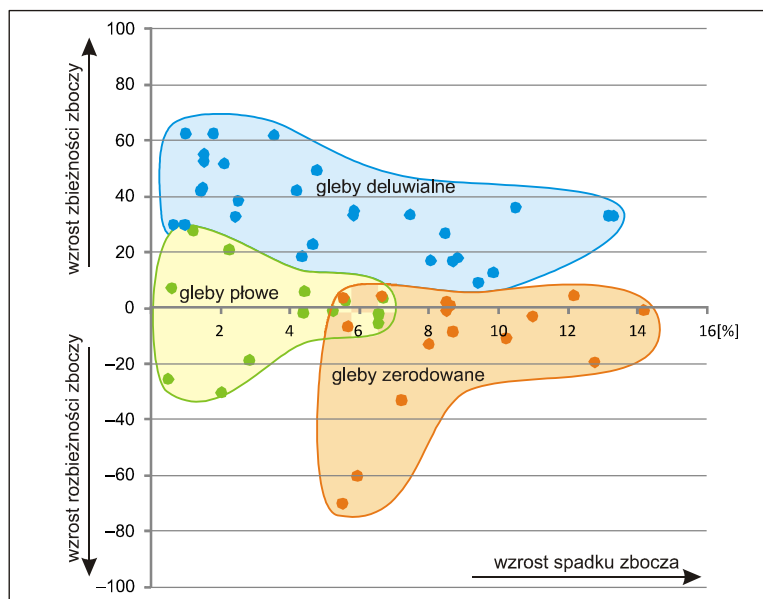


Rys. 65. Położenie jednostek określających przekształcenia gleb w zależności od rodzaju stoku; A – stok wypukło-wklęsły o zmiennym profilu w linii poziomej, B – stok wypukło-wklęsły złożony rozdzielony spłaszczeniem śródstokowym.

Przypadki te można sparametryzować, lokując gleby w odpowiednio przygotowanych siatkach współzależności, gdzie, z jednej strony, pod uwagę bierze się spadek zbocza wyrażony w procentach (oś X), a z drugiej – krzywiznę pionową i poziomą zboczy (oś Y – rys. 65, 66). Wartości na osi Y wyrażone liczbami uzyskano po zastosowaniu odpowiednich wzorów określających wskaźniki K i P (patrz metody badań).



Rys. 66. Lokalizacja gleb podlegających denudacji antropogenicznej w zależności od spadku terenu i krzywizny pionowej zbocza (wskaźnik K)



Rys. 67. Lokalizacja gleb podlegających denudacji antropogenicznej w zależności od spadku terenu i krzywizny poziomej zbocza (wskaźnik P)

Pod względem nachylenia terenu większość badanych gleb położona jest w zakresie od 0 do 16%, co wynika z faktu, że nachylenia zboczy w obszarach użytkowanych rolniczo rzadko przekraczają 20%. Krzywizna pionowa stoku (oś Y) informuje o tym jak mocno jest on wypukły (wartości ujemne) lub wklęsły (wartości dodatnie). Krzywizna pozioma z kolei informuje o wielkości zbieżności i rozbieżności zbocza, a odzwierciedleniem jej jest zakrzywienie przebiegu warstwic na mapie. Prawie wszystkie badane profile gleb o różnym stopniu zerodowania mieszczą się w zakresie wartości od +60 do -60 dla obydwu wskaźników (K i P).

Na siatce współzależności ujęto trzy grupy gleb: płowe (PWt, PWsp), deluwialne (CYt, CYku, CYbr) oraz gleby zerodowane (PWt2, PWt3, SY).

Z przedstawionych schematów wynika, że gleby płowe, niewykazujące zmian w morfologii, zajmują obszary o najmniejszych spadkach od 0 do 7% oraz występują na zboczach o małej krzywiznie pionowej i poziomej (zbieżność-rozbieżność do +/-30 i wypukłość-wklęsłość do +/-30). Dodatkowo większy wzrost nachylenia zbocza zawęża możliwość wystąpienia tych gleb do obszarów jednostajnie nachylonych (wartości wskaźników K i P bliskie 0 – rys. 66 i 67).

Gleby zerodowane zajmują głównie zbocza wypukłe i rozbieżne (wartości wskaźników K i P do -70), a na zboczach o mniejszych krzywiznach (-20) pojawiają się przy większych spadkach (powyżej 9%). Charakterystyczne jest też wspólne występowanie gleb płowych nieprzekształconych i gleb zerodowanych, co widać wyraźnie na rysunku 66. Przy spadku terenu w zakresie 5–8% obszary tych gleb zajął się. Oznacza to, że na zboczu w zakresie podanego spadku terenu mogą występować jednocześnie dwa różne stopnie przekształcenia gleby. Wynika to prawdopodobnie ze zmian w rzeźbie terenu do jakich doszło w wyniku denudacji. Obszary o wyraźniej zarysowanej rozbieżności zostały w przeszłości złagodzone, a ich obecne wartości krzywizny zbliżają się do zera. Prawdopodobnie ukazane

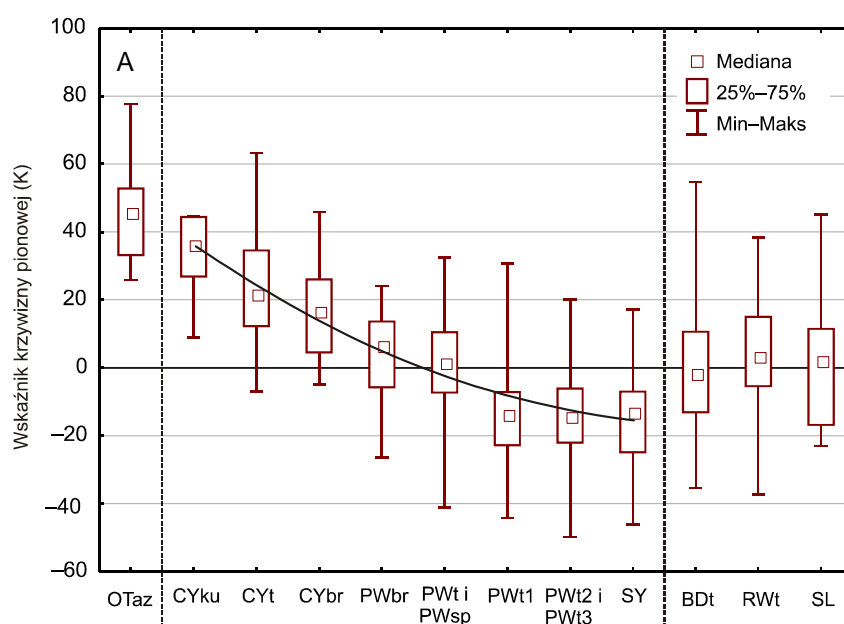
zależności byłyby bardziej czytelne, gdyby uwzględnić tę poprzednią krzywiznę stoku z okresu poprzedzającego rozwój procesów denudacyjnych.

Gleby deluwialne ulokowane są przede wszystkim na zboczach zbieżnych i wklęsłych (dodatnie wartości wskaźników K i P). Zwykle są to miejsca najniżej położone na stokach oraz w miejscach gdzie maleje nachylenie terenu, ale spotyka się je także na większych spadkach (nawet ponad 13%).

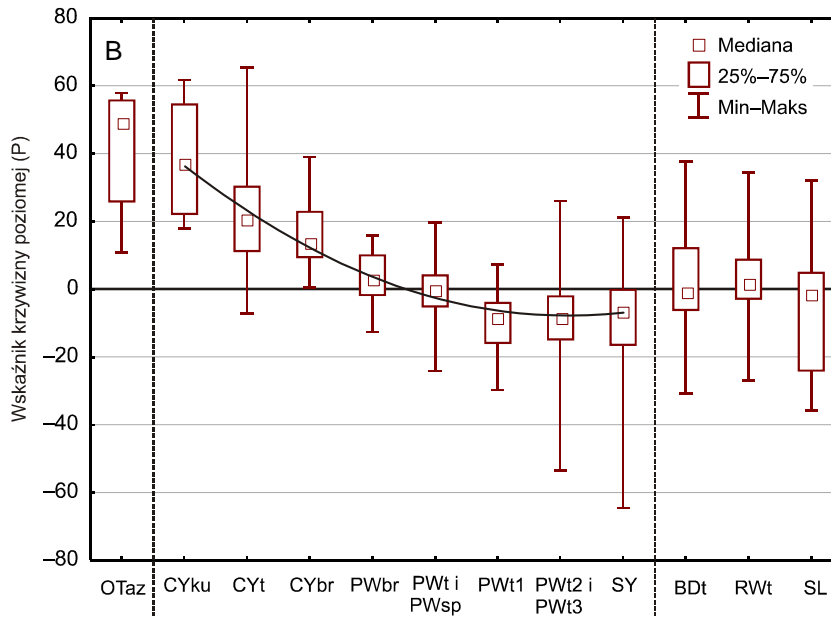
W wielu modelach określających zagrożenie erozją wodną – gleby położone w obszarach o spadkach powyżej 10% – są zaznaczane jako podlegające zmywaniu, tymczasem w przypadku zbieżności zboczy nawet na tak dużych spadkach często zachodzi agradacja i tworzenie się gleb deluwialnych. Potwierdza to słuszność zastosowania proponowanych wskaźników K i P w przedstawionych ocenach. Nieuwzględnienie krzywizny pionowej (K) i poziomej (P) stoku w modelach określających zagrożenie erozją może powodować błędne oceny stopnia przekształcenia gleb.

8.3.3. Rola krzywizny pionowej i poziomej zboczy w rozmieszczeniu gleb podlegających denudacji antropogenicznej

Wyrażenie krzywizny zboczy liczbowo powoduje, że można ją traktować jako zjawisko ciągłe w przestrzeni, podobnie jak wysokość bezwzględna lub nachylenie terenu. Wykorzystując oprogramowanie GIS, można zatem uzyskać pewne statystyki dotyczące dowolnie wyznaczonego obszaru, jak na przykład wartość średnią konturu glebowego. Na mapie glebowo-genetycznej (zał. 4) wyróżniono ponad 500 konturów glebowych, dla których ustalono średnie wartości krzywizny pionowej i poziomej. Na rysunku 68 ukazano współzależność tych wartości ze stopniem denudacyjnego przekształcenia gleb.



Rys. 68. Współzależność pomiędzy wskaźnikiem krzywizny pionowej (A) i krzywizny poziomej (B) uśrednionym dla danego konturu a stopniem przekształcenia denudacyjnego gleb



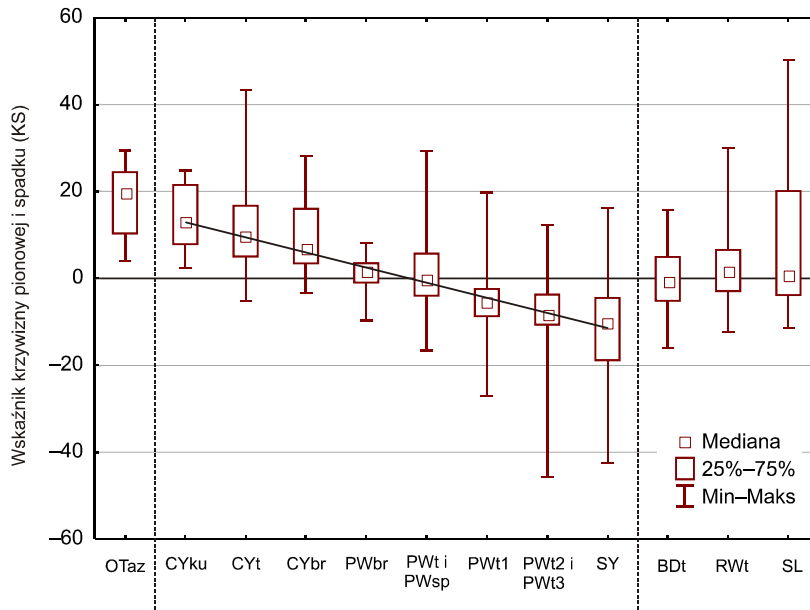
Rys. 68. Współzależność pomiędzy wskaźnikiem krzywizny pionowej (A) i krzywizny poziomej (B) uśrednionym dla danego konturu a stopniem przekształcenia denudacyjnego gleb (cd.)

Pomimo iż zmieniono sposób określenia gleby z punktowego (odkrywka) na przestrzenny (kontur), to jednak współzależność przekształcenia gleb potwierdza się zarówno od krzywizny poziomej, jak i pionowej.

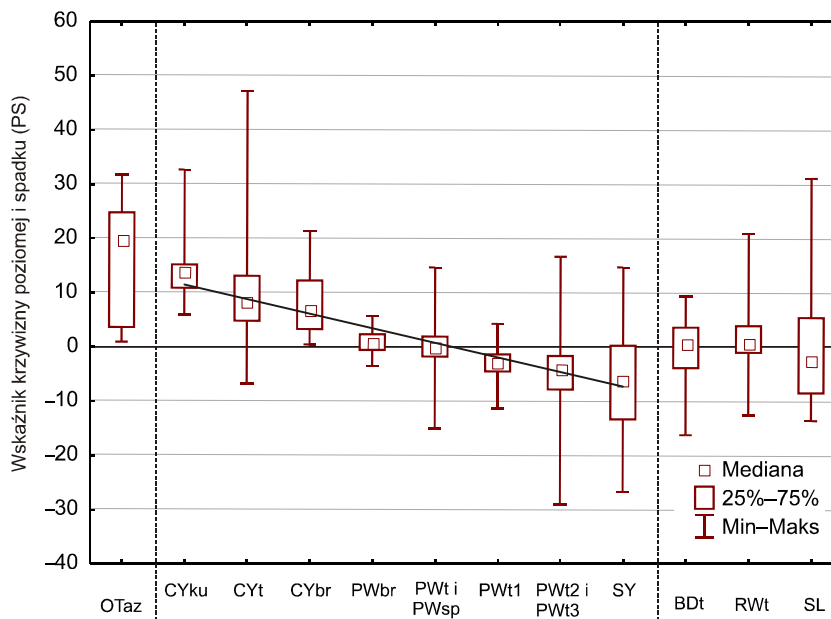
Jednak zależność ta nie jest prostoliniowa i dodatkowo nierówno rozkłada się na wszystkie badane gleby o różnym stopniu przekształcenia. Najwyraźniej dotyczy gleb agradowanych, a względnie najslabiej gleb erodowanych, w obrębie których linia zależności przybiera bardziej płaski kształt. Wynika to prawdopodobnie z nieuwzględnienia spadku terenu, na którym występują gleby.

W kontraście do wyżej omawianych znajdują się gleby piaszczyste (BDt, RWt, SL) nie wykazujące żadnej zależności ani od krzywizny pionowej, ani poziomej zboczy. Wartość mediany wskaźników K i P dla tych gleb oscyluje około zera (rys. 68).

Jeśli do prowadzonej analizy współzależności rzeźba–gleba wprowadzi się wskaźniki krzywizny zintegrowane ze spadkiem terenu (KS i PS), powyżej omówione zależności stają się jeszcze bardziej wyraźne (zależność prostoliniowa) i obejmujące wszystkie badane gleby o określonym stopniu przekształcenia (rys. 69 i 70). W dalszym ciągu gleby piaszczyste znajdują się poza wspomnianą zależnością.



