



POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

Marek Degórski
Alojzy Kowalkowski
Anna Kozłowska

Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju

 SEDNO
Wydawnictwo
Akademickie

Gleby bielicoziemne
– geograficzne trendy
oraz dyskontynuacje
procesów rozwoju

**Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
oraz Wydawnictwo Akademickie SEDNO**
wspólnie wydają serię publikacji książkowych pracowników IGiPZ PAN.

W serii została opublikowana:

→ Przemysław Śleszyński, Tomasz Komornicki, Jerzy Solon,
Marek Więckowski *Planowanie przestrzenne w gminach*

Wkrótce ukążą się następne książki:

→ Tomasz Komornicki, Piotr Korcelli, Piotr Siłka, Przemysław
Śleszyński, Dariusz Świątek *Powiązania funkcjonalne pomiędzy
polskimi metropoliami*

→ Leszek Starkel *O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór
i przedpoli*

Więcej informacji o tych i kolejnych publikacjach
na stronach internetowych:
www.igipz.pan.pl
www.wydawnictwosedno.pl

Marek Degórski
Alojzy Kowalkowski
Anna Kozłowska

Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju



INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA PAN



SEDNO
Wydawnictwo
Akademickie

Wydawca
Bożena Kućmierowska

Recenzent
prof. Zygmunt Brogowski
prof. Barbara Manikowska

Redakcja merytoryczna i korekty
Danuta Koperska-Puskarz

Redakcja techniczna
Danuta Przymanowska-Boniuk

Projekt okładki, stron tytułowych i opracowanie typograficzne
Janusz Fajto

Zdjęcie na okładce
Marek Degórski

Badania finansowane ze środków projektu badawczego KBN nr ZPO4E 01526

Copyright © by Wydawnictwo Akademickie SEDNO Spółka z o.o.
Copyright © by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Warszawa 2013

Wszelkie prawa zastrzeżone
Kopiowanie, przedrukowywanie i rozpowszechnianie w całości lub we fragmentach jakąkolwiek
techniką bez pisemnej zgody wydawcy zabronione

ISBN 978-83-63354-22-0
ISBN 978-83-63354-85-5 (e-book)

Wydawnictwo Akademickie SEDNO Spółka z o.o.
00-696 Warszawa
ul. J. Pankiewicza 3
www.wydawnictwosedno.pl
info@wydawnictwosedno.pl

Spis treści

PRZEDMOWA	9
1. WSTĘP	11
2. KWANTYFIKACJA PROCESU BIELICOWANIA – STAN DOTYCHCZASOWEJ WIEDZY	17
2.1. Teoretyczne problemy kwantyfikacji procesów glebotwórczych	17
2.2. System czynników rozwoju gleb	18
2.3. Geograficzna rytmika i nieliniowość procesów rozwoju gleb	19
2.4. Orientory i indykatory uwarunkowań oraz trendy rozwoju gleb bielicoziemnych	23
2.5. Nazewnictwo i główne procesy rozwoju gleb bielicowych	25
2.6. Czasoprzestrzenne aspekty rozwoju gleb bielicowych	26
2.7. Identyfikacja cech środowisk peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych w profilu gleb bielicowych	35
2.8. Kwantyfikacja procesu bielicowania	43
3. METODY BADAŃ	47
3.1. Wybór obiektów	47
3.2. Opis zbiorowisk roślinnych	48
3.3. Opis profilu glebowego i jego środowiska	48
3.4. Procedura polowych opisów i oznaczeń	49
3.5. Procedura pobierania próbek glebowych	53
3.6. Przygotowanie próbek do analiz	53
3.7. Kompleks analiz uziarnienia	53
3.8. Analizy właściwości fizycznych i fizykochemicznych	54
3.9. Procedura analizy SEM	56
3.10. Opracowanie wyników analiz laboratoryjnych	57
4. PALEOGEOGRAFICZNY ROZWÓJ ŚRODOWISK PEDOGENICZNYCH	59
4.1. Czasoprzestrzenne aspekty rozwoju gleb bielicowych w środowisku geograficznym środkowopółnocnej Europy	59
4.2. Morfolitologiczny rozwój badanych obszarów	62
4.2.1. Plejstocenijskie zwietrzeliny granitowego masywu Równi pod Śnieżką	62
4.2.2. Zwałowe i fluwialne osady zlodowacenia Odry na Wysoczyźnie Bielskiej	64

4.2.3. Holocenijskie zwietrzliny granulitowych skał w rezerwacie Kevo – fińska Laponia	65
4.2.4. Mezo- i neholocenijskie piaski wałów brzegowych i ich zwydmienia na Półwyspie Helskim	66
4.2.5. Współczesne namyty piasków morskich na mierzei Schaabe	68
5. GEOGRAFICZNE UWARUNKOWANIA WSPÓŁCZESNEGO ŚRODOWISKA WYBRANYCH OBIEKTÓW	71
5.1. Warunki sedymentacyjne i litologiczne	71
5.2. Czasoprzeznenna nieliniowość rozwoju rzeźby	73
5.3. Warunki klimatyczne	74
5.4. Geomorfogenetyczne i klimatyczne uwarunkowania stosunków wodnych	77
5.5. Stan współczesnych zbiorowisk roślinnych i ich ewolucyjne uwarunkowania	78
5.6. Wpływ człowieka na środowisko przyrodnicze	80
6. CHARAKTERYSTYKA GEOBOTANICZNA ZBIOROWISK ROŚLINNYCH	83
6.1. Podział syntaksonomiczny zbiorowisk roślinnych	83
6.2. Charakterystyka zbiorowisk roślinnych	84
6.2.1. Równia pod Śnieżką	84
6.2.2. Puszcza Białowieska	86
6.2.3. Rezerwat Kevo	90
6.2.4. Pobrzeże Bałtyku	93
7. BIOGEOMORFOGENICZNE UWARUNKOWANIA BUDOWY PROFILU MORFOLOGICZNEGO GLEB	99
7.1. Profil stanu badanych gleb	99
7.2. Pionowy układ dominujących i towarzyszących cech morfologicznych	131
7.3. Poli- i monogenetyczne profilowe sekwencje warstw i poziomów glebowych	135
7.4. Sekwencje pedomorfo-genicznych cech przekształceń peryglacialnych i ekstraperyglacialnych	138
7.5. Diagnostyka morfologiczna poziomów w glebach bielcowych	142
8. PEDOGEOMORFOGENICZNA RÓŻNORODNOŚĆ WSKAŹNIKÓW UZIARNIENIA W PROFILACH GLEB BIELCOWYCH I ICH SUBSTRATÓW ...	145
8.1. Wstępna charakterystyka różnorodności uziarnienia	145
8.2. Gradienty głębokościowe uziarnienia w profilach jako wskaźniki procesów przekształcania	150
8.3. Wskaźniki jednorodności uziarnienia	156
8.4. Zawartość frakcji uziarnienia	162

9. MODYFIKACJA TEKSTURY POWIERZCHNI ZIARN PIASKU JAKO SKUTEK ZMIAN ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO	173
9.1. Mozaiki cech reliefu na powierzchni ziarn	173
9.2. Stosunki cech graniastości i zaokrąglenia na powierzchni ziarn	177
10. CECHY ULTRAMORFOSKOPOWE FIZYCZNYCH I CHEMICZNYCH PROCESÓW PRZEKSZTAŁCANIA PROFILU GLEB BIELICOWYCH I ICH SUBSTRATÓW	183
10.1. Wskaźniki tekstury powierzchni ziarn piasku w identyfikacji warunków pedogenezy	183
10.2. Ultramorfoskopowa indykacja środowisk powstawania substratów i ich przekształceń pedogenicznych	184
10.2.1. Środowisko zwietrzelinowe	185
10.2.2. Środowisko morenowe	188
10.2.3. Środowisko plażowe	190
10.2.4. Środowisko wałów brzegowych	192
10.2.5. Środowisko wydmowe	193
10.3. Cechy procesów mechanicznych i chemicznych na powierzchniach ziarn piasku w układach profilowych	194
10.3.1. Cechy teksturalne powstałe w procesach fizycznych	194
10.3.2. Cechy teksturalne powstałe w procesach chemicznych	205
11. GENETYCZNIE UWARUNKOWANE WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-WODNE	211
11.1. Lito- i pedogeniczny profil gęstości objętościowej i porowatości	211
11.2. Profile pojemności wodnych i ich geograficzne uwarunkowania	220
11.3. Pedogenetyczne aspekty profilowego i geograficznego zróżnicowania zasobów wodnych	229
12. FIZYKOCHEMICZNE WSKAŹNIKI GEOGRAFICZNEJ RÓŻNORODNOŚCI GLEB BIELICOWYCH	233
12.1. Profile głębokościowe węgla organicznego (C_{to} , C_p) i azotu ogółem (N) oraz ich proporcje jako wskaźniki aktywności biologicznych	233
12.1.1. Materia organiczna w procesach glebotwórczych uwarunkowanych klimatem polarnym, subpolarnym i umiarkowanym	233
12.1.2. Profilowe zróżnicowanie zawartości węgla organicznego oraz jego zasobów	236
12.1.3. Profilowe zróżnicowanie zawartości azotu i stosunki C : N	249
12.2. Głębokościowe zróżnicowanie pH, buforowości i elektrycznej przewodności jako wskaźnik dynamiki procesów glebotwórczych	255

12.3. Wskaźniki profilowego zróżnicowania wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami i anionami	266
12.4. Stosunki molarne kationów i anionów jako wskaźniki natężenia procesu zakwaszania gleb	272
12.5. Profile zróżnicowania różnych form Al i Fe i ich stosunki ilościowe jako wskaźniki rozwoju poziomów glebowych	276
12.5.1. Całkowita zawartość żelaza (Fe_t) i glinu (Al_t)	276
12.5.2. Wolne żelazo (Fe_d) i glin (Al_d)	279
12.5.3. Amorficzne formy żelaza (Fe_o) i glinu (Al_o)	280
12.5.4. Organiczne formy żelaza (Fe_p) i glinu (Al_p)	281
12.5.5. Nieorganiczne formy żelaza (Fe_{ac}) i glinu (Al_{ac})	282
12.5.6. Krzemianowe formy żelaza (Fe_{gk}) i glinu (Al_{gk})	283
12.5.7. Niekrzemianowe, krystaliczne formy żelaza (Fe_{kr})	284
12.6. Ocena zaawansowania procesu bielicowania	284
13. KONCEPCJE SYSTEMU PROFILOWEGO WSKAŹNIKÓW TRENDÓW I DYSKONTYNUACJI PROCESÓW BIELICOWANIA	289
13.1. Problemy kryteriów indykacyjnych poziomów diagnostycznych gleb	289
13.2. Założenia nowego paradygmatu geolitomorfogenicznej genezy gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych	291
13.3. Geolitomorfogenetyczne podstawy systemu czasoprzestrzennego zróżnicowania diagnostyki rozwoju gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych	294
13.4. Propozycja usystematyzowania badanych gleb	296
14. INDYKATORY CZASOPRZESTRZENNEGO ZRÓŻNICOWANIA GLEB BIELICOZIEMNYCH	303
15. POTRZEBA DALSZEGO ROZWOJU BADAŃ NAD CZASOPRZESTRZENNYM ZRÓŻNICOWANIEM GLEB BIELICOZIEMNYCH	307
BIBLIOGRAFIA	311
SPIS RYCIN	337
SPIS TABEL	344
SPIS FOTOGRAFII	348
SUMMARY	354
LIST OF FIGURES	365
LIST OF TABLES	372
LIST OF PHOTOS	376

PRZEDMOWA

Oddawana do rąk Państwa książka przedstawia wyniki badań właściwości gleb bielcowych przeprowadzonych pod kątem ich genetyki uwarunkowanej czynnikami czasu i przestrzeni. Studia szczegółowe prowadzone były w latach 2004–2008 w pięciu regionach środkowej i północnej Europy, w ramach projektu badawczego KBN ZPO4E 01526 „Geograficznie uwarunkowane trendy i dyskontynuacje procesów rozwoju gleb bielicoziemnych – ich genetyczne i ekologiczne aspekty”. Wykonawcami projektu byli: prof. dr hab. Marek Degórski – geograf fizyczny specjalizujący się w geografii gleb, szczególnie w badaniu współzależności pomiędzy warunkami środowiska geograficznego a właściwościami pokrywy glebowej (kierownik projektu), prof. dr hab. Alojzy Kowalkowski – gleboznawca specjalizujący się w badaniach genetyki pokrywy glebowej ze szczególnym uwzględnieniem dawnych i współczesnych środowisk peryglacialnych jej powstawania oraz dr hab. Anna Kozłowska, prof. IGiPZ PAN – geobotanik specjalizujący się w badaniu zbiorowisk roślinnych obszarów subarktycznych oraz górskich piętra subalpejskiego i alpejskiego.

Zaprezentowane w pracy wyniki badań przeprowadzonych w konkretnych uwarunkowaniach geograficznych, odniesione zostały również do poglądów licznych badaczy zajmujących się genetyką i przestrzennym zróżnicowaniem gleb bielicoziemnych. Są one jednak oparte głównie na wieloletnim doświadczeniu autorów, którzy zagadnieniom rozwoju i funkcjonowania gleb bielcowych poświęcili dziesiątki lat swoich studiów, szczególnie w przestrzenno-czasowym aspekcie rozwoju mozaik pokrywy glebowej oraz zbiorowisk roślinnych obszarów zimnych – zarówno kontynentalnych, jak i górskich. W opracowaniu zwrócono szczególną uwagę na rolę kompleksu następujących po sobie procesów morfogenetycznych i glebotwórczych, jakie działają we współczesnym środowisku peryglacialnym wysokich gór oraz obszarów arktycznych i subarktycznych. W plejstocenie zaś i w początkach holocenu procesy te były typowe dla obszarów środkowej i północnej Europy, kształtując biotopy, w których nastąpiła kriogeniczna inicjacja i zazwyczaj wielofazowa następcza morfogeneza współczesnych gleb.

Autorzy opracowania pragną podziękować osobom i instytucjom, które pomogły w realizacji prezentowanych badań. Były to: Uniwersytet w Turku i stacja naukowa tegoż uniwersytetu w Kevo, dyrekcje Karkonoskiego i Białowieskiego Parku Narodowego, nadleśnictwa Białowieża, Hajnówka i Władysławowo oraz leśnictwo w Jastarni, dyrekcja Nadmorskiego Parku Krajobrazowego we Władysławowie, Uniwersytet im. Ernsta Moritza Arndta w Greifswaldzie oraz Urząd Leśny Rugia w Sassnitz.

Szczególne podziękowania skierowane są do recenzentów: prof. dr hab. Barbary Manikowskiej i prof. dr. hab. Zygmunta Brogowskiego, za znaczące sugestie i komentarze, które przyczyniły się do ostatecznego kształtu publikacji.

1. Wstęp

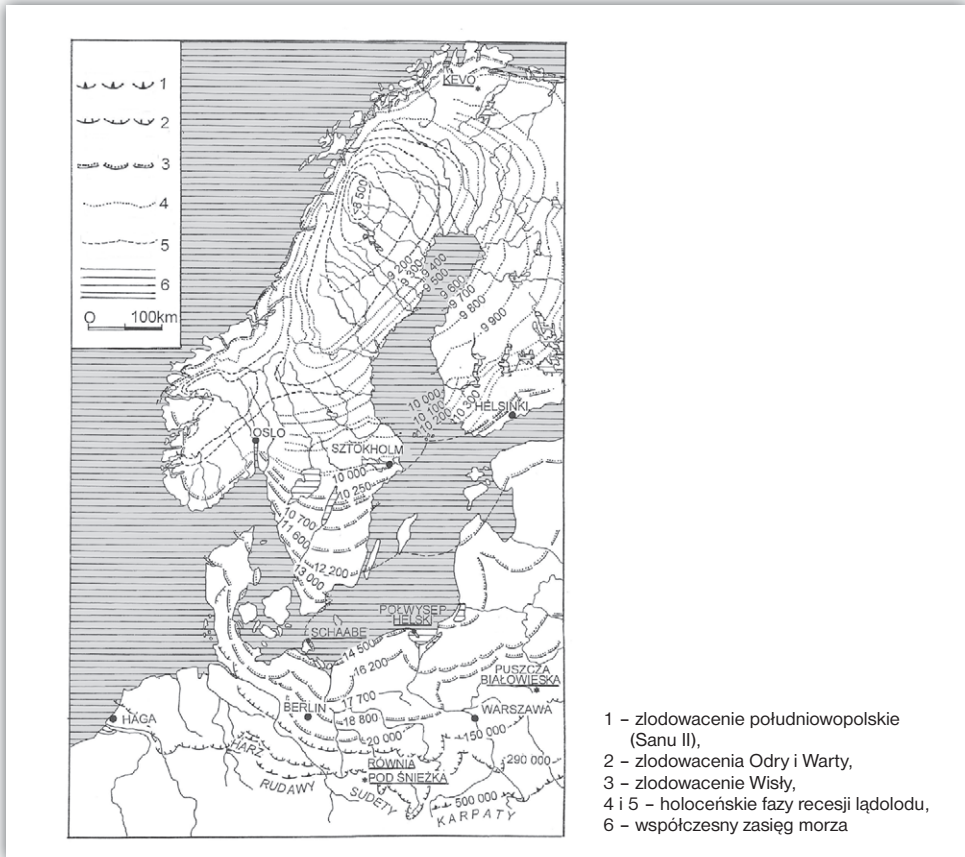
Zrównoważone użytkowanie i ochrona gleb, z zachowaniem ich wielofunkcyjnej roli w środowisku oraz naturalnej żyzności, w warunkach wielostronnej antropopresji, nie są możliwe bez poznania i zrozumienia historii rozwoju mozaik glebowych i ich ekologicznych następstw w określonym, stale rozwijającym się środowisku geograficznym. Powszechnie stosowana diagnostyka gleb, oparta na cechach morfologii profilu oraz na określonych analitycznie zespołach właściwości gleb, będących wynikiem zmieniających się w czasie układów procesów morfo- i pedogenicznych, podlega ciągłym uzupełnieniom i udoskonaleniom. Dzięki zastosowaniu nowych technik analitycznych uzyskuje się coraz więcej nowych informacji o genezie i funkcjonowaniu systemu środowiska pedogenicznego, wyrażonych między innymi w sekwencjach wzajemnie powiązanych profili poziomów glebowych z profilami ich cech i właściwości.

Należy zauważyć, że badania funkcjonalne, czasowe i przestrzenne właściwości systemu pokrywy glebowej Ziemi zostały zapoczątkowane dopiero w XIX w., a ich intensywny rozwój nastąpił w XX w. (m.in. Dokučajev 1879, 1880; Miklaszewski 1907; Kowalkowski 1988c; Yaalon 1971, 1997; Mückenhausen 1997; Tsatskin 1997; Degórski 2003a, 2004b). Bazowały one na interdyscyplinarnych studiach terenowych i laboratoryjnych, obejmujących przestrzenne i historyczne aspekty powstawania współczesnych mozaik pokrywy glebowej i glebokompleksów. W badaniach tych łączono metody powstających w tym czasie nowych kierunków badawczych, wykorzystując w studiach gleboznawczych metody stosowane w naukach o Ziemi, takich jak geografia fizyczna, geologia, geomorfologia, geochemia, klimatologia, hydrologia, oraz w innych dyscyplinach, tj. botanice, zoologii, paleontologii, archeologii itd. (Kowalkowski 1973; Manikowska 1996b; Prusinkiewicz 1996; Degórski 2007b). Początkowo głównym przedmiotem badań pedologii były profile gleb i ich morfogeneza. Następnie badania rozszerzono na gleby kopalne odsłaniane, reliktowe i pedolity (Yaalon 1971; Konecka-Betley 1981, 1991; *Paleopedology Glossary* 1995; Bronger i Catt 1993, 1998). Zainteresowano się również przestrzenną mozaikowatością środowisk pedogenicznych w odniesieniu do uwarunkowań wynikających z właściwości litologicznych podłoża i rzeźby (Crocker 1952; Yaalon 1971, 1982; Duchafour 1982; Jenny 1980, 1984; Birkeland 1984; Catt 1985, 1986, 1988; Buol i inni 1989; Mokma 1991; Hillel 1998; Degórski 1990, 1998a,

2002, 2003a), mozaikowatości środowiska przyrodniczego (między innymi warunków klimatycznych, wodnych, biotycznych) panujących w danym etapie rozwoju gleby (Mokma i Buurman 1982; Manikowska 1985b; Bednarek 1991; Morozova 1994; Prusinkiewicz i Bednarek 1996; Degórski 1998b, 1998c, 2002) lub właściwości pedonów w określonym okresie i fazie glebotwórczej (Kowalkowski 1988c, 1994; Manikowska 1999), jak i zdefiniowanych procesów morfopedogenetycznych (Kopp 1965, 1970; Kowalkowski, Mycielska-Dowgiałło 1985; Kowalkowski, Kocoń 1998; Kowalkowski 1973, 1988a, 1990, 1993, 1994, 1995b, 1998a, 2001a, 2004b).

Nadal jednak stosunkowo niewiele jest opracowań traktujących glebę jako dynamiczny element składowy środowiska podlegający ciągłej ewolucji, powodowanej pulsacyjnymi zmianami w megasystemie środowiska geograficznego (Kopp, Kowalkowski 1990; Kowalkowski 1980, 1990, 1994, 2001a; Degórski 2004a). Również mało jest znanych w literaturze przykładów ekogeograficznego ujęcia zróżnicowania właściwości gleb, szczególnie bardzo dyskusyjnych gleb bielicoziemnych (Volobuyev 1963; Mokma, Buurman 1982; Kowalkowski 1990; Bednarek 1991; Degórski 2002; Altermann i inni 2008). Niewystarczające jest poznanie wskaźników oceny przebiegu samego procesu bielicowania w zależności od stopnia rozwoju gleby w różnych warunkach geograficznych (Whalley 1975; Mokma, Buurman 1982; Morozova 1994; Bednarek, Pokojska 1996; Reuter 1962, 1998; Friedrich i inni 1999; WRB 1998, 2006), brak też jednoznacznego zdefiniowania diagnostycznych wskaźników określających związki między cechami dawnych i współczesnych procesów bielicowania (Bednarek 2000, 2003).

Jednym z podejść badawczych, wykorzystywanych w ocenie rozwoju zarówno pokrywy glebowej, jak i całego systemu środowiska przyrodniczego, jest zasada aktualizmu geograficznego, który odnosić się może do analiz przestrzennych, a także czasowych – paleogeograficznych. Pierwsze podejście polega na porównaniu rozpoznawalnych w makro- i mikroskalach właściwości gleb powstałych w wyniku działania procesów w różnych środowiskach fizycznogeograficznych, współcześnie przebiegających w jeszcze biologicznie aktywnym środowisku glebotwórczym, z pedonami młodymi morfogenetycznie oraz dojrzałymi pedonami powstałymi w podobnych warunkach siedliskowych w niedalekiej lub dawnej przeszłości, a obecnie znajdującymi się w innym, różnym od poprzedniego środowisku glebotwórczym (Kowalkowski 1990; Degórski 2002). Drugi typ analiz pozwala zaś na porównywanie cech pedonów z właściwościami zidentyfikowanych typologicznie gleb kopalnych, reliktowych i współczesnych o zróżnicowanym wieku (Bednarek 2000). Dzięki takim analizom o charakterze kompleksowych studiów geograficzno-gleboznawczych można zrekonstruować następstwa warunków przyrodniczych, jakie panowały w środowisku w przeszłości, w określonych jednostkach polipedonów (Kowalkowski, Berger 1972a, 1972b; Kowalkowski, Starkel 1975; Kowalkowski, Borzyszkowski 1977, 1989; Kowalkowski 1970a, 1979, 1989, 1990).



Rycina 1.1. Rozmieszczenie powierzchni badawczych na tle zasięgów zlodowaceń plejstoceńskich w środkowej i północno-zachodniej Europie oraz chronoizoplek deglacjacji zasięgów zlodowacenia Wisły (Vistulianu)

W studiach pedologicznych opartych na zasadach aktualizmu geograficznego poszukuje się zatem glebowych właściwości diagnostycznych, przydatnych przy określaniu przestrzennej i czasowej zmienności uwarunkowań pedogenezy, a tym samym właściwych dla niej cech środowiska determinujących ewolucję określonych profili glebowych. Jak wykazały dotychczasowe badania pokrywy glebowej przeprowadzane w skali ponadregionalnej, istnieją zespoły cech i właściwości gleb odznaczające się różnorodnością geograficzną, czyli takie, które można uznać za diagnostyczne w rozpoznawaniu prawidłowości przestrzennego zróżnicowania środowiska przyrodniczego (Degórski 2002). Obiektywizacja diagnozowania budowy profilowej gleb, ich genezy, stanów aktualnych i trendów dalszej holoceneskiej ewolucji polipedonów w mozaikach glebowych jest możliwa przez określanie i skwantyfikowanie cech polichronicznych procesów ich rozwoju. Odnosi się to do gleb młodych z dynamicznymi cechami aktualnych warunków hydrotermicznych

i biotycznych środowiska, jak i gleb starych (reliktowych i kopalnych) z rekonstrukcją dawnych właściwości, obecnie statycznych, na które nakładają się właściwości współczesnych procesów glebotwórczych.

W procesie pogłębiania wiedzy na temat genezy pokrywy glebowej jednym z najtrudniejszych etapów jest trafność wyboru odpowiedniego obiektu badawczego, umożliwiającego wielostronne, kompleksowe i interdyscyplinarne badania, których wyniki pozwolą ustalić odpowiednie wskaźniki diagnostyczne stanu rozwoju gleb znajdujące się bezpośrednio w profilu glebowym. W przypadku badań pedogenezy gleb bielcowych niewątpliwie najlepszymi obiektami do takich studiów są kateny różnego wieku współczesnych, reliktowych i kopalnych gleb bielcowych, powstałych pod wpływem przemysłowego typu gospodarki wodnej, w polipledonach różnych stref klimatyczno-roślinnych północnej półkuli Ziemi (ryc. 1.1).

Wiadomo, że gleby są tworamami, których geneza uwarunkowana jest czynnikami klimatycznymi, biotycznymi (łącznie z człowiekiem), geomorfologicznymi, wodnymi i litologicznymi, a ich rozwój w czasie i w przestrzeni może być mono- lub poligeniczny. W mozaikach gleb różnych stref klimatyczno-roślinnych znajdują się zarówno polipemony będące współcześnie w trakcie intensywnego rozwoju, jak i polipemony stare, względnie stabilne, często niezgodne z aktualnymi układami czynników glebotwórczych, szczególnie czynnika klimatycznego. Przykładem są obszary mono- i poligenicznych gleb bielcowych uważanych za strefowe we współczesnych borealnych i subborealnych strefach klimatyczno-roślinnych oraz wyróżniających się jako śródstrefowe w środowiskach polarnych, subtropikalnych i tropikalnych różnych kontynentów. Na terenach polodowcowych i ich przedpolach inicjacja i pełny rozwój dużej części polipemonów odbył się zaś w późnym glacie i w eoholocene. Część tych odziedziczonych gleb, w tym także gleby bielicoziemne, to są twory interglacjalne i interstadialne, które nie uległy zniszczeniu w okresach pluwialnych z litologiczno-pedogenicznymi właściwościami zimnych środowisk pro- i peryglacjalnych.

W hipotezie roboczej prezentowanych badań zakładamy, że warunki klimatyczne i biotyczne w peryglacjalnych środowiskach plejstocenu, szczególnie od maksimum Vistulianu, były w Europie Środkowej i Północnej stosunkowo podobne do panujących współcześnie w peryglacjalnych środowiskach holocenijskich północnych obszarów kontynentu europejskiego (Bronger, Catt 1998). Wiadomo, że wszelkie zdarzenia litomorfopedogeniczne, które następowały po sobie w danej części krajobrazu od momentu jego inicjacji, zostały trwale rejestrowane w budowie profilu gleby (Kowalkowski 1973, 1988c, 1990, 2001a; Degórski 2006a,b). W obrębie danego krajobrazu, różnorodne czynniki glebotwórcze działające zmiennie w czasie i przestrzeni ukształtowały mozaiki lokalnych, regularnych i nieregularnych katenalnych układów gleb, tworzących określone asocjacje glebowe. Gleby

w katenalnym uporządkowaniu są wzajemnie sprzężonymi subsystemami o zróżnicowanym układzie stref zubożania oraz wzbogacania procesów mobilizacji, translokacji, akumulacji i przekształceń substancji.

Celem prezentowanych wyników badań jest ilościowo-jakościowa ocena warunków rozwoju i stanów ekologicznych gleb bielicoziemnych w różnowiekowych katenach glebowych, powstałych w regionach o współcześnie podobnych warunkach edaficznych, ale różnej aktywności procesów glebotwórczych i produktywności gleb. Przyjmując założenie, że wartość diagnostyczną mają nie procesy glebotwórcze, lecz ich skutki morfologiczne obserwowalne i mierzalne w profilu glebowym, sformułowaliśmy następujące szczegółowe zadania/cele badawcze:

- ▶ określenie związków między wiekiem gleb a jakością i intensywnością aktualnych procesów glebotwórczych w katenach polipledonów różnych regionów geograficznych;
- ▶ określenie wskaźników diagnostycznych faz rozwoju gleb w katenach, na podstawie zespołów morfogenetycznych, pedogenicznych i biogenicznych właściwości pokrywy glebowej w ujęciu czasowym;
- ▶ opracowanie wskaźników do identyfikacji stanów i prognozowania kierunków przekształceń pedonów wywołanych zmianami aktywności zespołu czynników naturalnych i ingerencją człowieka;
- ▶ wypracowanie założeń szybkiej oceny stanu pokrywy glebowej na potrzeby gospodarcze i planistyczne, zebranie w spójny system diagnostycznych wskaźników jako podstawy założeń systematyki genetycznej gleb.

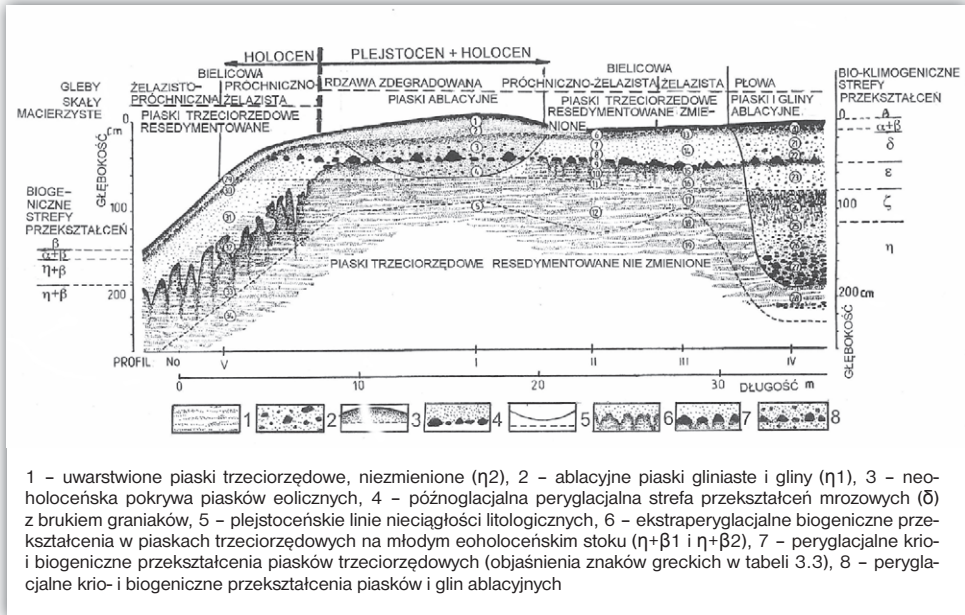
Postawiono również pytania o charakterze ogólnym, od rozwiązania których może zależeć możliwość zrównoważonego i zachowującego cechy różnorodności wykorzystania gleb bielicoziemnych w gospodarce człowieka, a mianowicie:

- ▶ jaką rolę w procesie bielicowania odgrywa substrat mineralny w jego pedo-morfogenetycznych ciągłościach i nieciągłościach?
- ▶ czy metodologicznie prawidłowe jest poznawanie i objaśnianie zróżnicowanych przestrzennie właściwości różnego wieku gleb bielicowych powstałych w wyniku procesu bielicowania określanego według przyjętych jednolitych zasad analitycznych?
- ▶ jakie należy przyjąć podstawy diagnostyczne (orientory, indykatory) czasoprzestrzennego zróżnicowania skutków procesu bielicowania w systemie klasyfikacji gleb bielicowych?

2. Kwantyfikacja procesu bielicowania – stan dotychczasowej wiedzy

2.1. Teoretyczne problemy kwantyfikacji procesów glebotwórczych

Pomimo istotnego rozwoju wiedzy o Ziemi, w tym także nauk o glebie, dotychczas nie udało się wypracować jednoznacznej i konsekwentnej teorii gleboznawczej, która adekwatnie zintegrowałaby czasową i przestrzenną dynamikę funkcjonowania systemu środowiska przyrodniczego, przepływów energii i materii z przestrzenną różnorodnością mozaik glebowych na globie ziemskim. Wszystkie dotychczasowe próby generalizacji ewolucji mozaik pokrywy glebowej zawierają poziomy niepewności, uniemożliwiające przyczynowe zrozumienie znajdujących się w przekroju pedonu i w mozaice glebowej efektów działania zespołów czynników rozwoju gleb i ich pochodnych procesów. Analiza ważniejszych poglądów dotyczących funkcjonowania systemu czynników glebotwórczych, z ich geograficznie zróżnicowaną rytmiką i nieliniowością, w odniesieniu do rozwoju gleb bielicoziemnych (wraz z orientorami i indykatorami uwarunkowań i trendów powstawania tych gleb) unaocznia potrzebę podjęcia nowej syntezy istniejącej wiedzy, z jednoczesną próbą jej usystematyzowania i koniecznymi uzupełnieniami w zakresie dynamiki i skutków procesów pedogenicznych (ryc. 2.1). Szczególną wagę w czasoprzestrzennym rozpatrywaniu sukcesywnego rozwoju gleb bielicoziemnych ma między innymi kwantyfikacja cech morfologicznych procesów bielicowania w środowiskach peryglacialnym i ekstraperyglacialnym, umożliwiająca określenie wieku i środowiska pedogenezy oraz kompleksowe zinterpretowanie cech mikromorfologicznych tych gleb (Kopp 1965, 1968; Kopp, Kowalkowski 1990; Bussemer, Guggenberger 1999; Degórski 2002, 2003a,d, 2004a; Kühn 2004; Kowalkowski 1973, 1990, 2001a,b, 2006; Bussemer 1998, 2007; Altermann i inni 2008; Kowalkowski, Degórski 2008; Degórski, Kowalkowski 2010).



Rycina 2.1. Przestrzenno-czasowa asymetria i nieliniowość powstawania plejstoceno-holocenickich sekwencji gleb w lodowcowych osadach stadium frankfurckiego Vistulianu na zrównanej glaciogenicznie powierzchni porwaka piasku trzeciorzędowego z wkładkami ablacyjnych piasków gliniastych i glin, z wczesnoholocenickim stakiem wytopiska martwego lodu w odkrywce Sternebeck (Kopp i Kowalkowski 1990)

2.2. System czynników rozwoju gleb

Gleby – to twory przyrodnicze nierozłącznie związane z rozwojem i funkcjonowaniem na Ziemi form życia w zmiennej czasoprzestrzeni. Ich kompleksowe postrzeganie, rozpoznawanie i wyjaśnianie wraz z prognozowaniem powinno być racjonalną podstawą zrozumienia strukturalnych i funkcjonalnych powiązań oraz zależności między mozaikami glebowymi a powstającymi *in situ* systemami stref abiotycznych i biotycznych przekształceń substratów glebowych w gleby, wraz z towarzyszącymi alochtonicznymi glebopokrywami (Schilling, Wiefel 1962; Kopp 1965; Kowalkowski, Borzyszkowski 1973; Makejev 1975; Kopp, Kowalkowski 1990; Semmel 1977, 1994; Kowalkowski 1973, 1988a, 2001b; Altermann i inni 2008).

Wykorzystując założenia geograficznych uwarunkowań rozwoju gleb sprecyzowane już w 1877 r. przez V. Dokučajeva (1879) a uzupełnione przez E. Hilgarda (1906) oraz H. Jenny'ego (1980), możemy przyjąć, że naturalny system pokrywy glebowej (s) jest funkcją (f) różnej i zmiennej wagi działań w ekosystemie/krajobrazie glebotwórczych czynników klimatu (cl), roślin i zwierząt (o), substratu geologicznego (p) oraz rzeźby (r) w czasie (t) i w przestrzeni (a):

$$s = f(cl, o, r, p) t, a$$

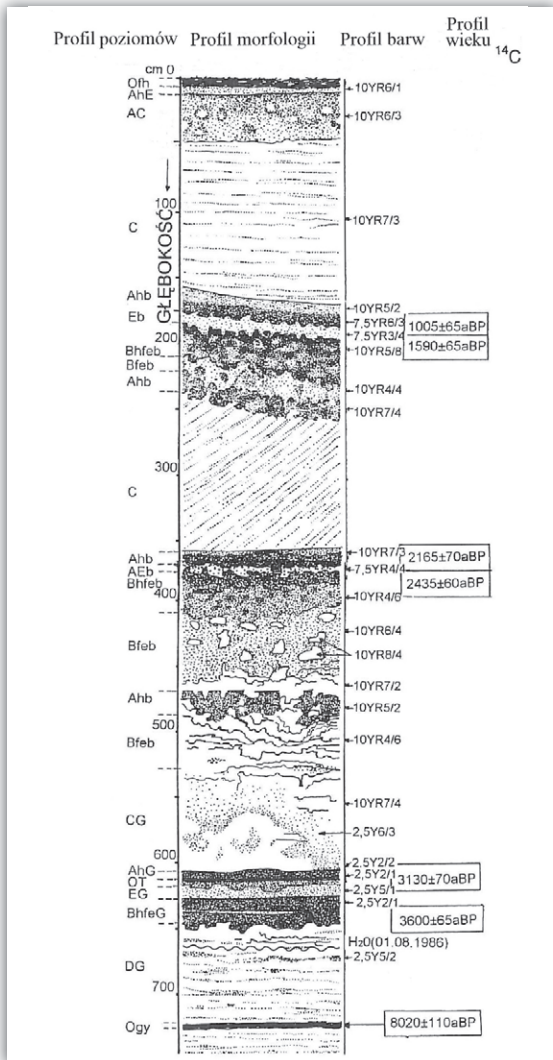
Choć w tym założeniu należy przyjąć nieskończone możliwości asymetrii czasowych i przestrzennych następstw zdarzeń geo-, lito- i pedogenezy przy powierzchni Ziemi, zawsze aktualne pozostają wskazane przez Arystotelesa zasady: *causae efficientes et finales* – przyczyny sprawcze i celowe pochodzące z zewnątrz, oraz *causae materiales et formales* – przyczyny materialne i związane z postacią czy kształtem działające wewnątrz organizmu (za Riedlem 2000), którym także jest funkcjonujące w czasoprzestrzeni powierzchni Ziemi **indywidualium glebowe – pedon**. Słuszne zatem wydaje się twierdzenie V. Ponomariewej (1964), że proces glebotwórczy jest rzeczywistym i swoistym procesem przyrodniczym, do którego nie należy podchodzić z punktu widzenia chemii czysto organicznej i czysto nieorganicznej, choć nie ma w nim niczego, co zaprzeczałoby ich prawom. Organizmy do tych procesów wprowadzają bowiem swoje złożone i zgodne z prawami przyrody korekty. Dlatego nasze spojrzenie na poznawanie gleb powinno być nie czysto chemiczne, fizyczne itp., a geobiochemiczne, geobiofizyczne itp.

W ostatnich sześciu tysiącach lat człowiek stał się istotnym czynnikiem manipulującym i zmieniającym układy wszystkich naturalnych czynników glebotwórczych w środowisku przyrodniczym. Został więc bardzo istotnym elementem środowiska, oddziałującym na właściwości współczesnej pokrywy glebowej.

2.3. Geograficzna rytmika i nieliniowość procesów rozwoju gleb

W wielowymiarowej przestrzeni nieustannie działają rytmy sezonowej, wieloletniej, wiekowej, tysiącletniej, geologicznej i kosmicznej zmienności środowiska, determinowane tymi fizycznogeograficznymi czynnikami lub ich zespołami, z którymi jest związana geneza danego hierarchicznego członu cykliczności przyrodniczej. Według A. Maksimova (1989), w przypadku sukcesji każdy gatunek zajmuje w jakimś przedziale cyklu przyrodniczego swoją czasową niszę. Jej cechą charakterystyczną jest swoista, specyficzna struktura organizacyjna składników ekosystemu, odpowiadająca danej fazie cyklu przyrodniczego. Na przyrodnicze cykle nakładają się więc cykle wszystkich biologicznych procesów, np. czasowo funkcjonujących w określonej biocenozie czy też mozaice glebowej, na poziomach biocenotycznym lub krajobrazowym. Każda biocenoza kształtuje i zajmuje swoją niszę w trakcie cyklu rozwoju systemu przyrodniczego. Za V. Viernadskim (1980) należy podkreślić, że żywa substancja w tym systemie zajmuje przestrzeń i czas, czyli właściwe jej miejsce, częściowo niezależne od czynników abiotycznych, regulowane rzeźbą i warunkami wodnymi.

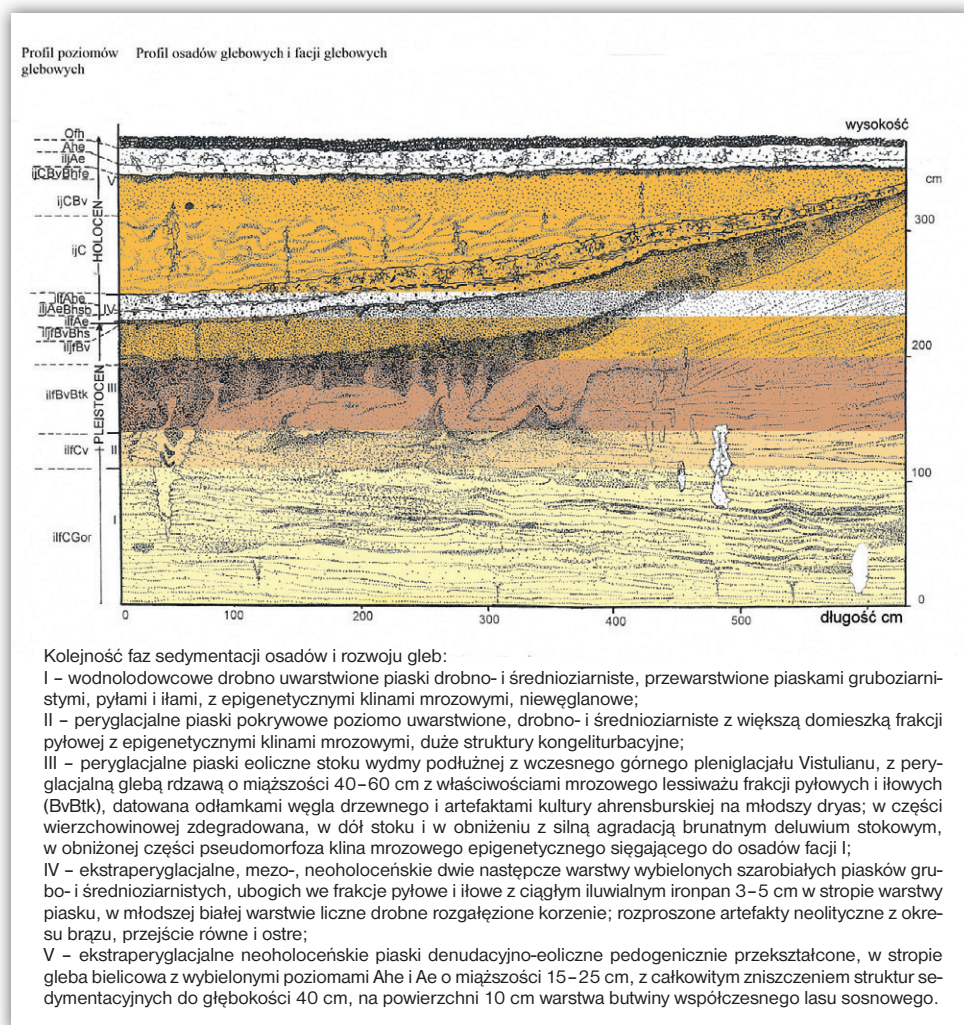
Nierozwiązane jednak pozostają problemy metodyczne doboru wielkości i szacowania ekologicznej zdolności samoorganizacji mozaik glebowych z ich składowymi polipledonami jako **orientorami** (Barkmann 2002) oraz doboru **indyka-**



Rycina 2.2. Ekstraperyglacjalny pedokompleks gleb bielicowych wytworzonych z wielokrotnie resedymentowanych piasków wydmowych pedogenicznie przekształconych na podłożu piasków fluwioglacjalnych na Równinie Odrzańsko-Zalewowej, w Dolinie Dolnej Odry (wg: Kowalkowski 1995)

torów racjonalnego wartościowania cech diagnostycznych składników pokrywy glebowej, z uwzględnieniem względnej trwałości, polichroniczności i heterogeniczności ich rozwoju w ekosystemach (Vreken 1975; Viernadskij 1980; Barkmann 2002; Degórski 2003a; Kowalkowski i inni 2008). W charakterystykach gleb zazwyczaj określa się ich stany w danym odcinku czasu (tzw. strzałce czasu według Eddingtona 1958 i Prigogine'a 2000), a nie przyczyny stanów z ich skutkami w profilu indywidualnego glebowego, co jest istotnie trudniejsze w stosunku do kwantyfikowania mono- i poligenetycznych polipledonów oraz ich asocjacji w makro- i mezomozaikach glebowych.

Dobrym przykładem dotychczas nierozwiązanych problemów metodycznych są gleby bielicoziemne, które stale i na nowo powstają, egzystują i giną albo przechodzą w stan reliktowy lub kopalny we wszystkich strefach klimatyczno-roślinnych geosystemu z dominacją opadów nad parowaniem (ryc. 2.2). Gleby te doczekały się już wielu publikacji, także monograficznych (np. Dokučajev 1880; Georgievskij 1888; Aaltonen 1935;



Rycina 2.3. Peryglacialno-ekstraperyglacialna sekwencja następcza faz osadów i gleb w odkrywce Heinersbrück 45 w Dolnych Łużycach (wg: Popp-schöztz i inni 2003, uzupełnione)

Mattson, Nilsson 1935; Rode 1937; Stable, Wright 1959; Muir 1961; Jarkov 1961; Ponomarieva 1964; Czerwiński 1965; Nogina, Rode 1977; Pokojka 1979a,b,c; Mokma, Buurman 1982; Ugolini, Dahlgren 1987; Bockheim, Ugolini 1990; Kowalkowski 1995a,b; Lundström i inni 2000a,b; Janowska 2001; Degórski 2002) wyjaśniających ich właściwości oraz genezę zróżnicowanymi i rozbieżnymi, indywidualnymi koncepcjami procesów glebotwórczych i proponowanych klasyfikacji. U podstaw tych koncepcji zazwyczaj znajdują się czynniki przestrzeni i czasu, czynnik czasu jest jednak traktowany głównie deklaratorywnie lub w ogóle nieinterpretowany.

Istnieje zatem metodologiczny dysonans między procesami morficznego poznawania i racjonalnego ich objaśniania, których rozpatrywanie jest możliwe przy stosowaniu **ewolucyjnej teorii poznania** (Riedl 2000) lub nawet **ewolucyjnej koncepcji Wszechświata** (Prigogine 2000). Według V. Kovdy (1973), czynnik czasu powoduje w przestrzeni powierzchni Ziemi ewolucyjną ciągłość życia i odnawiania pokrywy glebowej, trwającą od tysiącleci do dziesiątków tysiącleci, w mozaikach gleb od nierozwiniętych do dojrzałych, niejednokrotnie zmieniających swoją budowę profilu pod wpływem bezpośrednich zmian warunków środowiska. W ich profilach często zachowane są nieodpowiadające współczesnym warunkom zespoły reliktowych i/lub kopalnych cech i właściwości kilku wcześniejszych plejstocenów i holocenów następujących po sobie faz ich rozwoju (ryc. 2.3).

Wspomnianą uprzednio, istniejącą w strzałce czasu ewolucyjną ciągłość życia i odnawiania pokrywy glebowej zależnej od historii geosystemu, często charakteryzuje nieliniowość spowodowana fluktuacjami, bifurkacjami i niestabilnościami skal rozwoju i egzystencji jego składników (Prigogine 2000; Čuprynin 2003). Rozpatrując nieliniowość geosystemu V. Čuprynin (2003) wylicza 14 nieliniowych procesów i ich skutków o bardzo zróżnicowanych natężeniach oraz skalach w czasie i w przestrzeni, a mianowicie: nietrwałość, ostrość i lokalizacja, „zapomnienie”, wielość reżimów funkcjonowania, bifurkacja, katastrofy, wzajemne oddziaływania podsystemów, emergencja, koherencja, samoorganizacja, morfogeneza, różnorodność rodzajów, stochastyczność i ewolucja.

W otwartych niezrównoważonych systemach, jakimi są bez wyjątku wszystkie geosystemy, wskutek nieliniowości powstają dalekie od stanu równowagi, luźne struktury o różnej stabilności, niejednorodne czasowo, przestrzennie lub przestrzennie-czasowo (Glansdorf, Prigogine 1973; Prigogine 2000; Čuprynin 2003). Są to mezo- i makrostruktury powstające w geosystemach przy spełnieniu czterech warunków: system jest otwarty, poziomy systemu są nieliniowe, mikroprocesy mają przebieg koherentny i odchylenie od stanu zrównoważenia przekracza krytyczną wartość.

W literaturze gleboznawczej geo- i pedologiczne problemy nieliniowości procesów i następnie struktur profilu glebowego pedonu oraz struktur mozaik glebowych w polipledonach, rozpatrywane pośrednio, wielokrotnie były przedmiotem fragmentarycznych badań, rozważań i syntez (np: Jenny 1941a,b; Fridland 1972; Glazovskaja 1973; Volobujev 1973; Kowalkowski, Borzyszkowski 1977; Smagin 1989; Kopp, Kowalkowski 1990; Lundström i inni 2000a,b; Popp-schötzt 2001; Degórski 2002). Nagromadzona dotychczas wiedza jest jednak niewystarczająca do hierarchicznego rozpatrywania pedosfery, stochastyczności jej składników, wydzielenia minimalnych – niepodzielnych pedogeograficznych jednostek przestrzennych, wypracowania ich modeli na różnych poziomach wiekowych i skalowych itd.

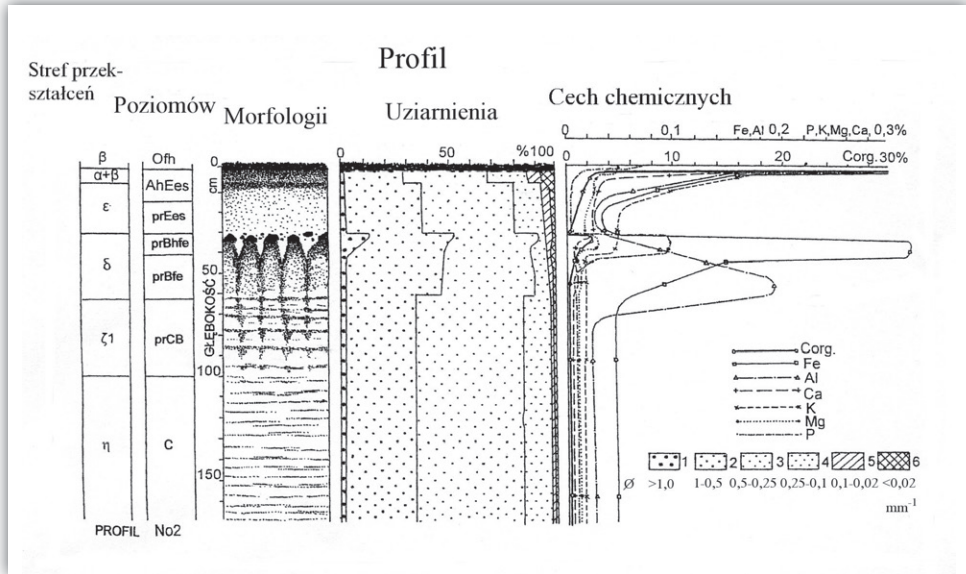
2.4. Orientory i indykatory uwarunkowań oraz trendy rozwoju gleb bielicoziemnych

W obrębie ekologicznych systemów istnieją między podsystemami płynnie zrównoważone i zintegrowane kompleksy stanów działania, dążących do zoptymalizowania ich w określonych geograficznych lokalizacjach, łącznie z wejściem energii, dostępnością wody i składników odżywczych oraz historią rozwoju organizmów (Woodley 1993; Barkmann 2002). Zdolność ekosystemów do entropii, jak również zdolność do gromadzenia i degradacji energii, pojemność przepływów substancji i energii, ukierunkowania obiegów, pojemność magazynowania, wielkość respiracji i transpiracji oraz abiotyczna i biotyczna heterogeniczność, są – według F. Müllera i B. Fatha (1998) oraz J. Barkmanna (2002) – wektorami stanów, miarami ekologicznej zdolności do samoorganizacji, nazwanymi **orientorami**. Są to miary zdolności reakcji systemu, także systemu glebowego – podstawowego składnika ekosystemu, na działania i właściwości środowiska w samoorganizujących się systemach przyrodniczych. Wymienione uprzednio siedem mierzalnych czynników (cech ekosystemów – orientorów) przyjmuje J. Barkmann (2002) jako podstawę do przyczynowego rozpatrywania **indykatorów** zrównoważonego rozwoju składników ekosystemów w ich czasoprzestrzennych mozaikach (ryc. 2.4).

O ile dla gleb bielcowych orientorami mogą być np. wcześniej już rozpatrywane czynniki glebotwórcze, takie jak klimat, organizmy żywe wraz z człowiekiem, substrat geologiczny czy rzeźba, zróżnicowane w czasie i w przestrzeni, albo według US Soil Taxonomy (Soil Survey Staff 1960) – znaczna wilgotność (*Aquods*), zimny klimat (*Cryods*), iluwiacja materii organicznej (*Humods*) i iluwiacja mineralnych składników (*Orthods*), o tyle indykatorami są pochodne działania tych czynników: poziomy diagnostyczne *albic* i/lub *spodic* oraz występujące w kompleksie z nimi podpowierzchniowe poziomy diagnostyczne *haplic*, *cambic*, *ferric*, *carbic*, *gleyic*, *gelic*, *fragipan*, wyróżniające podklasy gleb bielcowych w klasyfikacji FAO-UNESCO (1974), a także dodatkowo diagnostyczne poziomy *sideric*, *umbric*, *ochric*, *gleyospodic*, *argic* i *folic* podtypów gleb bielicoziemnych w *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000) i *Systematyce Gleb Polski* (2011).

Najbardziej „agresywne specyficzne procesy pedogenezy” (*specific pedogenic processes* – *SPP*) według V. Targuljana i P. Krasilnikova (2004), to ferralityzacja i bielcowanie, wytwarzające „bardzo niekorzystne środowiska glebowe dla organizmów”. Na tej podstawie badacze ci przedstawiają kontrowersyjny wniosek o „dobrych i złych atraktorach” procesu rozwoju gleb, prowokujący do ustosunkowania się do niego w dalszej części naszego opracowania.

Wielość indykatorów gleb bielicoziemnych, z których każdy jest charakteryzowany innym układem niekoniecznie wzajemnie powiązanych zbiorów cech, niewątpliwie wynika z czasowych i przestrzennych interferencji czynników rozwoju



Rycina 2.4. Związki przyczynowe pomiędzy morfologią reliktywnej bielicy a zróżnicowaniem profilowym uziarnienia i chemicznych właściwości oraz sekwencjami stref przekształceń peryglacialnych i genetycznych poziomów, wytworzonych w glaciogennym porwaku piasków trzeciorzędowych (Kopp i Kowalkowski 1990)

gleb. Tylko dzięki procesowi samoorganizacji następuje przystosowywanie ich do czasowych i lokalnych, wciąż zmieniających się warunków środowiska, tworzących system glebowych poziomów lub ich części, elastyczny i zarazem względnie odporny na kolejne zewnętrzne zakłócenia. Profil poziomów genetycznych z cechami morfopedopamięci (Tonkonogov i inni 2004) może więc być (lub nie) w stanie płynnej równowagi z aktualnym układem czynników zewnętrznych. Oczywiście jest, że w warunkach fluktuacyjnej nierównowagi pojawiają się i zanikają powiązania o dalekich zasięgach czasowych, które nie istnieją w stanie równowagi (Prigogine 2000). Z dala od stanu równowagi następuje intensywne wzbogacanie materii glebowej w nowe stany i właściwości, w których główną rolę odgrywają fluktuacje i niestabilność, a materia staje się bardziej aktywna niż w stanie równowagi. Na te fakty zwracają uwagę między innymi G. Reuter (1990, 1998) wskazujący na dysharmonię poligenezy starych gleb bielcowych, H.-G. Frede ze współautorami (2002), badający znaczenie gleb w interdyscyplinarnym modelowaniu, S. Jarkov (1961) podkreślający zależności między miąższością i stopniem wykształcenia poziomów eluwialnego oraz iluwialnego gleb bielcowych a stopniem wilgotności i rzeźbą powierzchni Ziemi, a także C. Emmerling i T. Udelhoven (2002) oraz E. Schönhals (1996) zajmujący się zmiennością parametrów jakości gleb i ich skał macierzystych w skali krajobrazu.

2.5. Nazewnictwo i główne procesy rozwoju gleb bielcowych

Gleby bielcowe są szeroko rozpowszechnione na powierzchniach kontynentów o przemysłowym (endoperkolatywnym) typie gospodarki wodnej. Ich geneza jest uzależniona od jednego z najbardziej złożonych przyrodniczych systemów procesów geobiochemicznych, nazywanych w polskiej literaturze bielcowaniem, a w światowej „popiołowieniem” (*podzolizing*). Dlatego poznanie i dokładne opisanie powstawania tych gleb jest współcześnie jednym z najbardziej dyskusyjnych i kluczowych problemów, między innymi jako podstawa do poznania przyczyn ich powiązań z licznymi innymi typami gleb w różnych strefach klimatyczno-roślinnych. Temu procesowi przypisuje się nawet pedogeniczne powstawanie rud osadowych w dawnych epokach geologicznych (Strachov 1974; Ginzburg 1956).

Nazwa gleb bielcowych pochodzi od rosyjskiego ludowego określenia *podzoł*, składającego się z dwu słów *pod* – pod i *zoła* – popiół. Według V. Dokučajewa (1879) w logicznym znaczeniu tej ludowej nazwy jest to białawy (*bielesyj*) poziom, ubogi w składniki odżywcze, leżący pod warstwą popiołu po wypaleniu lasu. Według tego uczonego (1880) *podzoły* powstawały głównie w lasach, przy udziale roślinności bagiennej i leśnej.

W swoim znakomitym dziele *Teorija podzoloobrazovatel'nogo processa* V. Ponomariewa (1964), opierając się na danych V. Dokučajewa (1879) i A. Georgievskiego (1888) wskazuje, że w ludowym terminie *podzoł* zawarte są dwie wiernie wyrażone przez lud cechy jakościowe poziomu bielcowego – jego zewnętrzne, morfologiczne podobieństwo do popiołu i fakt, że poziom ten nigdy nie znajduje się bezpośrednio na powierzchni. Z reguły leży on albo pod warstwą ściółki leśnej albo pod warstwą „ziemi roślinnej”, to znaczy pod poziomem darniowym.

To właśnie A. Georgievskij (1888) napisał, że poziomy organiczny i bielcowy powstają jednocześnie, w ścisłym genetycznym związku z działaniem na drobne cząstki gliniaste dopływających z poziomu O lub A kwasów próchnicznych, będących najbardziej aktywnym czynnikiem wietrzenia. Intensywność tego działania jest zależna od skały macierzystej, rzeźby, warunków wodnych i wieku substratu.

Koncepcja ta została rozwinięta przez N. Sibirceva (1899) twierdzącego, że część migrujących z poziomu O i/lub A substancji jest wynoszona bezpośrednio do wód gruntowych. Część natomiast, niekiedy dominująca, nagromadza się w poziomie orsztynowym (uważanym dotąd za podglebie) z roztworów soli w postaci otoczek na powierzchni ziarn piasku o niezmienionym składzie oraz w postaci nowych trudniej rozpuszczalnych związków orsztynu cementującego glebę. A. Muir (1961) zwraca uwagę, że w tym samym czasie w zachodniej Europie zainteresowanie gleboznawców skupiało się na dolnej warstwie gleb bielcowych – orsztynie (Barth 1856; Senft 1862; Müller 1887; Mayer 1904; Ramann 1911; Aarnio 1915).

W tym poziomie akumulują się kwasy próchniczne oraz kationy i aniony wymywane z poziomów zawierających materię organiczną pochodzenia leśnego.

Do polskiej literatury gleboznawczej została wprowadzona na stałe przez S. Miklaszewskiego (1907, 1908, 1930) ludowa nazwa „bielice” dla gleb składających się z „czystej krzemionki”, głównie frakcji od 0,1 do 0,01 mm, ubogich we frakcje ilowe, w najbardziej typowej formie wytworzonych z glin chudych czerwonych.

Do wyjaśnienia natury i mechanizmu bielicowania proponuje się w zasadzie cztery grupy procesów, które w dużym uproszczeniu można sformułować następująco:

- ▶ powstawanie w poziomie organicznym i eluwialnym kompleksów organicznych kwasów oraz wolnej Si z Al i Fe w postaci anionowej i ich transportu pionowego do poziomu iluwialnego (Georgievskij 1888; Aarnio 1915; Rode 1937; Mattson, Boratyński 1938; Aleksandrova 1954; Mortensen 1963; Kaurichev i inni 1963; Sapek 1971);
- ▶ wietrzenie w poziomie E krzemianów, a następnie pionowego transportu kationów Fe, Al i Si w postaci nieorganicznych koloidalnych cząstek do poziomu iluwialnego (Glinka 1932; Farmer 1979);
- ▶ uwalnianie Fe, Si i Mn w okresowo redukcyjnych warunkach w poziomie E i ich pionowego przemieszczania do poziomu iluwialnego w postaci związków z substancjami organicznymi wymywanymi z poziomu organicznego (Jarkov 1954, 1956; Siuta 1963; Tomaszewski 1952, 1964);
- ▶ powstawanie hydrozoli koloidalno-chemicznych pod wpływem CO₂ i wody w poziomie E i ich transportu oraz osadzanie w poziomie B w postaci hydrożeli (Giedrojc 1921), są to sole Si-Al-OH w postaci proto-िमogolitu, czy też rozpuszczalnych uwodnionych ferrihydrytów Fe-OH. W tych warunkach na powierzchniach amorficznego materiału adsorbowane są wysoko molekularne cząstki organiczne (Aristovskaya, Zykina 1977; Farmer i inni 1980; Farmer, Fraser 1982; Lumsdon, Farmer 1995; Gustafsson i inni 1995, 1998, 1999; Lundström i inni 2000b).

2.6. Czasoprzestrzenne aspekty rozwoju gleb bielicowych

W literaturze gleboznawczej można znaleźć wiele charakterystyk białawego poziomu bielicowego (podzoł) wyróżnionego przez V. Dokučajeva (1879). Często był on opisywany jako poziom zbity, w najbardziej typowych formach o miąższości 40–50 cm, występujący na terenach moren dennych z opadową gospodarką wodną i okresowymi nadmiarami wód stagnujących (Miklaszewski 1930) lub też sięgający

poniżej 100 cm, bezpośrednio nad trudno przepuszczalnymi glinami i ilami. Budowały go piaski pokrywowe różnego uziarnienia, bogate we frakcje pyłowe, z językowatymi i zaciekowatymi oraz kieszeniopodobnymi, ostro zaznaczonymi przejściami barwy i uziarnienia do gliniastego podłoża (Jarkov 1954).

S. Miklaszewski (1907, 1908, 1922, 1930) na terenach dawnej Polski wyróżnia dwie grupy gleb bielcowych: bielice właściwe z układem czynników decydujących o procesie wyraźnie bielującym skałę macierzystą od początku jej powstania aż do dziś, bez uprzedniego wpływu innych typów procesów glebotwórczych (1930) oraz bielice z cechami innych procesów glebotwórczych – wcześniejszych lub następujących później, po zmianach sekwencji czynników glebotwórczych. Według tego badacza duża część bielicy właściwych, z poziomem eluwalnym o miąższości do 150 cm, składającym się z białego wietrzeniowego krzemionkowego pyłu, powstawała pod lasami z piasków, glin, ilów i lessów. Podłożem tych gleb rzadko jest ciągły iluwalny poziom orsztynowy; zazwyczaj jest on nieciągły, plamisty, językowaty, często oddzielony od poziomu bielcowego brukiem kamienistym. Niekiedy jest to tylko strop odwapnionego, zbitego poziomu wietrzeniowego Bvt, wytworzonego z glin, ilów i lessów, z cechami marmurkowego oglejenia.

Na obszarach występowania moren dennych, o płaskiej, wyrównanej rzeźbie, utrudniającej odpływ wód opadowych i roztopowych, takie niezmeliorowane gleby jeszcze w początku XX w. były według S. Miklaszewskiego (1930) wiosną nasycone wodami roztopowymi, półpłynne i niedostępne dla człowieka. W okresach suchych łatwo traciły wodę i „kamieniały”, stawały się bardzo zbite – przypominały tym opisywany przez G. Smitha (1986) poziom *densipan*, niescementowany, ekstremalnie zbity poziom eluwalny gleb glejowobielcowych. W zachodniej Grenlandii, jak podaje A. Jahn (1951), upłynnienie gleb jest uzależnione od ich uziarnienia. W piaskach występuje przy wilgotności $\geq 14\%$, a w ilach teras nadmorskich – $\geq 31\%$; w przybliżeniu odpowiada to nasyceniu wodą do wielkości połowej pojemności wodnej (Kowalkowski 1983a). W Siedmiogrodzie wody stagnujące w górnej części profili szarych ziem leśnych i gleb brunatnych wytworzonych z lessów na poziomie Bt według N. Černescu (1943) są główną przyczyną powstania specyficznych intrazonalnych wtórnych bielicy.

