

Morfogenetyczne i antropogeniczne uwarunkowania rozwoju gleb w zlewni młodoplejstoceńskiej doliny erozyjno-denudacyjnej

Morphogenic and anthropogenic conditioning of soils development in a catchment of young glacial erosional-denudational valley

Alojzy Kowalkowski, Jerzy Jonczak

Akademia Pomorska w Słupsku, Instytut Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk, e-mail: jerzy.jonczak@gmail.com

Zarys treści: Badania miały na celu poznanie wpływu ewolucji czynników morfogenetycznych i antropogenicznych na rozwój kompleksu zespołów glebowych w zlewni doliny erozyjno-denudacyjnej przylegającej do zakola pradoliny rzeki Wieprza na Równinie Sławieńskiej. Inicjacja zdarzeń morfo- i pedogenetycznych w badanej zlewni miała miejsce prawdopodobnie około 15–14,5 ka BP. Ich przebieg przedstawiono w sześciu fazach: jednej progla- cjalnej, dwu peryglacialnych, dwu ekstraperiglacialnych i jednej antropogenicznej, z kilkutyścioletnim hiatusem od preborealnego, a nawet od akumu- lacji glacialimnicznej, do początku subborealnego. Dla poszczególnych faz rozwoju charakterystyczne były odmienne układy dominujących czynników glebotwórczych i związanych z nimi procesów glebotwórczych. We współczesnej zlewni wydzielono trzy zespoły glebowe (wysoczyznowy, stokowy i dennej) z typowymi dla nich glebami przewodnimi. W części wysoczyznowej zlewni występują peryglacialne gleby płowe opadowo-glejowe ogłowione wytworzone z przekształconych młodoplejstoceńskich osadów glacialimnicznych. W obrębie stoków występują na odsłoniętych młodoplejstoceńskich glinach morenowych osady koluwalne z peryglacialnymi glebami koluwalnymi rdzawymi gruntowo-glejowymi oraz ekstraperiglacialne gleby brunat- ne próchniczne gruntowo-glejowe wykształcone ze zdenudowanych z wysoczyzny w okresie holocenu glebowych koluwiów. W dnie doliny występuje seria agradowanych gleb koluwalno-aluwalnych próchnicznych gruntowo-glejowych o miąższości dochodzącej do 4 m, które powstały wskutek in- tensywnej erozji zlewni będącej efektem jej wylesienia w XIV w. W sąsiedztwie wysięków wód gruntowych rozwinęły się mineralno-organiczne gleby torfiasto-glejowe. W każdej z badanych gleb można wyróżnić kilka diagnostycznych poziomów genetycznych oraz materiały diagnostyczne wskazujące na złożoną genezę gleb, ściśle związaną z rozwojem krajobrazu.

Słowa kluczowe: poligeniza gleb, ewolucja zespołów gleb, zlewnia młodogla- cjalna, dolina erozyjno-denudacyjna, Równina Sławieńska

Abstract: The aim of the study was an assessment of the influence of morphogenetic and anthropogenic factors in the evolution of soil associations in a catchment of erosional-denudational valley adjacent to meander of marginal stream valley of Wieprza River on the area of Sławno Plain. Initiation of morphi- and pedogenic processes in the studied catchment took place probably between 15,0 and 14,5 ka BP. Their progress is presented in six phases: one proglacial, two periglacial, two extraperiglacial and anthropogenic, with a few thousand years hiatus from Preboreal phase, or even from glacialimni- cal sedimentation up to the beginning of Subboreal period. A characteristic complexes of soil-forming factors and soil-forming processes were associated with particular phases of the development. Three soil associations were identified in contemporary catchment (upland, slope and bottom), with typical for them guiding soil types. Periglacial shortened Stagnic Luvisols formed from transformed young pleistocene glacialimnical deposits in upland part of the catchment. On the slopes are observed mosaics of periglacial Colluvic Brunic Epigleyic Regosols associated with young Pleistocene colluvic deposits and extraperiglacial Colluvic Humic Endogleyic Cambisols formed from Holocene colluviums of upland provenance. A series of aggradational Collu- vic Humic Gleysols was noticed in valley bottom with the depth of more than 4 meters. Their genesis is associated with deforestation in XIV century resulting in intensive erosion of the catchment. On the soils, along ground water seepages, formed rich in humus, mineral-organic, Mollic Gleysols. In every investigated soil profiles were observed a few different diagnostic horizons and diagnostic parent materials, which indicate complicated, closely associated with landscape evolution, genesis of the soils.

Key words: soil polygenesis, soil associations evolution, young glacial catchment, erosional-denudational valley, Sławno Plain

Wstęp

Zespoły glebowe są przestrzennymi asocjacjami różnych typowych jednostek na różnych morfogenetycznie uwarunkowanych arealach, niezależnie od poziomu taksonomicznej kategorii klasyfikacji genetycznej gleb i ich geograficznej przestrzeni, nazywanej glebokrajobrazem (Schlichting 1970, Simonson 1971, Blume 1984, Lamp 1992, BK 2005). W glebokrajobrazach zespoły glebowe czasowo i materiałowo są powiązane z trójwymiarowymi heterogenicznymi geomorfologicznymi elementarnymi jednostkami powierzchni ziemi, które mają trudnozmienne naturalne granice (Schmidt 1973). Występują one w czterech systemowych morfogenetycznych sprzężeniach zasięgów glebowych, a mianowicie: wysoczyznowych (incydencyjnych), stokowych (katenowych), obniżeniowych (infuzyjnych) i antropogenicznych. Są to typowe kombinacje pedonów w polipledonach, powiązanych przez skutki wzajemnych następczych oddziaływań w czasolotomorfosekwencji ich genezy i stanów ich ekologicznych czynników (Barkman i in. 2002), co umożliwia określenie przydatności ich arealów w racjonalnym zagospodarowaniu i ochronie powierzchni ziemi (Kowalkowski 1969, Lamp 1992). Możliwość tych niezapewnia rozpatrywanie zespołu glebowego jedynie jako najniższej taksonomicznej kategorii Systematyki Gleb Polski (Marcinek i in. 2011).

Charakterystyczna kompleksowość zespołów glebowych w ich sprzężeniach morfogenetycznych szczególnie wyraźnie zaznacza się na młodoplejstocenijskich terasach przybałtyckich. Są to rozległe, płaskie i słabofaliste równiny piasków glacialfluwialnych oraz pylastych i ilastych osadów glacialimicznych (Keilhack 1897a, b) recesyjnej fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły przykrywających osady morenowe tej fazy zalegające na starszych, zwężonych glinach i ilach marglistych.

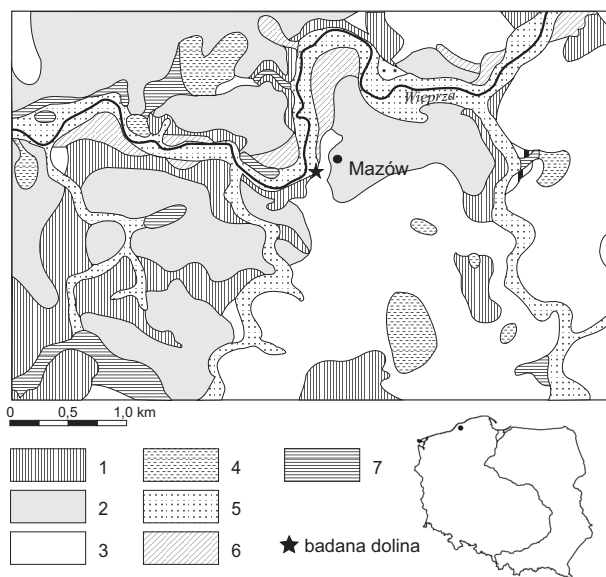
Założonym celem badań jest poznanie wpływu ewolucji morfogenetycznych i antropogenicznych czynników na rozwój kompleksu typowych poligenetycznych zespołów glebowych w zlewni doliny erozyjno-denudacyjnej na Równinie Sławieńskiej.

Obszar badań

Badania zlokalizowano w zlewni doliny erozyjno-denudacyjnej przylegającej do zakola pradoliny rzeki Wieprzy (ryc. 1), na północnym skraju Równiny Sławieńskiej (Kondracki 1977, Gilewska 1999) na 3. terasie Pobrzeża Koszalińskiego wznoszącej się od 25 do 35 m n.p.m., sporadycznie do 40 m n.p.m., łagodnie obniżającej się w kierunku NW (Keilhack 1897a). Długość doliny erozyjno-denudacyjnej wynosi 196 m. Część wysoczyznowa jej zlewni leży na wysokości 23–27,5 m n.p.m. Pierwotne wcięcie doliny położone jest na wysokości 11,1–12,2 m n.p.m., a współczesne dno na około 15 m n.p.m., zaś jego szerokość wynosi około 14 m. Jej asymetryczna, ukierunkowana NW zlewnia ma powierzchnię 6,67 ha, opadają-

cą ogólnie w tym kierunku od około 27,5 m n.p.m. do poniżej 23 m n.p.m. na krawędzi pradoliny z dnem 9,7 m n.p.m. w latach 1894–1895 (Keilhack 1897b), współcześnie 8,8 m n.p.m. na terasie zalewowej rzeki Wieprzy (ryc. 2) (Tylman 2011).

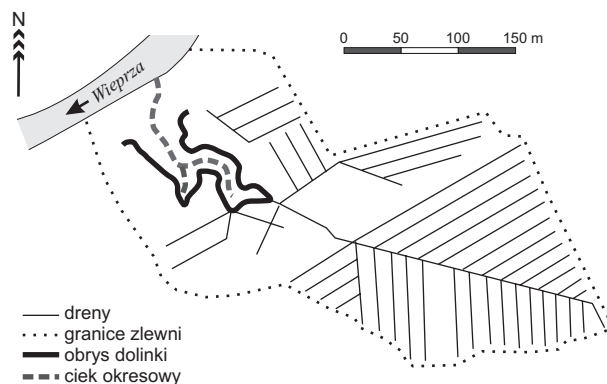
Rozpatrywana część Równiny Sławieńskiej jest łagodnie nachylona w kierunku NNW, z czym związane są kierunki odpływu wód powierzchniowych i gruntowych w systemie dolinek źródłiskowych uchodzących do pradoliny Wieprzy. Istotną rolę w kształtowaniu gospodarki wodnej odgrywa stratygrafia osadów lodowcowych recesyjnej fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. Odzwierciedlona jest ona w morfologicznej budowie powierzchni równiny otaczającej zlewnię badanej doliny, znajdującej się około 600 m w kierunku SW zabudowań miejscowości Mazów powstałej około roku 1240 (Cieśliński, Wawrzyniak 2004). W części wschodniej i południowej dominuje rozległa równina zastoiskowa z wydłużonymi łukowatymi zasięgami płaskiej moreny dennej i niewielkimi obniżeniami wytopisk po martwym lodzie, częściowo zabagnionych i zatorfionych. Wzdłuż pradoliny Wieprzy w części północno-zachodniej dominują pagórki kemowe (ryc. 1). W podłożu tych osadów znajdują się silnie zbite szare gliny węglanowe, prawdopodobnie fazy leszczyńskiej i poznańskiej. Podpierają one wody gruntowe, które na stokowych odsłonięciach odpływają z nisz źródłiskowych (Keilhack 1897a). Szczegółowe dane dotyczące morfogenezy i stratygrafii osadów w badanej dolince znajdują się w publikacjach Tylmana (2011) oraz Tylmana i in. (2011).



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny obszaru badań według Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski na skali 1:50 000 (1 – morena dennej; 2 – kemy i terasy kemowe; 3 – równiny zastoiskowe; 4 – torfowiska; 5 – piaski i namuły den dolin rzecznych; 6 – piaski teras nadzalewowych; 7 – namuły)

Fig. 1. Geomorphological draft of the study area after Detail Geological Map of Poland 1:50 000 (1 – basal moraine; 2 – kames and kame terraces; 3 – glacial plane; 4 – peatlands; 5 – sands and alluviums of the bottoms of river valleys; 6 – sands of supra flood terraces; 7 – alluviums)

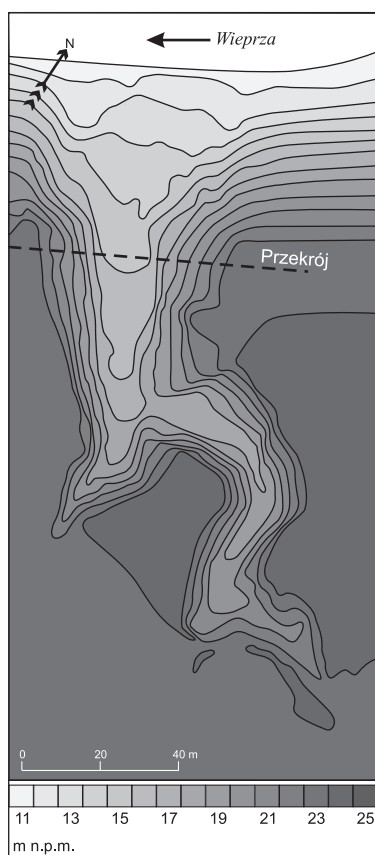
Pierwotny równinny krajobraz leśny wysoczyzny z dominującymi siedliskami grądów niskich i wysokich uległ radykalnej zmianie na rolnicze użytki uprawne i łąkowo-pastwiskowe zaraz po powstaniu miejscowości Mazów. Dodatkowo istotne zmiany w gospodarce wodnej odziedziczonych gleb leśnych spowodowały dwukrotne melioracje drenarskie, pierwsza na przełomie wieków XIX i XX, a druga w roku 1964, odwadniające gleby do głębokości 90 cm (ryc. 3). W tych terminach zostały wyprostowane głębokimi przekopami meandrujące w dolinach cieków wodne i znacząco osuszone gleby ich den, co lokalnie zmieniło siedliskowe warunki lasu.