Rys. 69. Współzależność pomiędzy wskaźnikiem krzywizny pionowej ze spadkiem (KS) uśrednionym dla danego konturu a stopniem przekształcenia denudacyjnego gleb

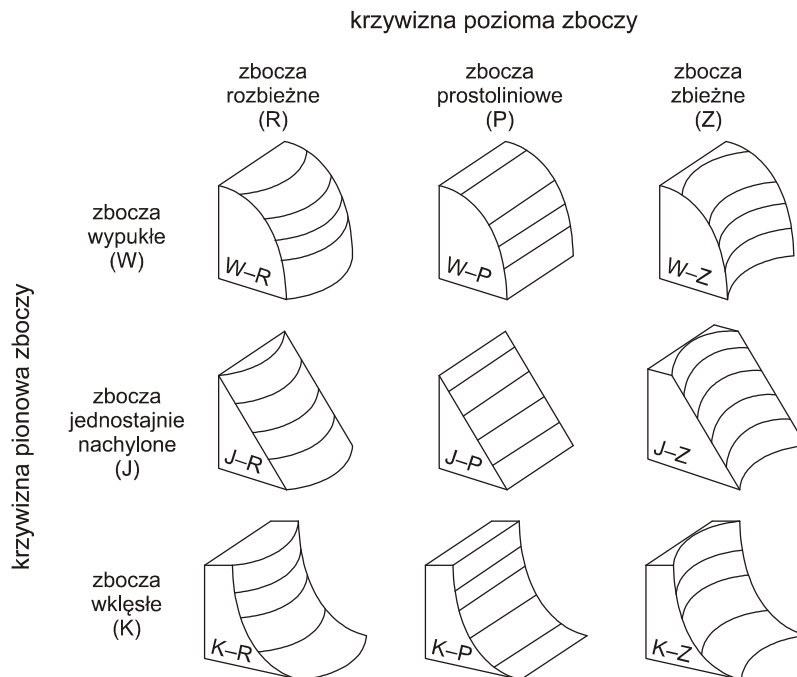


Rys. 70. Współzależność pomiędzy wskaźnikiem krzywizny poziomej ze spadkiem (PS) uśrednionym dla danego konturu a stopniem przekształcenia denudacyjnego gleb

Przeprowadzona analiza statystyczna potwierdza słuszność zastosowania wskaźników K i P w ocenie współzależności gleba–rzeźba terenu w układzie przestrzennym i wskazuje na większą przydatność tych wskaźników, które są zintegrowane ze spadkiem terenu (KS i PS).

Jeżeli do charakterystyki zbocza w układzie pionowym doda się jego zakrzywienie poziome, to uzyskuje się możliwość wydzielenia dodatkowych fragmentów zbocza różniących się pod względem tych krzywizn (rys. 71). Wpływ tak wydzielonych fragmentów zbocza na glebę badali Pennock i in. (1987). Autorzy ci zwrócili uwagę na różną miąższość po-

ziomu próchnicznego oraz zróżnicowaną głębokość występowania węglanów w zależności od wyróżnionych fragmentów zbocza.



Rys. 71. Rodzaje zboczy w zależności od krzywizny pionowej i poziomej zboczy (wg Penock i in. 1987 zmienione)

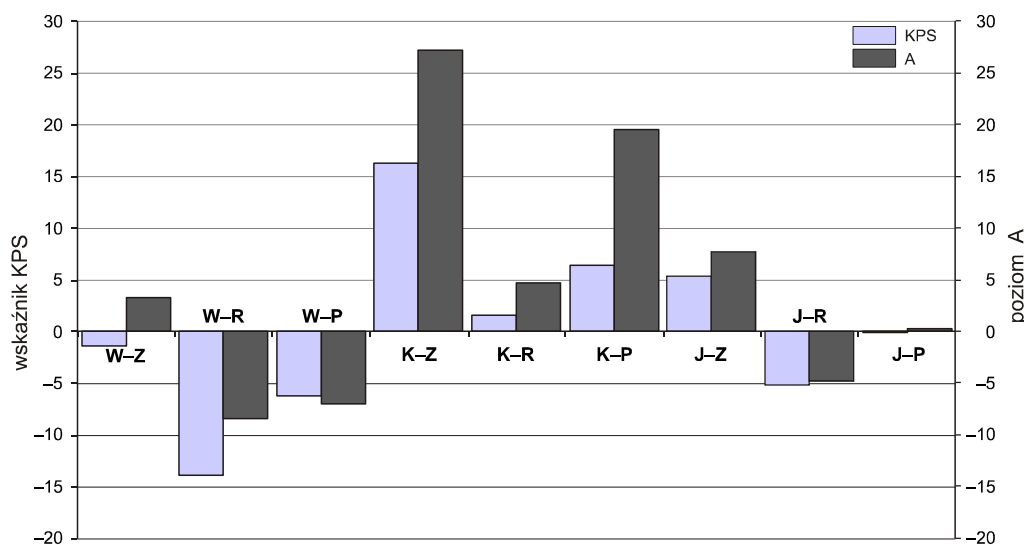
Wykorzystując przestrzenne rozmieszczenie wartości wskaźników krzywizny pionowej (KS) i krzywizny poziomej (PS), podjęto próbę utworzenia mapy elementów zboczy ukazanych na rysunku 71. Celowo wykorzystano wskaźniki z poprawką na spadek aby lepiej oddać dynamikę zachodzących procesów denudacyjnych. Założono, że wartości w zakresie od -5 do 5 dla obydwu rodzajów krzywizn oznaczają zbocza jednostajnie nachylone prostoliniowe (bez krzywizn). Założenie to oparto na obserwacjach terenowych, gdzie prawie niewidoczne krzywizny zboczy lub też bardziej wyraźne, ale na bardzo małych spadkach (z reguły poniżej 5%), mają gleby nie przekształcone wskutek denudacji antropogenicznej.

W wyniku nałożenia na siebie obszarów o dwóch rodzajach krzywizn otrzymuje się mapę dziewięciu rodzajów zboczy zgodnie z tabelą 14.

Tabela 14. Wartości krzywizny pionowej i poziomej zboczy jako podstawa do wyznaczania rodzajów zboczy o złożonej krzywiznie

Wskaźnik krzywizny pionowej (KS)	Wskaźnik krzywizny poziomej (RS)	Elementy zbocza ze względu na krzywizny pionowe i poziome
< -5	< -5	zbocze wypukłe rozbieżne (W-R)
< -5	-5 do 5	zbocze wypukłe prostoliniowe (W-P)
< -5	> 5	zbocze wypukłe zbieżne (W-Z)
-5 do 5	< -5	zbocze jednostajnie nachylone rozbieżne (J-R)
-5 do 5	-5 do 5	zbocze jednostajnie nachylone prostoliniowe (J-P)
-5 do 5	> 5	zbocze jednostajnie nachylone zbieżne (J-Z)
> 5	< -5	zbocze wklęsłe rozbieżne (K-R)
> 5	-5 do 5	zbocze wklęsłe prostoliniowe (K-P)
> 5	> 5	zbocze wklęsłe zbieżne (K-Z)

Należy zaznaczyć, że przypadek oznaczony symbolem J–P oznacza zarówno zbocza jednostajnie nachylone bez krzywizn, jak i obszary o niewielkich spadkach lub płaskie. Dla tak wyznaczonych fragmentów zboczy obliczono następnie średnie wartości miąższości poziomu próchnicznego oraz średnie wartości wskaźnika KPS (rys. 72). Wskaźnik KPS jest średnią arytmetyczną z wartości krzywizn pionowej (KS) i poziomej (PS) ze spadkiem terenu, który podobnie jak wskaźniki poprzednie przyjmuje rozkład na wartości ujemne i dodatnie, jednak zbocza o przeciwnych wartościach wskaźników KS i PS, takie jak wypukłe zbieżne (W–Z) oraz wklęsłe rozbieżne (K–R), mogą uzyskać średnie wartości zbliżone do zera.



Rys. 72. Średnia wartość wskaźnika KPS i odchylenie od średniej miąższości poziomu próchnicznego (A) według wyróżnionych na rysunku 71 rodzajów zboczy

Z przedstawionego na rysunku 72 wykresu wynika, że istnieje duża zbieżność pomiędzy obliczonym wskaźnikiem KPS a miąższością poziomu próchnicznego. Na badanym obszarze w 2292 punktach badano miąższość poziomu próchnicznego. Prawie połowa pomiarów (48,4%) wykazała miąższość poziomu A w zakresie 25–35 cm, płytszy poziom (10–25 cm) wykazało 13,7%, a głębszy (powyżej 35 cm, a maksymalnie sięgając głębiej niż profil glebowy) stwierdzono w 37,9% pomiarach. Obliczona średnia miąższość poziomu próchnicznego (bez uwzględniania 7 ha torfowiska w południowej części obszaru – tzw. Czepińskiego Bagna) dla całego obszaru wyniosła 40,1 cm. Przyjmując 40 cm za podstawę rozważań nad miąższością poziomu A można ustalić odchylenie od tej wartości na plus i minus, które zilustrowano na rysunku 72.

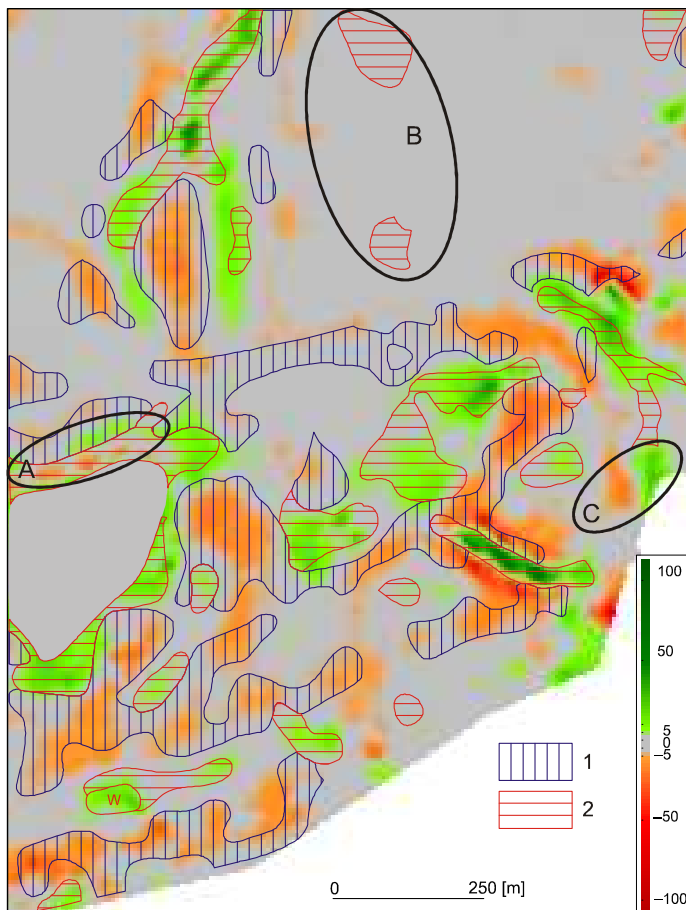
Zbocza wypukłe mają przeważnie ujemne wartości wskaźnika KPS, chociaż zbocze wypukłe zbieżne (W–Z) na skutek znoszenia się wartości ujemnych i dodatnich osiąga wartość tylko kilka punktów poniżej zera. W dwóch przypadkach zboczy wypukłych (W–R i W–P) odchylenie miąższości poziomu próchnicznego od średniej także wykazuje ujemne wartości, jedynie zbocze W–Z wykazało dodatnie odchylenie.

Zbocza wklęsłe wykazują już dodatnie odchylenie zarówno w zakresie wskaźnika KPS, jak i miąższości poziomu A, przy czym rozbieżny kształt poziomu zboczy wklęsłych tylko w nieznacznym stopniu odbiega od wartości zerowej. W zakresie akumulacji deluwii

zaznacza się lekka przewaga krzywizny pionowej (wklęsłość) nad rozbieżnością. Miąższość poziomu A na zbieżnej części zboczy wklęsłych (K–Z) osiąga średnią wartość prawie 30 cm ponad przeciętną. W sumie daje to prawie 70-centymetrowy poziom A. Można przypuszczać, że tego rodzaju zbocza przeważnie będą miejscem agradacji deluwiów i jeżeli zajmują odpowiednio dużą powierzchnię można je będzie wyróżniać, na szczegółowych mapach gleb, w postaci odrębnego konturu.

8.3.4. Zastosowanie zintegrowanego wskaźnika KPS do oceny współzależności rzeźba–gleba w układzie przestrzennym

Wskaźnik zintegrowanej krzywizny zboczy (KPS) można traktować jako zjawisko ciągłe, dzięki czemu można go przedstawić na mapie w postaci barwnej (chromatycznej). Na rysunku 73 pokazano fragment takiej mapy dla południowo-wschodniej części obszaru badań. Na mapę nałożono dodatkowo kontury gleb płowych zerodowanych i deluwialnych.



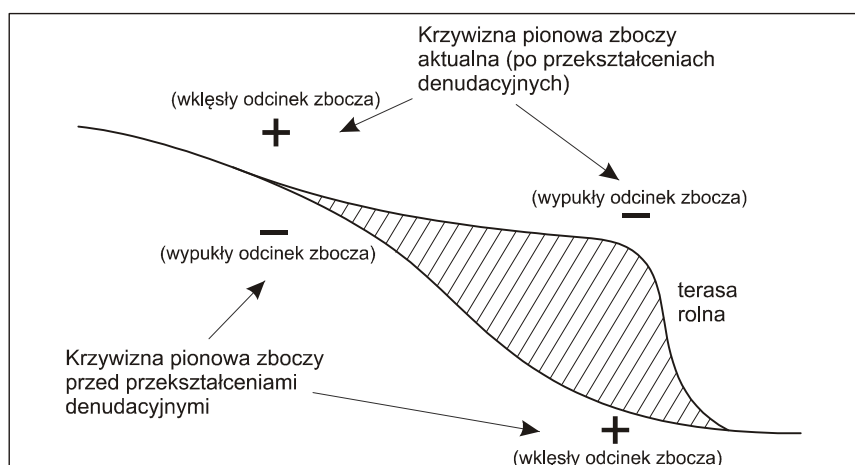
Rys. 73. Rozmieszczenie gleb erodowanych i agradowanych na tle wskaźnika krzywizny zboczy i spadku terenu (KPS) na południowo-wschodnim fragmencie badanego obszaru; 1 – zasięgi konturów gleb erodowanych (SY, PWt2 i PWt3), 2 – zasięgi konturów gleb agradowanych (CYt, CYbr i CYku), A, B, C – przypadki omówione w tekście.

Analizując mapę łatwo zauważyć, że większość konturów gleb zerodowanych leży w obszarach o ujemnych wartościach wskaźnika KPS (odcienie pomarańczowe), a gleb deluwialnych w obszarach wartości dodatnich (odcienie zielone), co jest zgodne z oczekiwaniami.

Na mapie zauważyć też można pewne miejsca (A, B i C na rys. 73), które odbiegają od opisanego schematu. Można je ująć w trzy przypadki:

- miejsca występowania konturów na odwrotnych od założonych wartościach wskaźnika KPS;
- miejsca występowania konturów gleb przekształconych denudacyjnie w strefie niskich (w zakresie od -5 do 5) wartości wskaźnika KPS (barwa szara na mapie) oraz
- brak konturów gleb przekształconych w obszarach o znacznych nieraz wartościach dodatnich lub ujemnych wskaźnika KPS.

Najrzadziej występują przypadki gdzie kontury gleb erodowanych leżą na dodatnich wartościach wskaźnika KPS, a kontury gleb agradowanych na ujemnych (A na rys. 73). Są to specyficzne fragmenty stoku, gdzie doszło do inwersji krzywizny pionowej wskutek dużego nagromadzenia materiału zakumulowanego, głównie wskutek denudacji agrotechnicznej (rys. 74).



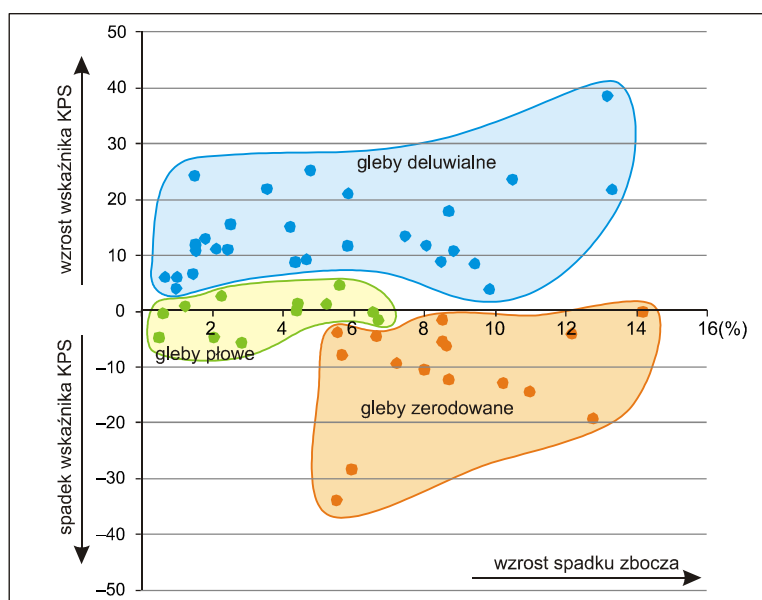
Rys. 74. Przykład inwersji krzywizny pionowej zbocza wskutek agradacji agrotechnicznej materiału glebowego

Takie przypadki notowane są najczęściej na granicach gruntów rolnych i użytków zielonych (Sinkiewicz 1998, Podlasiński 2001, Twardy 2008, Szpikowski 2010), jednak zmiana wskaźnika KPS jest zauważalna tylko w przypadkach dużych form (ponad 20 m szerokości) ze względu na zastosowaną metodę obliczania krzywizny zbocza (promień $r = 25$ m).