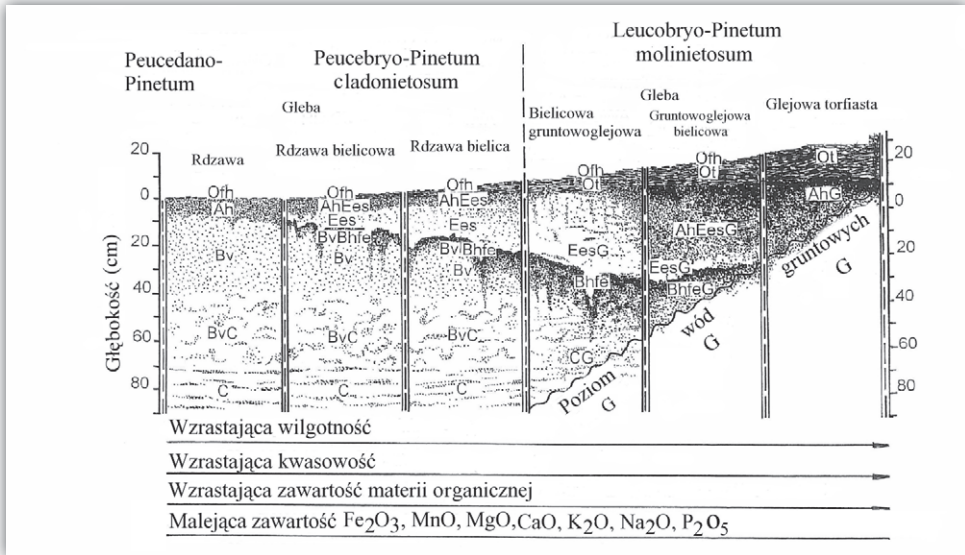
Na wschodnim i zachodnim wybrzeżu Oslofjorden Schüllli ze współautorami (2004) stwierdził nierównopoczątkowe, transgresywne bez nakładania chronosekwencji bielicy (w sensie Jenny'ego, 1941 oraz Vreekena, 1975), wytworzonych z morskich osadów o wieku od 1800 do 11 000 lat. Część tych gleb ma poziomy A–E o stałej miąższości 40 ± 3 cm, których jasny kolor bieleje z wiekiem, nie tylko wskutek rozkładu cząstek łu, lecz głównie procesów redukcyjnych spowodowanych podtopieniem wodami morskimi. Wymywana z tego poziomu wybielona frakcja ilasta od 4500–5000 lat wnika do poziomu B jasnymi językowatymi zaciekami o stopniu zaawansowania rosnącym z wiekiem gleby. Na zachodnim wybrzeżu

Oslofjorden, według tego samego autora (Schülli i inni 2005), najmłodsza gleba o wieku 2300 lat z poziomem Bv nie ma cech bielicowania. Gleby w wieku 2300 do 3850 lat mają poziomy AhE-Bv, w wieku od 3860 do 4600 lat – poziomy AhE-Bvh-Bvs-Bv. Dopiero pedony w wieku 4600–7800 lat charakteryzuje profil gleb bielicowych z poziomami AhE-Bhes-Bes-Bvs-Bv. Z wiekiem tych gleb zmieniają się stosunki zawartości $Fe_d : Fe_t$ oraz $Fe_o : Fe_d$. Im starsza gleba, tym proporcje $Fe_d : Fe_t$ oraz $Fe_o : Fe_d$ są większe. Podobne spostrzeżenia opisał dla gleb bielicowych środkowej i północnej Europy M. Degórski (2002). Uważa on, że w starych glebach Europy wschodniej (związanych z mezoplejstocenią akumulacją substratu) wysoki udział Fe_d w Fe_t może być wynikiem długotrwałego procesu wietrzenia materiału mineralnego gleby, jak również długiej akumulacji Fe_d , jaka zachodziła w następstwie procesu bielicowania. Udowodnił on również, że w starych glebach bielicowych, powstałych z mezoplejstocenijskich substratów glacialnych przekształconych w środowisku peryglacialnym, wartości Fe_o/Fe_d są największe, najniższe zaś są charakterystyczne dla najmłodszych gleb, co wynika z najmniejszych zawartości krystalicznych form żelaza wśród wszystkich form tego pierwiastka (Degórski 2007c).

W literaturze można znaleźć również opisy młodoholocenijskiej sukcesji rozwojowej gleb bielicowych. Na przykład, charakterystykę sekwencji czasowo transgresyjnej, bez nakładania, z wzrostem miąższości profilu o 0,2–0,3 mm/rok i z pełnym wykształceniem profilu w ciągu 1000–1500 lat stwierdza A. Kuznetsova (2004) w bogatych w składniki odżywcze morskich węglanowych osadach dennych na terenach podnoszonych izostatycznie, odsłanianych spod wód Morza Białego.

Na obszarach środkowej Europy występują także chrono- i toposekwencje różnych typów i podtypów gleb z cechami bielicowania, wytworzonych przeważnie z piasków akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej, zazwyczaj przekształconych w wyniku procesów mrozowych w środowisku peryglacialnym. Rozwój co najmniej części tych gleb przebiegał w dwu lub więcej fazach. Przykład takiego rozwoju opisany został dla obszarów Wzgórz Dalkowskich przez A. Kowalkowskiego (1966) oraz dla Wzgórz Ostrzeszowskich przez A. Kowalkowskiego i G. Nowaka (1968). Na Wzgórzach Ostrzeszowskich w pierwszej fazie, w warunkach klimatu środowiska peryglacialnego schyłku Vistulianu, powstawały tundrowe rdzawe gleby wietrzeniowe z poziomem Bv o cechach procesów mrozowych w lokalizacjach suchszych, czyli gleby klimolitogeniczne z dominacją procesów wietrzenia mrozowego, a w wilgotnych – kriogeniczne tundrowe glejobielice ze znaczącym udziałem czynnika biogenicznego. W drugiej fazie natomiast, głównie w holocenie, na odziedziczone z plejstocenu gleby nałożyły się procesy bielicowania przy dominującym oddziaływaniu tego czynnika (ryc. 2.5).

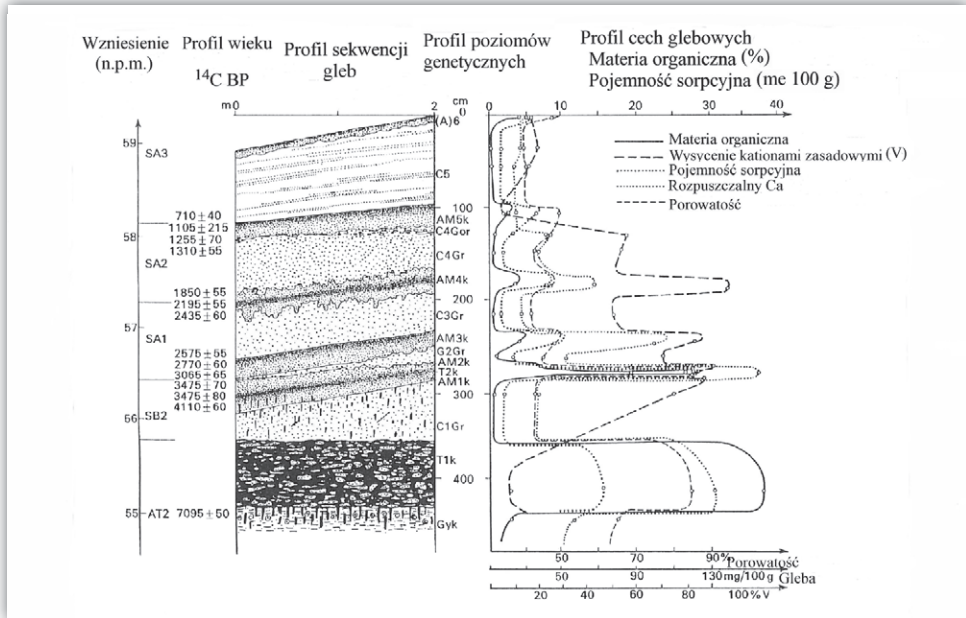
W tych glebach miąższość poziomów Ofh, Oh, AhE, Ees, Bv, Bhfe, Bvt i BvC, zawartość w nich nierozłożonych resztek organicznych, próchnicy i składników mineralnych oraz ich kwasowość zależą od dawnej peryglacialnej i młodszej holocenijskiej



Rycina 2.5. Chronotoposekwencja klimato-biogenicznej samoorganizacji gleb rdzawych, rdzawych bielicowych, bieliec glejowych i torfiastoglejowych, następczej peryglacialno-ekstraperyglacialnej genety z nakładaniem, wytworzonych z piasków fluwioglacjalnych, uwarunkowana wilgotnością siedliska z współczesnymi zbiorowiskami leśnymi (wg: Kowalkowski i Nowak 1986)

gospodarki wodnej, od głębokości występowania lustra wód gruntowych z jego sezonowymi wahaniami oraz od stopnia kontynentalizmu klimatu (Kowalkowski, Nowak 1968; Degórski 1985). Orsztyniczacja poziomu Bhfe w tych glebach jest niewielka i na ogół maleje ze wzrostem kontynentalizmu klimatu i związaną z tym malejącą wilgotnością środowiska glebowego. Potwierdziły to, między innymi, badania Z. Prusinkiewicza (1961) na wydmach nadmorskich Bramy Świny. Nie wyklucza to jednak lokalnego pojawiania się cienkiego, nierównego i nieciągłego oraz plamistego poziomu orsztynowego, co stwierdzili także B. Manikowska (1966), A. Tomczak i A. Kowalkowski (1994) oraz M. Degórski (2007c) w podobnych glebach na innych terenach. Intensywność procesu bielnicowania zależy od okresowych anaerobioz w poziomie AhE. Nasilenie tych procesów wzrasta wraz z wielkością kapilarnej pojemności wodnej i z malejącą z czasem przepuszczalnością rozwijającego się poziomu iluwalnego. Przeciwnego zdania jest U. Pokojska (1979a), która stwierdza, że proces bielnicowania nie wymaga współdziałania procesów redukcyjnych. Ostrożniejszy jest Z. Prusinkiewicz (1961, 1976) twierdząc, że „procesy redukcyjne mogą wspomagać bielnicowanie, ale nie są jego warunkiem niezbędnym”.

Na Półwyspie Helskim, w środowisku klimatu morskiego, A. Tomczak i A. Kowalkowski (1994) stwierdzili chronosekwencję transgresywną bez nakładania zawierającą od 4 do 6 młodoholocentrycznych gleb bielicowych i bieliec, które z coraz

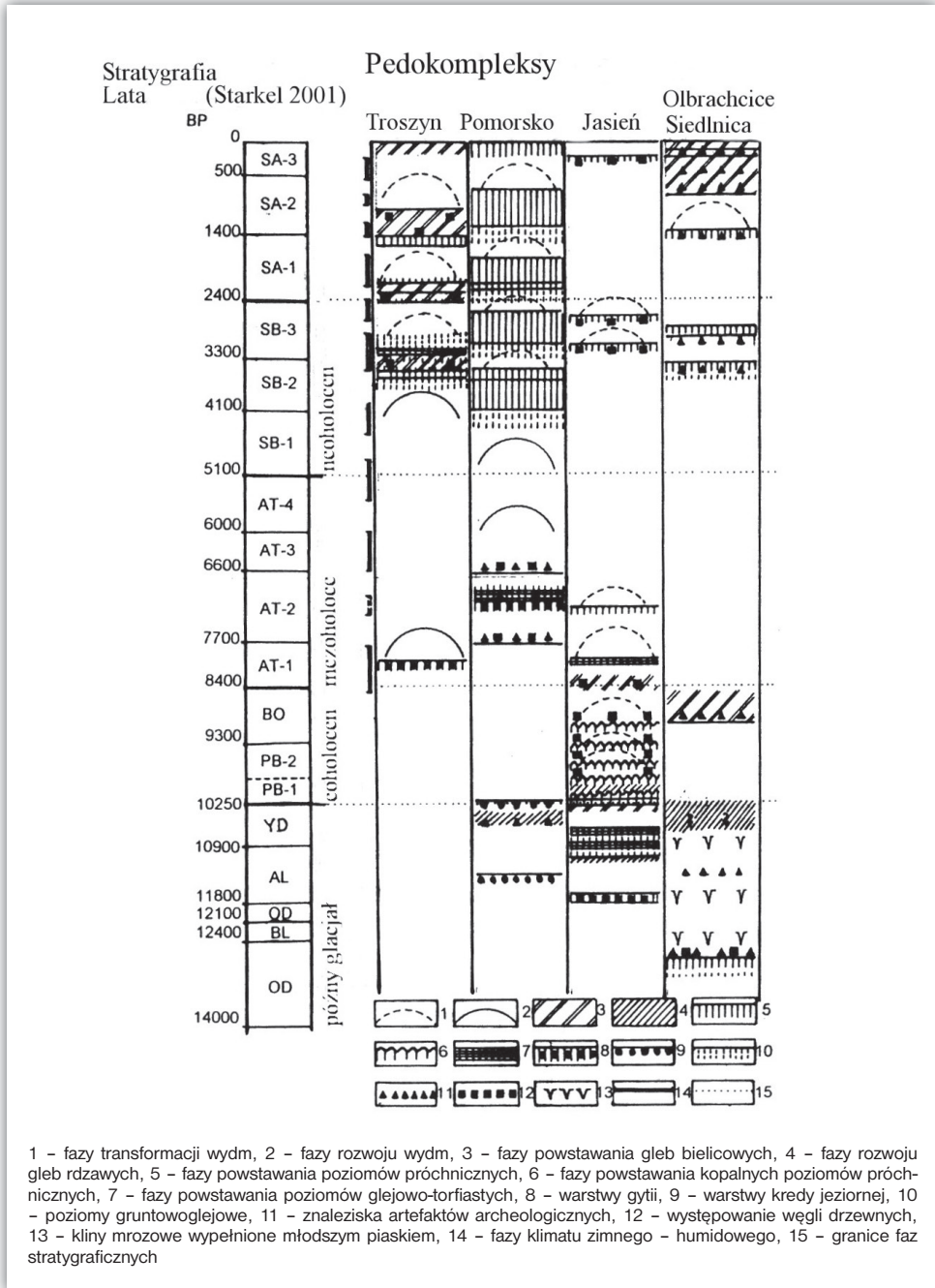


Rycina 2.6. Przykład malejącego natężenia procesu glebotwórczego w mezo- i neholocenie w pedokompleksie gleb murszowatych z pięciu serii piasków eolicznych zakumulowanych na warstwie torfu podścielanej gytią węglanową w Pomorsku, na południowym skraju Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (wg: Kowalkowski 1977a)

młodszy wiek mają malejącą miąższość i intensywność wykształcenia oraz wzrastającą nieciągłość poziomów AhE, Ees i Bhfe. Wiek próchnicy w orsztynowych poziomach Box tych gleb wynosi od BP 1500 ± 50 , 1220 ± 60 , 1170 ± 50 do 930 ± 100 i 550 ± 160 .

Badania A. Kowalkowskiego (2004a) transgresywnych chronosekwencji starych kopalnych i współczesnych młodych gleb rdzawych, rdzawych bielcowych, glejbielic torfiastych i gleb bielcowych w zachodniej Polsce na wydmowych stanowiskach Jasień w Pradolinie Głogowskiej (Kowalkowski 1998d; Kowalkowski i inni 1999), Olbrachcice przy południowej krawędzi Niziny Północnomazowieckiej (Kowalkowski, Mycielska-Dowgiało 1983), Pomorsko w północnej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (Kowalkowski 1977a,b, 1984a) oraz Troszyn na aluwialnej równinie akumulacyjnej Wybrzeża Trzebiatowskiego (Kowalkowski 1995a) potwierdzają geograficzną prawidłowość słabnięcia natężenia procesu glebotwórczego, które następowało od późnego plejstocenu, a także miało miejsce w holocenie (ryc. 2.6).

Jednocześnie we wskazanej sekwencji stanowisk wzrasta natężenie holocennego procesu bielicowania od południa ku północy (ryc. 2.7). Potwierdzeniem tego są kopalne i reliktove gleby bielicowe i glejbielice żelazisto-próchniczne, powstałe na przełomie subborealu i subatlantyku na starych wałach brzegowych



Rycina 2.7. Związek faz wydmotwórczych i przekształceń pedogenicznych od późnego plejstocenu do neoholocenu, na przykładzie badanych dużych odsłoneń w zachodniej części Polski (wg: Kowalkowski 1977a, 1983c, 1984a, 1988a, 1995a, 2004a; Kowalkowski i Mycielska-Dowgiało 1983; Kowalkowski i inni 1999)

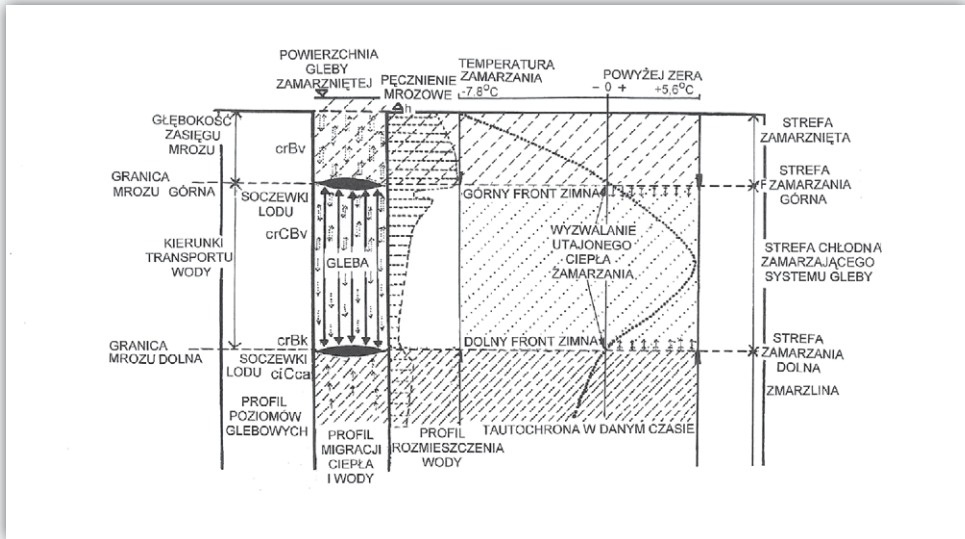
Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej, opisane przez K. Tobolskiego i innych (1997). W. Dzięciołowski (1974a,b) opisuje także stare preborealne glejobielice orsztynowe murszaste i torfiaste oraz bielice próchniczno-żelaziste na południowych obrzeżach tej mierzei. Z. Prusinkiewicz (1961, 1976) stwierdza natomiast, że w północnej Polsce najintensywniejsze bielicowanie wystąpiło na przełomie okresu subborealnego i subatlantyckiego.

Na rozpatrywanych terenach Polski zachodniej w chłodnych i suchszych środowiskach od maksimum Vistulianu do okresu preborealnego istniały warunki sprzyjające rozwojowi gleb rdzawych. Cieplesze i wilgotniejsze okresy od maksimum Vistulianu do okresu preborealnego, a następnie w holocenie do czasów współczesnych okresy chłodniejsze i wilgotniejsze tworzyły warunki rozwojowe gleb bielicowych (ryc. 2.2, 2.3). Serie litogenicznych, słabo rozwiniętych paluszkowych poziomów próchnicznych z fragmentarycznymi wybieleniami są natomiast holocenijskie i głównie związane z bezpośrednią obecnością człowieka i z pożarami lasów. Te czynniki naruszały topostabilność powierzchni Ziemi i powodowały denudację oraz ługowanie gleb, niezależnie od warunków klimatycznych (ryc. 2.3, 2.6).

Trzeba jednak zauważyć, że w literaturze przedmiotu znajdują się opisy gleb rdzawych bez cech środowiska peryglacjalnego, które powstały w początkowych okresach holocenu. W Polsce gleby takie, związane nie tylko z późnym Vistulianem, ale również z chłodnymi okresami początku holocenu (preborealnym i borealnym), występujące w stanie kopalnym opisali: na obszarze sandru Wdy R. Bednarek (1991), w Basenie Warszawskim K. Konecka-Betley (1991), a w odkrywkach Bełchatowa i Szynkielowa – B. Manikowska i R. Bednarek (1994). Według E. Janowskiej (2001) poziomy Bv tych kopalnych gleb nie zachowały morfologicznych cech reliktowych środowiska ich powstania, nie mają więc wartości diagnostycznej dla gleb rdzawych.

W środkowej Szwecji, na północnym stoku granitowego masywu górskiego Västerskutan wraz ze wzrostem wysokości od 420 do 1190 m n.p.m. i rosnącą wilgotnością środowiska gleb, zwiększa się miąższość poziomów O i Ees. Maleje natomiast miąższość poziomów Bhfe nałożonych na stropową część poziomów Bv w profilach kateny górskich gleb rdzawych bielicowych tajgi północnej oraz poziomów Bhfeg kamienistych, tundrowych gleb glejobielicowych, często torfiastych z tiksotropią w poziomie Eesg na terasach krioplanacyjnych, z licznymi na nich płytkimi, zatorfiającymi się zbiornikami wód roztopowych i opadowych (Kowalkowski 1998a; Kowalkowski, Kocoń 1998).

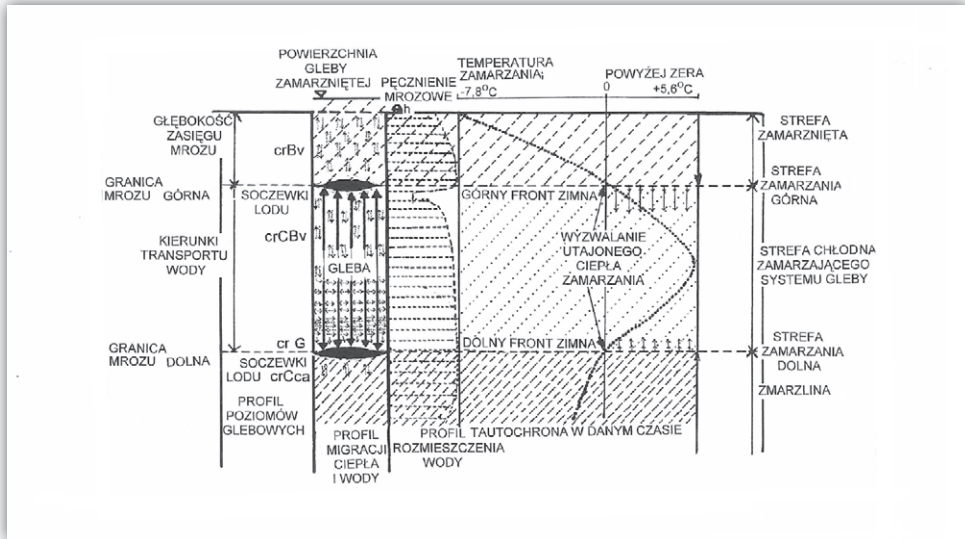
V. Targuljan (1971) w tundrach, lasotundrach i północnotajgowych krajobrazach środkowej i wschodniej Syberii wyróżnia cztery podstawowe grupy zmarzlinowych typów gleb: endoperkolatywne podbury z brunatnym morfologicznie, niebielicowanym profilem i związane z nimi gleby bielicowe iluwialno-próchnicz-



Rycina 2.8. Schemat powstawania profilu przekształceń mrozowych i profilu poziomów w glebach zmarzlinowych w środowisku peryglacjalnym nad zmarzliną ubogą w lód z powstawaniem poziomu rdzawego (Bv) w stropie warstwy czynnej zmarzliny i poziomu krioiluwalnego (Bkfe) w jej spągu, z kierunkami migracji wód glebowych z frakcjami pyłu i łu oraz próchnicą, Fe i Al w profilu migracji

no-żelaziste oraz amfi- i periperkolatywne gleby glejowe-bielicowe i bielicowo-glejowe ze stagnoopadową gospodarką wodną i zmarzliną na głębokości około 1 m, a także periperkolatywne gleby glejowe z poziomem zmarzliny na głębokości od 0,4 do 1,0 m.

Można zatem przyjąć, że także w Europie Środkowej zmarzlinowe gleby glejobielicowe i bielicowo-glejowe w okresie wegetacyjnym w środowisku peryglacjalnym były co najmniej częściowo nasycone wodami opadowego i roztopowego pochodzenia, podpartymi nieprzepuszczalną tak zwaną mokrą zmarzliną. Wody te przemieszczały się grawitacyjnie w kierunkach bocznych, nawet na obszarach równin zbudowanych z moren dennych, o niewielkich nachyleniach powierzchni, często w sieciach klinów mrozowych. W rozpylonym i wybielonym przez procesy mrozowe materiale mineralnym gleb nasyconych wodami w warstwie czynnej zmarzliny, przebiegały procesy eluwialne bez rozkładu minerałów ilastych i bez powstawania poziomu iluwalnego lub z jego często słabym, plamistym wykształceniem, nieadekwatnym ilościowo i jakościowo do warstwy wybielonej. Nader znaczące jest stwierdzenie przez V. Targuljana (1971) migracji faz ciekłej i stałej w kriogenicznych poziomach glejowych podczas tajania i zamarzania warstwy czynnej zmarzliny wskutek powstających bezpośrednio nad zmarzliną ciśnień w kierunkach pionowych i bocznych. Ostatecznym efektem tych procesów jest



Rycina 2.9. Schemat powstawania profilu przekształceń mrozowych i profilu poziomów w glebach zmarzlinowych w środowisku peryglacjalnym nad zmarzliną bogatą w lód, z powstawaniem poziomu pyłowego wybielonego nad wieloletnią zmarzliną, fragmentarycznym poziomem orsztynowo-iluwialnym i ciśnieniowymi krioturbacjami bezpośrednio nad wieloletnią zmarzliną, z kierunkami migracji wód glebowych z frakcjami pyłu i łu oraz próchnicą, Fe i Al w profilu migracji

mrozowa mechaniczna homogenizacja profilu glebowego na całej jego miąższości nadzmarzlinowej lub powstanie struktur kriofluwialnych. W warunkach suchszej tundry i lasotundry poziom glebowy Bv w zasięgu czynnej zmarzliny uzyskuje równomierne żółto-brunatne zabarwienie (Kopp 1969; Kopp, Jäger 1972; Kowalkowski 1973; 1977a; Ehwald 1978; Schlaak 1997, 1998, 1999; Manikowska 1999, Altermann i inni 2008).

Przy stabilizacji stopnia nasycenia wodą w profilu gleb zmarzlinowych podczas lata i jesieni rozwija się konwekcyjny obieg zawieszin glebowych od cieplejszej, przypowierzchniowej części do zimnej nadzmarzlinowej części gleby, z mrozową retynizacją (łac. *retinere* – zatrzymywać) zawieszonych i rozpuszczonych w roztworach substancji organicznych i mineralnych (Targuljan 1971). W ten sposób nad zmarzliną i w jej stropie powstaje kontaktowy poziom krioiluwialny Bk (Kowalkowski i inni 1981; Kowalkowski 1973, 2006). Ten poziom, z wyraźnymi cechami segregacji mrozowej, przeważnie jednak nie jest związany z profilem bezpośrednio nad nim znajdującej się gleby bielicowej. Schematy powstawania profili przekształceń mrozowych i profili poziomów glebowych w warunkach dwu frontów zamarzania – ze zmarzliną wieloletnią suchą i zmarzliną mokrą – przedstawiają ryciny 2.8 i 2.9.

W profilach podburów i gleb bielcowych eluwialno-próchniczno-żelazistych, infiltrujące z wodami opadowymi, zdyspergowane frakcje ilaste i drobnego pyłu bez rozkładu i wybielenia są osadzane w poziomie Bvt, na górnych powierzchniach ziarn piasku grubego i odłamków skalnych w postaci brunatnych do żółtobrunatnych, silnie związanych soczewkowatych lamin i błonek oraz warstw (tak zwane czapeczki) grubości od 0,1 do 40 mm, będących indykatorami klimatu zimnego środowiska peryglacjalnego. W przypadku akumulacji cząstek ilastych w formie ciągłej warstwy nad wieloletnią zmarzliną powstaje zbity i trudnoprzepuszczalny poziom *fragipan* (FitzPatrick 1956, 1974; Van Vliet, Langohr 1979; Langohr, Vermeire 1982; Payton 1992; Konecka-Betley, Janowska 1995; Kühn 2004).

2.7. Identyfikacja cech środowisk peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych w profilu gleb bielcowych

Profile współczesnych paleokriogenicznych gleb bielcowych w środkowej i północnej Europie mają reliktowe cechy serii peryglacjalnych stref przekształceń mrozowych. Te wielowarstwowe gleby powstały w środowisku peryglacjalnym schyłkowej fazy Vistulianu (Kopp 1955, 1965, 1969), a także w środowiskach peryglacjalnych holocenijskiej recesji lądolodu skandynawskiego (Makejev 1975; Kowalkowski 1973, 1988b,c, 1997, 2001b; Kowalkowski, Degórski 2005; Altermann i inni 2008). Poziom iluwialny tych gleb często jest nałożony na stropową część poziomu wietrzenia mrozowego Bvt w stropowej części odwapnionych osadów gliniastych, leżących bezpośrednio pod piaskami pokrywowymi (Kowalkowski 1979, 2004b; Kühn 2004).

Porowaty poziom Bv o luźnym złożeniu ma pylaste uziarnienie i równomierne zabarwienie żółtobrunatne do brunatnego. Są to cechy charakterystyczne dla kriosoli brunatnych wytworzonych z suchych piasków różnej genezy (Schlaak 1993, 1997, 1998, 1999) i kriosoli parabrunatnych wytworzonych z lessów oraz piasków pokrywowych na glinach morenowych (Van Vliet-Lanoe 1990; Jäger, Kopp 2004). W gleboznawstwie polskim jest on określany jako kriogeniczny wietrzeniowy poziom rdzawy, w systemie poziomów diagnostycznych – *sideric* (*Klasyfikacja gleb leśnych Polski* 2000). Przez geografów gleb innych państw opisywany był natomiast jako kopalny brunatny wietrzeniowy poziom Bv nazwany *Finowboden* przez N. Schlaaka (1993, 1997, 1998, 1999), datowany na przełom allerödu i młodszego dryasu na dużych obszarach środkowej Europy lub kriogeniczny poziom brunatny *podburów* wyróżnionych przez V.O. Targuljana (1971) we współcześnie zimnych, humidowych regionach Rosji, odpowiadających intrazonalnym

subarktycznym brunatnym glebom leśnym na Alasce, wyróżnionym przez C. Kelloga i I. Nygarda (1951). Również J.C.F. Tedrow i D.E. Hill (1977) oraz F.C. Ugolini i R.S. Sletten (1988) wyróżniają w terenach polarnych mrozowe gleby brunatne. Z. Klimowicz i inni (2008) opisują w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) duże zasięgi mrozowych gleb brunatnych z poziomem Bv, czyli wietrzeniowym.

W podmokłych glebach glejowych nadzmarzlinowa iluwialna akumulacja substancji ma według V. Targuljana (1971) charakter mechaniczny, z zachowaniem ich potencjalnie dużej zdolności migracji, aktywizującej się każdorazowo po kolejnym obniżeniu stropu zmarzliny. W mniej wilgotnych warunkach, pod wpływem konwekcyjnej migracji roztworów glebowych w nadzmarzlinowej warstwie następuje na powierzchniach cząstek mineralno-iluwialna koagulacja substancji organicznej i związków mineralnych pochodzących z górnej części profilu glebowego (Karavajeva, Targuljan 1960, 1963; Ivanova 1965; Karavajeva 1969; Targuljan 1971). W procesie tym współdziałają procesy segregacji mrozowej związane z dobowymi amplitudami temperatury (Müller 1965a,b; Catt 1985). W okresowo nasyconym wodą materiale glebowym nad zmarzliną powstaje na głębokości 0,5–1,8 m trwałe podpowierzchniowy diagnostyczny krioiluwialny poziom kontaktowy o miąższości od 10 do 30 cm, którego geneza zazwyczaj jest powiązana z procesami mrozowej segregacji (Kowalkowski 1983a,b). Na ogół ten poziom przebiega równoległe do powierzchni ziemi, często jednak ma przebieg girlandowy, z klinami mrozowymi wypełnionymi wybieloną zwietrzeliną pylastą, głęboko sięgającymi w uwarstwione podłoże zawierające węglany. Dolna granica tego poziomu wzbogacona w procesie segregacji mrozowej, zazwyczaj w żwiry i kamienie, jest ostra i nierówna. Górna jego część, wzbogacona w drobnoziarnisty materiał przez segregację mrozową, ma wyraźne i stopniowe przejście do wyżej leżącego poziomu glebowego.

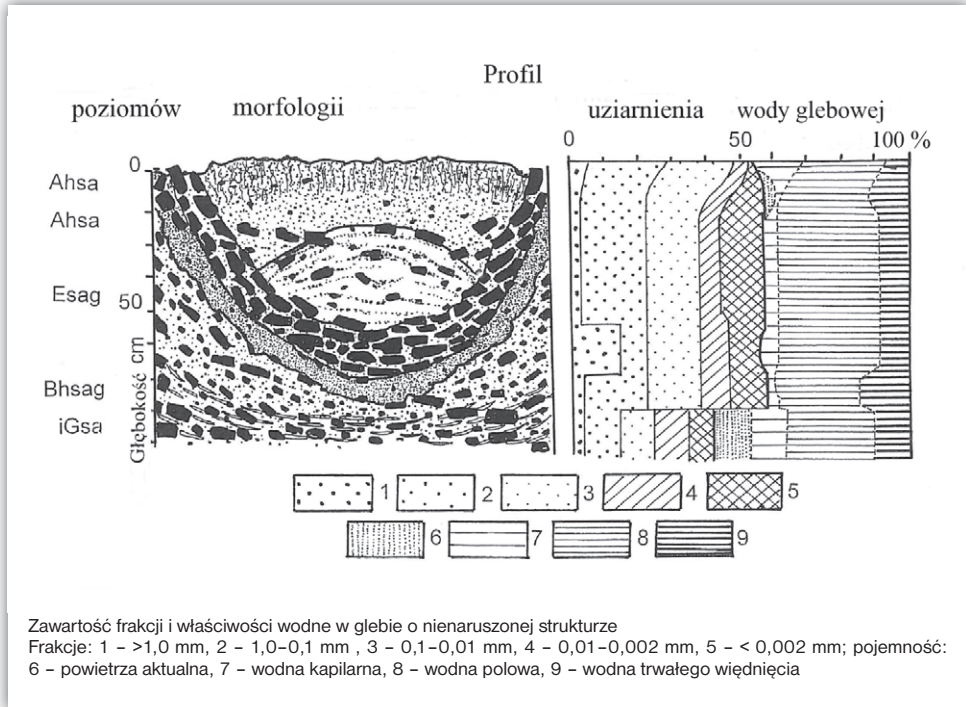
Drugim ważnym wskaźnikiem wilgotności aktywnego środowiska peryglacialnego z przemysłową gospodarką wodną i agradującą się zmarzliną jest również podpowierzchniowy, wcześniej już wspomniany poziom glebowy nazywany *fragipan* (Smith 1965, 1986). Występuje na różnych kontynentach na głębokości od około 20 do 80 cm (Tavernier, Smith 1957; FitzPatrick 1956, 1974; Van Vliet, Langohr 1979, 1981; Langohr, Van Vliet 1981; Langohr, Vermeire 1982; Smalley, Davin 1982; Langohr 1983; Payton 1992; Kowalkowski, Degórski 2005) i zazwyczaj powstaje w środowisku peryglacialnym w obrębie poziomów diagnostycznych *argillic* i *sideric*, niekiedy także w dolnej części poziomów *cambic* i *spodic*. Rozwijają się albo w dolnej części warstwy czynnej zmarzliny, bezpośrednio w stropie wieloletniej zmarzliny lub pod frontem górnym zamarzania, podczas cyklicznego narastania soczew i płytek lodu z migrujących wód glebowych, opadających lub wznoszących się zgodnie z kierunkami cyrkulacji termicznej, unoszących ze sobą mineralne koloidy i drobny pył do dolnego lub górnego frontu zamarzania (ryc. 2.8,

2.9). W środowisku kriogenicznym poziom ten jest wzbogacany w wietrzeniowe frakcje pyłowe i ilaste o składzie minerałów pierwotnych, głównie kwarcu, z niewielką akumulacją próchnicy iluwialnej. Wskutek cyklicznych zmian wilgotności i objętości uzyskuje strukturę grubopryzmatyczną, kolumnową lub blokową, niekiedy płytkową; agregaty stają się po wyschnięciu bardzo twarde (Davey 1978; Langohr, Van Vliet 1981; Gugalinskaja 1982; Langohr 1983; Manikowska 1985a; Kowalkowski 2006).

W poziomie bielcowym natomiast, przy wilgotności nieprzekraczającej pełnej kapilarnej pojemności wodnej, według N. Kaćńskiego (1927) powstaje płytkowata struktura kriogeniczna, która w warunkach nadmiernego uwilgotnienia zanika; potwierdzają to T. Žestkova (1982) i L. Gugalinskaja (1982). W stanie zamrożonym bielice gliniaste w poziomie B pod poziomem bielcowym mają strukturę siatkowato-warstwową, po odtajaniu przechodzącą w orzechowato-płytkowatą bądź drobnowarstwową listkowatą i płytkowatą. Na ściankach agregatów o przełamie muszlowym zazwyczaj występują ziarna białej krzemionki, tak zwanej osypki krzemionkowej.

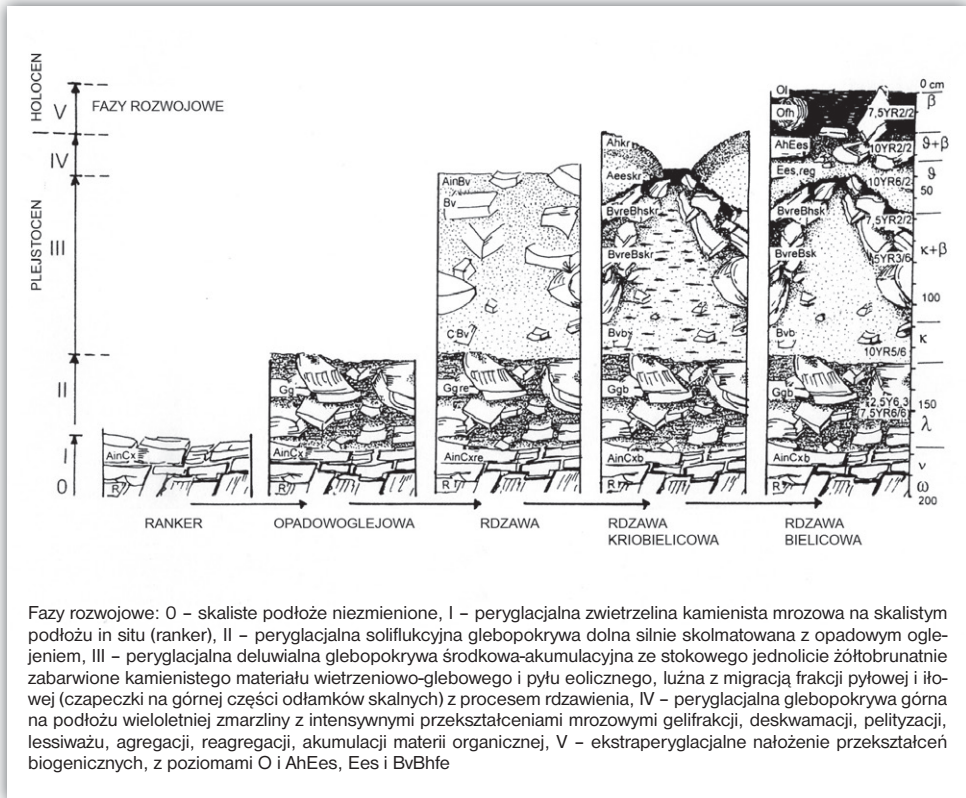
Kopalne tundrowe gleby próchniczne ze środkowego plenivistulianu na terenach Wzniesień Łódzkich mają cechy mrozowej segregacji i procesów redukcyjnych w postaci struktur komórkowych złożonych z mezo- i mikroagregatów o ciemnym zabarwieniu ścianek z białymi otoczkami oraz drobnoziarnistą nieciągłą warstwę związłą o cechach poziomu *fragipan* (Manikowska 1969, 1999). W poziomie Bv kopalnej gleby tundrowej z dolnego plenivistulianu B. Manikowska (1999) zaobserwowała struktury soczewkowato-komórkowe z białymi ziarnami w szczelinach między wydłużonymi poziomo, ciemnymi agregatami. Według P. Haesaerta (1983) w kopalnych tundrowych glebach glejowych wytworzonych na terenach Belgii z górnoplejstoceńskich lessów występuje jasnoszary poziom o miąższości od 0,1 do 0,5 m. Pod nim znajduje się poziom Bv, brunatnożółty, wzbogacony w Fe. Poziom szary ma dobrze rozwiniętą strukturę płytkową, nagle przechodzącą w grubosubangularną blokową strukturę w poziomie Bv, zazwyczaj z otoczkami Fe. Te struktury powstały w środowisku peryglacjalnym wskutek powolnego, wielokrotnego wzrostu soczewek lodu w stropie wieloletniej zmarzliny, w której ten badacz stwierdza także 9 generacji następujących po sobie wieloboków szczelin mrozowych. Zatem mrozowe struktury agregatowe i wybielone ziarna na powierzchni ich ścianek oraz zbity poziom *fragipan* są charakterystyczne zarówno dla gleb współczesnych tundr, jak i tundrowych gleb kopalnych oaz reliktowych potundrowych na znacznych terenach centralnej, wschodniej i północnej Europy.

Na przekształconych przez procesy peryglacjalne równinnych postperyglacjalnych obszarach Europy i Azji bardzo silne wybielenie poziomu bielcowego starych bielic mogło być rezultatem intensywnych procesów redukcyjnych, także w poziomie tiksotropowym gleb zmarzlinowych, we współczesnych środowiskach



Rycina 2.10. Profile morfologii poziomów genetycznych, uziarnienia i warunków wodnych we współcześnie aktywnym zmarzlinowym sołonceczniku darniowo-łąkowym, wytworzonym z kriogenicznej zwietrzliny bazaltowej z procesami segregacji mrozowej, tiksotropowym i krioiluwalnym nad płytką wieloletnią zmarzliną wyspową (wg: Kowalkowski 1983)

pustyni i tundry arktycznych i antarktycznych, tajgi i chłodnego stepu, w zasięgu wieloletniej zmarzliny w środowiskach kwaśnych i zasadowych (Karavajeva 1969; Gravis 1974; MacKay i inni 1976; Nogina 1984; Kowalkowski 1983a,b, 1988a,b; Blume i inni 1979, 1997, 1998) – rycina 2.10. W subantarktycznej tundrze oraz w pustyniach antarktycznych subpolarnych i polarnych, bielice mrozowe występują w bardzo zróżnicowanych warunkach klimatycznych ze średnimi rocznymi sumami opadów od 180 do 1400 mm oraz średnią roczną temperaturą od $-9,3$ do $+4,7^{\circ}\text{C}$ (Blume i inni 1998). Rozwój tych kriogleb jest uzależniony od płytkiego, do 1 m, występowania nieprzepuszczalnej wieloletniej zmarzliny, często z poziomem tiksotropowym nad zmarzliną i aktywnymi krioturbacjami oraz kriosegregacjami w mineralnym materiale glebowym. Ze względu na specyficzną genezę znajdujący się w stropie zmarzliny, zbity poziom iluwalny takich gleb, z cechami segregacji mrozowej, wzbogacony we frakcje drobnego pyłu i iłu oraz próchnicę, nazwany został poziomem kontaktowym krioiluwalnym kBfe lub kBhfe, zależnie

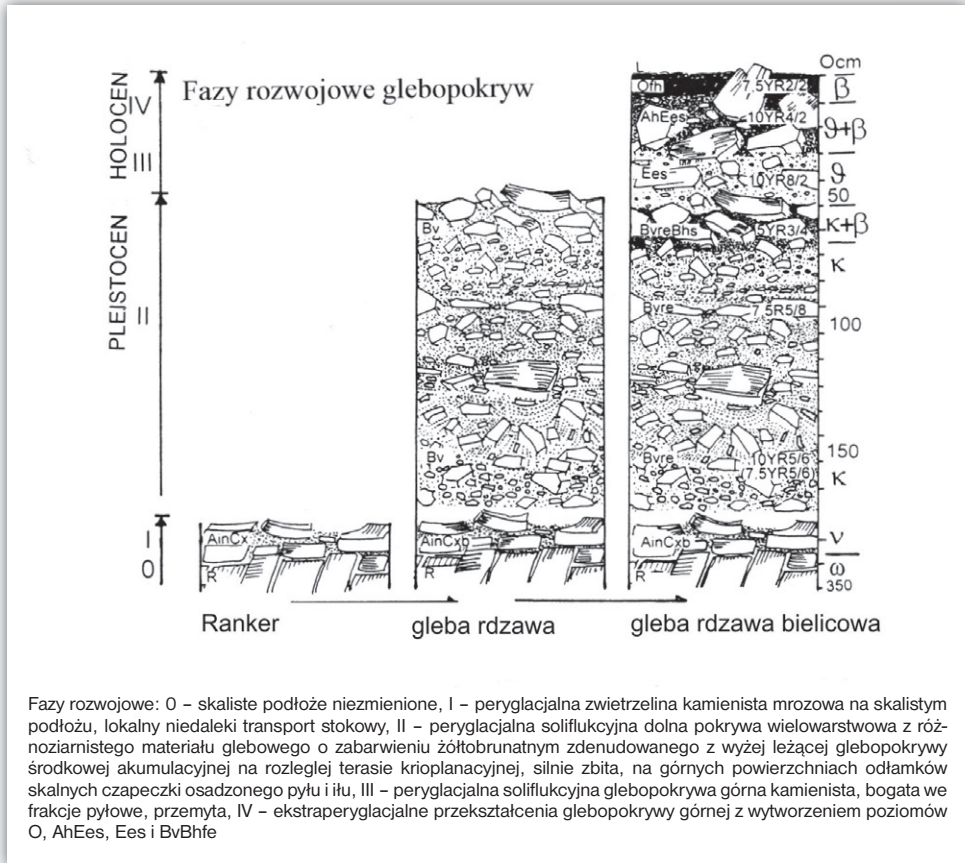


FAZY ROZWOJOWE: 0 – skaliste podłoże niezmienione, I – peryglacjalna zwierzelina kamienista mrozowa na skalistym podłożu in situ (ranker), II – peryglacjalna soliflukcyjna glebopokrywa dolna silnie skolmatowana z opadowym ogłenieniem, III – peryglacjalna deluwialna glebopokrywa środkowa-akumulacyjna ze stokowego jednolicie żółtobrąznie zabarwione kamienistego materiału wietrzeniowo-glebowego i pyłu eolicznego, luźna z migracją frakcji pyłowej i ilowej (czapeczki na górnej części odłamków skalnych) z procesem rdzawienia, IV – peryglacjalna glebopokrywa górna na podłożu wieloletniej zmarzliny z intensywnymi przekształceniami mrozowymi gelifrakcji, deskwamacji, pelityzacji, lessiważu, agregacji, reagregacji, akumulacji materii organicznej, V – ekstraperyglacjalne nałożenie przekształceń biogenicznych, z poziomami O i AhEes, Ees i BvBhf

Rycina 2.11. Plejstoceno-holocenska chronosekwencja transgresyjna bez nakładania pięciu faz rozwoju glebopokryw w pedokompleksie: ranker → opadowoglejowa → rdzawa → rdzawa kriobielicowa → rdzawa bielicowa na wysokiej terasie krioplanacyjnej w Górach Świętokrzyskich (Kowalkowski 2004b)

od składu chemicznego zakumulowanych w nim substancji i związków (Kowalkowski 1983a, 1988b).

Bardziej skomplikowana jest geneza gleb bielicowych w terenach górskich, podgórskich i wyżynnych, o urozmaiconej rzeźbie (Schilling, Wiefel 1962; Schwanecke 1970; Altermann i inni 1977; Sauer 2002; Kowalkowski, Degórski 2005). W takich obszarach na stokach w środowisku peryglacjalnym Vistulianu powstały w kilku fazach denudacyjnych wyżej leżące gleby ogłowione i niżej leżące nadbudowane serie warstw nałożonych na siebie deluwialnych materiałów glebowych nazwanych glebopokrywami. Wśród nich najmłodszy członek tworzy glebopokrywa bielicowa, która miała inicjację na przełomie plejstocenu i holocenu (Kowalkowski 1992, 1998c, 2001a). Złożona wielofazowa, lito-pedogenetyczna warstwowa budowa tych gleb została schematycznie przedstawiona na rycinach 2.11 i 2.12.

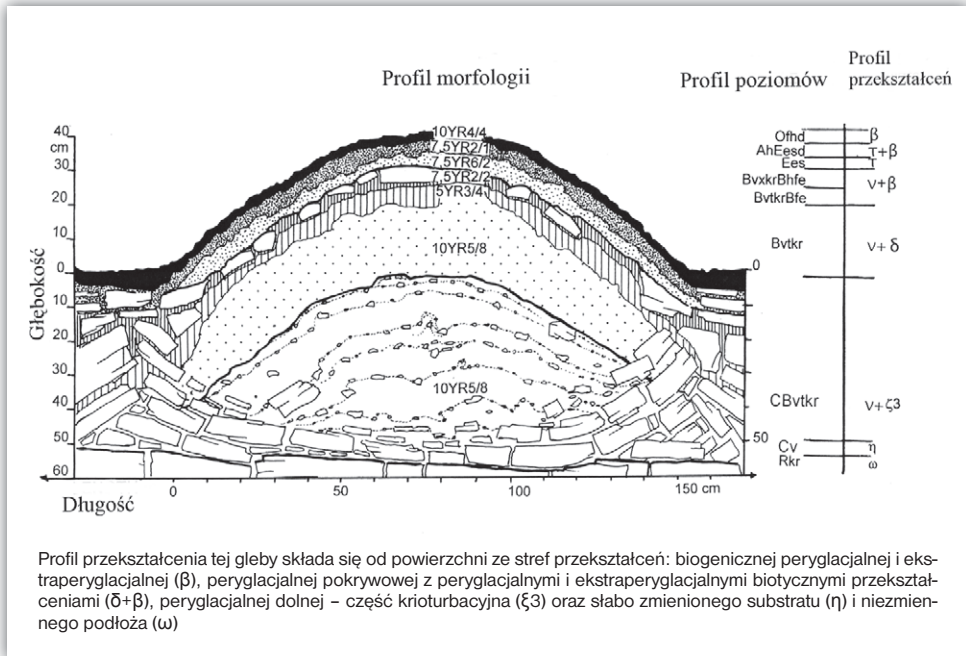


Fazy rozwojowe: 0 – skaliste podłoże niezmienione, I – peryglacialna zwietrzelnina kamienista mrozowa na skalistym podłożu, lokalny niedaleki transport stokowy, II – peryglacialna soliflukcyjna dolna pokrywa wielowarstwowa z różnoziarnistego materiału glebowego o zabarwieniu żółtobrązowym zdenudowanego z wyżej leżącej glebopokrywy środkowej akumulacyjnej na rozległej terasie krioplanacyjnej, silnie zbita, na górnych powierzchniach odłamków skalnych czapeczki osadzonego pyłu i iltu, III – peryglacialna soliflukcyjna glebopokrywa górna kamienista, bogata w frakcje pyłowe, przemyta, IV – ekstraperyglacialne przekształcenia glebopokrywy górnej z wytworzeniem poziomów O, AhEes, Ees i BvBhf

Rycina 2.12. Plejstoceno-holocenska chronosekwencja transgresywna bez nakładania trzech faz rozwoju glebopokryw w pedokompleksie: ranker → rdzawa → rdzawa bielocowa w Górach Świętokrzyskich, na wypukłym stoku o ekspozycji N (za: Kowalkowski 2004 b,c)

Na starych zrównaniach krioplanacyjnych w terenach górskich znajdują się często polipedony reliktowych tufurowych gleb tundrowych rdzawych bielocowych o dwu- do trójfazowej plejstoceno-holocenskiej genezie, ze zwietrzelin *in situ* lub z serii glebopokryw uwarunkowanych przez rzeźbę i klimat, z odpowiadającymi sekwencjami poziomów genetycznych, zilustrowane syntetycznie na rycinie 2.13 (Oleksynowa, Skiba 1976, 1977; Kowalkowski, Degórski 2005; Skiba M., Skiba S. 2005).

Uczeń V. Dokučajeva – K. Glinka (1924, 1932) stwierdza, że bielicowanie jako proces degradacji może przebiegać w przypowierzchniowej części profilu innych typów gleb, np. czarnoziemów, z wymywaniem we wstępnej fazie „drobnych ilastych zawiesin” w warunkach ochronnego działania zoli próchnicy. Jeszcze



Rycina 2.13. Profile morfologii, poziomów genetycznych i przekształceń peryglacialno-ekstraperyglacialnych reliktywnej tundrowej gleby rdzawej bielnicowej, wytworzonej z plejstoceńskiej zwietrzeliny granitowego podłoża na Równi pod Śnieżką (wg: Kowalkowski, Degórski 2005, zmieniony)

w pierwszej połowie XX w. K. Glinka (1924), D. Sokolovskij (1924), S. Miklaszewski (1930) uważali wymywanie z górnych poziomów drobnych ilastych cząsteczek bez ich rozkładu chemicznego za element procesu bielnicowania. Według S. Zonna (1966) procesowi bielnicowania mogą towarzyszyć inne procesy, na przykład lessiważu czy oglejenia, jednak w natężeniach nie zmieniających podstawowego procesu. N. Černescu (1934), S. Zonn (1966), P. Duchafour (1951, 1952), R. Dudal (1953, 1955) oraz M. Bonneau i P. Duchafour (1960), sformułowali tzw. teorię lessiważu degradowanych gleb intensywnie zagospodarowanych leśnie, a V.M. Fridland (1957) opisywał proces ilimeryzacji gleb pod wpływem kwaśnych opadów ługujących początkowo nawet gleby już wykształcone i bogate w kationy zasadowe.

Według P. Kühna (2004) w młodowistuliańskich osadach i wytworzonych z nich glebach na terenie Niemiec i Polski można znaleźć mikromorfologiczne cechy 3 lub 4 kolejnych faz procesów lessiważu iłu i pyłu. Inicjację tego procesu daje po plenivistulianie około preallerödu, böllingu, po wytworzeniu w środowisku pustyni arktycznej sieci makropoligonów mrozowych i lodowych oraz mikropoligonów wysychania w osadach mineralnych. Charakterystyki mikromorfologiczne tych faz są następujące:

- ▶ najstarsze czysto iłowe błonki oraz zorientowane błonki iłowe żółtobrunatne i czerwobrunatne, niekiedy z mikrolaminami, fragmenty zdeformowane i połamane przez późniejsze procesy mrozowe oraz bioturbację;
- ▶ młodsze pylaste żółtobrunatne przeważnie dobrze zorientowane błonki iłowe oraz błonkowate mostki iłowe, często zdeformowane i połamane przez młodsze procesy mrozowe i bioturbację;
- ▶ młode szaroczarne błonki pyłowo-iłowe, częściowo z wtopionymi ziarnami pyłu;
- ▶ najmłodsze pyłowo-iłowe błonki i pyłowo-iłowe szaroczarne i oraz żółtobrunatne wypełnienia porów wielofazowej genezy, w postaci zewnętrznych i wewnętrznych lamin przeważnie na dolnych ściankach porów, trudne do chronologicznego zaszeregowania, najmłodsze, przeważnie związane z antropogenicznymi działaniami w środowisku.

W chronosekwencji lessiważu w glebach płowych brunatnych i płowych brunatnych bielicowych według P. Kühna (2004) kolejność procesów pedomorfogenetycznych może być następująca:

Plejstocen: odwapnienie → brunatnienie → (hydromorfizacja) w warstwie czynnej zmarzliny z lessiważem do głębokości 60–80 cm w piaskach pokrywowych na glinach, fragmenty błonek iłowych mrozowej genezy w agregatach soczewkowatych i płytkowatych oraz bryłowych wytworzonych przez lód segregacyjny, pyłowo-iłowe wypełnienie porów z przewagą cząstek iłu oraz stabilizujące naloty półtoratlenków Fe⁺, w młodszym dryasie dojrzały w pełni zhomogenizowany żółtobrunatny poziom Bvt do głębokości 40–60 cm, także w często węglanowej skale macierzystej, kriogenicznie zrestrukturyzowanej w płytki i laminy.

Holocen: postępujące odwapnienie do 160–180 cm, z nasilającą się okresowo hydromorfizacją w porach między agregatami, powtórne wielokrotne migracje iłu i pyłu, brunatnienie od okresu atlantyckiego, a bielicowanie w chłodniejszych okresach subboreału i subatlantyku w górnej części poziomu Bv, silnie pylaste błonki próchniczno-iłowe, szaroczarne głównie w dolnych częściach porów, na terenach silnie i długotrwanie eksploatowanych lasów oraz upraw rolniczych. Według K.-D. Jägera i D. Koppa (2004) gleby płowe wytworzone z glin i lessów mają podobną późnoplejstocенską peryglacialną pedogenezę, połączoną z lessiważem, jak gleby rdzawe wytworzone z piasków.

Z badań P. Kühna (2004), a także wspomnianych wcześniej innych autorów – np. L. Gugałinskiej (1982), B. Manikowskiej (1995b, 1997), B. Van Vliet-Lanoe (1990, 1998) – wynika, że profil gleb bielicowych może zawierać cechy pedogeniczne z różnych okresów i faz ich rozwoju. Często silne przekształcenie zachodziło już w plejstocenie, głównie jednak w holocenie, zarówno przez naturalne procesy krioturbacji oraz w holocenie przez wielostronną ingerencję człowieka w środowisku. Cechy te należy odkrywać i dokumentować odpowiednimi zespołami metod.

W warunkach normalnej budowy profilu glebowego i podłoża, od głębokości poniżej około 8 cm do poniżej 150 cm, oprócz dobrze zorientowanych żółtobrunatnych błonek ilowych występują liczne nierówno wyklinowujące się szaroczarne błonki ilowe, częściowo zniszczone przez bioturbacje.

Koloidalno-chemiczną koncepcję procesu bielcowania szczegółowo rozwinął K. Giedrojc (1921, 1923, 1927). Spotkała się ona jednak z krytyką W.R. Wil'jamsa (1936), N. Remezova (1937) i V. Ponomarievej (1950) uważających, że w ten sposób nie powstają typowe gleby bielcowe. Według N. Remezova (1937) poziom bielcowy, także nałożony na profil innej gleby, jest zawsze reliktowy, a akumulacyjny poziom darniowy z akumulacją próchnicy – współczesny. Takie lub inne zmiany wyrażone są w profilu glebowym obecnością poziomów diagnostycznych dwu lub więcej następujących po sobie, nierównopoczątkowych chronosekwencji, które wcześniej omówiono w opracowaniu.

Wychodząc ze sprzeczności między dwoma ważnymi i sprzężonymi warunkami powstawania gleb bielcowych przemywanych przez wody opadowe z wymywaniem mineralnych cząstek iłu i drobnego pyłu oraz powstawania agresywnych rozpuszczalnych kwasów próchnicznych wskutek biochemicznego rozkładu opadu organicznego w lasach, N. Remezov (1947) przedstawia pogląd, że w poziomie bielcowym głównym czynnikiem naruszenia sieci krystalicznej i rozkładu glebowych minerałów są specyficzne mikroorganizmy, na co wskazywali także T. Aristovskaja (1964), V. Ponomarieva (1964), T. Morrison i inni (1967) czy R. Fischer (1972). Dzięki zastosowaniu mikroskopii elektronowej A. Jongmanns i inni (1997) oraz N. van Breemen i współautorzy (2000) udowodnili, że w procesie bielcowania następuje w poziomach O i E biogeniczny rozkład minerałów glebowych łącznie z kwarcem przez strzępki tzw. zjadających skały (*rock-eating*) grzybów ektomikoryzowych drzew iglastych wydzielających chemicznie agresywne niskomolekularne organiczne kwasy (Lapeyrie i inni 1987). W poziomach iluwialnych strzępki grzybów występują sporadycznie. Badacze ci przyjmują możliwość powstania wszystkich gleb bielcowych pod wpływem ektomikoryzowych grzybów „zjadających skały”. Jest to zatem wskaźnik, dlaczego północne borealne i subborealne bielice (Jenny 1980) powstają pod roślinnością bogatą w ektomikoryzy z mineralnych osadów i zwietrzelin *in situ*, ubogich w elementy odżywcze. Poglądy te potwierdziły również badania prowadzone w północnej Finlandii przez M. Degórskiego i R. Ochtonen (Breymeyer i inni 1998).

2.8. Kwantyfikacja procesu bielcowania

W środowisku naturalnym podporządkowane rytmicie systemów przyrodniczych gleby bielcowe mają swoje szczególne lokalizacje. Ich ogromna różnorodność form, od nanopodzołów pustyń polarnych i tundr z poziomem bielcowym

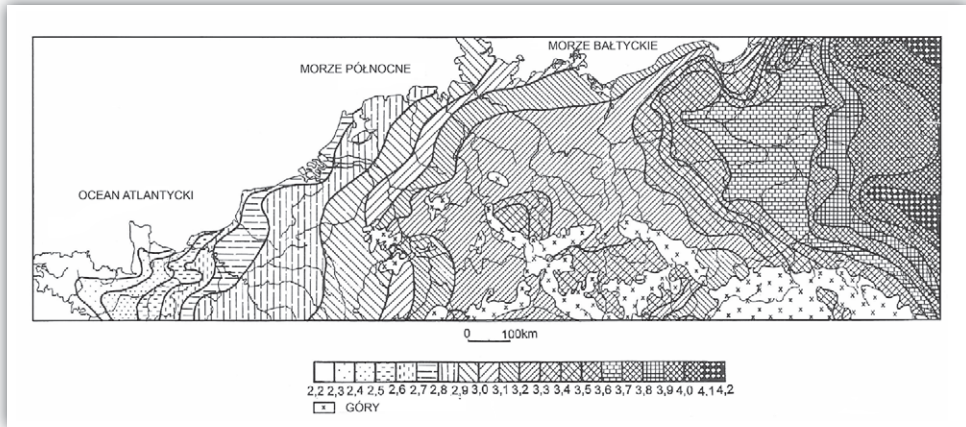
zaledwie 1–3 cm (Targuljan 1971; Blume i inni 1997) do gigapodzołów o kilkudziesięciu metrach miąższości w gorących humidowych klimatach (Jenny 1983), jest uwarunkowana dwoma nieliniowymi w czasie, dynamicznymi elementami klimatu jako czynnikami (orientorami). Są to temperatura i wilgotność stref klimatyczno-roślinnych w makroskali krajobrazów glebowych. Także lokalne układy abiotycznych czynników glebotwórczych w mezo- i mikroskali polipledonów warunkują różnorodność form tych gleb.

Wiek dotychczas poznanych datowanych gleb bielicowych na terenach środkowej Europy dochodzi do 100 ka BP, a więc sięga wczesnego Vistulianu (Manikowska 1995b). Najstarsze datowane plenivistuliańskie poziomy rdzawe w utworach glaciofluwialnych i w wydmach podłużnych mają wiek około 22 ka BP (Manikowska 1997; Wojtanowicz 1999). Zróznicowany wiek kopalnych, reliktowych i najmłodszych holocenijskich gleb bielicowych wskazuje na geologiczną stałość procesu bielicowania i na jego klimatyczną nieciągłość, uwarunkowaną przemiennością faz klimatycznych suchych i wilgotnych w powiązaniu z dynamiką rozwoju rzeźby.

Wskaźnik kontynentalizmu klimatu może być jednym ze wskaźników przestrzennego zróznicowania natężenia procesów rozwoju gleb, szczególnie procesu bielicowania, (Degórski 1985). Proces ten może być determinowany przez gradienty wskaźnika kontynentalizmu klimatu, ukształtowane od obszaru wschodniej Polski do wybrzeży Oceanu Atlantyckiego (ryc. 2.14). Bielicowe gleby plenivistuliańsko-holocenijskie środkowej i północnej Europy M. Degórski (2002) podzielił, na podstawie ich cech i właściwości, na 6 geograficznych grup gleb bielicowych i 4 grupy gleb rdzawych bielicowych. Podstawą tego podziału było 5 wskaźników różnorodności przestrzennej oraz 17 uniwersalnych cech wskaźnikowych geograficznego zróznicowania w 39 lokalizacjach między 12°25' i 32°37' długości geograficznej wschodniej oraz 50°10' i 69°44' szerokości geograficznej północnej. Jest to przykład przestrzennej złożoności procesów glebotwórczych, które przebiegały w asymetrii czasowej, w różnych systemach nieliniowych związków. Procesy te mogą przebiegać w przestrzennych mozaikach chronosekwencji równokońcowej i/lub równopoczątkowej oraz chronosekwencji transgresywnej z nakładaniem i/lub transgresywnej bez nakładania (Vreken 1975).

Współczesna wiedza o procesie bielicowania oparta jest przede wszystkim na biochemicznych przesłankach. Różnorodność czasoprzestrzenna gleb bielicowych skłania do sformułowania następujących stwierdzeń:

1. Istnieje wielka geograficzna różnorodność gleb bielicowych; ich wspólnymi wskaźnikami są poziomy *carbic* – O, *albic* – E i *spodic* – Bhfe.
2. Biochemiczny proces bielicowania ma cechę ciągłości czasowej (różne okresy geologiczne) i zarazem nieciągłości klimatycznej (cykliczność warunków termiczno-wodnych i związanej z nią dynamiki rozwoju rzeźby powierzchni Ziemi), a więc jest procesem nieliniowym.