Ryc 3. Zlewnia doliny z siecią drenarską z roku 1964
Fig. 3. Catchment of the valley and drainage network from 1964

Metody badań

Badania terenowe przeprowadzono wiosną 2007 r. W zlewni doliny opisano 19 profili glebowych w odkrywkach do głębokości 60–150 cm, zlokalizowanych na wysoczyźnie, stokach i na dnie doliny. Ponadto świdrem typu instorf wykonano trzy wiercenia w osadach wypełniających jej dno. Do szczegółowej analizy wybrano cztery profile usytuowane w przekroju poprzecznym doliny, w jej dolnej części: P1 – na wysoczyźnie na wysokości 23 m n.p.m.; P2 i P3 – na stoku o wystawie SW na wysokości około 22 i 18 m n.p.m. i P4 w środkowej części dna



Ryc. 2. Hipsometria doliny i lokalizacja badanej kateny glebowej (przekrój)
Fig. 2. Hypsometry of the valley and location of the investigated soil catena (cross-section)

na wysokości 14,5 m n.p.m. oraz jedno wiercenie w pobliżu profilu nr 4 (ryc. 2). Z poszczególnych poziomów pobrano próbki o nienaruszonej strukturze do cylindrów stalowych o pojemności 100 cm³ oraz próbki o strukturze naruszonej. W próbkach oznaczono:

- gęstość objętościową metodą suszarkowo-wagową;
- gęstość właściwą metodą biuretową;
- skład granulometryczny metodą pipetową frakcji o wymiarach poniżej 0,02 mm i sitową frakcji piasku; przyjęto podział na frakcje i grupy granulometryczne według PTG 2008,
- powierzchnię właściwą metodą adsorpcji par gliceryny;
- pH w zawiesinie z H₂O i 1 mol·dm⁻³ roztworze KCl; klasyfikację odczynu przyjęto za „Klasyfikację gleb leśnych Polski” (2000);
- zawartość węglanów metodą Scheiblera;
- straty prażenia w temperaturze 550°C;
- zawartość węgla organicznego metodą Tiurina w próbkach mineralnych, metodą Alena w próbkach organicznych;
- zawartość azotu ogółem metodą Kjeldahla;
- całkowitą zawartość P, Fe i Al w roztworze po mineralizacji w mieszaninie kwasów 40% HF i 60% HClO₄ w stosunku objętościowym 3:1; zawartość pierwiastków oznaczono metodami kolorymetrycznymi – fosfor metodą molibdenianową, żelazo z o-fenentroliną, a glin z aluminonem;
- zawartość żelaza pedogenicznego (Fe_d) metodą Mehra i Jacksona (1960);
- zawartość żelaza i glinu amorficznego (Fe_o i Al_o) metodą Tamma (van Reeuvijk 1995);
- kwasowość wymienną (H_w) i glin wymienny (Al_w) metodą Sokołowa;
- zawartość zasad wymiennych (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ i Na⁺) w wyciągu CH₃COONH₄ o stężeniu 1 mol·dm⁻³ i pH = 7,0.

Na podstawie uzyskanych danych określono:

- porowatość całkowitą na podstawie gęstości właściwej i objętościowej;
- wskaźniki teksturalne osadów według Folka i Warda (1957);

- wskaźniki jednorodności uziarnienia ($\Sigma\emptyset 0,5-0,05$ mm)/($\Sigma\emptyset < 0,05$ mm) wg Kowalkowskiego i Prusinkiewicza (1963);
- stopień zwietrzenia materiału glebowego (Fe_d/Fe_t), udział amorficznych tlenków w ogólnej zawartości żelaza (Fe_o/Fe_t) i glinu (Al_o/Al_t), udział amorficznych tlenków żelaza w żelazie pedogenicznym (Fe_o/Fe_d), udział krystalicznych tlenków żelaza w jego całkowitej zawartości ($(Fe_d - Fe_o)/Fe_t$);
- sumę zasad wymiennych (TEB) jako sumę wymiennych jonów Na^+ , K^+ , Ca^{2+} i Mg^{2+} oznaczonych w wyciągu CH_3COONH_4 o stężeniu $1 \text{ mol} \cdot \text{dm}^{-3}$;
- pojemność wymienną kationów jako sumę H_w i TEB;
- stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi $BS[\%] = (TEB \cdot 100) / (TEB + H_w)$;
- buforowość gleb według Ulricha (1981);
- ryzyko obciążenia gleb leśnych przez jony kwasowe Al i Fe na podstawie zakresu pH według AK Standvortskartierung (1996).

Wyniki badań

Wiadomo, że poligenetyczność i polichroniczność gleb Europy środkowej i wschodniej ma swoje korzenie w chłodnych, najmłodszych fazach plejstocenu, szczególnie recesyjnych faz zlodowacenia Wisły. Dalszy ich rozwój w holocenie był uwarunkowany fazami klimatyczno-krajobrazowej zmienności (Kowalkowski 1988, 1994, Wieliczko, Morozowa 1994). Według Smitha (1986) wydaje się konieczne, ażebyśmy nie dokonywali rozważań niekonkretnych, lecz w pierw poznali istotę budowy geomorfologicznej powierzchni ziemi, a następnie odnieśli do niej mozaikowatość pokrywy glebowej. Stworzenie pierwszego systemu klasyfikacji geomorfologiczno-pedologicznej pokrywy glebowej w krajobrazach lodowcowych i polodowcowych Europy środkowej, z indykacją cech trwałych środowiska litomorfopedogenicznego proglacjalnego, peryglacjalnego i ekstraperyglacjalnego w profilach mozaik glebowych, jest niewątpliwie zasługą Koppa (Kopp 1965, 1998, Kowalkowski i in. 2012). W interpretacji wyników badań zatem w pierw scharakteryzujemy fazy morfogenetycznego rozwoju zlewni i pedogenetycznej ewolucji zespołów glebowych w ich strefach morfopedogenicznych. Na tym tle przedstawione zostaną charakterystyki gleb wiodących w zespołach badanej zlewni.

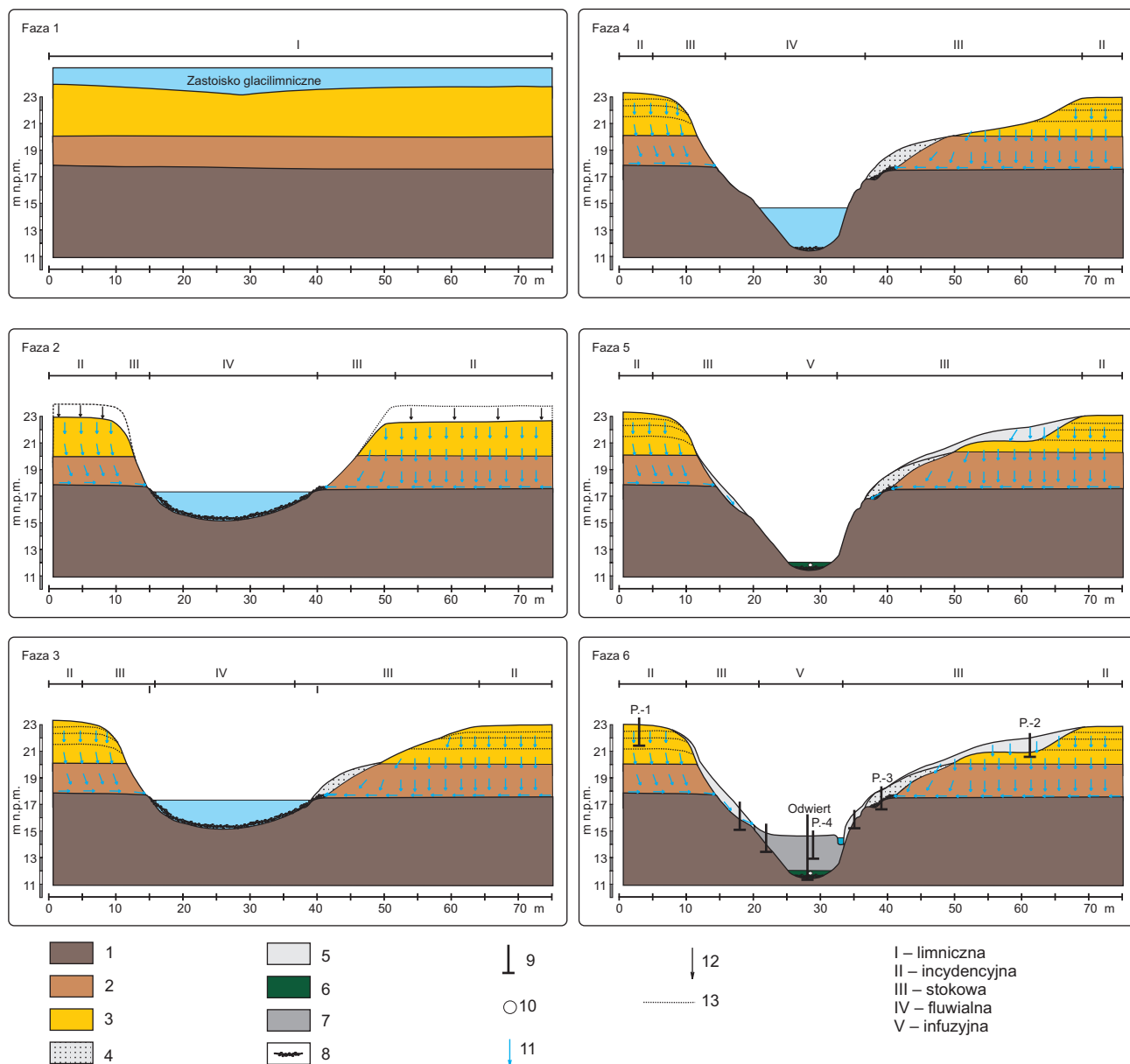
Fazy rozwojowe zlewni i zespołów glebowych

Zdarzenie morfogenetyczne powstania zbiornika glacialimnicznego i związanego z nim zasięgu osadów glacialimnicznych miało miejsce w fazie pomorskiej szybkiej recesji zlodowacenia Wisły. Datowana jest ona przez Kozarskiego (1995) od około 16 200 lat BP przy południowym zasięgu fazy pomorskiej do około 14 500 lat BP w maksymalnej fazie gardnieńskiej, a więc w cieplejszym wahnięciu interstadiału epe, kończącym górną część

pełnego wistulianu (Kozarski, Nowaczyk 1999). Studia literatury i zebrane własne materiały badawcze pozwoliły wydzielić sześć faz rozwojowych środowiska zlewni badanej doliny – peryglacjalno-glacialimniczną, dwie fazy peryglacjalne, dwie fazy ekstraperyglacjalne i ostatnią fazę ekstraperyglacjalno-antropogeniczną. Opisy związanych z każdą fazą zdarzeń i procesów litomorfogenetycznych z ich substratami, następstwo procesów glebotwórczych oraz związanych gleb wiodących przedstawiono w tabeli 1. W powstałej i rozwijającej się zlewni badanej doliny, w nawiązaniu do podziału Schmidta (1973), wyróżniono pięć stref morfopedogenicznych: I – glacialimniczną, II – incydencyjną (wysoczyznową), III – stokową oraz dna doliny, IV – fluwialną i V – infuzyjną (ryc. 4).

Faza 1. Pełnowistuliańska, proglacjalno-glacialimniczna. Na lekko falistą, słabo nachyloną w kierunku NW morenę recesyjną fazy pomorskiej wistulianu zbudowaną z brunatnych niewęglanowych glin w środowisku chłodnego klimatu proglacjalnego, z wielkiego szybko topniejącego ostańca lodowcowego gwałtownie przelały się gęste zawieszinowe wody jeziora supraglacjalnego. Stworzyły one rozległe, płytkie i krótkotrwałe jezioro podparte, z bardzo wolnym odpływem wód w kierunku NW. Przytransportowana gęsta, drobnodziarnista zawieszina mineralna o uwarstwieniu gęstościowym statecznym, w nowym środowisku podlegająca szybkiej flokulacji, przykryła dno morenowe łałami pylastymi nasyconymi wodami w pierwszej części sedimentacji oraz pyłami ilastymi o podobnej konsystencji w części drugiej (tab. 3). Powstał litosom o łącznej miąższości dochodzącej do 4–5 m, wyrównujący znacząco dennomorenowy relief powierzchni ziemi z zasypnymi niewielkimi krami lodowcowymi. Podobnie jak gliny morenowe w podłożu masywne osady glacialimniczne były niewęglanowe i nie zawierały resztek organizmów roślinnych oraz zwierzęcych. Wskazuje to na chłodny klimat, z niewielkimi wahaniami temperatur dobowych i sezonowych, z częstymi przejściami temperatur przez 0°C . Sprzyjało to intensywnej kriohydrycznej dezintegracji ziaren mineralnych, szczególnie kwarcu, do frakcji $< 0,05$ mm (Konishchev, Rogov 1983). Geneza masywnych osadów glacialimnicznych w rejonie Gniewa mogła być podobna (Błaszkiwicz 2005).

Faza 2. Późnowistuliańska, peryglacjalna. Po szybkim wytopieniu ostańca lodowcowego podpierającego wody od strony NW i N nastąpiło gwałtowne spłynięcie wód zbiornika glacialimnicznego w kierunku NW doliną przełomową Prawieprzy, wciętą w osady kemowe i moreny ablacyjnej (Florek 1993) (ryc. 2). Wartko spływające wody wcięły na terenach przykrawędziowych wąskie i kręte, długie od kilkuset metrów do kilku kilometrów i głębokie na około 8 m doliny erozyjne w badanej dolinie z szerokim na około 25 m dnem wyznaczonym brukiem korytowym zalegającym na podłożu zbitych szarych glin marglistych. Odprowadziły one wody powierzchniowe i gruntowe z terenu byłego zbiornika. Spowodowało to postępujące w głąb osadów glacialimnicznych i glin morenowych odwodnienie ze związaną z nimi subsydencją, połączoną z kolmatacją. W zakwaszającym się, silnie po-



Ryc. 4. Główne fazy ewolucji doliny w badanym przekroju doliny (1 – gliny i iły szare; 2 – gliny moreny dennej fazy recesyjnej pomorskiej; 3 – twory pyłowe i iły glacialimiczne fazy recesyjnej pomorskiej; 4 – koluwia młodoplejstoceńskie; 5 – koluwia holoceni; 6 – gleba kopalna; 7 – osady koluwialno-aluwialne dna doliny; 8 – bruk; 9 – odkrywki glebowe i odwierty; 10 – datowany pień drzewa; 11 – kierunki przepływu wód; 12 – osiadanie osadów wskutek odwodnienia; 13 – granice poziomów genetycznych; I–V – strefy morfogenetyczne)

Fig. 4. Main phases of valley evolution in the investigated cross-section of valley (1 – grey tills and silts; 2 – tills of basal moraine of recessary Pomeranian phase; 3 – glacialimical silts and clays of recessary Pomeranian phase; 4 – young pleistocene colluviums; 5 – holocene colluviums; 6 – buried soil; 7 – colluvial-alluvial deposits in the valley bottom; 8 – pavement; 9 – soil profiles and cores; 10 – aged tree trunk; 11 – directions of water flow; 12 – subsidence of deposits; 13 – borders between soil horizons; I–V – morphogenetic zones)

rowatym środowisku cząstki zdyspergowanego bardzo drobnego pyłu i iłu były przemywane w głąb osadów glacialimicznych do głębokości 80–160 cm. Z czasem szybko kształtuje się zlewnia powierzchniowych wód opadowych oraz wolniej zlewnia podziemna odpływających do doliny wód gruntowych. W nie zamrażniętych trwale osadach glacialimicznych, w warunkach okresowej i dobowej dynamiki zamarzania i tajania, powstają drobne pionowe, ukośne i poziome kriogeniczne szczelinki z ciąż-

gami mniej lub bardziej odbarwionych smug przy ich krawędziach. Przy wglębnej influkcji wód opadowo-glebowych smugi te były zubożane o drobne frakcje pyłu i iłu wzdłuż rys po soczewkach i płytkach lodu (Morozowa 1965, Kühn 2003). W warstwach wodonośnych powstają drogi strumieni odpływających wód gruntowych, tworzących na stokach doliny wycieki, z czasem organizujące się w system źródeł i stałych wypływów wód w dolince. Do podstawowych inicjalnych kriogenicznych procesów

glebotwórczych o profilotwórczym charakterze w środowisku peryglacjalnym należy system dominujących procesów redukcyjnych oglejenia. Powstaje morfologia marmurkowata związana ze smugami influkcji, z niewielkimi inicjalnymi krioturbacjami i peloturbacjami oraz następczą ilimeryzacją osiadających jednorodnych osadów (Żestkowa 1982). W tej fazie powstały inicjalne kriosole gruntowo-glejowe na młodych powierzchniach wysoczyznowych przechodzące w inicjalne kriosole opadowo-gruntowo-glejowe, często o morfologii zbliżającej się do gleb płowych opadowo-gruntowo-glejowych oraz biogeniczne inicjalne erozyjne regosole gruntowo-glejowe na stokach i przy górnych krawędziach dna z wychodniami glin morenowych.