Nieliczne kontury gleb przekształconych denudacyjnie znalazły się w obszarze oznaczonym kolorem szarym (przypadek B na rys. 73), który obejmuje wartości wskaźnika KPS od -5 do 5 , co może sugerować brak wpływu rzeźby terenu na obecność przekształceń denudacyjnych gleb. W rzeczywistości tak nie jest, a wynika to z faktu, że wskaźniki krzywizny pionowej i poziomej zbocza wyrażone są w wartościach dodatnich oraz ujemnych i przy ich uśrednianiu redukują się, sprowadzając średnią blisko zera. Średnie wartości wskaźnika KPS są w takich konturach nadal dodatnie (w przypadku gleb deluwialnych) lub ujemne (w glebach ogławianych), tyle że posiadają wartości bliskie zeru.

Obszary o wartościach wskaźnika KPS mniejszych od -5 i większych od 5 , a nie objęte konturami glebowymi (przypadek C), mogą oznaczać co najmniej trzy dodatkowe przypadki: gleby nie objęte badaniami wpływu denudacji antropogenicznej na przekształcenie ich morfologii (np. piaszczyste), gleby przekształcone ale pominięte podczas badań terenowych (niezauważone ze względu na małą powierzchnię) lub gleby przekształcone denudacyjnie ale celowo pominięte ze względu na zastosowaną generalizację.

Wszystkie miejsca odbiegające od oczekiwanego schematu stanowią jednak niewielki procent całości obszaru i nie wpływają na obniżenie wartości wskaźnika KPS do ocen przekształceń gleb wskutek denudacji antropogenicznej. Ponadto tak duża współzależność pomiędzy stopniem przekształcenia gleb płowych a wskaźnikiem KLS (rys. 75) daje nowe możliwości przy weryfikacji prowadzenia konturów glebowych, a nawet wstępnym ustalaniu potencjalnych miejsc zerodowania i agradowania gleb przed rozpoczęciem badań terenowych. Wydaje się także, że dzięki wskaźnikowi KPS możliwe będzie wstępne określenie przekształcenia gleb innych typów niż płowoziemne.



Rys. 75. Lokalizacja gleb podlegających denudacji antropogenicznej w zależności od spadku terenu i wskaźnika KPS

Na różnice w stopniu zerodowania gleb pewien wpływ może także mieć wystawa zboczy, co zauważyli Kowalkowski i Król (1977) oraz Turski i in. (1991). Autorzy ci stwierdzili, że wynika to głównie z większej erozji na zboczach południowych. Nie można jednak wykluczyć faktu, że gleby na zboczach północnych ze względu na topoklimat są z reguły lepiej rozwinięte, co z kolei potwierdzają badania wpływu ekspozycji na właściwości gleb przeprowadzone przez Klimowicza i Uziaka (1998).

9. Podsumowanie

Ośmioletnie badania na obszarze 462 ha fragmentu płata morenowego Równiny Wełtyńskiej użytkowanego rolniczo zaowocowały stworzeniem bogatej bazy danych o środowisku przyrodniczym tego terenu, a zwłaszcza o glebach. Baza danych została wykonana za pomocą programu GIS i pozwala na przygotowanie syntetycznych opracowań dotyczących aktualnego stanu pokrywy glebowej i jej przekształceń spowodowanych różnymi procesami denudacyjnymi.

Typologia gleb i wpływ denudacji na zmiany w budowie gleb

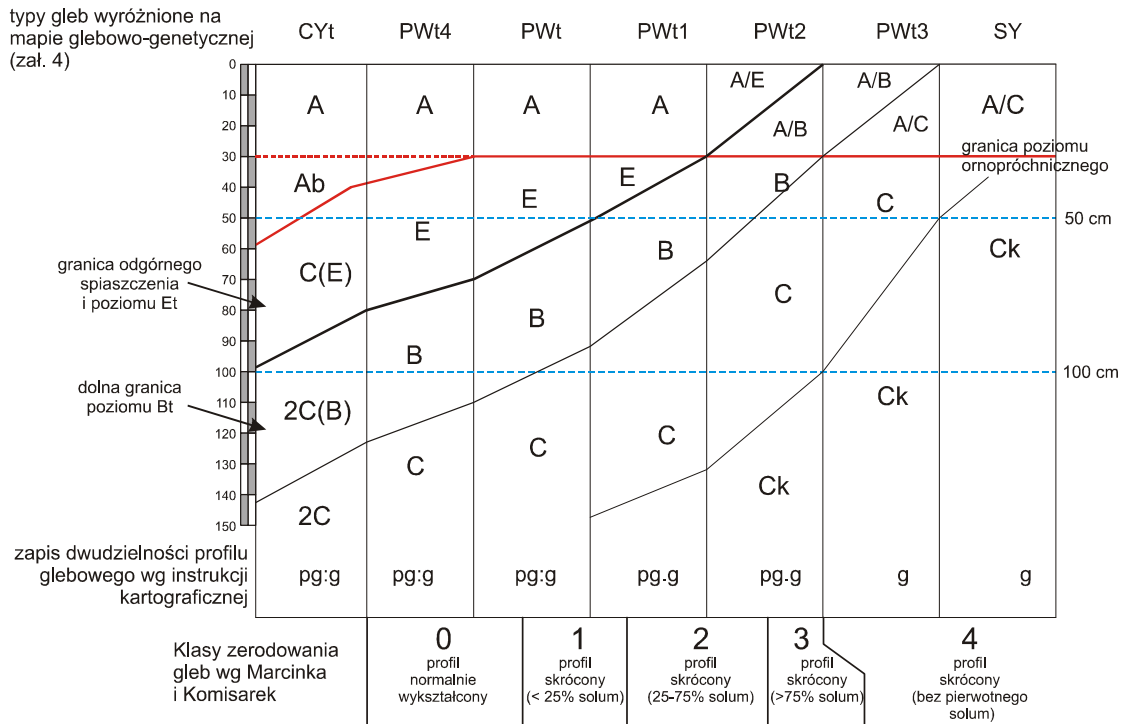
W początkowym okresie rozwoju gleb ich geneza była ściśle związana z warunkami klimatycznymi (zwłaszcza w okresie tundrowym), skałą macierzystą i naturalną roślinnością (w okresie leśnym). Ze skał przepuszczalnych (piaski fluwioglacjalne) tworzyły się gleby bielcowe lub rdzawe, a także sporadycznie brunatne w przypadku większej domieszki utworów pyłowych. Ze skał zwięzłych, przemywanych wodami opadowymi, powstały gleby płowe. Proces lessiważu w tych glebach inicjowany był wcześniej dokonanymi przekształceniami peryglacjalnymi. Zgodnie z tą tezą i w odniesieniu do rozmieszczenia skał macierzystych przedstawionych na rysunku 59A, obraz typologii badanego obszaru jest prosty. W zasadzie na badanym obszarze dominują osady zwałowe, z których powstały gleby płowe. W warunkach Pomorza, Wielkopolski, jak i całego pasa północnego, są to gleby najczęściej stwierdzane w badaniach (Koćmit 1979, 1988, Marcinek 1994, Komisarek 2000, Dąbkowska-Naskręt i Jaworska 1997, Świtoniak 2011).

Roślinność leśna skutecznie ochraniała gleby i sprzyjała ich dalszemu rozwojowi. Jednak taki stan w przyrodzie trwał do czasu wzmożenia się aktywności gospodarczej człowieka, która, eliminując obszary leśne, stopniowo uruchamiała procesy denudacyjne (przyspieszenie naturalnej erozji wodnej i pojawienie się erozji uprawowej). Procesy te okazały się bardzo aktywne w stosunku do gleb. O ile proces glebotwórczy w warunkach leśnych oddziaływał prostopadle do powierzchni (w głąb), o tyle denudacja skierowała swą siłę równolegle do powierzchni, przyczyniając się zarazem do zmian w miąższości i uziarnieniu istniejących gleb. Na rysunku 59B pokazano pojawienie się na badanym obszarze nowych utworów skalnych (deluwiiów), które jednocześnie skutkowały powstaniem się nowego typu gleb (deluwialnych).

Proces denudacji trwa nadal i jest wzmagany uprawą gleby w jej rolniczym użytkowaniu, powodując dalsze przemiany w uziarnieniu profilu glebowego (rys. 60), typologii (zał. 4), wartości użytkowej (zał. 3), stając się procesem degradacji zarówno gleb, jak i naturalnego środowiska przyrodniczego.

Dokonane przez denudację zmiany doprowadziły do znacznego zróżnicowania typologii pierwotnych gleb. Zagadnienia te sygnalizowane były we wcześniej opublikowanych pracach z obszaru Pomorza, Wielkopolski i Mazur. Na ogół były to badania odnoszące się do

gleb ujmowanych punktowo lub w przekrojach katenalnych, a niewiele jest opracowań ukazujących przekształcenia gleb wywołane denudacją w układzie przestrzennym. Wykonane przez autora badania stworzyły możliwość wykonania takiego opracowania. Założenia do wykonanej mapy gleb w stosunku do stopnia przekształcenia gleb pływych przedstawiono na rysunku 76.



Rys. 76. Podtypy gleb pływych z klasami zerodowania gleb według Marcinka i Komisarek (2001) przy założeniu, że przemycie gleb PWt (miąższość poziomów A+Et) wyniosło 60 cm; A, E, B, C – poziomy genetyczne gleb; pg – piaski gliniaste (mocne lub lekkie), g – gliny (lekkie lub średnie), PWt, PWt1, PWt2, PWt3, PWt4, SY, SYk – patrz tabela 8.

Mapa glebowo-genetyczna w skali 1 : 5000 (zał. 5) pokazuje zróżnicowanie typologiczne obszaru moreny falistej, w której aktualnie dominującym czynnikiem glebotwórczym jest rzeźba terenu i towarzyszący jej proces denudacji. W obrębie skał zwięzłych (glin) dominujące wcześniej gleby pływce różnicują się obecnie na kilka odmian: typowe, zaciekowe, z cechami brunatnienia, o skróconym poziomie eluwialnym, bez poziomu eluwialnego. Niektóre z tych gleb straciły nawet przynależność do gleb pływych i są zaliczane do słabo ukształtowanych erozyjnych, gdyż utraciły całe solum (A–Et–Bt). Skutkiem denudacji jest też powstanie nowego typu gleb deluwialnych czarnoziemnych, które przykrywają na ogół pierwotne gleby pływce, zróżnicowaną pod względem miąższości warstwą.

Współzależność rzeźby i typologii gleb w ujęciu statystycznym

Współzależność tę w niniejszym opracowaniu wyrażono nowo opracowanymi wskaźnikami K, P i KPS, określającymi parametry rzeźby terenu: K – krzywiznę pionową i P – krzywiznę poziomą zbocza. Po zintegrowaniu tych wskaźników ze spadkiem terenu otrzyma-

no kolejny wskaźnik KPS, który jest bardzo przydatny do określania zależności między rzeźbą a stopniem przekształcenia gleby. Wartości wskaźnika KPS mają charakter ciągły w terenie i dlatego wykorzystano je do wygenerowania przestrzennego modelu przedstawiającego jednocześnie trzy elementy rzeźby terenu: spadku, krzywizny poziomej i pionowej zboczy. Wydzielone obszary współgrają z konturami mapy glebowo-genetycznej i ukazują zgodność występowania denudacyjnie przekształconych gleb z przedstawioną na mapie specyfiką rzeźby terenu. W obszarze rzeźby wypukłej, rozbieżnej znalazły się gleby zerodowane, w rzeźbie wklęsłej, zbieżnej gleby agradowane, a na pozostałym obszarze (wartości wskaźnika bliskie 0) gleby najczęściej nieprzekształcone. Ten sposób postępowania można wykorzystać w pracach kartograficznych do wstępnego określenia występowania gleb przekształconych jeszcze przed wykonaniem prac terenowych, lub później do dalszego uściślenia zasięgu konturów jednostek glebowych.

Opracowania kartograficzne

Obszar młodoglacjalny jest trudny w redagowaniu map ze względu na duże zróżnicowanie gatunkowe (uziarnienie), rodzajowe (skały) i typologiczne. Aktualnie autor posiada mapy archiwalne (glebowo-rolnicze 1 : 5000) z ubiegłego wieku i własne opracowania kartograficzne wykonane dla celów naukowych, a więc bardziej precyzyjne i ujmujące aktualną wiedzę gleboznawczą. Mapy archiwalne z ubiegłego wieku cechują się mało precyzyjnym przebiegiem linii konturowych w stosunku do rzeczywistych zasięgów, często obejmując w sobie gleby znacznie się różniące, a także obszary niejednorodne pod względem rzeźby. Natomiast ocena wartości i przydatności rolniczej (która nie wymagała tak precyzyjnych lokalizacji w terenie) jest bardziej prawidłowa.

Istotnym zagadnieniem w redagowaniu map takich terenów jest generalizacja ich treści. Generalizacja wymusza (stosownie do przyjętej skali) tworzenie konturów niejednorodnych glebowo (typologicznie, gatunkowo, przydatnością i wartością rolniczą). Na zredagowanej przez autora mapie glebowo-genetycznej w skali 1 : 5000 (zał. 4), która w miarę dokładnie odwzorowuje zróżnicowanie pokrywy glebowej wydzielono 506 konturów, przy przyjętej dolnej granicy 0,06 ha. Taka mapa dla celów użytkowych byłaby mało przydatna, więc trzeba było ją zgeneralizować. Utworzona na jej podstawie mapa glebowo-rolnicza zawiera 200 konturów.

Porównując mapę aktualnie wykreśloną z mapą archiwalną stwierdzono na tej ostatniej zaledwie 70 konturów ukazujących poszczególne kompleksy przydatności rolniczej. To proste porównanie wskazuje na małą precyzję w redakcji mapy z lat 60.–70. XX wieku. Przyczyną takiego stanu było przyjęcie w tamtych czasach uproszczonego sposobu prac terenowych (głównie opierano się na mapach klasyfikacyjnych i tylko uzupełniano je dodatkowymi badaniami) i niedostateczne uwzględnianie rzeźby terenu w ocenie gleb.

Dokonana ocena porównawcza tych map wykazała na przykład zmniejszenie powierzchni gleb kompleksu trzeciego. Są to powierzchnie erodowane i ich pominięcie na starych mapach obniża ocenę zagrożenia erozyjnego tych obszarów. Zauważalne jest także znikome pokazanie udziału gleb deluwialnych (np. na badanym obszarze jest ich brak), które są

istotne w sensie obecności działania erozji, a także jako silniej uwilgotnione nie powinny być pomijane w ocenie wartości użytkowej.