Rycina 2.14. Przestrzenny układ wielkości wskaźnika kontynentalności klimatu (K) w środkowej i zachodniej Europie, z jej gradientami (wg: Degórski 1985)

3. W interpretacji procesu bielcowania proponuje się cztery teorie: (1) powstawania i wglębnego transportu kompleksów organicznych z Al i Fe, (2) wietrzenia krzemianów i wglębnego transportu Al i Si w nieorganicznych koloidalnych pedach, (3) uruchamiania Fe i Mn oraz transportu z kwasami organicznymi w warunkach nadmiernego uwilgotnienia, (4) koloidalno-chemicznego transportu pedów.
4. Zaznaczająca się w przestrzennych i czasoprzestrzennych mozaikach polipledonów nieliniowość rozwoju gleb bielcowych cechuje różnorodność zależna od ich całej plejstoceno-holocenońskiej lub holocenońskiej historii rozwojowej.
5. Plejstoceno i holoceno gleby zmarzlinowe powstałe w środowiskach proglaacja i peryglacja, z zespołami odpowiednich cech i właściwości diagnostycznych, stawały się każdorazowo substratami dla zespołów cech i właściwości diagnostycznych powstających w środowiskach ekstraperyglacji przy udziałach zbiorowisk roślinnych różnych następujących po sobie stref klimatycznych.
6. Szczególnymi trwałymi współczesnymi, reliktowymi i kopalnymi wskaźnikami tej historii są określone zespoły makro- i mikrostruktur agregatowych oraz cechy migracji drobnych frakcji mineralnych w poziomach genetycznych budujących glebę i w skale macierzystej.
7. Istnieją dwie facje gleb z wybielonym poziomem bielcowym związane z odrębnymi typami gospodarki wodnej przemysłowo-stagnacyjnej i okresowo-przemysłowej.
8. Na znacznych obszarach środkowej i północnej Europy, w profilach gleb rdzawych bielcowych z okresowo przemysłową gospodarką wodną,

poziomy eluwialny i iluwialny są nałożone na stropową część wietrzeniowego poziomu rdzawego (*sideric*) lub brunatnego (*cambic*).

9. Profile stref przekształceń i glebopokryw stokowych zalegających na niezmienionych pedogenicznie podłożach z odpowiadającymi profilami poziomów genetycznych gleb powstały pod wpływem zmieniających się w czasie – od plejstocenu i w holocenie – oraz zróżnicowanych w przestrzeni powierzchni Ziemi układów dominujących i współdziałających czynników-orientorów: fitogenicznego, geomorfogenicznego, klimatogenicznego, biogenicznego i antropogenicznego.
10. Pochodnymi kompleksowego i zróżnicowanego w czasoprzestrzeni działania tych czynników – orientorów – w profilach glebowych są powierzchniowe i podpowierzchniowe poziomy diagnostyczne, będące wskaźnikami historii ewolucyjnego rozwoju pokrywy glebowej.
11. Powierzchniowymi poziomami diagnostycznymi gleb bielcowych są: *albic* i/lub *spodic*, określające w systemie klasyfikacyjnym rząd i typ gleby; z tymi poziomami są sprzężone podpowierzchniowe poziomy diagnostyczne: *sideric*, *ochric*, *argic*, *haplic*, *cambic*, *ferric*, *carbic*, *gleyospodic*, *gleyic*, *gelic*, *fragipan*, *densipan*, wyróżniające niższe od typu jednostki podziału gleb.
12. W ewolucyjnej historii rozwoju pokrywy glebowej poszczególne współcześnie podpowierzchniowe poziomy diagnostyczne mogły być w przeszłości diagnostycznymi poziomami powierzchniowymi.
13. W każdej sekwencji poziomów diagnostycznych, składających się na profil poziomów glebowych, znajdują się ilościowe i jakościowe informacje o zmianach warunków środowiskowych i związanych z nimi procesów morfo-lito-pedogenetycznych przekształceń (perstrukcji) mrozowych w środowiskach proglałacjalnych i peryglałacjalnych, bioprzekształceń w środowiskach peryglałacjalnych i ekstraperyglałacjalnych oraz przekształceń antropogenicznych w środowiskach głównie ekstraperyglałacjalnych, podrzędnie w peryglałacjalnych,
14. W systemie ewolucji gleb kriogenicznych (kriosoli) w peryglałacjalnym zasięgu klimatycznym (dawnym plejstocenijskim i współczesnym holocenijskim) przebiegają następujące procesy: odwapnienie i nawapnienie, powstawanie i migracja pyłowych i ilowych frakcji, agregacja, akumulacja substancji organicznych, rdzawienie, bielcowanie, wybielanie oraz oglejenie gruntowe, stagnacyjne i opadowe.

3. Metody badań

3.1. Wybór obiektów

Zgodnie z założonymi celami badań, do studiów empirycznych wybrano pięć geograficznych obszarów (ryc. 1.1), różniących się między sobą układami czynników glebotwórczych, między innymi wiekiem i składem ilościowo-jakościowym substratu, przedziałami wiekowymi katen glebowych, cyklami procesów litomorfogenicznych i sprzężonych z nimi fazami procesów pedogenicznych oraz dynamiką dawnych i współczesnych procesów morfogenetycznych i pedogenicznych, w wyniku których dawniej powstawały lub współcześnie powstają cechy diagnostyczne procesów bielicowania. W wyborze powierzchni zwrócono również uwagę na stan przekształcenia antropogenicznego ekosystemów, szczególnie na zbiorowiska roślinne zawierające elementy borowe, wykazujące jednak określone specyficzne geograficzne cechy regionalne.

Wśród obszarów wybranych do badań znajdują się dwa ze starymi katenami gleb plejstocénsko-holocénskich:

- ▶ w piętrze regla górnego Karkonoszy, z mozaikami starych tufurowych gleb tundry wysokogórskiej, wykształconych głównie w płytkich późnoglacialnych zwietrzelinach granitów *in situ* i soliflukcyjnych glebopokrywach stokowych, na obszarach intensywnego oddziaływania destrukcyjnych procesów egzogenicznych – Równia pod Śnieżką, wiek >290 000 lat;
- ▶ z pokrywą gleb późnoglacialnych i eoholocénskich wykształconych z osadów zwałowych i wodnolodowcowych zlodowacenia Odry, która podlegała kilkakrotnie silnym przekształceniom wskutek oddziaływania procesów egzogenicznych, szczególnie w środowiskach peryglacialnych zlodowacenia Vistulian – tereny Puszczy Białowieskiej, wiek >18 000 lat;

oraz trzy obszary ze staro- i młodoholocénskimi katenami gleb:

- ▶ z pokrywą glebową wykształconą z mezo- i neoholocénskich kriogenicznych zwietrzelin *in situ* i z soliflukcyjnych glebopokryw stokowych oraz osadów glaciofluwialnych, po deglacjacji lądolodu skandynawskiego – północna Laponia (Finlandia), wiek <9900 lat;
- ▶ z neoholocénką pokrywą gleb wykształconych z ustabilizowanych wałów brzegowych i piasków eolicznych, ze współcześnie aktywnym

środowiskiem rozwoju katen gleb bielicowych – Półwysep Helski, wiek <2700 lat;

- ▶ z młodoholoceniową pokrywą glebową, wykształconą na mierzei Schaabe w piaskach morskich ze zróżnicowanym przestrzennie, aktywnym środowiskiem sedymentacyjnym, kształtowanym przez procesy destrukcyjne abrazji brzegowej, transportu, sedymentacji, deflacji, z następczym rozwojem młodych gleb – północny skraj wyspy Rugii, wiek <1500 lat.

3.2. Opis zbiorowisk roślinnych

Do oceny aktualnego stanu roślinności w płatach, otaczających miejsca lokalizacji profili glebowych wykonano zdjęcia fitosocjologiczne metodą środkowoeuropejskiej szkoły Brauna-Blanqueta. W sumie sporządzono 15 zdjęć fitosocjologicznych, po 3 zdjęcia w układzie katenalnym w każdym z pięciu wybranych obiektów, reprezentujących wyznaczone obszary modelowe. Terenowa inwentaryzacja botaniczna i fitosocjologiczna była prowadzona równocześnie z badaniami glebowymi. Dane fitosocjologiczne zestawiono w tabelę, reprezentującą każdy z obiektów. Nomenklaturę gatunków roślin naczyniowych przyjęto według Z. Mirka i innych (2002) oraz L. Hämet-Ahti i współautorów (1998). Mszaki i porosty zebrane w terenie oznaczył dr hab. Adam Stebel ze Śląskiej Akademii Medycznej. Kwalifikację badanych płatów do zespołów przyjęto według podziału syntaksonomicznego zbiorowisk roślinnych W. Matuszkiewicza (2001), J.M. Matuszkiewicza (2001) oraz U. Bohna i innych (2000/2003); w odniesieniu do Finlandii został on uzupełniony przez typologię skandynawską (*European vegetation types: the Nordic countries* 1998).

3.3. Opis profilu glebowego i jego środowiska

Mozaiki glebowe, jako składniki ekosystemów w krajobrazach, są asocjacjami indywidualów glebowych – pedonów mających określone profilowe układy właściwości i cech. Ich charakterystyka jest dokonywana opisowo, na podstawie dostrzegalnego w tak zwanym profilu stanu kompleksu lub zestawu aktualnych morfologicznych cech i właściwości bez interpretacji ich genezy, a następnie objaśnianych przyczynowo w profilach substratu, przekształceń (perstrukcji) i poziomów pedogenetycznych na podstawie wskaźników jakościowo określających prawidłowości w następstwie ich ewolucji w czasie i przestrzeni danego obszaru powierzchni Ziemi (Kopp 1965, 1969; Kopp i inni 1955, 1982; Kowalkowski 2004b). Szczególne znaczenie w tej metodzie ma odpowiedni wybór morfologicznych form powierzchni Ziemi wraz z odpowiadającymi im mozaikami gleb, będących skutkiem kształtujących

je procesów lito- i morfogenicznych oraz pedogenetycznych. U podstaw przyjętej dwuczęściowej procedury i podejścia metodycznego jest **ewolucyjna teoria poznawania** przedstawiona przez R. Riedla (2000), wskazująca na istotne skutkowe różnice między metodami poznawania i objaśniania. Jej kompleksowe i konsekwentne zastosowanie zapewnia zbliżony do obiektywnego opis rozpatrywanego profilu glebowego, co ma istotne znaczenie w dalszej interpretacji opartej na danych laboratoryjnych.

3.4. Procedura polowych opisów i oznaczeń

Po wykopaniu odkrywki glebowej opisywano jej lokalizację, skałę macierzystą, rzeźbę, stan aktualnego użytkowania, typ, podtyp gleby oraz typ próchnicy. Na świeżo odsłoniętej ścianie profilu dokonano oceny miąższości poziomów genetycznych gleby (tab. 3.1), wykonano opis morfologii poziomów glebowych (tab. 3.2), a następnie pomiary niektórych cech poszczególnych poziomów i warstw oraz pobrano z nich próbki materiału glebowego o naruszonej i nienaruszonej strukturze do analiz laboratoryjnych.

Tabela 3.1. Miąższość gleby

Określenie	Głębokość (dm)
Płytką	<4,0
Średnio płytka	4,0-<8,0
Głęboka	8,0<13,0
Bardzo głęboka	≥13,0

Tabela 3.2. Symbolika opisu poziomów i warstw w profilu glebowym zastosowana w opracowaniu, przyjęta na podstawie *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000) oraz *Bodenkartieranleitung – BK5* (2005)

Poziomy główne	Cechy środowiska geograficznego	Cechy środowiska pedogenicznego	
		symbol cechy	w odniesieniu do poziomów
A – próchniczny	an – antropogeniczne	ca – węglanowe	C
B – wzbogacania	d – deluwialne	e – eluwialne	A
C – skały macierzystej	e – ekstra-	f – fermentacyjne	O
D – podłoża mineralnego luźnego	peryglacialne	fe – żelaziste	B
E – eluwialny (wymywania)	eo – eoliczne	g – opadowoglejowe	E, B, G
G – glejowy	f – glacialfluwialne	h – próchniczne	O, A, B, C, G
L – ściółki	p – peryglacialne	i – inicjalne	A, E, B
O – organiczny	r – reliktowe	kr – kriogeniczne	A, E, B, C, D, G, R
R – podłoża skalnego litego	s – soliflukcyjne	l – wymywania pyłu i ilitu	A, E, B
		ox – zorsztynizowane	B
		or – tlenowo-redukcyjne	Cg, G
		t – wmywania pyłu i ilitu	B, C,
		v – wietrzenia kriogenicznego	B C, G

Szczegółowo opisano:

- ▶ lokalizację odkrywki na podstawie mapy topograficznej w skali 1 : 25 000 z uwzględnieniem pozycji fizycznogeograficznej według S. Gilewskiej (1999) oraz długość i szerokość geograficzną określoną na podstawie map przeglądowych z siecią podziału geograficznego, weryfikowaną w terenie pomiarem przy użyciu GPS;
- ▶ skałę macierzystą, na podstawie rozpoznania terenowego oraz przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski (1980) i mapy regionów morfogenetyczno-glebowych Polski (Kowalkowski i inni 1995);
- ▶ rzeźbę, na podstawie rozpoznania terenowego oraz map topograficznych w skali 1 : 25 000, a także określono wysokość bezwzględną odkrywki, jej ekspozycję itd.;
- ▶ aktualne użytkowanie, na podstawie wizji terenowych i leśnych map glebowo-siedliskowych w skali 1 : 10 000;
- ▶ klasyfikację gleb według *Systematyki Gleb Polski* (1989) oraz *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000), z określeniem typów i podtypów próchnicy oraz fizjologicznej głębokości gleby według BK5 (2005) i typu gospodarki wodnej według Puchalskiego i Prusinkiewicza (1990);
- ▶ opis profilu poziomów i warstw glebowych (tab. 3.2), na podstawie właściwości morfologicznych widocznych w profilu, z określeniem przekształceń i glebopokryw peryglacialnych według A. Kowalkowskiego (2006) oraz M. Altermanna i współautorów (2008), w *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000) oraz BK5 (2005) – tabela 3.3;
- ▶ barwy gleby według tabel Munsella, zmodyfikowanych przez M. Oyamę i H. Takeharę (1967);
- ▶ uziarnienie i rodzaje substratu, według *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000);
- ▶ próchniczność gleby (tab. 3.4), ukorzenie, przejścia między poziomami i fizjologiczną głębokość gleby (tab. 3.5, 3.6, 3.7), według BK5 (2005);
- ▶ odczyn poprzez odpowiadające pH w H₂O i KCl (tab. 3.8), według *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000), zakresy buforowości gleb, według B. Ulricha i współautorów (1979) – rozdział 12.2;
- ▶ oznaczenia terenowe pH_{H₂O} i przewodności elektrycznej, przy użyciu pehametru i konduktometru firmy HACH.

Tabela 3.3. Serie stref przekształceń i pokryw stokowych (glebopokryw) z diagnostycznymi poziomami glebowymi w centralnej i północnej Europie uzależnione od dominującego czynnika litomorfopedogenicznego (wg: Kowalkowski 2001b, 2004b, 2006 oraz Altermann i inni 2008, uzupełnione)

Dominujący czynnik	Strefy przekształceń i glebopokryw		Diagnostyczne poziomy glebowe
Antropogeniczny Biogeniczny	α alfa β beta	antropogeniczna peryglacjalna i ekstraperylacjalna strefa przekształceń biogeniczna peryglacjalna i ekstraperylacjalna strefa przekształceń	Ap, Aan, Bv O, Ah, Ad, Eh, Bh, Bfe
Klimatogeniczny	δ delta ϵ epsilon ξ_1 zeta jeden ξ_2 zeta dwa ξ_3 zeta trzy	perylacjalna strefa pokrywowa perylacjalna strefa przejściowa – część górna perylacjalna strefa przejściowa – część dolna mała zmieniona perylacjalna strefa przejściowa – część dolna krioluwialna perylacjalna strefa przejściowa – część dolna krioturbacyjna	pBvl, pEesl, pBvlEes, pBvlBfel pCBvt, pEt, pBvt pCv, pCvG, pGg pBk, pBvt2, pBx, pBtx pBvkr, pBvtr, pCkr
Geomorfogeniczny	u theta k kappa λ lambda v ni	perylacjalna glebopokrywa górna perylacjalna glebopokrywa środkowa akumulacyjna perylacjalna glebopokrywa dolna soliflukcyjna perylacjalna glebopokrywa wietrzeniowa	pdAe, pdEes peoBv, peoBbr, peoBvBhfe, peoBvBfe psGg, psGgt pkrCv, pkrCvca
Litogeniczny	η eta ω omega	niezmieniony substrat (skała macierzysta luźna, podłoże luźne) niezmienione podłoże lite	Cca, C, Dca, D Rca, R

Tabela 3.4. Zawartość próchnicy w glebach mineralnych

Określenie próchniczności gleby	Zawartość próchnicy (%)
Niepróchniczna	0
Bardzo słabo próchniczna	<1,0
Słabo próchniczna	1,0–<2,0
Średnio próchniczna	2,0–<5,0
Silnie próchniczna	5,0–<10,0
Bardzo silnie próchniczna	10,0–<15,0
Skrajnie silnie próchniczna	15,0–<20,0
Organiczna, torfowa	≥ 20,0

Tabela 3.5. Intensywność ukorzenia poziomów glebowych

opis	Stopień ukorzenia	Rozmieszczenie
	liczba korzeni na dm ² przekroju pionowego	
Brak	0	równomierne
Bardzo słabe	1 i 2	nierównomierne
Słabe	3–5	gniazdowe
Średnie	6–10	szczelinowe
Silne	11–20	
Bardzo silne	21–50	
Skrajnie silne	>50	

Tabela 3.6. Fizjologiczna głębokość gleby

Określenie	Głębokość ukorzenia (dm)
Brak	0
Bardzo płytka	<1,5
Płytka	1,5-<3,0
Średnia	3,0-<7,0
Głęboka	7,0-<12,0
Bardzo głęboka	12,0-<20,0
Skrajnie głęboka	≥20,0

Tabela 3.7. Przejścia między poziomami glebowymi

Forma przejścia	Miąższość przejścia
Równe	dyfuzyjne ≥ 50 mm
Faliste	wyraźne 20 do < 50 mm
Językowate	ostre < 20 mm
Kieszeniowe	
Klinowe	
Szczelinowe	
Kropłowe	
Plamiste	
Nieregularne	

Tabela 3.8. Klasyfikacja odczynu gleb leśnych na podstawie pH_{H₂O}

Odczyn	pH
Bardzo silnie kwaśny	<4,5
Silnie kwaśny	4,5-<5,5
Kwaśny	5,5-<6,0
Stabo kwaśny	6,0-<6,8
Obojętny	6,8-<7,2
Staboalkaliczny	7,2-<8,0
Alkaliczny	≥8,0

W opisie geomorfologiczno-pedologicznym profili poziomów i warstw glebowych zastosowano poszerzoną symbolikę, nawiązującą do *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000) oraz do *Bodenkartieranleitung* (2005). W poziomach głównych, na podstawie cech morfologicznych i oznaczeń terenowych niektórych ich właściwości, wyróżniono dwie grupy cech określających bliżej uwarunkowania rozwoju gleb właściwościami środowiska geograficznego i pedogenicznego. Symbole cech środowiska geograficznego, zgodnie z zasadami przyjętymi w praktyce opisu profili glebowych, stawiano przed symbolem poziomu głównego, a symbole cech środowiska pedogenicznego – po symbolach poziomów głównych (tab. 3.2). Pełną, przyjętą symbolikę (tab. 3.2 i 3.3) zastosowano w opisach profili glebowych, zamieszczonych w rozdziale 7.1. W dalszym tekście natomiast użyto symboliki uproszczonej, określającej główne podstawowe cechy rozpoznawcze poziomów i warstw glebowych.

3.5. Procedura pobierania próbek glebowych

Próbki glebowe o naruszonej strukturze pobierano w świeżo odsłoniętym profilu glebowym, z każdego morfologicznego zaznaczającego się i opisywanego poziomu lub warstwy. W przypadku stwierdzenia znaczącego zróżnicowania zabarwienia i uziarnienia w obrębie poziomu lub warstwy, pobierano odpowiednio dwie lub więcej próbek charakteryzujących właściwości różnicujące. Masa próbki wynosiła około 1 kg. Próbki organiczne pobierano w objętości około 1 litra.

Próbki o nienaruszonej strukturze pobierano z każdego poziomu lub warstwy, obok miejsca pobrania próbki o naruszonej strukturze, w trzech powtórzeniach w pionowym układzie do cylindereków o pojemności 100 cm³.

3.6. Przygotowanie próbek do analiz

Wstępne przygotowanie próbek gleby do analiz laboratoryjnych polegało na oddzieleniu w powietrznie suchych próbkach mineralnych frakcji szkieletowych o średnicy > 2,0 mm od frakcji ziemistych, przez odsianie próbki na sicie o wymiarze oczek 2,0 mm. W przypadku występowania agregatów rozdrabniano je w młynku za pomocą tłuczka gumowego, do uzyskania rozdzielności ziarnistości. Próbki organiczne powietrznie suche oczyszczano z korzeni roślin oraz rozdrabniano mechanicznie w celu przygotowania ich do homogenizacji.

3.7. Kompleks analiz uziarnienia

Dla poznania właściwości fizycznych mineralnego materiału glebowego wykonane zostały w laboratoriach następujące analizy:

- ▶ stopień obróbki powierzchni wypreparowanych ziarn kwarcu o średnicach 0,5–1,0 mm metodą graniformometrii mechanicznej B. Krygowskiego (1964) z użyciem graniformometru spychaczowego;
- ▶ skład frakcji >0,1 mm – metodą sit oraz frakcji <0,1 mm – metodą areometryczną G. Bouyoucosa w modyfikacji A. Casagrande i M. Prószyńskiego; podział materiału mineralnego na frakcje i grupy granulometryczne podano według *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* z uwzględnieniem ustaleń Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (2008). Otrzymane wyniki posłużyły do obliczenia wybranych wskaźników granulometrycznych: przeciętnej średnicy ziarna (GSS), odchylenia standardowego (GSO), współczynnika asymetrii, czyli skośności (GSK) i kurtozy graficznej (GSP) według R. Folka i W. Warda (1957); obliczeń dokonano wykorzystując program

komputerowy *Analiza uziarnienia* – wersja 2.0 (Prusinkiewicz 1993); wyliczono także wskaźnik jednorodności uziarnienia ze stosunku sum frakcji 0,50–0,25 mm do frakcji <0,05 mm (Kowalkowski, Prusinkiewicz 1963).

3.8. Analizy właściwości fizycznych i fizykochemicznych

Analizy laboratoryjne objęły następujące właściwości i charakterystyki fizyczne oraz fizykochemiczne materiału glebowego przy wykorzystaniu zaleceń L. Van Reuwijka (1955):

- ▶ gęstość objętościowa (G_o) w próbkach o nienaruszonej strukturze pobranych do stalowych pierścieni o objętości 100 cm^3 z poziomów mineralnych i 10 cm^3 z poziomów organicznych,
- ▶ wilgotność chwilowa (W) metodą suszarkowo-wagową w temperaturze 105°C ,
- ▶ połowa pojemność wodna (PPW) metodą Kaczyńskiego w modyfikacji H. Królowej (1966),
- ▶ maksymalna kapilarna pojemność wodna (KPW_{max}) metodą Kaczyńskiego w modyfikacji H. Królowej,
- ▶ maksymalna higroskopijność (MH) metodą Nikołajewej,
- ▶ całkowita zawartość węgla organicznego (C_o) w poziomach ektopróchnicy metodą Altena, w poziomach mineralnych zmodyfikowaną metodą Tiurina,
- ▶ węgiel organiczny kompleksów próchniczno-glinowo-żelazistych, po ekstrakcji pirofosforanem sodu (C_p) za pomocą automatycznego analizatora węgla SHIMADZU,
- ▶ odczyn ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ i pH_{KCl}) potencjometrycznie w stosunku gleby do wody destylowanej i KCl – 1 : 1,
- ▶ azot ogólny (N) zmodyfikowaną metodą Kjeldahla,
- ▶ azot w formie azotanowej (N-NO_3) – po ekstrakcji prób 1 M KCl metodą destylacji bezpośredniej według Kjeldahla,
- ▶ azot amonowy (N-NH_4^+) w wyciągu 0,03 M kwasu octowego metodą destylacji z MgO w aparacie Bremnera,
- ▶ aniony (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-}) w wyciągu 0,03 M kwasu octowego metodą wysokosprawnej chromatografii cieczowej,
- ▶ kationy w glebowym roztworze przez ekstrakcję próbek wodą destylowaną: Na, K – metodą płomieniowej absorpcyjnej spektrometrii atomowej FAAS, Ca, Mg, Fe, Al, P, Mn – metodą emisyjnej spektrometrii atomowej z plazmą wzbudzaną indukcyjnie ICP-OES, N-NH₃ – metodą destylacji bezpośredniej Kjeldahla,

- ▶ kationy wymienne po ekstrakcji prób 1 M octanem amonowym o pH 7,0: K^+ , Na^+ – metodą płomieniowej absorpcyjnej spektrometrii atomowej FAAS, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^+ , Fe , Al , P – metodą emisyjnej spektrometrii atomowej z plazmą wzbudzaną indukcyjnie ICP-OES,
- ▶ kwasowość hydrolityczna (H_h) metodą Kappena,
- ▶ glin wymienny (Al^{3+}) metodą Sokołowa,
- ▶ kwasowość wymienna (H_w) metodą Sokołowa,
- ▶ żelazo (Fe_p), glin (Al_p) i węgiel (C_p) związane w kompleksach próchnicy z półtoratlenkami, w wyciągu 0,1 M pirofosforanu sodu metodą McKeague'a (1981),
- ▶ całkowitą zawartość żelaza (Fe) i glinu (Al) po rozтворzeniu próbek mieszaniną kwasu fluorowodorowego i nadchlorowego,
- ▶ żelazo amorficzne (Fe_o) i glin amorficzny (Al_o) w wyciągu szczawianowym Tamma (Van Reeuwijk 1955),
- ▶ wolne żelazo (Fe_d) w wyciągu cytrynianowym z ditionitem sodu jako środkiem redukującym metodą Mehry i Jacksona (1960).

Na podstawie otrzymanych wyników obliczono następujące wskaźniki stanu poziomów i warstw glebowych:

- ▶ porowatość ogólna (Po) jako $(Gw - Go)/Gw$,
- ▶ pojemność powietrzna (Pp) jako $Po - PPW$,
- ▶ gęstość objętościowa węgla organicznego (D_c) i zapas węgla (M_c) zgodnie z metodyką Liski, Westman (1995), gdzie $D_c = C_{org} \times Go$ z uwzględnieniem poprawki na zawartość frakcji szkieletowej (>1 mm), zaś $M_c = 1 \text{ m}^2 \sum D_c$ każdego poziomu genetycznego,
- ▶ suma zasadowych kationów wymiennych (S) jako sumę $Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+$,
- ▶ pojemność kompleksu sorpcyjnego (T) jako $H_h + S$,
- ▶ stopień wysycenia gleb kationami o charakterze zasadowym (V) jako $S/T \times 100\%$,
- ▶ wskaźnik elastyczności gleb (Ui), jako $\sum Ca^{2+} + Mg^{2+} \times T^{-1}$ (Ulrich i inni 1984),
- ▶ zawartość nieorganicznych form żelaza (Fe_{ac}) jako $Fe_o - Fe_p$,
- ▶ zawartość nieorganicznych form glinu (Al_{ac}) jako $Al_o - Al_p$,
- ▶ zawartość krzemianowych form żelaza (Fe_{gk}) jako $Fe_z - Fe$,
- ▶ zawartość niekrzemianowych, krystalicznych form żelaza (Fe_{kr}) jako $Fe_d - Fe_o$.

3.9. Procedura analizy SEM

Na każdej powierzchni modelowej badano kateny składające się z trzech profili glebowych, spośród których do ultramorfoskopii wybrano jeden najbardziej reprezentatywny. W czterech lub pięciu najbardziej charakterystycznych poziomach glebowych wybranego profilu wykonano badania ultramorfoskopowe przy zastosowaniu mikroskopu elektronowego skaningowego JEOL 35-ISM w Pracowni Mikroskopii Elektronowej Centrum Analitycznego SGGW w Warszawie.

Z próbek pobranych w poszczególnych charakterystycznych poziomach glebowych na sitach odsiano na sucho frakcję piasku o średnicach ziarn 0,6–0,8 mm, i następnie pod mikroskopem stereoskopowym wybrano losowo 30–50 ziarn. Ziarna te podgrzano do temperatury wrzenia przez 10 minut w 10-procentowym roztworze HCl, następnie dokładnie przemyto wodą destylowaną do zaniku reakcji na Cl i suszono w temperaturze 40°C. Tak przygotowane ziarna umieszczono na stoliku preparacyjnym i napyłono w próżni koloidalnym węglem. Następnie wykonano mikrografy, najpierw całego zespołu ziarn znajdujących się na stoliku, a następnie indywidualnie na wybranych ziarnach charakterystycznych (3–10 ziarn). Szczegółowe badania udokumentowano mikrografami, w powiększeniach od 60 do 100 razy całych pojedynczych ziarn oraz znajdujących się na ich powierzchniach szczególnych cech teksturalnych w powiększeniu do 15 000 razy (Mycielska-Dowgiałło 1995).

W badaniach założono, że na tych samych powierzchniach ziarn mogą znajdować się zespoły różnych cech form teksturalnych nałożonych na siebie, powstałych w wyniku kolejnych różnych procesów fizycznych i chemicznych, które również zmieniły rzeźbę, kształt i połysk ziarn, a które są źródłem informacji o paleohistorii danego ziarna i jego otoczenia.

Ziarna takie z „łańcuchami” lub „chronosekwencjami” cech modyfikujących ich powierzchnie w literaturze są nazywane poligenetycznymi lub wielośrodowiskowymi (Krinsley, Doornkamp 1973; Le Ribault 1977; Kowalkowski, Mycielska-Dowgiałło 1988a; Kowalkowski 1988a,b, 1990; Kozarski 1972, 1995). Dlatego diagnostyka różnowiekowych zespołów cech teksturalnych na powierzchniach ziarn mineralnych, uwzględniająca następstwo w czasie ich powstawania, może wykazać większe od 100% sumaryczne powierzchnie zajmowane przez te cechy.

W opracowaniu zastosowano procedury i terminologię rekonstrukcji środowisk za pomocą SEM proponowane przez P.A. Bulla (1984, 1986) oraz rekonstrukcji następstwa krajobrazów pedomorfogenicznych stosowane przez D. Koppa (1965), K.-D. Jägera (1970, 1979) i A. Kowalkowskiego (2004b, 2006).

3.10. Opracowanie wyników analiz laboratoryjnych

Na podstawie wyników empirycznych, charakteryzujących poszczególne właściwości glebowe w profilach poziomów i warstw 15 obiektów, określono wzajemne podobieństwo pomiędzy nimi, wykorzystując do tego celu analizę skupień. Jako miary niepodobieństwa użyto odległości Euklidesowej, zaś do grupowania – metody Warda (Hill 1973; Degórski 1999). Do oceny związków między poszczególnymi czynnikami pedogenicznymi a przestrzennym zróżnicowaniem stwierdzonych właściwości glebowych wykorzystano analizę wielomiarową i korelacji (Sokal, Rohlf 1969).

Zależności pomiędzy właściwościami analizowanych gleb określono na podstawie analizy regresji. Wyznaczono równania regresji oraz obliczono współczynniki korelacji i odchylenie standardowe. Jako optymalny model regresji ze zbioru funkcji liniowych, wykładniczych i logarytmicznych, przyjmowano ten, który charakteryzowała najmniejsza wariancja składnika resztowego oraz najmniejsze odchylenie standardowe i najwyższa wartość współczynnika korelacji (Pielou 1984).

Do analiz matematycznych wykorzystano arkusze kalkulacyjne Excel, Quattro Pro oraz programy statystyczne Bio Diversity, Tytan i Curve Expert.

4. Paleogeograficzny rozwój środowisk pedogenicznych

4.1. Czasoprzestrzenne aspekty rozwoju gleb bielicowych w środowisku geograficznym środkowopółnocnej Europy

Gleby bielicowe, jak podkreślono w poprzednich rozdziałach, powstawały już w okresach geologicznych starszych od czwartorzędu. W Polsce opisane zostały między innymi późnomioceniczne gleby bielicowe w okolicach Bełchatowa, datowane na około $16,2 \pm 1,3$ ma BP (Bednarek, Pokojka 1996). Z uwagi jednak na przykrycie przez łądół terenów środkowej i północnej Europy, zostały one zniszczone lub też zasypane młodszymi osadami, związanymi z akumulacją materiału glacialnego lub glaciofluwialnego. Podobny los spotkał również gleby wykształcone w czasie interglacjałów starszych od zlodowacenia Wisły, na przykład interglacjału eemskiego, którego kopalne bielice znane są ze stanowiska Katarzynów (Manikowska 1996b). Według B. Manikowskiej (1999), po zlodowaceniu Warty, na obszarze środkowej Polski miały miejsce trzy główne okresy pedogenetyczne: eemskowczesnovistulianki, środkowo-plenivistulianki i późnovistulianki-holoceni, oddzielone dwiema fazami wzmożonych procesów denudacyjnych, niszczących lub grzebiących ówczesne pokrywy glebowe.

Najważniejszą fazą pedogeniczną dla obszaru środkowej Europy jest jednak okres późnego Vistulianu od jego maksimum i wczesnego holocenu (Pewe 1969; Bednarek 1991; Nowaczyk 1994; Manikowska 1999; Kowalkowski 1990, 2001a; Degórski 2007c), zaś dla północnej Europy – holocenu (Hinneri 1974; Kowalkowski 1998a; Degórski 2002), czyli czas od początku deglacjacji ostatniego łądółu do współczesności. Na terenach polodowcowych inicjacja ewolucyjnego rozwoju gleb miała już miejsce w kriogenicznym środowisku proglacialnym i peryglacialnym, w warunkach arktycznej pustyni i tundry. Dowodem tego na Niżu Europejskim są inicjalne gleby interstadiału epe, ostatniej jednostki stratygraficznej plenivistulianu (Kolstrup 1980, 1993; Kozarski 1991), według B. Manikowskiej (1985b, 1999) odgraniczającej osady górnego plenivistulianu i późnego Vistulianu.

Znaczący wpływ na kierunek i nasilenie procesów pedogenicznych wywierały sukcesje zbiorowisk roślinnych, a szczególnie pojawianie się roślinności leśnej (Catt 1988). Na rozwój gleb bielicowych środkowej Europy niewątpliwie wpłynęła zapoczątkowana w okresie młodszego dryasu (11,9 ka BP) i okresu preborealnego (11 ka BP) ekspansja sosny, sprzyjająca procesowi bielicowania (Friedrich i inni 1999), który zintensyfikował się w okresie borealnym i trwał do okresu atlantyckiego (Manikowska 1999).

Jeszcze inną pedogenezę miały gleby terenów, które swą morfo- i litogenezę zawdzięczają akumulacji materiału sedymentacyjnego w środowiskach ekstrape-ryglacialnych holocenu. Na południowym wybrzeżu Morza Bałtyckiego w ich wyniku powstały na przykład liczne mierzeje morskie, na których rozwój pokrywy glebowej zachodził w neoholocenie, a bardzo często – z uwagi na dynamikę procesów egzogenicznych, takich jak abrazja i sedymentacja morska oraz erozja eoliczna – zachodzi również współcześnie.

Na podstawie szczegółowych badań realizowanych przez H. Kliewego oraz H. Rasta (1979), na północno-zachodnim skraju wyspy Uznam zostały bliżej opisane występujące tam systemy wałów brzegowych i wydym nadmorskich z określeniem ich chronosekwencji i pedogenicznego przekształcenia (patrz także podrozdział 4.2.4). Ich powierzchniowe formy znajdujące się współcześnie powyżej poziomu morza powstały w wyniku osadzenia na plaży przytransportowanych piasków. W okresie od schyłkowego okresu atlantyckiego do starszego subboreału powstały systemy nadbudowywanych starych spłaszczonych brunatnych wałów brzegowych o wysokości zaledwie nieco ponad 3 m. W ich stropie znajdują się żelazisto-próchniczne silnie zorsztynizowane bielice o miąższości od ponad 1,0 do 1,4 m, dojrzałe, scementowane z ponad 20-centymetrowymi poziomami E i Bhfe. Rozdzielające je szerokie i płaskie obniżenia wypełnione są z reguły płytkimi torfowiskami lub bielicami torfiastymi. Dobudowane do nich od północnego zachodu młodsze brunatne wały brzegowe, o podobnie równoległych przebiegach, mają wysokość od 3 do maksymalnie 5 m, z reguły z glebami bielicowymi o miąższości do 1 m, zawierającymi poziom orsztynowy od 1 do 10 cm, zakończony marmurkowatością próchniczno-żelazistą. Ich powstanie datuje się od młodszego subboreału do młodszego subatlantyku. Na głębokości około 1,7 m pod współczesną powierzchnią znajduje się kopalna glejobielica orsztynowa datowana ^{14}C na 2650 ± 100 lat BP, a więc wieku najmłodszego subboreału.

Brunatne wały brzegowe na Uznamie stopniowo przechodzą w żółte wydłużone wały brzegowe o regularnym układzie, bardziej prostoliniowo przylegające do wałów brunatnych. Ich typowa wysokość wynosi do 3 m, rzadko osiąga 5 do 6 m, z przeważnie nie zatorfionymi płaskimi obniżeniami międzywałowymi. Wytworzone w ich stropie gleby bielicowe mają słabo rozwinięty poziom E i niescementowany, często nieciągły, zaciekowy żółty lub żółtobrunatny poziom B/C, w starszych

wałach tej serii osadów słabo marmurkowaty. Wały te tylko w nieznacznym stopniu uległy wtórnemu przeformowaniu przez zwydmienie. Ich powstanie wiąże się z transgresją morza w okresie rozwoju kultury łużyckiej do wczesnego średniowiecza, a więc głównie z subatlantykiem.

Do tych wałów brzegowych od północy przylegają i częściowo je przykrywają wyniesione do 10 m – sporadycznie do 12–15 m szare wały eolicznej genezy, równoległe do współczesnej linii brzegowej wydmy białych, z wysokimi zrównanymi grzbietami i płaskimi dnami sieci niecek deflacyjnych, o nieregularnych układach powierzchniowych, z cechami inicjalnych gleb bielcowych, młodym poziomem A i szarozółtymi plamami iluwialnymi w poziomie C. Do tych wydmy od północy przylegają niższe, nieregularne wydmy białe najmłodszej, współczesnej akumulacji eolicznej piasków zwiewanych z plaży a osadzanych przez wody morskie.

W północnej Europie procesy pedogeniczne rozpoczęły się dopiero w holocenie, gdy sukcesywnie fragmenty lądu uwalniane były od pokrywy lodowej, od południowego wschodu w kierunku północno-zachodnim (ryc. 1.1). Tereny północnej Laponii objęte zostały deglacją około 9 ka BP, która w wielu miejscach zakończyła się około 7 ka BP (Degórski 2002). Procesy pedogeniczne zaczęły się tam rozwijać w schyłkowej fazie eoholocenu i zintensyfikowały się w mezo- i neoholocenie.

Istnieją też obszary, gdzie geneza gleb bielcowych związana jest z ostatnimi okresami holocenu lub też zachodzi współcześnie. Są to między innymi mierzaje bałtyckie, których geneza związana jest z mezo- i neoholocenem, a duża obecnie dynamika procesów morfogenetycznych powoduje na części z nich fluwialną i eolofluwialną redepozycję osadów i przemodelowanie rzeźby.

Na podstawie danych dotyczących wieku powstawania zwietrzelin *in situ* oraz procesów sedymentacji pierwotnej materiału będącego substratem gleb bielcowych, jego genezy i zaawansowania procesów bielcowania, określono następujące litomorfopedogeniczne okresy rozwoju badanych gleb:

- ▶ plejstoceno-holoceno, w górskich granitowych zwietrzelinach Równi pod Śnieżką, z dominacją peryglacjalnych plejstoceno i holoceno faz pedogenicznych – profile z Karkonoszy (nr 1–3, ryc. 4.1 A);
- ▶ neoplejstoceno-holoceno, z sedymentów zwałowych moren dennych starszych zlodowaceń i osadów glaciofluwialnych Vistulianu, silnie przekształconych przez peryglacjalną inicjację i holoceno ekstraperyglacjalną fazę pedogeniczną – profile z Puszczy Białowieskiej (nr 4–6, ryc. 4.1 B);
- ▶ eoholoceno-neoholoceno, z wietrzeniem *in situ* i sedymentacją fluwialną materiału glebowego w eo- i mezoholocenie, z peryglacjalną i ekstraperyglacjalną fazą procesów pedogenicznych – profile z Laponii (nr 7–9, ryc. 4.1 C);
- ▶ mezoholoceno-neoholoceno, z następującymi po sobie morską i eoliczną sedymentacją materiału w mezoholocenie i neoholocenie oraz

z ekstraperyglacjalną fazą procesów glebotwórczych litopedogenicznego rozwoju Półwyspu Helskiego (profile 10–12, ryc. 4.1 D);

- ▶ neoholocénskie, sedymentacji i namywów morskich osadów oraz eolicznego ich przekształcania, z pedogenezą ekstraperyglacjalną w rozwoju mierzei Schaabe (profile 13–15, ryc. 4.1 E).

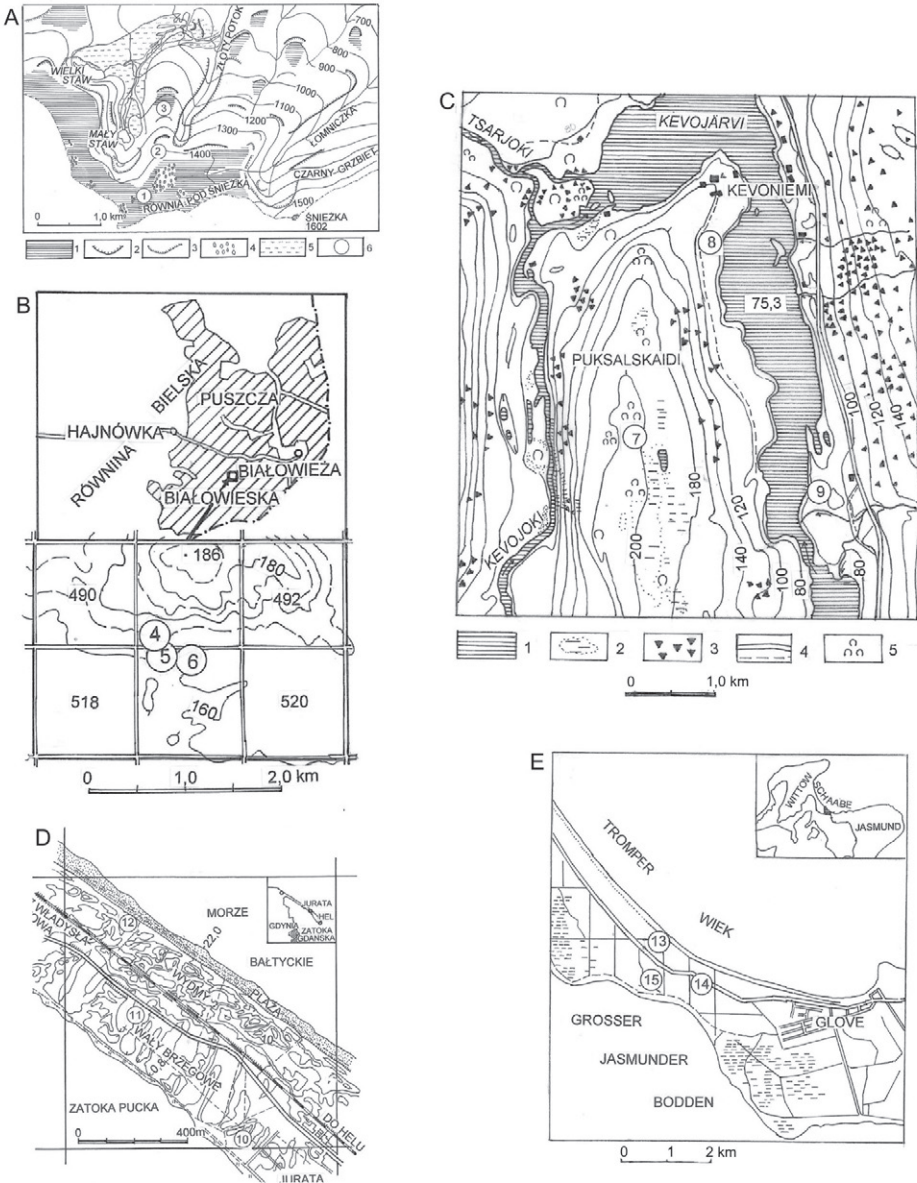
4.2. Morfolitologiczny rozwój badanych obszarów

4.2.1. Plejstocénskie zwietrzeliny granitowego masywu Równi pod Śnieżką

W plejstocenie łądolód dwukrotnie docierał do linii Sudetów (Mojski 1985, 2005). W czasie nasunięcia Sanu II, gdy w północnej Polsce jego miąższość osiągała kilka kilometrów, w południowo-zachodniej części kraju była relatywnie niewielka (Mojski 2005). W. Walczak (1968, 1976) szacuje ją na około 500 metrów. W czasie zlodowacenia Odry łądolód również oparł się o Sudety, a jego miąższość była większa i bardziej zróżnicowana. W zachodniej części Sudetów (Góry Izerskie) dotarł do wysokości 430 m n.p.m., zaś w środkowej i wschodniej części gór nawet do około 700 m n.p.m. (Walczak 1976).

Jeśli chodzi o liczbę, wiek i zasięg lokalnych lodowców górskich w Karkonoszach poglądy są przeciwstawne (Traczyk, Engel 2002). Niewątpliwie ich rozwój związany był z obniżeniem się linii śnieżnej (granicy wiecznego śniegu) do 1100–1200 m n.p.m. oraz uwarunkowany czynnikami geomorfologicznymi. Jak wykazują liczne badania (Partsch 1892; Jenik 1961; Traczyk, Engel 2002), akumulacja śniegu i firnu zachodziła lokalnie w zagłębieniach terenu, zaś na wierzchołkach zrównań śnieg był przewiewany, co utrudniało jego akumulację i powstawanie firnu. Badania wykonane z wykorzystaniem izotopów berylu ^{10}Be wskazują, że w miejscach sprzyjających akumulacji śniegu, zanik lodu i pól firnowych zachodził jeszcze w neoholocenie (3–4 ka BP), zaś w wielu miejscach zrównań w ogóle nie było lodu. Przyjmuje się, że w partiach Sudetów powyżej 1250 m n.p.m., we współczesnym piętrze kosodrzewiny, w plejstocenie powstały znajdujące się tam terasy krioplanacyjne, klify mrozowe, jezory gruzowe i soliflukcyjne, rozległe pola gruzowe oraz grunty strukturalne i poligonalne (Walczak 1948; Jahn 1963; Pelišek 1957, 1974; Klementowski 1998; Kowalkowski 2004b). Stoki górskie są zazwyczaj przykryte seriami soliflukcyjnych stokowych pokryw o charakterystycznej asymetrii (Mycielska, Nowakowska 1955), które mogą być podzielone na kilka poziomów w różnym wieku.

Trzeba zatem przyjąć, że badane gleby w okresie plejstocenu i w starszej części holocenu znajdowały się głównie w strefie proglacjalnej i peryglacjalnej. Przykryte



A. Równia pod Śnieżką
 1 – zrównania grzbietowe i stokowe, 2 – załomy stokowe, 3 – cyrki lodowcowe, 4 – gleby strukturalne,
 5 – wzgórza i grzbiety morenowe, 6 – badane profile glebowe
 B. Puszcza Białowieska
 C. Kevo
 1 – wody powierzchniowe, 2 – podmokłości, 3 – morza kamieni, 4 – drogi, 5 – gleby strukturalne
 D. Półwysep Helski
 E. Mierzeja Schaabe

Rycina 4.1. Lokalizacja powierzchni badawczych

lodowcem mogły być jedynie gleby Równi pod Śnieżką i to w czasie eoplejstocenijskiego zlodowacenia Sanu II i Odry przez skraje górskiego lodowca wypełniającego kocioł lodowcowy współczesnego dna Małego Stawu. W schyłkowej fazie ostatniego glacjału w Karkonoszach panował bardzo zimny i stosunkowo suchy kontynentalny klimat peryglacialny. A. Jahn (1977) określił średnią roczną temperaturę powietrza tego okresu na około -5°C . Na podstawie analizy kopalnych struktur peryglacialnych sformułował hipotezę, że warstwa czynna zmarzliny cechowała się w tej fazie ostatniego zlodowacenia znaczną dynamiką, głębokim rozmarzaniem gruntu i dużą ilością wód roztopowych, powierzchniowych i śródpokrywowych. Rozwojowi procesów wietrzenia mrozowego oraz powstawania gleb kriogenicznych, przerywanego okresami soliflukcji i osuwisk, sprzyjał także brak trwałej miększej pokrywy śnieżnej zarówno na stokach, jak i na powierzchniach zrównań. Istotnymi czynnikami ograniczającymi trwałą akumulację śniegu były procesy deflacyjne i sublimacyjne, których częstość i natężenie warunkowały lokalne wiatry i nasłonecznienie. Płaskie wierzchowiny będące powierzchniami zrównań były natomiast domeną działania mrozowych procesów wietrzenia, pęcznienia, sortowania kriogenicznego oraz transportu, a także erozji (Wicik 1986; Traczyk, Engel 2002).

Na wyniesionym ponad 1330 m n.p.m. zrównaniu pod Śnieżką z wieloma jeszcze współcześnie zatorfiającymi się i zamulającymi oczkami wodnymi, istniały warunki długotrwałego funkcjonowania zachowanych reliktywów tundrowych kriobiogenicznych gleb strukturalnych. Są one zbudowane z sieci obniżonych wieloboków kamienistych z wypukłymi bugrami z przesegregowanej drobnoziarnistej płytkiej zwietrzliny granitowej (Kowaliński, Licznar 1972; Kuźnicki i inni 1973; Szeszeń 1974; Kowalkowski 2004b; Degórski, Kowalkowski 2008). Odpływające z tego obszaru siecią wieloboków powierzchniowe wody unosiły wymywane z tych gleb zawiesiny i roztwory organiczno-mineralne. Na dnie Małego Stawu, położonego w kotle lodowcowym około 330 m poniżej powierzchni Równi pod Śnieżką, B. Wicik (1986) stwierdził miększe na 8,82 m osady o uziarnieniu piasku pyłastego i pyłu piaszczystego, z próchnicą i resztkami roślin, zawierające informacje o warunkach i procesach przekształceń zwietrzelin i gleb grzbietowej części Karkonoszy nieprzerwanie od böllingu w późnym glacialu do schyłku mezoholocenu. Według tego badacza w tym okresie panowały na przemian kriobiogeniczne procesy brunatnienia i bielicowania, w wyniku których poziomy Ahe i E tych gleb były zubożane o wymywany pył i piasek oraz glin, żelazo i kwaśną koloidalną próchnicę.

4.2.2. Zwałowe i fluwialne osady zlodowacenia Odry na Wysoczyźnie Bielskiej

Gleby Puszczy Białowieskiej zostały wykształcone na akumulacyjnej równinie zbudowanej z materiału glaciofluwialnego, z wychodniami pagórów morenowych,

stanowiącej wschodnią część Wysoczyzny Bielskiej, której geneza związana jest z fazą Wkry zlodowacenia Warty (Degórski 2002). Główna faza akumulacji materiału glaciofluwialnego nastąpiła tu w czasie deglacjacji o charakterze arealnym (Mojski 2005), od około 140–150 ka BP (Banaszuk 2001) do końca interglacjału eemskiego. Pola kemowe w okolicach Bielska Podlaskiego opisane przez J.E. Mojskiego (1969) zostały datowane na 110–113 ka BP (Mycielska-Dowgiałło i inni 1995). W środowisku peryglacjalnym zakumulowany materiał mineralny podlegał równoczesnym procesom wietrzenia mrozowego, przekształceń eolicznych, fluwialnych i soliflukcyjnych oraz odwarstwieniu, krioturbacjom i kriopedogenezie przy udziale roślinności tundry i następnie tajgi. Moment osiągnięcia przez pokrywę litologiczną względnej równowagi topograficznej (toporównowagi), można przyjąć za początek rozwoju badanych gleb w Puszczy Białowieskiej. Należy pamiętać o stosunkowo krótkich dwóch fazach denudacji powierzchniowej i niszczenia pokrywy glebowej lub grzebania jej pod młodymi osadami, które wystąpiły w dolnym i górnym plenivistulianie (Goździk 1995a; Manikowska 1995b, 1999). Rozwój tych gleb należy zatem rozpatrywać jako nieciągły, wielofazowy proces poligenetyczny, czyli przebiegający w różnych warunkach siedliskowych (Aleksandrowski 1983; Catt 1988; Kowalkowski 1988c; Bednarek 1991; Degórski 2007b). W okresie późnego Vistulianu i wczesnego holocenu, część gleb powstawała z materiału *in situ*, część zaś z redeponowanego, często zmieszanego materiału zwietrzelinowego i glebowego przemieszczanego drogą transportu soliflukcyjnego, fluwialnego lub eolicznego w środowisku peryglacjalnym. Na badanym obszarze, jak i większości ziem Niżu Polskiego, czas i intensywność procesów eolicznych były różne. Najsilniejsze były one w późnym plejstocenie (starszym i najmłodszym dryasie), zaś od okresu preborealnego ulegały osłabieniu z uwagi na rozwój roślinności leśnej, utrudniającej ich przebieg nawet w powierzchniowych warstwach osadów przekształconych w gleby.

4.2.3. Holocenijskie zwietrzeliny granulitowych skał w rezerwacie Kevo – fińska Laponia

Obszar północnej Laponii, gdzie prowadzono badania gleb, położony jest w obrębie prekambryjskiego kompleksu skał granulitowych, których wiek ocenia się na 1,9 miliarda lat (Merilainen 1976). Granulit jest produktem głębokiego metamorfizmu w środowisku pozbawionym wody, składającym się głównie ze skaleni, kwarcu i granatów. Minerale te stanowią zatem główny składnik zwietrzelin, z których wykształcone są badane gleby (Hjort i inni 2007).

W okresie plejstocenu badany obszar był pokryty lądolodem grubości do 3000 m, a deglacjacja objęty został dopiero w eoholocenie, do około 9 ka BP. Współcześnie obszar ten znajduje się poza strefą ciągłej wieloletniej zmarzliny. W eo- i mezo-holocenie jednak to właśnie peryglacjalne procesy kriogeniczne były podstawowym

czynnikiem powodującym dezintegrację litego podłoża i powstawanie pokryw zwietrzelinowych, z kamienistymi wielobokami, soliflukcyjnymi lobami, osuwiskami glebowymi, seriami glebopokryw stokowych, polami blokowymi, kształtującym mozaiki współczesnej pokrywy glebowej (Seppälä 1976), charakterystycznej dla wyspowej lub sporadycznej zmarzliny (Pewe 1969; Washburn 1973; Karczewski 1975; Seppälä 1976). Z okresem tym związane jest również kriogeniczne wietrzenie osadów morenowych i glaciofluwialnych (Karczewski 1975) oraz rozwój rozległych procesów torfotwórczych i zabagnień. W mezo- i neholocenie dodatkowym czynnikiem morfotwórczym stały się procesy eoliczne. O ich sile świadczą między innymi miększe pokrywy eoliczne datowane na $7,2 \pm 0,4$ ka BP (Seppälä 1995), czy też powierzchniowa abrazja pagórów palsa położonych na zachód od Kevo, określona na $2,7 \pm 0,07$ ka BP (Seppälä 1982, 2003). W północnej Laponii wiatr obecnie znacząco oddziałuje na rzeźbę, a jego efekty są widoczne w niszczonej subarktycznej pokrywie glebowej, a także roślinnej (Seppälä 2002). Najbardziej na jego działalność są narażone najwyższe położone powierzchnie zrównań, których kulminacje sięgają ponad 500 m n.p.m. Współcześnie cały obszar północnej Laponii, w tym również okolice Kevo, mają klimat o cechach peryglacialnych z niewielką ewaporacją (Seppälä 1976), co kształtuje stosunki ilościowo-jakościowe aktywności kriogenicznych procesów morfo-, lito- i pedogenicznych w ubogich kwaśnych zwietrzelinach (Hinneri 1974, 1975).

4.2.4. Mezo- i neholoceńskie piaski wałów brzegowych i ich zwydmienia na Półwyspie Helskim

Podłoże współczesnej Mierzei Helskiej, podobnie jak Mierzei Wiślanej oraz mierzei na Darssie, Rugii, Uznamie, Wolinie (Kliewe 1960; Janke 1971; Kliewe, Janke 1978) w założeniach strukturalnych swojej obecnej formy zaczęło kształtować się już niemal na początku holocenu, w warunkach niskiego poziomu wód ówczesnego jeziora. Ostatnie 5 tysięcy lat, nazywane okresem potransgresyjnym, to przytransportowanie przez prądy morskie najmłodszych warstw osadów, ustabilizowanie się współczesnej linii brzegowej, stopniowe zanikanie wpływu czynników długookresowych na rozwój brzegów oraz dominacja lokalnych czynników dynamicznych przy znaczącym udziale działalności człowieka (Janke 1971, 1978).

Kształt zbliżony do dzisiejszego półwysp osiągnął około 1000 lat temu, kiedy w wyniku podniesienia się poziomu morza do stanu współczesnego (tj. około 1,5 m) zalane zostały jego nadbrzeżne części od strony Zatoki Puckiej, zaznaczające się obecnie jako płytkie mielizny (Uścinowicz 2003). Potwierdza to również analiza kartometryczna historycznych map półwyspu przeprowadzona przez A. Tomczak i I. Domachowską (1992). Na jej podstawie wykazano, że podobny do dzisiejszego kształt półwyspu można zidentyfikować na pierwszej mapie Zatoki Gdańskiej wykonanej przez W. Clemensa w 1596 roku.

Rozwój mierzei odbywał się od północnego zachodu w kierunku południowo-wschodnim, około 5650 lat temu sięgała po Juratę. Odcinek półwyspu od Juraty do Helu jest znacznie młodszy (Żmudziński 2004).

Osady holocenu charakteryzuje wyraźna dwudzielność. W spągu zalegają ility i mułki o miąższości od 35 do 65 m, zaś warstwy stropowe to średnio- i drobnoziarniste piaski (Gerstmann 1995). Według wierceń wykonanych w Juracie miąższość holocenijskich piasków w tej miejscowości wynosi około 96 m, z tego powierzchniowe 19 m stanowią przewiane piaski wydmy (Bączyk 1963). W porównaniu z holocenijskimi osadami Zatoki Gdańskiej, gdzie ich miąższość nie przekracza zazwyczaj 10 m, jest to wyraźny dowód akumulacji w warunkach podnoszenia się lustra wody; w ich wyniku powstała dzisiejsza mierzeja.

H. Kliewe i H. Rast (1979) zwracają uwagę na niezupełnie prawidłowe nazewnictwo „wydmy” lub „wały wydmowe” w odniesieniu do form powierzchniowych mierzei południowego wybrzeża Bałtyku, które *de facto* są „wałami brzegowymi” osadzonymi przez wody morskie. Upowszechnione jeszcze przez K. Keilhacka (1911) oraz W. Wernickego (1930) nieprecyzyjne nazewnictwo zostało na podstawie geomorfologicznych i pedologicznych cech oraz właściwości zbadanych przez H. Kliewego i H. Rasta (1979) oraz W. Jankego (1971) na obszarach występowania mierzei dokładniej uzasadnione. Wyróżniono starsze i młodsze wydmy brunatne, żółte, szare i białe, wskazując, że tak zwane wydmy brunatne i żółte są wałami brzegowymi, które mogły być lokalnie przekształcone w młodsze wydmy, a wydmy szare i białe są wyłącznie eolicznego pochodzenia. Autorzy ci uważają, że sedymentologiczne rozróżnienie tych form na podstawie ich uziarnienia nie jest bezpośrednio możliwe, gdyż zazwyczaj zbudowane są z podobnych piasków średnio- i drobnoziarnistych.

Z badań realizowanych na Półwyspie Helskim wynika, że południowa część mierzei od strony Zatoki Puckiej zbudowana jest z dwóch różnowiekowych serii brunatnych i żółtych wałów brzegowych, o przebiegu zbliżonym do N-S z odchyleniami łukowatymi na ich krańcach w kierunku zachodnim. Od strony otwartego morza natomiast powstały najmłodsze, długie i wysokie wały eolicznej genezy, zbudowane z wywianych z plaży piasków przytransportowanych przez prądy morskie. Na tej podstawie konsekwentnie rozróżnia się te dwie główne formy morfologiczne osadów z ich pedogenicznymi następstwami.

Współczesne procesy morfodynamiczne zachodzące na Półwyspie Helskim – to przede wszystkim abrazja i akumulacja brzegowa oraz procesy eoliczne, głównie deflacja – zarówno na wałach brzegowych, jak też na wałach eolicznych ciągnących się nieraz wieloma rzędami. Według *Słownika Geograficznego Królestwa Polskiego* z 1882 r. wały eoliczne chroniły półwysep przed zalewami wodami morskimi. Jednak były one lokalnie niszczone przez wiatry, a wzburzone fale morskie zalewały ówczesną wyspę, np. w 1818 r. w 27 miejscach, a w 1824 r. aż w 124. Zmiany

położenia linii podstawy wydym wzdłuż brzegów półwyspu w okresie 43 lat określone przez K. Furmańczyka (1994) na podstawie analizy zdjęć lotniczych i satelitarnych, wyniosły 105 m, a erozja brzegów osiągnęła maksymalnie 64 m. Zmiany te zachodziły z różnym nasileniem na poszczególnych odcinkach brzegów. Współczesne podnoszenie poziomu morza, którego tempo ocenia się na około 1,7–2 mm na rok, wywiera niewątpliwy wpływ na współczesny rozwój form wydym przybrzeżnych (Rosa, Wypych 1980; Rosa 1990; Zawadzka 1990).

Geneza wałów brzegowych i wydym na Półwyspie Helskim związana jest z neoholocenem. Powstanie wałów brzegowych brunatnych (wydym brunatnych) w okolicach Juraty J. Bączyk (1963) wiąże z młodszym subboreałem, czyli okresem trwającym od około 4200 do 2800 BP. Poglądy te potwierdzają datowania metodą ^{14}C kopalnych poziomów orsztynowych gleb usytuowanych w części spągowej wałów brzegowych brunatnych – na ich podstawie wiek tych gleb określono na 2770 ± 70 BP. Gleby bielicoziemne powierzchniowych pokryw wałów brzegowych i wydym eolicznych są znacznie młodsze. Wiek poziomu iluwialnego kopalnych bielicy orsztynowych w stropie analizowanych wałów brunatnych wynosi od około 1500 ± 50 BP do 1220 ± 60 BP, zaś wiek materii organicznej (kory sosnowej) w kopalnym poziomie AE inicjalnych gleb bielicy wydym szarych – 150 lat (Tomczak, Kowalkowski 1994).

4.2.5. Współczesne namywy piasków morskich na mierzei Schaabe

Współczesne formy wybrzeży wyspy Rugii są produktem odziedziczonej plejstoceńskiej topografii, glacieustatycznego podnoszenia się poziomu morza i glacieozostatycznej kompensacji skorupy ziemskiej. Pod względem genetycznym jest to typ wybrzeży zalewowych glacialnej ingresji, przetransformowanych w holocenie w zrównoważone wybrzeże mierzejowe (Schumacher, Bayerl 1999, Schumacher 2002).

Będąca obiektem naszych zainteresowań badawczych mierzeja Schaabe, o długości około 12 km i szerokości od 0,76 do 1,62 km, opiera się nasadami na dwu wielkich bryłach kredowych, wyniesionych w plejstocenie i przykrytych materiałami lodowcowymi skandynawskiego pochodzenia, nazywanymi półwyspami (Schumacher, Bayerl 1997). Są to od północnego-północnego zachodu półwysp Wittow z przylądkiem klifowym Arkona o wysokości 46 m n.p.m. oraz od południowego-południowego wschodu półwysp Jasmund wznoszący się do 169 m n.p.m., którego wielkie klify mają do 100 m wysokości.

Współczesna mierzeja Schaabe, oddzielająca zatokę morską Tromper Wiek na północnym wschodzie od zalewów Grosser Jasmunder Bodden na południowym wschodzie i Breeger Bodden na północnym zachodzie, ma swoje założenia strukturalne w plejstoceńskiej rzeźbie powierzchni jej podłoża w postaci wysuniętego

na północ podwodnego progu na głębokości od 0 do 5 m poniżej współczesnego poziomu morza. Próg ten ciągnie się od brzegu półwyspu Jasmund do około 5 km w kierunku zachodnim i następnie odchyła się w kierunku północno-zachodnim około 4,5 km do półwyspu Wittow. Na tym progu, będącym wałem wznoszącym się do 15 m ponad podmorskie otoczenie, osadzona została holocenińska sekwencja osadów mineralnych i torfowych. Są one datowane 46 próbkami torfów i odłamków drewna metodą ^{14}C , pobranych z głębokości od $-14,80$ do $+0,02$ m, od 7940 ± 105 do 320 ± 35 BP. Datowany został zatem cały okres holocenińskiej historii rozwojowej tej mierzei, z wyjątkiem warstwy osadów mineralnych zalegających na podłożu torfowym datowanych na około 2500 lat w okresie preborealnym. Pierwsze wały brzegowe powstającej mierzei są wieku atlantyckiego (7010 ± 80 BP), a dalsze ich systemy powstały w przejściowym okresie od atlantyku do subboreału, około 4935 ± 50 BP. W tym czasie istniało w pobliżu wschodniej nasady mierzei szerokie połączenie między otwartym morzem i zalewem Grosser Jasmunder Bodden. W schyłkowej fazie subboreału nastąpiła stabilizacja mierzei dzięki stworzeniu pełnego ciągu wałów brzegowych między oboma półwyspami, porośniętymi podlegającymi sukcesji zbiorowiskami bagiennych roślin słodkowodnych, oraz całkowite odcięcie lądowych zbiorników wodnych na południu od zatoki Tromper Wick.