Faza 3. Późnowistuliańska, peryglacjalna. Trwa odwodnienie osiadających głębszych warstw i jednocześnie nasila się przemywające drobne frakcje działanie wód opadowych. Dąży ono do rozwoju potencjalnego zrównoważenia instacjonarnych przepływów wód z wysoczyzny w kierunku stoków doliny, w okresie aktywnej zmarzliny w osadach glacialimicznych. Modyfikującymi i regulującymi procesami są postępująca kriokolmatacja, kriohomogenizacja, tiksotropia i kriostrukturyzacja. Ich następstwem na przystokowych powierzchniach wysoczyzny są spływy, zsuwy, kongeliflukcje i soliflukcje stokowe, połączone z ogławianiem istniejących już gleb inicjalnych. Na degradowanym i cofającym się stoku iłów glacialimicznych odsłonięte zostały gliny moreny recesyjnej oraz znajdujące się w ich podłożu starsze zwięzłe szare gliny i ily margliste. Chłodniejszy i wilgotniejszy stok NE uległ dzięki tym procesom wydłużeniu o około 35 m. Na powierzchni jego dolnej części zakumulowały się kriogeniczne koluwia glebowe z wysoczyzny. Na stromym, cieplejszym i suchszym stoku SW nastąpiło niewielkie zaokrąglenie części przywysoczyznowej. W wyniku tych procesów dolina stała się asymetryczna. W osadach glacialimicznych wysoczyznowej części zlewni nastąpiła stabilizacja struktur kriogenicznych. Powstały układy mozaikowego zabarwienia charakterystyczne dla marmurkowatości gleb semiglejowych dzięki nasilającej się influkcji wód opadowych. Przy udziale roślinności tundrowej, pod wpływem kompleksowo działających procesów glebotwórczych ilimeryzacji, płowienia i rdzawienia, powstały młode, słabo rozwinięte, jednak z wyraźnie zaznaczonymi poziomami genetycznymi, zespoły kriogenicznych gleb gruntowo-glejowych i płowych opadowo-gruntowo-glejowych na wysoczyźnie. W górnej części stoku NE ukształtowały się zespoły gleb gruntowo-glejowych i płowych glejowych, do różnej głębokości ogłowionych, oraz kriogenicznych gleb rdzawych gruntowo-glejowych w koluwiach w dolnej części stoku NE. Niżej na stoku przechodzą one w regosole gruntowo-glejowe wzbogacane w CaCO_3 i Fe wytrącające się z wód gruntowych odpływających z wysoczyzny do doliny.

Faza 4. Neoholocenska, ekstraperyglacjalna. Głównym zdarzeniem jest pogłębienie dna doliny o szerokości około 15 m w zbitych szarych glinach marglistych

o około 3 m, do około 15 m n.p.m., z wytworzeniem drugiego bruku korytowego. Spływy i zsuwy stokowe przedłużyły stok NE, stok SW pozostał bez wyraźniejszych zmian. W tej fazie prawdopodobnie odtransportowane zostały osady peryglacjalne z dna doliny. W nowo powstałych dolnych częściach stoków odsłonięte zostały lokalnie gliny morenowe i szare gliny margliste. Jest to faza stabilizacji odziedziczonej peryglacjalnej powierzchni wysoczyznowej części zlewni powstałej w warunkach tundry i lasotundry z dalszym rozwojem profili glebowych. Kontynuowane okresowo w holocenie procesy ilimeryzacji i ciągłego redukcyjnego oglejenia, łącznie z pedo- i bioturbacjami wywoływanymi przez lasy holocenske, przeformowały odziedziczone z plejstocenu gleby płowe opadowo-glejowe i rdzawe opadowo-glejowe na wysoczyźnie i w dolnej części stoku o ekspozycji NE.

Faza 5. Neoholocenska ekstraperyglacjalna. Z nasilającą się denudacją wysoczyznowo-stokową i podziemną sufozją przez wody powierzchniowe i źródłiskowe spowodowaną penetracją puszczańskich lasów przez grupy migrujących ludzi, czasowo osiedlających się przy krawędziach dolin. Środkowe i górne części stoku NE oraz środkowa część stoku o ekspozycji SW zostały przykryte różnej miąższości koluwiami glebowymi o uziarnieniu glin zwykłych i piaszczystych przemywanych z wysoczyznowej części zlewni. W przydennej części stoków odsłonięte zostały głębsze warstwy szarych glin i iłów marglistych, a na kamiennym dnie osadzona cienka warstwa (ok. 75 cm) aluwialnych piasków i namulów przykrytych warstwą storfiałych osadów organicznych z warstwą żwirowo-kamienistą. W aluwialnych tych znajdują się pnie 231-letniego buka datowanego ^{14}C na 590 ± 55 lat BP oraz 191-letniego dębu ściętego AD 1322 (Tylman 2011, Tylman i in. 2011). Datowania te lokalizują w czasie *post quem* starszy wiek holocenski dna doliny z przykrywającym brukiem dennym i *ante quem* młodszy wiek osadów aluwialnych przykrywających.

Faza 6. Neoholocenska antropogeniczna. Następuje częściowe wylesienie wysoczyzny z badaną zlewnią, rozwój upraw rolnych oraz kilkakrotne zabiegi odwodnieniowe za pomocą sieci odkrytych rowów i zakrytych po wypełnieniu kamieniami, założenie sieci drenów ceramicznych na przełomie wieków XIX i XX i powtórnie w roku 1964. Stabilizuje się lustro wód gruntowych poniżej 90–100 cm. Ich poziom był wyższy przed wycięciem lasów, które w zachowanych dotąd na wysoczyźnie masywach mają siedliska grądów niskich z występowaniem płytkich wód powierzchniowych w okresie wiosennym w niewielkich zagłębieniach powierzchni gleb. Trwałe obniżenie lustra wód gruntowych skutkuje osłabieniem lub zanikiem ich regulującego oddziaływania na odczyn gleb. Następstwem było nasilenie okresowego przemywania w głąb frakcji pyłu i łu oraz nieodwracalne zmniejszenie żyzności gleby (Kern 1999). W powierzchniowych poziomach gleb uprawnych następczo zmalała zawartość próchnicy, częściowo zniszczona została naturalna kriogeniczna i biogeniczna makro- i mi-

konstrukcja materiału glebowego. Spowodowało to nasilenie wpływów wód powierzchniowych i podziemnych do doliny z agradacją glebowych próchnicznych koluwiów gliniastych na stokach oraz agradacją w dolinie warstw namulów i piasków próchnicznych z osadami organicznymi o miąższości do około 4,0 m. W dolinie nasiliło się podcinanie stoków przez wysięki źródłiskowe oraz zakola meandrowe. Są to cechy antropogenizacji glebokrajobrazu nałożone na naturalne gleby różnego wieku i genezy. Nadal przebiegają okresowo procesy ilimeryzacji, opadowo- i gruntowo-glejowe oraz bielcowania pod zbiorowiskami leśnymi przy krawędzi doliny i w jej zasięgu, głównie na stokach. W dolinie lokalnie dominują procesy torfienia oraz murszenia, przyśpieszane przez częściowe wyprostowanie koryta przekopami. Dominujące gleby w zespołach wysoczyzny to płowe opadowo-glejowe oraz zdegradowane i agradowane, na stokach koluwalne gleby brunatne gruntowo-glejowe próchniczne i koluwalne rdzawe gruntowo-glejowe, rdzawe i brunatne bielcowe gruntowo-glejowe. W dnie zalesionej przed około 100 laty doliny znajdują się zasilane wodami podziemnymi z wysoczyzny koluwalno-aluwialne murszaste gleby próchniczne gruntowo-glejowe, torfiaste gruntowo-glejowe i koluwalno-aluwialne murszaste.

Pomiędzy fazami 4 i 5 występuje w badanym przekroju okres kilku tysięcy lat bez zapisu w postaci warstw geomorfologicznych i osadów dokumentujących historię zdarzeń od początku holocenu do około XIV–XVII w. datowanego torfem subatlantyckim 580 ± 80 lat BP przez Marsza i Tobolskiego (1993) w klifie między Ustką i ujściem Orzechówki. Data ta jest zbieżna z datowaniem fosylnych pni buka i dębu w 5 fazie rozwoju doliny (Tylman 2011, Tylman i in. 2011). Wymienieni autorzy stwierdzają, że w tym okresie panowały lasy stabilizujące powierzchnię ziemi i gleb. Zatem jest to hiatus zdarzeń obejmujący okresy borealny i atlantycki oraz część okresu subatlantyckiego.

Profil poziomów genetycznych i diagnostycznych gleb wiodących w zespołach

Z przedstawionych uprzednio charakterystyk faz rozwojowych mezkrajobrazów zlewni rozpatrywanej doliny można wnioskować o istotnych niehomogenicznościach i nieciągłościach w układach pionowych i poziomych sekwencji poziomów genetycznych. Ich przyczyną było zróżnicowane w czasoprzestrzeni przekształcanie morfologicznej budowy powierzchni ziemi, zmieniające dostępność substratów glebotwórczych. Przestrzenią najniższego stopnia przyjętą za podstawę rozpatrywania historii rozwoju gleb i ich cech wyróżniających jest zlewnia. Stosując nomenklaturę Huggetta (1975), stwierdzamy powstanie skomplikowanej mozaikowości pokrywy glebowej o nieciągłej różnorodności

ści. Składają się na nią transgresywne sekwencje czasowe z nakładaniem i bez nakładania skał macierzystych oraz gleb starych, młodych i współczesnych, terestrycznych i semiterestrycznych, naturalnych i antropogenicznych. Związane są one bezpośrednio z naturalną od późnego plejstocenu i następującą antropogeniczną historią fazowego rozwoju glebokrajobrazu rozpatrywanej części Równiny Sławińskiej. Typowe profile poziomów badanych gleb wiodących z ich miąższościami i zabarwieniem oraz z określeniem rodzaju i gatunku gleby opisują tabele 1 i 2.

Na zrównaniu wysoczyzny przylegającej do doliny od SW, lekko nachylonym do jej krawędzi górnej, wiodące są peryglacialne homogeniczne gleby płowe opadowo-glejowe, częściowo z cechami *agric*, w różnym stopniu ogłowione. Powstały one z dwuczłonowych osadów glacialimnicznych i mają sekwencję poziomów genetycznych AEt-Btg-C1g-2C2g-2C3g (profil 1). Poziomami diagnostycznymi tej gleby są kriogeniczny, homogeniczny poziom *luvic* (AEt) oraz przylegający od dołu nieciągły biogeniczny poziom *argic* (Btg). W poziomach tych znajdują się starsze cechy poziomu *gleyic* jako tło. Cechy te powstały w czasosekwencji od glacialimnicznej, gruntowej, opadowo-gruntowej do opadowej marmurkowatości smugami wchodzącej do oglejonego substratu glacialimicznego (2C2g i 2C3g). W górnej części łagodnie nachylonego fragmentu stoku NE znajduje się wiodąca stokowa holocenska głęboka gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa (profil 2) o budowie poziomej $A_{kol}-ABw_{kol}-2Cg$, wytworzona ze zubożonych o frakcje pyłu i ilu spiaszczonych materiałów glebowych zdenudowanych z wysoczyzny, osadzonych na odsłoniętych przez procesy denudacji stokowej, silnie oglejonych glacialimnicznych ilach pylastych. Wskaźnikowymi poziomami tej gleby są materiały koluwalne – *colluvic* – wyraźnie odcinające się od poziomów *gleyic* w ich podłożu. W dolnej części tego stoku NE bardziej nachylonej do krawędzi prakoryta z peryglacialnych soliflukcyjnych glin pochodzących z wysoczyzny powstała peryglacialna gleba koluwalna rdzawa gruntowo-glejowa (profil 3), zalegająca na odsłoniętych glinach szarych marglistych starszej moreny dennej z żwirowo-kamienistym brukiem. Profil poziomów tej gleby tworzą $A_{kol}-Bvt_{kol}-Ctg_{kol}-2Ccago-3Grea$ z glacialimicznego materiału *colluvic*, poziom z cechami *colluvic*, *argic-sideric* (Bvt_{kol}), materiałem macierzystym *colluvic* z wmytym ilem (Ctg) oraz w podłożu poziomem 2Ccago z cechami *gleyic* od głębokości 60 cm. Często gleby te mają podpowierzchniowy poziom rdzawy słabo bielcowany *albesideric* (BvEs) (Kühn 2003, Blume 2012, Degórski i in. 2013). Na dnie doliny występują silnie uwodnione i uwarstwione gleby koluwalno-aluwialne próchniczne gruntowo-glejowe (profil 4) o budowie profilu $AGr1_{kol-al}^? AGr2_{kol-al}^? AGr3_{kol-al}^? AGr4_{kol-al}^? AGr5_{kol-al}^?$ nałożone na podłożu odsłoniętych szarych glin marglistych. W glebach tych diagnostyczne są różnorodne materiały *fluvic* i *fibric* oraz przemiennie *folic*, *histic*, *murshic* i *gleyic*.