Nowe techniki prac terenowych stosowane w kartografii glebowej

Rozwój technik informatycznych i wyodrębnienie się GIS, jako samodzielnej dziedziny, spowodowało nowe możliwości ukazywania zmienności pokrywy glebowej w sposób, który nie posiada ograniczeń wynikających z wykonywania map (analogowych) metodami tradycyjnymi. Jednak i tu występują ograniczenia związane z kwestią granic konturów, co wynika z natury gleb (ich przestrzennej ciągłości). Jak podaje Białousz (1999), granice wydzielanych konturów są „arbitralnie oszacowanymi liniami zmian”, co powoduje, że kilka osób prowadzących badania na jednym obszarze może wydzielić zupełnie inaczej przebiegające linie konturów glebowych. Problem ten zauważył też autor podczas prac terenowych, kiedy przy wątpliwościach prowadzenia granic konturu zachodziła potrzeba wykonania dodatkowych wierceń gleboznawczych uściślających jego przebieg. Tych kilka nowych punktów badawczych zmuszało niekiedy do poprowadzenia granic od nowa i zmieniało wygląd mapy. Dlatego tak ważne jest stosowanie dodatkowych, bardziej obiektywnych metod wspomagających proces tworzenia lub aktualizowania map glebowych. Do tego celu można wykorzystać zdjęcia lotnicze lub satelitarne, najlepiej jeśli były wykonane podczas braku okrywy roślinnej lub wykorzystywać mapy przewodności elektromagnetycznej (skanowanie gleb). Zobrazowania satelitarne (np. w podczerwieni) szczególnie dobrze przydają się przy określaniu typologii gleb, a mapy przewodności elektromagnetycznej do określania uziarnienia (gatunek gleby). Obydwie metody, na obecnym etapie rozwoju, nie są w stanie zastąpić badań gleboznawczych, ale znacznie pomagają prowadzić, w sposób jak najbardziej zbliżony do rzeczywistości, wydzielane granice konturów gleb. Przy zastosowaniu tych metod uzyskane zobrazowania kartograficzne, nawet wykonywane przez kilka osób, będą bardzo zbliżone do siebie, co mocno uwiarygodnia otrzymane wyniki badań przestrzeni pokrywy glebowej.

Ocena badanego obszaru dla potrzeb regionalnych

Mapy wielkoskalowe (1 : 5000) umożliwiają głęboką analizę złożoności pokrywy glebowej obszaru morenowego, jednak nie jest to jedyny kierunek opracowań kartograficznych. Dla potrzeb regionalnych (powiat, województwo, region) mapy powinny być redagowane w mniejszej skali (np. 1 : 250 000). Mapy takie służą odmiennym celom, na przykład planistycznym, fizjograficznym itp., a więc przy zachowaniu ich wierności nie mogą jednocześnie zawierać szczegółów możliwych do ukazania na mapie o większej skali. Oznacza to nieco inny sposób generalizacji treści takich map, która powinna wychodzić naprzeciw ocenie funkcjonalności gleb w danym obszarze (np. zlewni). W kontekście tych uwarunkowań proponuje się wydzielanie jednostek złożonych, tzw. soilscape zaproponowanych na przykład w redagowanej ostatnio mapie gleb Europy przez European Soil Bureau (World Soil Resources Reports 2000).

Cały badany obszar stanowiący płat moreny dennej można uznać za jednostkę wyodrębniającą się w krajobrazie ze względu na rzeźbę i podobnie funkcjonujące gleby. Wydzielenie takiej jednostki jest zasadne zarówno ze względu na funkcjonowanie gleb, jak i jej walory użytkowe. Jest to więc jednostka w randze *soilscape*, którą jako kontur można określić: gleby płowe wytworzone z glin, degradowane. Dla planisty powinno to oznaczać poprawne rozpoznanie środowiska przyrodniczego w zakresie jego użytkowania i potrzeb ochronnych.

W tej jednostce zachodzą ciągłe zmiany w obiegu materii i widoczne jest jednolite przekształcanie się gleb – ich degradacja. Z chwilą rozwinięcia się działalności człowieka zmiany te przyspieszają i nasilają się, co hamuje rozwój gleb, a nawet powoduje ich cofanie się w rozwoju. Kowalkowski (1980) nazywa je glebami chronosekwencji denudacyjnej.

W stosunku do pokrywy glebowej objawiają się one najpierw coraz większym rozczłonkowaniem istniejących jednostek glebowych i tworzeniem form nowych i przejściowych. Można jednak przypuszczać, że w dłuższym okresie postępujące zmiany spowodują pewne uproszczenia w układzie jednostek glebowych, na przykład przez łączenie się nowo powstałych jednostek sąsiednich, które zaczną dominować nad pierwotnie wykształconymi. Będzie to oznaczało kolejny, silniejszy stopień przekształcenia środowiska przyrodniczego. Podobny trend przeobrażania się gleb stwierdzono już na obszarach lessowych Lubelszczyzny (Klimowicz i Uziak 2001a), które jako bardziej podatne wykazują większe zaawansowanie tego procesu.

Na podstawie otrzymanych wyników badań dla obszaru morenowego (o glebach mniej podatnych na degradację) można stwierdzić, że działanie denudacji jest obecnie w fazie początkowej. Pomimo iż procesy denudacyjne obejmują niemal cały badany obszar, to wyraźne skutki przeobrażenia gleb są zauważalne w około 28% powierzchni. W miarę upływu czasu powierzchnia ta będzie się prawdopodobnie powiększała. Daje to podstawę do stwierdzenia, że proces denudacji, a szczególnie tej przyspieszanej działalnością człowieka, prowadzi do pogorszenia wartości i przydatności gleb w sensie rolniczym, a także do pomniejszenia wartości przyrodniczej.

Świadomość powyższego zagrożenia wywołuje potrzebę podjęcia działań ochronnych. Działania te leżą w sferze rolniczej, do czego zobowiązuje ustawa o ochronie gruntów rolnych-leśnych. Pomimo iż ustawa wyraźnie określa zasady ochrony, to jednak w praktyce rolniczej nie przestrzega się tych zasad, co wiąże się nie tylko ze świadomością rolników, lecz także z uwarunkowaniami ekonomicznymi. Działania ochronne należałoby podjąć niezwłocznie, jednak łatwo przewidzieć, że zmniejszyłyby one opłacalność produkcji rolnej, która i tak w aktualnych warunkach jest niska.

10. Wnioski

1. W obszarach morenowych o falistej rzeźbie, pozostających w użytkowaniu rolniczym, w wyniku spotęgowanej przez człowieka denudacji, która zakłóciła pierwotną równowagę środowiska, dokonują się na wszystkich powierzchniach nachylonych powyżej 5% zmiany w rzeźbie terenu i pokrywie glebowej, tworzą się nowe skały, a w miarę upływu czasu procesy te przybierają na intensywności, przekształcając (degradując) środowisko.

2. Erozja wodna wspomagana erozją uprawową odcisnęła silne piętno na budowie gleb przekształcając ich cechy genetyczne (typologia) i gatunkowe, stając się równocześnie głównym sprawcą aktualnego zróżnicowania pokrywy glebowej.

3. Przeciętne nasilenie erozji (powtarzające się corocznie) jest średnie i powoduje straty gleby od 1 do 2 Mg · ha⁻¹, natomiast zjawiska ekstremalne, uwarunkowane ponadprzeciętnymi zjawiskami meteorologicznymi, powodują silne procesy zmywu gleby do 200 Mg · ha⁻¹.

4. Pierwotne profile gleb płowych, wytworzonych z utworów zwięzłych o pełnej budowie (A–Et–Bt–C–Ck), tworzą obecnie zespoły gleb płowych w różnym stopniu przeobrażonych; na badanym obszarze wyróżniono następujące klasy zerodowania gleb:

- klasa 1. – najmniej przekształcone A–Et(niepełny)–Bt–C–Ck,
- klasa 2. – umiarkowanie przekształcone A(E)–Bt–C–Ck,
- klasa 3. – średnio przekształcone A–Bt–C–Ck,
- klasa 4. – silnie przekształcone Abt–C–Ck,
- klasa 5. – całkowicie przekształcone (zatraciły poziomy diagnostyczne gleb płowych) A–C lub A–Ck.

5. Gleby płowe w obniżeniach terenu obecnie zostały przykryte warstwą osadów deluwialnych o zróżnicowanej miąższości od 40 do 80 cm, dochodząc do 2,5 m, grzebiąc tym samym ich pierwotny profil.

6. Wyniki badań gleboznawczych nad przekształceniami profili glebowych (zerodowanych i deluwialnych) wykazały oddziaływanie erozji na 55% obszaru. Stwierdzono około 3% gleb zerodowanych do skały macierzystej (najsilniej), gleb płowych z obecnym jeszcze poziomem Bt około 15%; natomiast gleb deluwialnych stwierdzono 13%; pozostała część obszaru morenowego (około 24%) obejmuje gleby względnie słabiej erodowane i w niewielkim stopniu agradowane.

7. Pomimo iż erozja wodna obejmuje ponad połowę obszaru badań, to jednak jej zaawansowanie w przekształcaniu gleb jest jeszcze nieduże (około 31% gleb średnio i silnie przekształconych), jednak jest to proces rozwijający się i przy braku działań ochronnych będzie się nasilał, zwiększając zarazem zarówno obszar, jak i stopień degradacji gleb.

8. W zależności od kształtu stoku i nasilenia erozji gleby tworzą charakterystyczne toposekwencje:

- zbocza wypukłe rozbieżne wykazują przewagę gleb zerodowanych (klasy 3.–5.), które w dolnej części zbocza niemalże łączą się z glebami deluwialnymi;

– zbocza wklęsłe i zbieżne wykazują mały udział (na krótkim odcinku wierzchołki) gleb zerodowanych (klasy 2.–4.), natomiast gleby deluwialne sięgają wyżej nawet do środkowej części zbocza przy jednocześnie zmieniającej się stopniowo miąższości;

– zbocza wypukło-wklęsłe przy braku zakrzywienia warstw wykazują najbardziej różnorodny układ gleb: na wypukłej części – gleby zerodowane (klasy 2.–5.), w środkowej części – pełne profile gleb płowych (odcinek równowagi dynamicznej), w dolnej (wklęsłej) części – gleby deluwialne; odcinki te zależnie od spadku mogą przybierać różne długości.

9. Dokonana parametryzacja krzywizny pionowej i poziomej zbocza połączona z jego spadkiem (wskaźnik KPS) stworzyła nowe możliwości prognozowania przekształceń denudacyjnych gleb wytworzonych z glin w młodoglacjalnej rzeźbie terenu.

10. Zależnie od stopnia przekształcenia (zerodowania) zmienia się wartość i przydatność rolnicza gleb spowodowana zmianami w uziarnieniu, warunków wodnych, zawartości próchnicy, stopnia zbitości (gęstości objętościowej), odczynu i zasobności odżywcze dla roślin.

11. Niejednorodność gleb typologiczna i gatunkowa, jak też wartości i przydatności rolniczej, stanowi główną istotę różnicowania się pokrywy glebowej, która powinna być uwzględniona w pracach kartograficznych, wymuszając zarazem większą dokładność prac terenowych i prawidłowo przeprowadzoną generalizację treści redagowanych map glebowych.

12. Istniejące opracowania kartograficzne z ubiegłego wieku nie zawsze spełniały powyższe kryteria w zakresie rozpoznania glebowego, a ponadto zawierają treść glebową nadmiernie zgeneralizowaną, przydatną bardziej do celów użytkowych (rolniczych), ale niedostatecznie odwzorowującą treść przyrodniczą.

13. Mapa glebowo-genetyczna obszaru morenowego o niskofalistej rzeźbie, zredagowana na podstawie tradycyjnych prac terenowych i wspomaganą wynikami skanowania elektromagnetycznego zrealizowanych podczas badań własnych, lepiej niż poprzednie mapy oddaje różnorodność pokrywy glebowej; obszar taki charakteryzuje się dużym rozdrobieniem konturów glebowych i charakterystyczną mozaikowością.

14. Przyjmując za podstawę treść map glebowo-rolniczych (archiwalnych), można wysnuć błędny wniosek, iż badany obszar jest w nieznacznym stopniu zagrożony erozyjnie. Przesłanką do takiego wniosku jest niewielki udział kompleksu trzeciego (7%) i brak gleb deluwialnych, które stanowią podstawę oceny. Aktualne badania wykazały odmienny obraz: kompleks trzeci (erozyjny) stanowi 20%, a gleby namyte 12%, co łącznie stanowi jedną trzecią obszaru z silnymi przekształceniami erozyjnymi; takie obszary powinny być chronione przed erozją.

15. Wartość map glebowo-rolniczych archiwalnych dla potrzeb przyrodniczych można by powiększyć (uszczerłować mniejszym nakładem tradycyjnych prac terenowych) przy zastosowaniu urządzeń badających przewodność elektromagnetycznążądanego obszaru.

16. Uwarunkowania ekonomiczne i niedostateczna świadomość rolników odnośnie znaczenia erozji gleb powoduje, że w tym regionie kraju nie stosują oni zabiegów ochronnych, czyniąc ten proces wciąż aktywnym.

Bibliografia

- BEDNAREK R. 2000. Gleby kopalne jako źródło informacji o zmianach środowiska przyrodniczego. *AUNC, Geogr. Pol.* 31: 47–63.
- BEDNAREK R., DZIADOWIEC H., POKOJSKA U. 2002. Pedological aspects of variability. *Ecol. Que.* 1: 35–41.
- BEDNAREK R. 2004. Mapa jako źródło informacji o glebach. w: *Badania ekologiczno-gleboznawcze.* Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojska U., Prusinkiewicz Z. PWN, Warszawa: 279–298.
- BEDNAREK R., DZIADOWIEC H., POKOJSKA U., PRUSINKIEWICZ Z. 2004. *Badania ekologiczno-gleboznawcze.* PWN, Warszawa, ISBN 83-01-14216-2.
- BEDNAREK R., DĄBROWSKI M., ŚWITONIAK M. 2009. Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej gminy Jeżewo. *Zesz. Probl. Postęp. Nauk Rol.* 540: 139–146.
- BEDNAREK R., PRUSINKIEWICZ Z. 1997. *Geografia gleb.* PWN, Warszawa, ISBN 83-01-01076-2.
- BIAŁOUSZ S. 1979. Kartografia i bonitacja gleb. w: F. Kuźnicki, S. Białousz, P. Skłodowski, Podstawy gleboznawstwa z elementami kartografii i ochrony gleb. PWN, Warszawa: 315–436.
- BIAŁOUSZ S. 1999. Soil information systems. *Rocz. Glebozn.* 50 (3): 111–126.
- BIENIEK B. 1997. Właściwości i rozwój gleb deluwialnych Pojezierza Mazurskiego. *Acta Acad. Agric. Tech. Olst., Agric.* 64, Supl. B: 1–84.
- BLASZCZYŃSKI J.S. 1997. Landform characterization with geographical information systems. *Photogramm. Eng. Rem. S.* 63, 183–191.
- BOROWIEC J. 1970. Badania nad zmiennością stosunków termiczno-wilgotnościowych w profilu glebowym na przekroju erodowanego zbocza lessowego. *Rocz. Nauk. Rol.* 77, F3.
- BORK H.R. 1989. The history of soil erosion in southern lower Saxony. *Landschaftgenese und Landschaftsökologie.* 16, Braunschweig: 135–163.
- BORK H.R. 1994. Soil erosion during the younger Holocene in Germany. *Rocz. Akad. Rol. Pozn.* 266, *Melior. Inż. Śr.* 14: 7–19.
- BORÓWKA R.K. 1992. Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i Holocenu. *UAM, Geogr.* 54, Poznań: 1–176.
- BRODOWSKI R., REJMAN J. 2003. Rozwój i charakterystyka żłobin powstałych w obrębie poletek erozyjnych. *Acta Agrophys.* 2 (4), 725–733.
- CARRE F., GIRARD M.C. 2002. Quantitative mapping of soil types based on regression kriging of taxonomic distances with landform and land cover attributes. *Geoderma* 110: 241–263.
- CHODAK T., KASZUBKIEWICZ J., TASZ W. 2005. Próba zastosowania i weryfikacji modelu USLE na obszarze pojedynczego stoku i mikrozelewni rolniczej. w: „Ochrona gruntów rolnych w województwie dolnośląskim. Degradacja gleb na terenach rolniczej przestrzeni produkcyjnej i jej przeciwdziałanie”. Polanica Zdrój 28–29.02.2008 :12–14.
- CHUDECKI Z. 1960a. Materiały do badań nad erozją gleb na Pomorzu Zachodnim. *Rocz. Nauk Rol.* 74, F2: 417–432.
- CHUDECKI Z. 1960b. Wstępna charakterystyka oddziaływania erozji wodnej na fizykochemiczne właściwości gleb w strefie moreny czołowej na Pojezierzu Pomorskim. *Zesz. Nauk. WSR Szczec.* 3: 97–133.
- CHUDECKI Z., NIEDŹWIECKI E. 1983. Nasilanie się erozji wodnej na obszarach słabo urzeźbionych Pomorza Zachodniego. *Zesz. Probl. Postęp. Nauk Rol.* 272: 1–18.
- CIERNIEWSKI J. 1980. Terminy wykonywania zdjęć lotniczych na potrzeby szczegółowej kartografii gleb organicznych nie będących w użytkowaniu rolniczym. *Fotointerpr. Geogr.* IV (14): 51–61.
- CIERNIEWSKI J. 1987. Zmienność przestrzenna czarnych ziem właściwych wycinka Równiny Kościańskiej określona na podstawie badań przekrojów glebowych. *Rocz. Glebozn.* 38 (4): 95–111.
- CORWIN D.L., KAFFKA S.R., HOPMANS J.W., MORI Y., VAN GROENIGEN J.W., VAN KESSEL C., LESCH S.M., OSTER J.D. 2003. Assessment and field-scale mapping of soil quality properties of a saline-sodic soil. *Geoderma* 114: 231–259.