Przejściowy okres od subboreału do subatlantyku charakteryzuje ponownie znacząca aktywność strefy brzegowej, abrazja i cofanie się linii brzegowej, osadzanie piasków oraz wypełnienie osadami istniejących jeszcze płytkich niecek. Resztki plejstocenijskiego progu u wschodniej nasady mierzei uległy zniszczeniu i zalew został ponownie połączony z otwartym morzem. Do około 950 BP połączenie to było wykorzystywane przez kupców skandynawskich jako droga przepływu łodziami do portu Ralswiek na południowym wybrzeżu Grosser Jasmunder Bodden z 5–10-tonowymi ładunkami towaru (Schumacher, Bayerl 1997; Terberger 2002). W ciągu młodszego subatlantyku nadmorskie systemy wałów brzegowych i wydm nadmorskich zwierają się do ciągłej mierzei, zamykając prawdopodobnie pod koniec XII lub w początku XIII w. połączenie z morzem (Terberger 2002). Częste, o szczególnie dużym nasileniu w XVIII i XIX w., wiosenne i jesienne sztormowe przelewy wielokrotnie przerywały wał ukształtowanej już mierzei, jednocześnie podwyższając jej przyzalewową część. Namywane piaski i warstwy silnie obtoczonych żwirów zasypywały szare poziomy próchniczne powstających gleb oraz płytkich torfów.

Ciągłość i powtarzalność tych zjawisk niewątpliwie miała swoje źródło w dynamice transgresji i regresji wód morskich występujących, według W. Schumachera i E. Endtmanna (2000), z cyklicznością ponad 550 lat na północno-wschodniej Rugii (potwierdził to Schumacher, 2002 na mierzei Schaabe), mającą także wpływ na dynamikę zasiedlania jej przez ludność od około 3500 BC. Według opisu E. Pipera (1904) do połowy XIX w. mierzeja Schaabe była wykorzystywana jako pastwisko z luźnym drzewostanem, głównie sosnowym. Przyczyną tego stanu było

przepędzanie stad zwierząt hodowlanych z półwyspu Wittow do leżącej na południowym wschodzie mierzei miejscowości Glowe, która miała prawo uboju. Pod koniec XIX w. wzdłuż piaszczystej drogi z ubogiej rybackiej wioski Glowe (z około 200 mieszkańcami) do półwyspu Wittow dominowały wprowadzone przez służbę leśną niskiej bonitacji słabo zwarte bory sosnowe z „długimi brodami porostów zwisających na gałęziach i pniach”. Między drzewami połyskiwał biały piasek wydmowy, zasypany krzemieniami, ze sporadycznymi zmarniałymi trawami i ubogimi grupami roślin kwitnących.

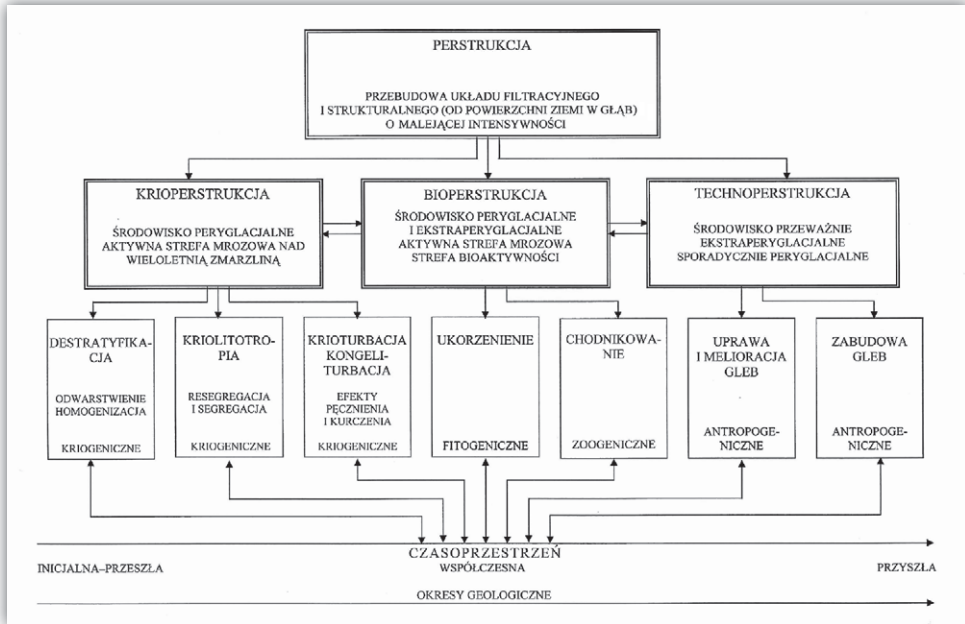
5. Geograficzne uwarunkowania współczesnego środowiska wybranych obiektów

5.1. Warunki sedymentacyjne i litologiczne

Rozdrobniony materiał litologiczny stanowiący skałę macierzystą gleb, podlegający ciągłym przekształceniom w czasie i przestrzeni na powierzchni łądów, uważany jest za ważny czynnik decydujący o różnorodności strefowej pokrywy glebowej oraz o jej przestrzennej mozaikowości w krajobrazach (Jenny 1980; Kowalkowski i inni 1995, Kowalkowski 2001a,c; Degórski 2003b, 2005b). Składają się na to zarówno właściwości materiału litologicznego, jak jego pochodzenie geologiczne, skład mineralogiczny, petrograficzny, stopień zwiertzenia ziarn i odłamków minerałów, uziarnienie oraz szeregu właściwości mikrostrukturalnych (Degórski 2002). Z upływem czasu nieustannie dokonuje się przekształcanie objętości skał macierzystych w objętość glebową, której realnym wyrazem są pedony i polipedony w ich mozaikach (Kowalkowski i inni 1995).

Z morfogenetycznego punktu widzenia, każda z powierzchni badawczych, na których rozpatrywane są kateny odkrywek glebowych, ma swoistą i odrębną dla jej warunków egzystowania jednorodność sedymentacyjną i litologiczną materiału geologicznego, będącego substratem dla równoczesnego rozwoju analizowanych gleb. Wszystkie one powstały albo ze zwiertzelin *in situ*, albo z redeponowanych – nieraz wielokrotnie – poligenetycznych utworów depozycji glacialnej, glaciofluwialnej i eolicznej, zawierających produkty zwiertzelin kriogenicznych oraz z deluwii i rozmycia materiałów morenowych lub aluwialnych. Powstawanie, akumulacja i przetwarzanie materiału litologicznego w gleby miały miejsce w plejstocenie i holocenie (Kontturi 1984; Degórski 1998a, 2002).

Z uwagi jednak na znaczne różnice położenia geograficznego analizowanych profili (rozciągłość południkowa i równoleżnikowa) z dominacją procesów przekształceń *in situ* (Kopp 1965, 1970, Kowalkowski 1973, 2004b, 2007) oraz zróżnicowanie wzniesień nad poziom morza (wysokości bezwzględne), warunkujących procesy stokowe (Zonn, Urušadze 1974; Białousz 1978; Kowalkowski 2007), pokrywowy materiał litologiczny podlegał, a także podlega współcześnie,



Rycina 5.1. Schemat systemu przekształceń (perstrukcji) litopedogenicznych w uzależnionych od położenia geograficznego środowisk peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych aktywnych równocześnie lub następujących po sobie w czasie geologicznym z procesami kriogenicznymi, fito- i zoogenicznymi oraz antropogenicznymi (wg: Kowalkowski 2006 oraz Altermann i inni 2008, uzupełnione)

zróznicowanym procesom przekształcania. Polegają one na przebudowie układu filtracyjnego i strukturalnego o malejącej intensywności działania od powierzchni Ziemi w głąb, z degradacją i agradacją jego powierzchni włącznie.

Zgodnie z poglądami D. Koppa (1965, 1968, 1970), A. Kowalkowskiego (1973, 1988c, 1999), S. Bussemiera (1998, 2007), M. Altermanna i innych (2008), A. Semmela (1994) i wielu innych badaczy, w kształtowaniu się rozpatrywanych katen glebowych istotne znaczenie miały trzy procesy przekształcania (perstrukcji) materiału macierzystego w gleby. Są to procesy mrozowego, biologicznego i technicznego (antropogenicznego) przekształcania, z równoczesnym zazwyczaj rozległym kompleksem przekształceń pedogenicznych (ryc. 5.1). Te ostatnie to: odwapnienie i nawapnienie, powstanie i migracja frakcji pyłu i iłu, agregacja, akumulacja materii organicznej, brunatnienie, bielcowanie, wybielanie i oglejenie – przekształcające materiał litologiczny w gleby.

Stopień przekształcania pierwotnego materiału litologicznego zależy również od przestrzennego zróznicowania bezwzględnego czasu deglacacji (ryc. 1.1). Od tego czynnika zależał między innymi jakościowo-ilościowy przebieg i czas oddziaływania środowiska peryglacjalnego i ekstraperyglacjalnego, a szczególnie wietrzenia

kriogenicznego w warunkach wieloletniej zmarzliny i bez jej udziału. Południowy obszar badań już w późnym Vistulianie wolny był od tego typu zjawisk (Kozarski 1986; Starkel 1977, 1986, 1988, 1998), natomiast tereny położone na północy jeszcze współcześnie znajdują się w zasięgu ich oddziaływania. Zjawiska kriogeniczne sprzyjają powstawaniu profilowych sekwencji przekształceń (perstrukcji), wpływających na właściwości i stratygrafię substratu glebowego, na co zwracano uwagę w wielu opracowaniach dotyczących środkowej i północnej Europy (np. Kopp 1965, 1970; Degórski 1990; Blume i inni 1998; Kowalkowski 1984a, 1988c, 1995a, 2001a,c).

Na przekształcenia pierwotnego materiału litologicznego miał również wpływ zasięg przestrzenny danego środowiska geograficznego oraz rodzaj i intensywność transportu redeponowanego materiału litologicznego. Od tego bowiem zależał między innymi stopień mechanicznej obróbki materiału pierwotnego. Rodzaj i stopień obtoczenia ziarn substratu oddziałuje między innymi na właściwości jonowymienne gleb (Catt 1985, 1987). W plenivistulianie, na obszarach starogłacialnych pomiędzy okresami sprzyjającymi pedogenezie zachodziła silna denudacja powierzchniowa (Kozarski 1991, 1996; Manikowska 1996a, 1998, 1999), zaś w późnym Vistulianie i w holocenie miały miejsce zjawiska eoliczne (Prusinkiewicz 1969; Konecka-Betley 1983; Bednarek 1991; Goździk 1991; Waga 1994; Manikowska 1991, 1995a), które także przekształcały pokrywę pierwotnego materiału litologicznego.

Zróznicowane w czasie i w przestrzeni warunki termiczno-wilgotnościowe badanego obszaru wpływały również na typ wietrzenia wewnątrzglebowego (Degórski 1995a, 1998a), na rozkład krzemianów i glinokrzemianów oraz na tempo, głębokość i natężenie odwapnienia, a także wymywania pierwiastków alkalicznych i kwasów organicznych z powierzchniowych warstw zwietrzelin i poziomów glebowych (Yaalon 1982; Catt 1988; Bednarek, Prusinkiewicz 1997; Sandstrom 1997). Skład jonowy rezyduum decyduje zaś o syntezie wtórnych minerałów ilowych, wśród których z północy na południe, w warunkach leśnej strefy Eurazji wzrasta na przykład przewaga illitu (Bednarek, Prusinkiewicz 1997).

5.2. Czasoprzestrzenna nieliniowość rozwoju rzeźby

Jednym ze sposobów interpretacji przemian środowiska przyrodniczego, z wykorzystaniem pośrednich metod pedologicznych do rekonstrukcji historyczno-funkcjonalnej, jest identyfikacja układu pionowych struktur (stratygrafii) warstw litologicznych oraz współczesnych i kopalnych poziomów glebowych. Analiza wzajemnego położenia sekwencji gleb kopalnych (w całości lub ogłowionych) i agradacyjnych warstw litologicznych, przykrywających wykształcone wcześniej na miejscu poziomy genetyczne gleb, szczególnie próchniczne, umożliwia rekonstrukcję

dawnej rzeźby terenu oraz związanych z nią warunków wodnych i biotycznych. Stopień wykształcenia gleb kopalnych wskazuje przede wszystkim na stabilność systemu przyrodniczego oraz na przebieg procesów kształtujących środowisko. Miąższość pełnoprofilowych gleb kopalnych natomiast najlepiej charakteryzuje środowisko i czas trwania procesu pedogenicznego. Przebieg linii stropu poziomu próchnicznego wskazuje na stabilność topomorfologii powierzchni terenu. Poprzez typologiczną identyfikację gleby i znajomość warunków siedliskowych determinujących dany proces glebotwórczy, można określić również warunki hydrotermiczne, jakie panowały w paleośrodowisku przyrodniczym.

Te same procedury identyfikacyjne pozwalają określić szatę roślinną, jaka porastała gleby paleoekosystemów (Manikowska 1999; Bednarek 2000; Janowska 2001). Stosując dodatkowo bezpośrednie pomiary wieku bezwzględnego gleb i skał – jedną z ponad 20 metod badawczych (Catt 1988) – lub pośrednie metody pedogenetyczne bazujące na ocenie stadiów i faz rozwoju pedonu, możemy umiejscowić przebieg analizowanych procesów litologiczno-glebotwórczych w skali czasu (Kopp 1965, 1969; Kowalkowski 1966, 1991, 2004b, 2006).

Innym podejściem badawczym, wykorzystującym pośrednie metody pedologiczne umożliwiające określenie ewolucji środowiska przyrodniczego, są studia nad rozwojem wspomnianych już wcześniej lito- i pedochronosekwencji. Zgodnie z asymetrycznością czasu ich genezy dzieli się je na różnokońcowe, równopoczątkowe, transgresyjne z nakładaniem i transgresyjne bez nakładania (Vreeken 1975; Birkeland 1984). Z uwagi na jednorodny materiał litologiczny i podobne uwarunkowania zewnętrzne, w jakich kształtowały się typologicznie takie same gleby w różnym czasie, studia chronosekwencji umożliwiają identyfikację warunków środowiska przyrodniczego w określonych okresach geologicznych (Jäger 1970; Kowalkowski 2001b). Klasycznym już przykładem są tu wyniki badań odkrytych chronosekwencji różnokońcowych gleb wykształconych na różnowiekowych wydmach Bramy Świny (Prusinkiewicz 1961, 1965), pozwalające na rekonstruowanie warunków środowiska przyrodniczego, w jakich odbywał się ich rozwój. Obecnie w Polsce analogiczne badania gleb bielicowych powstałych na wałach brunatnych i żółtych oraz wydmach białych i szarych prowadzone są na Półwyspie Helskim, a ich wyniki są podstawą do poznania procesów morfologicznych i pedologicznych na tym obszarze w czasie ostatnich 2300 lat (Tomczak, Kowalkowski 1994).

5.3. Warunki klimatyczne

Klimat jest tym elementem środowiska geograficznego, który odgrywa bezpośrednio i pośrednio – przez zbiorowiska roślinne i faunę glebową – istotną rolę w inicjacji i przebiegu procesów glebotwórczych. Decyduje między innymi o typie wietrzenia

czy kierunku ruchu roztworów glebowych w profilu (Jenny 1941; Yaalon 1975; Catt 1988; Solantie 1992; Degórski 2007b,c). W zespole czynników glebotwórczych jest jedną z głównych determinant decydujących o morfogenetycznych przekształceniach zwietrzelin i osadów w gleby różnych typów środowisk terestrycznych (Retallack 2001; Degórski 2005b; Kowalkowski 2004b, 2006). W historycznym czasie rozwoju środowiska geograficzne warunki klimatyczne ulegają ciągłym zmianom. Bezpośrednio decydują one o zasięgach wielu gatunków roślin i zwierząt, a także o typie i kierunku procesów pedogenicznych kształtujących mozaiki pokrywy glebowej (Bohn 1992; Zetterberg i inni 1994) w jej mono- lub policykliczności rozwoju.

Na rozpatrywanym obszarze badań inicjacja powstawania gleb następowała wielokrotnie, każdorazowo po ustąpieniach lądolodów. Geneza tych gleb jest zatem związana z różnymi okresami plejstocenu i holocenu. Warunki w jakich rozwijały się badane gleby były charakterystyczne dla klimatu arktycznego, subarktycznego oraz umiarkowanego chłodnego i ciepłego. W każdym ze środowisk glebotwórczych (arktycznym, peryglacialnym tundrowym i tajgowym), związanych z określonym klimatem i szatą roślinną, powstawały z młodych substratów mineralnych specyficzne dla niego polipedony lub mozaiki glebowe, bądź też następowało nakładanie na istniejące już mono- lub poligenetyczne gleby reliktowe kolejnych pedogenicznych cech specyficznych dla danego środowiska klimatyczno-biotycznego. Bardzo często w profilach glebowych, w strukturach wykształconych poziomów genetycznych, można stwierdzić obecność śladów mrozowych i stokowych procesów lito- i morfogenetycznych. Są to niewątpliwie trwale diagnostyczne cechy wskaźnikowe stref przekształceń i glebopokryw peryglacialnych lub ekstraperyglacialnych środowisk klimatycznych (Kopp 1965, 1970; Kowalkowski 1973, 2001a,b, 2004b, 2006). Również są to różnoczasowe struktury plejstoceńskiego i holocenijskiego kriogenicznego wietrzenia, translokacji, przekształceń i pedogenezy (Degórski 2005b; Kowalkowski 1961, 2004a, 2006).

Tabela 5.1. Wybrane charakterystyki klimatu badanych obszarów modelowych

Region, stacja meteorologiczna	T (°C)	P (mm)	Ar (°C)	A	H	K
Karkonosze, Śnieżka	0,4	1232	16,3	118,5	7,79	9,6
Laponia, Kevo (1962-1971)	-2,4 -0,9 - -3,8	415,9 292,4-581,4	28,8	51,1	2,61	26,0
Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Białowieża	6,9	600	22,8	35,5	1,52	29,6
Półwysep Helski, Hel	7,9	568	18,2	31,7	1,28	17,8
Rugia, Sassnitz	8,4	576	17,9	31,3	1,25	15,3

T – średnia roczna temperatura powietrza

P – roczna suma opadów atmosferycznych

Ar – amplitudy roczne temperatury

A – wskaźnik suchości klimatu de Martone'a

H – wskaźnik hydrotermiczny Sielaninowa określony dla okresu IV-X

K – wskaźnik oceny stopnia oceanizmu i kontynentalizmu Conrada-Pollaka

Z punktu widzenia rozwoju gleb bielicoziemnych, najważniejszych elementami klimatu są temperatura powietrza i opady, a przede wszystkim wzajemne relacje między nimi, kształtujące warunki higrotermiczne siedlisk niezależnie od pochodzenia i wieku materiału macierzystego (Degórski 2002). Zależna od strefowych i wysokościowych czynników geograficznych intensywność współczesnych procesów klimatycznych różnicuje badany obszar w bardzo dużym stopniu (tab. 5.1). Średnia roczna temperatura powietrza określona dla ostatniego pięćdziesięciolecia waha się od około -2°C w fińskiej Laponii (okolice Kevo) do $8,4^{\circ}\text{C}$ na wybrzeżu Bałtyku (Rugia). Trzeba jednak podkreślić, że jeżeli obliczeń dokonuje się dla ostatnich dwu dekad to średnia roczna temperatura powietrza jest w tym okresie wyższa niż określona dla pięćdziesięciolecia. Na przykład w przypadku Śnieżki średnia roczna temperatura, która w końcu XIX w. wynosiła $-0,2^{\circ}\text{C}$, obliczona dla lat 1997–2007 przekracza już $0,7^{\circ}\text{C}$, a w przypadku Kevo odpowiednio $-2,4^{\circ}\text{C}$ dla wielolecia i $-1,0^{\circ}\text{C}$ dla ostatniej dekady. Według danych IPCC (2001) globalna średnia temperatura od 1856 r. podniosła się o $0,6^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,2^{\circ}\text{C}$) w dwu fazach ocieplania: w latach 1910–1945 i w trwającej od 1976 r. do dzisiaj. Od 1950 r. zmalała częstość ekstremalnych najniższych wartości temperatury, a jednocześnie wzrosły jej wartości najwyższe. Dobowa temperatura minimalna przeciętnie wzrastała o $0,2^{\circ}\text{C}$ w dziesięcioleciu, a wzrost dobowej temperatury maksymalnej odpowiada połowie tej wartości. Dzięki temu okres bezmroźny w wielu obszarach średnich i wysokich szerokości geograficznych uległ przedłużeniu i o 10% zmalał okres trwania pokrywy śnieżnej, co ma swoje ekologiczne konsekwencje. Niezależnie jednak od wzrostu średniej rocznej temperatury powietrza, klimat tych regionów (Kevo i Śnieżka) nadal charakteryzują warunki subarktyczne z zachowanymi wyraźnymi cechami peryglacjalnymi (Holtmeier 1971; Seppälä 1976, 1982; Degórski 2007c; Hjort i inni 2007).

Znaczne zróżnicowanie przestrzenne wykazują także inne charakterystyki higrotermiczne klimatu. Najwyższe roczne amplitudy średnich miesięcznych temperatur powietrza $A_r - > 20^{\circ}\text{C}$ – charakteryzują regiony fińskiej Laponii i Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich (Puszcza Białowieska), o najbardziej wyrazistych cechach klimatu kontynentalnego wśród wszystkich badanych obszarów. Wskaźnik stopnia oceanizmu i kontynentalizmu Conrada-Pollaka (K) osiąga tu najwyższe wartości i wynosi odpowiednio 26,2 i 29,6. Badane regiony położone na wybrzeżu Bałtyku, z uwagi na łagodzący wpływ morskich mas powietrza, cechują się znacznie większym oceanizmem, czego wyrazem są zarówno mniejsze roczne amplitudy średniej miesięcznej temperatury powietrza oraz mniejsze wartości wskaźnika stopnia oceanizmu i kontynentalizmu Conrada-Pollaka (tab. 5.1). Najniższe roczne amplitudy średnich miesięcznych temperatur powietrza oraz wartości wskaźnika Conrada-Pollaka określono dla Równi pod Śnieżką. O warunkach klimatycznych tego obszaru decyduje jego górskie położenie, determinując zarówno przebieg temperatury

w ciągu roku, jak i rozkład opadów atmosferycznych. Region ten ma największą wilgotność spośród wszystkich badanych obszarów. Wskaźnik higrotermiczny Sie-laninova, obliczony dla okresu ciepłego (IV–X) wynosi 7,79; dla porównania na wybrzeżu Bałtyku waha się od 1,25 na Rugii do 1,28 na Półwyspie Helskim (tab. 5.1). Podobnie, największą wartość spośród badanych regionów osiąga na Równi pod Śnieżką wskaźnik suchości klimatu de Martonne'a, ponad dwukrotnie większy od wartości wyliczonej dla fińskiej Laponii i trzykrotnie większy od wartości charakterystycznych dla wybrzeża południowego Bałtyku (Rugia, Półwysep Helski). Niezależnie od istotnych różnic warunków higrotermicznych pomiędzy regionami, wszystkie z nich cechują się klimatem humidowym, na co wskazuje wartość wskaźnika H większa od 1, czyli uzyskiwana w warunkach przewagi opadów nad ewapotranspiracją (tab. 5.1).

Fińska Laponia (Kevo) oraz Karkonosze (Śnieżka) wyróżniają się najdłuższym zaleganiem pokrywy śnieżnej, średnio rocznie około 200–280 dni (Sonesson i inni 1975; Seppälä 1976, Dankers i inni 2001); skutkiem tego jest najkrótszy wśród badanych obszarów okres wegetacyjny – od 110 do 120 dni (Solantie 1990). W tych regionach następuje szybka ablacja niwalna oraz intensywne przemywanie profili glebowych przez wody opadowe w krótkim okresie ciepłym. Znaczna część wód roztopowych spływa jednak – powierzchniowo lub podpowierzchniowo – nad zamrzniętym podłożem glebowym, szczególnie na Równi pod Śnieżką ze związłym poziomem Bvt w profilu. W Kevo zdarzają się lata, w których zamrznięta głęboko gleba nie odtaje. Rezultatem występowania w okresie wegetacyjnym opadów i licznych dni z mgłą w połączeniu z niskimi temperaturami, jest małe parowanie i tendencja do akumulacji znacznych zasobów próchnicy oraz torfu w pokrywie glebowej. Badania A. Jahna (1979, 1986), J. Klementowskiego (1998) oraz wielu innych badaczy w różnych obszarach klimatu zimnego (strefie subarktycznej i piętrze subalpejskim), umiarkowanego, aridowego i tropikalnego, wykazały nieustanną obecność klimatycznie uwarunkowanych, powolnych i szybkich stokowych ruchów materiału zwietrzelinowego i glebowego, od powierzchni ziemi do różnych głębokości. Powierzchnia gleb z ich poziomami, zależnie od dynamiki klimatu, nieustannie podlega zmianom, nawet w terenach o niewielkim zróżnicowaniu rzeźby.

5.4. Geomorfogenetyczne i klimatyczne uwarunkowania stosunków wodnych

Stosunki termiczno-wilgotnościowe panujące na całym badanym obszarze sprawiają, że wszystkie analizowane gleby mają endoperkolatywną gospodarkę wodną. Znaczy to, że we wszystkich badanych profilach dominował i dominuje przemysłowy typ reżimu hydrologicznego, z przemieszczaniem wody w głąb i w kierunkach

bocznych profilu. Lekki materiał litologiczny, w jakim została wykształcona większość analizowanych gleb, cechujący się dużą porowatością intergranularną i efektywną, sprzyja infiltracji wód opadowych i roztopowych. Najwyższe wartości porowatości intergranularnej odnotowano w glebach wykształconych z piasków gliniastych o dużej zawartości materii organicznej (Puszcza Białowieska), zaś najwyższą porowatość efektywną – w glebach Równi pod Śnieżką ze znacznym udziałem frakcji szkieletowej.

Część badanych gleb kształtowała się również pod wpływem wód gruntowych, a intensywność ich oddziaływania zależy od głębokości bazy hydrogeologicznej i wysokości zalegania poziomu wód gruntowych oraz budowy geologicznej i układu stratygraficznego warstw nieprzepuszczalnych. Gospodarka wodna tych gleb, poza wodami opadowymi, była oparta dodatkowo na okresowo stagnujących wodach glebowo-gruntowych (reżim zastoju-przemyny) jak w przypadku gleb na Równi pod Śnieżką, czy też na podsiąku wód gruntowych – reżim przemynopodsiąkowy w badanych glebach białowieskich (profil 5, 6), fińskiej Laponii (profil 8), Półwyspu Helskiego (profil 10 i 11) i mierzei Schaabe (profil 14, 15).

5.5. Stan współczesnych zbiorowisk roślinnych i ich ewolucyjne uwarunkowania

Ścisła współzależność między środowiskiem glebowym a roślinnością jest od dawna przedmiotem badań gleboznawców i geobotaników. Zależność ta jest dwustronna: nie tylko środowisko glebowe warunkuje możliwość występowania określonego typu roślinności, ale i roślinność wpływa na wykształcenie się określonych typów gleb. Dlatego przy analizie gleb nie sposób nie uwzględnić porastającej je roślinności. Roślinność jest bardzo dobrym wskaźnikiem aktualnych warunków glebowych, diagnoza typu zbiorowiska roślinnego pozwala na ogólną, syntetyczną diagnozę typu gleby, zaś gatunki wskaźnikowe dają informację o kwasowości i wilgotności gleb. Skład gatunkowy zbiorowiska świadczy także o położeniu w strefie roślinności i piętrze wysokościowym, co znajduje swoje odzwierciedlenie we własnościach środowiska glebowego. Roślinność jest też wyrazem działań człowieka, nie tylko aktualnych, ale i z przeszłości, sięgającej wstecz nawet wiele dziesiątków lat. Świadczą o nich różne cechy roślinności, np. struktura wiekowa drzewostanu, obecność formacji roślinnej innej niż uwarunkowana klimatycznie, związanej np. z dawnym pasterstwem, czy też występowanie w lesie gatunków synantropijnych. Analiza obecnego stanu roślinności może być więc wsparciem dla analizy procesów rozwoju gleb w zakresie dotyczącym współczesnych przemian. Nie sięga ona jednak w dawne epoki historyczne, dla których nawiązań można szukać jedynie

w danych paleobotanicznych (Kallio i inni 1969, 1986; Holtmeier 1971, 2005; Holtmeier, Broll 2005; Heikkinen 2005).

Dla rozwoju dzisiejszej roślinności badanych obszarów decydujące były plejstoceny zlodowacenia, które spowodowały zmiany zasięgów roślin i wywarły wpływ przede wszystkim na roślinność leśną, powodując jej ogromne zubożenie w stosunku do flory trzeciorzędowej. Szczególne znaczenie dla dzisiejszej roślinności miał późny plejstocen i następnie holocen, gdy nastąpiło przejście od zbiorowisk stepowych i tundrowych do lasów, które stanowią roślinność naturalną w prawie całej Europie. Równocześnie w holocenie wzrastała rola innego czynnika – od początku neolitu stał się nim człowiek, powodując przejście od krajobrazów naturalnych do kulturowych, co miało swoje konsekwencje w przebiegu procesów glebotwórczych i zmianach lokalnych warunków klimatycznych, hydrologicznych czy też w zachodzących procesach geomorfologicznych.

W okresie maksymalnego rozwoju zlodowacenia Wisły w późnym plejstocenie północną część Europy, w tym także współczesne obszary nadmorskie Bałtyku pokrywał lądolód, a obszary na południe od niego porastały zbiorowiska tundrowo-stepowe (Kornaś, Medwecka-Kornaś 2002). W tym czasie na badanych obszarach w Puszczy Białowieskiej i Karkonoszach rozpoczęły się więc procesy sukcesji roślinności i tworzenia się gleb. W Karkonoszach istniały w tym okresie lokalne lodowce.

Wkraczanie gatunków drzewiastych i tworzenie się roślinności leśnej, której składnikami były brzoza i sosna, następowało w środkowej Europie z końcem plejstocenu. Ocieplanie się klimatu w holocenie prowadziło do rozwoju lasów z udziałem leszczyny, dębu, wiązu i lipy, które osiągnęły swe optimum w okresie atlantyckim. Wzrastał także udział buka i graba. W górach znaczącą rolę zaczął odgrywać świerk. Od okresu atlantyckiego wraz z rozwojem kultury neolitycznej zaznacza się coraz wyraźniejszy wpływ człowieka na szatę roślinną (Ralska-Jasiewiczowa i inni 2003).

Na piaszczystych glebach na obszarze niżowym sosna zachowała nadal swą znaczącą rolę, która zaczęła wzrastać wraz z ochładzaniem i zwilgotnieniem klimatu w panującym do obecnych czasów okresie subatlantyckim. Badania K. Tobolskiego (1975, 1979) wykazały, że na piaskach obszarów nadmorskich (Nizina Gardnieńsko-Łebska), obecnie porośniętych przez bory sosnowe, przed dwoma tysiącami lat występowały lasy dębowe. Spadek temperatury i wzrost wilgotności, jakie następowały od schyłku okresu atlantyckiego, oraz postępująca w związku z tym oligotrofizacja siedlisk zbiegły się z ingerencją człowieka na przełomie epoki brązu i żelaza, co nie pozostało bez wpływu na szatę leśną obszarów nadmorskich i rozprzestrzenienie się borów sosnowych. Sosna jest obecnie dominującym składnikiem drzewostanów na wszystkich trzech badanych stanowiskach na niżu. Zwilgotnienie klimatu w górach spowodowało ekspansję kosodrzewiny, rozrastającej się

w samodzielne piętro kosztem zawężającego się regla świerkowego (Środoń 1972), a wypas prowadzony w partiach wierzchowinowych Karkonoszy doprowadził do powstania ubogich muraw bliźniczkowych w miejscu zarośli kosodrzewiny (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A. 1975).

W północnej Skandynawii ustępowanie łądolodu odbywało się później niż w środkowej części Europy i przypadło na wczesny holocen, od tego czasu rozpoczął się tam rozwój roślinności (Lang i inni 2003). Gatunki drzewiaste, które wkroczyły na tereny wolne od łądolodu, wypierając tundrę górską, to brzoza omszona i sosna; później ze wschodnich ostoi przywędrował świerk. Nawet w najcieplejszym okresie atlantyckim nie było tam warunków do występowania wymagających termicznie drzew liściastych, w tym sensie roślinność leśna tego obszaru nie ulegała jakościowej zmianie w stosunku do początków swego rozwoju, wahaniom podlegał jedynie zasięg granicy lasu.

Dzisiejszą roślinność wybranych obiektów stanowią:

- ▶ środkowoeuropejskie bory sosnowe nizinne (subkontynentalny bór świeży *Peucedano-Pinetum* w Puszczy Białowieskiej) i nadmorskie (nadmorski bór bażynowy *Empetro nigri-Pinetum* na Półwyspie Helskim i mierzei Schaabe);
- ▶ borealne bory sosnowe *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* i zarośla brzozowe *Empetro-Betuletum pubescentis* (Kevo);
- ▶ górnoreglowe bory świerkowe *Calamagrostio villosae-Piceetum*, zarośla kosodrzewiny *Pinetum mugo sudeticum* i wysokogórskie zbiorowiska bliźniczkowe *Carici rigidae-Nardetum* (Równia pod Śnieżką).

5.6. Wpływ człowieka na środowisko przyrodnicze

Rozpatrywane przez nas powierzchnie badawcze i ich otoczenie podlegają zróżnicowanym wpływom działalności człowieka. W środkowej Europie osadnictwo datuje się od neolitu i wywiera duży wpływ na środowisko przyrodnicze zwłaszcza na niżu, zaś w północnej Skandynawii – od okresu brązu i jego wpływ jest tam znacznie mniej widoczny. Efektem działalności człowieka są przekształcenia krajobrazu – od pierwotnego, już praktycznie nieistniejącego w Europie, przez naturalny, panujący w całej Europie do czasów neolitu a obecnie istniejący w trudno dostępnych obszarach, takich jak wysokie góry lub obszary polarne, subpolarne i północnoborealne Europy, fragmentarycznie także w centralnej i południowej części kontynentu, po krajobraz kulturowy w ujęciu Trolla (1950), czyli powstały w wyniku intensywnego wpływu działalności ludzkiej na środowisko przyrodnicze. Krajobrazy naturalne i kulturowe współwystępują w Europie, przy czym zaznacza się zdecydowana przewaga tych ostatnich (Knapp 2005). Na niżu środkowej

Europy, wśród dominujących przestrzennie rolniczych krajobrazów kulturowych, zachowały się bory sosnowe naturalnego pochodzenia, gdyż na ubogich, piaszczystych siedliskach rolnicza działalność jest nieopłacalna. Stopień przekształceń tych borów jest różny, zależnie od wielkości i zwartości kompleksu leśnego oraz funkcji, jaką on pełni w krajobrazie. Najlepiej zachowany jest bór w Puszczy Białowieskiej. Stary drzewostan w dużym, zwartym kompleksie leśnym, w sąsiedztwie parku narodowego, reprezentuje stan zbliżony do naturalnego. Obszary nadmorskie podlegają stałym przekształceniom – nadbudowie i niszczeniu brzegów, toteż nawet naturalne fragmenty zbiorowisk leśnych są stosunkowo młode w porównaniu z dojrzałymi drzewostanami z Puszczy Białowieskiej. Bory nadmorskie na Półwyspie Helskim także noszą cechy zbiorowisk naturalnych, jednak podlegają intensywnemu wpływowi letniej turystyki i oddziaływaniu pobliskich miejscowości. Ponadto obszar ten był silnie zniszczony w czasie działań wojennych, podobnie jak lasy mierzei Schaabe, gdzie brak starych drzewostanów, a runo leśne najsilniej odbiega od typowej struktury nadmorskiego boru sosnowego.

Wpływ człowieka na środowisko górskie, zwłaszcza w wyższych partiach, jest ograniczony niekorzystnymi warunkami klimatu i rzeźby, dlatego bór świerkowy regla górnego oraz subalpejskie zarośla kosodrzewiny Równi pod Śnieżką reprezentują dobrze wykształcone zbiorowiska naturalne. W parku narodowym zachowany także został naturalny krajobraz wyższych partii Karkonoszy. Wciąż widoczny jest wpływ dawnego pasterstwa w postaci ubogich muraw piętra subalpejskiego, występujących w partiach wierzchowinowych w strefie przejścia do muraw piętra alpejskiego. W północnej części Skandynawii, w strefie subarktycznej, badane obszary w Kevo reprezentują krajobraz naturalny. Działalność człowieka jest tam ograniczona do bardzo rozproszonego osadnictwa, hodowli reniferów i turystyki.

6. Charakterystyka geobotaniczna zbiorowisk roślinnych

6.1. Podział syntaksonomiczny zbiorowisk roślinnych

Prawie wszystkie zbiorowiska roślinne, porastające powierzchnie badawcze, w typologii środkowoeuropejskiej zaliczane są do klasy *Vaccinio-Piceetea*. Wyjątek stanowią karkonoskie murawy bliźniczkowe, zaliczane do klasy *Nardo-Callunetea*. Przynależność syntaksonomiczna badanych zbiorowisk jest następująca:

Nardo-Callunetea Prsg 1949

Nardetalia Prsg 1949

Nardion Br.-Bl. 1926 em. Oberd. 1959

- ▶ *Carici rigidae-Nardetum* (Zlatn. 1928) Jenik 1961 – psiary karkonoskie

Vaccinio-Piceetea Br.-Bl. 1939

Cladonio-Vaccinietalia Kiell.-Lund 1967

Phyllodoco-Vaccinon Nordhagen 1936

- ▶ *Empetro-Betuletum pubescentis* Nordhagen 1943 – północnoskandynawskie lasy i zarośla brzozowe (według typologii skandynawskiej; 2.2.1.1. – *Betula pubescens* subsp. *czerepanovii*-*Empetrum hermaphroditum*-*Cladonia* spp.-type)
- ▶ *Barbilophophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* Br.-Bl. et al. 1939, emend. Kiell.-Lund 1967 – północnoborealny bór sosnowy świeży (według typologii skandynawskiej; 2.1.1.2. – *Pinus sylvestris*-*Calluna vulgaris*-*Empetrum* spp.-type)

Dicrano-Pinion Libb. 1933

- ▶ *Empetro nigri-Pinetum* (Libb. Et Siss 1939 n.n.) Wojt. 1964 – nadmorski bór bażynowy
- ▶ *Peucedano-Pinetum* W.Mat. (1962) 1973 – subkontynentalny bór świeży

Vaccinio-Piceetalia Br.-Bl. 1939

Piceion abietis Pawł. et al. 1928

Vaccinio-Piceenion Oberd. 1957

- ▶ *Calamagrostio villosae-Piceetum* (R.Tx. 1937) Hartm. ex Schlüter 1966 – górnoreglowa świerczyna obszaru hercyńsko-sudeckiego
Rhododendro-Vaccinienion Br.-Bl. 1926
- ▶ *Pinetum mugo sudeticum* W.Mat. 1960 – sudeckie zarośla kosówki

6.2. Charakterystyka zbiorowisk roślinnych

6.2.1. Równia pod Śnieżką

Powierzchnie badawcze na Równi pod Śnieżką (tab. 6.1) reprezentują roślinność górską piętra subalpejskiego i regla górnego (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A. 1975). Najwyżej, na wierzcholinie (1423 m n.p.m.) położona powierzchnia nr 1 jest porośnięta typowymi w takich miejscach murawami z bliźniczką psią trawką (*Carici rigidae-Nardetum*). Zespół ten ma charakter regionalny i wyróżnia się udziałem relikтового gatunku arktycznego turzycy tęgiej (*Carex bigelowii* subsp. *rigida*). Ten typ karkonoskich wysokogórskich psiar zajmuje rozległe powierzchnie na wierzcholinie Równi pod Śnieżką. Rzeźba tego obszaru wskazuje na wpływ procesów mrozowych w modelowaniu powierzchni Ziemi. Widoczny jest układ



Fotografia 6.1. *Carici rigidae-Nardetum* na Równi pod Śnieżką, powierzchnia 1



Fotografia 6.2. *Pinetum mugo sudeticum* na Równi pod Śnieżką, powierzchnia 2

małych pagórków porośniętych trawą – bliźniczką psią trawką (*Nardus stricta*) i obniżeń między nimi, porośniętych turzycą tęgą (*Carex bigelowii subsp. rigida*). Takie ubogie gatunkowo, zwarte murawy z dominacją *Nardus stricta* są pochodzenia antropogenicznego i powstały w miejscach pierwotnego występowania zarośli kosodrzewiny, usuniętych w związku z dawną gospodarką pasterską. Pomimo zaprzestania wypasu przed ponad stu laty, na ogół słabo podlegają sukcesji zarośli kosodrzewiny (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A. 1975).

Powierznię nr 2 (1369 m n.p.m.) porastają subalpejskie zarośla kosodrzewiny (*Pinetum mugo sudeticum*) – zbiorowisko o wyraźnie acydofilnym charakterze, z runem typu borowego, w którym dominuje borówka czarna (*Vaccinium myrtillus*) i znaczący udział mają: podbiałek alpejski (*Homogyne alpina*), trzcinnik owłosiony (*Calamagrostis villosa*), śmiełek pogięty (*Deschampsia flexuosa*) oraz mszaki, głównie płonnik pospolity (*Polytrichum formosum*).

Powierznia nr 3 reprezentuje górnoreglową świerczynę obszaru hercyńsko-sudeckiego (*Calamagrostio villosae-Piceetum*) u górnej granicy zasięgu tego zbiorowiska (1218 m n.p.m.), którego drzewostan budują stare świerki tworzące biogrupy. Runo jest średnio zwarte, złożone z gatunków acydofilnych (*Vaccinium myrtillus*, *Trientalis europaea*, *Calamagrostis villosa*, *Deschampsia flexuosa*), z obfitym udziałem mszaków (*Polytrichum formosum*, *Dicranum scoparium*, *Rhytidiadelphus squarrosus*).



Fotografia 6.3. *Calamagrostis villosae*-*Piceetum* na Równi pod Śnieżką, powierzchnia 3

Badana fitocenoza należy do podzespołu paprociowego z wietlicą alpejską (*Athyrium distentifolium*) i udziałem innych gatunków ziołoroślowych (starzec gajowy *Senecio nemorensis*, goryczka trojeściowa *Gentiana asclepiadea*, kokoryczka okółkowa *Polygonatum verticillatum*, liczydło górskie *Streptopus amplexifolius*). Fot. 6.1, 6.2, 6.3.

6.2.2. Puszcza Białowieska

Badane powierzchnie (tab. 6.2) reprezentują typ subkontynentalnego boru świeżego *Peucedano-Pinetum* (Matuszkiewicz J.M. 2001), występującego w obszarach o klimacie subkontynentalnym (wschodnia, północno-wschodnia Polska, wschodnia Europa). Gatunkami wyróżniającymi ten typ boru są: konwalia majowa (*Convallaria majalis*), nawłóć pospolita (*Solidago virgaurea*), gorysz pagórkowy (*Peucedanum oreoselinum*), kokoryczka wonna (*Polygonatum odoratum*) i wężymord niski (*Scorzonera humilis*). Drzewostan stary, wielowarstwowy tworzy sosna (*Pinus sylvestris*) i świerk (*Picea abies*) z domieszką brzozy brodawkowatej (*Betula pendula*) i dębu szypułkowego (*Quercus robur*). Warstwę krzewów buduje świerk. Runo jest mszysto-krzewinkowe o zwarcu około 50%, dominują w nim borówka czarna (*Vaccinium myrtillus*) i mech rokiennik pospolity (*Pleurozium schreberi*). Znaczący jest także udział innych gatunków borowych: pszeńca zwyczajnego (*Melampyrum pratense*), siódmaczka leśnego (*Trientalis europaea*), widłozęba miotlastego

Tabela 6.1. Zbiorowiska roślinne badanych powierzchni na Równi pod Śnieżką

Nr kolejny		1	2	3
Wysokość n.p.m. (m)		1423	1369	1218
Ekspozycja		SW	NW	N
Nachylenie (°)			20	
Zwarcie drzew – a (%)				70
Zwarcie krzewów – b (%)			80	
Zwarcie ziół – c (%)		100	70	60
Zwarcie mszaków – d (%)			90	90
Liczba gatunków		17	23	29
Gatunki charakterystyczne <i>Nardetalia</i> :				
<i>Nardus stricta</i>	c	4	+	
<i>Hieracium alpinum</i>	c	+	+	
<i>Carex bigelowii</i> subsp. <i>rigida</i>	c	3		
<i>Huperzia selago</i>	c	+		
<i>Luzula sudetica</i>	c	+		
<i>Diphasiastrum alpinum</i>	c	+		
<i>Potentilla aurea</i>	c	+		
Gatunki charakterystyczne <i>Vaccinio-Piceetalia</i> :				
<i>Calamagrostis villosa</i>	c	+	2	2
<i>Homogyne alpina</i>	c		1	2
<i>Pinus mugo</i>	b		4	
<i>Picea abies</i>	a			4
<i>Picea abies</i>	b		1	
<i>Picea abies</i>	c			+
<i>Sphagnum girgensohnii</i>	d			+
<i>Barbilophozia lycopodioides</i>	d			+
Gatunki charakterystyczne <i>Vaccinio-Piceetea</i> :				
<i>Vaccinium myrtillus</i>	c	+	3	2
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	c		1	+
<i>Trientalis europaea</i>	c		1	1
<i>Pleurozium schreberi</i>	d		+	+
<i>Dicranum scoparium</i>	d		+	1

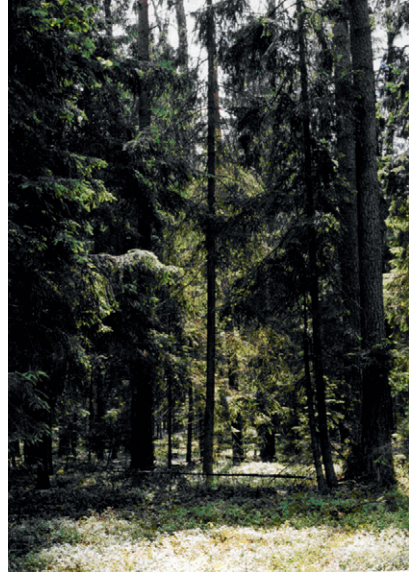
Inne:				
<i>Deschampsia flexuosa</i>	c	2	3	3
<i>Anthoxanthum alpinum</i>	c	2	+	
<i>Calluna vulgaris</i>	c	+	+	
<i>Cetraria islandica</i>	d	+	+	
<i>Solidago virgaurea</i>	c	+		+
<i>Polygonum bistorta</i>	c		1	+
<i>Polytrichum formosum</i>	d		4	3
<i>Athyrium distentifolium</i>	c		+	2
<i>Luzula luzuloides</i>	c		+	+
<i>Sorbus aucuparia</i>	c		+	+
<i>Deschampsia caespitosa</i>	c	+		
<i>Trichophorum alpinum</i>	c	+		
<i>Veratrum lobelianum</i>	c	+		
<i>Cladonia merochlorophaea</i>	d		+	
<i>Polytrichum commune</i>	d		+	
<i>Pohlia nutans</i>	d		+	
<i>Oxalis acetosella</i>	c			+
<i>Gentiana asclepiadea</i>	c			+
<i>Dryopteris carthusiana</i>	c			+
<i>Majanthemum bifolium</i>	c			+
<i>Polygonatum verticillatum</i>	c			+
<i>Rhytidiadelphus squarrosus</i>	d			2
<i>Melampyrum pratense</i>	c			+
<i>Rumex acetosa</i>	c			+
<i>Galium saxatile</i>	c			+
<i>Senecio nemorensis</i>	c			+
<i>Streptopus amplexifolius</i>	c			+
<i>Cladonia bellidiflora</i>	d			+

1 – *Carici rigidae-Nardetum*
2 – *Pinetum mugo sudeticum*
3 – *Calamagrostis villosae-Piceetum*

(*Dicranum scoparium*) i gajnika lśniącego (*Hylocomium splendens*). Z gatunków towarzyszących na wszystkich trzech powierzchniach występują: trzcinnik leśny (*Calamagrostis arundinacea*), nercznica krótkoostna (*Dryopteris carthusiana*), kosmatka owłosiona (*Luzula pilosa*), orlica pospolita (*Pteridium aquilinum*), *Plagiomnium affine* i płonnik strojny (*Polytrichum formosum*). Na zwarcie gatunków runa ma silny wpływ obecność warstwy krzewów i najniższej warstwy drzew.



Fotografia 6.4. *Peucedano-Pinetum* – Puszcza Białowieska, powierzchnia 1



Fotografia 6.5. *Peucedano-Pinetum* – Puszcza Białowieska, powierzchnia 2



Fotografia 6.6. *Peucedano-Pinetum* – Puszcza Białowieska, powierzchnia 3

Młode świerki, rosnące grupami, hamują dostęp światła do dna lasu i w takich miejscach zwarcie runa jest dużo mniejsze, wynosi zaledwie 10–20%.

Wszystkie trzy powierzchnie położone są w układzie katenalnym i reprezentują kolejno: najsuchszą, najcieplejszą i najbardziej bogatą w gatunki roślin postać boru u góry kateny (powierzchnia nr 1), przechodzi ona w dół kateny w postać uboższe pod względem liczby gatunków i coraz wilgotniejsze (powierzchnia nr 2 i 3). Powierzchnię nr 3 na końcu kateny charakteryzuje niewielki udział trzęślicy modrej (*Molinia caerulea*) – gatunku wskazującego na wzrastającą wilgotność podłoża. Fot. 6.4, 6.5, 6.6.

Tabela 6.2. Zbiorowiska roślinne badanych powierzchni w Puszczy Białowieskiej

Powierzchnia badawcza		1 (4)	2 (5)	3 (6)
Zwarcie drzew - a1 (%)		40	30	40
Zwarcie drzew - a2 (%)		20	20	30
Zwarcie drzew - a3 (%)		20	50	40
Zwarcie krzewów - b (%)		10	30	10
Zwarcie ziół - c (%)		60	40	50
Zwarcie mszaków - d (%)		95	100	90
liczba gatunków		35	26	21
Drzewa:				
<i>Picea abies</i>	a1	2	1	2
<i>Picea abies</i>	a2	2		2
<i>Picea abies</i>	a3	2	3	3
<i>Picea abies</i>	b	2	3	1
<i>Picea abies</i>	c	+	+	+
<i>Pinus sylvestris</i>	a1	2	2	1
<i>Pinus sylvestris</i>	a2		1	
<i>Betula pendula</i>	a1	1	2	2
<i>Betula pendula</i>	a2	1	1	1
<i>Quercus robur</i>	a3	1		
<i>Quercus robur</i>	b	+		
<i>Quercus robur</i>	c	+	+	+
<i>Sorbus aucuparia</i>	c	+	+	
<i>Carpinus betulus</i>	c	+		
Gatunki wyróżniające Peucedano-Pinetum:				
<i>Convallaria majalis</i>	c	+	+	+
<i>Solidago virgaurea</i>	c	+	+	
<i>Peucedanum oreoselinum</i>	c	+		
<i>Polygonatum odoratum</i>	c	+		
<i>Scorzonera humilis</i>	c		+	

Gatunki charakterystyczne Vaccinio-Piceetea:				
<i>Dicranum scoparium</i>	d	1	1	3
<i>Hylocomium splendens</i>	d	2	2	+
<i>Melampyrum pratense</i>	c	1	+	+
<i>Pleurozium schreberi</i>	d	5	4	3
<i>Trientalis europaea</i>	c	1	+	+
<i>Vaccinium myrtillus</i>	c	3	2	2
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	c	+		+
<i>Goodyera repens</i>	c	+		
<i>Dicranum polysetum</i>	d	+		
Inne:				
<i>Calamagrostis arundinacea</i>	c	2	1	+
<i>Dryopteris carthusiana</i>	c	+	+	+
<i>Luzula pilosa</i>	c	+	+	+
<i>Plagiomnium affine</i>	d	+	2	+
<i>Polytrichum formosum</i>	d	1	1	1
<i>Pteridium aquilinum</i>	c	+	+	1
<i>Majanthemum bifolium</i>	c	+	+	
<i>Moehringia trinervia</i>	c	+	+	
<i>Rubus saxatilis</i>	c	+	+	
<i>Pohlia nutans</i>	d		+	+
<i>Corylus avellana</i>	c	+		
<i>Cytisus ruthenicus</i>	c	+		
<i>Dactylis glomerata</i>	c	r		
<i>Festuca ovina</i>	c	+		
<i>Fragaria vesca</i>	c	+		
<i>Oxalis acetosella</i>	c	1		
<i>Rubus idaeus</i>	c	+		
<i>Brachythecium oedipodium</i>	d		+	
<i>Gymnocarpium dryopteris</i>	c		+	
<i>Molinia caerulea</i>	c			1

6.2.3. Rezerwat Kevo

Obiekt badań położony jest w górach północnej części strefy borealnej. Kategoria obejmuje niskie laski brzożowe z udziałem krzewinek, traw, mszaków i porostów, przechodzące wraz ze zmniejszaniem się wysokości nad poziomem morza w bory sosnowe (tab. 6.3). Ciągła zmienność roślinności w gradiencie wysokościowym jest odzwierciedleniem warunków klimatycznych, panujących przy górnej i równocześnie polarnej granicy lasu (Heikkinen 2005; Holtmeier 1979, 2009). Zdjęcie fitosocjologiczne nr 1 położone na wysokości 210 m n.p.m. reprezentuje *Empetro-Betuletum pubescentis*, zbiorowisko piętra subalpejskiego gór północnej Skandynawii, budowane przez karłowate, słabo zwarte (25–30%) zarośla brzożowe z *Betula pubescens subsp. czerepanovii* z obfitym udziałem krzewinek (do 90%), wśród

których dominuje bażyna obupłciowa (*Empetrum hermaphroditum*), a duży udział mają borówki *Vaccinium myrtillus*, *V. uliginosum* i bagno zwyczajne (*Ledum palustre*). Warstwa mszaków ma zwarcie 100%. Gatunki mszaków o dużym udziale, to rokitnik pospolity (*Pleurozium schreberi*), widłoząb miotlasty (*Dicranum scoparium*) i gajnik lśniący (*Hylocomium splendens*). Liczne są także porosty, wśród nich przede wszystkim pawężnica brodawkowata (*Peltigera aphthosa*), szydlina różowa (*Thamnochloa vermicularis*) i chrobotek strojny (*Cladonia bellidiflora*). Specyfikę zbiorowiska nadają duże płaty krzewinek oraz mszaki i porosty, wśród nich porastają kępy brzoż. Cała powierzchnia fitocenozy pokryta jest zwartym kożuchem roślinności.

Powierzchnie reprezentowane przez zdjęcia nr 2 i 3 porośnięte są przez północnoborealne bory sosnowe świeże *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae*. Drzewostan buduje sosna (*Pinus sylvestris*) o słabym zwarciu 30–40% i wysokości 10–12 m. Domieszkę do kilku procent pokrycia stanowi krzewiasta postać brzoży *Betula pubescens subsp. czerepanovii*. Warstwa runa obficie pokrywa powierzchnię gruntu. Jego skład gatunkowy budują liczne gatunki krzewinek, wśród nich dominuje bażyna obupłciowa (*Empetrum hermaphroditum*). Oprócz



Fotografia 6.7. *Empetro-Betuletum pubescentis* – Kevo, powierzchnia 1



Fotografia 6.8. *Barbilophophozio (lycopodioides)- Pinetum lapponicae* – Kevo, powierzchnia 2



Fotografia 6.9. *Barbilophophozio (lycopodioides)- Pinetum lapponicae* – Kevo, powierzchnia 3

niej rosną także bagno zwyczajne (*Ledum palustre*), borówka bagienna (*Vaccinium uliginosum*), borówka czarna (*Vaccinium myrtillus*), mącznica lekarska (*Arctostaphylos uva-ursi*), mącznica alpejska (*Arctostaphylos alpinus*), brzoza karłowata (*Betula nana*), zimozioł północny (*Linnaea borealis*). Duży jest udział mszaków i porostów, nawet do 100%. Dominuje rokitnik pospolity (*Pleurozium schreberi*), stały udział mają widłoząb miotłasty (*Dicranum scoparium*), gajnik lśniący (*Hylocomium splendens*), chróścik pasterski (*Stereocaulon paschale*), pawężnica brodawkowata (*Peltigera aptosa*) oraz chrobotek reniferowy (*Cladonia rangiferina*), chrobotek leśny (*C. arbuscula*) i *Cladonia crispa*.

Zdjęcie 2, pochodzące z wysokości 95 m n.p.m., odróżnia od położonego niżej (80 m n.p.m.) zdjęcia 3 większy udział *Betula pubescens* subsp. *czerepanovii* w warstwie krzewów, większy udział *Ledum palustre*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium myrtillus* i *Cladonia rangiferina*, natomiast mniejszy udział *Vaccinium vitis-idaea*. Może to świadczyć o większej wilgotności siedliska w miejscu wykonania zdjęcia nr 2 w porównaniu z nr 3. Warstwa runa na powierzchni 2 zbudowana jest z płatów, obok płatów krzewinek występują także płaty porostowo-mszyste. Fot. 6.7, 6.8, 6.9.

Tabela 6.3. Zbiorowiska roślinne badanych powierzchni w Kevo

		1 (7)	2 (8)	3 (9)
Wysokość n.p.m. (m)		210	100	80
Ekspozycja		ESE	SE	N
Nachylenie (°)		1	+	+
Zwarcie drzew - a1 (%)			20	20
Zwarcie drzew - a2 (%)			10	
Zwarcie krzewów - b (%)		30	30	10
Zwarcie ziół - c (%)		90	80	30-90
Zwarcie mszaków - d (%)		100	100	100
Liczba gatunków		27	25	24
Drzewa, krzewy:				
<i>Betula pubescens subsp. czerepanovii</i>	B	3	3	2
<i>Betula pubescens subsp. czerepanovii</i>	C		+	+
<i>Pinus sylvestris</i>	a1		2	2
<i>Pinus sylvestris</i>	a2		1	
<i>Pinus sylvestris</i>	B	+		
<i>Pinus sylvestris</i>	C			+
Gatunki charakterystyczne związku <i>Phyllodoce-Vaccinior</i> :				
<i>Empetrum hermaphroditum</i>	C	4	3	2
<i>Ledum palustre</i>	C	1	2	+
<i>Vaccinium uliginosum</i>	c	2	2	+
Gatunki charakterystyczne klasy <i>Vaccinio-Piceetea</i> :				
<i>Dicranum scoparium</i>	d	2	+	1
<i>Hylocomium splendens</i>	d	2	1	+
<i>Peltigera aptosa</i>	d	1	1	1
<i>Pleurozium schreberi</i>	d	3	5	5
<i>Vaccinium myrtillus</i>	c	2	2	+
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	c	1	2	3
<i>Linnaea borealis</i>	c	+	+	+
<i>Cladonia rangiferina</i>	d	+	2	+
<i>Cladonia arbuscula</i>	d		1	1
<i>Dicranum polysetum</i>	d			+

Inne:				
<i>Cladonia crispata</i>	d	+	+	+
<i>Stereocaulon paschale</i>	d	+	+	1
<i>Arctostaphylos alpinus</i>	c	1	+	
<i>Cladonia bellidiflora</i>	d	1	+	
<i>Deschampsia flexuosa</i>	c	+	+	
<i>Barbilophozia hatcheri</i>	d	+		+
<i>Calamagrostis lapponica</i>	c	+		+
<i>Lycopodium complanatum</i>	c	+		+
<i>Polytrichum juniperinum</i>	d	+		1
<i>Betula nana</i>	c	1		
<i>Calamagrostis mertensi</i>	c	+		
<i>Cladonia stellaris</i>	d	1		
<i>Solidago alpina</i>	c	+		
<i>Thamnochloa vermicularis</i>	d	1		
<i>Carex pilulifera/brunnescens</i>	c		+	
<i>Cladonia pleurota</i>	d		1	
<i>Gymnocola inflata</i>	d		+	
<i>Polytrichum strictum</i>	d		+	
<i>Sphagnum capillifolium</i>	d		+	
<i>Sphagnum rubellum</i>	d		+	
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>	c			+
<i>Cladonia sulfurina</i>	d			1
<i>Lycopodium clavatum</i>	c			+
<i>Ptilidium cillare</i>	d			1

1. *Empetro-Betuletum pubescentis* Nordhagen 1943 (2.2.1.1. – *Betula pubescens subsp. czerepanovii*-*Empetrum hermaphroditum*-*Cladonia* spp.-type)

2. *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* Br.-Bl. et al. 1939, emend. Kiellan-Lund 1967 (2.1.1.2. – *Pinus sylvestris*-*Calluna vulgaris*-*Empetrum* spp.-type)

3. *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* Br.-Bl. et al. 1939, emend. Kiellan-Lund 1967 (2.1.1.2. – *Pinus sylvestris*-*Calluna vulgaris*-*Empetrum* spp.-type)

6.2.4. Pobrzeże Bałtyku

Powierzchnie na Półwyspie Helskim i na mierzei Schaabe reprezentują nadmorski bór bażynowy *Empetro nigri-Pinetum*. Jest to zbiorowisko porastające utrwalone wydmy nadmorskie na południowym pobrzeżu Bałtyku. Drzewostan sosnowy jest zwykle niewysoki i o charakterystycznym, sztandarowym pokroju drzew. W dobrze wykształconych fitocenozach masowo występuje bażyna czarna (*Empetrum nigrum*) oraz spotykane są gatunki o kontynentalno-borealnym typie zasięgu, np. tająża jednostronna (*Goodyera repens*). Zespół *Empetro nigri-Pinetum* obejmuje wszystkie postacie nadmorskich borów sosnowych na glebach mineralnych od siedlisk suchych do wilgotnych. W naszych badaniach na Półwyspie Helskim i na Rugii uwzględniono powierzchnie wyznaczone w typie siedliskowym boru świeżego, podzespole typowym (*Empetro nigri-Pinetum typicum*).

Jurata

Drzewostan sosnowy na Półwyspie Helskim jest stary, około 100-letni, o zwarciu 70–80%, z dużymi lukami i podrostem innych drzew i krzewów. Na powierzchni badawczej nr 1 (tab. 6.4), położonej w górnej części kateny, warstwa krzewów i najniższe piętro drzew są najsilniej rozwinięte (do 40% zwarcia). Powierzchnię tę cechuje duże bogactwo gatunkowe (36 gatunków), obfite zakrzewienie: jarzębina (*Sorbus aucuparia*), wiciokrzew suchodrzew (*Lonicera xylosteum*), czereśnia (*Cerasus avium*), dąb szypułkowy i bezszypułkowy (*Quercus robur*, *Q. petraea*), brzoza brodawkowata (*Betula pendula*), klon pospolity (*Acer platanoides*). Obficie występują gatunki charakterystyczne dla borów (borówka czarna *Vaccinium myrtillus*, borówka brusznica *V. vitis-idaea*, pszeniec zwyczajny *Melampyrum pratense*, siódmaczek leśny *Trientalis europaea*, rokitnik pospolity *Pleurozium schreberi*, widłoząb miotlasty *Dicranum scoparium*). Oprócz nich spotyka się duże płaty orlicy pospolitej (*Pteridium aquilinum*) i konwalijki leśnej (*Majanthemum bifolium*). W runie występują także gatunki wskazujące na silną antropopresję: śmiełek pogięty (*Deschampsia flexuosa*), wierzbowka kiprzyca (*Chamenerion angustifolium*) i malina właściwa (*Rubus idaeus*). Obecność jarzębiny, wiciokrzewu i czereśni w najniższej warstwie drzew i krzewów również świadczy o eutrofizacji tego miejsca, gdzie według informacji od leśniczego dawniej wyrzucane były grabione liście i resztki ziemi z ogrodów. Fot. 6.10.

Pozostałe dwie powierzchnie kateny także wykazują wpływ antropopresji. W runie powierzchni nr 2 dominuje śmiełek pogięty (*Deschampsia flexuosa*) i rokitnik pospolity (*Pleurozium schreberi*), występują jeżyny (*Rubus fruticosus* s.l.), znikomy zaś jest udział typowych dla tego zbiorowiska krzewinek: borówek i bażyny. Mszysto-trawiasto-krzewinkowe runo powierzchni nr 3 ma wysokie zwarcie mchu *Pleurozium schreberi*, duży udział *Chamenerion angustifolium*, *Deschampsia flexuosa* i *Vaccinium vitis-idaea*, brak zaś borowego gatunku – borówki czernicy (*Vaccinium myrtillus*). Fot. 6.11, 6.12.