Tabela 1. Fazy rozwoju procesów litomorfopedogenicznych z glebami przewodnimi w zlewni doliny erozyjno-denudacyjnej koło Mazowa**Table 1.** Phases of litho-morpho-pedological processes with key soils in the catchment of erosional-denudational valley near Mazów

Faza	Środowisko	Procesy litomorfopedogeniczne	Substraty macierzyste gleb	Procesy glebotwórcze	Wiodące gleby
1	proglacialne glacilimniczne	I sedymentacja	I glacilimniczne ility pylaste i pyły ilaste z dnem nad glinami moreny dennej		
2	peryglacialne	I spływ wód jeziora II–III odwodnienie III–IV pierwsze wcięcie doliny IV bruk korytowy II–III ilimeryzacja II–III kolmatacja II–IV powstanie zlewni II–III inicjalna kriohomogenizacja	II osady glacilimniczne III gliny moreny III gliny i ility margliste szare IV pierwszy bruk korytowy	II–III glejowy gruntowy II ilimeryzacja inicjalna II peloturbacje II krioturbacje inicjalne	II inicjalna gruntowo-glejowa III inicjalny regosol gruntowo-glejowy
3	peryglacialne	II–III odwadnianie II–III kriokolmatacja II–III kriohomogenizacja II tiksotropia III soliflukcje stokowe III spływy stokowe	II spiaszczone osady glacilimniczne II osady glacilimniczne odsłonięte III koluwia stokowe	II ilimeryzacja II–IV glejowy opadowo-gruntowy II płowienie II–III rdzawienie II–III krio-pedo-bio-turbacje	II gruntowo-glejowe zmarzlinowe płowe opadowo-gruntowo-glejowe zmarzlinowe II–III rdzawe gruntowo-glejowe koluwalne zmarzlinowe III płowe opadowo-gruntowo-glejowe ogłowione, regosole gruntowo-glejowe
4	ekstraperyglacialne	IV drugie wcięcie doliny, bruk korytowy III spływy i zsuwy stokowe II–III kolmatacja	III gliny morenowe III gliny i ility margliste szare IV bruk korytowy drugi	II–III ilimeryzacja II–III glejowy opadowo-gruntowy II–III pedoturbacje II–III bioturbacje	II płowe opadowo-glejowe II–III rdzawe opadowo-glejowe
5	ekstraperyglacialne	III denudacja stokowa III podcinanie stoków V sedymentacja rzeczna	III koluwia glebowe V gliny i ility margliste szare V piaski i namuły aluwialne V osady organiczne	II–III glejowy opadowy i gruntowy III bielicowanie, brunatnienie V torfienie II–V pelo-bio-antropoturbacje	III regosole gruntowo-glejowe III brunatne bielicowe gruntowo-glejowe koluwalne V aluwialno-koluwalne mineralne i organiczno-mineralne gruntowo-glejowe, torfiaste gruntowo-glejowe
6	ekstraperyglacialno antropogeniczne	II–III denudacja eoliczna i wodna II–III odwodnienie melioracyjne III podcinanie stoków II–III kolmatacja II rozluźnienie mechaniczne	III–V koluwia glebowe V piaski i namuły aluwialne V osady organiczne	II–III ilimeryzacja II–III glejowy opadowy V glejowy gruntowy III bielicowanie V torfienie, murszenie II–V pelo-bio-antropoturbacje	II płowe opadowo-glejowe III koluwalne inicjalne próchniczne, rdzawe koluwalne gruntowo-glejowe, brunatne bielicowe gruntowo-glejowe koluwalne V koluwalno-aluwialne próchniczne gruntowo-glejowe, torfiaste gruntowo-glejowe koluwalne, murszaste

Profil uziarnienia i wskaźników teksturalnych

Materiał budujący stałą fazę profilu glebowego i jego podłoża zazwyczaj nie ma cech ciągłości, gdyż w przestrzeni poziomej areału i pionowej profilu zmienia się. Składa się bowiem z anizotropowych mieszanin stałych cząstek mineralnych i organicznych lito- i pedogenicznych lub pedogenicznie zmienionych. Tworzą one złoża lub poziomy decydujące o wielkości powierzchni właściwej i po-

rów zapewniających powietrze, wodę i elementy odżywcze dla korzeni i zespołów organizmów glebowych. Wyniki uziarnienia badanych gleb i wskaźniki teksturalne z niektórymi właściwościami fizycznymi zestawiono w tabelach 3 i 4. Profilowe układy uziarnienia w materiale glebowym (A) i w objętości gleby (B) przedstawiono na rycinie 5.

Badana w części wysoczyznowej zlewni reprezentatywna peryglacialna gleba płowa opadowo-glejowa ogłowiona (profil 1) zbudowana jest z dwuczłonowego cyklotemu uziarnienia charakterystycznego dla środo-

Tabela 2. Profile zabarwienia gleb przewodnich
Table 2. Profiles of soil color of the exemplary soils

Nr profilu	Głębokość cm	Poziom genetyczny	Zabarwienie	
			barwa dominująca	barwy towarzyszące
1	0–15	AEt	10YR 3/1	
	15–54	Btg	10YR 5/4	2,5YR 8/2, 7,5YR 5/6
	54–94	C1g	10YR 6/2	2,5YR 8/2, 7,5YR 7/6
	94–114	2C2g	10YR 5/4	7,5YR 3/3
	> 114	2C3g	10YR 4/3,5	
2	0–25	A _{kol}	10YR 4/3	
	25–106	ABw _{kol}	10YR 4/4	
	> 106	2Cg	10YR 6/3	
3	0–8	A _{kol}	10YR 3/3,5	
	8–35	Bvt _{kol}	10YR 4/6	
	35–60	Ctg _{kol}	10YR 4/4	
	60–75	2Ccago	10YR 4/6	2,5Y 5/1, 2,5Y 8/1
	> 75	3Grca	10YR 5/2,5	2,5Y 8/1
4	0–17	AGr1 _{kol-al}	2,5Y 3/1	
	17–28	AGr2 _{kol-al}	2,5Y 3/2	
	28–41	AGr3 _{kol-al}	2,5Y 3/1	
	41–62	AGr4 _{kol-al}	5Y 3/1	
	62–110	AGr5 _{kol-al}	2,5Y 3/3	

wiska glacialimnicznego. Z wód bardzo zimnego pegalicznego jeziora, które nagle wylały się z dużej kry lodowej na przedpole słabofalistej moreny dennej, tworząc krótkotrwałe jezioro proglałacjalne, powstały zwarte

dwuwarstwowe niewęglanowe osady. W pierwszej fazie sedimentacji w warunkach wód stojących osadzone zostały niewęglanowe iły pylaste, zawierające 42,4–49,0% frakcji pyłowej i 42,8–53,6% frakcji iłu, o wysokiej po-

Tabela 3. Uziarnienie gleb przewodnich
Table 3. Texture of the exemplary soils

Głębokość [cm]	Poziom	Zawartość % frakcji o wymiarach [mm]									Gatunek gleby	
		>2	2,0–1,0	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,02	0,02–0,005	0,005–0,002		<0,002
Profil nr 1 – gleba płowa opadowo-glejowa ogłowiona												
0–15	AEt	0,2	0,0	1,4	3,7	16,1	18,4	16,9	27,2	7,0	9,2	pyg
15–54	Btg	0,0	0,0	1,0	1,5	4,4	10,2	17,8	38,7	9,4	17,1	pyi
54–94	C1g	0,0	0,0	0,6	1,8	13,1	14,5	22,2	31,3	5,6	10,9	pyg
94–114	2C2g	0,0	0,0	0,4	0,9	1,5	0,0	5,4	22,5	21,1	48,2	ipy
>114	2C3g	0,0	0,0	0,3	1,0	1,6	1,1	1,0	20,5	20,9	53,6	ipy
Profil nr 2 – gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa												
0–25	A _{kol}	0,1	0,0	1,3	5,5	22,0	33,9	16,0	14,3	3,7	3,4	gp
25–106	ABw _{kol}	0,2	0,0	1,6	4,6	15,1	22,9	15,4	21,0	7,4	11,9	gz
>106	2Cg	0,9	0,0	3,9	7,4	20,7	14,6	11,5	16,8	5,5	19,7	gz
Profil nr 3 – gleba koluwalna rdzawa gruntowo-glejowa												
0–8	A _{kol}	0,6	0,0	3,9	11,4	31,6	24,3	13,1	10,6	2,3	2,6	gp
8–35	Bvt _{kol}	3,0	0,0	6,5	19,5	26,7	10,1	7,3	9,0	4,4	16,5	gl
35–60	Ctg _{kol}	3,8	0,0	6,2	8,1	18,3	14,4	13,3	14,5	6,5	18,7	gz
60–75	2Ccago	36,8	0,0	8,9	12,1	23,0	13,0	9,3	12,0	5,6	16,2	gl
>75	3Grca	24,1	0,0	8,9	17,1	25,3	11,2	6,9	12,2	5,8	12,7	gl
Profil nr 4 – gleba koluwalno-aluwialna próchniczna gruntowo-glejowa												
0–17	AGr1 _{kol-al}	0,0	0,0	1,1	3,4	13,9	16,7	17,6	25,1	8,1	14,1	pyi
17–28	AGr2 _{kol-al}	0,6	0,0	1,0	3,9	16,8	17,4	17,2	22,3	6,9	14,6	gz
28–41	AGr3 _{kol-al}	0,0	0,0	0,8	2,5	10,9	14,0	16,6	27,4	11,3	16,6	pyi
41–62	AGr4 _{kol-al}	0,0	0,0	0,0	0,7	12,2	19,4	19,9	21,4	8,4	18,0	gz
62–110	AGr5 _{kol-al}	0,0	0,0	0,0	1,9	12,6	21,1	27,3	24,1	3,3	9,6	pyg

pyg – pył gliniasty; pyi – pył ilasty; ipy – ił pylasty; gp – glina piaszczysta; gl – glina lekka; gz – glina zwykła; pfg – pył gliniasty

Tabela 4. Wskaźniki teksturalne i wybrane właściwości fizyczne gleb przewodnich
Table 4. Textural parameters and some physical properties of the exemplary soils

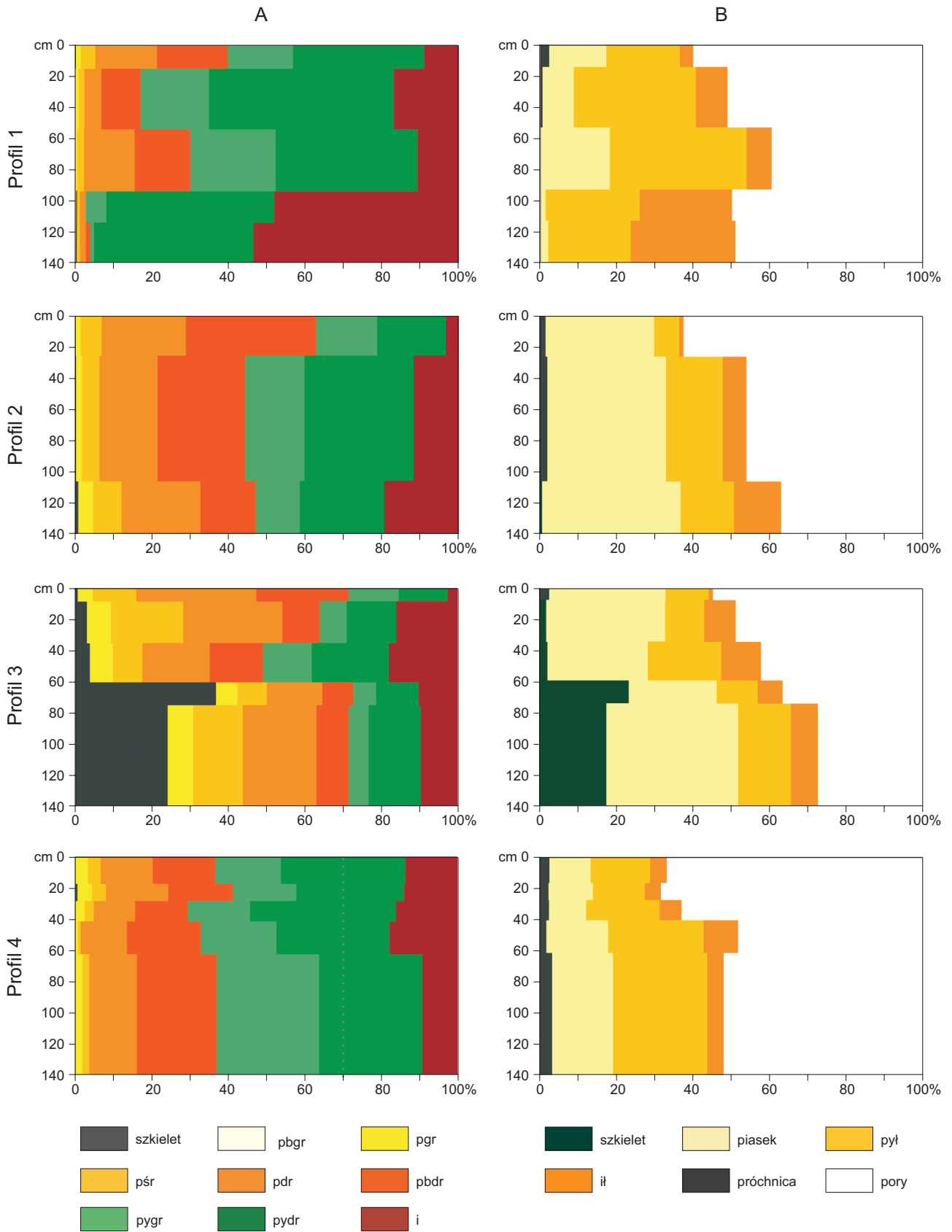
Głębokość [cm]	Poziom	Mz	δ_1	Sk ₁	KG	Wskaźnik jedno-rodności uziarnienia	Gęstość objętościowa [g·cm ⁻³]	Porowatość [%]	Powierzchnia właściwa [m ² ·g ⁻¹]
Profil nr 1 – gleba płowa opadowo-glejowa ogłowiona									
0–15	AEt	5,23	2,20	0,05	0,78	0,63	1,01	60,0	40,5
15–54	Btg	6,52	2,01	-0,14	0,77	0,19	1,32	51,0	40,7
54–94	C1g	5,54	2,04	-0,02	0,81	0,42	1,62	39,4	34,0
94–114	2C2g	7,84	0,99	-1,50	0,97	0,02	1,32	49,8	62,4
>114	2C3g	7,97	0,76	-1,72	1,17	0,04	1,37	48,9	88,3
Profil nr 2 – gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa									
0–25	Akol	4,30	1,98	0,30	1,23	1,64	0,99	62,3	22,5
25–106	ABw _{kol}	5,29	2,36	0,17	0,76	0,76	1,36	45,9	28,9
>106	2Cg	5,24	2,73	0,13	0,62	0,80	1,71	36,8	39,1
Profil nr 3 – gleba rdzawa koluwalna gruntowo-glejowa									
0–8	Akol	3,68	1,89	0,24	1,18	2,35	1,17	54,7	40,5
8–35	Bvt _{kol}	4,48	3,11	0,42	0,69	1,51	1,37	48,8	34,0
35–60	Ctg _{kol}	5,04	2,98	0,11	0,66	0,77	1,54	42,2	43,6
60–75	2Ccago	3,21	3,36	0,28	0,54	1,12	–	36,5	63,5
>75	3Grca	3,07	3,38	0,25	0,75	1,43	1,96	27,4	22,8
Profil nr 4 – gleba koluwalno-aluwialna próchniczna gruntowo-glejowa									
0–17	AGr1 _{kol-al}	5,73	2,34	0,04	0,70	0,52	0,82	66,9	54,2
17–28	AGr2 _{kol-al}	5,55	2,44	0,10	0,69	0,62	0,77	68,4	65,3
28–41	AGr3 _{kol-al}	6,14	2,29	-0,10	0,64	0,38	0,92	63,0	79,8
41–62	AGr4 _{kol-al}	5,95	2,22	0,10	0,61	0,48	1,33	48,3	43,1
62–110	AGr5 _{kol-al}	5,27	1,94	0,16	0,90	0,55	1,18	52,1	52,0

M_z – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk_G – skośność, K_G – kurtoza graficzna

rowatości (ponad 50%) i stosunkowo dużej powierzchni właściwej (62,4–88,3 m²·g⁻¹) oraz niskiej gęstości objętościowej (1,32–1,35 g·cm⁻³). W fazie drugiej zostały one przykryte zwartymi, niewęglanowymi pyłami gliniastymi składającymi się w 59,0% z frakcji pyłowej i w 10,9% z frakcji ilu, ze zmiennymi zawartościami frakcji >0,5 mm. W tej powierzchniowej warstwie powstały poziomy omawianej gleby ze zmienionym pedogenicznie uziarnieniem. W rozluźnionym poziomie AEt zawartość frakcji pyłowych i ilowych uległa znacznemu zmniejszeniu do odpowiednio 51,4% i 9,2%. W poziomie Btg zawartość tych frakcji wzrosła odpowiednio do 65,9% i 17,1%. W poziomie AEt zmalała gęstość objętościowa do 1,01 g·cm⁻³ i wzrosła porowatość do 60,0%. W związku z wymyciem części frakcji ilastej zmalała powierzchnia właściwa – do 40,5 m²·g⁻¹. Poziom Btg ma gęstość objętościową 1,32 g·cm⁻³, stosunkowo dużą porowatość 51,0% i powierzchnię właściwą 40,7 m²·g⁻¹. Wskaźniki teksturalne potwierdzają zróżnicowanie właściwości osadów i ich genezy. Wskazują na to jednomodalne krzywe uziarnienia z łagodnymi szerokimi maksimami we frakcjach 0,1–0,005 mm i zbliżonymi do symetrycznego skośnościami. W podłożu maksimum frakcji jest wyraźnie <0,002 mm z cechami bardzo dodatniej skośności.