- DAVIS J.G., KITCHEN N.R., SUDDUTH K.A., DRUMMOND S.T. 1997. Using Electromagnetic Induction to Characterize Soils. *Better Crops*. 81, 4: 6–8.
- DĄBKOWSKA-NASKRĘT H., JAWORSKA H. 1997. Gleby płowe utworzone z utworów pyłowych Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego i Wysoczyzny Kaliskiej. Cz. II Badania litologicznej jednorodności na podstawie analizy uziarnienia. *Rocz. Glebozn.* 48, 3/4 :123–136.
- DE ALBA S., LINDSTROM M., SCHUMACHER T.E., MALO D.D. 2004. Soil landscape evolution due to soil redistribution by tillage: a new conceptual model of soil catena evolution in agricultural landscapes. *Catena* 58: 77–100.
- DEGÓRSKI M. 2003. Pedodiversity as a part of geodiversity in creation of landscape structure. w: Multifunctional Landscapes, Vol. II, Monitoring, Diversity and Management, WIT PRESS, Southampton, Boston, 105–121.
- DEGÓRSKI M. 2004. Geografia gleb jako dyscyplina fizycznogeograficzna. *Prz. Geogr.* 76, 3: 271–288.
- DŁUGOSZ J. 1997. Characteristics of soils formed on ground moraine of Vistula glaciations from Krajenka Upland (Poland). *Rocz. Glebozn.* 48, 3/4: 137–149.
- DOBZEAŃSKI B., ZBYŚLAW B. 1955. Wpływ erozji na ewolucję czarnoziem. *Rocz. Nauk Rol.* 71, F1: 209–221.
- DOBZEAŃSKI B., UZIAK S., ZAWADZKI S. 1965. *Rozpoznawanie gleb i podstawy kartografii gleboznawczej*. Cz. III, WSR Lublin.
- DUDAL R. 1987. Rola pedologii wobec wzrastających wymagań w stosunku do gleb. *Rocz. Glebozn.* 38 (3): 153–168.
- GERLACH T. 1966. Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka. *Prz. Geogr. IG PAN* 52.
- GILLEY J.E., KINCAID D., ELLIOT W., LAFLEN J. 1992. Sediment Delivery on Rill and Interrill Areas. *J. Hydrol.* 140: 313–341.
- GOZDOWSKI D., SAMBORSKI S., SIOMA S. 2007. *Rolnictwo precyzyjne*. SGGW Warszawa: 1–136.
- HALL G.F., OLSON C.G. 1991. Predicting Variability of Soils from Landscape Models. In: Mausbach M.J. and Wilding L.P. (ed). *Spatial Variability of Soils and Landforms*. SSSA Special Publication No. 28. *Soil Sci. Soc. Am.* Madison, WI: 9–24.
- HARTSOCK N. J., MUELLER T.G., THOMAS G.W., BARNHISEL R.I., WELLS K.L., SHEARER S.A. 2000. Soil Electrical Conductivity Variability. In: P.C. Robert et al. (ed.) *Proc. 5th international conference on precision Agriculture*. ASA Misc. Publ., ASA, CSSA, and SSSA, Madison, WI.
- HUANG X., SENTHILKUMAR S., KRAVCHENKO A., THELEN K., QI J. 2007. Total carbon mapping in glacial till soils using near-infrared spectroscopy, Landsat imagery and topographical information. *Geoderma* 141: 34–42.
- Instrukcja w sprawie wykonywania map glebowo-rolniczych w skali 1 : 5000 i 1 : 25 000 oraz map glebowo-przyrodniczych w skali 1 : 25 000. 1965, Min. Roln. Dep. Urz. Roln. i IUNG.
- JAHN A. 1954. Denudacyjny bilans stoku. *Czas. Geogr.* 25, 1/2: 38–64.
- JAHN A. 1968. Denudational balances of slopes. *Geogr. Pol.* 13: 9–29.
- JOHNSON D.L. 1985. Soil thickness processes. In: Jungerius, P.D. (Ed.), *Soils and Geomorphology*, *Catena*. Suppl. 6: 29–40.
- JOHNSON C.K., DORAN J.W., DUKE H.R., WIENHOLD B.J., ESKRIDGE K.M., SHANAHAN J.F. 2001. *Field-Scale Electrical Conductivity Mapping for Delineating Soil Condition*. Faculty Publications, Department of Statistics, University of Nebraska – Lincoln: 1829–1837.
- JOHNSON D.L., DOMIER J.E.J., JOHNSON D.N. 2005. Animating the biodynamics of soil thickness using process vector analysis: a dynamic denudation approach to soil formation. *Geomorphology* 67: 23–46.
- JÓZEFACIUK C., JÓZEFACIUK A., BARBAŚ S., BUDZYŃSKA K. 1985. Metoda opracowania mapy potencjalnej erozji wodnej gleb w Polsce. *Rocz. Glebozn.* 36, 1: 177–183.
- JÓZEFACIUK C., KERN H. 1992. Zmiany rzeźby i niektórych właściwości gleb RZD Werbkowice w okresie 1950–1990. *Pam. Puł.* 100: 151–175.
- KARCZEWSKI A. 1968. Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.* 8, 3: 1–108.

- KAŹMIEROWSKI C. 2001. Szczegółowa kartografia gleb płowych w mikrozwlewni rolniczej na Pojezierzu Poznańskim. *Fol. Univ. Agric. Stetin.* 217, Agric. 87: 87–92.
- KERN H. 1985. Odczyn i zawartość węglanu wapnia w glebach użytków rolniczych Polski. IUNG, Puławy: 1–110.
- KĘDZIORA A. 1999. *Podstawy agrometeorologii*. PWRiL, Poznań: 1–364.
- KLIMASZEWSKI M. 1994. *Geomorfologia ogólna*. Wydaw. Geologiczne, Warszawa. ISBN 83-01-11454-1.
- KLIMCZAK R. 1988. Metoda obliczania form wklęsłych i jej zastosowanie w geologii dynamicznej. *Czas. Geogr.* 59, 2: 201–208.
- KLIMOWICZ Z., UZIĄK S. 1998. Effect of exposition on soil properties in upland area. *Rocz. Glebozn.* 49, 3/4: 97–104.
- KLIMOWICZ Z., UZIĄK S. 2001a. Ewolucja wierzchniej warstwy gleby pod wpływem erozji w wybranych częściach Wyniosłości Gielczewskiej. *Fol. Univ. Agric. Stetin.* 217, Agric. 87: 93–96.
- KLIMOWICZ Z., UZIĄK S. 2001b. The influence of long-term cultivation on soil properties and patterns in an undulating terrain in Poland. *Catena* 43: 177–189.
- KOĆMIT A. 1979. Właściwości i wartość rolnicza gleb opadowo-glejowych Pomorza Zachodniego. Cz. II. Zagadnienia typologiczne gleb opadowo-glejowych. *Zesz. Nauk. AR Szczec., Rol.* 22, 77: 149–165.
- KOĆMIT A. 1988. Wpływ przyrodniczo-agrotechnicznych czynników na rozwój erozji wodnej w obrębie gleb uprawnych Pomorza Zachodniego. *AR Szczecin, Rozpr.* 113: 1–147.
- KOĆMIT A. 1992. Aktualny stan przeobrażeń gleb podlegających erozji wodnej w warunkach Pomorza Zachodniego. *Zesz. Nauk. Akad. Rol. im. H. Kołłątaja Krak., Rol.* 271, 35, I: 65–76.
- KOĆMIT A. 1998. Erozja wodna w obszarach młodoglacjalnych Pomorza i możliwości jej ograniczenia. *Bibl. Fragm. Agron.* 4B: 83–99.
- KOĆMIT A., CHUDECKI Z., NIEDŹWIECKI E. 1989. Specyfika kartografii erodowanych gleb w terenie młodoglacjalnym Pomorza Zachodniego. w: Wpływ czynników naturalnych i antropogenicznych na procesy erozji gleb. Ogólnopolskie Symp. Nauk., Wrocław, 11–12 wrzesień 1989: 68–69.
- KOĆMIT A., CHUDECKA J., PODLASIŃSKI M., RACZKOWSKI B., ROY M., TOMASZEWICZ T. 2001. Przestrzenna zmienność pokrywy glebowej na erodowanym zboczu w obszarze morenowym Pomorza Zachodniego. *Fol. Univ. Agric. Stetin.* 217, Agric. 87: 97–101.
- KOĆMIT A., PODLASIŃSKI M. 2002. O potrzebie aktualizacji opracowań glebowo-kartograficznych dla młodoglacjalnych terenów urzeźbionych w aspekcie tworzenia cyfrowej bazy danych o glebach. *Zesz. Probl. Postęp. Nauk Rol.* 487: 119–127.
- KOĆMIT A., PODLASIŃSKI M. 2006. Erozja wąwozowa gleb jako skutek meteorologicznego zdarzenia ekstremalnego w Dolicach na Pojezierzu Choszczeńskim. w: Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. Poznań–Storkowo: 34–36.
- KOMISAREK J. 2000. Kształtowanie się właściwości gleb płowych i czarnych ziem oraz chemizmu wód gruntowych w katenie falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. *Rocz. Akad. Rol. Pozn., Rozpr. Nauk*: 1–307.
- KOMISAREK J., SZALAŁATA S. 2008. Zróżnicowanie uziarnienia w profilach gleb płowych zaciekowych z obszaru Wielkopolski, *Nauka Przyr. Tech.*, 2/2: 1–13.
- KONDRACKI J. 2009. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa. ISBN 978-83-01-16022-7.
- KONECKA-BETLEY K., ZAGÓRSKI Z. 1994. Wpływ interglacjalnych procesów glebotwórczych na cechy mikromorfologiczne gleb kopalnych wytworzonych z lessów. *Rocz. Glebozn.* 45, 3/4: 85–95.
- KOSTRZEWSKI A., KLIMCZAK R., STACH A., ZWOLIŃSKI Z. 1992. Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych – Pomorze Zachodnie. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. A Geogr. Fiz.* 43: 55–82.
- KOWALKOWSKI A. 1980. Następstwo procesów glebowych w katenie gleb lessowych Kotliny Sądeckiej. *Rocz. Glebozn.* 31 (2): 65–76.
- KOWALKOWSKI A. 1988. Wiek i geneza gleb. w: L. Starkel (red.). Przemiany środowiska geograficznego Polski. Wszechnica PAN. Ossolineum, Wrocław: 45–85.

- KOWALKOWSKI A. 1999. Ewolucja gleb w holocenie. w: Geografia Polski Środowisko przyrodnicze. PWN Warszawa: 127–137.
- KOWALKOWSKI A., KRÓL H. 1977. Budowa profilowa toposekwencji gleb na stoku lessowym z glebą kopalną. *Rocz. Glebozn.* 28 (3/4): 115–126.
- KOWALKOWSKI A., PRUSINKIEWICZ Z. 1963. Wskaźniki granulometryczne jako kryterium jednorodności osadów lodowcowych. *Rocz. Glebozn.* 13, dodatek: 159–162.
- KOZARSKI S. 1986. Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim, *Czas. Geogr.* 57, 2: 247–269.
- KOŹMIŃSKI C., MICHALSKA B., CZARNECKA M. 2007. Klimat województwa zachodniopomorskiego. AR w Szczecinie, US Szczecin: 1–147.
- KURZAWA M. 1993. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Ark. Żeliszawiec (266): 1–35.
- LAMSAL S., MISHRA U. 2010. Mapping soil textural fractions across a large watershed in north-east Florida. *J. Environ. Manage.* 91: 1686–1694.
- LI S., LOBB D.A., TIESSEN K.H. 2009. Modeling tillage-induced morphological features in cultivated landscapes. *Soil & Tillage Res.* 103: 33–45.
- LICZNAR S.E., KOWALIŃSKI S., LICZNAR M. 1988. Zastosowanie metod mikromorfologicznych i submikromorfologicznych w badaniu gleb erodowanych. *Rocz. Glebozn.* 39, 4: 21–34.
- LIGEZA S. 2009. Nieciągłości litologiczne w glebach i ich wyróżnianie. *Rocz. Glebozn.* 60, 1: 77–84.
- LÓPEZ-GRANADOS F., JURADO-EXPÓSITO M., PEÑA-BARRAGÁN J.M., GARCÍA-TORRES L. 2005. Using geostatistical and remote sensing approaches for mapping soil properties. *Eur. J. Agron.* 23 (3): 279–289.
- LUND E.D., CHRISTY C.D., DRUMMOND P.E. 1998. Applying Soil Electrical Conductivity Technology to Precision Agriculture. Proceedings of the 4th International Conference on Precision Agriculture, St. Paul MN. 1089–1100.
- LUND E.D., CHRISTY C.D., DRUMMOND P.E. 1999. Practical applications of soil electrical conductivity mapping. Veris Technologies, 601 N. Broadway, Salina Kansas 67401, USA: 1–9.
- MARCINEK J. 1994. Rozmiary erozji wodnej w Wielkopolsce. *Rocz. Akad. Rol. Pozn. 266, Melior. Inż. Śr.* 14: 63–73.
- MARCINEK J., CIERNIEWSKI J., SPYCHALSKI M. 1974. The interpretation of photographs in soil survey. *Rocz. Glebozn.* 25 (dodatek): 231–240.
- MARCINEK J., KOMISAREK J. 1998. Badania gleboznawcze nad zróżnicowaniem pokrywy glebowej w obrębie powierzchni testowej Zintegrowanego Monitoringu Przyrodniczego w Storkowie. Materiały z IX Sympozjum ZMSP, Storkowo, 2–4.09.1998: 31–50.
- MARCINEK J., KOMISAREK J. 2001. Przekształcenia pokrywy glebowej na skutek przyspieszonej erozji wodnej falistych i pagórkowatych terenów Niziny Wielkopolski. *Fol. Univ. Agric. Stetin.* 217, *Agric.* 87: 135–146.
- MARCINEK J., KOMISAREK J. 2004. Antropogeniczne przekształcenia gleb Pojezierza poznańskiego na skutek intensywnego użytkowania rolniczego. Wydaw. AR w Poznaniu: 1–118.
- MARUSZCZAK H., UZIAK S. 1978. Wpływ mikrorzeźby obszarów lessowych na zróżnicowanie procesów glebotwórczych (na przykładzie okolic Lublina). *Rocz. Glebozn.* 29 (3): 159–173.
- MAZUR Z., PAŁYS S. 1991. Erozja wodna gleb na lessach Rostocza Zachodniego w latach 1988–1990 na przykładzie fragmentu zlewni rzeki Por. w: Erozja gleb i jej zapobieganie, Wydaw. AR, Lublin: 77–92.
- MAZUR Z., DECHNIK I. 1991. Plonowanie roślin na glebie erodowanej w warunkach naturalnych i w doświadczeniu monolitowym. w: Erozja gleb i jej zapobieganie, Wydaw. AR, Lublin: 153–169.
- MCNEILL J.D. 1980a. Electrical conductivity of soil and rocks. Technical Note TN-5, Geonics Limited, 1745 Meyerside Drive, Unit 8, Ontario Canada: 1–22.
- MCNEILL J.D. 1980b. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical Note TN-6, Geonics Limited, 1745 Meyerside Drive, Ontario, Canada: 1–15.
- OSTROWSKI J. 2001. Mapa gleb jako przykład wielowskaźnikowej syntezy. w: Główne problemy współczesnej kartografii. Uproszczenie, uogólnienie, synteza. Wrocław, UW, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska i Zakład Kartografii: 82–95.