Fotografia 6.10. *Empetro nigri-Pinetum* – Jurata, powierzchnia 1



Fotografia 6.11. *Empetro nigri-Pinetum* – Jurata, powierzchnia 2



Fotografia 6.12. *Empetro nigri-Pinetum* – Jurata, powierzchnia 3

Tabela 6.4. Zbiorowiska roślinne (*Empetro nigri-Pinetum*) badanych powierzchni w Juracie

		1 (10)	2 (11)	3 (12)
Ekspozycja			SW	S
Nachylenie (°)			1	
Zwarcie drzew - a1 (%)		60	80	70
Zwarcie drzew - a2 (%)				10
Zwarcie drzew - a3 (%)		10		
Zwarcie krzewów - b (%)		30	20	20
Zwarcie ziół - c (%)		80	50	70
Zwarcie mszaków - d (%)		20	100	100
Liczba gatunków		36	28	22
Drzewa:				
<i>Pinus sylvestris</i>	a1	4	5	4
<i>Pinus sylvestris</i>	a2			1
<i>Pinus sylvestris</i>	b			2
<i>Pinus sylvestris</i>	c			+
<i>Sorbus aucuparia</i>	a3	1		
<i>Sorbus aucuparia</i>	b	2	2	2
<i>Sorbus aucuparia</i>	c	+	1	+
<i>Lonicera xylosteum</i>	a3	1		
<i>Lonicera xylosteum</i>	b	1		+
<i>Lonicera xylosteum</i>	c	+		
<i>Prunus avium</i>	a3	1		
<i>Prunus avium</i>	b	+		
<i>Quercus robur</i>	b	1	+	
<i>Quercus petraea</i>	b	1		+
<i>Quercus petraea</i>	c		1	+
<i>Betula pendula</i>	b	+		
<i>Betula pendula</i>	c		+	
<i>Acer platanoides</i>	b	+		
<i>Acer platanoides</i>	c		+	
<i>Acer pseudoplatanus</i>	c	+	+	
<i>Abies alba</i>	c	+		
<i>Quercus rubra</i>	c		+	
Gat. charakterystyczne i wyróżniające <i>Empetro nigri-Pinetum</i>:				
<i>Empetrum nigrum</i>	c	+	+	1
<i>Pseudoscleropodium purum</i>	d	+	+	+
<i>Polypodium vulgare</i>	c		+	
<i>Goodyera repens</i>	c			+

Gatunki charakterystyczne <i>Vaccinio-Piceetea</i> :				
<i>Melampyrum pratense</i>	c	1	2	2
<i>Pleurozium schreberi</i>	d	3	5	5
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	c	+	+	2
<i>Dicranum scoparium</i>	d	1	+	
<i>Trientalis europaea</i>	c	1		
<i>Vaccinium myrtillus</i>	c	2		
<i>Pirola minor</i>	c		+	
Inne:				
<i>Anthoxanthum odoratum</i>	c	+	+	+
<i>Deschampsia flexuosa</i>	c	2	3	2
<i>Hieracium umbellatum</i>	c	+	1	+
<i>Majanthemum bifolium</i>	c	4	1	+
<i>Pteridium aquilinum</i>	c	3	+	3
<i>Luzula multiflora</i>	c	+	+	
<i>Rubus fruticosus s.l.</i>	c	+	1	
<i>Chamaenerion angustifolium</i>	c	1		2
<i>Holcus mollis</i>	c	+		+
<i>Poa pratensis</i>	c	+		+
<i>Brachythecium oedipodium</i>	d	+		
<i>Galium mollugo</i>	c	+		
<i>Hedera helix</i>	c	+		
<i>Hieracium laevigatum</i>	c	+		
<i>Ribes sp.</i>	c	+		
<i>Rosa sp.</i>	b	+		
<i>Symphoricarpos albus</i>	c	+		
<i>Rubus idaeus</i>	c	1		
<i>Carex arenaria</i>	c		+	
<i>Dactylis glomerata</i>	c		+	
<i>Leontodon autumnalis</i>	c		+	
<i>Leucobryum glaucum</i>	d		1	
<i>Poa nemoralis</i>	c		+	
<i>Rhytidadelphus triquetrus</i>	d			+
<i>Calluna vulgaris</i>	c			1
<i>Luzula pilosa</i>	c			+

Mierzeja Schaabe

Powierzchnie na mierzei Schaabe cechuje stosunkowo młody – w porównaniu z powierzchniami na Półwyspie Helskim – drzewostan (około 50–60 lat) tylko z pojedynczymi starszymi drzewami oraz ubóstwo gatunkowe, dotyczące nie tylko liczby gatunków, ale i obecności gatunków charakterystycznych klasy *Vaccinio-Piceetea* i gatunków wyróżniających zespół *Empetro nigri-Pinetum* (tab. 6.5). Dla fitocenozy Rugii charakterystyczne jest występowanie wiciokrzewu pomorskiego (*Lonicera periclymenum*) – gatunku atlantyckiego, rzadkiego już w Polsce, bo osiągającego u nas wschodnią granicę zasięgu.

Najbardziej odkształcona jest fitocenoza na powierzchni nr 3, położonej w górnej części kateny. Las jest jednowiekowy (około 60 lat), runo bardzo zniszczone, buchtowane przez dziki. Spotykane są znaczne powierzchnie zupełnie pozbawione runa i pokryte samymi szpilkami sosnowymi. Zbiorowisko leśne na powierzchni nr 2 cechuje młody drzewostan (50–60 lat) i wyrównana struktura runa krzewinkowo-trawiasto-mszystego. Powierzchnię nr 1, położoną najniżej w katenie oraz najbliższej morza, porasta młody drzewostan sosnowy (50 lat), ale spotykane są także pojedyncze stare sosny. Struktura runa typowa dla borów nadmorskich, z dużym udziałem mszaków. Fot. 6.13, 6.14, 6.15.



Fotografia 6.13. *Empetro nigri-Pinetum*
– mierzeja Schaabe,
powierzchnia 1



Fotografia 6.14. *Empetro nigri-Pinetum*
– mierzeja Schaabe,
powierzchnia 2

Tabela 6.5. Zbiorowiska roślinne (*Empetro nigri-Pinetum*) badanych powierzchni na mierzei Schaabe

		1 (13)	2 (14)	3 (15)
Zwarcie drzew – a1 (%)		70	70	60
Zwarcie drzew – a2 (%)				10
Zwarcie krzewów – b (%)		+	+	+
Zwarcie ziół – c (%)		50	40	50
Zwarcie mszaków – d (%)		50	100	100
Liczba gatunków		17	14	18
Drzewa:				
<i>Pinus sylvestris</i>	a	4	4	4
<i>Pinus sylvestris</i>	b			+
<i>Betula pendula</i>	a1	+		
<i>Betula pendula</i>	a2			1
<i>Betula pendula</i>	b	+	+	1
<i>Betula pendula</i>	c		+	
<i>Sorbus aucuparia</i>	b	+		

Fotografia 6.15. *Empetro nigri-Pinetum* – mierzeja Schaabe, powierzchnia 3

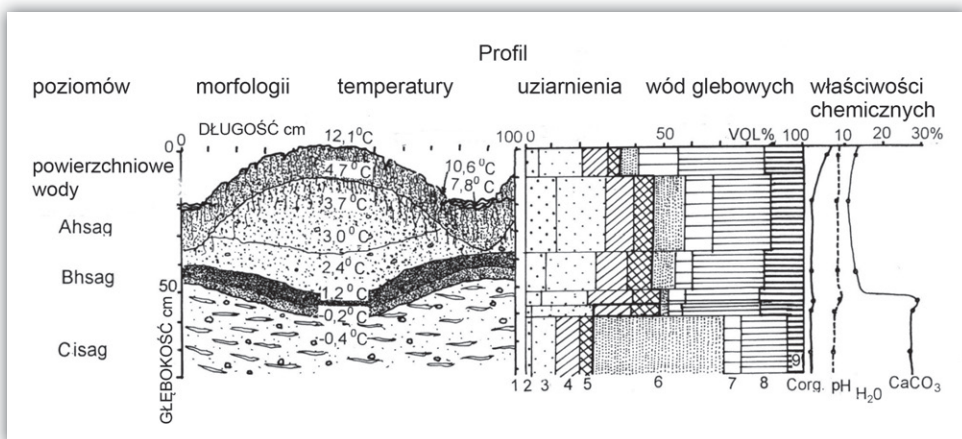
<i>Sorbus aucuparia</i>	c	1	1	+
<i>Quercus petraea</i>	a1			1
<i>Quercus petraea</i>	c	+	1	1
Gatunki wyróżniające <i>Empetro nigri-Pinetum</i> :				
<i>Empetrum nigrum</i>	c		1	2
<i>Pseudoscleropodium purum</i>	d		1	+
<i>Polypodium vulgare</i>	c			+
Gatunki charakterystyczne <i>Vaccinio-Piceetea</i> :				
<i>Dicranum scoparium</i>	d	1	2	2
<i>Entodon schreberi</i>	d	3	4	4
<i>Vaccinium myrtillus</i>	c	1-4	2	2
Inne:				
<i>Deschampsia flexuosa</i>	c	2	2	3
<i>Lonicera periclymenum</i>	c	1	1	+
<i>Hypnum jutlandicum</i>	d	+	+	
<i>Rubus sp.</i>	c	+		+
<i>Calluna vulgaris</i>	c		1	+
<i>Chamaenerion angustifolium</i>	c	+		
<i>Dryopteris carthusiana</i>	c	1		
<i>Leucobryum glaucum</i>	d	1		
<i>Moehringia trinervia</i>	c	+		
<i>Mycelis muralis</i>	c	+		
<i>Rumex acetosella</i>	c	+		
<i>Hylocomium splendens</i>	d		+	
<i>Carex arenaria</i>	c			+
<i>Cladonia arbuscula</i>	d			+
<i>Pyrola secunda</i>	c			+
<i>Rhytidiadelphus triquetrus</i>	d			+

7. Biogeomorfogeniczne uwarunkowania budowy profilu morfologicznego gleb

7.1. Profil stanu badanych gleb

Każda z badanych gleb w terenie jest charakteryzowana według jej aktualnych morfologicznych właściwości i cech diagnostycznych. W tej fazie badań opisano widoczne w makroskali przekroju glebowego właściwości i cechy określające stan rozwojowy określonej gleby z reguły poziomu genetycznego. Suma stanów tych poziomów jest określana jako profil stanu gleby (Jenny 1941b; Kopp 1969; Kopp, Jäger 1972; Fridland 1972; Rozanov 1975; Kowalkowski 1973, 1993).

Na profil stanu zazwyczaj składają się profile zabarwienia, uziarnienia, chemicznych, fizycznych i biologicznych cech poziomów genetycznych, powstałych z substratów, które w naszych warunkach klimatycznych często podlegały przekształceniom peryglacjalnym i ekstraperyglacjalnym (Kowalkowski 1973, 1998a,c).



Rycina 7.1. Profil stanu gleby zmarzlinowej, opadowoglejowej, słonej darniowostepowej z tiksotropią z kontaktowym krioiluwium (Bksag) nad stropem wieloletniej zmarzliny (Cisag) na Wyżynie Chałchaskiej, Mongolia (Kowalkowski, Borzyszkowski 1985); objaśnienia jak na rycinie 2.10

Przykładem zastosowania tej metody jest opis reliktovej bielicy właściwej plejstoceńskiej genety w odkrywce Sternebeck w Niemczech (ryc. 2.4) oraz współczesnego zmarzlinowego sołonzaka w stepach środkowej Mongolii (ryc. 7.1).

Profil poziomów genetycznych ukształtował się w wyniku działania równocześnie lub następujących po sobie trzech grup procesów w środowiskach peryglacjalnych:

- ▶ przekształceń substancji polegających na wietrzeniu substratów mineralnych, akumulacji i rozkładzie materii organicznej z powstawaniem drobnych cząstek pyłu, łu i koloidalnej próchnicy;
- ▶ przemieszczania pionowego i poziomego produktów przekształceń substratów oraz mechanicznego stokowego transportu filtracyjnego i fizjologicznego;
- ▶ mrozowej agregacji cząstek mineralnych, organicznych i organiczno-mineralnych.

Profile stref przekształceń w terenach nizinnych i zrównań górskich oraz glebopokryw stokowych na stokach grzbietów górskich powstawały w obecności ciągle zmieniających się zbiorowisk roślinnych i fauny glebowej równocześnie lub następujących po sobie w środowiskach proglacjalnych, peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych. Była to głównie przebudowa układów filtracyjnych substratów mineralnych pod wpływem zespołów różnych czynników dominujących z czynnikami towarzyszącymi, takimi jak mróz glebowy z wodą (czynnik klimatogeniczny), topografia powierzchni Ziemi (czynnik geomorfogeniczny), głębokość występowania, rodzaj i wiek skał macierzystych oraz niezmienione podłoże mineralne (czynnik litogeniczny) i aktywność człowieka (czynnik antropogeniczny) (Kowalkowski 2006, 2007; Altermann i inni 2008). Serie stref przekształceń i glebopokryw stokowych z diagnostycznymi poziomami glebowymi w centralnej i północnej Europie, uzależnione od działania dominującego czynnika glebotwórczego, przedstawiono w tabeli 3.3.

Na zespół cech morfologicznych znajdujących w profilu glebowym, jak to już dawno stwierdzili S. Zacharov (1927) i S. Kravkov (1936), składają się zabarwienie i miąższość poszczególnych poziomów genetycznych w ich sekwencjach w profilu glebowym, uziarnienie, próchnica glebowa i resztki organiczne, strukturalna budowa, układ, nowotwory i wtrącenia oraz budowa gleb lub ich ogólne oblicze (*habitus* gleb). W latach 60. do opisu morfologii profilu glebowego włączono cechy paleomorfogenezy peryglacjalnej (np. Hunger 1961; Schilling 1962; Kopp 1965; Kowalkowski 1961, 1966; Kowalkowski, Nowak 1968; Fiedler, Hunger 1970).

Profile rozpatrywanych gleb bielicy zostały ukształtowane już w schyłkowej fazie plejstocenu lub współcześnie w różnych okresach holocenu, pod wpływem zróżnicowanych czynników glebotwórczych, zmieniających się w czasie i przestrzeni. Współcześnie znajdują się one pod wpływem czynników związanych

z przemywną gospodarką wodną procesów eluwialnych, przebiegających pulsacyjnie w czasie i iluwialnoakumulacyjnych procesów bielcowania. Za F.K. Terlikowskim (1948) przyjęto, że zazwyczaj jeden z tych czynników w danym układzie wzajemnym ma działanie dominujące (tab. 3.3). Ich efektem, wyrażonym w morfologii profilu są bardzo zróżnicowane układy poziomów powstałych i egzystujących w różnych mono- i poligenetycznych strefowych środowiskach glebotwórczych. W związku z tym morfologiczne cechy procesów bielcowania w profilu każdej badanej gleby bielcowej mają właściwości indywidualne i uzależnione są od konkretnych warunków środowiska geograficznego ich powstania (Degórski 2002). Ich wspólną cechą są jednak nierozłączne diagnostyczne poziomy *albic* i *spodic* nałożone na poziomy *sideric* w profilach poligenetycznych gleb Równi pod Śnieżką (profile 2, 3), gleb z Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5) oraz gleb północnej Laponii (profile 7–9), jak i poziomy *albic* i *spodic* monogenetycznych gleb Półwyspu Helskiego (profile 10–12) i na mierzei Schaabe (profile 13–15) bez poziomu *sideric*.

Profilowe układy badanych cech i właściwości morfologiczne przedstawiono w opisach gleb powierzchni badawczych 1–15.

Profil: Równia pod Śnieżką 1 (1)

Lokalizacja: Sudety Zachodnie, Karkonosze, Równia pod Śnieżką, 50°44'29"N i 15°42'38"E, 1423 m n.p.m.

Skala macierzysta i gleby: kriogeniczna zwietrzelina *in situ* krystalicznego masywu granitowego na paleogeńskim zrównaniu, znacznie obniżonym przez procesy denudacji fizycznej i chemicznej, z glebami staroglacjalno-eoholocenijskimi.

Rzeźba: krajobraz wyrównany z siecią poligonalnych obniżień z płasko ułożonymi odłamkami skalnymi oraz pagórkami segregacji mrozowej (bugrami), nachylenie do 2° w kierunku południowo-zachodnim i północno-zachodnim, liczne drobne niewielkie obniżenia z płytkimi brunatnymi wodami oraz zabagnieniami.

Aktualne użytkowanie: zadarniona murawa z kępami kosodrzewiny, Karkonoski Park Narodowy.

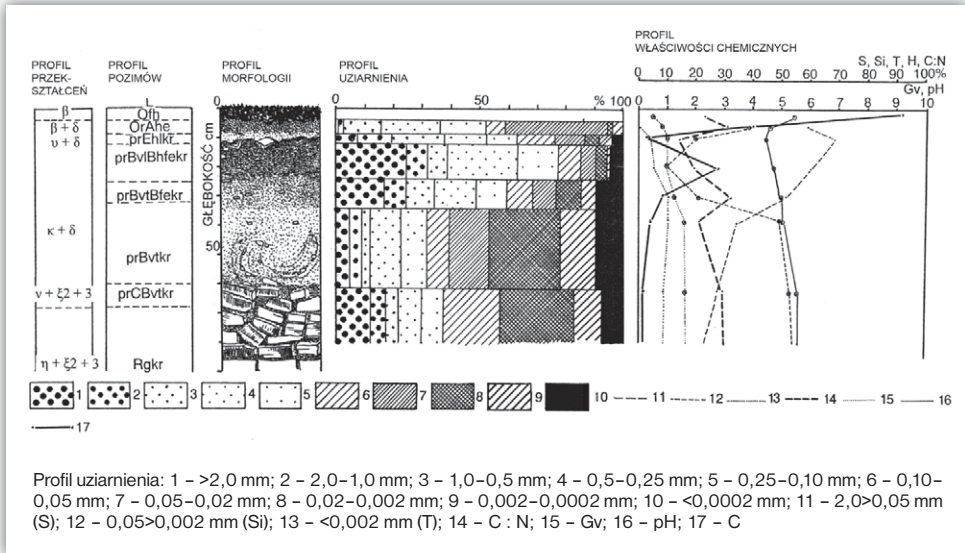
Klasyfikacja: gleba reliktoowa rdzawa bielcowa poligonalna, tundrowej genezy, peryglacjalna późnoglacjalno-eoholocenijska, fizjologiczna głębokość średnia, próchnica mor wilgotny zadarniony, poziomy diagnostyczne *albic*, *spodic* i *sideric* z cechami poziomów diagnostycznych *gleyic*, *gelic*, *densipan* i *folic* (tab. 7.1).

Tabela 7.1. Opis profilu glebowego nr 1

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,2	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/2), ściółka trawiasta luźna
Ofh	0,4	brunatna (10yR 4/4) butwina luźna, przerośnięta trawami, odczyn silnie kwaśny
Orane	0,9	bardzo ciemnobrunatna (7,5YR 2/3), glina piaszczysta zwykła, białe ziarna piasku, organiczna, murszowa, mazista, bardzo silnie kwaśna, zakres buforowości wymienny kationowy, bardzo silne ukorzenie (zadarnienie), wilgotna, przejście ostre faliste
prEhIkkr	1,2	szarawobrunatna (7,4YR 6/2) glina piaszczysta różnoziarnista szkieletowata, ziarna piasku wybielone, średniopróchniczna, bezstrukturalna, luźna, bardzo silnie kwaśna, zakres buforowości wymienny kationowy, słabo ukorzeniona, słabo wilgotna, przejście ostre faliste
prBvIBhfekr	2,6	brunatnawoczarzna (7,5YR 2/2) glina średnio piaszczysta szkieletowata z pojedynczymi małymi ostrokrawędzistymi kamieniami w stropie, skrajnie silnie próchniczna, gruzełkowata, silnie kwaśna, zakres buforowości wymienny kationowy, skrajnie silnie ukorzeniona (zadarnienie), świeża, przejście wyraźne faliste
prBvtBfekr	3,2	ciemnoczerwonawobrunatna (5YR 4/4) glina średnio piaszczysta gruzowata, silnie próchniczna zbita, odczyn silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, średnio ukorzeniona, świeża, przejście dyfuzyjne faliste
prBvtgkr	6,0	żółtawobrunatny (10YR 5/8) pył piaszczysty różnoziarnisty, słabo szkieletowaty, silnie kwaśny, zakres buforowości krzemianowy/ wymienny kationowy, słabo ukorzeniony, średniopróchniczny, zbity, struktury krioturbacyjne liniowe, przejście dyfuzyjne klinowato-szczelinowe
prCBvtkr	6,8	żółtawobrunatny (10YR 5/8) pył piaszczysty słabo szkieletowaty, słabopróchniczny, zbity, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, przejście dyfuzyjne, szczelinowe
Rgkr	poniżej 6,8	utwór gliniasto-szkieletowy, płyty ostrokrawędzistego gruzu, kamieni małych i średnich, w szczelinach wypełnienie pyłem piaszczystym bardzo silnie zbitym



Fotografia 7.1. Reliktowa plejstoceńska gleba rdzawa bielkowa na Równi pod Śnieżką



Rycina 7.2. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktywnej plejstoceńskiej peryglacjalnej glebie rdzawej biellicowej na Równi pod Śnieżką wytworzonej *in situ* z kriogenicznej zwietrzliny skały granitowej

Profil: Równia pod Śnieżką 2 (2)

Lokalizacja: Sudety Zachodnie, Karkonosze, Równia pod Śnieżką, 50°44'52"N i 15°42'32"E, 1369 m n.p.m.

Skała macierzysta i gleby: kriogeniczna zwietrzlina granitowa silnie zbita o teksturze płytkowej, soliflukcyjna, z domieszką w górnej części deluwiiw próchnicznych, z glebami staroglacjalno-eoholoceniowymi.

Rzeźba: przyrównaniowa wyższa wąska terasa krioplanacyjna zrównana, nieliczne duże głazy, o nachyleniu do 4° i ekspozycji północno-zachodniej, w dolnej części osadów stokowych soliflukcyjne i mrozowe tekstury.

Aktualne użytkowanie: zwarte zarośla kosodrzewiny, Karkonoski Park Narodowy.

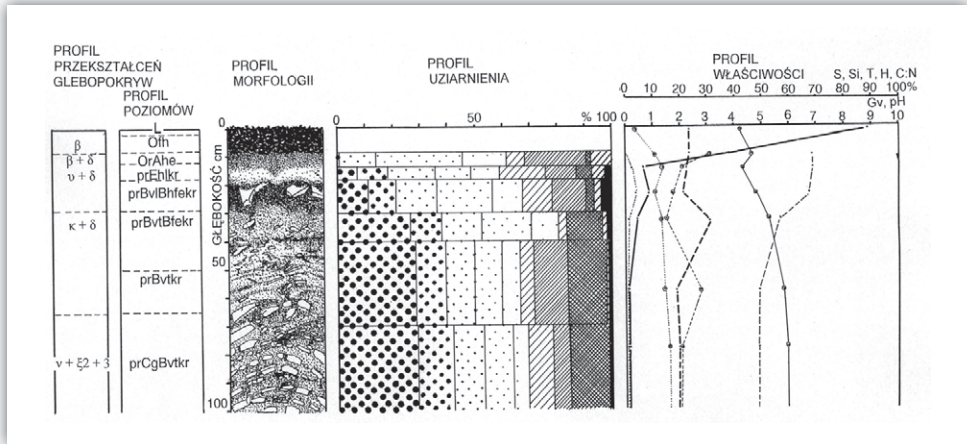
Klasyfikacja: gleba reliktywna rdzawa biellicowa górską, stokową, tundrowej genezy, peryglacjalną, późnoglacjalno-eoholoceniową, fizjologiczną głębokość średnią, poziomy diagnostyczne *sideric*, *albic*, *spodic* z cechami poziomów diagnostycznych *gleyic*, *gelic*, *argic* i *densipan*, *folic*, próchnica mor świeży właściwy, gospodarka wodna zastoju-przemysłowa (tab. 7.2).

Tabela 7.2. Opis profilu glebowego nr 2

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,2	ciemnożółtawobrunatna (10YR 7/2), ściółka iglasto-trawiasta, luźna
Ofh	0,8	brunatna (10YR 4/4) butwina, luźna, silnie przerośnięta korzeniami, bardzo silnie kwaśna, świeża, przejście ostre faliste
OrAhe	1,2	brunatnoszara (10YR 4/1) glina piaszczysta średnioziarnista, żwirowata, skrajnie silnie próchniczna, agregatowa, bardzo silnie kwaśna, zakres buforowości wymienny kationowy/glinowy, ukorzenie bardzo silne, równomierne, świeża, przejście wyraźne faliste
prEhlkr	1,8	brunatnoszara (10YR 6/1) glina piaszczysta gruboziarnista, szkieletowata, wybielone ziarna piasku, silnie próchniczna, zbita, silnie kwaśna, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenie słabe nierównomierne, świeża, przejście wyraźne faliste
prBvlBhfekr	2,9	brunatna (7,5YR 4/4) glina piaszczysta średnioziarnista, szkieletowata, w stropie na styku z Ehl równoległe płyty silnie zwietrzałych bloków i gruzu, silnie próchniczna, zbita, silnie kwaśna, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenie słabe, pod blokami i gruzem silnie gniazdowe, świeża, przejście wyraźne językowate
prBvtBfekr	3,5	brunatna (10YR 5/6) glina piaszczysta średnioziarnista szkieletowata, słabo próchniczna, zbita, płytkowa kwaśna, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenie bardzo słabe gniazdowe, świeża, przejście dyfuzyjne
prBvtCkr	5,0	brunatna (10YR 6/4) glina piaszczysta grubo- i średnioziarnista mocno szkieletowata, żwirowata, zbita, płytkowa, słabo próchniczna kwaśna, zakres buforowości krzemianowy, ukorzenie bardzo słabe gniazdowe, świeża, przejście dyfuzyjne językowate
prBvtCgkr	poniżej 5,0	jasnobrunatnoszara (10YR 7/3) glina piaszczysta grubo- i średnioziarnista mocno szkieletowata, zbita, płytkowa, słabo próchniczna, zakres buforowości krzemianowy, odczyn kwaśny do słabo kwaśny, ukorzenie bardzo słabe, gniazdowe, świeża, liczne ostrokrawędziste bloki skalne i gruz



Fotografia 7.2. Reliktowa plejstocenijska gleba rdzawa bielkowa poniżej Równi pod Śnieżką porośnięta kosodrzewiną



Rycina 7.3. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktywnej plejstoceńskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielcowej wytworzonej z peryglacialnych soliflukcyjnych glebopokryw stokowych zwietrzliny skały granitowej; poniżej Równi pod Śnieżką 2 (2); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Równia pod Śnieżką 3 (3)

Lokalizacja: Sudety Zachodnie, Karkonosze, Równia pod Śnieżką, 50°45'12"N i 15°42'32"E, 1218 m n.p.m.

Skała macierzysta i gleby: kriogeniczna zwietrzelina granitowa z dużymi głazami oraz blokami skalnymi i gruzem, w dolnej części osadów stokowych z wyraźną soliflukcyjną teksturą, z glebami peryglacialno-eoholocenijskimi.

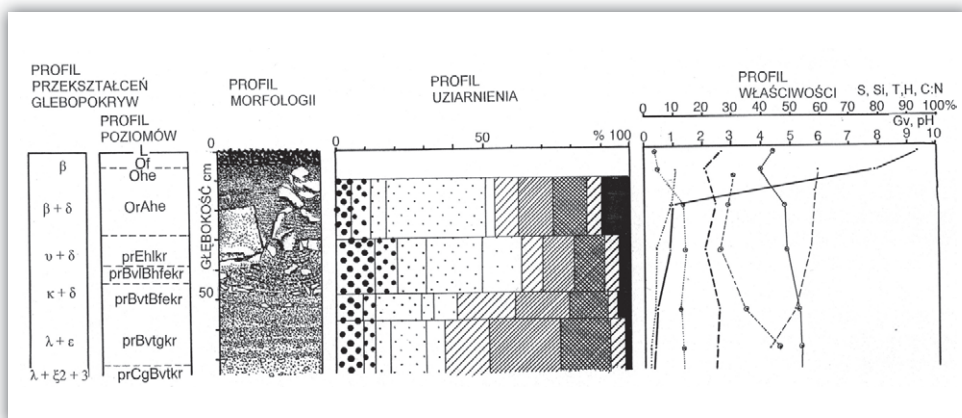
Rzeźba: niższa terasa krioplanacyjna o niewielkim nachyleniu (do 2°), ekspozycji północno-zachodniej, nierównej powierzchni z licznymi dużymi zaokrąglonymi głazami, częściowo w układzie zbliżonym do poligonów i smug kamienistych, przy powierzchni domieszka materiału denudacyjnego zawierającego próchnicę częściowo alochtoniczną.

Aktualne użytkowanie: bór świerkowy, naturalny, tworzący biogrupy, Karkonoski Park Narodowy.

Klasyfikacja: gleba reliktywna rdzawa bielcowa górską, stokowa tundrowej genezy, peryglacialna, późnoglacialno-eoholocenijska; fizjologiczna głębokość średnia, poziomy diagnostyczne *sideric*, *albic*, *spodic* z cechami poziomów diagnostycznych *gleyic*, *gelic*, *argic* i *densipan*, *folic*, próchnica mor świeży właściwy, gospodarka wodna zastoju-przemysłowa (tab. 7.3).

Tabela 7.3. Opis profilu glebowego nr 3

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,1	jasnożółtobrunatna ściółka iglasta luźna
Of	0,2	ciemnobrunatna (10YR 3/4) rozdrobniona butwina, bardzo silnie kwaśna, agregatowa silnie ukorzeniona, świeża, przejście ostre faliste
Ohe	0,5	brunatnoczarna (10YR 6/2), drobnoagregatowa próchnica, bardzo silnie kwaśna, silne ukorzeniona, świeża, białe ziarna piasku i drobnego żwiru, przejście ostre faliste
OrAhe	2,8	bardzo ciemnobrunatna (10YR 2/3) z plamami jasnoszarymi (10YR 7/2), glina piaszczysta średnioziarnista szkieletowata, skrajnie silnie próchniczna, zbita, silnie kwaśna, zakres buforowości wymiennej kationowej, ukorzenienie słabe nierównomierne, świeża, przejście wyraźne kieszeniowo-faliste
prEh1kr	3,8	brunatnoczarna (10YR 6/2) z dużymi poziomo rozciągniętymi plamami jasnoszarymi (10YR 7/2), glina piaszczysta, średnioziarnista, szkieletowata, silnie próchniczna, zbita, silnie kwaśna, zakres buforowości wymiennej kationowej, ukorzenienie słabe gniazdowe, świeża, przejście kieszeniowo-faliste
prBvlBhfekr	4,4	ciemnoczerwobrunatna (5YR 3/4) glina piaszczysta różnoziarnista szkieletowata z blokami i gruzem płytowatym, równoległe do stropu poziomu na styku z poziomem Eh, średniopróchniczna do silnie próchnicznej, zbita, silnie kwaśna, zakres buforowości wymiennej kationowej, ukorzenienie średnie, przy odłamkach skalnych silne gniazdowe, świeża, przejście dyfuzyjne
prBvtBfe	5,4	czerwobrunatna (5YR 5/4) glina piaszczysta różnoziarnista, szkieletowata, średnio próchniczna, zbita, płytkowata, silnie kwaśna, zakres buforowości wymiennej kationowej, ukorzenienie średnie gniazdowe, świeża, przejście wyraźne
prBvtgkr	7,2	szaropomarańczowy (5YR 6/3) z plamami jasnoszarymi (2,5Y 8/2), pył piaszczysty różnoziarnisty szkieletowaty z gruzem ostrokrawędzistym, średnio próchniczny, płytkowaty wypukły, silnie zbity, zakres buforowości wymiennej kationowej, korzeni brak, suchy, przejście dyfuzyjne faliste
rBvtCgkr	poniżej 7,2	jasnobrunatnoszary (7,5YR 6/2) z szaropomarańczowymi plamami (5YR 7/3), pył piaszczysty różnoziarnisty szkieletowaty-żwirowaty, średnio próchniczny, silnie zbity, płytkowaty, silnie kwaśny, zakres buforowości wymiennej kationowej, korzeni brak, świeżo-suchy



Rycina 7.4. Profilovery układ niektórych cech i właściwości w reliktovej plejstoceńskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielcowej wytworzonej z peryglacialnych soliflukcyjnych glebopokryw stokowych zwietrzliny skały granitowej na Równi pod Śnieżką 3 (3); objaśnienia jak na rycinie 7.2



Fotografia 7.3
Reliktowa plejstoceńska gleba rdzawa bielnicowa poniżej Równi pod Śnieżką porośnięta lasem

Profil Puszcza Białowieńska 1 (4)

Lokalizacja: Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Nizina Północnopodlaska, Równina Bielska, płaska, lekko falista, 52°38'29"N i 23°29'22"E, 165 m n.p.m.

Skała macierzysta i gleby: deluwialne, morenowe i glaciofluwialne piaski zlodowacenia Odry z poligenetycznymi glebami staroglacjalno-eoholocenijskimi i glebami młodszymi.

Rzeźba: równina peryglacialna, spłaszczony wierzchołek wału deluwialnego u podnóża moreny czołowej, słabo nachylony, ekspozycja południowa.

Aktualne użytkowanie: bór mieszany, starodrzew, nadleśnictwo Białowieża.

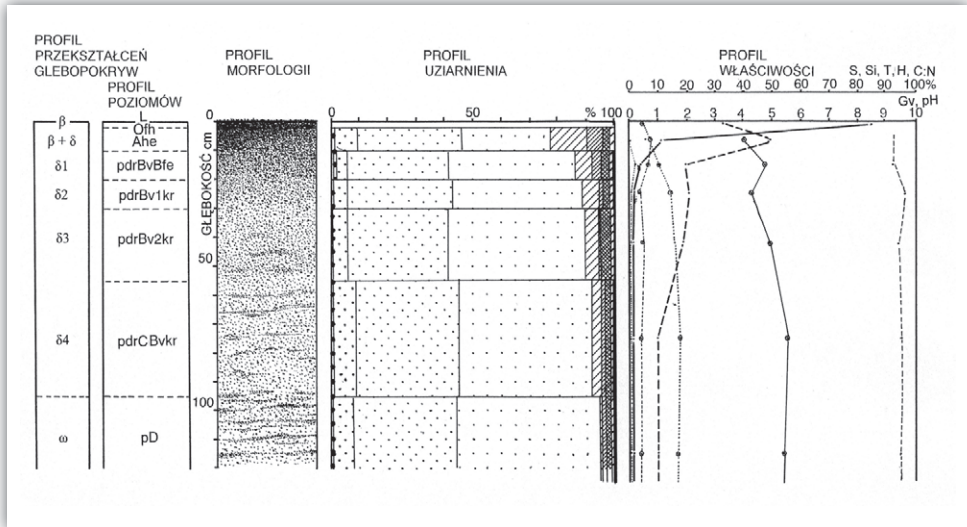
Klasyfikacja: gleba rdzawa słabo bielnicowa tundrowa i leśna, wytworzona z deluwialnych piasków morenowych na średnio głębokich piaskach glaciofluwialnych, fizjologicznie głęboka, próchnica mor-moder świeży, poziomy diagnostyczne *sideric* i *spodic* z cechami poziomów diagnostycznych *albic*, *folic* i *argic*, gospodarka wodna przemysłowa (tab. 7.4).

Tabela 7.4. Opis profilu glebowego nr 4

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,1	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/2) ściółka iglasto-liściasta, luźna, nierównomiernie pokrywa powierzchnię
Ofh	0,2	brunatnoczarna (5YR 2/2) butwina, rozdrobniona, świeża, bardzo silnie kwaśna, przejście ostre i nierówne
Ahe	1,0	szaro-żółtobrunatny (10YR 4/2) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, wybielone ziarna piasku, bardzo silnie próchniczny, agregaty drobne, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenie silne równomierne, świeży, przejście wyraźne nierówne
pderBvBfe	2,0	ciemnoczerwonobrunatny (5YR 3/6) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, średnio próchniczny, zagregowany, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, średnio ukorzeniony równomiernie, świeży, przejście wyraźne nierówne
pderBv1kr	3,0	żółtobrunatny (10YR 5/6) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, układ luźny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, na przejściu do zakresu glinowego, średnio ukorzeniony nierównomiernie, świeży, przejście dyfuzyjne nierówne
pderBv2kr	5,5	jasnożółtobrunatny (10YR 6/6) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, luźny, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenie bardzo słabe nierówne, świeży, przejście dyfuzyjne nierówne
pderCBvkr	9,5	jasnożółtobrunatny (10YR 7/3-4) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, luźny, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, ukorzenie bardzo słabe gniazdowe, świeży, przejście dyfuzyjne
pD	poniżej 9,5	jasnożółtopomarańczowy (10YR 7/2) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, ślady próchnicy, luźny, silnie kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, korzeni brak, świeży



Fotografia 7.4
Reliktowa plejstocenska gleba
rdzawa słabo bieliczowana



Rycina 7.5. Profilowe układy niektórych właściwości w reliktywnej plejstocenijskiej peryglacjalnej glebie rdzawej słabo bielcowej w wytworzonej z ablacyjnych piasków morenowych deluwialnych na głębokich piaskach glacyjfluwalnych w Puszczy Białowieskiej 1 (4); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Puszcza Białowieska 2 (5)

Lokalizacja: Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Nizina Północnopodlaska, Równina Bielska, płaska, 52°37'54"N i 23°30'45"E, 171 m n.p.m.

Skala macierzysta i gleby: deluwialne piaski morenowe i piaski glacyjfluwalne zlodowacenia Odry, gleby staroglacjalno-eoholocenijskie i młodsze.

Rzeźba: staroglacjalne zrównanie peryglacjalne, terasa proluwialna słabo nachylna (2–3°) od wału deluwialnego, ekspozycja południowa.

Aktualne użytkowanie: bór mieszany, starodrzew o luźnym, kępowym zwarciu, nadleśnictwo Białowieża.

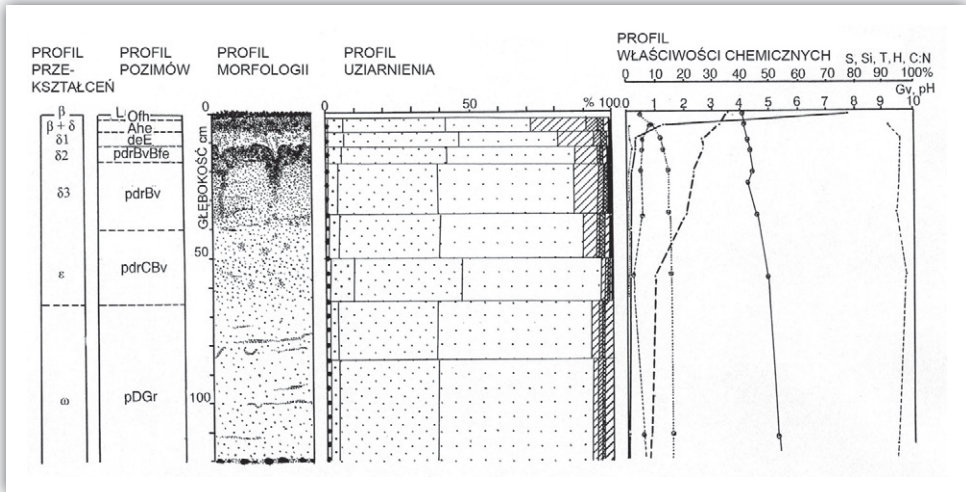
Klasyfikacja: gleba reliktywna rdzawa bielcowa głęboko gruntowoglejowa tundrowa i leśna, wytworzona z deluwialnych rdzawych piasków morenowych średnio głębokich na podłożu piasków glacyjfluwalnych, fizjologicznie średnio głęboka, próchnica moder-mor, poziomy diagnostyczne *sideric*, *albic*, *spodic*, *gleyic* z cechami poziomu diagnostycznego *argic*, *folic*, gospodarka wodna przemysłowo-podsiąkowa (tab. 7.5).

Tabela 7.5. Opis profilu glebowego nr 5

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,1	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/2) ściółka iglasta, drobne gałęzie, kora, owoce, luźna, nierówno na powierzchni
Ofh	0,2	brunatnoczarna (10YR 3/2) butwina rozdrobniona, bardzo silnie kwaśna, nierównomiernie na powierzchni, przejście ostre faliste
Ahe	0,7	szarobrunatny (10YR 5/3) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, średnio próchniczny, układ luźny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, ukorzenie średnie nierównomierne, świeży, przejście ostre faliste i językowane
derE	1,2 do 1,8	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 7/2) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, średnio próchniczny, rozdzielnociarnisty, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy na przejściu do wymiennego kationowego, ukorzenie słabe nierównomierne, świeży, przejście nierówne językowane
derBvBfe	1,8 do 2,5	ciemnoczerwonobrunatny (5YR 3/4) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, średnio próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny na przejściu do glinowego, ukorzenie silne do średniego gniazdowe, świeży, przejście wyraźne głęboko faliste i językowane
pderBv	4,0	brunatny (10YR 5/6) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, słabo próchniczny, poliedryczny, bardzo silnie do silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenie średnie nierównomierne, świeży, przejście dyfuzyjne nierówne
pderCBv	6,5	jasnożółtawobrunatny (10YR 7/6) piasek luźny drobno- i średnioziarnisty, słabo próchniczny, zbity, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenie średnie, liczne drobne czarne plamy (10YR 2/1) pokorzeniowe, przejście wyraźne nierówne
PGR	poniżej 6,5 11,8-12,2	czarno-żółty (2,5Y 7/2) piasek luźny drobno- i średnioziarnisty, bardzo słabo próchniczny, silnie kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, ukorzenie bardzo słabe gniazdowe, świeży; warstwa żwiru grubego i drobnych kamieni, dobrze obtoczonych, zaokrąglonych



Fotografia 7.5
Reliktowa plejstoceniowa gleba rdzawa
bielicowa głęboko gruntowogłowa



Rycina 7.6. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktywnej plejstocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielcowej głęboko gruntowoglejowej wytworzonej z ablacyjnych piasków morenowych deluwialnych na średnio głębokich piaskach glacyjfluwialnych w Puszczy Białowiejskiej 2 (5); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Puszcza Białowiejska 3 (6)

Lokalizacja: Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Nizina Północnopodlaska, Równina Bielska, płaska, 52°43'14"N i 23°37'45"E, lokalne obniżenie plejstocenijskiego starorzecza, 175 m n.p.m.

Skala macierzysta i gleby: piaski glacyjfluwialne zlodowacenia Odry z glebami staroglacjalno-eoholocenijskimi i glebami subborealnymi.

Rzeźba: staroglacjalne zrównanie peryglacialne, terasa glacyjfluwialna bardzo słabo nachylona.

Aktualne użytkowanie: bór mieszany, starodrzew o luźnym, kępowym zwarciu, nadleśnictwo Białowieża.

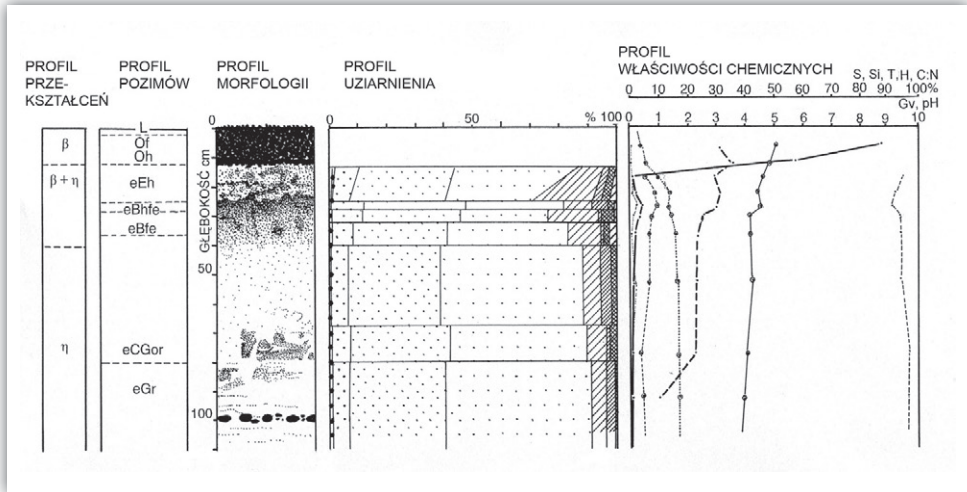
Klasyfikacja: gleba bielcowa gruntowoglejowa z obniżonym lustrem wody, fizjologicznie płytka, próchnica mull wilgotny, poziomy diagnostyczne *albic*, *spodic*, *gleyic* z poziomem *folic*, gospodarka wodna przemysłowo-podsiąkowa (tab. 7.6).

Tabela 7.6. Opis profilu glebowego nr 6

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,2	jasnoszara ściółka liściasto-trawiasta, luźna
Of	1,2	brunatnoczarna (5YR 2/2) rozdrobniona masa resztek roślinnych, w stanie suchym gruzelkowata, w stanie wilgotnym mazista, silnie ukorzeniona, luźna-gąbczasta, silnie kwaśna, świeża, przejście wyraźne równe
Oh	1,4	bardzo ciemnoczerwonobrunatna (5YR 2/3) gąbczasta próchnica, gruzelkowata, silnie kwaśna, średnio ukorzeniona, przejście ostre równe
eEh	2,5	jasnoszary (5YR 8/2) z plamami brunatnymi (5YR 5/1-2) piasek luźny drobno- i średnioziarnisty, układ luźny, rozdzielnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie średnie, świeży, przejście ostre, faliste
eBhfe	2,8	ciemnoczerwonobrunatny (5YR 5/3) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, zbitý, średnio próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie słabe, świeży, przejście wyraźne falisto-zaciekowe
eBfe	3,4	jasnoczerwonobrunatny (5YR 5/8) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty żółty, słabo próchniczny, bardzo silnie do silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie bardzo słabe, świeży, przejście wyraźne nierówne i zaciekowe
eCGor	8,0	jasnoszary (5YR 8/2) z plamami pomarańczowymi (5YR 6/6) o układzie poziomym podłużnym, piasek luźny drobno- i średnioziarnisty z zachowanym częściowo poziomym uwarstwieniem, bardzo słabo próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy na granicy wymiennego kationowego, ukorzenienia brak, świeży, słabo zbitý, przejście dyfuzyjne nierówne
eGr	poniżej 8,0	jasnoszary do płowóżółtego (2,5Y 8/2-3) piasek luźny drobno- i średnioziarnisty poziomo uwarstwiony, z warstwą obtoczonego żwiru i drobnych kamieni na 9,5-9,8 dm, położoną pod 1-cm warstwą pyłu, słabo zbitý, bardzo słabo próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, korzeni brak, świeży



Fotografia 7.6
Plejstoceno-holocenska gleba
bielicowa srednio glęboko
gruntowoglejowa



Rycina 7.7. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w peryglacjalno-ekstra-peryglacjalnej plejstoceniowo-holocenijskiej glebie bielcowej średnio głęboko gruntowoglejowej wytworzonej z głębokich piasków glacyjfluwialnych w Puszczy Białowieskiej 3 (6); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Kevo 1 (7)

Lokalizacja: północna fińska Laponia, masyw Puksalskaidi szeroki do 1,3 km w widłach rzek Utsjoki od wschodu oraz Kevojoki od zachodu, łączących się na jego północnym krańcu w jeziorze Kevojärvi z poziomem wody 75,3 m n.p.m., 69°44'46"N i 27°01'20"E, w zasięgu wyspowej zmarzliny, 210 m n.p.m., 1,2 km w kierunku południowo-zachodnim od Subarktycznej Stacji Badawczej Kevo.

Skala macierzysta i gleby: holocenijska płytka kwaśna, różnoziarnista kriogeniczna zwietrzelina krystalicznego masywu granulitowego ze stokowymi glebopokrywami soliflukcyjnymi niewielkiej miąższości, z odławkami skalnymi ułożonymi osiami podłużnymi do nachylenia powierzchni, poniżej zrównania grzbietowego wznoszącego się do 225 m n.p.m., gleby kriogeniczne, eomezoholocenijskie.

Rzeźba: szerokie opadające niewysokimi stopniami krioplanacyjne zrównanie, nachylone 4–6° w kierunku wschodnim z grupami wieloboków i smug kamiennistych, w niewielkich spłaszczonych obniżeniach zabagnienia i drobne, płytke zbiorniki wodne o układach równoległych do stoku na wysokości od 210 do 180 m n.p.m.

Aktualne użytkowanie: niski subarktyczny las sosnowo-brzozowy, rezerwat przyrody Kevo.

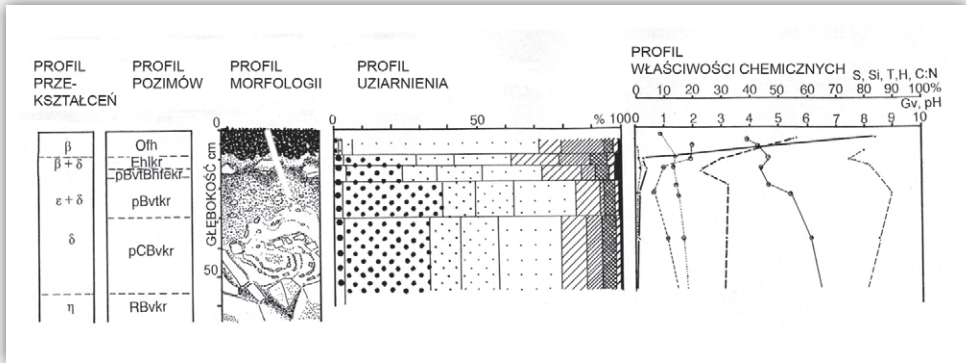
Klasyfikacja: kriogeniczna gleba rdzawa bielkowa tundrowej genezy, fizjologicznie płytka, próchnica mor dystroficzna, poziomy diagnostyczne *sideric*, *albic spodic* z cechami poziomów diagnostycznych *argic*, *gelic*, *fragipan*, gospodarka wodna przemysłowa (tab. 7.7).

Tabela 7.7. Opis profilu glebowego nr 7

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,1	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/2) ściółka iglasto-liściasta na zwartej pokrywie mszystej, słabo rozdrobniona, nierównomiernie, płatami
Ofh	0,8	ciemnoczerwonawobrunatna (5YR 3/3) gąbczasta, bardzo silnie kwaśna, skrajnie silnie przerośnięta korzeniami różnej grubości, świeża, przejście ostre, faliste
Eh1kr	1,2	jasnoszary (10YR 8/1) piasek gliniasty drobnoziarnisty mocno szkieletowaty, średnio próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy - na pograniczu glinowo-żelazowego, rozdzielnioziarnisty ze śladami płytkowej kriogenicznej struktury, ukorzenie bardzo słabe, nierównomiernie, słabo wilgotny, przejście ostre faliste
pBvtBhfekr	1,5	brunatny (7,5YR 4/6) piasek gliniasty różnoziarnisty mocno szkieletowaty, w stropowej części ostrokrawędziste odłamki skalne osiami podłużnymi do górnej granicy na styku z poziomem Eh, średnio próchniczny, zbity z agregatami poliedrycznymi, silnie do bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny, kationowy, silnie ukorzenie, słabo wilgotny, przejście wyraźne falisto-językowe
pBvtkr	2,5 do 3,0	jasnobrunatny (7,5YR 5/6) piasek luźny różnoziarnisty szkieletowaty, odłamki skalne ostrokrawędziste ułożone osiami dłuższymi do nachylenia powierzchni stoku, średnio próchniczny, zbity - poliedryczny, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, przejście dyfuzyjne zaciekowe
pCBvkr	5,5	pomarańczowy (7,5YR 6/6) piasek luźny różnoziarnisty szkieletowaty, struktury krioturbacyjne, silnie zbity, bardzo słabo próchniczny, słabo kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, ukorzenie bardzo słabe gniazdowe, słabo wilgotny, przejście dyfuzyjne
RBvkr	poniżej 5,5	silnie zwietrzała na ostrokrawędziste bloki skała macierzysta



Fotografia 7.7. Eo-mezoholocenska gleba rdzawa bielkowa w Kevo



Rycina 7.8. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w eo-mezoholo-ceńskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielcowej wytworzonej *in situ* w kriogenicznej zwietrzelinie skały granulatowej w Kevo 1 (7); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Kevo 2 (8)

Lokalizacja: jak w Kevo 1, profil na wysokości 95 m n.p.m., około 170 m od stacji Kevo w kierunku południowym, 69°45'16"N i 27°00'32"E.

Skała macierzysta i gleby: na podłożu kriogenicznej zwietrzliny masywu granitowego Puksalskaidi warstwa piasków drobnoziarnistych bezszkieletowych fluwialnego pochodzenia oraz soliflukcyjne glebopokrywy stokowe o zabarwieniu żółtobrunatnym, różnoziarniste z gruzem i blokami skalnymi pochodzącymi z wyżej położonej części masywu, odłamki skalne ułożone osiami podłużnymi do powierzchni stoku ich występowania, gleby eo-mezoholocenne kriogeniczne.

Rzeźba: szeroka terasa krioplanacyjna o nierównych spadkach, przylegająca od wschodu do stromego stoku masywu skalistego z polami i jezorami bloków skalnych kriogenicznej genezy, w kierunku wschodnim przechodzi do stromego brzegu odgałęzienia jeziora Kevojärvi.

Aktualne użytkowanie: niski subarktyczny las sosnowo-brzozowy, rezerwat przyrody Kevo.

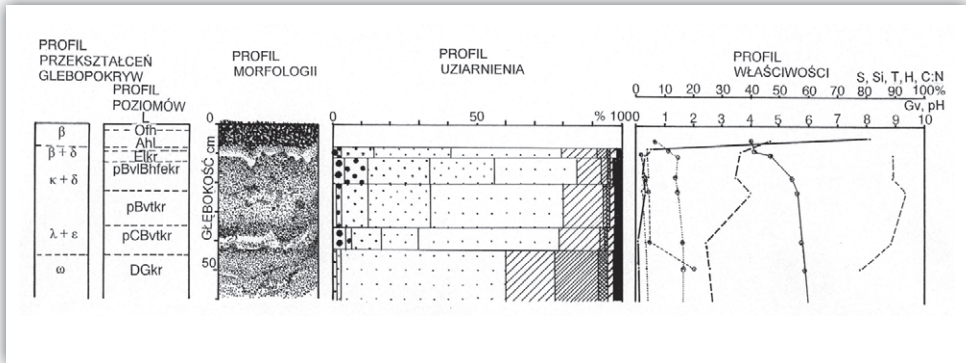
Klasyfikacja: kriogeniczna gleba rdzawa bielcowa stokowo-glejowa, fizjologicznie płytka, próchnica mor dystroficzny, poziomy diagnostyczne *sideric*, *albic*, *spodic*, *gleyic* z cechami poziomów diagnostycznych *gelic*, *argic*, gospodarka wodna przemysłowo-podsiąkowa (tab. 7.8).

Tabela 7.8. Opis profilu glebowego nr 8

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,2	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/2) ściółka liściasto-iglasta, zleżała, nierównomierne płyty
Ofh	0,8	brunatna (7,5YR 4/4) silnie rozdrobniona, gąbczasta butwina, bardzo silnie kwaśna, skrajnie silnie przezerośnięta korzeniami, świeża, przejście nierówne, zdejmuje się płatami
Ahl	0,9	czarny (7,5YR 2/1) z białymi ziarnami piasku słabo gliniastego drobnoziarnistego, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, bardzo silnie próchniczny, świeży, średnie ukorzenie, przejście nierówne faliste
Elkr	1,1 do 1,4	jasnoszary (7,5YR 8/2) z białymi ziarnami piasku słabo gliniastego i drobnoziarnistego, słabo szkieletowatego, średnio próchniczny, luźny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymiennej, słabo ukorzenie nierównomiernie, słabo wilgotny, przejście ostre, nierówne falisto językowane
pBvIBhfekr	1,5 do 2,5	jasnoczerwobrunatny (5 YR 5/8) piasek słabogliniasty, średnio- i drobnoziarnisty, szkieletowaty, bloki skalne i gruz w stropie na styku z poziomem E uszeregowane osiami podłużnymi do nachylenia powierzchni, średnio próchniczny, silnie ukorzenie, zbity, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, słabo wilgotny, przejście wyraźne nierówne głęboko faliste
pBvtr	3,5	jasnopomarańczowy (7,5YR 7/4) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, słabo szkieletowaty, układ bloków skalnych i gruzu osiami podłużnymi do powierzchni ziemi, średnio próchniczny, zbity rozpada się na agregaty poliedryczne, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, słabo wilgotny, przejście dyfuzyjne
pCBvtr	4,5 do 5,0	jasnopomarańczowy (7,5 YR 7/3) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty słabo szkieletowaty z cechami krioturbacji, bardzo słaby próchniczny, silnie zbity, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, słabo wilgotny, przejście wyraźne i równe
DGkr	poniżej 4,5	szarozółty (2,5Y 6/3) piasek gliniasty drobnoziarnisty bezszkieletowy, bardzo słabo próchniczny, silnie zbity, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, wilgotny



Fotografia 7.8
Eo-mezoholocenska gleba rdzawa
bielicowa gruntowoglejowa w Kevo



Rycina 7.9. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktywnej eozoholocenie peryglacialnej rdzawej bielcowej gruntowo-glejowej wytworzonej z peryglacialnych soliflukcyjnych glebopokryw zwietrzliny granulitowej w Kevo 2 (8); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Kevo 3 (9)

Lokalizacja: jak w Kevo 1, profil na wysokości około 95 m n.p.m., około 20 km od Subarktycznej Stacji Badawczej Kevo w kierunku południowo-wschodnim na płaskiej wschodniej terasie nadzalewowej rzeki Utsjoki, 69°44'51"N i 27°01'18"E.

Skała macierzysta i gleby: uwarstwione piaski grubo- i średnioziarniste, bezszkieletowe glaciofluwalne holocenne, nie zawierają gruzu i kamieni, w profilu od 4,0 dm do 11,0 dm tekstury klina mrozowego, gleby kriogeniczne eo- i mezo-holocenne.

Rzeźba: terasa nadzalewowa płaska, słabo nachylona w kierunku północnym, zbudowana z piasków fluwalnych, holocennych, ze wznoszącymi się od wschodu i zachodu do 110 m n.p.m. podłużnymi wałami morenowymi o stromych stokach, zbudowanymi z różnoziarnistej kamienistej zwietrzliny.

Aktualne użytkowanie: luźny bór sosnowy, antropogenicznie silnie zmieniony, rezerwat przyrody Kevo.

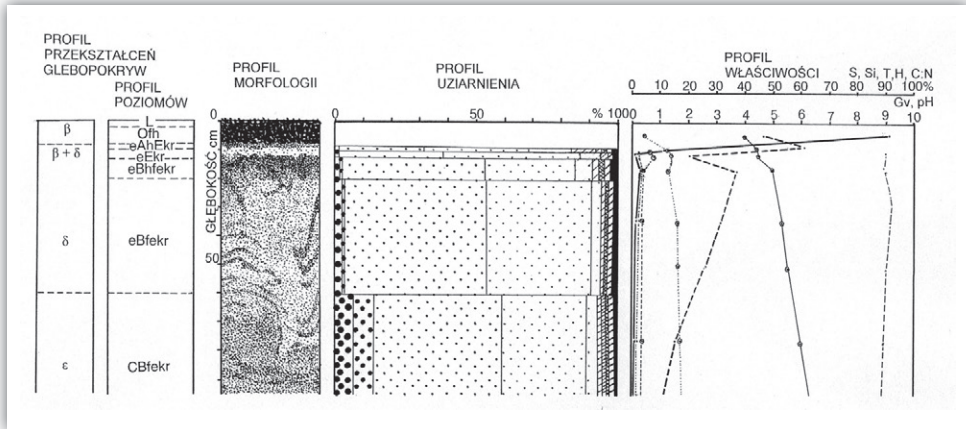
Klasyfikacja: kriogeniczna gleba bielcowa, fizjologicznie średnio głęboka, próchnica mor dystroficzny, poziomy diagnostyczne *albic* i *spodic* z cechami poziomu diagnostycznego *gelic*, gospodarka wodna przemysłowa (tab. 7.9).

Tabela 7.9. Opis profilu glebowego nr 9

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,2	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/2) ściółka liściasto-iglasta równomiernie na powierzchni mchów
Ofh	0,8	ciemnoczerwonobrunatna (5YR 3/3) silnie rozdrobniona butwina gąbczasta, bardzo silnie ukorzeniona, słabo wilgotna, odczyn bardzo silnie kwaśny, przejście ostre nierówne faliste
eAhEkr	1,0	brunatnoczarny (7,5YR 3/1) piasek luźny z białymi ziarnami grubo- i średnioziarnisty, bardzo silnie próchniczny, agregaty mineralnoorganiczne, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, silnie ukorzeniony, słabo wilgotny, przejście ostre i faliste
eEkr	1,3	jasnobrunatnawoszary (7,5YR 7/2) piasek luźny grubo- i średnioziarnisty, słabo próchniczny, zbity, bardzo silnie kwaśny, ukorzenienie słabe, zakres buforowości wymienny kationowy, słabo wilgotny, przejście ostre i językowane
eBhfekr	2,0	czerwonobrunatny (5YR 4/6) piasek luźny grubo- i średnioziarnisty, średnio próchniczny, zbity, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, średnio ukorzeniony, słabo wilgotny, przejście wyraźne językowane
eBfekr	6,0	jasnobrunatnoszary (5YR 7/2) piasek luźny grubo- i średnioziarnisty, słabo próchniczny, układ luźny, silnie kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, ukorzenienie bardzo słabe gniazdowe, słabo wilgotny, smugi pomarańczowe (5YR 6/6) po pseudostrukturze klina mrozowego ukośnie zapadające się, przejście dyfuzyjne
eCBfekr	poniżej 6,0	ciemnoszaropomarańczowy (10YR 7/4) piasek luźny grubo- i średnioziarnisty, poziomo uwarstwiony, bardzo słabo próchniczny, układ luźny, kwaśny, zakres buforowości krzemianowej, ukorzenienia brak, słabo wilgotny



Fotografia 7.9
Eo-mezoholocenińska gleba
bielicowa właściwa w Kevo



Rycina 7.10. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej eozoholocenijskiej peryglacialnej glebie bielcowej właściwej wytworzonej z głębokich piasków glacyjfluwialnych w Kevo 3 (9); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Jurata 1 (10)

Lokalizacja: Pobrzeże Gdańskie, Półwysep Helski, 54°62'19"N, 18°72'26"E, około 100 m od Zatoki Puckiej, w środkowej spłaszczonej części wzniesienia wału brzegowego, wzniesienie 3,0 m n.p.m.

Skała macierzysta i gleby: holocenijskie przemyte kwaśne piaski akumulacji morskiej w najstarszym wale brzegowym brunatnym, pochodzące z rozmycia moren, ekstraperiglacialne neoholocenijskie, subatlantyckie bielice gruntowoglejowe nadbałtyckie.

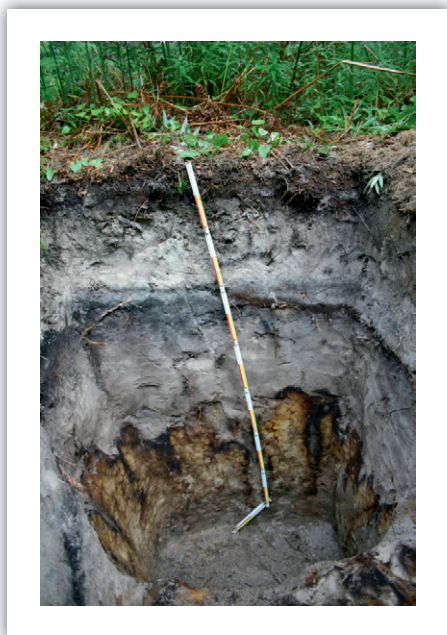
Rzeźba: wał brzegowy brunatny, wzniesiony do 2–3 m n.p.m., szeroki na 8 m, spłaszczony z szerokimi spłaszczonymi równoległymi obniżeniami międzywałowymi, rozciągający się w kierunku północny wschód–południowy zachód.

Aktualne użytkowanie: zwarty drzewostan sosnowy antropogenicznego pochodzenia, nadleśnictwo Wejherowo, leśnictwo Jastarnia, oddział 238h.

Klasyfikacja: bielica próchniczno-żelazista orsztynowa z nadbudowanym młodszymi poziomami Ofh, Eh i E, głęboko gruntowoglejowa, fizjologicznie głęboka, próchnica mor dystroficzny, poziomy diagnostyczne *albic*, *spodic*, *gleyic* z cechami poziomu diagnostycznego *ferric*, gospodarka wodna przemysłowa, gruntowo-podsiąkowa (tab. 7.10).