Holocenska gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa (profil 2) na górnej części stoku NE powstała na podłożu ilów pylastych glacialimicznych

z naniesionych, przemytych koluwiów pochodzących z wysoczyzny glacialimicznej. Są to koluwalne brunatne gliny zwykle składające się z 33,0–43,8% frakcji pyłowych i 11,9–19,7% frakcji ilu, z zawartością frakcji > 0,5 mm tylko 1,8–4,8%. Poziom glebowy A_{kol} charakteryzuje się niską zawartością frakcji pyłowych (34,0%) i frakcji ilowych (3,4%), wskazujących na ich przemycie pedogeniczne. Poziomy glebowe A_{kol} i ABw_{kol} mają niską pedogeniczną gęstość objętościową (0,99–1,36 g·cm⁻³), dużą porowatość (62,3–45,9%) związaną z intensywnym uкорzeniem charakterystycznym dla gleb koluwalnych (Kühn 2003, Blume 2012) i stosunkowo małą powierzchnię właściwą (22,5–28,9 m²·g⁻¹). Oglejona glina zwykła w poziomie 2Cg ma wysoką gęstość objętościową (1,71 g·cm⁻³), stosunkowo niską porowatość (36,8%) i większą powierzchnię właściwą (39,1 m²·g⁻¹), wskazujące na obniżoną przepuszczalność wodną i panowanie zmiennych warunków oksydo-redukcyjnych o dość dużym natężeniu. Uziarnienie tej gliny jest trójmodalne z maksimami frakcji 0,25–0,1 mm, 0,02–0,005 mm i szczególnie frakcji <0,002 mm, której wzbogacenie mogło nastąpić wskutek wymycia cząstek ilastych z wyżej leżących poziomów. Poziom A_{kol} ma uziarnienie ostro jednomodalne z dominacją frakcji 0,1–0,05 mm i dodatnią skośnością. Natomiast poziom ABw_{kol} ma uziarnienie wyraźnie trójmodalne z krzywą łagodnie szeroką i dodatnią skośnością z niewielkimi maksimami frakcji 0,1–0,05, 0,02–0,005

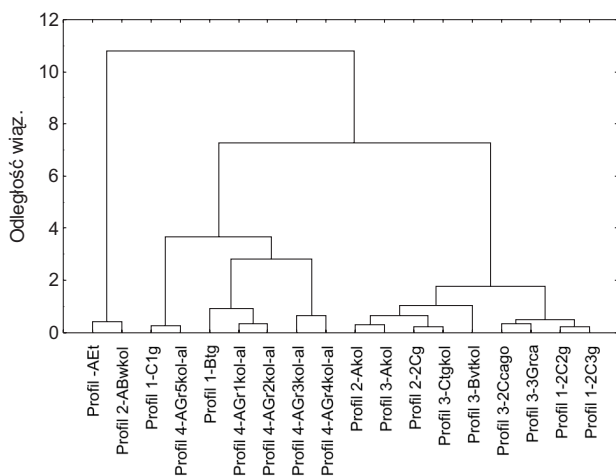


Ryc. 5. Profile uziarnienia badanych gleb przewodnich w odniesieniu do 100% masy mineralnej [A] oraz w odniesieniu do objętości gleby [B]

Fig. 5. Texture profiles of the exemplary soils in relation to 100% of mineral mass [A] and to total soil volume [B]

i <0,002 mm świadczącymi o stosunkowo intensywnych przekształceniach pedogenetycznych.

Młodoplejstocena gleba koluwalna rdzawa grunto-glejowa (profil 3) w dolnej części stoku NE powstała z koluwiów glebowych nasuniętych z wysoczyzny glacialimnicznej na powierzchnię wychodni glin morenowych oraz szarej gliny marglistej z plejstocenijskim brukiem korytowym. W poziomach $Ct_{g_{kol}}$ i Bvt_{kol} o uziarnieniu gliny zwykłej i gliny lekkiej, zawartości frakcji pyłowych 34,3% i 20,7% oraz frakcji iłu 18,7% i 16,5% krzywe uziarnienia są dwumodalne, płaskie i szeroko łagodne z maksimumami frakcji 0,25–0,10 i < 0,002 mm dodatnio i bardzo dodatnio skośne. Ich gęstość objętościowa jest stosunkowo niska (1,37–1,54 g·cm⁻³), z średnio dużą porowatością od 42,2 do 48,8% i powierzchnią właściwą 34,0–43,6 m²·g⁻¹. Silnie zmienione jest uziarnienie poziomu A_{kol} z jednomodalną krzywą z ostrym maksimum frakcji 0,25–0,10 mm, dodatnio skośną. Zawartość frakcji pyłowych wynosi 26,0%, a frakcji iłu jest bardzo niska – 2,6%, przy niskiej gęstości objętościowej (1,17 g·cm⁻³) i wyższej porowatości (54,7%) oraz większej powierzchni właściwej (40,5 m²·g⁻¹). Materiał ziemisty, silnie kamienistych warstw podłoża 2C_{cago} oraz 3G_{ra}, zawierający 26,9–24,9% frakcji pyłowych oraz 16,2% i 12,2% frakcji iłu, ma krzywe uziarnienia trójmodalne płaskie i łagodne szerokie, dodatnio skośne z maksimumami frakcji >2,0 mm, 0,25–0,10 mm i <0,002 mm. W poziomie 2C_{cago} są to gliny lekkie brunatne włożone w bruk rezydualny składający się z zaokrąglonych kamieni i żwirów zalegających na podłożu gliny szarej marglistej. W poziomie 3G_{ra} zbite szare gliny margliste zawierają także znaczącą domieszkę szkieletu, którą stwierdzili też Marsz i Tobolski (1993) w glinach zwałowych szarych marglistych klifu Orzechowo–Ustka. Gлина brunatna kamienista w poziomie 2C_{cago} ma małą porowatość 36,5% oraz stosunkowo dużą powierzchnię właściwą 63,5 m²·g⁻¹ związaną z procesami oksydoredukcyjnymi (Jenny 1983, Kühn 2003,

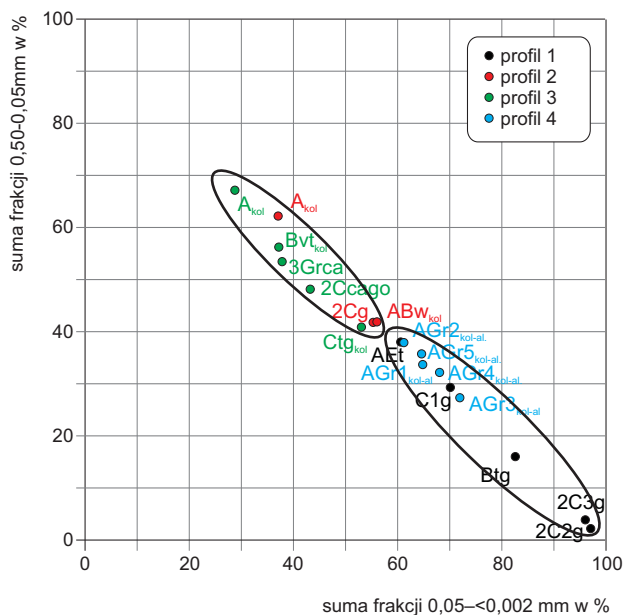


Ryc. 6. Zróżnicowanie gleb pod względem cech teksturalnych (metoda Warda)

Fig. 6. Variability of textural parameters in the soils (Ward method)

Blume 2012) przez wody gruntowe migrujące nad zbitą marglistą gliną szarą o wysokiej gęstości objętościowej (1,96 g·cm⁻³) i bardzo niskiej porowatości (27,4%) przy małej powierzchni właściwej (22,8 m²·g⁻¹) świadczących o dominacji procesów redukcyjnych.

W dnie holocenijskim doliny znajduje się seria agradowanych w czasie gleb koluwalno-aluwialnych próchnicznych grunto-glejowych (profil 4) o przemianym uziarnieniu pyłów ilastych i glin zwykłych, z pyłem gliniastym w podłożu i piaskami żwirowatymi nad dnem koryta (ryc. 5). Ich wspólną cechą genetyczną jest jednomodalność krzywych uziarnienia zbliżonych do symetrycznych z maksimum frakcji 0,02–0,005 mm przy równo dużym udziale frakcji 0,1–0,005 mm świadczących o słabym wysortowaniu materiału aluwialnego. Zawartość frakcji 0,25–0,10 i 0,02–0,005 mm jest na całej głębokości profilu nieznacznie zróżnicowana z malejącym w czasie sedymentacji udziałem frakcji piaskowych, przy całkowitym braku frakcji >1,0 mm. Wskazuje to na słabe przepływy wód powierzchniowych z płytkim i wąskim korytem meandrującym w środkowej i dolnej części doliny. Znaczące są udziały frakcji pyłowych od 46,4% do 54,7% i zawartość frakcji iłu rosnącej od 14,1% do 18,0% do głębokości 41 cm i następnie malejącej w głąb profilu. Charakterystyczne dla gleb koluwalno-aluwialnych próchnicznych grunto-glejowych są niskie, rosnące z głębokością gęstości objętościowe od 0,77 do 1,33 g·cm⁻³, malejące z głębokością duże porowatości od 68,4% do 48,3% i zróżnicowane, stosunkowo wysokie powierzchnie właściwe od 43,1 do 79,8 m²·g⁻¹. Cechy odrębności ma datowany pniami buka i dębu poziom AGr_{5kol-al} z dodatnio skośną jednomodalną krzywą uziarnienia. Zawiera on 54,7% frakcji pyłowych i 9,6% frakcji



Ryc. 7. Przedziały wskaźników jednorodności uziarnienia poziomów genetycznych badanych gleb wyróżniających

Fig. 7. Intervals of texture homogeneity ratios of horizons of exemplary soils

ilu przy stosunkowo dużym maksimum frakcji 0,05–0,02 mm, ze znaczącym udziałem frakcji 0,1–0,05 mm i 0,02–0,005 mm. Niska jest gęstość objętościowa ($1,18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) oraz wysokie: porowatość 52,1% i powierzchnia właściwa $52,0 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$.

Analiza skupień metodą Warda (ryc. 6) grupuje poziomy rozpatrywanych gleb według podobieństwa uziarnienia w nie zawsze podobnej genezy i wieku asocjacje. Wskazują one na powiązane litomorfopedogenetyczne dyskontynuacje uziarnienia, specyficzne zarówno dla poszczególnych morfogenetycznych arealów badanej zlewni, jak i w przedziałach poszczególnych profili glebowych, powstających w różnych fazach rozwojowych zlewni. Na fakt ten zwracali uwagę liczni badacze (np. Jenny 1983, Smith 1986), szczególnie wyraźnie i ostro zaznaczający się na terenach młodoglacjalnych w tak zwanych profilowych gradientach uziarnienia (Kühn 2003, Blume 2012, Degórski i in. 2013). Na podstawie układów wielkości wskaźników jednorodności uziarnienia w tabeli 4 i na rycinie 7 wyróżniają się dwa zgrupowania osadów będących substratami gleb. Dla plejstoceńskich sedymentów glacialimnicznych oraz holocenijskich aluwiów w przedziale $>55\%$ frakcji $<0,05 \text{ mm}$ i $<45\%$ frakcji $>0,05 \text{ mm}$, a dla glin morenowych oraz koluwiów różnego wieku w przedziale dolnym $>45\%$ frakcji $<0,05 \text{ mm}$ i 55% frakcji $>0,05 \text{ mm}$ oraz w przedziale górnym do $>30\%$ frakcji $<0,05 \text{ mm}$ i $<70\%$ frakcji $>0,05 \text{ mm}$.

Profil właściwości chemicznych i fizykochemicznych

Gleby są mieszaninami składającymi się z ziaren różnej wielkości, kształtu i składu chemicznego. Pomiędzy nimi a fazą gazową i ciekłą znajdują się powierzchnie graniczne, na których przebiegają różnorodne reakcje określające zachowania różnych substancji w glebach oraz ich przemieszczanie w ekosystemach. Przy aktywnym udziale zespołów organizmów glebowych nadają one glebom, w warunkach zbliżających się do naturalnego płynnego zrównowazenia procesów, zdolność buforowania dopływających substancji z różnych środowisk i upodabniania warunków ekologicznych do optymalnych dla zbiorowisk roślinnych i zwierzęcych. Niektóre podstawowe chemiczne i sorpcyjne właściwości oraz zawartości pedogenicznych form Fe i Al zestawiono w ich profilowych układach w tabelach 5–7 i na rycinach 8–10.

Każda z rozpatrywanych gleb ma odrębne i typowe profilowe układy pH i wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi związane z ich lokalizacjami na charakterystycznych morfogenetycznych elementach zlewni z ich pedogenetycznymi uwarunkowaniami, specyficznymi warunkami gospodarki wodnej i głębokością występowania CaCO_3 .