- OSTROWSKI J. 2004. Ewolucja koncepcji mapy gleb na tle rozwoju badań glebowo-kartograficznych w Polsce. w: Główne problemy współczesnej kartografii. Co zwie się koncepcją mapy? Wrocław, UW, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska i Zakład Kartografii: 121–134.
- OSTROWSKI J. 2005. Uogólnienie treści tematycznej w procesie redakcji map glebowych w różnych skalach. w: Główne problemy współczesnej kartografii. Projektowanie i redakcja map. Wrocław, UW, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska i Zakład Kartografii: 103–121.
- PALUSZEK J. 1995. Zmiany struktury i właściwości fizycznych czarnoziemów pod wpływem erozji wodnej. *Rocz. Glebozn.* 46, 1/2: 21–35.
- PALUSZEK J. 2010. Zmiany pokrywy glebowej pod wpływem erozji. *Pr. Stud. Geogr.* 45: 279–294.
- PARK S.J., MCSWEENEY K., LOWERY B. 2001. Identification of the spatial distribution of soils using a process-based terrain characterization. *Geoderma* 103: 249–272.
- PARK S.J., BURT T.P. 2002. Identification and characterization of pedogeomorphological processes on a hillslope. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 1897–1910.
- PENNOCK D.J., ZEBARTH B.J., DE JONG E. 1987. Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada. *Geoderma* 40: 297–315.
- PENNOCK D.J., DE JONG E. 1990. Spatial pattern of soil redistribution in Boroll landscapes, southern Saskatchewan, Canada. *Soil Sci.* 150, 6: 867–870.
- PIECHNIK L. 1998. Rozmiary erozji wodnej na glebach lekkich oraz rola kolein i śladów po ciągnikach i maszynach rolniczych w inicjowaniu spływu wody i zmywu glebowego w urzeźbionym terenie Wielkopolski. *Rocz. Akad. Rol. Pozn. Rozpr. Nauk.* 285: 1–102.
- PODLASIŃSKI M. 2001. Erozja wodna i jej wpływ na gleby w małej zlewni leśno-rolniczej w dorzeczu Rurzyca w strefie czołowo-morenowej fazy pomorskiej zlodowacenia Vistulian. Manuskrypt pracy doktorskiej, AR Szczecin.
- PODLASIŃSKI M. 2008. Erozja wodna na polu ornym po intensywnym opadzie w 2007 roku w Dalešzewie na Pomorzu Zachodnim. *Pr. Nauk. Inż. Kszt. Śr., Rocz.* 17, 2/40: 43–49.
- PODLASIŃSKI M. 2011. Mikrostruktura pokrywy glebowej na obszarze morenowym i jej odwzorowanie na mapie. 28 Kongres Gleboznawczy Toruń, 5–10.09.2011, streszczenia: 118.
- PODLASIŃSKI M., KOĆMIT A., BUJAK A. 2005. Zastosowanie technologii GPS-GIS do rejestracji form erozyjnych na dużych obszarach. *Acta Agrophys.* 5 (2): 393–400.
- PRUSINKIEWICZ Z. 1985. Teoretyczne i dyskusyjne problemy naukowej systematyki gleb. *Rocz. Glebozn.* 36 (4): 89–112.
- PRUSINKIEWICZ Z., BEDNAREK R. 1999. *Gleby*. w: Geografia Polski Środowisko przyrodnicze. PWN Warszawa: 373–395.
- PRUSINKIEWICZ Z., PROSZEK P. 1990. Program komputerowej interpretacji wyników analizy uziarnienia gleb – TEKSTURA. *Rocz. Glebozn.* 41(3/4): 5–16.
- QIN CHENG-ZHI, ZHU A-XING, QIU WEI-LI, LU YAN-JUN, LI BAO-LIN, PEI TAO. 2012. Mapping soil organic matter in small low-relief catchments using fuzzy slope position information. *Geoderma* 171–172: 64–74.
- REJMAN J. 2006. Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych. *Acta Agrophys., Rozpr. Monogr.* 136: 1–90.
- ROBINSON T.P., METTERNICHT G. 2006. Testing the performance of spatial interpolation techniques for mapping soil properties. *Comput. Electr. Agric.* 50: 97–108.
- RODZIK J. 2001. Wpływ rozczłonkowania stoku na zróżnicowanie erozji gleb uprawnych. *Fol. Univ. Agric. Stetin.* 217, Agric. 87: 201–204.
- RODZIK J., FURTAK T., PALUSZEK J., REJMAN J. 2005. Ocena zastosowania przekrojów niwelacyjno-glebowych do badań nasilenia erozji gleb. *Acta Agrophys.* 5 (2): 401–407.
- SCHUMACHER T.E., LINDSTROM M.J., SCHUMACHER J.A., LEMME G.D. 1999. Modeling spatial variation in productivity due to tillage and water erosion. *Soil & Tillage Res.* 51: 331–339.
- SINKIEWICZ M. 1980. Próba wykorzystania zdjęć lotniczych w badaniach form i procesów denudacyjnych w okolicach Jeziora Pakoskiego. *Fotointerpr. Geogr.* 4 (14): 12–19.
- SINKIEWICZ M. 1991. Znaczenie denudacji antropogenicznej w przeobrażeniu niektórych elementów środowiska geograficznego w okolicy Turka, w: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin – Turek*, Inst. Badań Czwart. UAM Poznań: 233–239.

- SINKIEWICZ M. 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej. Nie-wiarowski w. (red.), Wydaw. UMK, Toruń: 1–99.
- SMOLSKA E. 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodo glacialnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). WGiSR UW, Warszawa.
- SMOLSKA E. 2008. Rola opadów ekstremalnych w denudacji stoków młodoglacialnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego. *Landform Anal.* 8: 69–72.
- Soil Survey Division Staff. 1993. Soil survey manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18. Chapter IV – Mapping Techniques.
- SOMMER M., SCHLICHTING E. 1997. Archetypes of catenas in respect to matter – a concept for structuring and grouping catenas. *Geoderma* 76, 1–33.
- SOMMER M., GERKE H.H., DEUMLICH D. 2008. Modelling soil landscape genesis – A “time split” approach for hummocky agricultural landscapes. *Geoderma* 145: 480–493.
- SOWIŃSKI P., LEMKOWSKA B. 2009. Toposequence and soil properties in the landscape of ground moraine of Olsztyn Lakeland. Contemporary Problems of Management and Environmental Protection, 1, Soils of chosen landscapes: 21–36.
- STACH A. 1998. Zmienność przestrzenna właściwości warstwy ornej na niejednorodnym litologicznym stoku morenowym. *Bibl. Fragm. Agron.* 4B: 125–142.
- STARKEL L. 1986. Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). *Czas. Geogr.* 57, 2: 203–213.
- STARKEL L. 1988. Działalność człowieka jako przyczyna zmian procesów denudacji i sedymentacji w holocenie. *Prz. Geogr.* 60/3: 251–265.
- STASIK R., SZAFRAŃSKI CZ. 2005. Zmiany w pokrywie glebowej erodowanych terenów Pojezierza Gnieźnieńskiego. *Acta Agrophys.* 5 (2): 447–454.
- STRZEMSKI M. 1969. Teoria konturu w kartografii tematycznej. *Pam. Puł.* 38: 5–14.
- STRZEMSKI M. 1971. Zagadnienie klasyfikacji form konturów na mapach tematycznych treści przyrodniczej i przyrodniczo-gospodarczej. *Prz. Geod.* 43, 4.
- Systematyka gleb Polski. 1989. *Rocz. Glebozn.* 40, 3/4.
- Systematyka gleb Polski. 2011. *Rocz. Glebozn.* 62, 3.
- SZPIKOWSKI J., KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., SMOLSKA E., STACH A. 2008. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę stoków. w: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień, Współczesne przemiany rzeźby Polski, Kraków: 283–291.
- SZPIKOWSKI J. 2010. Antropogeniczne przekształcenia rzeźby zlewni Perznicy w neoholocenie (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty). Wydaw. Nauk. UAM, Ser. Geogr. 91: 1–209.
- SZREJDER B. 1998. Niektóre właściwości i pozycja systematyczna gleb powstałych w wyniku denudacji antropogenicznej w Koniczynie na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Zesz. Probl. Postęp. Nauk Rol.* 460: 499–511.
- ŚWITONIAK M. 2008. Classification of young glacial soils with vertical texture-contrast using WRB system. *Agrochimija i Gruntoznawstwo* 69, Charkiw: 96–101.
- ŚWITONIAK M. 2010. Transformation of vertical texture-contrasted soils due to accelerated erosion in young glacial landscapes, North-Eastern Poland. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1–6 August 2010, Brisbane, Australia.
- ŚWITONIAK M. 2011. Przekształcenia pokrywy glebowej obszarów wysoczyznowych Pojezierza Brodnickiego w wyniku oddziaływania denudacji antropogenicznej. w: Wybrane problemy genezy, systematyki, użytkowania i ochrony gleb regionu kujawsko-pomorskiego (red.) M. Janowski Wrocław, Warszawa: 227–247.
- TEISSEYRE A.K. 1992. Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. *Acta Univ. Vratisl. Pr. Geol.-Mineral.* 31, Wrocław. 20–35.
- TURSKI R., PALUSZEK J., SŁOWIŃSKA-JURKIEWICZ A. 1987. Wpływ erozji na fizyczne właściwości gleb wytworzonych z lessu. *Rocz. Glebozn.* 38, 1: 37–49.
- 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. Wydaw. AR Lublin: 47–62.
- TWARDY J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wydaw. UŁ, Łódź: 1–292.

- TWARDY J., KLIMEK K. 2008. Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Nizy Polskiego. (w): L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień, Współczesne przemiany rzeźby Polski, Kraków: 229–270.
- UGGLA H., MIROWSKI Z. 1960. Wpływ erozji wodnej na morfologię i niektóre właściwości chemiczne gleb na kilku wzgórzach morenowych Pojezierza Mazurskiego. *Rocz. Nauk Roln.* 74, F2: 219–242.
- UGGLA H., MIROWSKI Z., GRABARCZYK S., NOŻYŃSKI A., RYTELEWSKI J., SOLARSKI H. 1968. Proces erozji wodnej w terenach pagórkowatych północno-wschodniej części Polski. *Rocz. Glebozn.* 18, 2: 415–447.
- URBAŃSKI J. 2010. *GIS w badaniach rolniczych*. Wydaw. Uniw. Gdańskiego. ISBN 987-83-7326-516-5.
- USOWICZ B., HAJNOS M., SOKOŁOWSKA Z., JÓZEFACIUK G., BOWANKO G., KOSSOWSKI J. 2004. Przestrzenna zmienność fizycznych i chemicznych właściwości gleby w skali pola i gminy. *Acta Agrophys. Rozpr. i Monogr.* 3: 1–90.
- World Soil Resources Reports 2000, The European Soil Information System. Proceedings of a Technical Consultation Rome, Italy, 2–3 September 1999, EUROPEAN SOIL BUREAU EC.
- ZWOLIŃSKI Z. 2008. Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich. *Landform Anal.* 8: 98–106.
- ŻÓŁCIŃSKI J. 1929. Deluwjalne procesy glebowe. *Rocz. Nauk. Rol. Leś.* 22: 247–298.

Denudation of anthropogenic impact on the diversity of soil cover and its spatial structure in the agricultural landscape of moraine

Summary

The paper relates to spatial changeability of soil cover caused by accelerated denudation processes. Research within the moraine lobe of a surface of 462.3 ha was carried out between the years 2003 and 2010. On the grounds of the site and laboratory works carried out, a soil database was generated which allowed to put into life the research tasks in the field of soil typology and changes in their structure caused by water and tillage erosion and the impact of the area relief and anthropogenic denudation related with it on the occurrence of characteristic soils in the moraine landscape under agricultural use. In addition, applying traditional and new site research techniques, a soil-genetic map was drawn-up, in a scale of 1 : 5000.

The research on soil transformation was based on the specificity of Luvisols, which shows a distinct duality of soil profile in Polish moraine areas. The Luvisols developed from glacial tills in the upper part of the profile has a restricted amount of clay particles (coarse-over-fine vertical texture-contrast). In the paper, it was assumed that the upper horizons of glacial tills formations becoming more sandy in periglacial conditions, fixed in the process of soil creation on flat surfaces, oscillates in the range from 55 to 68 cm (half a set of soil pits located on flat areas of the terrain being tested), however, on slope surfaces, it may be more shallow (50–60 cm). The increase of sand, which is shown in the upper part of the glacial tills promotes further the development of the lessivage process.

Any derogations from the assumed thickness of the layer becoming more sandy were treated as a subsequent transformation of soil caused by various denudation processes. Degradation areas were separated, in which the surface horizon was reduced below 50 cm or completely removed, and the areas of aggradation where the main criterion was the thickness of the humus horizon exceeding 40 cm.

Setting out the changeability of soil on the researched surface was carried out by making 2120 drillings with a soil sampler of 3 cm diameter, designed by Eijkelkamp company. The distance between the research points ranged from 30 to 50 m. Additionally, tests of electromagnetic conductivity of soil were carried out with the help of EM-38 by GEONICS company. This research was supposed to achieve a better exactitude of soil contours, in particular, a precise indication of eroded or aggraded soil in the areas of short radiant relief, that were subject to denudation processes in the past. Simultaneously to the research on soil transformation, the size of water erosion was determined by means of measuring the rills and deluvial cones which came into being as a result of violent snow melting and torrential rains.

The works carried out allowed to claim that in the moraine areas of a wavy relief, which are used by farmers, in consequence of denudation enhanced by the man, changes occur in the area relief and soil cover on all surfaces inclined over 5%.

The intensity of water erosion, repeating every year, was evaluated as mean because the soil losses caused by this type of erosion, fluctuated from 1 to 2 Mg · ha⁻¹, and the individual extreme soil erosion caused by over-the-average meteorological phenomena, resulted in strong processes of soil rainwash, getting as much as 200 Mg · ha⁻¹.

Primary fully developed profiles of Luvisols (A–Et–Bt–C–Ck), that were generated from loams were truncated on many sites, making currently sets of Luvisols, transformed to various degrees. In the researched areas, the following classes of eroded soil were distinguished:

- class 1st – least transformed A–Et (partly)–Bt–C–Ck,
- class 2nd – moderately transformed A(E)–Bt–C–Ck,
- class 3rd – mid-transformed A–Bt–C–Ck,
- class 4th – strongly transformed ABt–C–Ck,
- class 5th – fully transformed (they lost the diagnostic horizons of Luvisols) A–C or A–Ck.

Luvisols in land depressions is currently covered with a layer of deluvial/colluvial sediments of a variegated thickness, ranging from 40 to 80 cm, reaching up to 2,5 m, and, at the same time, burying their primary profile.

The results of soil research showed the effects of erosion on 55% of the area. About 3% of soil eroded to parent material (strongest) were ascertained, Luvisols with Bt level still present were approx. 15%, and 13% of deluvial soils were found out; the remaining part of moraine area (about 24%) is soil with a rather weaker erosion and aggraded to a lesser degree.

Although water erosion covers over one half of the researched area, its progress in soil transformation is still insignificant (about 31% of mid-transformed and strongly transformed soil), however, this is an on-going process and with the protective measures missing, it will intensify, at the same time, expanding both the area and the degree of soil degradation.

Depending on the shape and inclination of the slopes, attention was paid to differently shaped soil toposequences. They were particularly disparate on convex and divergent slopes, where they show a prevalence of eroded soil (of 3rd – 5th classes), and on concave and convergent slopes, where they show a slight share of eroded soil (of 2nd – 4th classes), in which deluvial soil are located higher, even to the central part of the slope.