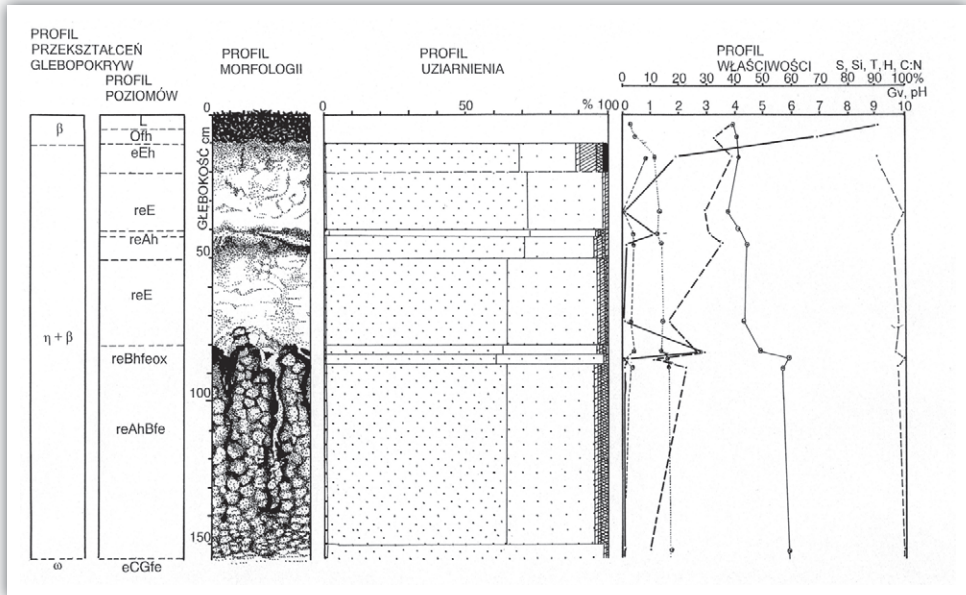
Tabela 7.10. Opis profilu glebowego nr 10

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,5	jasnoczerwono-brunatna (7,5YR 5/6) słabo rozdrobniona, luźna ściółka
Ofh	1,0	bardzo ciemnobrunatna (7,5Y 2/2) silnie rozdrobniona butwina, bardzo silnie kwaśna, świeża, bardzo silnie ukorzeniona nierównomiernie, przejście ostre nierówne
eEh2	2,0	szarozółtopomarańczowego do szarozółtopomarańczowego w dolnej części (10YR 7-6/2) piasek luźny średnioziarnisty z białymi ziarnami piasku, skrajnie silnie próchniczny w górnej części do bardzo słabo próchnicznego w dolnej części, luźny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, średnio do słabo ukorzeniony nierównomiernie, świeży, przejście ostre i równe
eE2	4,0	
reAh	4,2	brunatnoczarny (10YR 3/2) piasek luźny średnioziarnisty z białymi ziarnami, bardzo silnie próchniczny, zbity, agregaty płytkowe, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, ukorzenienie średnie nierówne, liczne drobne węgle drzewne, lokalnie przechodzi w torfiastą organiczną warstwę silnie sprasowaną, twardą, suchą, przejście ostre i równe
reAhBhfe	5,0	brunatnoszary (10YR 4/1) piasek luźny, średnioziarnisty, zbity, rozpada się na bryłki ostrokrawędziste, słabo próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, nierównomiernie zgrupowane drobne czarne węgielki, ukorzenienie średnie, świeży, przejście ostre i równe
reE1	8,0	szarobrunatny (7,5YR 6/2) piasek luźny drobnoziarnisty z białymi ziarnami piasku, bardzo słabo próchniczny, układ luźny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie bardzo słabe gniazdowe, świeży, przejście ostre głęboko językowane
reBhfeox	15,5	kompleksowy językowo-komórkowy, w językach sięgających do 12,0 dm, szarobrunatny (7,5YR 6/2) piasek luźny średnioziarnisty, słabo próchniczny, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, luźny, w zaciekach sięgających do 15 dm, czarno-ciemnoczerwono-brunatny (5YR 2/2-2/3) scementowany orsztyń, bardzo silnie próchniczny, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, w komórkach ciemnopomarańczowy (10YR 6/4) scementowany słabo orsztyń, bardzo słabo próchniczny, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy – w całości piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, świeży
eCGfe	poniżej 15,5	szarozółtopomarańczowy (10YR 7/2) z szarawożółtymi smugami (2,5Y 7/2) piasek luźny, średnioziarnisty, poziomo rytmicznie uwarstwiony ze śladami próchnicy, luźny, kwaśny do słabo kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, korzeni brak, słabo wilgotny



Fotografia 7.10

Bielica próchniczno-żelazista, orsztynowa głęboko gruntowoglejowa w Juracie



Rycina 7.11. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktywnej ekstraperyglacjalnej mezo- i neoholocenijskiej, subatlantyckiej bielicy próchniczno-żelazistej orsztynowej głęboko gruntowoglejowej wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym brunatnym w Juracie 1 (10); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Jurata 2 (11)

Lokalizacja: Pobrzeże Gdańskie, Półwysep Helski, 54°62'42"N, 18°72'12"E, około 170 m od Zatoki Puckiej, w brzegowej części wzniesienia wału brzegowego.

Skala macierzysta i gleby: holocenijskie przemyte kwaśne piaski akumulacji morskiej w młodszym wale brzegowym, pochodzące z rozmycia moren, ekstraperyglacjalne subatlantyckie gleby bielcowe nadbałtyckie.

Rzeźba: wał brzegowy żółty, wzniesiony do 3–4 m n.p.m., o spłaszczonym wierzchołku i otaczających równoległych szerokich i płaskich obniżeniach międzywałowych, rozciągający się w kierunku północny wschód–południowy zachód.

Aktualne użytkowanie: bór sosnowy, nadleśnictwo Wejherowo, leśnictwo Jastarnia, oddział 238l.

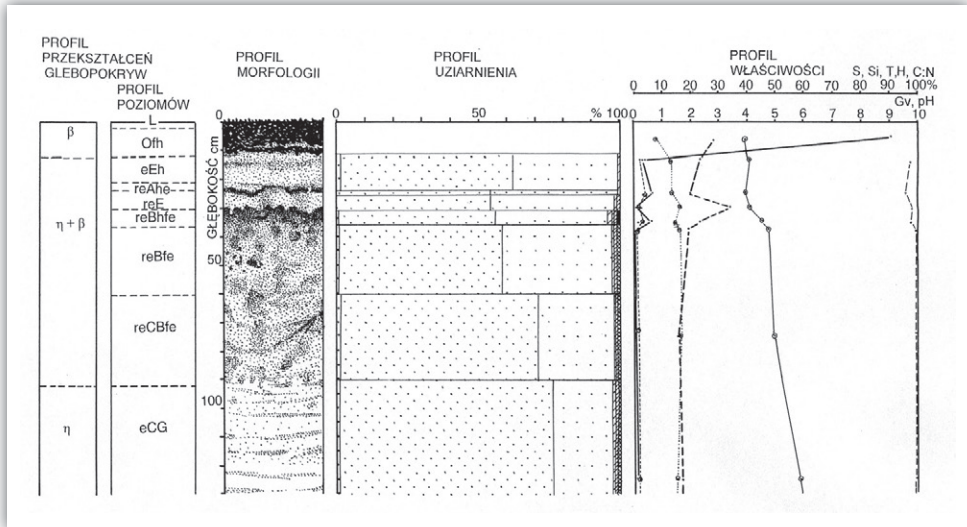
Klasyfikacja: bielica próchniczno-żelazista, głęboko gruntowoglejowa z nadbudowanymi młodszymi poziomami Ofh i E, fizjologicznie głęboka, próchnica mory dystroficzna, poziomy diagnostyczne *albic*, *spodic*, *gleyic*, gospodarka wodna przemysłowo-gruntowo-podsiąkowa (tab. 7.11).

Tabela 7.11. Opis profilu glebowego nr 11

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,2	jasnoczerwonobrunatna (7,5YR 5/6) słabo rozdrobniona, luźna ściółka
Ofh	1,2	ciemnobrunatna (7,5Y 3/4) silnie rozdrobniona gąbczasta butwina, sporadyczne ziarna wybielonego piasku, bardzo silnie kwaśna, świeża, bardzo silnie ukorzeniona nierównomiernie, przejście ostre nierówne
eEh2	2,4	jasnoszary (10YR 7/1) z plamami ciemno-żółtopomarańczowymi (10YR 7/3) piasek luźny, średnio- i drobnoziarnisty, średnio próchniczny, luźny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, słabo ukorzeniony nierównomiernie gniazdami, świeży, przejście ostre słabo faliste
reAhe	2,6	bardzo ciemnobrunatny (7,5YR 2/3) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, wybielone ziarna piasku, układ luźny, silnie próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, słabo ukorzeniony nierównomiernie, świeży, przejście ostre słabo faliste
reEh1	3,1	szaro-żółtobrunatny (10YR 6/2) z dużymi plamami jasnoszarymi (10YR 7/1), piasek luźny, średnio- i drobnoziarnisty, luźny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, słabo próchniczny, świeży, bardzo słabo ukorzeniony nierównomiernie, przejście ostre i nierówne
reBhfe	3,6	jasnoczerwonobrunatny (5YR 5/8) z niewielkimi plamami ciemno-pomarańczowymi (7,5YR 7/6) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, silnie próchniczny, słabo zbity, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymiennej kationowy, słabo i nierównomiernie ukorzeniony, świeży, przejście wyraźne językowate plamiste
reBfe	6,0	pomarańczowy (10YR 7/6) z licznymi niewielkimi jasno-pomarańczowymi plamami (7,5YR 8/4) z drobnymi plamami szarobrunatnymi owalnymi (7,5YR 4/4) pokorzeniowymi, oraz dużym pionowo przebiegającym językowatym zaciekiem czerwobrunatnym (7,5YR 5/8), piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, układ luźny, odczyn silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie słabe gniazdowe, przejście wyraźnie faliste
Recife	9,2	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 7/4) piasek luźny średnioziarnisty, bardzo słabo próchniczny, rozdzielnoziarnisty, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie słabe w spągu gniazdowe, świeży przejście wyraźnie faliste
CG	poniżej 9,2	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 7/2), piasek luźny, średnioziarnisty, bardzo słabo próchniczny, rozdzielnoziarnisty, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, pojedyncze korzenie występujące nierównomiernie, słabo wilgotny; w bocznej lewej ścianie odkrywki wąski zaciek jasnoszary (10YR 5/3) z białymi ziarnami piasku, od poziomu eEh do głębokości 9,5 dm



Fotografia 7.11
Bielica próchniczno-żelazista, głęboko
gruntowogłębowa w Juracie



Rycina 7.12. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej ekstraperyglacjalnej mezo- i neoholocenijskiej, subatlantyckiej bielicy próchniczo-żelazistej, głęboko gruntowoglejowej wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym brunatnym w Juracie 2 (11); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: Jurata 3 (12)

Lokalizacja: Pobrzeże Gdańskie, Półwysep Helski, 54°63'12"N, 18°72'02"E, około 160 m od brzegu pełnego morza, na dystalnym stoku wydmy szarej, ekspozycja południowa.

Skala macierzysta i gleby: piaski eoliczne morenowego pochodzenia, przetransportowane i osadzone przez wody morskie oraz przewiane z plaży do wału wydmy przybrzeżnej, gleby ekstraperyglacjalne neoholocenijskie nadbałtyckie.

Rzeźba: ciąg grzbietów wydmy białych i nieck deflacyjnych o deniwelacjach do 8 m, równoległe do plaży i brzegu otwartego morza, wysokość około 10 m n.p.m.

Aktualne użytkowanie: bór sosnowy około 100-letni, część znacznie starszych drzew w wieku około 180 lat (w roku badań), do koron zasypanych piaskiem eolicznym, nadleśnictwo Wejherowo, leśnictwo Jastarnia, oddział 238.

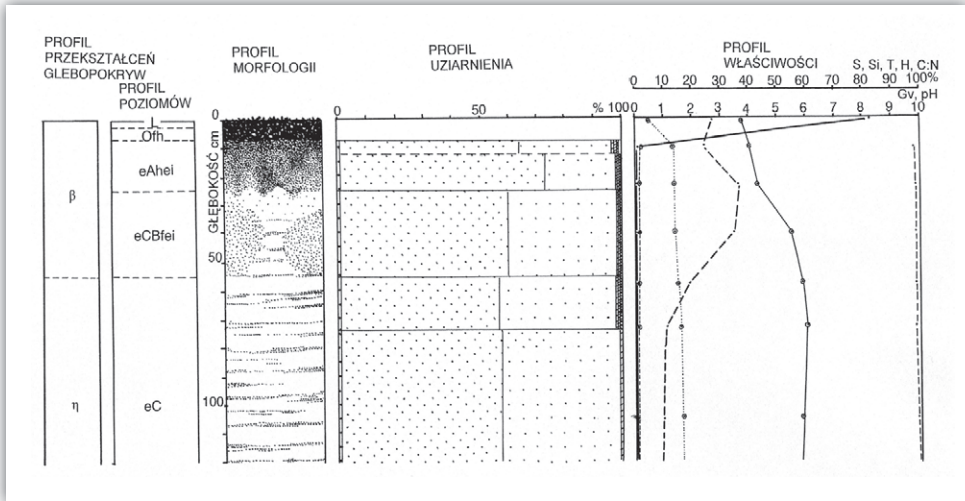
Klasyfikacja: współczesna gleba bielkowa inicjalna (*protic arenosol* bielkowy), fizjologicznie średnio głęboka, próchnica kseromor dystroficzny, poziomy diagnostyczne *protoalbic*, *protosodic*, gospodarka wodna przemysłowa (tab. 7.12).

Tabela 7.12. Opis profilu glebowego nr 12

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,2	ciemnobrunatna (10YR 7/3) ściółka iglasta, nierównomiernie na powierzchni zadarnionej
Ofh	0,7	szarobrunatna (5YR 4/2) silnie rozdrobniona butwina z białymi ziarnami piasku, bardzo silnie kwaśna, silnie ukorzeniona, świeża, przejście wyraźne nierówne
eAhei	2,5	szaro-żółtopomarańczowy (10YR 6/2) piasek luźny, średnioziarnisty, bardzo słabo próchniczny, rozdzielenoziarnisty, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości glinowy, ukorzenienie silnie nierównomierne, świeży, przejście wyraźne kieszeniowe
eCBfei	5,5	ciemno-żółtopomarańczowy (10R 7/2) z dużymi plamami o układzie poziomym ciemnopomarańczowymi (7,5YR 7/4), piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, rozdzielenoziarnisty, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, ukorzenienie bardzo słabe nierównomierne, gniazdowe, świeży, przejście wyraźne równe
eC	poniżej 5,5	ciemnożółtopomarańczowy (10R 7/2) piasek luźny, średnio- i drobnoziarnisty, na głębokości 7,2–7,3 dm warstwa ciemnych minerałów ciężkich, rytmicznie poziomo uwarstwiony, ślady próchnicy, kwaśny do słabo kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, ukorzenienie sporadyczne, świeży, badano do 11,0 dm



Fotografia 7.12
Arenosol bielcowany
w Juracie



Rycina 7.13. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w relikowym ekstraperyglacjalnym mezo-neoholocenijskim subatlantyckim arenosolu bielcowym wytworzonym z piasków sedimentacji morskiej przekształconych eolicznie w wydmy szare w Juracie 3 (12); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: mierzeja Schaabe 1 (13)

Lokalizacja: wyspa Rugia, mierzeja łącząca półwyspy Jasmund na południowym wschodzie i Wittow na północnym zachodzie, 2,8 km na zachód od miejscowości Głowe, wał wydym przyplażowych szarych, odkrywka w górnej przywierzchołkowej części wydmy w oddziale 1117a3, około 100 m od plaży, 54°37'36"N i 13°29'33"E, 2,5–3,5 m n.p.m.

Skala macierzysta i gleby: piaski wydymowe szare, subatlantyckie (SA3), na średnio głęboko występujących uwarstwionych piaskach namywowych morskich z warstwami obtoczonego krzemienia czarnego i przewarstwieniami próchnicy, gleby ekstraperyglacjalne atlantycko-neoholocenijskie nadbałtyckie.

Rzeźba: niewielka wydma szara, stok dowietrzny, nachylony około 8°, o wystawie południowo-zachodniej.

Aktualne użytkowanie: bór sosnowy, w wydymie zasiane do 4 m od korony stare pojedyncze sosny (szacunkowo 120–160 lat), drzewostan sosnowy około 80-letni antropogenicznego pochodzenia, Urząd Leśny Rugia.

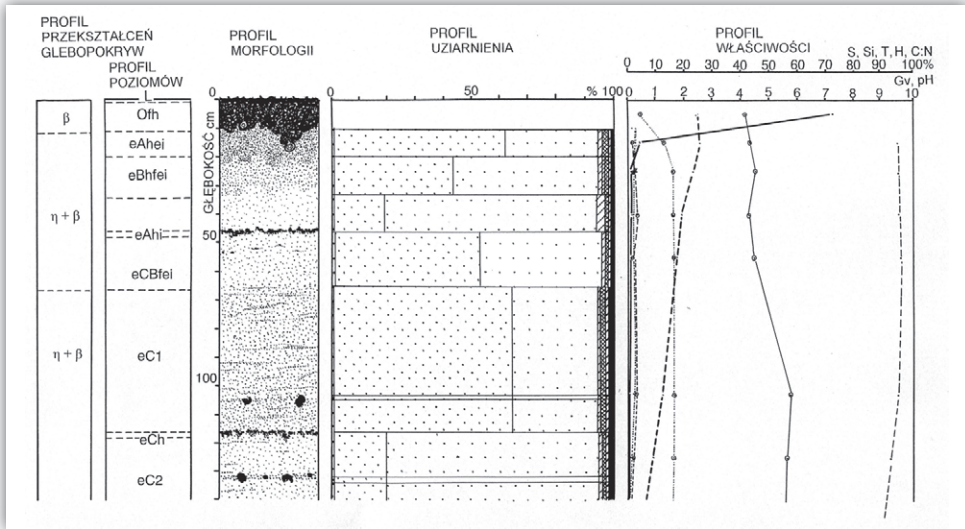
Klasyfikacja: arenosol bielcowy eoliczny (*albic arenosol*), fizjologicznie głęboki, próchnica kseromoder dystroficzny, poziomy diagnostyczne niewykształcone, inicjalne *protoalbic* i *protospodic*, gospodarka wodna przemysłowa (tab. 7.13).

Tabela 7.13. Opis profilu glebowego nr 13

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,1	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/3) ściółka liściasto-iglasta, nierównomiernie płatami na zadarnionej powierzchni, luźna
Ofh	1,0	ciemnobrunatna (10YR 3/4) butwina zbita gąbczasta, bardzo silnie kwaśna, silnie ukorzeniona, świeża, przejście równe i ostre
eAhei	1,9	szażółtobrunatny (10YR 6/2) piasek luźny średnio i drobnoziarnisty z wybielonymi ziarnami piasku, bardzo słabo próchniczny, słabo zagregowany, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, świeży, silnie ukorzeniony nierównomiernie, przejście dyfuzyjno-nierówne
eBhfei	3,0 do 3,6	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 7/3) z białoszarymi plamami (10YR 7/1) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, układ luźny, bardzo słabo próchniczny, silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie średnie, świeży, przejście wyraźne słabofaliste
eCBfei	4,5	ciemnożółtopomarańczowy (10YR7/2) piasek luźny drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, rozdzielnoziarnisty, układ bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie średnie równomierne (przy drobnych korzeniach z reguły agregaty próchnicy o barwie ciemnoszarej do czarnej, 10YR 2/1), świeży, przejście ostre faliste
eAhi	4,6	brunatnoczarny (10YR 3/2) piasek luźny gruboziarnisty, średnio próchniczny, bardzo silnie kwaśny, bardzo silnie ukorzeniony, słabo wilgotny, przejście ostre faliste
eCBfei	6,5	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 7/2) piasek luźny średnioziarnisty, bardzo słabo próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie średnie równomierne, przy korzeniach zazwyczaj agregaty próchnicy o barwie czarnej (10YR 2/1), słabo wilgotny, przejście wyraźne faliste
eC1	11,5	jasnożółtopomarańczowy (10YR 8/3) piasek luźny średnioziarnisty z równoległymi poziomymi przewarstwieniami piasku grubego i bardzo grubego oraz drobnego, bardzo słabo próchniczny, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, rozdzielnoziarnisty, ukorzenienie bardzo słabe zazwyczaj równoległe z warstwami drobnoziarnistymi, przy drobnych korzeniach przebarwienia pomarańczowe do fioletowego namywanego Fe i Mn oraz czarne agregaty próchnicy, na głębokości 10,2 do 10,8 dm rozproszone otoczone i zaokrąglone czarne krzemienie, przejście równe i drobno faliste
eOh	11,6	czarny (7,5YR 1/1) organiczny, słabo wilgotny, silnie przerośnięty korzeniami o przekrojach do 3–4 mm otoczonymi czarną próchnicą
eC2	poniżej 11,6	jasnoszary (10YR 8/1) piasek luźny przewarstwiony o różnym uziarnieniu, bardzo słabo próchniczny, kwaśny, zakres buforowości krzemianowy, bez korzeni, słabo wilgotny, na głębokości 13,2 do 13,8 dm warstwa otoczonych czarnych krzemieni



Fotografia 7.13
Arenosol bielicowany na mierzei Schaabe



Rycina 7.14. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w ekstraperyglacialnym neholoceńskim atlantyckim arenosolu bielcowym wytworzonym z piasków sedimentacji morskiej przekształconych eolicznie w wydmy szare na mierzei Schaabe 1 (13); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: mierzeja Schaabe 2 (14)

Lokalizacja: Rugia, mierzeja łącząca półwyspy Jasmund na południowym wschodzie i Wittow na północnym zachodzie, 1,8 km na zachód od miejscowości Glowe, wały brzegowe młodsze (środkowe) piaszczyste z warstwami czarnego obtoczonego krzemienia, lokalnie także na powierzchni tworzącego bruki, odkrywka w oddziale 1113a5, około 25 m po lewej stronie od szosy z Glowe do Breege przy linii oddziałowej, 54°37'24"N i 13°30'03"E.

Skala macierzysta i gleby: piaski żółtych wałów brzegowych o wyrównanej wtórnie powierzchni, subatlantyckich (SA 1/2), z przewarstwieniami próchnicznymi i kamienistymi, gleby ekstraperyglacialne subatlantycko-neholoceńskie.

Rzeźba: wyrównana, lekko falista, wzniesienie około 2 m n.p.m., nieznaczne deniwelacje, płytkie wąskie wcięcia powierzchniowego odpływu wód opadowych, roztopowych i przelewających się wód morskich.

Aktualne użytkowanie: około 80-letni bór sosnowy antropogenicznego pochodzenia, Urząd Leśny Rugia.

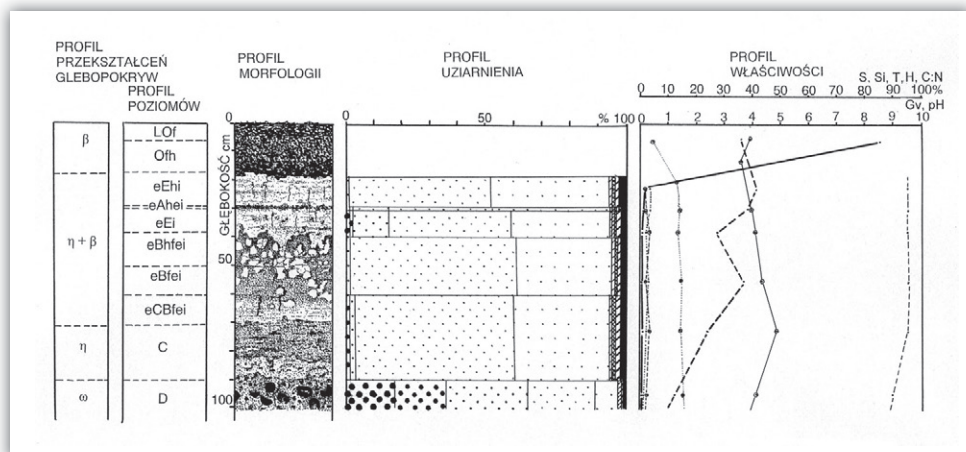
Klasyfikacja: gleba bielcowa inicjalna fizjologicznie głęboka, próchnica moder suchy, dystroficzny, wyraźnie zaznaczone poziomy diagnostyczne *albic* inicjalny i spodic inicjalny (*protoalbic* i *protospodic*), gospodarka wodna przemysłowa, głęboko gruntowo podsiąkowa (tab. 7.14).

Tabela 7.14. Opis profilu glebowego nr 14

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L0f	0,3	ciemnopomarańczowa (5YR 6/3) butwina mszysto-iglasto-liściasta gąbczasta, bardzo silnie przerośnięta korzeniami, przejście równe wyraźne
Ofh	1,3	ciemnoczerwonobrunatna (5YR 3/3) butwina bardzo silnie rozdrobniona, bardzo silnie kwaśna, silnie ukorzeniona, przejście ostre i równe
eEh1	2,9	brunatnoszary (10YR 6/1) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, średnio próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al-Fe, ukorzenienie słabe nierównomierne, świeży, przejście ostre i równe
Ale1	3,0	brunatnoszary (10YR 5/1) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, średnio próchniczny, zagregowany, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al-Fe, ukorzenienie słabe, świeży, przejście ostre i równe
eE1	3,8	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 7-6/2) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, rozdzielenoziarnisty, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al, ukorzenienie słabe nierówne, przejście falisto-językowane wyraźne
eBhfe1	5,0	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 6/4) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, słabo zbity, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al, ukorzenienie słabe nierówne, liczne owalne płowopomarańczowe (10YR 8/3) pokorzeniowe plamy z czarnymi otworami, świeży, przejście wyraźne
eBfe1	6,0	ciemnopomarańczowy (10YR 7/4) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, słabo zbity, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al, ukorzenienie bardzo słabe nierówne, skupienia owalnych plam jasnoszarych (10YR 8/2) pokorzeniowych, świeży, przejście dyfuzyjne
eCBfe1	7,1	jasnybrunatnawoszary (10YR 7/2) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, rozdzielenoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, odczyn bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie bardzo słabe, świeży, przejście wyraźne i równe
eC	9,0	ciemnożółtopomarańczowy (10YR 7/3) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, rozdzielenoziarnisty, bardzo słabo próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie bardzo słabe gniazdowe, świeży, przejście dyfuzyjne
D	poniżej 9,0	ciemnożółtopomarańczowy (10 YR 6/3) utwór drobnokamienisty dobrze posegregowanych obtoczonych czarnych krzemieni z wypełnieniem piasku luźnego gruboziarnistego, słabo zbity, bardzo słabo próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości wymienny kationowy, ukorzenienie słabe gniazdowe, świeży do słabo wilgotny



Fotografia 7.14
Gleba bielicza inicjalna
na mierzei Schaabe



Rycina 7.15. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w ekstraperyglacjalnej neoholocenijskiej subatlantyckiej glebie biellicowej inicjalnej, wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym żółtym na mierzei Schaabe 2 (14); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Profil: mierzeja Schaabe 3 (15)

Lokalizacja: wyspa Rugia, mierzeja łącząca półwyspy Jasmund na południowym wschodzie i Wittow na północnym zachodzie, około 1,8 km od miejscowości Glowe, wały brzegowe piaszczyste brunatne starsze subatlantyckie (SA1) od strony zalewu Grosser Jasmunder Bodden z warstwami bruku żwirowo-kamienistego (głównie obtoczone czarne krzemienie), odkrywka w oddziale 1116a1, 54°37'31"N i 13°30'09"E.

Skala macierzysta i gleby: piaski brunatnych wałów brzegowych z warstwami obtoczonych czarnych krzemieni z kredy i drobnego obtoczonego żwiru skandynawskiego pochodzącego z rozmytych klifów, gleby ekstraperyglacjalne subatlantycko-neoholocenijskie, na głębokości 120 cm woda.

Rzeźba: wyrównana, lekko falista, z niegłęboko wciętymi dendrytopodobnymi rozgałęzieniami płytkich rynien odprowadzających wody powierzchniowe oraz ze sporadycznymi wzniesieniami zwydmień do 1,5 m.

Aktualne użytkowanie: bór sosnowy około 80-letni, antropogeniczna monokultura, Urząd Leśny Rugia.

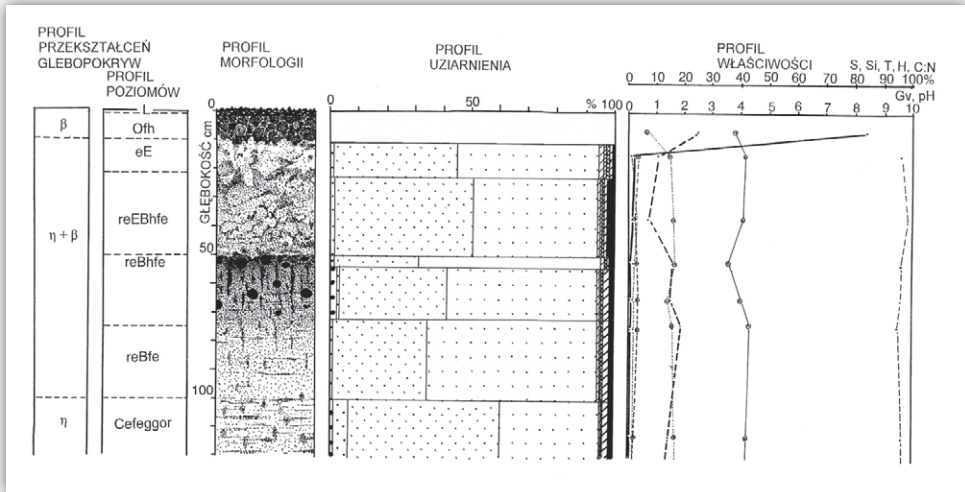
Klasyfikacja: gleba biellicowa gruntowoglejowa fizjologicznie średnio głęboka, próchnica mor dystroficzny świeży, poziomy diagnostyczne *albic*, *spodic*, *gleyic*, z cechami poziomu diagnostycznego *ferric*, gospodarka wodna przemysłowo-gruntowopodsiajkowa (tab. 7.15).

Tabela 7.15. Opis profilu glebowego nr 15

Poziom	Głębokość (dm)	Opis
L	0,1	ciemnożółtobrunatna (10YR 7/3) ściółka iglasto-liściasta luźna z licznymi rozdrobnionymi gałęziami, nierównomiernie dużymi płatami
Ofh	1,0	bardzo ciemnoczerwonobrunatna (5YR 2/3) butwina gąbczasta, zagregowana, liczne ziarna wybielonego piasku, bardzo silnie kwaśna, świeża, ukorzenie słabe nierówne gniazdowe, przejście faliste ostre
eE2	2,1	płatopomarańczowy (5YR 8/3) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, słabo próchniczny, rozdzielnoziarnisty, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al, na granicy z poziomem reE1Bhf ukorzenie bardzo słabe nierówne, świeży, przejście wyraźne falisto-plamiste
reE1Bhf	5,0	pomarańczowy (5YR 6/6) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty z licznymi plamami pomarańczowymi (5YR 8/3) o przebiegu malejącym do spągu, słabo próchniczny, rozdzielnoziarnisty, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al, ukorzenie bardzo słabe nierówne, świeży, przejście wyraźne
reBhf	7,5	brunatny (2,5YR 5/6) z licznymi plamami ciemno- czerwobrunatnymi (2,5YR 5/4) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, zbity, nierównomiernie rozmieszczone otoczaki czarnego krzemienia, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al-Fe, ukorzenie słabe nierówne gniazdowe, słabo wilgotny, przejście wyraźne głębokimi językami
reBfe	10,0	pomarańczowy (2,5YR 6/6) z podłużnymi pokorzeniowymi ciemnoczerwonobrunatnymi (2,5YR 5/4) plamami, piasek luźny drobnoziarnisty, słabo zbity, bardzo słabo ukorzeniony, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości na granicy Al i wymiennej kationowej, słabo wilgotny, przejście równe i wyraźne
Cefeggor	> 10,0	brunatny (2,5YR 5/6) piasek luźny średnio- i drobnoziarnisty, poziomo uwarstwiony, bardzo słabo próchniczny, bardzo silnie kwaśny, zakres buforowości Al na granicy z wymiennym kationowym, korzeni brak, wilgotny (w zasięgu strefy kapilarnego podsiąku wody gruntowej)



Fotografia 7.15
Gleba bielicza
gruntowoglejowa
na mierzei Schaabe



Rycina 7.16. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w ekstraperyglacialnej subatlantyckiej glebie bielcowej gruntowoglejowej, wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym brunatnym na mierzei Schaabe 3 (15); objaśnienia jak na rycinie 7.2

7.2. Pionowy układ dominujących i towarzyszących cech morfologicznych

Profile zabarwienia badanych gleb są ściśle powiązane z profilami poziomów genetycznych, których układy przedstawiono na rycinach 7.2–7.16. Zestawienia dominujących i towarzyszących barw określonych za pomocą standardowych kart kolorów glebowych (Oyama, Takehara 1967) w grupach poziomów badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych oraz ich miąższości zawierają tabele 7.16 i 7.17.

Od powierzchni, pod poziomem ektopróchnicznym Oth o przeciętnym zabarwieniu od czarnego do brunatnawoczarnego (5–7,5 i 10YR 2–4/2–4) i miąższości od 0,1 do 1,2 dm znajdują się z reguły dwa charakterystyczne endopróchniczne poziomy eluwalne: Ahe o przeciętnym zabarwieniu od brunatnawoczarnego do szarobrunatnego (7,5–10YR 2–5/≤3) i miąższości od 0,1 do 1,8 dm oraz poziom E o przeciętnym zabarwieniu od jasnoszarego do płowopomarańczowego (7,5–10YR 6–8/≤3) i miąższości od 0,3 do 7,0 dm. W tych poziomach stwierdzono natężenie 2 i 3 odcieni barw czerwonych i żółtych, a także rozdzielne układy jasności barw 4, 3, 2–5 i 4–8 oraz podobne początkowe nasycenia barw ≤3. Są to wskaźniki struktur pokryw glebowych powstałych w różnych geograficznych warunkach ewolucji

Tabela 7.16. Dominujące i towarzyszące barwy w grupach poziomów glebowych w zależności od środowiska przekształceń skał macierzystych oraz udziału substancji barwiących

Poziomy genetyczne	Punkty badań	Określenie zabarwienia	Zabarwienie według skali Munsella	
			barwy dominujące	barwy towarzyszące
Ofh	Równia pod Śnieżką 1, 2 Puszcza Białowieska 4, 5 Kevo 7, 9 Jurata 10, 11 Schaabe 14, 15	10YR 4/4 7,5YR 2-3/4 5YR 3/3 7,5YR 2-3/2-4 5YR 3/3		
Ahe	Równia pod Śnieżką 1, 2, 3 Puszcza Białowieska 4, 5 Kevo 8, 9 Jurata 10, 11 Schaabe 14, 15	7,5-10YR 2-4/1-3 10YR 4-5/3 7,5YR 2-3/1 7,5-10YR 2-6/2-3 10YR 5-6/1-2		
E	Równia pod Śnieżką 1, 2, 3 Puszcza Białowieska 6 Kevo 7, 8, 9 Jurata 12 Schaabe 14, 15	7,5-10YR 6/1-2 5YR 8/2 7,5-10YR 6/2 10YR 6-7/2 10YR 6-8/1-3	5YR 5/1-2 10YR 7/1-3	
Bv Bhfe	Równia pod Śnieżką 1, 2, 3 Kevo 7, 8	7,5YR 2-4/2-4 5-7,5YR 4-5/6-8	5YR 3/4	
BvBfe	Równia pod Śnieżką 1, 2, 3 Puszcza Białowieska 4, 5 Kevo 7, 8	5YR 4-5/4 5YR 3/4-6 5YR 4/6	7,5YR 5/6	
Bv	Równia pod Śnieżką 1, 2, 3 Puszcza Białowieska 4, 5 Kevo 7, 8	10YR 5/6-8 10YR 5-6/6 7,5YR 5-7/3-6	7,5YR 6/4, 5YR 6/3 plamy, 2,5YR 8/2, 5Y 7/3	
CBv	Równia pod Śnieżką 1, 2, 3 Puszcza Białowieska 4, 5 Kevo 7, 8	7,5YR 7-6/2-3 10YR 7/3-6 7,5YR 6-7/4-6	10YR 5/8	
Bhfe	Puszcza Białowieska 6 Kevo 9 Jurata 10, 11, 12 Schaabe 13, 14, 15	5YR 5/3-8 5YR 4/6 5YR 2-5/2-8 10YR 6-7/3-4	10YR 7/3 7,5YR 6/2, plamy 5YR 7/6, 10YR 6/4 2,5YR 5/4-6, 5YR 6/4-6, 5YR 8/3	
Bfe	Puszcza Białowieska 6 Kevo 9 Jurata 10, 11, 12 Schaabe 13, 14, 15	5YR 5/8 5YR 7/2 10YR 7/4-6 10YR 7/4	5YR 6/6 2,5YR 6/6, 5YR 5/8, plamy 7,5YR 4/2, 7,5YR 7/4 2,5YR 6/6, plamy 10YR 8/2, plamy, 2,5YR 5/4	
Cafe	Puszcza Białowieska 6 Kevo 9 Jurata 10, 11, 12 Schaabe 13, 14, 15	5YR 8/2 10YR 7/4 10YR 7/2-4 10YR 7/2	plamy 2,5YR 8/2, 10YR 7/4 plamy 10YR 7/1	

środowiska w wybranych obszarach badań (tab. 7.16) oraz zróżnicowanego ich czasu geopedogenicznego. Czynniki te określają dynamikę następujących po sobie zbiorowisk roślinnych i organizmów glebowych oraz wytworzonych przez nie ilości i jakości substancji organicznych oddziałujących na procesy rozwoju omawia-

Tabela 7.17. Zróżnicowanie miąższości poszczególnych poziomów w profilach badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych w różnych warunkach środowiska geograficznego w dm

Punkty badań Poziomy glebowe	Punkty badań														
	Równia pod Śnieżką			Puszcza Białowieska			Kevo			Jurata			Schaabe		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
L	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,5	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1
Ofh	0,2	0,6	0,6	0,1	0,1	1,2	0,7	0,6	0,6	0,5	1,0	0,5	9	1,0	0,9
Ahe	0,5	0,4	1,2	0,5	0,5	0,0	0,0	0,1	0,2	1,0	0,2	0,8	1,0	0,1	0,0
E	0,3	0,6	1,0	0,0	0,8	1,1	1,1	0,4	0,3	7,0	1,6	0,0	0,0	2,4	4,0
BvBhfe	1,4	1,1	0,6	0,0	0,0	-	0,3	0,7	-	-	-	-	-	-	-
BvBfe	0,6	0,6	1,0	1,0	0,6	-	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	-
Bv	2,8	1,5	1,8	3,5	1,5	-	1,2	1,5	-	-	-	-	-	-	-
CBv	0,8	1,5	1,5	4,0	2,9	-	2,8	1,2	-	-	-	-	-	-	-
Bhfe	-	-	-	-	-	0,3	-	-	0,7	7,5	0,6	0,0	1,4	1,2	2,5
Bfe	-	-	-	-	-	0,6	-	-	4,0	0,0	2,4	0,0	0,0	1,0	2,5
Café	-	-	-	-	-	0,0	-	-	2,0	0,0	3,2	3,0	3,1	1,1	0,0
Poziomy Σ	6,8	6,5	7,8	9,5	6,5	3,4	6,2	4,7	8,0	16,5	9,2	5,5	6,5	7,1	10,0
L + O	0,4	0,8	0,7	0,2	0,2	1,4	0,8	0,8	0,8	1,0	1,2	0,7	1,0	1,3	1,0
mineralne	6,4	5,7	7,1	9,3	6,3	2,0	5,4	3,9	7,2	15,5	8,0	4,7	5,5	5,8	9,0
O	0,4	0,8	0,7	0,2	0,2	1,4	0,8	0,8	0,8	1,0	1,2	0,7	1,0	1,3	1,0
Σ ^E _{Ahe}	0,8	1,0	2,2	0,8	1,3	1,1	1,1	0,5	0,5	8,0	1,8	1,8	1,0	2,5	4,0
Σ ^E _O	1,2	1,8	2,9	1,0	1,5	2,5	1,9	1,3	1,3	9,0	3,0	2,5	2,0	3,8	5,0

- poziom nie występuje

nych gleb. Konsekwencją tego są zróżnicowane i specyficzne dla każdej powierzchni badawczej poziomy organizacji podpowierzchniowych poziomów wzbogacania. W badanych glebach są to wskaźnikowe kompleksy barw czasowo wykształconych poziomów rdzawych – Bv (10YR 5–6/6–8 i 7,5YR 6–7/4–6) i iluwalnych – Bhfe (5YR 2–5/2–8 i 10YR 6–7/3–4) i Bfe (5YR 5–7/2–8 i 10YR 7/4–6) (tab. 7.16).

W glebach kriogenicznych w ich regularnie plamistych przestrzennych strukturach pokryw na Równi pod Śnieżką (profile 1–3) oraz w plamisto-pasowych strukturach w Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5) i w Laponii (profile 7, 8), charakterystyczne i diagnostyczne są wietrzeniowe poziomy Bv. Mają one dominujące równomierne zabarwienie żółto- do pomarańczowobrunatnego w odcieniach barw 7,5YR i 10YR, jasności 5–7 i nasyceniu barw 3–8, w zależności od ich wieku (tab. 7.16).

Jedynie w poziomach Bv starych gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką, które wielokrotnie znajdowały się w zasięgu krioperstrukcji, występują

plamy, zacieki i nacieki oraz involucje różnych odcieni barw towarzyszących. W poziomach Bv bezpośrednio pod spągiem poziomów E – zarówno w starych plejstoceno-eoholocennych glebach Równi pod Śnieżką, jak i w młodych mezoholocennych w Kevo, wskutek iluwialnej akumulacji powstały nierównomierne, często plamiste zaburzenia o intensywnych odcieniach 7,5YR – w BvBhfe i 5YR – w BvBfe, z jasnościami odpowiednio 3–4 i 5–7 oraz nasyceniami barw odpowiednio 4–6 i 4–8 (tab. 7.16).

Przeważnie młodsze i bardzo młode poziomy iluwialne Bfe o zabarwieniu od jasnopomarańczowego do czerwoczarne w plamisto-pasowych strukturach pokrywy glebowej w Puszczy Białowieskiej (profil 6) i w Laponii (profil 9) oraz w grzebieniasto-pasowych strukturach na Półwyspie Helskim (profile 10–12) i na mierzei Schaabe (profile 13–15), mają w zasadzie podobne dominujące odcienie barw 5YR i 10YR, jasność 5–7 i nasycenia 2–8. Charakterystyczne dla poziomów Bfe, z ich odmianami Bhfex, Bhfeo, Bfet, CBfe, są jednak, różniące je od poziomów Bv, mozaikowate nieciągłości form morfologicznych i zabarwienia w postaci zacieków, języków, plam, smug, marmurkowatości i komórkowatości oraz różnorodność liniowych nieciągłości poziomej i pionowej z bardzo zróżnicowanymi głębokościami ich zasięgów od 0,3 do 7,5 dm. Te cechy mają związek z mezo-, a nawet mikrorzeźbą powierzchni ziemi, z ekspozycją, a także z głębokością występowania strefy kapilarnego podsiąku wód glebowo-gruntowych i z segregacją wodną oraz eoliczną odłamków minerałów (profile 6, 9, 10–15).

Poziomy Bv badanych gleb natomiast wyróżniają się równomiernym zabarwieniem na całej ich miąższości od 3,4 do 6,3 dm poniżej powierzchni gleby i ciągłości równoległą do morfologii powierzchni ziemi oraz przejściem barwy – ostrym do wyżej leżącego poziomu E i wyraźnym ciągłym falistym do niżej leżących poziomów. Wymienione wyróżniające cechy poziomów Bv stwierdzono na dużych obszarach współczesnych paleoperyglacialnych plejstocennych i peryglacialnych holocennych gleb kriogenicznych północnej półkuli, także w postaci poziomów kopalnych na terenach polodowcowych (np. Ellis 1951; Tedrow, Hill 1955; Kopp 1965; Herz, Andreas 1966a,b; Czeppe 1966; Gravis 1974; Makejev 1975, 1981; Konecka-Betley 1981; Gugalinskaja 1982; Bussemer 1998; Manikowska 1999; Gustafsson i inni 2000; Degórski 2000; Semmel 2002; Kowalkowski 1973, 1988c, 2004a; Altermann i inni 2008). Poziomy te zawdzięczają powstanie wielokrotnym dobowym cyklom zamarzania i tajania w przypowierzchniowej warstwie czynnej zmarzliny, szczególnie aktywnej w przejściowych porach roku w zasięgu głębokości dobowych amplitud temperatury (Müller 1965) wynoszących od 30 cm w północnej borealnej do poniżej 60 cm od powierzchni ziemi w strefie subborealnej.

Procesy bielicowania w profilach badanych gleb rdzawych bielicowych spowodowały w przypowierzchniowej części poziomu Bv do głębokości 0,5–2,2 dm wybielenie materiału mineralnego i wytworzenie eluwialnych poziomów Ahe i E.

Na niżej leżące niezmienione części poziomu Bv nałożone zostały cechy morfologiczne odmian poziomu iluwialnego Bhfe i Bfe, zazwyczaj w postaci nieciągłych plam i zacieków sięgających do głębokości odpowiednio 1,5 do 3,5 dm oraz 2,0 do 4,5 dm (tab. 7.17). W ten sposób powstały poziomy BvBhfe i BvBfe, które powinny być nazywane rdzawymi iluwialno-próchniczożelazistymi i rdzawymi iluwialno-żelazistymi. Niezmieniona dolna część poziomu Bv sięga głębokości 4,6–6,3 dm na Równi pod Śnieżką (profile 1–3), 3,6–5,5 dm w Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5) oraz 3,4–3,5 dm w północnej Laponii (punkty 7, 8) – tabela 7.17. Zabarwienie poziomu BvBhfe uzyskało w ten sposób odcień 5–7,5YR z jasności 2–5 i nasyceniem barw 2–8, a poziomy BvBfe – odcień barw 5YR z jasnością 3–4 i nasyceniem 4–6 (tab. 7.16).

Na przejściach do skał macierzystych (zazwyczaj oglejonych) lub do litego podłoża mineralnego znajdują się przejściowe poziomy CBv. W glebach rdzawych bielcowych mają one miąższość 0,8–4,0 dm, a poziomy CBfe w glebach bielcowych – miąższość 1,1–3,2 dm (tab. 7.17). W przeciwieństwie do poziomów Bv ich zabarwienie jest charakterystycznie zróżnicowane, z dominującym odcieniem 7,5 i 10YR oraz z jasnością 6–7 i nasyceniem barwy 4–6 w poziomach CBv oraz odcieniami 5 i 10YR z jasnością 7–8 i nasyceniem 2–4 w poziomach CBfe (tab. 7.16, 7.17).

7.3. Poli- i monogenetyczne profilowe sekwencje warstw i poziomów glebowych

Barwy gleb, składające się z kombinacji odcieni, jasności i nasycenia pięciu głównych kolorów R, Y, G, B i P w połączeniu z neutralnymi barwami czarno-białymi, opracowane w skali barw A. Munsella w 1952 r. i przedstawione w *Zrewidowanych standardowych kartach barw gleb* (Oyama, Takehara 1967), mogą być przyjęte za przybliżone zobiektywizowanie określenia morfologicznych cech wskaźnikowych w profilach właściwości i budowy genetycznej gleb. Zabarwienia poziomów determinują wstępne i rozłączne sprecyzowanie profilowych sekwencji genetycznych poziomów typów i podtypów gleb z ich skałami macierzystymi i z podłożami.

Rozpatrywane w terenie zespoły cech morfologicznych definiujących każdy genetyczny poziom i każdą warstwę w profilu glebowym mogą być mono- i polimorficzne. Są one między sobą nierozłącznie powiązane, nieciągłe, mają różną wagę hierarchiczną, wyznaczają granice strukturalne i lokalizacji w profilu poziomów i warstw w przestrzeni pedonów i polipedonów. Nie ma więc w profilu indywidualnej cechy morfologicznej niewskaźnikowej i żadnej z nich nie można rozpatrywać w oderwaniu od zróżnicowanych w przestrzeni innych cech morfologicznych. W świetle dotychczas rozpatrywanych danych należy zatem przyjąć

zasadę, że w jednym poziomie diagnostycznym może znajdować się zespół diagnostycznych cech o różnej wadze hierarchicznej, dominujących i towarzyszących. Od ich rozpoznania i interpretacji zależy przybliżenie do optymalnego zaszerzowania gleby w hierarchicznym systemie.

Już jak wskazaliśmy, w badanych obszarach znajdują się mozaiki różnego wieku poligenetycznych gleb rdzawych bielicowych oraz monogenetycznych gleb bielicowych. Ich inicjacja i rozwój odbywały się pulsacyjnie i następowały w okresie od środkowego plejstocenu (Równia pod Śnieżką od mezoplejstocenu) do neoholocenu (Półwysep Helski i mierzeja Schaabe). Badane gleby znajdują się bezpośrednio przy powierzchni ziemi. W ich profilach nie ma poziomów gleb kopalnych, są poziomy reliktywne i współczesne.

Odpowiednio do propozycji K.-D. Jäger (1970, 1979), Z. Prusinkiewicza (1994), P. Felixa-Henningsena i K. Bleicha (1996) oraz S. Bussemera (2007), a także w nawiązaniu do zasad przyjętych w *Systematyce gleb Polski* (1989) i w *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000), w badanych glebach należy zatem wyróżnić dwie grupy poziomów genetycznych. Są to stare poli- i monogenetyczne reliktywne poziomy powstałe ze zwietrzelin skalnych *in situ* oraz soliflukcyjne warstwy glebowe (glebopokrywy) stokowe, z wytworzonymi w nich reliktywne poziomami glebowymi, które powstały wskutek oddziaływania konkretnych, dawnych plejstocenijskich proglacljalnych i peryglacljalnych układów czynników glebotwórczych i zostały mało zmienione w środowisku ekstraperyglacljalnym. W grupie drugiej są młodsze autonomiczne poli- i monogenetyczne poziomy glebowe związane ze współczesnymi holocenijskimi peryglacljalnymi i ekstraperyglacljalnymi środowiskami glebotwórczymi.

W badanych profilach znajdujemy poligenetyczne cztery poziomy Ahe i E oraz Bhfe i Bfe eoholocenijskich gleb bielicowych, nałożone w górnej części profilu na starsze reliktywne poziomy rdzawe Bv gleb rdzawych kriogenicznej plejstocenijskiej i holocenijskiej genezy. Dotyczy to późnoplejstocenijsko-eoholocenijskich gleb rdzawych bielicowych Równi pod Śnieżką, wytworzonych z kriogenicznych zwietrzelin skał granitowych *in situ* (profil 1) oraz z soliflukcyjnych glebopokryw stokowych (profile 2, 3) na podłożu litych skał, a także eoholocenijskich w Kevo ze zwietrzelin skał granulitowych *in situ* (profil 7) i z soliflukcyjnych glebopokryw stokowych na zwietrzelinach (profile 8, 9) oraz w Puszczy Białowieskiej z późnoplejstocenijsko-eoholocenijskich deluwialnych ablacyjnych morenowych osadów na piaskach glaciofluwialnych (profile 4, 5). Powierzchnie tych gleb przykrywa współczesny monogenetyczny poziom organiczny Ofh, o bardzo zróżnicowanej miąższości. Poli- monogenetyczna sekwencja tych poziomów jest następująca:

L-Ofh-Ahe-prEhlkr-prBvlBhfekr-prBvtBfeker-prBvtkr-prCBvtkr-RpBvkr
lub DpGkr

Eluwalne poziomy Ahe i Eh, powstałe w plejstocenie i w holocenie wskutek późniejszego całkowitego zbielicowania górnej części wytworzonego wcześniej kriogenicznego poziomu rdzawego Bv, są w tej sekwencji poligenetyczne i zarazem reliktowe. Są nimi także rdzawoiluwalne poziomy BvBhfe i BvBfe, ukształtowane w dwóch fazach rozwojowych w środowisku peryglacjalnym plejstocenu i w ekstraperyglacjalnym środowisku holocenu. W stropie niezbielicowanej części poziomu Bv zakumulowana została część produktów procesu bielicowania z roztworów oraz w postaci koloidów i zawiesin próchniczno-mineralnych, a także żółtobrunatnych i brunatnych cząstek drobnego pyłu i ilu, przemytych z powstających w górnej części Bv poziomów Ahe i Eh. Różne sekwencje tych poziomów i związanych profili uziarnienia oraz częściowych profilowych układów właściwości chemicznych przedstawiono na rycinach 7.2–7.6 oraz 7.8 i 7.9.

Bardziej różnicowane są sekwencje poziomów i warstw, między poszczególnymi obszarami i w obrębie ich struktur, w profilach badanych gleb bielicowych. Główną przyczyną takiego różnicowania w rozpatrywanych przypadkach są trzy środowiska geograficzne ich powstawania, a mianowicie:

- ▶ peryglacjalne środowisko plejstocenijskie i ekstraperyglacjalne holocenijskie – reliktovej gleby bielicowej gruntowoglejowej w Puszczy Białowieskiej (ryc. 7.7);
- ▶ peryglacjalne środowisko holocenijskie – reliktovej gleby bielicowej właściwej w Kevo (ryc. 7.10);
- ▶ ekstraperyglacjalne środowisko mezo- i neoholocenijskie – współczesnych gleb bielicowych na Półwyspie Helskim (ryc. 7.11–7.13) oraz na mierzei Schaabe (ryc. 7.14–7.16).

W zasadzie te różnicowane gleby są monogenetyczne, z typowym profilowym układem poziomów genetycznych:

L–Ofh–Eh–Bhfe–Bfe–CBfe–C lub Cg lub G

Od tej sekwencji poziomów genetycznych w profilu są liczne odstępstwa, uzależnione od zmiennych w czasie, wielkoobszarowych – strefowych i lokalnych – niestrefowych, warunków środowisk geopedogenezy. Istotne znaczenie ma tu rodzaj i wiek substratów na pierwotnych i wtórnych złożach, podlegających wielokrotnie kolejnym pedogenicznym przekształceniom synsedymenacyjnym lub postsedymenacyjnym.

Między innymi są to profile poziomów genetycznych ekstraperyglacjalnych inicjalnych gleb bielicowych Półwyspu Helskiego (ryc. 7.13) i na mierzei Schaabe (ryc. 7.14 i 7.15) z inicjalnymi przewarstwieniami organicznymi Ahi w piaskach eolicznych najmłodszych białych i szarych wałów wydmy równoległych do współczesnego brzegu morza oraz starszych od nich wałów brzegowych szarych. Są to także

sekwencje reliktowych starszych poziomów genetycznych gleb bielicowych w wałach brzegowych żółtych i brunatnych okolic Juraty (ryc. 7.11, 7.12) i na mierzei Schaabe (ryc. 7.15, 7.16) przykryte młodszymi, na ogół równomiernymi pokrywami wybielonych piasków o miąższości zwykle większej od 1 dm (tab. 7.17). Według *Soil Taxonomy* (1975) są to niepedogeniczne wybielone piaski alochtoniczne, przytransportowane przez wodę i wiatr, o właściwościach diagnostycznych „materiału *albic*”, będące jednak pedogeniczną skałą macierzystą. Te pseudomorfozy zazwyczaj są przykryte współczesnymi ektopróchnicznymi poziomami diagnostycznymi *folic* – Ofh, z warstwami nierozłożonej ściółki leśnej – L na ich powierzchni. Wymywane z tych najmłodszych poziomów organicznych łatwo rozpuszczalne związki próchniczne z Fe i Al są przemywane do przykrytych przez warstwę materiału *albic* dawnych poziomów reOfh i L, z często torfiastymi, silnie sprasowanymi liśćmi i tam osadzone w postaci cienkich nieciągłych lamin i płamistych, czerwono-brunatnych iluwów.

Cechami różnicującymi są także kumulacje znacznych ilości próchnicy w poziomach OrAhe i rEh w glebach Równi pod Śnieżką (ryc. 7.2–7.4), w poziomie Eh w Puszczy Białowieskiej (ryc. 7.7), na Półwyspie Helskim (ryc. 7.11, 7.12) i na mierzei Schaabe (ryc. 7.15) oraz reliktowe cechy oglejenia opadowego na Równi pod Śnieżką (ryc. 7.2). Diagnostyczną wartość ma współczesne oglejenie gruntowe w dolnej części profilu z Puszczy Białowieskiej (ryc. 7.6), Laponii (ryc. 7.9), Półwyspu Helskiego (ryc. 7.11, 7.12) i mierzei Schaabe (ryc. 7.16). Ilościowo-jakościową różnorodność profili poziomów genetycznych badanych gleb ilustrują tabele 7.1–7.15, ryciny 7.2–7.16 oraz fotografie 7.1–7.15.

7.4. Sekwencje pedomorfogenicznych cech przekształceń peryglacialnych i ekstraperyglacialnych

Jak wcześniej stwierdziliśmy, inicjacja i rozwój rozpatrywanych katen gleb rdzawych bielicowych oraz gleb bielicowych na niewielkich odległościach odbywały się w chronosekwencjach zarówno środowisk ekstraperyglacialnych holocenu, jak też środowisk peryglacialnych plejstocenu i następnie ekstraperyglacialnych holocenu. Poznanie trójwymiarowej, przestrzennej organizacji pokrywy glebowej, bez uwzględnienia jej minionej i współczesnej dynamiki rozwoju w czwartym wymiarze – czasu (WRB 2006), nie jest możliwe bez uwzględnienia w profilach czasowego następstwa diagnostycznych poziomów genetycznych i warstw glebowych wraz z ich litopedomorfogenetycznymi przekształceniami w środowiskach peryglacialnych i ekstraperyglacialnych. Aby uzasadnić tę tezę, przedstawiono krótką kompleksową charakterystykę diagnostycznych całości pedomorfogenetycznych badanych gleb.

Wiadomo, że w profilach gleb rdzawych bielcowych Równi pod Śnieżką (profile 1–3) znajdują się co najmniej dwa starsze poziomy reliktowe, będące plejstoceńsko-holocenijskimi poziomami diagnostycznymi. Jest to diagnostyczny poziom *cryic*, który na powierzchniach na Równi pod Śnieżką jest stary i reliktowy (profile 1–3), natomiast na północy Europy, w Laponii, jest młody i reliktowy (profile 7, 8). Cechy morfologiczne tego poziomu towarzyszą poziomowi diagnostycznemu *albic* oraz kompleksowemu poziomowi *sideric* z dodatkowymi cechami diagnostycznymi poziomów *argic*, *spodic*, *duripan* i niekiedy *spodogleyic* i *gleyic*.

Część badanych gleb rdzawych bielcowych, a mianowicie w Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5), powstała z plejstoceńskiego soliflukcyjnego sedymentu glebowego o cechach poziomu *cryic* i *sideric* nabytych w miejscu jego pierwotnego zalegania. Na ten sedyment glebowy nałożyły się na nowym złożu morfologiczne cechy poziomów diagnostycznych *albic*, *spodic* i częściowo *gleyic*. W glebach bielcowych Półwyspu Helskiego (profile 10–12) i mierzei Schaabe (profile 13–15), a także Puszczy Białowieskiej (profil 6) z poziomami *albic*, *spodic* i *gleyic*, diagnostyczny poziom *cryic* nie mógł powstać, ze względu na ich staro- lub młodoholocenijską inicjację w środowiskach klimatu borealnego, subborealnego lub subatlantyckiego. Na powierzchni wszystkich rozpatrywanych gleb zazwyczaj znajduje się różnej miąższości i niekiedy nieciągły, młody organiczny poziom diagnostyczny *folic*, charakterystyczny dla ekosystemów leśnych.

Z powyższego wynika, że problem genezy gleb rdzawych w kontekście dwóch głównych kierunków interpretacji ich powstawania jest nadal otwarty. Z jednej strony mamy uogólnienie Z. Prusinkiewicza (1966) o fałszywym tropie badawczym wiążącym genezę tych gleb ze zjawiskami peryglacjalnymi schyłku Vistulianu, z drugiej zaś koncepcje wiążące genezę gleb rdzawych ze środowiskiem peryglacjalnym (Kowalkowski 1973).

Zwolennicy pierwszego z omawianych kierunków interpretacji sugerują, że poziom *sideric* gleb rdzawych jest analogiem poziomu *cambic* w glebach brunatnych i wykształcony został tylko w holocenijskich piaskach bez cech procesów mrozowych środowiska peryglacjalnego – m.in. R. Bednarek (1991), Z. Prusinkiewicz i R. Bednarek (1985, 1999) oraz R. Bednarek i Z. Prusinkiewicz (1997). Nie uwzględniają faktu, że w holocenie powstawały i powstają poziomy *sideric* na obszarach Arktyki i Antarktyki oraz w wysokich piętrach górskich z różnych zwietrzelin *in situ* i z sedymentów różnej genezy. Ograniczają oni w Polsce występowanie gleb rdzawych do zasięgów luźnych i słabogliniastych piasków sandrowych i zwałowych oraz innych utworów piaszczystych plejstoceńskich, a także do piasków holocenijskich, które nie znajdują się pod wpływem procesów środowiska peryglacjalnego. Serie stref przekształceń peryglacjalnych według D. Koppa (1968) widzą tylko w glinach zwałowych. Ci sami autorzy wyrażają także pogląd, że „wszystkie cechy powstałe w wyniku procesów peryglacjalnych należy rozpatrywać nie jako rezultat

pedogenezy, lecz litogenezy”, zastrzegając jednak, że „niekiedy rozgraniczenie obu tych procesów bywa trudne” (Bednarek, Prusinkiewicz 1997).

Zwolennicy koncepcji peryglacjalno-ekologicznej podkreślają natomiast, że oczywistym przykładem równoczesnego działania obu tych procesów, będących składnikami procesów kriogenicznego przekształcenia, są gleby współczesnych tundr oraz plejstoceńskie i holocenijskie gleby potundrowe, z zespołami kriogenicznych cech odwapnienia, segregacji uziarnienia, kongeliturbacji oraz migracji łu i mrozowego przemieszczania próchnicy, żelaza, glinu i innych elementów w ich profilowym układzie. Gleby te występują w środkowej i północnej Europie oraz w środkowej i północnej części Ameryki Północnej i Azji (Schilling, Wiefel 1962; Kopp 1965; Targuljan 1971; Kowalkowski 1973; Vreeken 1975; Schunke 1975; Huggett 1975; Makeew 1975; Tarnocai, Zoltai 1978; Karte 1979; Gugalinskaja 1982; Kopp, Kowalkowski 1990; Van Vliet-Lanoe 1990, Semmel 1977, 1994, 2002; Van Vliet-Lanoe, Seppälä 2002; Jäger, Kopp 2004; Blume, Bölter 2004).

W niniejszym opracowaniu przedstawiono dla każdej z badanych gleb (ryc. 7.2–7.16) składniki litomorfopedogenicznych serii peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych profilowych biotyczno- i klimatogenicznych przekształceń materiału zwietrzelinowego i glebowego oraz profilowych układów geomorfogenicznych serii peryglacjalnych glebopokryw stokowych, w powiązaniu z ich litogenicznymi substratami i podłożami. Ich ogólna klasyfikacja, którą należy traktować jako głos polemiczny w dyskusji naukowej, została zestawiona na podstawie aktualnych koncepcji A. Kowalkowskiego (2004b, 2006, 2007) oraz M. Altermanna i współautorów (2008) w tabeli 3.3.

W profilach poligenetycznych badanych gleb plejstoceńsko-holocenijskich Równi pod Śnieżką oraz holocenijskich gleb północnej Laponii znajdują się dwa różne układy kriomorfogenetycznych właściwości, z cechami transgresywnymi ich rozwoju z nakładaniem (według nomenklatury van Vreekena 1975). Na eluwialnych spłaszczeniach wzniesionych zrównań (profile 1, 7) są to klimatyczno-biogeniczne sekwencje stref przekształceń, powstałe wskutek działania od powierzchni w głąb płytkich gleb mrozowych procesów środowisk proglacjalnych i peryglacjalnych oraz syngenetycznego długotrwałego wbudowywania w nie, także od powierzchni ziemi, cech intensywnego przekształcania biogenicznego w warunkach tundry i lasotundry z długoletnią zmarzliną w płytkim podłożu skalnym (ryc. 7.2, 7.8). Na eluwialno-akumulacyjnych częściach stoków, w profilach 2, 8 i 9, na zwietrzałym podłożu skalnym lub na osadzonych kolejno stokowych substratach glebowych, znajdują się serie warstw glebopokryw stokowych, składające się z alochtonicznego soliflukcyjnego i akumulacyjnego zwietrzelinowego materiału, już wcześniej co najmniej częściowo przekształconego pedogenicznie w ich pierwotnym złożu. Każda kolejna z tych nałożonych na siebie warstw, po jej ustabilizowaniu na stoku, była postsedymentacyjnie mniej lub bardziej pedogenicznie przekształcona przez jednocześnie działające na

nią od powierzchni, zmieniające się w czasie i przestrzeni układy czynników klimatycznych oraz bio- i geomorfogenicznych. Działo się to najpierw w środowiskach peryglacialnych, a następnie w ekstraperyglacialnych. Przekształcenia te były możliwe w fazach względnej morfogenetycznej stabilności powierzchni części akumulacyjnej stoku. Dotyczyło to szczególnie rozwoju rdzawych glebopokryw stokowych – akumulacyjnej i górnej (ryc. 7.3, 7.4, 7.9, tab. 7.16). We glaciofluwalnych osadach powstała w Kevo postsedymentacyjna seria pokrywowej i przejściowej strefy peryglacialnych przekształceń nad wieloletnią zmarzliną, z cechami syngenetycznego działania czynników klimato- i biogenicznego (profil 9, ryc. 7.10).

W profilach 4 i 5 gleb zlokalizowanych w Puszczy Białowieskiej na soliflukcyjną serię alochtonicznych rdzawych glebopokryw klimatu zimnego, o malejącym od powierzchni w głąb natężeniu procesów przekształceń, nałożyło się postsedymentacyjne działanie przekształceń mrozowych środowiska peryglacyjnego. Zarazem jednak w zmieniających się środowiskach peryglacialno-ekstraperyglacialnych sinusoidalnie wzrastało profilotwórcze, przekształcające działanie czynnika biotycznego. Skutkiem tego jest profil stref przekształceń peryglacialnych z nałożonymi na nie młodszymi strefami przekształcania biogenicznego (ryc. 7.5 i 7.6). W profilu 6 natomiast, w namytych piaskach glaciofluwalnych, od powierzchni nałożyły się cechy środowiska peryglacialno-ekstraperyglacialnego, wskutek działania głównie czynnika biotycznego, w warunkach dużej wilgotności spowodowanej wysokim poziomem wód glebowo-gruntowych (ryc. 7.7).