Gleba płowa opadowo-glejowa ogłowiona (profil 1) na kriogenicznie zróżnicowanej wysoczyźnie glacialimnicznej, początkowo z limniczno-wodnym oglejeniem, następnie z gruntowym i opadowym oglejeniem, z prze-

Tabela 5. Wybrane właściwości chemiczne gleb przewodnich
Table 5. Selected chemical properties of the exemplary soils

Głębokość [cm]	Poziom	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ %	Straty praż. %	Corg. %	Nt %	P %	C/N	C/P
Profil nr 1 – gleba płowa opadowo-glejowa ogłowiona										
0–15	AEt	4,2	3,4	0,0	8,8	4,47	0,16	0,024	28	186
15–54	Btg	4,3	3,6	0,0	3,7	1,22	0,04	0,014	31	87
54–94	C1g	4,7	3,5	0,0	2,4	–	–	–	–	–
94–114	2C2g	4,7	3,5	0,0	4,9	–	–	–	–	–
>114	2C3g	5,0	3,3	0,0	4,5	–	–	–	–	–
Profil nr 2 – gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa										
0–25	A _{kol}	4,3	3,5	0,0	85,3	41,30	0,96	0,107	43	386
25–106	ABw _{kol}	4,5	3,5	0,0	4,2	1,71	0,09	0,025	19	68
>106	2Cg	5,1	3,6	0,0	3,5	1,17	0,06	0,016	20	73
Profil nr 3 – gleba rdzawa koluwalna gruntowo-glejowa										
0–8	A _{kol}	5,2	–	–	83,3	49,30	1,34	0,109	37	452
8–35	Bvt _{kol}	4,6	3,6	0,0	6,5	3,10	0,16	0,021	19	148
35–60	Ctg _{kol}	5,3	4,0	0,0	2,9	0,45	0,02	0,022	23	20
60–75	2Ccago	6,9	5,2	0,0	2,5	–	–	–	–	–
>75	3Grca	7,7	6,6	0,1	3,1	–	–	–	–	–
0–8	A _{kol}	8,2	7,5	4,7	1,8	–	–	–	–	–
Profil nr 4 – gleba koluwalno-aluwiowa próchniczna gruntowo-glejowa										
0–17	AGr1 _{kol-al}	5,6	4,9	0,0	11,2	4,76	0,35	0,102	14	47
17–28	AGr2 _{kol-al}	6,1	5,4	0,0	11,2	4,56	0,35	0,120	13	38
28–41	AGr3 _{kol-al}	5,5	4,7	0,0	10,1	4,05	0,33	0,149	12	27
41–62	AGr4 _{kol-al}	5,9	4,9	0,0	5,5	2,09	0,27	0,127	8	16
62–110	AGr5 _{kol-al}	5,7	4,9	0,0	9,3	4,20	0,27	0,092	16	46

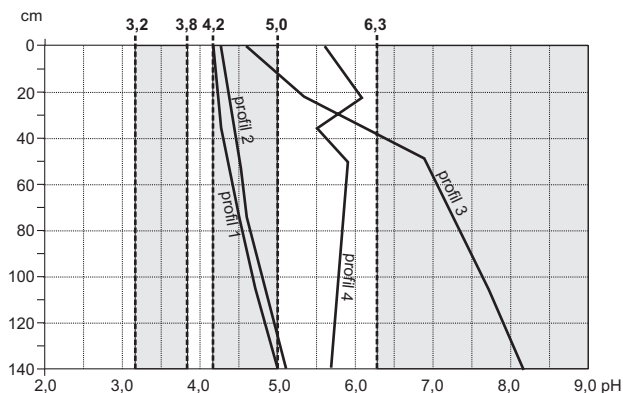
– nie oznaczano

Tabela 6. Zawartość form żelaza i glinu w glebach przewodnich
Table 6. The content of iron and aluminum forms in exemplary soils

Głębokość [cm]	Poziom	Fet [%]	Fed [%]	Feo [%]	Alt [%]	Alo [%]	Fed/Fet	Feo/Fet	Feo/Fed	(Fed-Feo)/Fet	Alo/Alt
Profil nr 1 – gleba płowa opadowo-glejowa ogłowiona											
0–15	AEt	1,98	0,61	0,34	3,28	0,24	0,31	0,17	0,56	0,14	0,07
15–54	Btg	3,11	0,75	0,24	4,24	0,17	0,24	0,08	0,31	0,17	0,04
54–94	C1g	2,82	0,86	0,31	4,09	0,13	0,31	0,11	0,36	0,19	0,03
94–114	2C2g	4,67	1,12	0,41	5,54	0,22	0,24	0,09	0,36	0,15	0,04
>114	2C3g	4,95	1,01	0,37	6,00	0,20	0,20	0,08	0,37	0,13	0,03
Profil nr 2 – gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa											
0–25	A _{kol}	1,90	0,53	0,28	3,25	0,21	0,28	0,15	0,53	0,13	0,07
25–106	ABW _{kol}	2,23	0,61	0,31	3,69	0,20	0,27	0,14	0,50	0,14	0,05
>106	2Cg	2,69	0,71	0,29	3,90	0,15	0,26	0,11	0,41	0,16	0,04
Profil nr 3 – gleba rdzawa koluwalna gruntowo-glejowa											
0–8	A _{kol}	1,52	0,58	0,32	2,90	0,20	0,38	0,21	0,56	0,17	0,07
8–35	Bvt _{kol}	3,87	2,38	0,34	3,26	0,21	0,62	0,09	0,14	0,53	0,07
35–60	Ctg _{kol}	3,47	1,41	0,34	4,17	0,14	0,41	0,10	0,24	0,31	0,03
60–75	2Ccago	5,26	2,79	0,26	3,83	0,13	0,53	0,05	0,09	0,48	0,03
>75	3Grca	1,45	0,23	0,09	2,93	0,06	0,16	0,06	0,38	0,10	0,02
Profil nr 4 – gleba koluwalno-aluwalna próchniczna gruntowo-glejowa											
0–17	AGr1 _{kol-al}	2,28	0,68	0,65	4,01	0,26	0,30	0,29	0,96	0,01	0,06
17–28	AGr2 _{kol-al}	2,26	0,77	0,75	3,42	0,24	0,34	0,33	0,97	0,01	0,07
28–41	AGr3 _{kol-al}	2,69	0,84	0,83	4,22	0,24	0,31	0,31	0,98	0,01	0,06
41–62	AGr4 _{kol-al}	2,02	0,96	0,59	3,78	0,19	0,48	0,29	0,61	0,19	0,05
62–110	AGr5 _{kol-al}	1,79	0,41	0,41	3,94	0,18	0,23	0,23	0,99	0,00	0,05

Tabela 7. Właściwości sorpcyjne gleb
Table 7. Sorptive properties of the soils

Głębokość [cm]	Poziom	Hw	Alw	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	TEB	CEC	BS [%]
cmol(+)·kg ⁻¹										
Profil nr 1 – gleba płowa opadowo-glejowa ogłowiona										
0–15	AEt	9,68	5,37	0,10	0,16	0,47	0,09	0,82	10,50	7,8
15–54	Btg	11,57	5,43	0,10	0,15	0,00	0,00	0,26	11,83	2,2
54–94	C1g	6,97	3,94	0,13	0,13	1,18	0,34	1,78	8,74	20,3
94–114	2C2g	14,10	6,07	0,39	0,48	3,66	3,50	8,03	22,13	36,3
>114	2C3g	5,00	2,79	0,76	0,64	10,22	5,41	17,03	22,03	77,3
Profil nr 2 – gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa										
0–25	A _{kol}	5,88	3,27	0,08	0,25	0,51	0,08	0,91	6,79	13,4
25–106	ABW _{kol}	6,97	3,92	0,07	0,15	0,42	0,12	0,76	7,74	9,9
>106	2Cg	4,61	2,61	0,09	0,20	3,13	0,84	4,26	8,87	48,0
Profil nr 3 – gleba rdzawa koluwalna gruntowo-glejowa										
0–8	A _{kol}	3,99	2,14	0,13	0,39	1,51	0,11	2,15	6,13	35,0
8–35	Bvt _{kol}	1,44	0,79	0,10	0,15	4,02	0,45	4,72	6,16	76,6
35–60	Ctg _{kol}	0,06	0,00	0,20	0,27	10,59	1,44	12,49	12,55	99,5
60–75	2Ccago	0,00	0,00	0,19	0,23	15,25	0,49	16,15	16,15	100,0
>75	3Grca	0,00	0,00	0,20	0,20	26,92	0,17	27,49	27,49	100,0
Profil nr 4 – gleba koluwalno-aluwalna próchniczna gruntowo-glejowa										
0–17	AGr1 _{kol-al}	0,16	0,02	0,20	0,42	13,33	0,74	14,70	14,86	98,9
17–28	AGr2 _{kol-al}	0,07	0,00	0,26	0,45	16,57	1,21	18,48	18,55	99,6
28–41	AGr3 _{kol-al}	0,30	0,04	0,16	0,38	11,73	0,89	13,16	13,46	97,8
41–62	AGr4 _{kol-al}	0,12	0,03	0,11	0,25	7,46	0,17	7,99	8,11	98,5
62–110	AGr5 _{kol-al}	0,13	0,01	0,18	0,25	10,77	0,59	11,78	11,91	98,9

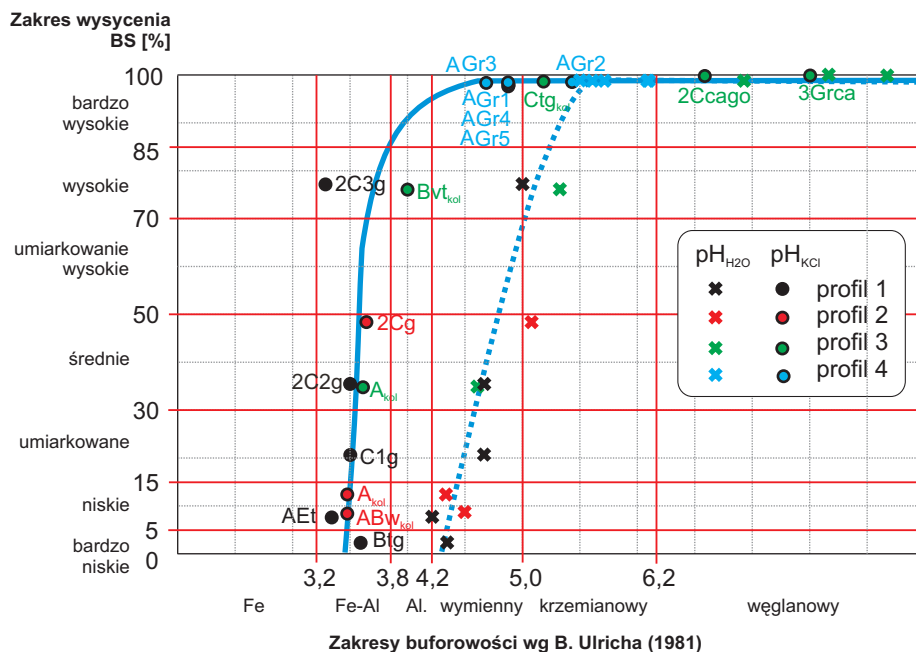


Ryc. 8. Profilowe zróżnicowanie zakresów buforowości w glebach przewodnich według Ulricha (1981)

Fig. 8. Profile variability of buffering in exemplary soils after Ulrich (1981)

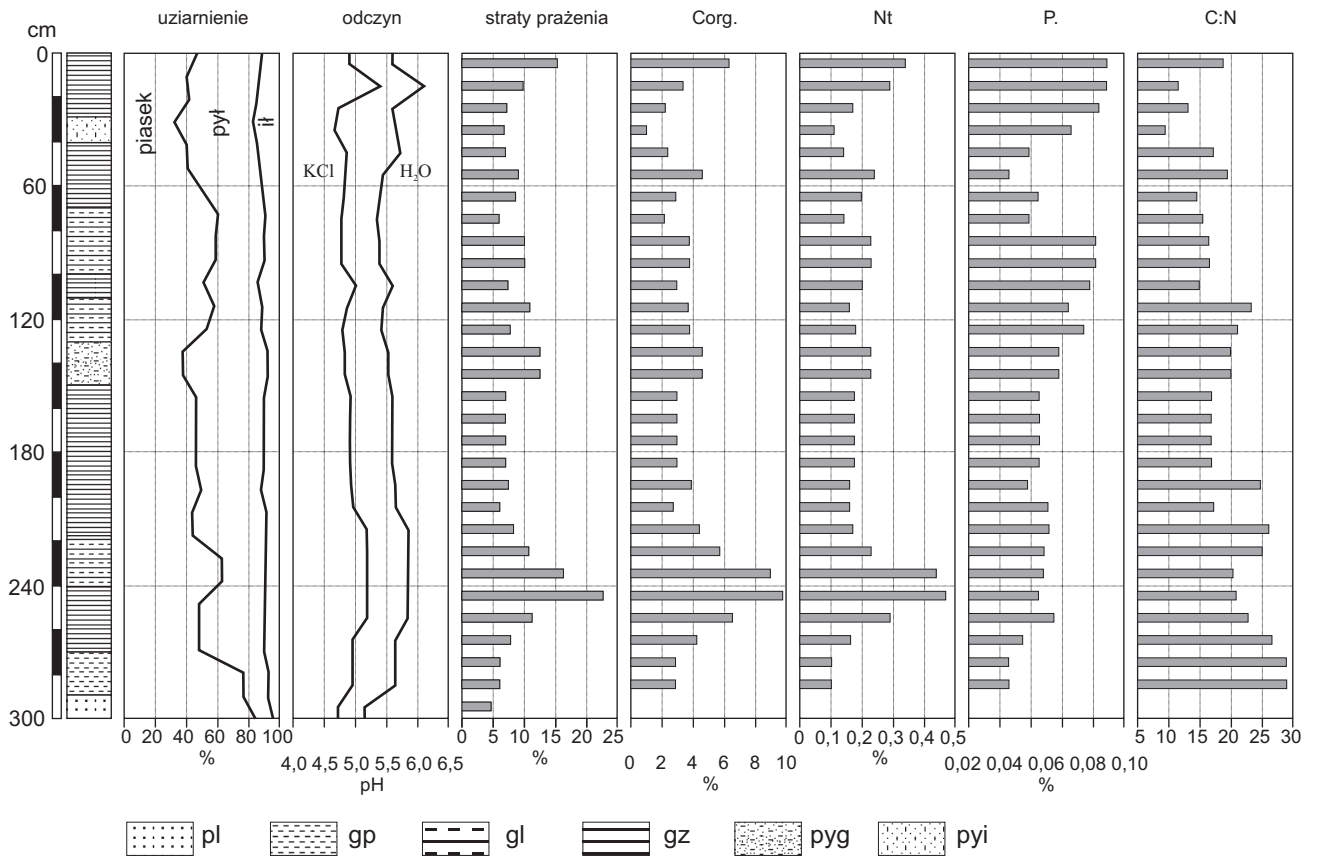
mywną gospodarką wodną, ma odczyn bardzo silnie do silnie kwaśnego na całej głębokości profilu z nieznacznie zwiększającym się pH_{H_2O} od 4,2 do 5,0 z głębokością oraz malejącym pH_{KCl} od 3,6 do 3,3 w zakresie buforowości Fe-Al. Charakteryzuje się bardzo wysokim ryzykiem zagrożenia kwasowego (Cronin, Grigal 1995) spowodowanym niskim stosunkiem $Ca/Al \leq 0,3 \text{ mol} \cdot \text{mol}^{-1}$. Przyczyną jest bardzo mały udział kationów wymiennych zasadowych w kompleksie sorpcyjnym z $BS \leq 20,3\%$, przy wysokim wysyceniu kwasowym Al^{3+} od 5,37 do 3,94 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ oraz H_w od 6,97 do 11,57 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w poziomach AEt, Btg i C1g. W poziomach 2C2g i 2C3g bogatych w ił, od głębokości 94 cm w warunkach odczynu silnie do bardzo silnie kwaśnego (pH_{H_2O} 4,7–5,0 i pH_{KCl} 3,5–3,3), wzrasta BS od 36,3% do 77,3%. Jednocześnie bezwzględnie

wzrastają stężenia H^+ i Al^{3+} , łącznie do 14,10 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ do głębokości 114 cm w poziomie 2C2g i następnie maleją do łącznie 5,0 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ w poziomie 2C3g. Tak skrajne warunki kwasowości i wysycenia jonami kwasowymi oraz zasadowymi są wskaźnikami pierwotnej niewęglanowości osadów glacialimnicznych, a także obniżenia zasięgu regulującego oddziaływania na odczyn gleby podsiąku wód gruntowych po przeprowadzeniu melioracji drenarskich (Kern 1984). Do wskaźników pedogenicznych zmian należy wyższy CEC w poziomach AEt i Btg niż w C1g oraz podwyższone stężenia Al^{3+} i H^+ w tych poziomach z cechami przemieszczenia Fe_t i Al_t z poziomu AEt do poziomów Btg i C1g, głównie w postaci dobrze wykrystalizowanej Fe_d przy znacznie mniejszym udziale form bezpostaciowych Fe_o . Wskazuje to na starszy wiek tej ustabilizowanej gleby, przede wszystkim poziomu Btg. Istotnie wyższe są stężenia Al_t z wyraźnym maksimum w poziomie Btg, przy jednocześnie małym udziale formy bezpostaciowej Al_o stopniowo malejącym od poziomu AEt do C1g. W poziomach podłoża 2C2g i 2C3g stężenia Fe_t i Al_t są wysokie z mniejszymi udziałami Fe_d i Fe_o oraz Al_o malejącym w głąb profilu, co wskazuje na niewielkie przemiany pedogeniczne. Niskie wartości pH oraz wysokie zawartości Fe_t i Al_t mogą być przyczyną redukcji dostępności jonów P. Jednak niskie stosunki C/P, malejące znacząco od 186 w poziomie AEt do 87 w poziomie Btg, przy stosunkach C/N 28:1 i 31:1, wskazują na słabo rozłożoną próchnicę w tych poziomach i podwyższoną zawartość P łatwo rozpuszczalnego antropogenicznego pochodzenia. Według Fiedlera i in. (1973) występujące w dolnych poziomach profilu glebowego niskie stosunki C/P wskazują na bogate w te składniki organiczne związki wmyte przez przesiąkające wody.