In the paper, an attempt at a numerical approach to the co-dependence between the vertical and horizontal curves of slopes and the degree of soil transformation was made. This co-dependence was expressed in newly worked out K and P ratios which set out the parameters of relief, where K is vertical curve and P is horizontal curve of the slope. After integrating these ratios with the land slope, a KPS ratio was obtained, showing a very high co-dependence with the degree of soil transformation. In the area of convex, divergent slopes, eroded soil was found and in the concave converging slopes – aggraded soil, and on the remaining area the soil (values of the ratio near 0) most frequently is not transformed. The parametrisation of slope vertical and horizontal curves, carried out, created new potential to forecast soil denudation transformation, developed from clay in young glacial relief.

The soil typological and genetic heterogeneity, as well as the agricultural values and usability, are the essence of soil cover diversification which shall be taken into consideration in cartographic works, at the same time, forcing a larger exactitude of site work and a correctly

carried out generalisation of the content of soil maps being edited. The existing cartographic materials from the previous century did not always fulfill the above criteria in the domain of soil recognition, and furthermore, they contain excessively generated soil content, more usable for agricultural purposes, but not reflecting sufficiently the natural elements. Assuming as the grounds the content of (archival) soil-agricultural maps, we could come to an erroneous conclusion that the area researched is threatened by erosion to an insignificant degree. The factor for such a conclusion would be an insignificant share of the third complex (7%), and the absence of deluvial soil, which is the basis for evaluation. The current research showed a different picture: complex 3rd (erosion one) makes up 20%, and aggraded soil is 12%, which in total makes up one third of the area with strong erosion-type transformations. Such areas should be protected against erosion.

Denudation der anthropogenen Auswirkungen auf die Vielfalt der Bodenbedeckung und seine räumliche Struktur in der Agrarlandschaft der Moräne

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt das Thema der Veränderlichkeit der Bodendecke durch beschleunigte Denudationsprozesse. In den Jahren 2003-2010 wurden Untersuchungen im Bereich einer 462,3 ha großen Moränenplatte angestellt. Auf der Grundlage der durchgeführten Feld- und Laborarbeiten wurde eine Bodendatenbank erstellt, die die Forschungsaufgaben im Bereich der Bodentypologie und der vollzogenen Änderungen im Bodenbau durch die Prozesse der Wasser- und Anbauerosion sowie im Bereich des Einflusses des Reliefs und der damit verbundenen anthropogenischen Denudation auf die Entstehung charakteristischer Böden in der landwirtschaftlichen Moränenlandschaft umsetzen ließ. Unter Anwendung herkömmlicher wie neuer Techniken der Felduntersuchung wurde darüber hinaus eine bodengegetische Landkarte im 1:5000 Maßstab angefertigt.

Untersuchungen zur Bodenumwandlung stützten sich auf die Spezifität der Parabraunerden, die eine deutliche Zweiteiligkeit des Bodenprofils auf den Moränengebieten Polens aufweisen. Die aus Geschiebelehmen entstandenen Parabraunerden sind im oberen Teil des Bodenprofils ärmer an Tonteilchen (scheinbare Versandungssteigerung). In der Arbeit wurde angenommen, dass die Versandung der Oberflächenschichten, zu der es unter periglazialen Verhältnissen kam und die im Bodenbildungsprozess befestigt wurde, im Bereich zwischen 55 und 68 cm liegt (die Hälfte der Bodenpopulation im flachen Teil des untersuchten Gebietes) und auf schrägen Gebieten seichter (50-60 cm) sein kann. Die Versandung, die in den Geschiebelehmen zu sehen ist, begünstigt zusätzlich die Entwicklung des Auswaschungsprozesses.

Alle Abweichungen von der angenommenen Mächtigkeit der Versandung wurden als spätere Bodenumwandlungen betrachtet, die durch verschiedene Denudationsprozesse verursacht wurden. Es wurden Degradierungsbereiche, in denen die geformte Schicht bis unter 50 cm reduziert bzw. völlig abgetragen wurde, sowie Degradierungsbereiche, in denen eine überdurchschnittliche Mächtigkeit der Humusschicht (über 40 cm) das Hauptkriterium war.

Die Bestimmung der Bodenveränderlichkeit auf dem untersuchten Gebiet erfolgte durch die Ausführung von 2120 Bohrungen mit einem Durchmesser von 3 cm mit Hilfe eines Bodenprobegerätes, das durch die holländische Firma Eijkelkamp gefertigt wurde. Der Abstand zwischen den einzelnen Untersuchungsstellen betrug 30–50 m. Zusätzlich wurde eine Untersuchung der elektromagnetischen Leitfähigkeit der Böden mit Hilfe des EM-38 Gerätes der Firma GEONICS durchgeführt. Mit den Untersuchungen wurde eine höhere Präzision der ausgesonderten Bodenkonturen bezweckt, und insbesondere eine präzise Bestimmung erodierter und aggradierter Böden auf Gebieten mit einem kleinradialen Relief, die den Denudationsprozessen in der Zukunft unterliegen. Parallel zu der Erforschung der Bodenumwandlung

gen wurde auch die Intensität der Wassererosion bestimmt, indem Rillen und diluviale Kegel gemessen wurden, die durch ein plötzliches Schneeschmelzen und wolkenbruchartige Niederschläge entstanden.

Die geführten Arbeiten ließen feststellen, dass es auf landwirtschaftlich genutzten Moränengebieten mit einem welligen Relief durch die vom Menschen gesteigerte Denudation zu Änderungen im Relief und in der Bodendecke auf allen Flächen mit einer Neigung von über 5% kommt.

Die sich jährlich wiederholende Intensivierung der Wassererosion wurde als mittelmäßig bewertet, denn die durch diese Erosionsart verursachten Bodenverluste im Bereich von 1 bis 2 Mg·ha⁻¹ lagen; vereinzelte extreme Phänomene, die durch überdurchschnittliche meteorologische Phänomene bedingt werden, verursachten intensive Bodenabtragungsprozesse sogar bis zu 200 Mg : ha⁻¹.

Die ursprünglichen Bodenprofile der Parabraunerden aus festen Formationen mit einem kompletten Bau (A–Et–Bt–C–Ck) wurden an vielen Stellen umgewandelt und bilden nun Komplexe von im unterschiedlichen Maße umgewandelten Parabraunerden. Auf dem untersuchten Gebiet wurden folgende Klassen der Bodenerodierung unterschieden:

- Klasse 1. – am wenigsten umgewandelt A–Et (inkomplett)–Bt–C–Ck,
- Klasse 2. – mäßig umgewandelt A(E)–Bt–C–Ck,
- Klasse 3. – mittelmäßig umgewandelt A–Bt–C–Ck,
- Klasse 4. + stark umgewandelt Abt–C–Ck,
- Klasse 5. + vollständig umgewandelt (diagnostische Schichten der Parabraunerde sind nicht mehr erkennbar) A–C bzw. A–Ck.

Die in Niederungen liegenden Parabraunerden wurden mit einer Schicht diluvialer Ablagerungen mit unterschiedlicher Mächtigkeit von 40 bis 80 cm, oder sogar bis zu 2,5 m bedeckt, was das ursprüngliche Profil der Böden vernichtete.

Ergebnisse bodenkundlicher Untersuchungen wiesen Erosionsauswirkungen auf 55% des Gebietes nach. Es wurde ca. 3% bis zum Muttergestein (am stärksten) erodierter Böden, ca. 15% Böden mit der noch vorhandenen Bt-Schicht und 13% diluvialer Böden festgestellt; den restlichen Teil des Moränengebietes (ca. 24%) machen relativ gering erodierte und im geringen Maße aggradierte Böden aus.

Obwohl die Wassererosion mehr als die Hälfte des untersuchten Gebietes einbezieht, ist ihr Einfluss auf die Bodenumwandlung nicht groß (ca. 31% der mittelmäßig und stark umgewandelten Böden); der Prozess schreitet jedoch fort und bei fehlenden Schutzmassen nimmt er an Stärke zu, wodurch sowohl das Gebiet, als auch der Grad der Bodendegradierung größer werden.

Je nach der Form und Neigung der Hänge wurden unterschiedlich geformte Bodensequenzen beobachtet. Besonders unterschiedlich gestalten sie sich an konvexen, divergenten Hängen, wo sie auf eine Dominanz erodierter Böden (Klassen 3–5) hinweisen, sowie an konkaven und konvergenten Hängen, die einen geringen Anteil an erodierten Böden (Klassen 2–4) aufweisen und bei denen diluviale Böden höher, sogar bis zum mittleren Teil des Hanges reichen.

In der Arbeit wurde ein Versuch vorgenommen, die Wechselbeziehung zwischen der vertikalen und horizontalen Krümmung und dem Grad der Bodenumwandlung zu bestimmen. Die Wechselbeziehung wurde mit dem neu erarbeiteten, Reliefparameter bestimmenden Kennzahlen K, P beschrieben, wo K für die vertikale Krümmung und P für die horizontale Krümmung des Hanges steht. Nach Integrierung der Kennzahlen mit dem Geländegefälle wurde die Kennzahl KPS ermittelt, die auf eine starke Wechselbeziehung mit dem Grad der Bodenumwandlung hinweist. Der Bereich des konvexen, divergenten Reliefs umfasste erodierte Böden, der Bereich des konkaven und konvergenten Reliefs – aggradierte Böden und der sonstige Bereich (Kennzahlwerte bei 0) – am häufigsten nicht umgewandelte Böden. Die vorgenommene Parametrisierung der vertikalen und horizontalen Krümmung des Hanges bot neue Möglichkeiten der Prognostizierung von Denudationsumwandlungen von Böden, die aus Lehmen im frühen postglazialen Relief entstanden.

Die typologische und bodenartbezogene Heterogenität der Böden wie auch die Inhomogenität des landwirtschaftlichen Wertes und der landwirtschaftlichen Verwendbarkeit machen das Wesen der Differenzierung der Bodendecke aus, die in kartographischen Arbeiten berücksichtigt werden soll, wodurch eine höhere Präzision von Feldarbeiten und richtig durchgeführte Generalisierung von Inhalten redigierter Bodenkarten erzwungen werden. Die vorhandenen kartographischen Veröffentlichungen aus dem vergangenen Jahrhundert erfüllen nicht immer die obigen Kriterien im Hinblick auf die Bodenerkennung und enthalten übermäßig generalisierte Bodeninhalte, die mehr für Nutzzwecke (landwirtschaftliche Zwecke) anwendbar sind und naturkundliche Fragen nicht genug berücksichtigen. Von landwirtschaftlichen Archivbodenkarten ausgehend, kann man zum falschen Schluss kommen, dass das untersuchte Gebiet nur im geringen Maße durch Erosionsprozesse gefährdet ist. Die Grundlage einer solchen Schlussfolgerung bilden der geringe Anteil am dritten Komplex (7%) und das Fehlen diluvialer Böden, auf die sich die Beurteilung stützt. Die aktuellen Untersuchungen ergaben ein abweichendes Bild: Der 3. Komplex (Erosionskomplex) macht 20% aus und der Anteil an angeschwemmten Böden – 12%, was zusammen fast ein Drittel des Gebietes mit starken Erosionsumwandlungen ergibt; solche Gebiete sind vor der Erosion zu schützen.

Załączniki

Załącznik 1.

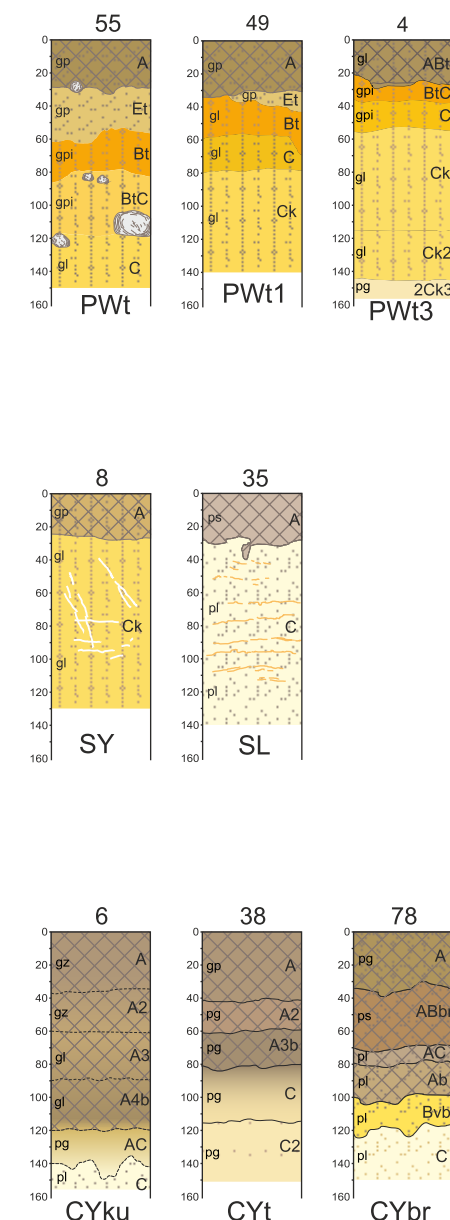
Numer i przynależność typologiczna badanych profili glebowych

Nr	Symbol	Podtyp
1	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
2	PWt	gleba płowa typowa
3	RWt	gleba rdzawa typowa
4	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
5	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
6	CYku	gleba czarnoziemna deluwialna kumulacyjna
7	RWt	gleba rdzawa typowa
8	SY	gleba słaboukształtowana erozyjna
10	PWtl	gleba płowa typowa
11	CYbr	gleba czarnoziemna deluwialna z cechami brunatnienia
13	RWt	gleba rdzawa typowa
15	PWt	gleba płowa typowa
16	PWtl	gleba płowa typowa
18	PWt3	gleba płowa typowa (bezspiaszczenia, skrócona)
19	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
21	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
22	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
24	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
25	BDog	gleba brunatna dystroficzna opadowo-glejowa
26	PWtl	gleba płowa typowa
27	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa
28	CYbr	gleba czarnoziemna deluwialna z cechami brunatnienia
29	PWt	gleba płowa typowa
30	PWt3	gleba płowa typowa (bezspiaszczenia, skrócona)
32	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
33	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
34	PWsp	gleba płowa spiaszczona
35	SL	arenosol
36	PWsp	gleba płowa spiaszczona
37	PWt3	gleba płowa typowa (bezspiaszczenia, skrócona)
38	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
38	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
39	PWt3	gleba płowa typowa (bezspiaszczenia, skrócona)
40	PWt	gleba płowa typowa
41	PWt	gleba płowa typowa
42	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
43	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
44	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa
45	SY	gleba słaboukształtowana erozyjna
46	CYbr	gleba czarnoziemna deluwialna z cechami brunatnienia
47	PAt	gleba płowa zaciekowa typowa
48	PAt	gleba płowa zaciekowa typowa
49	PWt2	gleba płowa typowa (bez poziomu luvic)

Nr	Symbol	Podtyp
50	CYbr	gleba czarnoziemna deluwialna z cechami brunatnienia
51	PWbr	gleba płowa z cechami brunatnienia
52	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
53	SY	gleba słaboukształtowana erozyjna
54	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
55	PWt	gleba płowa typowa
56	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
57	CYbr	gleba czarnoziemna deluwialna z cechami brunatnienia
58	PWbr	gleba płowa z cechami brunatnienia
59	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa
60	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
62	RWt	gleba rdzawa typowa
63	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
64	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
65	CYbr	gleba czarnoziemna deluwialna z cechami brunatnienia
66	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
67	PWtl	gleba płowa typowa
68	PWsp	gleba płowa spiaszczona
69	RWt	gleba rdzawa typowa
70	PWt	gleba płowa typowa
71	PWt	gleba płowa typowa
72	PWtl	gleba płowa typowa
73	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
74	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa
75	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa
76	PWsp	gleba płowa spiaszczona
77	SY	gleba słaboukształtowana erozyjna
78	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
79	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa
81	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
82	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
83	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
84	PWt3	gleba płowa typowa (bez spiaszczenia, skrócona)
85	PWtl	gleba płowa typowa
86	PWsp	gleba płowa spiaszczona
87	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
88	BEt	gleba brunatna eutroficzna typowa
89	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa
91	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
92	PWtl	gleba płowa typowa
94	SY	gleba słaboukształtowana erozyjna
95	PWt	gleba płowa typowa
96	CYt	gleba czarnoziemna deluwialna typowa
97	BDt	gleba brunatna dystroficzna typowa