Młode i bardzo młode holocenijskie monogenetyczne gleby Półwyspu Helskiego (profile 10–12) oraz mierzei Schaabe (profile 13–15) tworzą mozaiki nierównopoczątkowych chronosekwencji ze strefami przekształceń biotycznych o bardzo zróżnicowanych miąższościach i stopniach wykształcenia. Sięgają one od powierzchni w głąb profilu, do maksymalnej głębokości 16 dm, w przybrzeżnych lądowych osadach wód morskich i później częściowo przekształconych eolicznie w pola wydmowe o różnej wysokości, na płaskim podłożu plażowym. W rozwoju tych gleb, w warunkach zazwyczaj słabnących przekształceń, podrzędną rolę odgrywał pulsacyjnie zmieniający się czynnik klimatyczny, natomiast dominującą – ekstraperyglacialny czynnik biogeniczny oraz zmienna w czasie i przestrzeni głębokość występowania lustra wody gruntowej, także przy znaczącym udziale czynnika antropogenicznego (profile 10, 11, 14, 15, ryc. 7.11, 7.12, 7.15, 7.16).

Z powyższego wynika, że badane gleby są polimorficznymi historycznymi i dyskontynuacyjnymi systemami, których cechy w czasie ciągle podlegają akumulacyjnym modyfikacjom i zmianom. Skutkiem tych zmian są zróżnicowane jakościowo i ilościowo wskaźnikowe cechy morfologiczne charakteryzujące każdy poziom genetyczny w profilu glebowym, które mogą składać się ze zbiorów wielu cech podlegającym różnorodnym przekształceniom, zależnie od zmieniających się układów czynników glebotwórczych.

7.5. Diagnostyka morfologiczna poziomów w glebach bielicowych

Gleby z cechami procesów bielicowania w profilu poziomów genetycznych, jak można wnioskować z przedstawionych wyników badań, powstają, egzystują oraz mogą być przykrywane i likwidowane w następujących po sobie środowiskach peryglacialnych plejstocenijskich i holocenijskich oraz w środowiskach ekstraperiglacialnych holocenijskich. Z mapy regionów świata z kompleksami dominujących gleb bielicowych (ISSS Working Group 1998) oraz danych W.G. Sombroeka (1966), V. Targuljana (1971), K. Stahra (1973), M. Glazovskiej (1973), H. Jenny'ego (1983), J. Little (1988), C.H. Thompsona (1992), H.-P. Bluma i współautorów (1997), A. Kowalkowskiego (1998a), M. Degórskiego (2002), D. Sauer i współautorów (2007) wynika, że gleby bielicowe o różnych kompleksowych profilowych układach poziomów diagnostycznych występują we wszystkich wilgotnych strefach klimatyczno-roślinnych i na wszystkich kontynentach. Powstają one z różnych zwietrzelin *in situ* oraz z osadów na pierwotnych i wtórnych złożach, o bardzo zróżnicowanym wieku, uziarnieniu i składzie mineralnym.

Uzasadnione staje się w związku z tym podstawowe pytanie postawione przez D. Sauer i innych (2007) czy bielicowanie przypisywane tym glebom jest jednym ciągłym w czasie czy też przerywanym procesem bądź zjawiskiem morfologicznym, będącym wytworem różnych następujących po sobie procesów? Według wymienionych uprzednio autorów różnorodność środowisk, w których znajdują się gleby bielicowe sugeruje, że procesy te nie we wszystkich przypadkach są identyczne i ciągłe. Na przykładzie badanych gleb wydaje się bardziej prawdopodobne, że chronosekwencje transgresywne kilku zachodzących po sobie procesów mobilizacji i immobilizacji glebowej materii organicznej, Fe, Al, i Si w przypadku gleb rdzawych bielicowych, powodują powstanie gleb poligenetycznych. Specyfika kombinacji dominujących czynników glebotwórczych w każdej z licznych lokalizacji w krajobrazie determinuje, które z możliwych procesów mogą skutkować danym profilowym układem morfologii, uziarnienia i układu właściwości.

Nie wnikając w problemy przebiegu procesu bielicowania, należy zastanowić się, jaki stosować system morfologicznej diagnostyki poziomów glebowych w przypadku gleb z cechami bielicowania w ich profilu. Z zestawienia w tabeli 7.18 wynika, że w profilach badanych gleb występują cechy morfologiczne różnych kombinacji siedmiu poziomów diagnostycznych: *cryic*, *argic*, *albic*, *spodic*, *gleyic*, *anthropic* i *follic* wyróżnianych współcześnie w czasowym następstwie. W poziomach *albic* i *spodic* wyróżniono także ich inicjacyjne formy (profile 12, 13). Dodatkowo zaproponowano poziom *anthroalbic* dla drugiego podpowierzchniowego poziomu *albic* (E2 w profilach 10, 11, 14, 15). Ten poziom występuje często w terenach morskich osadów piaszczystych, na których, po całkowitym zniszczeniu

Tabela 7.18. Morfologiczne poziomy diagnostyczne badanych gleb rdzawych bielcowych i bielcowych różnej genezy i wieku oraz odpowiadające im poziomy genetyczne

Kolejny numer gleby	Środowisko inicjacji rozwoju	Rodzaj substratu	Typ i podtyp gleby	Poziomy genetyczne gleb	Poziomy diagnostyczne w czasowym następstwie powstania
1	peryglacjalne plejstocenijskie	zwietrzelina granitu <i>in situ</i>	rdzawa bielcowa	2-Bvt, 3-Bvt; 4-Ahe, Ehl, BvIBhfe, BvtBfe; 7-L+Ofh	1-cryic; 2-sideric; 3-argic; 4-albic i spodic; 7-folic
2	peryglacjalne plejstocenijskie	glebopokrywy stokowe, zwietrzelina granitu	rdzawa bielcowa	2-Bv; 3-Bvt; 4-Ahe; Ehl, BvIBhfe, BvtBfe; 7-L+Ofh	1-cryic; 2-sideric; 3-argic; 4-albic i spodic, 7-folic
3	peryglacjalne plejstocenijskie	glebopokrywy stokowe, zwietrzelina granitu	rdzawa bielcowa	3-Bvt, 4-Ahe, Ehl, BvIBhfe, BvtBfe; 7-L+Ofh	1-cryic; 2-sideric; 3-argic; 4-albic i spodic, 7-folic
4	peryglacjalne plejstocenijskie	piaski zwałowe deluwialne	rdzawa słabo bielcowa	2-Bvt, 4-Ahe, E, BvBfe; 7-L+Ofh	2-sideric; 4-albic i spodic, 7-folic
5	peryglacjalne plejstocenijskie	piaski zwałowe deluwialne	rdzawa bielcowa	2-Bvt; 4-Ahe; E, BvBfe; 7-L+Ofh	2-sideric; 4-albic i spodic, 7-folic
6	peryglacjalne plejstocenijskie	piaski glacjioluwialne	bielcowa gruntowo-glejowa	4-Eh, Bhfe, Bfe, 5-Gor; 7-L+Ofh	4-albic i spodic; 5-gleyic, 7-folic
7	peryglacjalne holocenijskie	zwietrzelina granulitu <i>in situ</i>	rdzawa bielcowa	2-Bvt, 4-Ehl, BvtBfe; 7-L+Ofh	1-cryic; 2-sideric; 3-argic; 4-albic i spodic, 7-folic
8	peryglacjalne holocenijskie	glebopokrywy stokowe, zwietrzelina granulitowa	rdzawa bielcowa stokowo-glejowa	2-Bvt, 4-EI, BvBhfe, 5-G; 7-L+Ofh	1-cryic; 2-sideric; 3-argic; 4-albic i spodic; 5-gleyic, 7-folic
9	peryglacjalne holocenijskie	piaski glacjioluwialne	bielcowa właściwa	4-Ahe E, Bhfe, Bfe; 7-L+Ofh	1-cryic; 4-albic i spodic, 7-folic
10	eskraperyglacjalne holocenijskie	piaski wału brzegowego morskiego brunatnego	bielica próchniczno-żelazista orsztynowa	4-E1, Bhfeox, AhBfe, 6-E2, Eh; 7-L+Ofh	4-albic i spodic; 6-anthroalbic, 7-folic
11	eskraperyglacjalne holocenijskie	piaski wału brzegowego morskiego żółtego	bielcowa próchniczno-żelazista	4-E1, Bhfe, Bfe 6-Eh2; 7-L+Ofh	4-albic i spodic; 6-anthroalbic, 7-folic
12	eskraperyglacjalne holocenijskie	piaski wydymowe szare	arenosol bielcowany	4-Ahei, Bfei; 7-L+Ofh	4-albic i spodic inicjalne, 7-folic
13	eskraperyglacjalne holocenijskie	piaski wydymowe	arenosol bielcowany	4-Ahei, Bfei; 7-L+Ofh	4-albic i spodic inicjalne, 7-folic
14	eskraperyglacjalne holocenijskie	piaski wału brzegowego morskiego brunatnego	bielcowa inicjalna	4-Ei1, Bhfei; Bfei; 6-Ehi2, 7-L+Ofh	4-albic i spodic inicjalne; 6-anthroalbic, 7-folic
15	eskraperyglacjalne holocenijskie	piaski wału brzegowego morskiego brunatnego	bielcowa żelazista gruntowo-glejowa	4-Bhfe, Bfei; 5-Cggor; 6-E2; 7-L+Ofh	4-albic i spodic; 5-gleyic; 6-anthroalbic, 7-L+Ofh

lasów w średniowieczu, wystąpiła silna wodna i eoliczna denudacja powierzchniowa z osadzaniem na powierzchni gleb bielcowych z poziomami L, Ofh i E1 pokrywy piasku, dodatkowo od powierzchni wybielonego po restytucji lasu iglastego (poziom E2) (fot. 7.10). Cechy poziomu *cryc* w badanych glebach występują w postaci fragmentów reliktowych właściwości w poziomach *sideric* – Bv, Bvt i BvC oraz w poziomach rdzawoiluwalnych (*sideric* + *spodic*) – BvtBhfe i BvtBfe, wskazujących na istnienie w tych częściach profilu w przeszłości plejstocenijskiej (profile 1–3) lub holocenijskiej (profile 8, 9) krioperstrukcji i wieloletniej zmarzliny. Cechy tego poziomu znajdujemy zazwyczaj w zbitych dolnych częściach poziomów *sideric* z właściwościami poziomów *argic* i *densic* – Bvt wzbogaconych we wmyte ze zubożonych poziomów E1 i z górnych części poziomów Bv1 frakcje drobnego pyłu (0,02–0,002 mm) i iłu (0,002 mm).

Rozróżnienie poziomów *sideric* – Bv oraz *spodic* – Bhfe i Bfe jest stosunkowo łatwe na podstawie różnic jednorodności ich zabarwienia. Wietrzeniowe, nieiluwalne poziomy *sideric* na całej ich miąższości od 3 do 6 dm mają zabarwienie równe. Poziomy *spodic* – Bhfe i Bfe natomiast, mają charakterystyczne plamiste i wąskojęzyczne formy zabarwienia, często głęboko wnikaające do niżej leżącej skały macierzystej – CBfe, do głębokości 16 dm w badanych glebach. W przypadku gleb rdzawych bielcowych na górną i często środkową część poziomu *sideric*, o równym zabarwieniu, nakładają się plamy i języki poziomu *spodic* – Bhfe i Bfe związane z późniejszymi procesami bielcowania, przebiegającymi w górnej części relikтового poziomu Bv. Cechy poziomu diagnostycznego *gleyic* (profile 6, 8, 15) mają zazwyczaj reliktowy charakter, w związku ze współczesnym obniżeniem lustra wód glebowo-gruntowych.

Według zasad klasyfikacji gleb WRB (1998) wyróżnianie bezpośrednio w terenie poziomów diagnostycznych na podstawie występujących cech morfologicznych powinno ułatwić zrozumienie następujących po sobie zespołów procesów glebotwórczych i umożliwić opracowanie bardziej obiektywnej charakterystyki gleb w ich układach profilowych pionowych i poziomych, bez wykorzystania procesów jako kryterium. Dobre zdefiniowanie zespołów poziomów diagnostycznych występujących w danym profilu glebowym powinno zobiektywizować przedstawianie przestrzennego zróżnicowania asocjacji glebowych – polipedonów w różnego wieku jednostkach geomorfologicznych powierzchni Ziemi. Zespoły poziomów diagnostycznych, wyróżnione na podstawie cech morfologicznych profilu i skwantyfikowanych danych analitycznych, powinny być zatem indykatorami zaszeregowania gleb w systemie ich podziału. W postępowaniu tym wykorzystuje się zespoły laboratoryjnych danych analitycznych.

8. Pedogeomorfogeniczna różnorodność wskaźników uziarnienia w profilach gleb bielcowych i ich substratów

8.1. Wstępna charakterystyka różnorodności uziarnienia

Uziarnienie jest jedną z cech i właściwości gleb mało zmiennych w czasie. Ma ono jednak i pośredni i bezpośredni wpływ na kształtowanie warunków życiowych organizmów glebowych, a szczególnie roślin. W dolnej części profilu glebowego zazwyczaj dominują warstwy o uziarnieniu mało zmienionym przez pedogenezę, z trudno zmiennymi cechami pochodzenia geologicznego. W górnej części, ku powierzchni, rośnie nasilenie nabytych w pedogenezie łatwo zmiennych właściwości nawiązujących do pionowego układu sekwencji poziomów genetycznych.

Zgodnie z koncepcją badań systemowych (Kölling i inni 1996; Kölling 1999; Becker i inni 2000; Barkmann 2002), system profilu glebowego może być scharakteryzowany poprzez stosunki ilościowe oraz pionowe liniowe zmiany – od skały macierzystej do poziomu powierzchniowego – ilościowego udziału konkretnych grup frakcji uziarnienia wraz z gradientem odchyień w lewo lub w prawo na całej głębokości profilu. Są to wskaźniki różnych faz trwałego i zrównoważonego, a jednocześnie dyskontynuacyjnego rozwoju gleb leśnych, umożliwiające kwantyfikację dynamiki zmian środowiska w czasie i w przestrzeni. Do tych grup frakcji należą między innymi sumy frakcji piaskowych (\varnothing 2,0–0,05 mm), pyłowych (\varnothing 0,05–0,002 mm) i ilowych (\varnothing <0,002 mm), których linie profilowego przebiegu w badanych glebach przedstawiono na rycinach 7.2–7.16, a gradienty głębokościowe przedstawione są w rozdziale 8.2.

W badanych katenach glebowych występują zróżnicowane genetycznie i wiekowo następujące grupy i podgrupy granulometryczne:

- ▶ wietrzeniowe gliny *in situ* o uziarnieniu glin średniopiaszczystych, pyły piaszczyste o różnej zawartości frakcji szkieletowych i piaskowych (profil 1),

a także uwarstwione soliflukcyjne stokowe gliny pochodzenia wietrzeniowo-glebowego o uziarnieniu grubo- i średnioziarnistym, zróżnicowanej zawartości frakcji szkieletowych na Równi pod Śnieżką oraz na terasach krioplanacyjnych jej północnego stoku (profile 2, 3);

- ▶ morenowe deluwialne oraz glacjafluwialne silnie przesegregowane piaski luźne średnio- i drobnoziarniste pochodzenia skandynawskiego w Puszczy Białowieskiej (profile 4–6);
- ▶ wietrzeniowe *in situ* na zrównaniu (profil 7) i soliflukcyjne piaski stokowe (profil 8) o uziarnieniu piasków gliniastych i słabo gliniastych szkieletowatych oraz na terasie rzecznej glacjafluwialne piaski luźne grubo- i średnioziarniste ze śladami drobnego szkieletu w Kevo (profil 9);
- ▶ morskie piaszczyste i ich pochodne osady plażowe i wałów brzegowych (profile 10, 11), eoliczne piaski, o uziarnieniu piasków luźnych, średnio- i drobnoziarnistych z niewielką domieszką drobnego żwiru (profil 12) na Półwyspie Helskim, przytransportowane z odległego klifu morenowego;
- ▶ morskie namywy piaszczyste w wałach brzegowych (profile 13, 14) i ich pochodne eoliczne osady (profil 15) o uziarnieniu piasków luźnych grubo-, średnio- i drobnoziarnistych z przewarstwieniami żwiru i drobnych kamieni mierzei Schaabe, przytransportowane z pobliskiego nadmorskiego klifu morenowo-kredowego. Różnorodność uziarnienia w profilach badanych gleb przedstawiono w tabeli 8.1.

Dominujący wodny charakter sedymentacji osadów oraz ich częste powierzchniowe przekształcenie eoliczne lub kriogeniczne potwierdzają również obliczone wskaźniki granulometryczne. Krzywe kumulatywne charakteryzujące te dwa typy sedymentu, skonstruowane na siatkach prawdopodobieństwa Phi, wykazują pewne różnice. Krzywe odnoszące się do składu granulometrycznego piasków fluwialnych są bardziej wypukłe, wyraźnie odchylają się od rozkładu logarytmnormalnego ($GSA > 0$) oraz cechują się rozkładem leptokurtycznym lub bardzo leptokurtycznym ($GSP > 1,2$), podczas gdy krzywe dla piasków przewianych są na znacznym odcinku zbliżone do prostej i mają rozkład mezokurtyczny lub platykurtyczny ($GPS < 1,2$). Otrzymane charakterystyki uziarnienia potwierdzają jednak, że gleby badanych powierzchni mają swoiste dla środowiska ich rozwoju profile uziarnienia, nieodbiegające od wartości typowych dla określonych środowisk wietrzeniowych i sedymentacyjnych (Grzegorzczak 1970; Nowaczyk 1976; Sepponen 1985; Bednarek 1991; Bauziene 1999; Degórski 1990, 1998a, 2002). Wskaźnik przeciętnej średnicy ziarna (GSS) wskazuje, że dominującymi frakcjami w badanych glebach są frakcje piasku, głównie średniego i drobnego (tab. 8.2).

Tabela 8.1. Różnorodność uziarnienia oraz podgrupy granulometryczne w profilach poziomów genetycznych badanych gleb

Nr profilu	Poziom glebowy	Zawartość frakcji (Ø mm) w %										Suma grup frakcji w %				Podgrupa granulometryczna
		Szkieletowe	Piaskowe					Pyłowe			ł Howe	Szkieleł	Piasek	Pył	łł	
		50-2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,02	0,02-0,005	0,005-0,002	<0,002	>2,0	2,0-0,05	0,05-0,002	<0,002	
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r
1	Ahe	0,2	2,3	13,2	20,3	16,1	7,0	35,0	1,5	4,5	0,0	0,2	58,9	41,0	0,0	gp
	Ehl	7,4	12,1	18,1	14,6	10,8	13,0	10,0	5,0	5,0	4,0	7,4	68,6	20,0	4,0	gp
	BvłBhfe	24,4	7,4	6,6	24,8	13,8	8,0	5,0	4,0	1,0	5,0	24,4	60,6	10,0	5,0	pg
	BvtBfe	17,0	7,8	9,2	14,7	10,3	9,0	8,0	9,0	5,0	10,0	17,0	51,0	22,0	10,0	gl
	Bvt	5,0	3,0	3,8	10,4	9,8	7,0	14,0	25,0	12,0	10,0	5,0	34,0	51,0	10,0	gz
	CBvt	11,6	4,6	5,0	8,4	7,4	2,0	18,0	26,0	9,0	8,0	11,6	27,4	53,0	8,0	gz
2	AhE	0,0	0,2	14,4	31,0	16,3	7,0	22,5	1,5	7,0	0,0	0,0	68,9	31,0	0,0	gp
	Ees	7,1	10,8	17,8	13,1	10,2	17,0	11,0	6,0	5,0	3,0	7,1	68,9	21,0	3,0	gp
	Bv Bhfe	11,3	10,0	14,8	20,4	10,9	11,0	12,0	3,0	2,5	4,0	11,3	67,1	17,5	4,0	gp
	BvtBfe	26,6	10,9	14,8	18,2	9,9	3,0	13,0	0,5	1,5	1,5	26,6	56,8	15,0	1,5	gp
	Bvt	28,2	11,3	10,4	9,8	6,9	5,0	12,0	14,0	1,0	1,5	28,2	43,4	27,0	1,5	gp
	CBvt	28,4	13,6	11,0	10,3	6,3	9,0	6,0	14,0	0,0	1,5	28,4	50,2	20,0	1,5	gp
3	Ehl	5,2	6,8	5,8	33,5	3,6	8,0	12,0	11,0	5,0	9,0	5,2	57,7	28,0	9,0	gp
	BvłBhfe	13,2	7,8	9,6	19,6	13,4	7,0	11,0	10,0	4,5	4,0	13,2	57,4	25,5	4,0	gp
	BvtBfe	9,4	4,6	5,2	14,4	7,9	20,0	18,0	13,0	3,5	4,0	9,4	52,1	34,5	4,0	gp
	Bvt	9,3	4,3	4,9	11,7	6,8	15,0	24,0	17,0	5,0	2,0	9,3	42,7	46,0	2,0	gp
4	Ahe	0,0	0,1	9,7	36,3	31,8	14,0	3,5	3,5	1,0	0,0	0,0	92,0	8,0	0,0	pl
	BvBfe	0,1	0,2	5,5	35,2	45,0	6,0	3,0	3,0	0,5	1,5	0,1	92,0	6,5	1,5	pl
	Bv1	0,0	0,1	5,1	38,2	51,5	1,0	0,5	2,0	0,5	1,0	0,0	96,0	3,0	1,0	pl
	Bv2	0,0	0,2	5,0	35,4	48,4	5,5	0,5	3,0	1,0	1,0	0,0	94,5	4,5	1,0	pl
	CBv	0,0	0,4	6,9	36,3	48,4	3,0	1,0	2,0	1,0	1,0	0,0	95,0	4,0	1,0	pl
	D	0,0	0,4	7,2	36,8	50,6	1,0	1,0	1,0	2,0	1,0	0,0	95,0	4,0	1,0	pl
5	Ahe	0,0	0,1	5,9	36,8	29,2	19,0	4,0	2,5	1,5	1,0	0,0	91,0	8,0	1,0	pl
	E	0,0	0,1	6,2	40,6	35,1	12,0	2,5	2,0	0,5	1,0	0,0	94,0	5,0	1,0	pl
	BvBfe	0,1	0,3	4,8	37,5	44,9	8,0	1,0	2,0	0,0	1,5	0,1	95,5	3,0	1,5	pl
	Bv	0,0	0,1	4,1	35,0	47,8	8,0	2,0	2,0	0,0	1,0	0,0	95,0	4,0	1,0	pl
	CBv	0,1	0,4	4,1	34,7	50,7	4,0	1,0	2,5	1,5	1,0	0,1	94,0	5,0	1,0	pl
	CBv	0,3	0,6	9,0	37,4	48,0	2,0	1,0	0,5	0,5	1,0	0,3	97,0	2,0	1,0	pl
	DG	0,3	0,4	3,0	34,5	54,4	2,0	1,0	0,5	4,0	0,0	0,3	94,2	5,5	0,0	pl

cd. tab. 8.1

6	Ehl	0,1	0,9	7,9	33,3	40,8	12,0	2,0	2,0	1,0	0,0	0,1	95,0	5,0	0,0	pl
	E	0,1	0,5	7,2	32,8	32,4	19,0	3,0	3,0	2,0	0,0	0,1	92,0	8,0	0,0	pl
	Bhfe	0,0	0,8	10,9	35,7	34,1	10,0	5,5	2,5	0,5	0,0	0,0	91,5	8,5	0,0	pl
	Bfe	0,1	0,9	10,5	33,7	30,9	17,0	1,0	5,0	1,0	0,0	0,1	93,0	7,0	0,0	pl
	CBfe	0,1	0,8	7,1	32,9	41,7	11,5	1,0	2,0	3,0	0,0	0,1	94,0	6,0	0,0	pl
	C	0,0	0,1	6,5	31,8	49,6	6,0	4,0	2,0	0,0	0,0	0,0	94,0	6,0	0,0	pl
	CGor	1,1	0,1	7,1	34,3	47,5	7,5	0,5	3,0	0,0	0,0	0,1	96,5	3,5	0,0	pl
	CGr	1,1	0,7	6,8	32,5	50,9	6,0	3,5	0,5	0,0	0,0	0,1	96,0	4,0	0,0	pl
7	Of Ah	0,8	0,4	2,0	3,0	64,8	9,0	15,0	2,0	2,0	1,0	0,8	79,2	19,0	1,0	pg
	Ehl	15,7	3,5	8,7	13,9	21,0	15,3	11,3	4,5	3,0	3,0	15,7	62,5	18,8	3,0	pg
	BvtBhfe	19,3	4,6	11,7	16,2	20,8	14,5	3,9	4,0	3,0	2,0	19,3	67,7	10,9	2,0	pg
	Bvt	34,9	2,8	11,6	13,4	21,8	8,3	1,2	3,0	2,0	1,0	34,9	57,9	6,2	1,0	pg
	CBv	29,9	3,4	10,2	12,5	23,3	8,7	6,0	3,0	2,0	1,0	29,9	58,1	11,0	1,0	pg
8	EI	0,7	1,5	15,1	24,0	38,2	11,5	3,0	4,0	1,0	1,0	0,7	90,3	8,0	1,0	pl
	BvtBhfe	7,7	4,5	21,4	22,1	29,3	7,9	2,6	2,3	1,0	1,0	7,7	85,3	6,0	1,0	pl
	Bvt	2,0	1,0	8,9	21,4	45,9	13,8	1,0	4,0	1,0	1,0	2,0	91,0	6,0	1,0	pl
	CBvt	2,0	4,4	10,6	12,3	49,2	14,0	1,0	3,5	2,0	1,0	2,0	90,5	6,5	1,0	pl
	DG	0,0	0,3	0,3	1,4	58,0	17,0	15,0	4,0	2,0	2,0	0,0	77,0	21,0	2,0	pg
9	AhE	0,1	1,4	30,1	36,7	14,7	9,0	2,0	3,0	2,0	1,0	0,1	91,9	7,0	1,0	pl
	E	0,4	1,7	36,4	36,2	11,3	5,0	3,0	3,0	2,0	1,0	0,4	90,6	8,0	1,0	pl
	Bhfe	1,9	0,2	51,5	31,5	5,9	2,0	0,0	2,0	2,0	3,0	1,9	91,1	4,0	3,0	pl
	Bfe	0,2	3,0	50,6	36,9	3,4	1,0	0,0	1,8	1,0	2,0	0,2	94,9	2,8	2,0	pl
	CBfe	7,3	6,4	45,2	29,9	4,3	1,7	0,9	1,3	1,0	2,0	7,3	87,6	3,2	2,0	pl
10	E2h	0,0	0,1	0,6	68,2	20,1	1,0	6,0	2,0	0,0	2,0	0,0	90,0	8,0	2,0	pl
	E2	0,0	0,0	0,4	71,1	26,6	1,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,0	1,0	0,0	pl
	Ah	0,0	0,0	1,5	71,1	22,9	0,5	0,5	2,5	1,0	0,0	0,0	96,0	4,0	0,0	pl
	AhBh	0,0	0,0	0,4	69,8	24,8	1,0	2,0	1,0	1,0	0,0	0,0	96,0	4,0	0,0	pl
	E1	0,0	0,0	0,3	63,8	31,9	1,0	2,0	0,5	0,5	0,0	0,0	97,0	3,0	0,0	pl
	Bhfeox	0,0	0,0	0,5	32,5	32,5	1,0	1,0	2,0	0,5	0,0	0,0	96,5	3,5	0,0	pl
	Ees (zaciek)	0,0	0,0	0,5	60,4	37,6	0,5	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	99,0	1,0	0,0	pl
	AhBfe	0,0	0,0	0,6	63,4	31,0	1,0	1,0	3,0	0,0	0,0	0,0	97,0	3,0	0,0	pl
	CGfe	0,0	0,0	0,4	67,9	29,7	1,0	0,5	0,0	0,5	0,0	0,0	99,5	0,5	0,0	pl

11	E2	0,0	0,0	1,7	61,0	33,8	0,5	2,0	1,0	0,0	0,0	0,0	97,0	3,0	0,0	pl
	Ahe	0,0	0,0	0,0	55,3	38,2	2,0	1,0	2,0	0,5	1,0	0,0	95,5	3,5	1,0	pl
	E1	0,0	0,0	0,0	54,5	43,5	0,0	1,0	0,5	0,5	0,0	0,0	98,0	2,0	0,0	pl
	Bhfe	0,0	0,0	0,0	55,2	41,3	1,0	0,5	1,0	0,0	0,1	0,0	97,5	1,5	1,0	pl
	Bfe1	0,0	0,0	0,1	57,8	39,2	0,5	2,0	0,5	0,0	0,0	0,0	97,5	2,5	0,0	pl
	Bfe2	0,0	0,0	0,2	70,7	27,3	0,5	0,5	1,0	0,0	0,0	0,0	98,5	1,5	0,0	pl
	CG	0,0	0,0	0,1	76,7	20,7	0,5	1,0	0,5	0,5	0,0	0,0	98,0	2,0	0,0	pl
12	Ahei	0,0	0,0	0,0	1,4	62,6	33,0	1,0	0,5	0,5	1,0	0,0	97,0	2,0	1,0	pl
	Ahei	0,0	0,0	0,0	1,1	72,0	24,9	0,5	1,0	0,5	0,0	0,0	98,0	2,0	0,0	pl
	CBfei (plamy)	0,0	0,0	0,0	0,1	59,8	38,2	0,5	0,5	1,0	0,0	0,0	98,1	2,0	0,0	pl
	CBfei	0,0	0,0	0,1	0,9	55,3	41,8	0,5	0,5	0,5	0,5	0,0	98,1	1,5	0,5	pl
	C	0,0	0,0	0,1	0,4	55,6	42,0	0,5	0,5	1,0	0,0	0,0	98,1	2,0	0,0	pl
	C	0,0	0,0	0,0	0,6	56,5	42,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	99,5	0,5	0,0	pl
	C	0,0	0,0	0,0	0,6	56,5	42,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	99,5	0,5	0,0	pl
13	Ahei	0,0	0,0	0,5	61,5	33,0	1,0	0,0	2,0	1,0	1,0	0,0	96,0	3,0	1,0	pl
	Bhfei	0,0	0,0	0,4	43,0	51,5	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,0	96,0	3,0	1,0	pl
	CBfi	0,0	0,0	0,5	18,4	75,1	3,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	97,0	3,0	0,0	pl
	C1	0,0	0,0	1,4	51,3	43,3	1,0	0,0	2,0	1,0	0,0	0,0	97,0	3,0	0,0	pl
	C1	0,0	0,0	0,5	64,2	29,4	1,0	0,0	3,0	0,0	2,0	0,0	95,0	3,0	2,0	pl
	C2	0,0	0,0	0,3	19,5	75,2	1,0	0,0	2,0	0,0	2,0	0,0	96,0	2,0	2,0	pl
	C2	0,0	0,0	0,3	19,5	75,2	1,0	0,0	2,0	0,0	2,0	0,0	96,0	2,0	2,0	pl
14	Ehi	0,0	0,0	1,6	57,6	34,8	1,0	0,0	2,0	2,0	1,0	0,0	95,0	4,0	1,0	pl
	Ahei	0,0	0,0	2,5	49,6	42,0	1,0	0,0	2,0	2,0	1,0	0,0	95,0	4,0	1,0	pl
	Ei	0,0	0,1	15,3	43,2	35,4	1,0	0,0	3,0	2,0	0,0	0,0	95,0	5,0	0,0	pl
	Bfei	0,0	0,0	2,7	57,7	34,6	1,0	0,0	2,0	1,0	1,0	0,0	96,0	3,0	1,0	pl
	CBfei	0,5	0,1	3,4	56,9	33,1	1,0	0,0	3,0	1,0	1,0	0,5	94,5	4,0	1,0	pl
	D	21,3	5,5	33,0	27,8	9,3	0,7	0,0	2,2	0,0	0,0	21,3	76,4	2,2	0,0	pl
	D	21,3	5,5	33,0	27,8	9,3	0,7	0,0	2,2	0,0	0,0	21,3	76,4	2,2	0,0	pl
15	E	0,0	0,0	1,0	43,4	49,7	2,0	1,0	3,0	0,0	0,0	0,0	96,0	4,0	0,0	pl
	EBhfe	0,0	0,0	1,4	48,9	43,8	1,0	0,0	2,0	2,0	1,0	0,0	95,0	4,0	1,0	pl
	Bhfe	0,0	0,1	0,5	35,3	59,1	1,0	0,0	1,0	2,0	1,0	0,0	96,0	3,0	1,0	pl
	Bfe	2,2	0,0	0,5	38,7	52,6	1,0	0,0	2,0	2,0	1,0	2,2	92,8	4,0	1,0	pl
	CBfe	0,0	0,0	0,7	33,3	60,1	1,0	0,0	2,0	2,0	1,0	0,0	95,0	4,0	1,0	pl
	Cfegg	0,3	0,2	6,0	53,2	35,3	1,0	0,0	3,0	1,0	0,0	0,3	95,7	4,0	0,0	pl
	Cfegg	0,3	0,2	6,0	53,2	35,3	1,0	0,0	3,0	1,0	0,0	0,3	95,7	4,0	0,0	pl

Tabela 8.2. Wybrane wskaźniki uziarnienia: asymetrii (GSA), odchylenia standardowego (GSD), graficznej kurtozy (GSK) oraz przeciętnej średnicy ziarna (GSS) określone dla wybranych poziomów genetycznych badanych gleb

Powierzchnia badań	Poziom genetyczny	GSA	GSD	GSK	GSS
					mm
Równia pod Śnieżką	AhE	0,61	0,63	1,03	0,100
	BvBhfe	6,25	2,21	1,57	0,398
	BvC	5,12	1,30	1,40	0,041
Puszcza Białowieska	AhE	0,41	0,61	1,12	0,209
	BvBhfe	0,12	0,85	1,02	0,200
	C	0,20	0,73	0,88	0,198
Północna Laponia	Eh	4,71	1,56	2,21	0,148
	BvBhfe	9,34	3,21	1,15	0,381
	BvC	6,26	2,40	0,98	0,447
Półwysep Helski	Ees	0,02	0,12	0,82	0,297
	Bhfe	-0,01	0,12	0,55	0,312
	C	-0,06	0,11	0,79	0,342
Mierzeja Schaabe	Ees	0,09	0,12	0,66	0,255
	reBhfe	0,14	0,12	0,92	0,223
	C	0,24	0,16	1,09	0,288

8.2. Gradienty głębokościowe uziarnienia w profilach jako wskaźniki procesów pedogenicznego przekształcania

Na Równi pod Śnieżką całkowity obraz przebiegu linii charakteryzujących badane grupy frakcji uziarnienia jest w profilach uziarnienia starych kriogenicznych gleb rdzawych bielcowych bardzo zróżnicowany (ryc. 7.2–7.4). W zwietrzelinie *in situ* tufurowej gleby potundrowej na zrównaniu grzbietowym linia głębokościowa sumy frakcji pyłowych jest w dolnej części profilu słabo lewoskrętna, z dużym gradientem lewoskrętnym na głębokości 30 cm w poziomie Bvt i z drugim gradientem prawoskrętnym na głębokości 10 cm w poziomie Bvl. Linia głębokościowa sumy frakcji piaskowych jest komplementarnie prawoskrętna z podobnymi głębokościami występowania gradientów zmian ich kierunku. Natomiast linia głębokościowa sumy frakcji iłowych jest w dolnej i środkowej części profilu zbliżona do prawoskrętnej, z dwoma gradientami lewoskrętnymi na głębokościach 25–30 cm w poziomie Bvl i na 10–12 cm w poziomie Ehl.

Z układu linii głębokościowych uziarnienia w profilach badanych starych peryglacialnych gleb rdzawych bielcowych Równi pod Śnieżką wynika, że w aktywnym środowisku peryglacialnym, z kompleksem przekształceń mrozowych: procesów gelifrakcji, kongelifrakcji, deskwamacji i pyłowienia z segregacją i desegregacją, powstawały drobne odłamki minerałów chemicznie trudno wietrzejących

o uziarnieniu drobnego pyłu i łu, których powierzchnie były pokrywane żółto-brunatnymi ochronnymi otoczkami próchniczno-żelazisto-glinowymi. Przyczyną tego długotrwałego procesu były częste przejścia temperatury przez punkt zerowy w warunkach nieprzemiennej gospodarki wodnej gleby. Chemiczne uwalnianie żelaza i innych barwiących jonów ze zwietrzliny granitów w obecności łatwo rozpuszczalnych agresywnych związków próchnicy kompleksujących uwalniane jony w poziomach AhBv i Bv, zdaniem E. Janowskiej (2001) skutkowało powstawaniem otoczek różnej grubości, również na powierzchniach grubszych frakcji piasku. Dzięki temu procesowi powstawała wyrównana jednolita żółto-brunatna barwa na całych głębokościach tych poziomów. W tej fazie uruchamiała się sezonowa kriogeniczna migracja drobnych cząstek mineralnych w głąb profilu. Jej intensywność wzrastała wraz z nasilaniem się procesu eluwialnego, wskutek zwiększania wilgotności klimatu. W ten sposób poziomy Bv i CBv przekształcały się w Bvt i CBvt, uzyskując uziarnienie pyłu piaszczystego.

Wody z wypukłego kopca tufura odpływające w systemie kamienistych obniżen między tymi formami unosiły z sobą w zawiesinie drobne cząstki mineralne z łatwo rozpuszczalnymi frakcjami próchnicy, będącymi dla nich koloidami ochronnymi. Inicjacja procesu bielicowania od powierzchni spowodowała wytworzenie w górnej części poziomu Bvl szarego poziomu Ehl, znacznie uboższego we frakcje drobne i w barwiące związki próchniczno-mineralne oraz nałożenie iluwium na niżej leżącą część poziomu Bvt. Było to przyczyną powstania poziomów BvtBhfe i BvtBfe, poniżej których pozostała mało zmieniona część pierwotnych poziomów Bvt i CBvt. W procesie bielicowania nasilał się proces chemiczny rozkładu łatwo wietrzejących minerałów we wszystkich frakcjach, z jednoczesnym zwiększeniem zasobów kwaśnej próchnicy w poziomach Ofh i AhEl oraz BvtBhfe w tufurze i szczególnie w sieci poligonalnych wilgotniejszych obniżen kamienistych (ryc. 2.13 i 7.2).

Na pedogeniczne przemycie z górnej części poziomu Bv gleby rdzawej cząstek pyłu i łu o żółto-brunatnym zabarwieniu bez ich rozkładu chemicznego, poprzedzające proces bielicowania, zwrócili uwagę liczni badacze już w latach 50. i 60., m.in. G. Reuter (1958, 1962), H.J. Altenmüller (1962), B. Heinemann (1964), K. Stahr (1973). W swych publikacjach jednak nie określali okresu aktywności tego procesu, wskazując tylko na holocen.

Omawiany proces rozluźnił układ składników mineralnych w powstających z Bv nowych poziomach Ahe, Ahl i przylegającej części poziomu Bvl w omawianej glebie, co zintensyfikowało zdolność migracji wód opadowych i roztopowych w kierunkach bocznych, z pagórków tufurów nad zbitym, trudno przepuszczalnym poziomem rdzawoiluwialnym. Cząstki pyłu i łu wmyte do dolnej części poziomu Bv i głębiej spowodowały silne jego zbitcie i powstanie poziomów Bvt i CBvt o cechach zbliżonych do poziomu *fragipan* lub *densipan* o strukturze płytkowej,

często w układzie sferycznym wskazującym na kongeliturację. Należy zaznaczyć, że przed powstaniem poziomu Bv różnoziarnista zwietrzelina została przesegregowana przez procesy mrozowe. Składniki szkieletowe uległy wymarzeniu, a w wyniku powstał wspomniany system wieloboków kamienistych otaczających pagórki tufurów ze zhomogenizowanym drobnoziarnistym rdzeniem substratów gleb rdzawych tundrowych, często w stanie tiksotropowości. We wzbogaconej we frakcje pyłu i iłu części poziomu Bv mrozowa kompaktacja spowodowała powstanie charakterystycznej dla poziomów potiksotropowych spoistych struktur blaszkowatych i płytkowatych, grubopryzmatycznych kolumnowych lub blokowych z przełamami muszlowymi, nadających temu poziomowi cechy *fragipan* lub nawet *duripan*.

Niektórzy badacze uważają, że migracja pionowa cząstek pyłu i iłu została uruchomiona w glebach Europy w drugiej połowie holocenu w wyniku degradacji gleb przez intensywną gospodarkę leśną (np. Dudal 1955; Manil 1951, 1958, 1959; Bonneau, Duchafour 1960). Jednak według E.A. FitzPatricka (1956, 1974), B. Van Vliet i R. Langohra (1979), R. Langohra i B. Van Vliet (1981), R. Langohra i R. Vermeire (1982), L. Gugalinskiej (1982), P. Köhna (2004), M. Altermanna i współautorów (2008) jest to poziom glebowy powstający w środowisku peryglacialnym w niewęglanowych lub w odwapnianych substratach, przekształcanych w gleby rdzawe. W warunkach kwaśnych i zakwaszanych od powierzchni środowisk pedogenicznych, część zdyspergowanych w górnej części profilu cząstek pyłu i iłu, w konwekcyjnym ruchu wody ku stropowi wieloletniej zmarzliny, napotykała w materiale glebowym odłamki skalne i osadzała się na ich górnej powierzchni. W ten sposób powstały trwałe, silnie przytwierdzone i zbite tak zwane „czapeczki” o zabarwieniu żółtobrunatnym. Wraz z cechami mrozowej segregacji i kriogenicznej struktury, są one makromorfologicznymi wskaźnikami peryglacialnego pochodzenia gleb.

Na terasach krioplanacyjnych zlokalizowanych na stoku północnym, poniżej zrównania, w profilach badanych gleb wykształconych z soliflukcyjnych glebopokryw zaznacza się wyższa zawartość frakcji piasku oraz szkieletu w środkowych i dolnych ich częściach, niż frakcji pyłowych. Prawidłowość tę obrazuje zbliżony do pionowego przebieg linii głębokościowych frakcji piasku w kolejnych poziomach CBvt i Bvt wzbogaconych we frakcje iłu i pyłu do głębokości 40 cm z dużym gradientem prawoskrętnym na głębokościach 30 i 20 cm wuboższych poziomach Bvl, Ehl i Ahe w profilu 2 oraz prawoskrętną linią głębokościową z niewielkimi gradientami na 55 i 35 cm w tych samych poziomach w profilu 3 (ryc. 7.3, 7.4).

Linia głębokościowa zawartości frakcji pyłowych ma w profilu 2 przebieg zbliżony do pionowego z niewielkimi gradientami prawoskrętnymi na głębokości 40–70 cm w poziomie Bvt i lewoskrętnymi na głębokości 15–40 cm w poziomach Bvl i Ehl oraz prawoskrętnym w poziomie Ahe. W profilu 3 linia ta jest konsekwentnie lewoskrętna od poziomu Bvt na głębokości 50–58 cm do Bvl i Ehl do głębokości 30 cm i następnie słabo prawoskrętna w poziomie Ahe. Frakcje iłowe

w dwu badanych glebach są konsekwentnie bardzo słabo prawoskrętne do głębokości 30 cm w CBvt i Bvt z niewielkimi gradientami w poziomach podpowierzchniowych Bvl i Ehl w profilu 2 i Ahe w profilu 3.

Z lokalizacji i przebiegów tych linii wynika, że w trakcie soliflukcji nastąpiło względne wzbogacenie splezającego na stoku materiału glebowego we frakcje piaskowe, spowodowane wymyciem frakcji pyłowych i iłu przez nadmiar wód śródglebowych stagnujących i spływających nad zamrożonym podłożem. Obecność kriogenicznych agregatów strukturowych w poziomie Bvt i czapeczki pyłowo-iłowe na powierzchniach uszeregowanych odłamków skalnych wskazują na stosunkowo słabą migrację tych frakcji w środowisku peryglacjalnym w glebopokrywach stokowych. Wzrost zawartości frakcji iłu w poziomach Bvl profilu 2, a szczególnie w Ahe, Ehl i Bvl w profilu 3, może być związany z późniejszym stokowym przytransportowaniem tej frakcji przez wody powierzchniowe z gleb wyżej położonego zrównania peryglacjalnego lub też – co bardziej prawdopodobne – z procesami wietrzenia mrozowego *in situ*.

W młodych eo- i neoholocenijskich płytkich zwietrzelinach granulitu *in situ* w Kevo (profil 7, ryc. 7.8) dominują na całej głębokości profilu frakcje piasku z prawoskrętną linią głębokościową w Bv i Bvt do głębokości około 20 cm, z dużym gradientem lewoskrętnym na 10 cm w poziomach BvtBhfe i Ehl. Zawartość frakcji pyłowej jest stosunkowo niewielka w porównaniu ze starymi glebami mrozowymi na Równi pod Śnieżką (profil 1, ryc. 7.2). Profilowa linia głębokościowa tej frakcji jest wyraźnie lewoskrętna do głębokości 15–30 cm w poziomie CBv oraz w dolnej części Bvt i następnie silnie prawoskrętna w górnej części poziomu BvtBhfe i w poziomie Ehl do głębokości 8 cm. Głębokościowa linia zawartości frakcji iłu jest słabo prawoskrętna w poziomach CBv, Bvt i BvtBhfe do głębokości 12–15 cm i następnie lewoskrętna w cienkim poziomie Ehl oraz w dolnej części Ofh zawierającej znaczną domieszkę materiału mineralnego.

Na stokowej terasie krioplanacyjnej w Kevo znajduje się gleba wytworzona z glebopokryw soliflukcyjnych i zsuwiskowych (profil 8, ryc. 7.9) o stosunkowo mniejszej zawartości frakcji pyłowych i szkieletowych oraz większej – piaskowych i iłowych. Na powierzchni uwagę zwracają pasowe i poligonalnopodobne skupienia ostrokrawędzistych wymarżniętych gładów segregacji mrozowej. W glebie tej pierwszy gradient prawoskrętnej linii głębokościowej frakcji piasku i komplementarnie lewoskrętnej linii głębokościowej frakcji pyłowych występuje w poziomie CBvt, na głębokości 45 cm, nad bezszkieletowym poziomem DG fluwialnego pochodzenia. Od tego podłoża w górę, w glebopokrywach zawierających różne ilości drobnego szkieletu, linia głębokościowa zawartości frakcji piasku jest w zasadzie słabo lewoskrętna z dwoma gradientami na 15 i 35 cm w BvlBhfe i El. Linia głębokościowa zawartości frakcji iłu ma układ profilowy zbliżony do pionowego z tendencją do lewoskrętności, z zaznaczonym niewielkim gradientem prawoskrętności w poziomie BvlBhfe.

Z porównania profili uziarnienia gleb w punktach 7 i 8 (ryc. 7.8 i 7.9) wynika, że na stokowej terasie krioplanacyjnej zostały osadzone ubogie w drobne frakcje szkieletowe materiały glebowe o znacznie większym kriopedogenicznym przekształceniu niż bogate współcześnie we frakcje szkieletowe słabo pedogenicznie przekształcone materiały zwietrzelinowe gleby położonej wyżej, wykształconej na grzbietowym zrównaniu (profil 7). W tej glebie jednak w poziomie Ehl i w górnej części BvtBhfe podwyższona zawartość frakcji pyłowych i ilowych wskazuje na późniejsze litopedogeniczne procesy gelifrakcji i deskwamacji już po wykształceniu gleby.

Na nadzalewowej peryglacialnej terasie glacyjfluwialnej zostały natomiast osadzone silnie przesegregowane w krótkim transporcie wodnym piaski z linią głębokościową prawoskrętną (ryc. 7.10). Są one bardzo ubogie we frakcje pyłu i łu, co obrazuje przebieg linii głębokościowych ich zawartości, zbliżony do pionowego, z niewielkimi gradientami prawoskrętnymi w poziomach E i AhE. Dominująca w profilu tej gleby barwa jasnobrunatnoszara, szczególnie dobrze zachowana na powierzchniach ziarn ostrokrawędzistego piasku drobnego, świadczy o glebowym pochodzeniu osadzonego substratu i jego niedalekim transporcie wodnym.

W profilach białowieskich gleb rdzawych bielicych linie (ryc. 7.5, 7.6). Prawo- i lewoskrętne nieznaczne gradienty w ich przebiegu zaznaczają się w profilu 4 na linii granicznej piasków fluwialnego podłoża w poziomie D, na głębokości 60–95 cm i w poziomie DG w profilu 5 – na głębokości 50–65 cm. Niewielkie gradienty linii głębokościowych tych frakcji mogą być wskaźnikami zmian pedogenicznych w profilu 4 powyżej głębokości 45 cm i w profilu 5 od głębokości 40 cm wzwyż. Linia głębokościowa frakcji łu jest w dolnych i środkowych częściach profili obu badanych gleb pionowa (ryc. 7.4, 7.5). Prawo- i lewoskrętne jej gradienty pojawiają się dopiero na głębokościach 30 cm w punkcie 4 w Bv1, BvBfe i Ahe oraz w punkcie 5 od głębokości 40 cm w Bv, BvBfe, E i Ahe. Są to wskaźniki stosunkowo nieznacznego przekształcenia deluwialnych przesegregowanych osadów glebowych na wtórnym złożu przez późniejsze procesy pedogenezy *in situ*.

W profilu gleby bielicych gruntowoglejowej w Puszczy Białowieskiej (profil 6, ryc. 7.7) linia głębokościowa frakcji piasku jest na całej głębokości profilu wyraźnie słabo lewoskrętna, a frakcji pyłu – prawoskrętna, szczególnie od głębokości 70 cm w środkowej i górnej części poziomu Gor oraz odpowiednio – poziomu Bfe i w dolnej części E. Frakcji łu jest bardzo mało, a linia odzwierciedlająca jej zawartość w profilu jest słabo prawoskrętna z niewielkim maksimum w poziomie Bhfe i minimum lewoskrętnym w Eh. Wyraźne gradienty tych linii prawo- i lewoskrętne występują jednak w poziomach Bhfe i Eh na głębokości 25 i 28 cm. Cechy pedogenicznego przekształcenia uziarnienia tych silnie przemytych osadów glacyjfluwialnych słabo zaznaczają się na głębokości od 28 do 70 cm, znaczniejsze są powyżej 28 cm.

Młode subatlantyckie gleby bielicowe w Juracie wyróżniają się słabo lewoskrętną linią głębokościową zawartości frakcji piasków i słabo prawoskrętną zawartości frakcji pyłowych w profilu 10 (ryc. 7.11), z komplementarnymi ostrymi gradientami prawo- i lewoskrętnymi na styku poziomów Bhfeox i E1 na głębokości 80 cm oraz tymi samymi gradientami w poziomie E2 w jego spągu i stropie. Poziom Eh charakteryzuje lewoskrętny gradient linii zawartości piasku i komplementarny gradient prawoskrętny frakcji pyłowych. W profilu 11 (ryc. 7.12) linie głębokościowe zawartości frakcji piasków, pyłów i łu są zbliżone do prostopadłych, do głębokości 36 cm w sekwencji poziomów CG, CBfe, Bfe. Ku powierzchni gleby, w poziomach Bhfe, E1, Ahe, Eh2 linia głębokościowa frakcji piasków jest słabo, lecz wyraźnie lewoskrętna z trzema gradientami, a frakcji pyłów – prawoskrętna, także z trzema gradientami (ryc. 7.13). Podobny przebieg linii głębokościowej ma zawartość frakcji łu, wykazująca niewielką prawoskrętność w poziomach Bhfe, E1 i Ah.

Można zatem stwierdzić, że po osadzeniu w wałach brzegowych materiału mineralnego przytransportowanego przez prądy morskie z oddalonego klifu morskiego i silnie przekształconego na plaży, w jego uziarnieniu w profilu glebowym zaszły minimalne zmiany pedogeniczne. Nieznaczne są zmiany w poziomach Bhfe, E1, Ahe i E2. Starszy poziom E1 jest nieco bogatszy we frakcje pyłowe od młodszego E2. Może to być wskaźnikiem różnego czasu znajdowania się tych poziomów przy powierzchni ziemi, a także zubożenia materiału budującego poziom E2 we frakcje drobne podczas intensywnego eolicznego transportu.

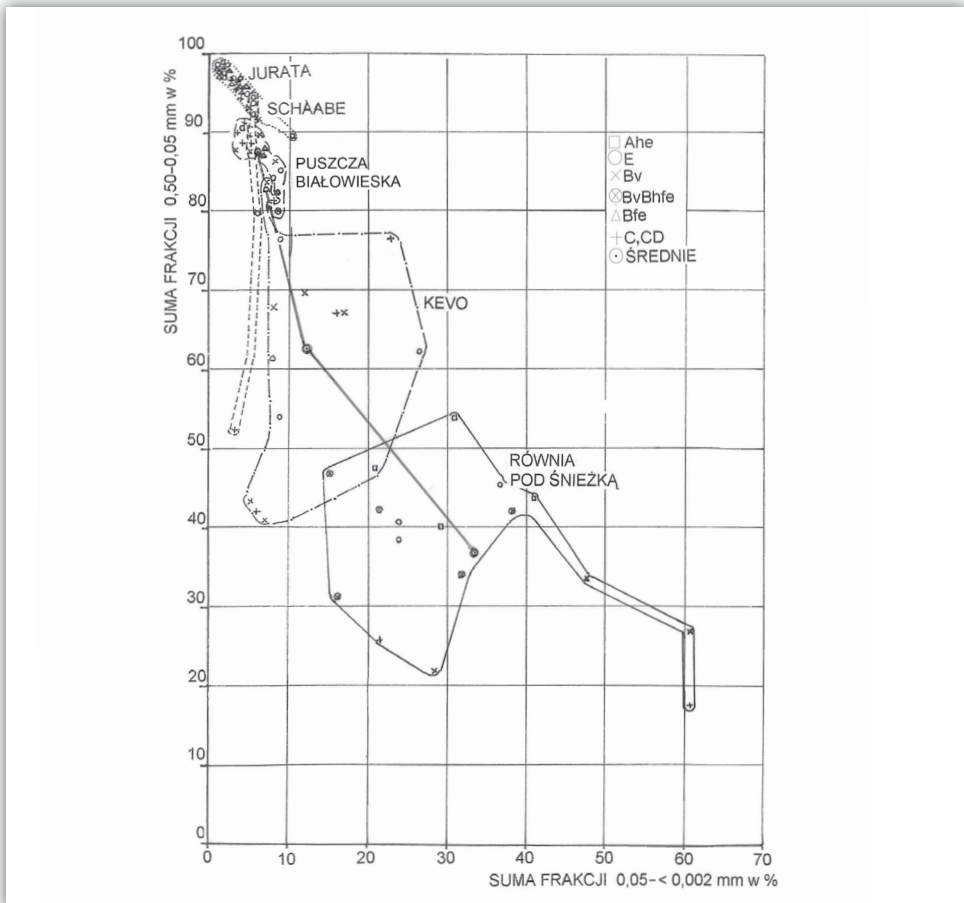
W wytworzonej z szarych piasków eolicznych glebie w profilu 12 (ryc. 7.13) linie głębokościowe przebiegu uziarnienia są zbliżone do prostopadłych, bardzo słabo lewoskrętne dla frakcji piasków i prawoskrętne dla frakcji pyłowych, bez widocznych cech wpływu procesu glebotwórczego na uziarnienie tych osadów. Potwierdza to podobny przebieg linii głębokościowej śladowej zawartości frakcji iłowych, bez cech gradientów ilościowych.

Najmłodsze subatlantyckie gleby bielicowe na Schaabe, wytworzone z namywów wód morskich w wałach brzegowych (profile 14, 15, ryc. 7.15, 7.16) oraz w eolicznych piaskach wywianych bezpośrednio z plaży i wałów brzegowych (profil 13, ryc. 7.14), mają linie głębokościowe frakcji piasków prawoskrętne w poziomach D i C zawierających domieszkę szkieletu z gradientami na głębokości 110 i 70 cm. Wyżej, w profilach 14 i 15, występują słabe gradienty lewoskrętne. Linie głębokościowe frakcji pyłowych w tych profilach są nieznacznie prawoskrętne, z gradientem słabo lewoskrętnym powyżej wymienionych uprzednio głębokości. Linie głębokościowe frakcji iłowych w obu glebach mają bardzo słaby gradient prawoskrętny na całej głębokości. W profilu 15 natomiast linia głębokościowa frakcji piasku jest lewoskrętna w poziomach C i Bfe do głębokości 75 cm, z gradientem prawoskrętnym w Bhfe i E1. W E2 występuje słaby gradient lewoskrętny. Podobny układ gradientów jest w prawoskrętnej, początkowo słabo lewoskrętnej linii

głębokościowej frakcji pyłowej. Linia głębokościowa frakcji iłu jest prawoskrętna na całej głębokości profilu, w sekwencji dobrze wykształconych poziomów glebowych, z wyjątkiem E2 z lewoskrętnym gradientem tej linii. Podobnie jak w Juracie, w osadach morskich mierzei Schaabe zaznacza się niewielki wpływ procesów glebotwórczych na ich uziarnienie. Są one jednak znacznie mniej przemyte w trakcie transportu morskiego, znacząco krótszego niż osadów morskich w Juracie.

8.3. Wskaźniki jednorodności uziarnienia

Obliczone na podstawie najbardziej zmiennych grup frakcji uziarnienia w profilach wierzenia i pedogenezy ilościowe stosunki sum frakcji piasku średniego, drobnego i bardzo drobnego ($\Sigma \varnothing 0,05-0,50$ mm) oraz dla sum frakcji pyłu i iłu ($\Sigma \varnothing$



Rycina 8.1. Zgrupowanie wskaźników uziarnienia mineralnego materiału w poziomach badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych

<0,05 mm) nazwane wskaźnikami jednorodności uziarnienia (Kowalkowski, Prusinkiewicz 1963; Prusinkiewicz, Kowalkowski 1965), są znacząco zróżnicowane między badanymi katenami gleb. Zbliżone natomiast między poszczególnymi jednostkami klasyfikacyjnymi w obrębie każdej badanej kateny glebowej (ryc. 8.1, tab. 8.3–8.5).

Tabela 8.3. Wskaźniki jednorodności uziarnienia w poziomach i w profilu gleb wytworzonych ze zwierzelin *in situ* oraz w glebopokrywach stokowych

Nr profilu glebowego	Rodzaje substratu	Poziomy glebowe	Wskaźniki jednorodności uziarnienia	
			w poziomach	w profilach
Równia pod Śnieżką				
1	zwierzelina <i>in situ</i>	Ahe Ehl BvlBhfe BvtBfe Bvt CBvt	1,1 1,6 3,1 1,1 0,5 0,3	1,3
2	glebopokrywy stokowe	Ahe Ehl BvlBhfe BvtBfe Bvt CBvt	1,8 1,7 2,0 1,9 0,8 1,2	1,6
3	glebopokrywy stokowe	Ahe Ehl BvlBhfe Bvt	1,4 1,2 1,1 0,7	1,1
Kevo				
7	zwierzelina <i>in situ</i>	Ehl BvtBhfe Bvt CBv RBv	8,5 8,5 11,9 10,1 3,3	8,5
8	glebopokrywy stokowe	Ahl EI BvlBhfe Bvt CBvt D	2,2 2,3 4,0 5,8 3,7 3,3	3,6
9	glebopokrywy stokowe	Ahe E Bhfe Bfe CBfe	7,7 5,9 5,8 8,6 6,9	7,0

Tabela 8.4. Wskaźniki jednorodności uziarnienia w poziomach i w profilu gleb wytworzonych z osadów deluwialno-fluwialnych oraz z osadów morskich i eolicznych

Nr profilu glebowego	Rodzaje substratu	Poziomy glebowe	Wskaźniki jednorodności uziarnienia	
			w poziomach	w profilach
Puszcza Białowieska				
4	deluwium morenowe	Ahe BvBfe Bv1 Bv2 CBv D	10,3 10,8 22,7 16,2 17,5 17,7	15,9
5	deluwium morenowe	Ahe E BvBfe Bv1 Bv2 CBv DG	9,4 14,6 20,1 18,2 14,9 29,1 17,0	17,6
6	terasa glacjofluwialna	Eh E Bhfe Bfe CBfe Cg Cggor Gr	17,2 10,5 9,4 10,5 14,4 22,3 25,3 22,3	13,9
Jurata				
10	wał brzegowy brunatny	Eh2 E2 Ahe Ah+Bfe E1 Bhfeox Bfe CGfe	8,9 98,7 23,6 23,9 32,0 27,4 31,8 195,2	55,3
11	wał brzegowy brunatny	Eh2 Ahe E1 Bhfe Bfe CBfe CG	37,9 21,2 49,0 48,7 97,5 98,5 97,5	63,9
12	wydma szara	Ahei Ei CBfei1 CBfei2 C1 C2	48,3 64,9 65,7 65,1 65,8 99,4	68,2

c. d. tab. 8.4

Nr profilu glebowego	Rodzaje substratu	Poziomy glebowe	Wskaźniki jednorodności uziarnienia	
			w poziomach	w profilach
Schaabe				
13	wydma szara	Ahei Bhfei CBfei1 CBfei2 C1 C2	23,9 23,9 32,2 31,9 18,9 23,9	25,8
14	wał brzegowy żółty	Ehi2 Ahei Ei1 Bhfei CBfe D	18,5 18,7 16,0 23,3 18,3 17,3	18,7
15	wał brzegowy brunatny	E EBhfe Bhfe1 Bhfe2 CBfe CG	23,8 18,7 23,9 18,9 18,9 22,5	21,1

Tabela 8.5. Zestawienie udziału frakcji w kształtowaniu krzywych uziarnienia poziomów gleb bielicych w Juracie

Nr profilu	Poziomy glebowe	Udział procentowy frakcji uziarnienia w mm						Pochodzenie substratu glebowego
		>0,50	0,50-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,002	<0,002	
10	Eh2	0,7	68,2	20,1	1,0	8,0	2,0	pokrywa eoliczna szara
	E2	0,4	71,1	26,6	1,0	1,0	0,0	
	Ahe	1,5	71,1	22,9	0,5	0,5	0,0	
	Ah+Bfe	0,4	69,8	24,8	1,0	1,0	0,0	wał brzegowy brunatny
	E1	0,3	63,8	31,9	1,0	1,0	0,0	
	Bhfeox	0,5	62,5	32,5	1,0	1,0	0,0	
	Bfe	0,6	63,4	31,0	1,0	1,0	0,0	
	CGfe	0,4	67,9	29,7	1,0	1,0	0,0	
11	Eh2	1,7	61,0	33,8	0,5	3,0	0,0	pokrywa eoliczna szara
	Ahe	0,0	55,3	38,2	2,0	3,5	0,0	
	E1	0,0	54,5	43,5	0,0	2,0	0,0	
	Bhfe	0,0	55,2	41,3	1,0	1,5	0,0	plaża
	Bfe	0,1	57,8	39,2	0,5	0,5	0,0	
	CBfe	0,2	70,7	27,3	0,5	1,0	0,0	
	CG	0,1	76,7	20,7	0,5	1,0	0,0	
12	Ahei	1,4	62,6	33,0	1,0	2,0	0,0	pokrywa eoliczna szara
	Ei	1,1	72,0	24,9	0,5	1,5	0,0	
	CBfei1	0,1	59,8	38,2	0,5	1,5	0,0	eoliczne - wydma biała
	CBfei2	0,9	55,3	41,8	0,5	1,5	0,0	
	C1	0,4	55,6	42,0	0,5	1,5	0,0	
	C2	0,6	56,5	42,4	0,5	1,0	0,0	

W przypadku badanych gleb bielicych różnej genezy i wieku najmniej jednorodny rozkład profilowego uziarnienia stwierdzono w glebach wytworzonych ze zwietrzelin kriogenicznych *in situ* i glebopokryw stokowych na Równi pod Śnieżką,

ze średnimi profilowymi wskaźnikami 1,3, 1,6, 1,1 oraz wyraźnie wyższymi w glebach w Kevo – 8,5, 3,6, 7,0 (tab. 8.3).

Wielokrotnie powtarzające się w plejstocenie długotrwałe procesy krioklastyki składające się z procesów gelifrakcji litych skał podłoża, kongelifrakcji, deskwamacji oraz pelityzacji, ze związanymi procesami destratyfikacji, homogenizacji, segregacji i bioturbacji, z migracją łu i drobnego pyłu, a także procesów stokowych, soliflukcji i kongeliflukcji oraz bioagregacji na Równi pod Śnieżką, spowodowały zmniejszenie jednorodności uziarnienia w Bvt i CBvt do 0,3–0,8, w Ahe i E do 1,1–1,8, w BvlBhfe do 2,0–3,1 i w poziomach BvtBfe do 1,1–1,9. W wyniku kompleksu długotrwałych procesów mrozowych od powierzchni ku spągowi profilu glebowego nastąpiło zwiększenie zawartość drobnych frakcji o średnicy <0,05 mm.

W młodych holocenijskich kriogenicznych glebach bielicowych w Kevo wskaźnik jednorodności uziarnienia jest wprawdzie także bardzo niski, jednak znacznie wyższy niż na Równi pod Śnieżką. W poziomach Bvt i CBvt profili 7 i 8 wskaźnik ten wynosi 10,1 i 11,9, a w Bvl i BvlBfe od 4,0 do 5,8; w zwietrzelinach i osadach podłoża 3,3 w obu glebach. Pośrednia wielkość tego wskaźnika występuje w poziomach E – od 2,3 do 8,5 w profilach 7 i 8. Zarówno stopień zwietrzenia, jak i przemieszczenia frakcji pyłowych oraz łuowych są w Kevo wyraźnie mniejsze niż w glebach na Równi pod Śnieżką. W Kevo zaznacza się wyraźny wzrost frakcji 0,05–0,50 mm w porównaniu z frakcjami \varnothing <0,05 mm, szczególnie w poziomach Ahe i E (ryc. 7.8, 7.9). W profilu 9 gleby wytworzonej z osadów glaciofluwialnych wskaźnik jednorodności uziarnienia jest podobny na całej głębokości, od 5,8 do 8,6 ze średnią wielkością 7,0. Jest to dowód niewielkich różnic i zmian uziarnienia sedymentów płynących wód pod wpływem następujących później, po ich osadzeniu w terasie, procesów wietrzenia i pedogenezy.