Ryc. 9. Porównanie reakcji buforowania między stałą fazą gleby i roztworem glebowym (Ulrich 1981) a wysyceniem kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi w warunkach pH_{H_2O} i pH_{KCl}

Fig. 9. Comparison of the buffering reaction between the soil solid phase and soil solution (Ulrich 1981) and the base saturation of soil sorption complex in a conditions of pH_{H_2O} and pH_{KCl}



Ryc. 10. Pionowe zróżnicowanie sekwencji koluwalno-aluwialnych na dnie doliny na podstawie analiz próbek z odwiertu (ryc. 4)
Fig. 10. Vertical variability in some properties of colluvial-alluvial sequence of deposits in the valley bottom based on samples collected from a core (Fig. 4)

Młodsza holocenińska gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa (profil 2) w górnej części stoku NE powstała z koluwiów z przepływowo-podsiąkową gospodarką wodną. Na całej głębokości ma wyrównany odczyn bardzo silnie kwaśny z pH_{H_2O} 4,3–4,5 i pH_{KCl} 3,5 w poziomach A_{kol} i ABw_{kol} , natomiast w oglejonym poziomie 2Cg odczyn silnie kwaśny z pH_{H_2O} 5,1 i pH_{KCl} 3,6. Gleba ta zatem ma odczyn od silnie do bardzo silnie kwaśnego w zakresie buforowości Al-Fe na całej głębokości profilu o dużym zagrożeniu ryzyka kwasowego, przy niskim BS od 13,4% i 9,9% w poziomach koluwalnych do wysokiego BS 48% w poziomie 2Cg. Całkowita kationowa pojemność sorpcyjna jest podobna na całej głębokości od 6,79 do 8,87 $cmol(+) \cdot kg^{-1}$, z dominacją jonów $H^+ + Al^{3+}$ od 4,61 do 6,97 $cmol(+) \cdot kg^{-1}$. Charakterystyczną cechą tej gleby jest stosunkowo wysoka i wyrównana zawartość próchnicy w silnie przerosniętych korzeniach drzew koluwalnych poziomach A_{kol} i ABw_{kol} wynosząca 3,24% i 2,34%, o stosunkowo niskiej zawartości N_t – 0,09% i 0,06% i szerokich stosunkach C/N 19–20:1. Silnie kwaśna ściółka lasu bukowego ma pH_{H_2O} 5,2 i szeroki stosunek C/N 43:1. O ile poziom O ma zbliżony do normalnego stosunek C/P 386, o tyle koluwalne poziomy są wzbogacone we wmyty P. Wyrazem tego są niskie, rosnące w głąb profilu stosunki C/P 68–73 w poziomach ABw_{kol} i 2Cg. W dolnej części profilu stosunki C/N, C/P i N/P substancji organicznej są węższe niż w górnej, a więc gleby są bogatsze w C i P. Jednak w śro-

dowisku glebowym z $pH_{H_2O} < 5,0$ maleje wiązanie P w organicznych związkach z koloidami glebowymi (Fiedler i in. 1973). Pochodzący z wysoczyzny glacialimnicznej materiał koluwalny A_{kol} i ABw_{kol} zawiera mniejsze stężenia Fe_t i Fe_d niż materiał glacialimniczny w poziomie 2Cg. Jednak rosnące z głębokością do poziomu 2Cg zawartości tych składników mogą być skutkiem zarówno zubożenia frakcji <0,002 mm w transporcie materiału koluwalnego na stoku, jak i przemycia pedogenicznego w glebie *in situ* (tab. 3). Podobne są stosunki ilościowe Al_t przy względnie niedużej zawartości Al amorficznego, z niewielkim pedogenicznym maksimum w poziomie ABw_{kol} . Zatem zmiany pedogeniczne materiału koluwalnego po jego osadzeniu na stoku są niewielkie, o czym świadczą też niewielkie maksima Fe_d i Fe_o w poziomie ABw_{kol} .

Młodoplejstocenińska starsza gleba koluwalna rdzawa gruntowo-glejowa w dolnej części stoku NE (profil 3) ma specyficzny profil zwiększającego się pH_{H_2O} od 4,6 do 7,7 i 8,2. W związku z tym zakresy buforowości zmieniają się od wymiennej w poziomie A_{kol} do krzemianowej w poziomach Bvt_{kol} i Ctg_{kol} oraz węglanowej w poziomach 2Ccago i 3Grc, z małym ryzykiem zagrożenia kwasowego. Gleba ta jest buforowana w poziomie 2Ccago silniej i wyżej położonym Ctg_{kol} słabiej zasadowymi kationami Ca^{2+} i Mg^{2+} z kapilarnego podsiąku wód glebowo-gruntowych pochodzących z wysoczyzny. Wskaźnikami tego procesu są wysokie BS w tych poziomach (100% i 99,5%), śladowe ilości H^+ i Al^{3+} oraz podwyższone w poziomie Ctg_{kol} stę-

żenia kationów Na^+ , K^+ i Mg^{2+} w stosunku do poziomów sąsiadujących. W silnie kwaśnych poziomach A_{kol} i $B_{\text{vt}_{\text{kol}}}$ zawartość próchnicy 6,2% i 0,9%, ubogiej w N_p , przy szerokich stosunkach C/N 19 i 23:1, wskazuje na zwolnioną humifikację resztek roślinnych. Zawartości fosforu w poziomach O_1 i A_{kol} są stosunkowo mniejsze, czego wskaźnikiem jest C/P wynoszący 452 i 148. Z głębokością, już w poziomie $B_{\text{vt}_{\text{kol}}}$ C/P wynosi 20, co wskazuje na wzrost zasobności niezwiązanej organicznie P w dolnej części profilu tej gleby. Wielkości TEB i CEC mają charakterystyczny układ profilowy świadczący o przemywaniu tej gleby od powierzchni przez wody opadowe oraz wspomniane już wzbogacanie w zasadowe kationy, głównie Ca^{2+} , przez wody gruntowe podsiąkające z podłoża. Niskie jest TEB w poziomach A_{kol} i $B_{\text{vt}_{\text{kol}}}$ wynoszące 2,15 i 4,72 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$, skokowo jednak zwiększa się w poziomach $C_{\text{tg}_{\text{kol}}}$, 2C_go i 3G_rca od 12,49 do 27,50 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$. W związku ze śladowymi zawartościami H_w i Al_w w alkalicznych poziomach wysyconych głównie Ca^{2+} CEC ma podobne do TEB wielkości. Z charakterystyczną dwudzielnością aktywnych procesów przekształceń pedogenicznych w poziomach A_{kol} i $B_{\text{vt}_{\text{kol}}}$ z $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 4,8–5,3 oraz litogenicznych w poziomie 2C_go z $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 7,7 związane są dwa maksima Fe_d i Fe_t wynoszące odpowiednio 3,87% i 5,26% oraz 2,38% i 2,79%. Niska zawartość tych elementów w węglanowym poziomie 3G_rca (1,45% i 0,23%) w warunkach stale redukcyjnych potwierdza allochtoniczne pochodzenie części Fe w poziomie 2C_go, przytransportowanych przez wody gruntowe kwaśnych węglanów z gleb wysoczyznowej części zlewni. Stosunkowo wysokie wartości Fe_d oraz wskaźnika Fe_d/Fe_t w sąsiadujących poziomach $C_{\text{tg}_{\text{kol}}}$ i 2C_go wskazują na dominację krystalicznych form Fe przy niewielkim udziale form amorficznych. W tej sytuacji względnie wysoki stosunek (Fe_d/Fe_t)/Fe_t w tych poziomach wynoszący 0,31 i 0,58 nie w pełni może być wskaźnikiem stopnia pedogenicznego zwietrzenia, a w większym zakresie litogenicznego wzbogacenia w Fe w środowisku o zmiennej aerobowości.

Potwierdzeniem tego jest dość wysoka w całym profilu zawartość Al_p , rosnąca od 2,90% w A_{kol} do 4,17% w poziomie $C_{\text{tg}_{\text{kol}}}$ i następnie malejąca do 2,93% w poziomie 3G_rca. Bardzo mały jest udział Al_o , szczególnie w poziomach $B_{\text{vt}_{\text{kol}}}$, 2C_go i 3G_rca, przy rosnącej ku powierzchniowym poziomom zawartości tej formy od 0,06% do 0,21%. Bardzo niskie są stosunki Al_o/Al_t wynoszące 0,02–0,03 w kolejnych poziomach $C_{\text{tg}_{\text{kol}}}$, 2C_go i 3G_rca wysyconych kationami zasadowymi, gdyż w tych warunkach Al, podobnie jak Fe, tworzy formy nierozpuszczalne (Fiedler i in. 1973).

Najmłodsza, agradacyjna sekwencja poziomów gleb koluwalno-aluwialnych próchnicznych gruntowo-glejowych na dnie doliny charakteryzuje się kwaśnym odczynem z nieznacznie zróżnicowanymi wartościami $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 5,5–6,1 oraz pH_{KCl} 4,7–5,4 w zakresach buforowości wymiennej i krzemianowej, z niewielkim ryzykiem zagrożenia kwasowego w warunkach trwałych procesów redukcyjnych. Wysokie jest wysycenie kompleksu sorpcyjnego od 97,8% do 99,6% kationami zasadowy-

mi, głównie Ca^{2+} , przy bardzo niskich wartościach H_w 0,07–0,16 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ i śladowych ilościach Al^{3+} 0,00–0,03 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$. Jest to typowy stan dla gleb z $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ >5,5 hydrogenicznych trwale silnie uwodnionych przez wody dopływające śródglebowo z wysoczyzny zlewni. Stosunkowo wysoka CEC w profilu od 11,9 do 18,55 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$, z wyjątkiem poziomu AGr_{4_{kol-al}} z CEC 8,1 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$, jest wyraźnie związana z dużą zawartością próchnicy, wzrastającej nieznacznie ku powierzchniowym poziomom próchniczno-gruntowo-glejowym od 8,40% do 9,52%, z wyjątkiem poziomu AGr_{4_{kol-al}} na głębokości 41–62 cm zawierającym 5,5% próchnicy, z licznymi storfiąłymi szczątkami roślin. Powstające w trwale redukcyjnych warunkach CO, H₂S, N₂ i CH₄ powodują zakwaszenie roztworu glebowego, a zredukowane związki SO₄, Mn i Fe – smolistoczarne zabarwienie próchnicy i koloidów mineralno-próchnicznych. Względnie wąskie stosunki C/N od 8 do 16:1 wskazują, że każdy kolejny, młodszy poziom AGr_{kol-al} powstawał w warunkach tlenowych, umożliwiających zaawansowaną biogeniczną humifikację resztek organicznych z powstawaniem trwałych koloidów organiczno-mineralnych wysyconych kationami i anionami zawartymi w ciągle dopływających wodach. Niskie stosunki C/P od 16 do 47:1 wskazują na względnie wysokie zawartości P związanego z koloidami, malejące od poziomu AGr_{3_{kol-al}} z 0,149% do powierzchniowego poziomu AGr_{1_{kol-al}} z zawartością P 0,102%. Od poziomu AGr_{3_{kol-al}} do poziomu AGr_{5_{kol-al}} nad dnem doliny zawartość P maleje do 0,92%. Stosunki C/P < 100 są wskaźnikami produktywności gleb, a także wymiennego związania tego elementu z próchnicą i frakcjami pyłu oraz ilu (Fiedler i in. 1973). Zawartość Fe, w porównaniu z glebami stoków i wysoczyzny jest nieco niższa, wzrastająca ku powierzchni od 1,8% do 2,3% z maksimum 2,7% w poziomie AGr_{3_{kol-al}}. Charakterystyczna jest dość wysoka zawartość formy Fe_o, wskazująca na dużą aktywność pedogeniczną procesów i młodszy wiek poszczególnych kolejno nadbudowywanych warstw będących jednocześnie poziomami. Wyższy jest jednak wskaźnik zwietrzenia minerałów Fe pochodzących z wysoczyzny i stoków. Zawartość Al_t jest zróżnicowana nieznacznie od 3,8% do 4,0%, także z maksimum 4,2% w poziomie AGr_{3_{kol}}. Zawartość formy Al_o wyraźnie wzrasta od poziomu AGr_{5_{kol}} do powierzchniowego poziomu AGr_{1_{kol-al}} od 0,18% do 0,26%, co wskazuje, że z malejącym wiekiem w kolejnych agradowanych poziomach glebowych wzrasta zawartość Al amorficznego.

Z przebiegu linii charakteryzujących kształtowanie niektórych cech lito- i pedogenicznych w nakładającej się pionowej sekwencji gleb koluwalno-aluwialnych w dnie doliny (ryc. 10) wynika, że konsekwentnie z malejącym wiekiem aluwio-koluwiów wzrasta w nich zawartość P, N_t i C_{org} i zawężają się stosunki C/P i C/N. Świadczy to o polepszających się warunkach humifikacji resztek organicznych oraz rosnącym wpływie aktywności człowieka, przy następczym malejącym natężeniu przepływu wód powierzchniowych i śródglebowych w warunkach dużej porowatości od 48,3% do 68,4%. Charakterystyczny jest

układ pH, z większymi wartościami na głębokości 260–210 cm, z którymi korelują niewielkie maksima frakcji piasku oraz duże maksima strat prażenia, C_{org} i N_t z malejącymi C/N wskazującymi na fazę nasilenia procesów pedogenicznych w warunkach mniejszego uwilgotnienia. Od tego okresu środowisko glebotwórcze podlega konsekwentnemu zakwaszaniu, z malejącą akumulacją próchnicy, wzbogaceniu w N i P, z malejącymi stosunkami C/N. Najmłodsza faza, przy malejącej akumulacji piasku i rosnącej frakcji pyłu oraz ilu, charakteryzuje się nieregularnym wzrostem wartości pH, strat prażenia, C_{org} , N_t , P i C/N wskazującymi również na fazową intensyfikację aktywności czynnika antropogenicznego ingerującego w gospodarkę wodną i chemizm wód w zlewni.