- CYku
- CYt
- CYbr
- PWbr
- PAT
- PW1
- PW2
- PW3
- SY
- Bt1
- Bt2
- RWt
- SL
- OTa
- OTb
- OTc

gleby dla których badano
stopień przekształceń
wywołanych procesami
denudacji antropogenicznej



Daleszewo

Stare
Brynki

Czepino

MAPA GLEBOWO-GENETYCZNA fragmentu wysoczyzny morenowej północno-zachodniej części Równiny Węłtyńskiej

SKALA 1:5 000

Wykonana na podstawie badań terenowych w latach 2004–2010, w ramach tematu "Wpływ denudacji antropogenicznej na zróżnicowanie pokrywy glebowej i jej przestrzenną strukturę w rolniczym krajobrazie morenowym" oparta na Systematyce gleb Polski z 2011 r. i klasyfikacji uziarnienia z 2009 r.

warstwie (ciągle co 2 m) opracowano na podstawie numerycznego modelu pokrycia terenu o rozdzielczości 1 m

Odwzorowanie: PUWG 1992

opr. Marek Podlasiński

Grunty obrębu Radziszewo

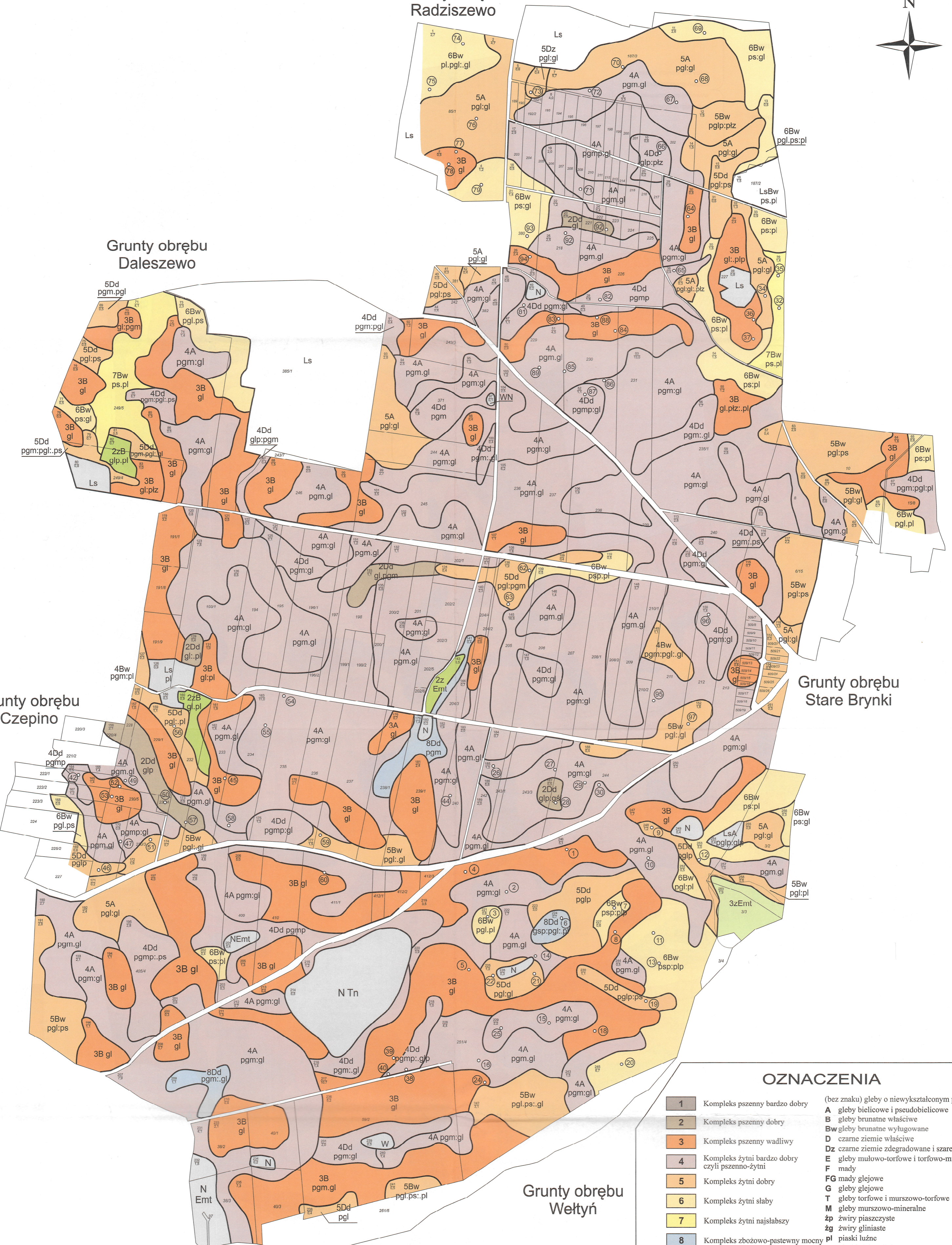


Grunty obrębu Daleszewo

Grunty obrębu Czepino

Grunty obrębu Stare Brynki

Grunty obrębu Wełtyń



OZNACZENIA

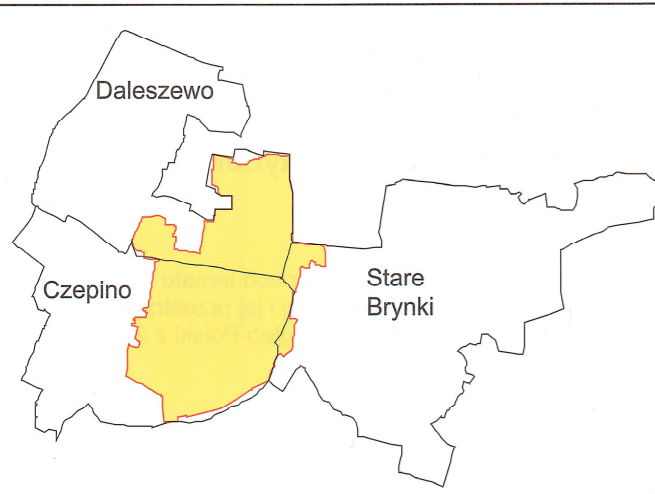
1	Kompleks pszeniczny bardzo dobry	(bez znaku) gleby o niewykształconym profilu
2	Kompleks pszeniczny dobry	A gleby bielocowe i pseudobielocowe
3	Kompleks pszeniczny wadliwy	B gleby brunatne właściwe
4	Kompleks żytni bardzo dobry czyli pszenno-żytni	Bw gleby brunatne wylugowane
5	Kompleks żytni dobry	D czarne ziemie właściwe
6	Kompleks żytni słaby	Dz czarne ziemie zdegradowane i szare ziemie
7	Kompleks żytni najslabszy	E gleby mułowo-torfowe i torfowo-mułowe
8	Kompleks zbożowo-pastewny mocny	F mady
9	Kompleks zbożowo-pastewny słaby	FG mady glejowe
14	grunty ome przeznaczone pod użytki zielone	G gleby glejowe
1z	użytki zielone bardzo dobre i dobre	T gleby torfowe i murszowo-torfowe
2z	użytki zielone średnie	M gleby murszowo-mineralne
3z	użytki zielone słabe i bardzo słabe	żp żwiry piaszczyste
RN	gleby rolniczo nieprzydatne (nadające się pod zalesienie)	żg żwiry gliniaste
Ls	Lasy	pl piaski luźne
Tz	Tereny zabudowane (o zwartej zabudowie)	ps piaski słabo gliniaste
W	Wody	pgl piaski gliniaste lekkie
WN	Wody – nieużytki	pgm piaski gliniaste mocne
N	Nieużytki rolnicze	gl gliny lekkie
		gs gliny średnie
		gc gliny ciężkie
		plz pyły zwykłe
		plil pyły ilaste
		i ily
		n torfy niskie
		v torfy przejściowe
		mt mułowo-torfowe
		tm torfowo-mułowe
		wf wapno ławkowe
		ga gytia (gytiowska)
		p pylastość gleb np.: pglp - piaski gliniaste lekkie pylaste
		d utwory deluwialne
		· podłoże zalega płytko (do 50 cm)
		: podłoże zalega średnio (50 - 100 cm)
		.. podłoże zalega głęboko (100 - 150 cm)
		o3 odkrytki glebowe opisane w notat. polow.
		o3 odkrytki glebowe z których pobrano próbki do analiz

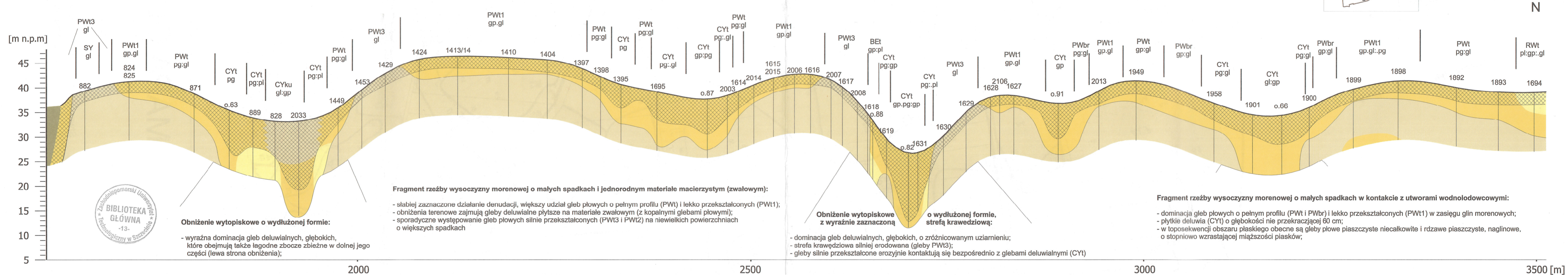
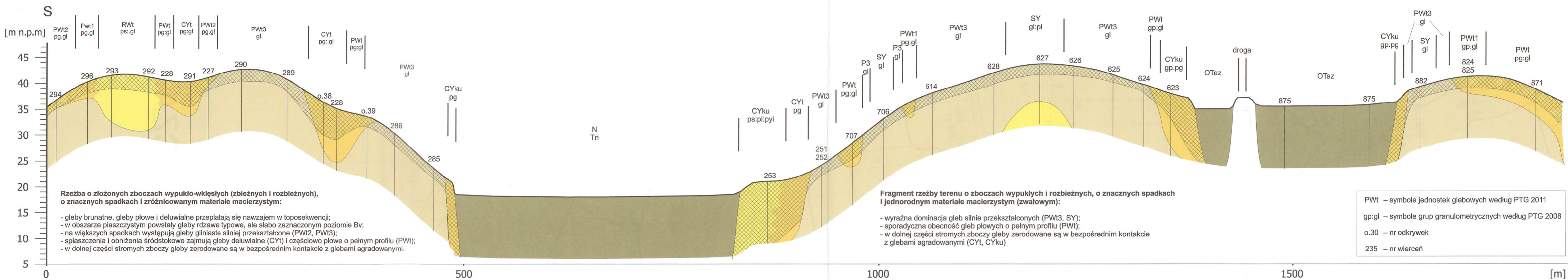
MAPA GLEBOWO-ROLNICZA

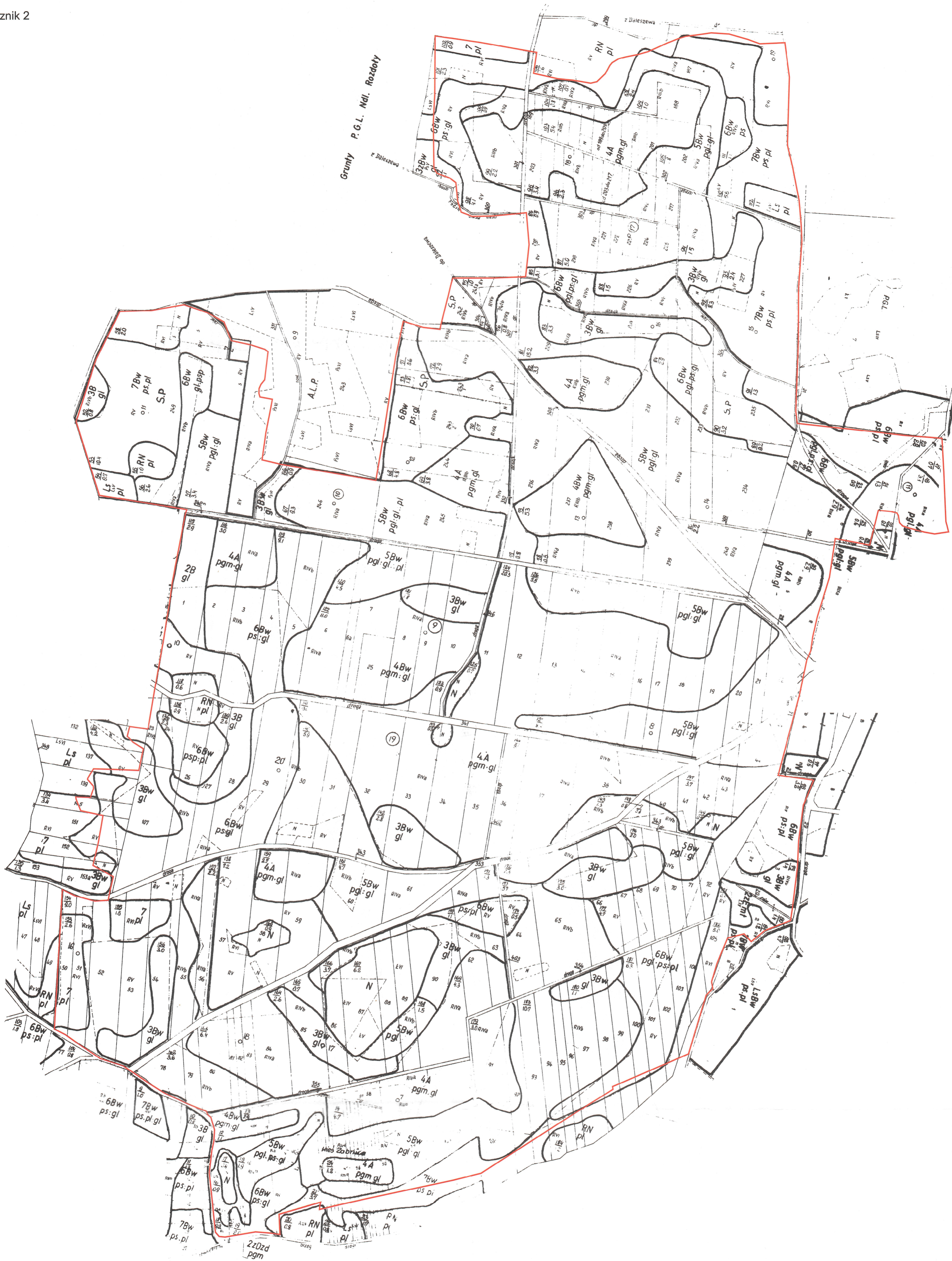
skala 1:5000
(ze względów technicznych zmniejszona)

Sporządzona na podstawie badań terenowych przeprowadzonych w latach 2002–2010 w ramach badań własnych związanych z tematem "Zróżnicowanie pokrywy glebowej pod wpływem erozji w obszarach młodoglacjalnych" przez dr Marka Podlasińskiego

Powierzchnia: 462,37 ha







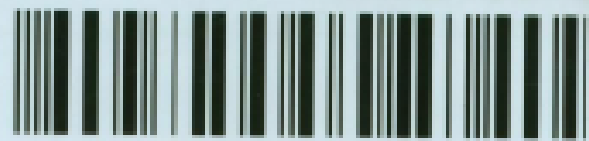
MAPA GLEBOWO-ROLNICZA

skala 1:5000
(ze względów technicznych zmniejszona)

Stworzona na podstawie połączenia fragmentów trzech arkuszy map glebowo-rolniczych:
arkusz Czepino, arkusz Daleszewo, arkusz Stare Brynki

Biblioteka Główna
Zachodniopomorskiego Uniwersytetu
Technologicznego w Szczecinie

CZ.55856



001-055856-00-0

CZ 19.03



ISBN 978-83-7663-127-1