Podsumowanie

W ogólnej świadomości, a także w podręcznikach i systematykach gleb (np. Marcinek i in. 2011), zbyt mało jest informacji o powstawaniu gleb nie tylko ze zwietrzelin lub skał znajdujących się w ich podłożu, lecz również z najrozmaitszych różnowiekowych naturalnych i antropogenicznych substratów (Schleuss, Blume 1996). Na terenach polodowcowych, szczególnie najmłodszych, były to wielowarstwowe glacialne, peryglacialne i ekstrapeeryglacialne różnowiekowe pokrywy zwietrzelin osadów soliflukcyjnych, koluwalnych, eolicznych, wodnych i antropogenicznie przekształconych. W takiej sytuacji spójne poznawanie i określanie gleb jest możliwe tylko na drodze nierozłącznego rozpatrywania ich lito- i pedogenicznych cech, w konkretnej czasoprzestrzeni składników morfogenetycznych krajobrazu, pojmowanych w jedności zespołów abiotycznych i biotycznych czynników glebotwórczych oraz systemu morfo- i pedogenicznych procesów. Ten skomplikowany i jeszcze niedostatecznie rozpoznany problem jest przedmiotem powstającej, progresywnie różnicującej się nowej gałęzi nauki o glebach nazywanej „nauką o rozprzestrzenieniu gleb” (Schmidt 2000) z progresywnie rozwijającą się metodologią szczegółowości relacjonowania.

Czasoprzestrzenne ramy sukcesyjnej inicjacji zespołów substratów rozpatrywanych gleb w niewielkiej zlewni z wciętą w osady glacialne i dennomorenowe doliną były określone przedziałem recesyjnej fazy pomorskiej zlodowacenia vistulianu i holocenijskiej współczesności, a więc terenami przymorza i okresem nie dłuższym łącznie niż 16,2 tys. lat według chronologii Kozarskiego (1995). Według Manikowskiej (1999) był to okres „pedogenezy wstępującej”, powstawania i prostego rozwoju gleb późnovistuliańskich w fazach epe, böllingu i allerödu oraz holocenijskich gleb faz preborealnej, borealnej i atlantyckiej.

Inicjacja przedstawionych zdarzeń morfo- i pedogenetycznych badanej zlewni zapewne miała miejsce około 15–14,5 ka BP. Ich przebieg przedstawiono w sześciu następujących fazach: jednej proglacialnej, dwu peryglacialnych, dwu ekstrapeeryglacialnych i jednej antropo-

genicznej, z kilkutyсяcioletnim hiatasem w okresie od preborealnego, a nawet od akumulacji glacialimnicznej według Markiewicza (2005), do początku okresu subborealnego. W nawiązaniu do literatury (Haase 1964, 1984, Kowalkowski 1969, Haase, Schmidt 1970, 1974, Blume 1984, Fridland 1986, Schleuss, Blume 1996, KA5 2005, Degórski i in. 2013) obszar rozpatrywanej zlewni został podzielony na morfopedogeniczne areale wysoczyznowe, stokowe i denny. Związane z nimi areale zespołów gleb w systematyce gleb znajdują się w stopniu gleboagregacji III – zespoły gleb przewodnych. Wyższe stopnie gleboagregacji to IV – asocjacja gleb przewodnych oraz V – glebokrajobraz dla zlewni jako całość jej arealu w zasięgu jej niezmiennej morfogenetycznej granicy powierzchniowej.

W badanym przekroju zlokalizowanym przy części ujściowej doliny do pradoliny Wieprzy szczegółowo scharakteryzowano gleby przewodnie dla zespołu gleb na wyróżnionych arealach morfopedogenicznych zlewni. Na wysoczyznowym areale jest to peryglacialna gleba płowa opadowo-glejowa słabo ogłowiona wytworzona z przekształconych osadów glacialimnicznych. Na stoku NE dominują gleby koluwalne. Są to: młodoplejstocenijska rdzawa gruntowo-glejowa z glin koluwalnych osadzonych w dolnej przykorytowej części na podłożu odsłoniętych glin dennomorenowych fazy recesyjnej pomorskiej zlodowacenia Wisły oraz młodoholocenijska gleba koluwalna brunatna próchniczna gruntowo-glejowa w górnej części tego stoku wytworzona z pedogenicznie przekształconych glin pochodzących z gleb wysoczyzny glacialimnicznej, osadzonych na podłożu ilów pylastych glacialimnicznych.

W dolinie osadzona jest seria następcza młodoholocenijskich gleb koluwalno-aluwalnych próchnicznych gruntowo-glejowych. W każdej z tych gleb można wyróżnić kilka diagnostycznych poziomów genetycznych oraz materiały diagnostyczne wskazujące na ich odrębną poligenezę, związaną z rozwojem krajobrazu. Istnieją także przesłanki do stwierdzenia, że w glebach przewodnych wysoczyzny i stoków kilkakrotnie wystąpił proces przemieszczania (lessiważu) frakcji drobnego pyłu i ilu. Według Kühna (2003) na obszarach młodoglacjalnych proces ten zachodził 3–4-krotnie. Najmłodszy był związany z wylesieniem i rolniczym zagospodarowaniem gleb w wiekach XIII–XIV. Występowanie tego procesu w omawianych glebach oraz określenie ich wieku bezwzględne wymaga zastosowania odpowiednich metod badawczych.

Literatura

- AK. Standvrtskartierung, 1996. Arbeitskreis Standvrtskartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung. Forstliche Standvrtsaufnahme. 5. Aufl. IHW-Verlag, Eching bei München.
- Barkman J., Breckling B., Müller F., Reck H., Reiche E.W., Windhorst W., 2002. Ökologische Integrität als Leitbild für Ökosystemschutz und nachhaltige Landschaftsentwicklung-Eine Diskussionsgrundlage. EcoSys. Beiträge zur Ökosystemforschung 9: 107–122.

- BK. Bodenkundliche Kartieranleitung KA, 5. 2005. 5. Aufl. Hannover.
- Błaszkiwicz M., 2005. Późnoglacialna i wczesnoolocena ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). PAN IGIPIZ, Warszawa.
- Blume H.P., 1984. Definition, Abgrenzung und Benennung von Bodenschaften. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 40: 169–176.
- Blume H.P., 2012. Die Tonverlagerung als profilprägender Prozess in Böden aus jungpleistozänen Geschiebemergel. Schriftenreihe 96. Inst. für Pflanzenern und Bodenkunde, Univ. Kiel.
- Cieśliński M., Wawrzyniak P., 2004. Rozwój osadnictwa w rejonie wsi Dzierżęcina pow. sławieński w późnym przedrzymskim okresie wpływów rzymskich i wędrówek ludzi. Historia i Kultura Ziemi Sławieńskiej. 3. Gmina Postomino. Sławno, s. 75–88.
- Cronan C.S., Grigal D.F., 1995. Use of calcium/aluminum ratios as indicators of stress in forest ecosystems. J. Env. Qual. 24: 209–226.
- Degórski M., Kowalkowski A., Kozłowska A., 2013. Gleby bielocziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju. IGIPIZ PAN, SENDO Wyd. Akademickie, Warszawa.
- Fiedler H.J., Nebe W., Hoffmann F., 1973. Forstliche Pflanzenernährung und Düngung. VEB Gustav Fisher Verlag, Jena.
- Florek W., 1993. Główne etapy rozwoju koryt i dolin rzecznych środkowego Pomorza w późnym wistulianie i holocenie. W: W. Florek (red.), Geologia i geomorfologia środkowego Pobrzeża i południowego Bałtyku. Słupsk, s. 270–290.
- Folk R.L., Ward W., 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. J. Sed. Petrol. 27: 3–26.
- Fridland W.M., 1986. Problemy geografii genezy i klasyfikacji poczw. Nauka, Moskwa.
- Gilewska G., 1999. Rzeźba. W: L. Starkel (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa, s. 243–288.
- Haase G., 1964. Landschaftsökologische Detailuntersuchung und naturräumliche Gliederung. Peterm. Geogr. Mitt. 108: 8–30.
- Huggett, 1975. Soil landscape systems: a model of soil genesis. Geoderma 13: 1–22.
- Jenny H., 1983. The soil resource, origin and behaviour. Springer, New York–Heidelberg–Berlin.
- Keilhack K., 1897a. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. LXXXIII Lieferung. Blatt Gruppenhagen. Paul Parey, Berlin.
- Keilhack K., 1897b. Agronomische Bohrungen zu Blatt Gruppenhagen 1:25 000. Kgl. Preuss. Geolog. Landesanstalt, Berlin. Lieferung 83.
- Kern H., 1984. Some problems of the geochemical evolution of polish soils. Geogr. Polon. 50.
- Kondracki J., 1977. Regiony fizycznogeograficzne Polski. Wydawnictwo UW.
- Konishchev V.N., Rogov V.V., 1983. The cryogenic evolution of mineral matter (an experiment of model). Permafrost, Fourth Int. Conf. Proceedings. National Academy Press, Washington, DC, s. 656–659.
- Kopp D., 1965. Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordvstdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. Ber. Ostgeol. Ges. DDR 10: 739–771.
- Kopp D., 1998. Zusammenwirken von Standort und Vegetation bei der Erkundung des Zustandswandels von Waldnaturräumen im norddeutschen Tiefland. Vorträge der Tagung der AFSV, 12 Folge, Jahrestagung 1966 in Berlin-Brandenburg. Wolfenbüttel.
- Kowalkowski A., 1969. Ważniejsze elementy podstaw teoretycznych wydzielenia regionów przyrodniczo-glebowych. W: A. Kowalkowski, J. Marcinek (red.), Materiały z seminarium regionalizacji przyrodniczo-gleboznawczej kraju, rejonizacji rolnictwa i oceny środowiska geograficznego dla potrzeb rolnictwa. Poznań 29–31 marca 1968. Poznań, s. 11–34.
- Kowalkowski A., 1988. Wiek i geneza gleb. W: L. Starkel (red.), Przemiany środowiska geograficznego Polski. Ossolineum, Kraków, s. 45–85.
- Kowalkowski A., 1994. Poczw i procesy wywietrzenia na terenie Polski. W: A.A. Wieliczko, L. Starkel (red.), Paleogeograficzka osnowa sowniennych landszaftow. Nauka, Moskwa, s. 134–137.
- Kowalkowski A., Prusinkiewicz Z., 1963. Wskaźniki granulometryczne jako kryterium jednorodności osadów lodowcowych. Roczniki Gleboznawcze XIII, dodatek: 131–137.
- Kowalkowski A., Schwanecke W., Jäger K.D., Konopatzyk A., Altmann M., 2012. Dietrich Kopp (1921–2008) – ein grundlegendes Wirken zur Entwicklung und Durchführung der ostdeutschen forstlichen. Standortserkundung und Bodenkunde 9: 125–165.
- Kowalkowski A., Truszkowska R., Borzyszkowski J., 1995. Mapa morfogenetyczno-glebowa Polski 1:500 000. Prace Komisji Naukowych PTG VII/15: 1–27.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki, środowiska i transformacja geosystemu (~20ka BP→10ka BP). IGIPIZ PA, Wrocław.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1999. Paleogeografia Polski w wistulianie. W: L. Starkel (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa, s. 79–103.
- Kühn P., 2003. Spätglaziale und holozäne Lessivogenese auf jungweichzeitlichen Sedimenten Deutschlands. Greifswalder Geogr. Arbeiten. Greifswald.
- Lamp J., 1992. Böden als Landschaftssegmente. W: H.P. Blume (red.), Handbuch der Bodenschutzes. 2. Aufl. ecamed. Landsberg/Lech, s. 47–57.
- Marcinek J., Komisarek J., Bednarek R., Mocek A., Skiba S., Wiatrowska K., 2011. Systematyka gleb Polski. Wyd. 5. Roczniki Gleboznawcze LXII(3): 1–193.
- Marsz A., Tobolski K., 1993. Osady późnoglacialne i holoceni w klimie między Ustką a ujściem Potoku Orzechowskiego. W: W. Florek (red.), Geologia i geomorfologia pobrzeża i południowego Bałtyku. Słupsk, s. 201–250.
- Mehra O., Jackson J., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals 5: 317–327.
- Morozowa T.D., 1965. Micromorphological characteristics of pale yellow permafrost soils of Central Yakutia in relation to cryogenesis. Soviet Soil Science 7: 1333–1342.
- Schleuss U., Blume H.P., 1996. Bodengesellschaften einer Jungmoränenlandschaft in Nordwestdeutschland (Bornhöveder Seenkette, Schleswig-Holstein). Peterm. Geogr. Mitt. 140: 3–13.
- Schleuss U., Blume H.P., 1996. Ecology, classification and soil pattern of colluvial soils of the Bornhöved Lake District (North Germany). Zeitschr. Pflanzenernähr. Bodenk. 159: 23–29.
- Schlichting E., 1970. Bodensystematik und Bodenzologie. Zeitschr. Pflanzenernähr. Bodenk. 127: 1–9.
- Schmidt R., 1973. Bodengeographische und geoökologische Grundlagen für die Beurteilung der Agrarstandorte der DDR unter den Bedingungen der sozialistischen Intensivierung der Landwirtschaft. TU, Dresden. Diss.
- Schmidt R., 2000. Bodengeographie als Beitrag zu einer integrativen Bodenkunde. Horizonte. Hertenhäuser. Forschungsbeiträge zur Bodenkunde 3: 25–38.
- Simonson R.W., 1971. Soil association maps and proposed nomenclature. Soil Sci. Soc. Am. J. 35: 959–969.
- Smith G., 1986. The Guy Smith interviews. Rationale for concepts in Soil Taxonomy. SMSS Technical Monograph 11. Washington.
- Tylman I., 2011. Morfogeneza dolinki erozyjno-denudacyjnej koło Mazowa (Dolina Wieprzy). Słupskie Prace Geograficzne 8: 109–127.
- Tylman I., Florek W., Krapiec M., 2011. Subfossylne pnie w osadach wypełniających dno dolinki denudacyjno-erozyjnej koło Mazowa (w dolinie Wieprzy). Słupskie Prace Geograficzne 8: 129–135.
- Ulrich B., 1981. Zur Stabilität von Waldökosystemen. Forstarchiv 52: 165–170.
- van Reeuwijk L., 1995. Procedures for soil analysis. Technical Paper 9. International Soil Reference and Information Centre.
- Wieliczko A.A., Morozowa T.D., 1994. Etapy poczwobrazowania w Wostocznoj Ewrope. W: A.A. Wieliczko, L. Starkel (red.), Paleogeograficzka osnowa sowniennych landszaftow. Nauka, Moskwa, s. 137–140.
- Żestkowa T.N., 1982. Formowanie krogennoego strojenija gruntow. Nauka, Moskwa.