Najbardziej zróżnicowane jest uziarnienie w profilach najstarszych gleb bielicowych na Równi pod Śnieżką. Dominują frakcje części ziemistych o średnicy <0,05 mm – od 15,0 do 61,0% oraz 0,05–0,50 mm – od 17,8 do 46,6%. W znacznie młodszych glebach bielicowych w Kevo większa i bardziej zróżnicowana jest zawartość frakcji o średnicy 0,05–0,50 mm – od 40,5 do 80,8%, zaś mniejsza i jeszcze bardziej zróżnicowana jest zawartość frakcji <0,05 mm – od 15,0 do 61% (tab. 8.1, ryc. 7.8).

Można z tego wnioskować, że badane osady glaciofluwialne w Kevo tylko w niewielkim stopniu zostały przekształcone przez procesy krio- i bioperstrukcji po ich osadzeniu przez wody rzeczne. Jako skała macierzysta piaski te są znacznie młodsze od bardzo starych zwietrzelin *in situ* i młodszych kriogenicznych glebopokryw stokowych zlokalizowanych na badanej części granulitowego masywu górskiego. Materiał macierzysty na tym masywie podlegał bowiem pełnemu cyklowi krioklastyki, kriotranslokacji, krioperstrukcji i kriobiopedogenezy *in situ* i na terasach krioplanacyjnych w środowisku peryglacialnym. Gleba na terasie

nadzalewowej powstała wprawdzie z sedymentów kriogenicznej genezy, jednak w środowisku głównie ekstraperyglacjalnym, pod dominującym wpływem procesów bioprzeobrażeń.

Cechy odrębności uziarnienia wykazują badane kateny gleb w Puszczy Białowieskiej, a szczególnie na Półwyspie Helskim i mierzei Schaabe na Rugii. W tych glebach, wytworzonych z sedymentów różnych środowisk transportu o zróżnicowanej odległości, wzrasta dominujący udział frakcji o średnicy 0,05–0,50 mm, a maleje do minimum – udziału frakcji szkieletowych (tab. 8.1, ryc. 7.7). Wzrasta więc w kolejnych katenach jednorodność składu frakcyjnego. W katenie gleb w Puszczy Białowieskiej w osadach resedymentowanych deluwialnych i fluwialnych, przekształconych pedogenicznie jeszcze w plejstocenie, dominują frakcje 0,05–0,50 mm – od 77,8 do 90,7%. Udział frakcji o średnicach ziarn <0,05 mm jest niewielki, wynosi od 3,0 do 9,0% (tab. 8.5).

Bardzo jednorodne pod względem uziarnienia są osady morskie oraz ich pochodne piaski eoliczne w Juracie na Półwyspie Helskim. Wysoka jest dominacja frakcji 0,05–0,50 mm – 94,5–98,7%, a nieznaczna domieszka frakcji o średnicy <0,05 mm – od 1,0 do 4,5%. Na mierzei Schaabe uziarnienie badanej kateny gleb jest bardziej zróżnicowane, w związku z nieodległym źródłem klifowym rozmywanego materiału osadów lodowcowych i kredy trzeciorzędowej oraz z niedalekim ich transportem morskim. Jednorodność uziarnienia osadów jest tam pośrednia pomiędzy stwierdzoną w Puszczy Białowieskiej i w Juracie. W wytworzonych z nich glebach dominuje wprawdzie suma frakcji 0,50–0,05 mm, stanowiąc od 90,0 do 96,5%, jednak większy jest udział frakcji <0,05 mm – od 3,0 do 5,0% (ryc. 8.1). Sporadycznie na Schaabe występują przewarstwienia o grubszym uziarnieniu, bardziej niejednorodnym, z zawartością frakcji 0,50–0,05 mm do około 60%, przy zbliżonym udziale frakcji o średnicy <0,05 mm, zawierające jednak dobrze obtoczone, sferoidalne żwiru i drobne kamienie, w tym obtoczone czarne krzemienie pochodzące z kredy.

Wskaźniki jednorodności uziarnienia wykazują w profilach badanych gleb w Puszczy Białowieskiej wartości średnie 15,9, 17,6 i 13,9. Są one wyższe w glebach wytworzonych w soliflukcyjnym morenowym materiale plejstocenijskim na podłożu glaciofluwialnym (profile 7, 8), a niższe w glebie powstałej z fluwialnych osadów (profil 9). W poziomach Ahe i E wytworzonych w górnej części plejstocenijskiego poziomu Bv wskaźniki jednorodności uziarnienia są znacznie niższe niż w poziomach BvBfe, Bv i CBv (tab. 8.4). Jest to cecha pedogenicznego wzbogacenia tych podpowierzchniowych poziomów we frakcje o średnicy <0,05 mm w porównaniu z poziomami głębiej leżącymi. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w dolnej części E oraz w poziomach w Bhfe i Bfe gleby biellicowej gruntowoglejowej wytworzonej z osadów fluwialnych.

Największą wśród badanych katen glebowych jednorodnością uziarnienia wyróżniają się gleby biellicowe w Juracie, wytworzone z osadów morskich dalekiego

transportu (profile 10, 11) oraz z pochodnych piasków eolicznych (profil 12). Średnie profilowe wskaźniki jednorodności uziarnienia w tych glebach wynoszą odpowiednio 63,9, 55,3 i 68,2. W układach sekwencji profili poziomów glebowych najwyższe są one na ogół w poziomach C – od 65,1 do 195,2, a najniższe w eluwalnych poziomach Ahe i Eh – od 8,9 do 37,9. W poziomach E są one wysokie, o znacznej rozpiętości od 49,0 do 98,7. Inicjalną glebę bielicową charakteryzują na ogół wyrównane wielkości wskaźnika jednorodności uziarnienia w poziomach Ei, CBfe_i oraz w leżących pod nimi warstwach C – od 64,9 do 65,8, w porównaniu z dolną częścią C – 99,4 oraz Ahe przy powierzchni – 48,3. W tej katenie wyraźnie zaznacza się wpływ procesów glebotwórczych na homogeniczność uziarnienia, co wyraża wskaźnik jednorodności uziarnienia. Wskaźnik ten jest niższy od wartości średnich w kolejnych profilach 10, 11, a najwyższy w profilu 12 – uwzględniając segregację eoliczną i bardzo krótkie okresy późniejszej inicjacji procesów pedogenezy.

Na półwyspie Schaabe wskaźniki jednorodności uziarnienia wynoszą w badanych glebach 25,8, 18,7 i 21,1. Są one rosnące, w zależności od stopnia pedogenicznego przekształcenia osadów morskich, zaznaczającego się także w budowie morfologicznej profilu (tab. 8.4, ryc. 7.13, 7.14, 7.15). Wskaźniki te są w układzie profilowym zróżnicowane między badanymi glebami, niższe na ogół w poziomach C, wyższe w Bhfe i Bfe.

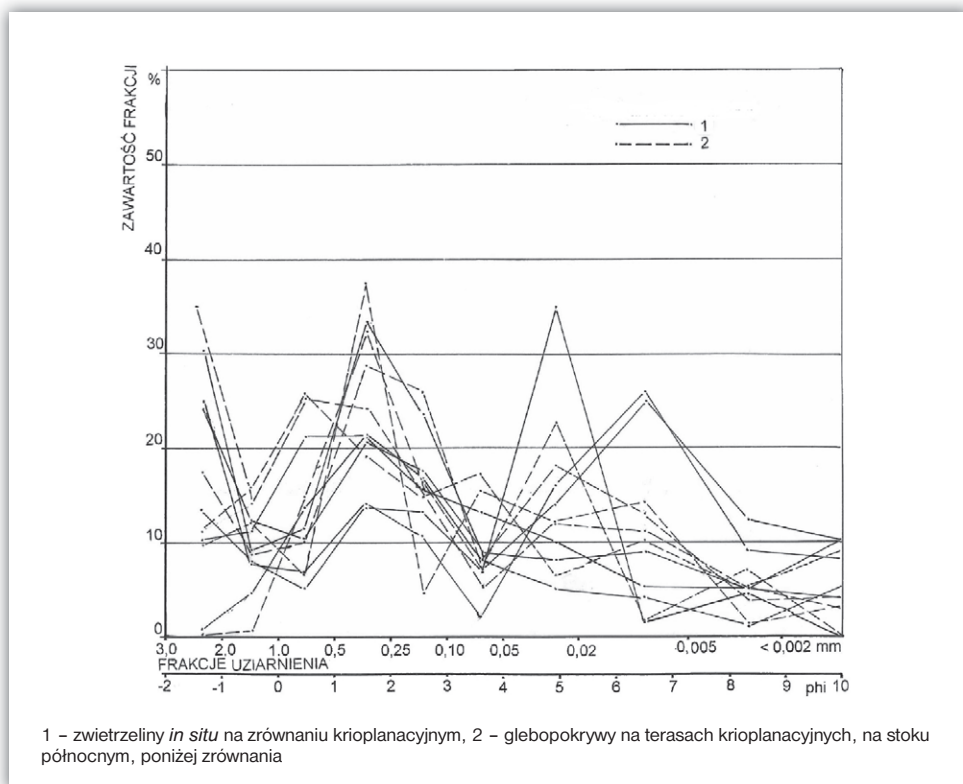
8.4. Zawartość frakcji uziarnienia

Przebieg i kształt krzywych zawartości poszczególnych frakcji uziarnienia w badanych poziomach i warstwach glebowych w układzie profilowym czynią możliwą interpretację w najprostszy sposób środowisk lito- i pedomorfogenezy mineralnych składników badanych gleb w powiązaniu z powstawaniem i udziałem ziarn o określonych przedziałach średnic.

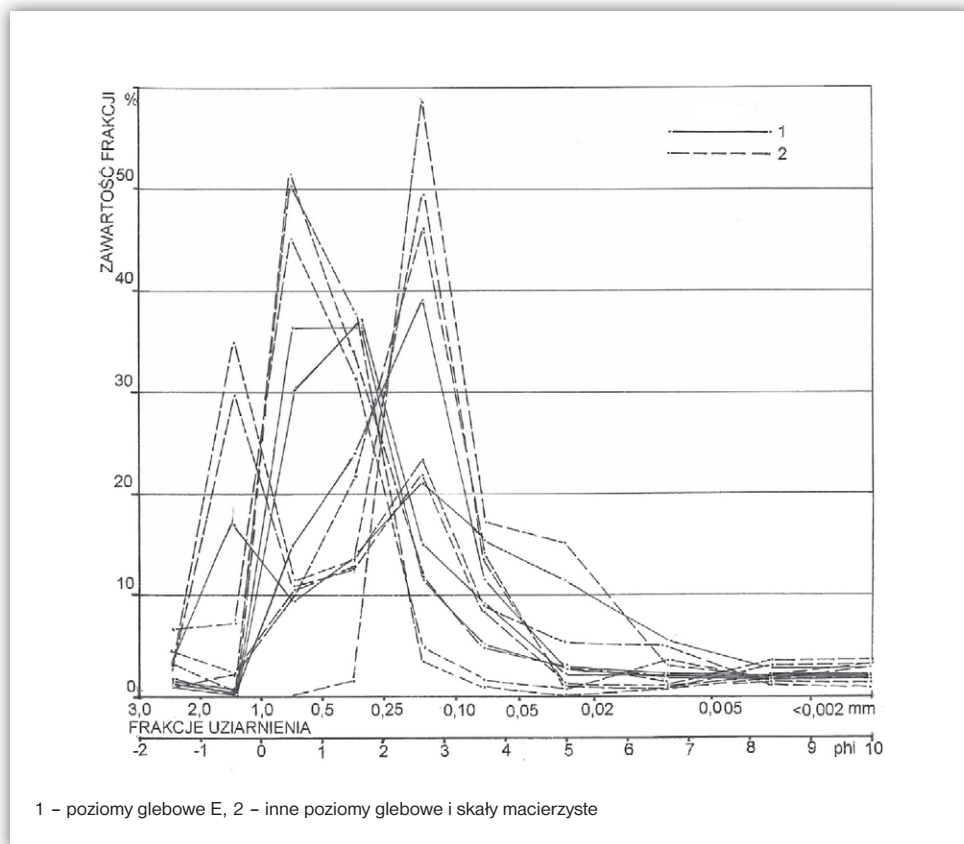
Przedstawione na rycinie 8.2 krzywe układów zawartości ziarn mineralnych o określonych przedziałach średnic w poziomach gleby rdzawej bielicowej na Równi pod Śnieżką (profil 1) są wielo-, dwu- do trójmodalne z udziałem wszystkich frakcji składu ziarnowego charakterystycznych dla glin i piasków gliniastych wietrzeniowego pochodzenia *in situ* w peryglacjalnym środowisku. Charakterystyczne są tu intensywny rozpad mrozowy na ziarna ostrokrawędziste oraz procesy mrozowej segregacji i przemywania różnych frakcji, będących składnikami zwietrzelin i powstających z nich gleb. Pierwsze maksimum krzywych tworzy wzrastająca z głębokością profilu tej gleby zawartość frakcji piasku bardzo grubego oraz części szkieletowych o średnicy większej od 2,0 mm kolejno w poziomach Bv1Bhfe, Bv2Bfe, Bvt i CBvt. Charakterystyczne są także malejące zawartości frakcji większej

od 0,25 mm w poziomie E i większej od 0,5 mm w Ahe. Drugie maksimum tworzą frakcje piaskowe o średnicy ziarn od 0,10 do 1,0 mm. Ich udział maleje w głąb profilu glebowego. Przyczyną tego jest wymycie z górnej części pierwotnych poziomów wietrzeniowych Bv, a także prawdopodobnie rozkład chemiczny w procesie postępującego bielcowania frakcji o średnicy 0,005–0,05 mm i drobniejszej w trakcie nakładania na nie poziomów Ahe, Ehl i Bv/Bhfe oraz osadzanie tych frakcji, a także produktów rozkładu w powstających głębiej poziomach rdzawoiluwalnych Bvt/Bfe, Bvt i CBvt. W tych akumulacyjnych poziomach powstało kolejne, trzecie maksimum składające się z zakumulowanych wmytych frakcji bardzo drobnego pyłu, ze znacznie podwyższoną zawartością frakcji iltu ($\varnothing < 0,002$ mm). W poziomie Ahe, o najmniejszej zawartości frakcji o średnicy mniejszych od 1,0 mm, a szczególnie frakcji $< 0,002$ mm, z czasem zwiększał się udział ziarn 0,02–0,05 mm, związany z bioklimatycznym wietrzeniem fizycznym i z powstaniem agregatów organiczno-mineralnych w zakwaszającym się silnie ukorzenionym środowisku tego poziomu.

Krzywe rozkładu frakcji uziarnienia poziomów Ahe, Ehl i Bvt w profilu 2 oraz Ehl i Bvt/Bfe w profilu 3 na północnym stoku Równi pod Śnieżką potwierdzają



Rycina 8.2. Wielomodalne krzywe uziarnienia gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką



Rycina 8.3. Jedno- i dwumodalne krzywe uziarnienia gleb rdzawych bielcowych, wytworzonych ze zwierzeliń *in situ* i z glebopokryw stokowych oraz gleby bielicowej z osadów fluwialnych. Kevo

w zasadzie trójmodalność ich uziarnienia (ryc. 8.2). Maksimum zawartości części szkieletowych jest jednak słabiej zaznaczone, a maksimum drugie jest znacznie większe i obejmuje głównie frakcje od 0,25 do 1,0 mm. Trzecie maksimum frakcji 0,05–0,10 mm jest znacznie słabiej zaznaczone, z przejściem do na ogół nieco mniejszych niż w profilu 1 zawartości frakcji iłowych ($\varnothing < 0,002$ mm). Jak już stwierdzono, różnice te podkreślają straty frakcji $\varnothing < 0,10$ mm, a także części frakcji szkieletowych $> 2,0$ mm w pokrywach stokowych związane z segregacją podczas procesu soliflukcji stokowej.

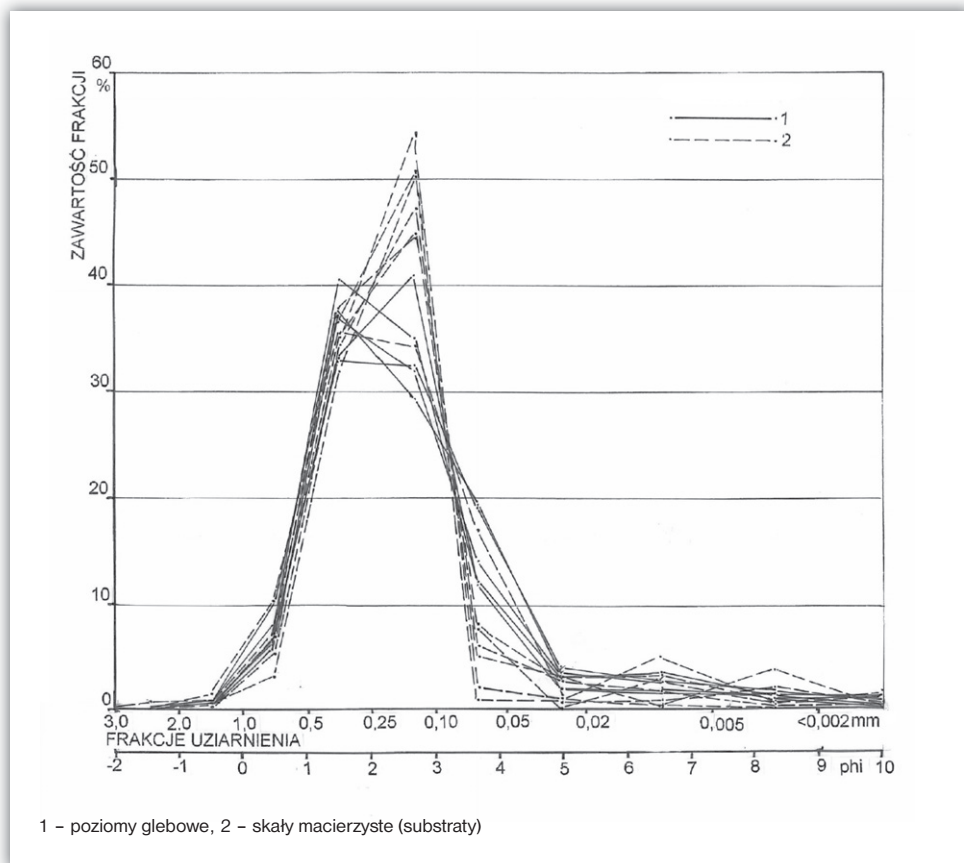
W Kevo katenę gleb rdzawych bielcowych (profile 7, 8) i gleby bielicowej (profil 9) charakteryzuje zarówno interregionalny, jak i indywidualny profilowy układ krzywych składów frakcji uziarnienia (ryc. 8.3). Jest on w zasadzie jedno- i dwumodalny w profilu 7, położonym na wysokim grzbietowym wąskim zrównaniu pereglacjalnym z płytką zwierzeliną *in situ*, jednomodalny z dominacją dwu frakcji

w profilu 8 z sekwencją glebopokryw na oglejonym bezszkieletowym fluwialnym podłożu na wąskiej terasie krioplanacyjnej i jednomodalny z dominacją jednej frakcji w profilu 9 na terasie glacyjfluwialnej pomiędzy wałami moreny bocznej. Wiadomo, że generalnie uziarnienia gleb fińskich jest zróżnicowane, zarówno między profilami, jak i w ich obrębie (Hinneri 1975, Hinneri i inni 1975).

Dwumodalna krzywa składu frakcyjnego w profilu 7 ma charakterystyczne dwa maksima. Większe maksimum, frakcji piasku bardzo grubego (\varnothing 1,0–2,0 mm), występuje w poziomach CBv i BvtBhfe, a mniejsze maksimum w tych poziomach obejmuje szeroki zakres frakcji piasków średniego, drobnego i bardzo drobnego (\varnothing 0,05–0,50 mm) z największym udziałem frakcji 0,10–0,25 mm. Wyjątkiem jest poziom Ehl ze znacznie mniejszą zawartością frakcji 0,50–2,0 mm i podwyższoną frakcji drobniejszych, 0,05–0,50 mm, wskazującą na intensywne współcześnie procesy pelityzacji w tym wybielonym poziomie. Jednocześnie zaznacza się słabe przemieszczenie frakcji pyłowych i ilowych z poziomu Ehl do BvtBhfe i Bvt.

Układ krzywych składu frakcyjnego w profilu 8 jest zdominowany frakcją 0,10–0,25 mm, ze znaczącym udziałem frakcji o średnicy 0,005–0,10 mm we wszystkich poziomach. Charakterystyczne jest, że udział frakcji dominującej 0,10–0,25 mm wyraźnie rośnie z głębokością w poziomach BvlBhfe, Bvt i CBvt, osiągając maksimum we fluwialnym podłożu DG, ze śladowymi ilościami frakcji 0,25–1,0 mm, bez frakcji o średnicy $>0,50$ mm, ze znaczącą zawartością frakcji $<0,10$ mm. Również w tej glebie poziom El wyróżnia się stosunkowo niewielką zawartością frakcji 0,10–0,25 mm, dość dużą frakcji 0,25–1,0 mm oraz podwyższoną frakcji $<0,05$ mm, łącznie z frakcją iltu. Te drobne frakcje uległy wybieleniu w procesie bielcowania górnej części Bv. Niewielka miąższość glebopokryw oraz jednonomodalność składu frakcyjnego z dominacją frakcji 0,10–0,25 mm wskazują na denudacyjny powierzchniowy transport drobnego materiału glebowego, ze zubożeniem frakcji $<0,05$ mm, z wyżej położonego zrównania i z jego stosunkowo stromego stoku w warunkach klimatu zimnego, z ubogą pokrywą roślinną istniejącą również współcześnie (Holtmeier 1971). W okresach suchych możliwa jest także peryglacialna deflacja (Seppälä 1976). W glebie tej zaznacza się niewielkie pedogeniczne zubożenie frakcji $<0,05$ mm w El i BvlBhfe, wzbogacenie zaś – w poziomach Bvl i CBvt.

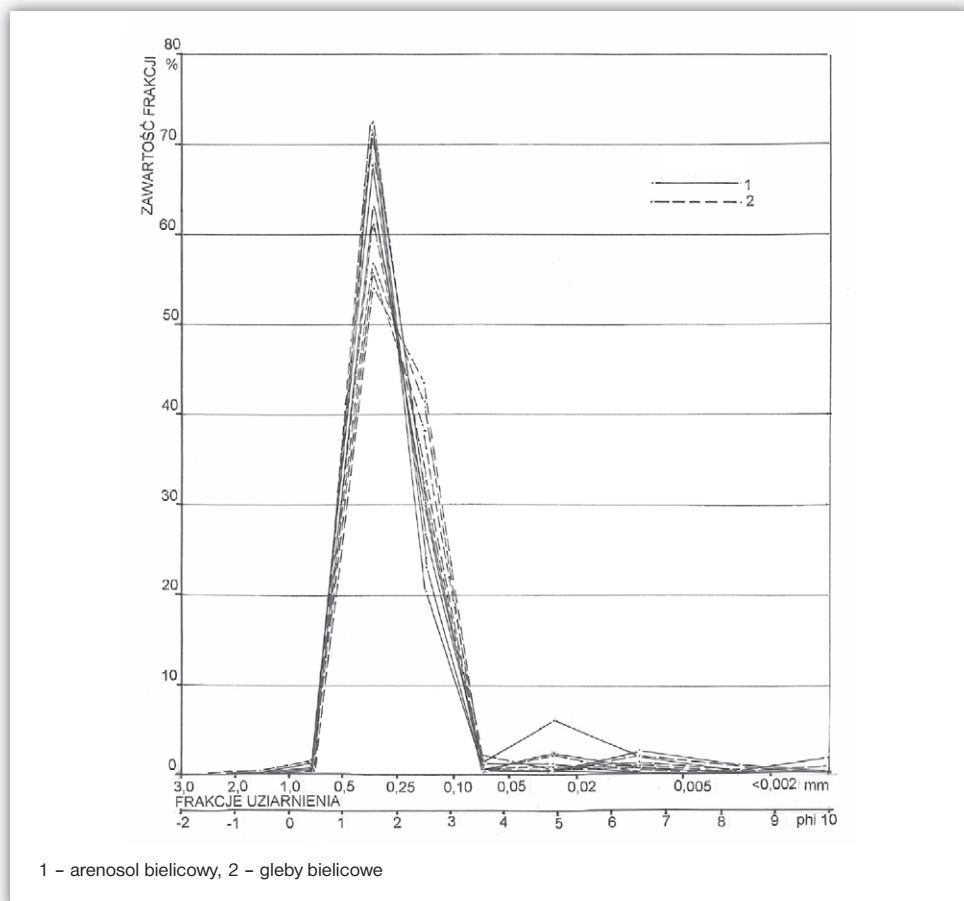
W profilu 9, w glebie wytworzonej z osadów fluwialnych dominują dwie frakcje, głównie 0,5–1,0 mm i nieco mniej – 0,25–0,50 mm. Bardzo niewielki jest udział frakcji o średnicy $>1,0$ mm, natomiast większy, z głębokością malejący, frakcji $<0,25$ mm. W tych glebach znajdują się silnie przesegregowane w transporcie wodnym piaski o rosnącej z głębokością zawartością frakcji 0,50–1,0 mm i malejącej – frakcji 0,005–0,10 mm. Poziomy Ahe i E charakteryzuje znacznie większa zawartość frakcji $<0,25$ mm niż poziomy głębiej położone. Jest to skutek pedogenicznego wietrzenia mrozowego *in situ*, z częściowym kriogenicznym przemieszczaniem



Rycina 8.4. Jednomodalne krzywe uziarnienia gleb rdzawych bielcowych, wytworzonych z deluwiów morenowych na piaskach fluwioglacjalnych oraz gleby bielcowej gruntowoglejowej z osadów glaciofluwialnych. Puszcza Białowieska

drobnej zwietrzliny do poziomu Bhfe. Można również przyjąć hipotezę, że w tych poziomach, we współczesnych warunkach klimatycznych, proces bielcowania ogranicza się do uruchamiania głównie Fe i Mn, ze słabym procesem rozkładu drobnych odłamków minerałów powstających w procesie kriopelityzacji.

W katenie badanych gleb w Puszczy Białowieskiej (profile 4–6) krzywe rozkładu frakcyjnego przedstawione na rycinie 8.4 są zdecydowanie jednomodalne. Z tego stanu można wnioskować, że piaski glaciofluwialne w podłożu gleb rdzawych bielcowanych (profile 4, 5) oraz w glebie bielcowej gruntowoglejowej (profil 6) od powierzchni powstały wskutek częściowego rozmycia pobliskich pagórków moreny ablacyjnej. Deluwia pochodzące z tych moren w najbliższym ich otoczeniu cienką warstwą wyklinowującą się w kierunku obniżen przykryły piaski fluwialne.



Rycina 8.5. Jednomodalny układ krzywych uziarnienia w poziomych glebach biellicowych, wytworzonych z osadów wałów brzegowych i osadów eolicznych. Jurata, Półwysep Helski

Jednomodalne maksima są tu tworzone przez frakcje piasku średniego i drobnego (\varnothing 0,10–0,25 mm). Wymienione frakcje dominujące oraz towarzyszące im frakcje $<0,10$ mm wykazują jednak charakterystyczną dwudzielność w poszczególnych poziomach glebowych. Powierzchniowe poziomy Ahe, E i Eh charakteryzuje nieco większa zawartość frakcji piasku średniego (\varnothing 0,25–0,5 mm) i znacznie mniejsza piasku drobnego (\varnothing 0,10–0,25 mm), a także znacząco większa zawartość frakcji piasku bardzo drobnego i z podwyższoną zawartością frakcji pyłowych (\varnothing 0,02–0,10 mm), niż leżące pod nimi poziomy BvBfe, Bv i CBv w profilach gleb rdzawych biellicowych. W profilu gleby biellicowej gruntowoglejowej ten układ frakcji obejmuje także poziomy Bhfe i Bfe, do głębokości 32 cm. W poziomach niżej położonych wraz z głębokością wzrastają zawartości frakcji (0,10–0,25 mm),

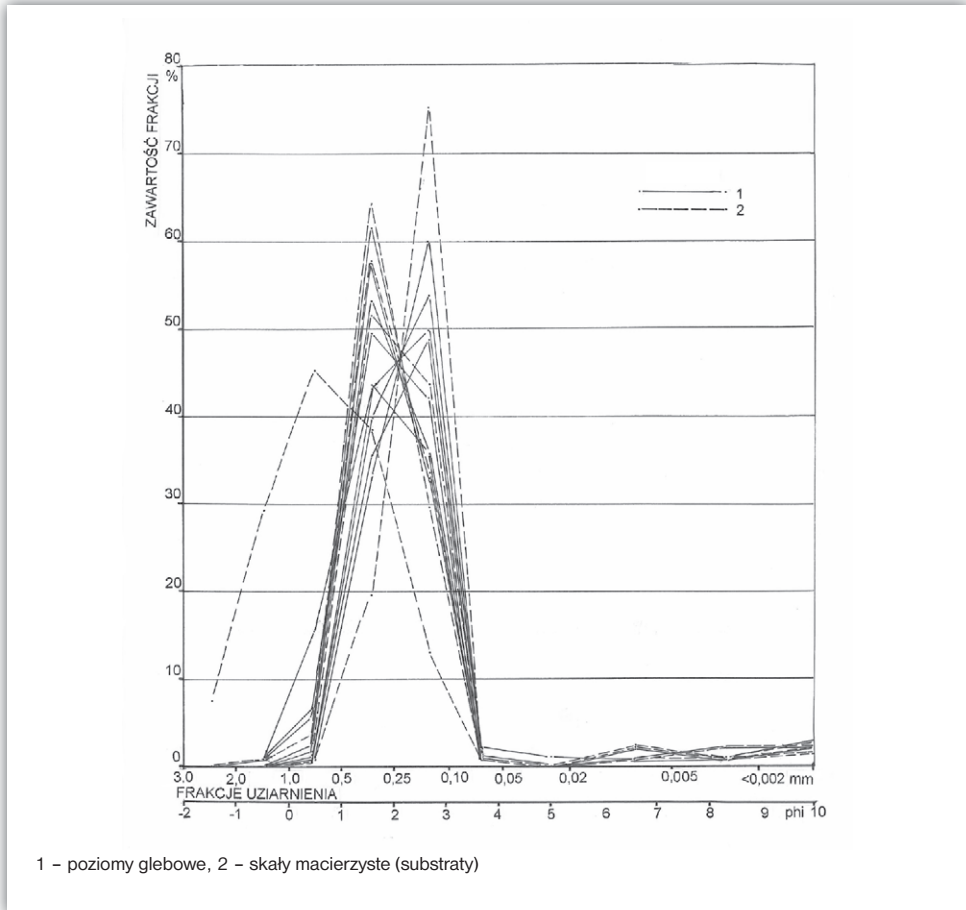
maleją natomiast – frakcji pyłowych (\varnothing 0,005–0,05 mm). Wskazane zróżnicowania uziarnienia w profilach glebowych kateny białowieskiej mają swoje źródło w genezie sedymentów oraz słabym ich pedogenicznym przekształceniu.

Odrębny charakter mają krzywe składu frakcji uziarnienia poziomów młodych subatlantyckich gleb bielcowych w Juracie na Półwyspie Helskim (ryc. 8.5, tab. 8.5). Dominuje tam frakcja piasku średniego (\varnothing 0,25–0,50 mm) ze znacznym udziałem piasku drobnego (\varnothing 0,10–0,25 mm), tworząc łącznie jednomodalne maksimum we wszystkich badanych mineralnych poziomach glebowych (profile 10–12). Charakterystyczne jest sporadyczne występowanie frakcji o średnicy większej od 1,0 mm, a frakcji <0,10 mm – również w ilościach nieznacznych, zazwyczaj ze śladowymi ilościami frakcji ilu (\varnothing <0,002 mm). Zwraca uwagę podwyższona zawartość frakcji pyłowych (\varnothing 0,002–0,05 mm) do głębokości 150 cm w bielicy próchniczno-żelazistej orsztynowej, w jej poziomach Eh2, E2, Ahe, AhBfe, E1, Ahfeox wytworzonych z osadów morskich najstarszego wału brzegowego (profil 10) i do głębokości 36 cm w glebie bielcowej próchniczno-żelazistej (profil 11) w poziomach Eh2, Ahe, E1, Bhfe powstałych z osadów morskich młodszego wału brzegowego. Jest to wskaźnik różnych głębokości pedogenicznych niewielkich przekształceń uziarnienia omawianych osadów morskich.

We współczesnym arenosolu bielcowym (profil 12), jedynie w przypowierzchniowej części poziomu Ahei zawartość frakcji pyłowych jest nieznacznie podwyższona. W profilach glebowych 11 i 12 z podwójnym poziomem E, dolny starszy poziom E1 jest z reguły uboższy we frakcje 0,25–0,50 mm i bogatszy we frakcje 0,10–0,25 mm od młodszego podpowierzchniowego E2, także bogatszego we frakcje pyłowe (\varnothing 0,002–0,05 mm).

Z układu dominujących frakcji na krzywych uziarnienia (ryc. 8.4) wynika, że w arenosolu bielcowym poziomy CBfei i C poniżej głębokości 55 cm (profil 12) mają udział frakcji 0,25–0,50 mm mniejszy niż większość poziomów starszych gleb bielcowych, a zawartości frakcji 0,10–0,25 mm – większy. Podobne uziarnienie mają poziomy Ahe, Eh1, Bhfe i Bfe w glebie bielcowej próchniczno-żelazistej (profil 11, tab. 8.5) na głębokościach od 22 do 60 cm. W bielicy próchniczno-żelazistej orsztynowej natomiast w poziomach AhBfe, E1, Bhfeox, Bfe, Cg, poniżej głębokości 50 cm występuje podobnie jednostajne uziarnienie, większa jednak jest zawartość frakcji 0,25–0,50 mm i mniejsza – 0,10–0,25 mm.

Na podstawie danych, przedstawionych także w tabeli 8.5, można przyjąć, że w dolnej części profilu arenosolu bielcowego znajdują się eoliczne osady na wtórnym złożu, pochodzące nie bezpośrednio z akumulacji wodnej, a z rozwiewanych w najbliższym sąsiedztwie młodych inicjalnych gleb. Uwagę zwracają także poziomy Eh2, E2 i Ahe w profilu 10, Eh2 w profilu 11 oraz Ahei w profilu 12, o zbliżonych wysokich udziałach frakcji 0,25–0,50 mm i stosunkowo niskich – frakcji 0,10–0,25 mm. Frakcje te są składnikami wtórnie przewianych białych glebopokryw



Rycina 8.6. Jednomodalne krzywe uziarnienia młodych gleb bielcowych wytworzonych z osadów brzegowych i eolicznych. Mierzeja Schaabe

zakumulowanych na powierzchni starszych gleb bielcowych ze zredukowanym i zapiaszczonym poziomem organicznym. Poziom ten częściowo wykazuje cechy storfienia, zawiera liczne drobne odłamki czarnego węgla drzewnego.

Na mierzei Schaabe krzywe uziarnienia badanych młodych gleb (profile 13–15, ryc. 8.6) są w zasadzie jednomodalne, jednakże z dominacją jednej i dwu, rzadziej trzech frakcji uziarnienia, co potwierdzają także zróżnicowane wskaźniki jednorodności uziarnienia przedstawione w rozdziale 8.2. Udział frakcji $<0,10$ mm jest niewielki, nie przekracza 6%. Większy jednak niż w badanych glebach na Półwyspie Helskim jest udział frakcji $>0,5$ mm w związku z bliskością źródła abrazji klifowej. W mozaice przestrzennej mierzei każda z tych gleb ma indywidualny układ krzywych uziarnienia, wskazujących na zróżnicowanie w czasie siły

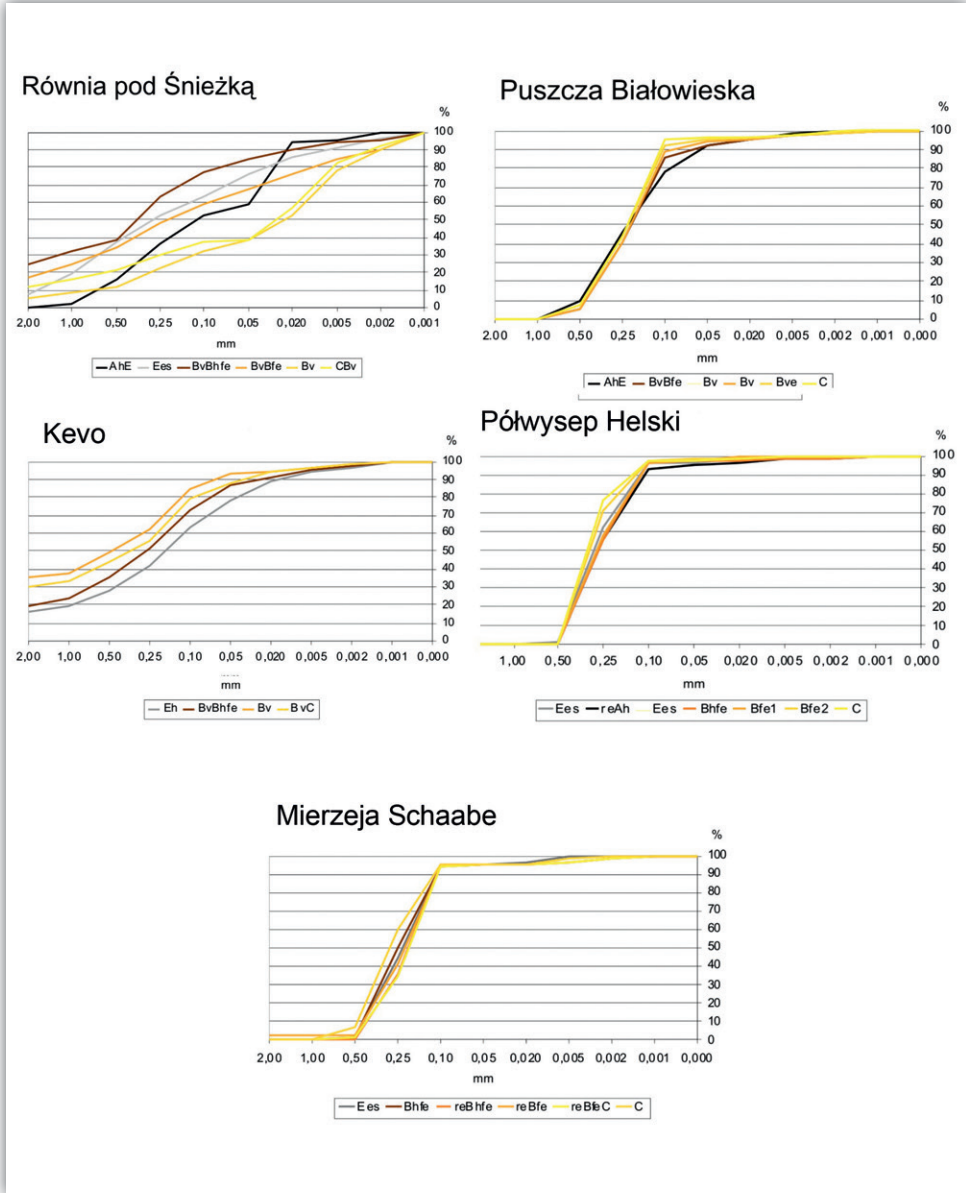
segregacyjnego oddziaływania fal morskich, a także synsedymencyjnego i post-sedymentacyjnego eolicznego przekształcania osadów.

Arenosol bielicowy (profil 13) składa się z serii bardzo młodych osadów eolicznych rozciągających się wzdłuż plaży, o zróżnicowanym profilowym składzie frakcji, przeważnie przemiennie dominujących w zakresach średnic 0,25–0,50 mm i 0,10–0,25 mm (profil 13, ryc. 8.6). W poziomach Ahe1, C1, Ch dominuje frakcja 0,25–0,50 mm z udziałem towarzyszącej frakcji 0,10–0,25 mm. W Bhfe1 i C2 natomiast występuje duże maksimum frakcji 0,10–0,25 mm z niewielkim udziałem 0,25–0,50 mm. W tym profilu frakcje >1,0 mm w zasadzie nie występują, a suma zawartości frakcji <0,10 mm na ogół nie przekracza 5%. Są to zatem piaski eoliczne zakumulowane na powierzchni podłoża plażowego, wyznaczonego pojedynczymi czarnymi krzemieniami z dobrze obtoczoną powierzchnią. Było to kilka faz aktywności wiatru o zróżnicowanej sile działania, z bardzo krótkimi okresami akumulacji resztek roślinnych (Ah i Ch).

W krzywej uziarnienia gleby bielicowej inicjalnej (profil 14, ryc. 8.4) wytworzonej z morskich osadów wału brzegowego żółtego we wszystkich poziomach dominuje nieznacznie frakcja 0,25–0,50 mm, z niewiele mniejszym udziałem frakcji 0,10–0,25 mm. Jedynie w poziomie D znajduje się wielofrakcyjny plażowy osad składający się głównie z frakcji o średnicach większych od 0,10 mm, z dominującą frakcją 0,25–1,0 mm, z udziałem frakcji szkieletowych (ryc. 8.6). Zawartość frakcji <0,10 mm w tym pedogenicznie słabo zmienionym sedymencie na całej głębokości profilu jest nieco większa niż w profilu 13. Jest ona równomierna na całej głębokości, nie wykazuje związków z poziomową budową genetyczną gleby.

Najbardziej pedogenicznie przekształcony profil gleby bielicowej gruntowo-glejowej wytworzonej z osadów wału brzegowego brunatnego (profil 15, ryc. 7.15) charakteryzuje w poziomach Bhfe i Bfe dominacja frakcji 0,10–0,25 mm ze znacznie mniejszym udziałem frakcji 0,25–0,50 mm (ryc. 8.6). Podobnie jak w profilu 14, w tej glebie także nieco większa jest zawartość frakcji <0,10 mm. Jej ilościowe zróżnicowanie w pionowym układzie profilu nawiązuje do pedogenicznych poziomów glebowych. W poziomach Bhfe i Cfeggor występują warstwy z nieregularnie rozmieszczoną, dobrze obtoczoną różnej średnicy frakcją >0,50 mm wskazującą na wał brzegowy. Uziarnienie poziomów EBhfe i E, podobnie jak Ehi i Ei w profilu 14, składające się głównie z frakcji 0,25–0,50 mm (46,1 i 46,5%) i z 0,10–0,25 mm (39,5 i 45,9%) z bardzo małą domieszką frakcji >0,50 mm, może jednak sugerować eoliczne pokrywy na podłożu wałów brzegowych.

Odmienne jest również przebieg krzywych kumulatywnych określających udział poszczególnych frakcji w uziarnieniu danej gleby. Kumulatywne krzywe uziarnienia dla poszczególnych powierzchni badawczych przedstawiono na rycinie 8.7.



Rycina 8.7. Krzywe kumulatywne uziarnienia

9. Modyfikacja tekstury powierzchni ziarn piasku jako skutek zmian środowiska geograficznego

9.1. Mozaiki cech reliefu na powierzchni ziarn

Różny od plejstocenu do holocenu czas inicjacji i zróżnicowania przestrzennego procesów powstawania oraz późniejszego przekształcania badanych luźnych zwietrzelinowych i osadowych substratów mineralnych oraz stokowych glebopokryw, warunkuje ekwifinalność stanów mozaik pokrywy glebowej. Istotne znaczenie ma tu nieliniowość czynnika zmian środowiska przebiegających w określonym czasie oraz jakość wyjściowego materiału mineralnego przekształcanego w materiał glebowy. Dzieje się to w przestrzeni przyrodniczej, którą według L. von Bertalanffy'ego (1973) należy rozpatrywać w „przekrojach czasowych poprzecznym i wzdłużnym”. Przez „przekrój czasowy” rozumie się upływający czas, w którym znajduje się obszar funkcjonującego systemu przyrodniczego. Przekrój „poprzeczny” dotyczy powstawania i utrzymywania się w czasie w płynnym zrównoważeniu rozwoju danego systemu przyrodniczego. Przekrój „wzdłużny” określa trajektorię rozwoju danego systemu w czasie.

W warunkach wzbudzających aktywność środowisk o zróżnicowanej, nieliniowej strukturze powstają systemy różnorodnych przestrzenno-czasowych morfogenetycznych struktur w mineralnych zwietrzelinach i w osadach. Ich indikatorami są, między innymi, wszędobylskie i jednocześnie stabilne ziarna piasku, szczególnie minerału kwarcu uważanego za odporny na procesy wietrzenia i pedogenicznego rozkładu. Według A.J. Mossa (1966) oraz D.H. Krinsleya i I.J. Smalleya (1972) kształt – zaokrąglenie tych ziarn oraz formy makro- do ultramorfostruktury ich powierzchni są zazwyczaj uwarunkowane pierwotnymi cechami środowiska krystalizacji oraz cechami wtórnymi, nabytymi w zróżnicowanych czasowo i przestrzennie środowiskach wietrzenia, transportu, sedymentacji oraz biopedogenicznych przekształceń.

Opisanie i parametryzacja wymienionych uprzednio cech, powstałych w wyniku drobnoskalowych procesów, jest możliwe przy zastosowaniu odpowiednich kompleksowych procedur technicznych, w tym mechanicznej graniformametrii w połączeniu z ultramorfoskopią. Do mechanicznego określania stopnia obtoczenia ziarn mineralnych, często stosowany przez geologów, geomorfologów i gleboznawców w Polsce jest graniformometr spychaczowy, wykonany według projektu L. i B. Krygowskich (Krygowski 1964). Nieprzekształcone wyniki analizy graniformametrycznej ziarn piasku o średnicy 0,6–0,8 mm w profilu poziomów gleb typowych dla każdej z badanych katen (tab. 9.1), wskazują na geograficznie uwarunkowaną odrębność mineralnego materiału oraz czasoprzestrzenną różnorodność w profilowych układach form ziarn i tekstur ich powierzchni. Wskaźniki cech procesów fizycznych i chemicznych znajdujące się na powierzchni tych ziarn są podstawą rozważań w rozdziale 10. W tym miejscu, na podstawie bezpośrednich danych pomiarowych (tab. 9.1), przedstawiamy specyfikę staczania się ziarn piasku przy różnych nachyleniach stolika graniformometru w zależności od środowiska ich genezy, której wyniki znacząco odbiegają od przyjętych zasad postępowania. Wśród analizowanych gleb nie są reprezentowane gleby wytworzone z osadów eolicznych.

Nieobtoczone stare krioklastyczne graniaste ziarna piasku gleby Równi pod Śnieżką (profil 1) z ostrymi graniami i narożnikami na całych ich powierzchniach zbliżonych do sferycznych, staczały się sposobem mikrosaltacji i toczenia przy nachyleniu stolika od 2 do 16°. Przy większych nachyleniach staczały się pojedyncze ziarna, zatem nie występowały ziarna bez obróbki mechanicznej. Dominujące w morskich osadach wałów brzegowych w Juracie (profil 11) i na mierzei Schaabe (profil 15) zaokrąglone i dobrze zaokrąglone ziarna piasku o kształtach zbliżonych do sferycznych staczały się przy nachyleniach większych od 8°, a w kopalnej plaży pod wałem brzegowym w Juracie spłaszczone, o kształtach zbliżających się do dyskoloidalnych, zsuwały się w przedziale nachyleń stolika od 17 do 20°. Młode graniaste ziarna kwarcu z gleby w Kevo, o bardzo zróżnicowanych kształtach, staczały się w zakresie nachyleń od 10 do 26°. W piaskach Puszczy Białowieskiej (profil 4) natomiast wystąpił bardzo szeroki zakres staczania się przy nachyleniu od 2 do 22°, co wskazuje na znaczne zróżnicowanie stopnia obróbki poszczególnych ziarn kwarcu. Potwierdzeniem specyfiki zakwalifikowania form ziarn kwarcowego piasku w badanych katenach geograficznych są mikrografy SEM (fot. 9.1–9.4). Wcześniej także J. Goździk (1980 i 1995b) i E. Mycielska-Dowgiałło (1995) zwrócili uwagę na potrzebę konfrontowania wyników analizy graniformametrycznej z innymi metodami.

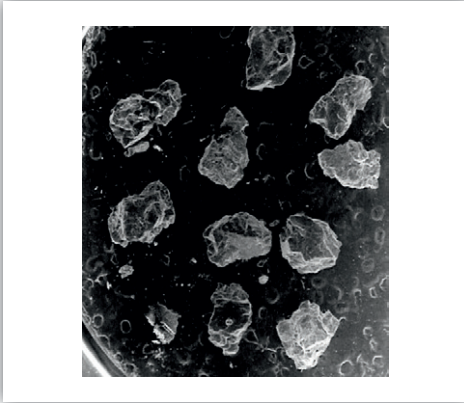
Przedstawione wyniki interpretacji zawartych w mikrografach SEM informacji o środowiskach przekształcenia powierzchni ziarn piasku kwarcowego potwierdzają założenie, że w badaniach każdego geograficznego systemu, a takim są

Tabela 9.1. Liczba ziarn kwarcu o średnicach 0,6–0,8 mm staczających się przy rosnących kątach nachylenia stolika graniformometru spychaczowego standardowego według L. i B. Krygowskich w trzech powtórzeniach populacji 100 ziarn

Lokalizacja i numer profilu	Poziom geometryczny	Obróbka wysoka γ^*				Obróbka pośrednia β^*				Bez obróbki α^*				
		Kąt nachylenia stolika graniformometru w stopniach												
		2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26
Równia pod Śnieżką 1 (1)	Ahe	2	4	8	7	17	18	26	13	2	1	1	1	0
	Ehl	2	5	8	9	19	19	25	11	1	1	0	0	0
	BvlBhfe	4	7	8	9	19	18	23	10	1	1	0	0	0
	BvtBfe	5	6	9	10	19	17	21	11	1	1	0	0	0
	Bvt	6	8	8	10	14	16	24	12	1	1	0	0	0
	CBvt	3	2	13	12	12	14	16	17	4	3	3	1	0
Puszcza Białowieńska 1 (4)	Ahe	0	1	4	7	8	14	12	30	13	6	4	1	0
	BvBfe	1	3	2	8	15	18	16	18	12	5	2	0	0
	Bv1	0	3	1	8	17	18	15	18	13	4	3	0	0
	Bv2	0	4	3	9	12	18	20	16	11	3	4	0	0
	CBv	0	5	4	9	10	12	28	15	9	4	3	1	0
	D	1	3	5	10	12	14	32	7	12	5	4	1	0
Kevo 1 (7)	Ehl	0	0	0	1	6	5	8	34	20	16	4	4	2
	BvtBhfe	0	0	1	1	8	7	14	20	28	12	5	2	2
	Bvt	0	0	1	1	8	10	18	14	22	16	6	3	1
	CBv	0	1	2	2	10	14	12	16	16	14	9	4	0
Jurata 2 (11)	E2	0	1	3	4	8	10	12	16	20	13	8	3	2
	Ahe	0	0	2	3	1	8	14	20	31	19	2	0	0
	E1	0	0	2	5	7	7	10	18	27	16	4	3	1
	Bhfe	0	1	1	6	10	11	10	13	24	12	10	2	0
	Bfe1	0	0	2	4	8	10	12	11	28	14	8	3	0
	Bfe2	0	0	1	5	8	10	12	11	28	14	8	3	0
	CG	0	3	4	4	6	12	11	11	20	16	8	2	3
Mierzeja Schaabe 2 (15)	E	0	4	6	6	8	8	10	14	18	12	7	4	3
	EBhfe	0	0	0	2	8	9	11	10	32	21	4	3	0
	Bhfe	0	0	2	4	10	10	10	12	26	20	4	2	0
	Bfe	0	0	1	5	8	10	12	11	24	12	8	6	3
	CBfe	0	0	2	6	8	10	12	10	20	20	8	3	1
	D	1	3	4	4	6	8	14	10	25	10	8	3	4

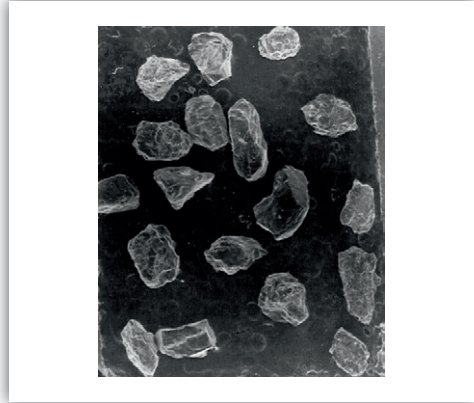
* w klasyfikacji B. Krygowskiego (1964)

niewątpliwie analizowane kwaśne substraty mineralne i wytworzone z nich gleby, należy koniecznie rozpatrywać duże spektra czasowo-przestrzennych różnorodności charakterystyk danego środowiska przyrodniczego, jego powstawania i funkcjonowania, z parametryzacją właściwości nawet drobnoskalowych procesów. Szczególne znaczenie ma tu zrozumienie roli czasu i przestrzeni w funkcjonowaniu przekształceń systemu „substrat–gleba”.



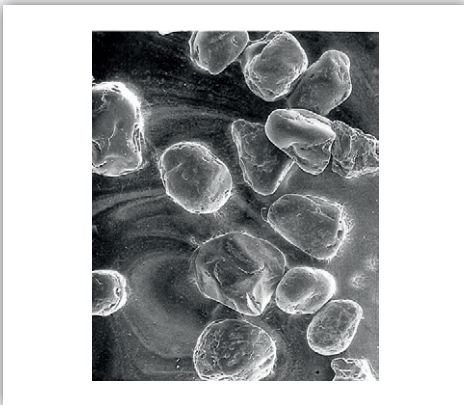
Fotografia 9.1

Graniaste i półgraniaste kriklasty kwarcu, o przeważającym średnim reliefie powierzchni i kształcie zbliżonym do sferycznego i dyskooidalnego, powstałe w środowisku długotrwałego peryglacialnego i holocenińskiego mrozowego wietrzenia *in situ* w poziomie Ahe gleby rdzawej bielcowej na Równi pod Śnieżką (profil 1, powiększenie 120×)



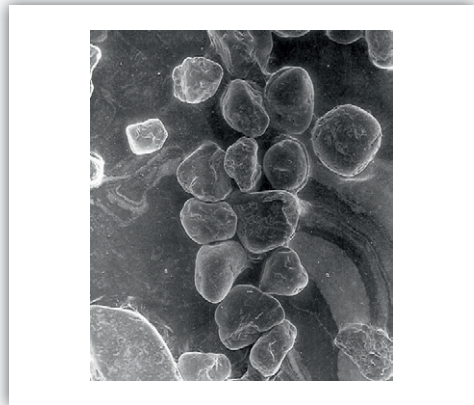
Fotografia 9.2

Graniaste i półgraniaste kriklasty kwarcu o przeważającym wysokim i średnim reliefie powierzchni i kształcie zróżnicowanym powstałe w środowisku holocenińskiego mrozowego wietrzenia *in situ* w poziomie Bv gleby rdzawej bielcowej w Kevo (profil 7, powiększenie 120×)



Fotografia 9.3

Zaokrąglone i dobrze zaokrąglone ziarna kwarcu o częściowo średnim i niskim reliktowym reliefie powierzchni i kształcie zbliżonym do sferycznego w piaskach wału brzegowego, poziom E1 neoholocenińskiej gleby rdzawej bielcowej orsztynowej w Juracie (profil 11, powiększenie 240×)



Fotografia 9.4

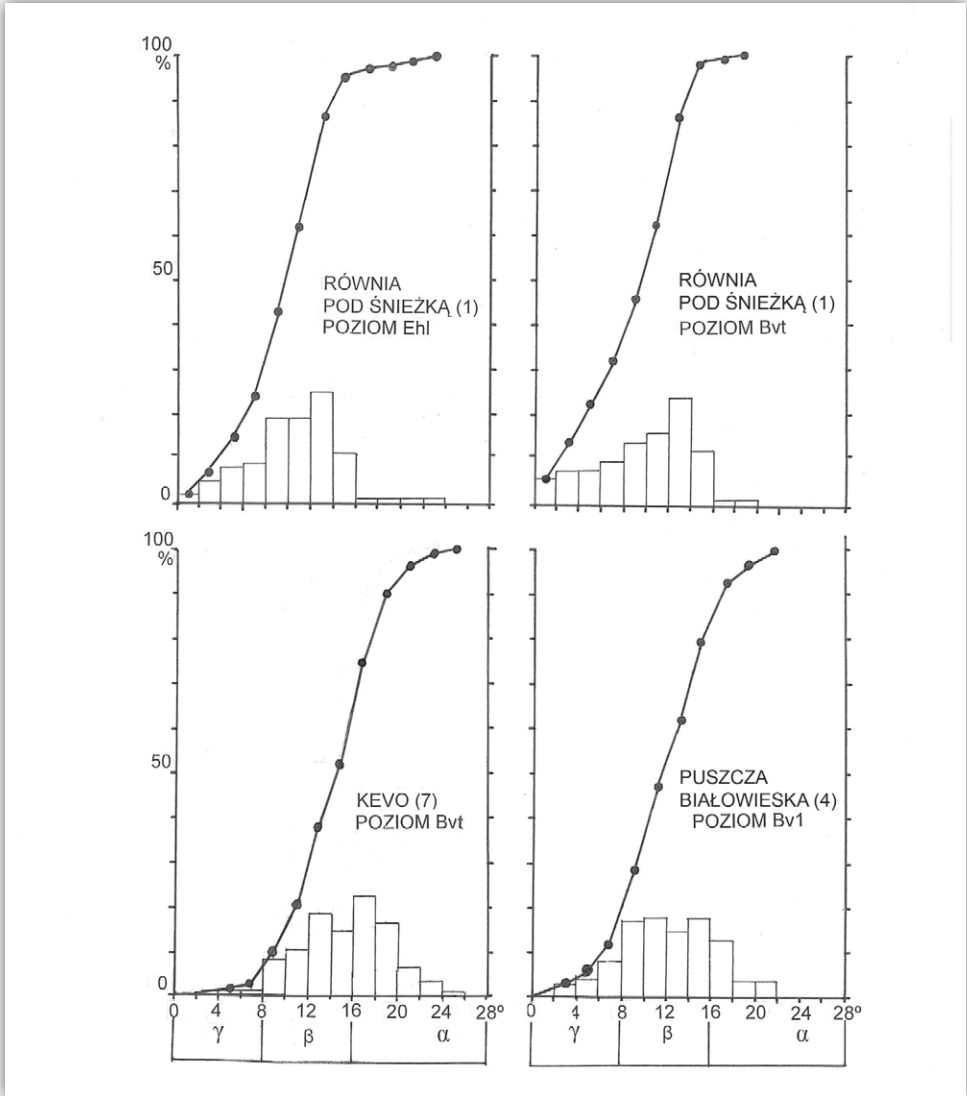
Dobrze zaokrąglone i spłaszczone ziarna kwarcu o częściowo niskim reliktowym reliefie powierzchni i kształcie sferycznym do dyskooidalnego w osadzie plażowym pod wałem brzegowym z neoholocenińskiej gleby rdzawej bielcowej orsztynowej w Juracie (profil 11, powiększenie 240×)

9.2. Stosunki cech graniastości i zaokrąglenia na powierzchni ziarn

Analiza graniformametryczna materiału mineralnego budującego profil badanych gleb potwierdza poligenetyczność i wieloczasowość cech morfometrycznych jego składników, zależnie od procesów wietrzenia, sedimentacji i transportu stożkowego, lodowcowego i wodnego, jakie zachodziły na poszczególnych obszarach badanych katen od zarania plejstocenu do czasów współczesnych. We wszystkich badanych glebach dominują zróżnicowane ilościowo i jakościowo populacje ziarn półgraniastych (typ dojrzały – β) staczających się przy nachyleniu 12–16° (tab. 7.9). Ich zawartość waha się w rosnącym uszeregowaniu od 38–42% na mierzei Schaabe, 40–45% w Juracie, 49–53% w Kevo, 60–68% w Puszczy Białowieskiej do 59–74% na Równi pod Śnieżką. W malejącym uszeregowaniu współdominujący i znaczący jest także udział ziarn piasku staczających się przy nachyleniach większych od 16°, określanymi jako typ α – młodociany bez obróbki. Zawartość ich wynosi od 44–60% na mierzei Schaabe, 47–53% w Juracie, 43–49% w Kevo, 17–24% w Puszczy Białowieskiej i tylko do 2–11% na Równi pod Śnieżką. Profile w Juracie na Półwyspie Helskim oraz na mierzei Schaabe charakteryzuje najmniejsza domieszka ziarn obtoczonych (typ starczy – γ) – odpowiednio 2–16% i 5–11% i jak już stwierdzono, największy udział ziarn graniastych (typ młodociany – α), który przekracza 45% we wszystkich poziomach i warstwach tych gleb.

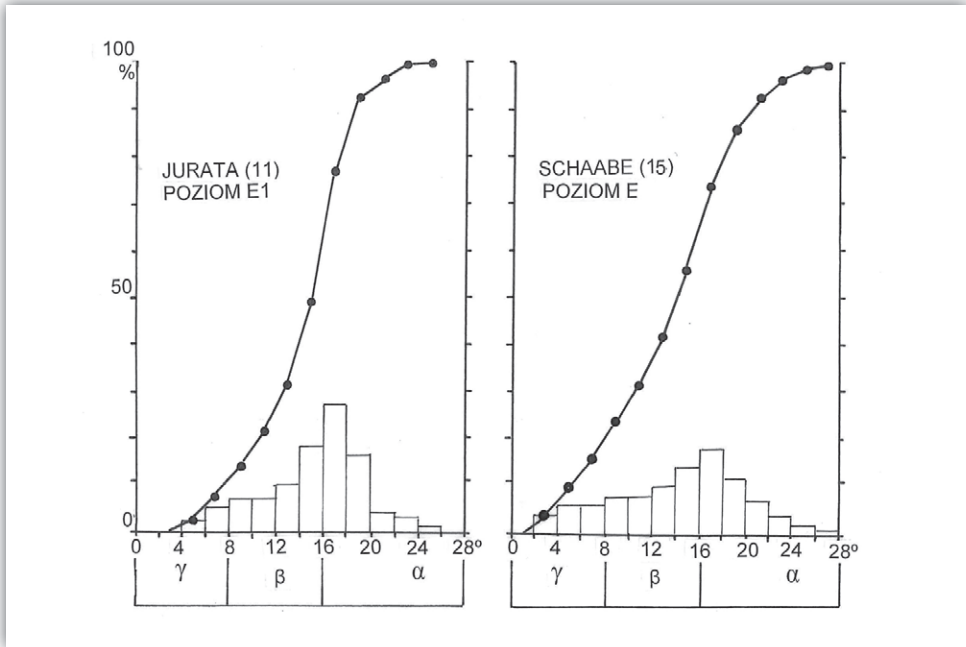
Jak już wspomniano w rozdziale 9.1, prosta interpretacja tych danych prowadziła do błędnych wniosków. Wyjaśnimy to na podstawie przykładowych histogramów zaokrąglenia ziarn piasków w poziomach E i Bv badanych gleb przedstawionych na rycinach 9.1 i 9.2. Poziomy te podlegały wielokrotnie i nieliniowo w czasie intensywnym nakładającym się przekształceniom morfopedogenicznym. O ile ziarna mineralne w poziomach E były od momentu inicjacji procesu bielocowania stale obiektami oddziaływań teksturotwórczych czynników zewnętrznych, o tyle w poziomach Bv już bardzo wcześnie, w peryglacialnym i ekstraperyglacialnym środowisku procesów krioklastycznych, powierzchnie ziarn zostały pokryte w całości lub częściowo trwałymi otoczkami próchniczno-żelazistymi i oskorpianiami krzemianowymi, chroniącymi je przed dalszym intensywnym rozpadem krioklastycznym.

W poziomach Ehl i Bvt starej reliktovej gleby tundrowej na Równi pod Śnieżką (ryc. 9.1) rozkład przedziałów kątowych zaokrąglenia powierzchni ziarn piasku kwarcowego jest przesunięty w lewo do ich niskich wartości oraz skrócony do kątów od 1 do 16°, a więc do ziarn typu γ i β . Powyżej tej granicy, w przedziale kątowym 16–28° w typie α ziarna kwarcu o średnicy 0,6–0,8 mm występują sporadycznie, częściej w obrębie poziomów Bvt i CBvt leżących nad zwietrzałym podłożem skalnym. Rosnące następstwo populacji ziarn odpowiada rozkładowi



Rycina 9.1. Histogramy i typy obtoczenia ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm w przykładowych poziomach gleb rdzawych bielocowych (profile 1, 4, 7)

normalnemu. Jednak po jego maksimum, przy przedziale kątowym 12–14°, krzywa ta załamuje się i stromo opada do zawartości <1% przy przedziale kątowym powyżej 18°. Rozkład przedziałów kątowych zaokrąglenia jest zatem przesunięty w lewo i skrócony do kątów 1–16°, czyli do ziarn γ i β . Powyżej tej granicy, w zakresie przedziałów kątowych 16–28° w typie α ziarna kwarcu występują sporadycznie, częściej w poziomie CBvt nad zwietrzałym podłożem skalnym. Suma ziarn



Rycina 9.2. Histogramy i typy obtoczenia ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm w przykładowych poziomach gleb bielcowych (profile 11, 15)

w przedziale kątowym 0–16° w obu poziomach wynosi 95–98%. Są to wskaźniki osiągnięcia przez ziarna kwarcu – a także innych minerałów odpornych na fizyczne wietrzenie krioklastyczne – kształtów i tekstur powierzchni warunkujących powstawanie dużych energii powierzchniowych buforujących procesy dezintegracji mrozowej i tworzących długotrwałą stabilizację w profilu glebowym. Istotną rolę w tym procesie miały wielokrotne cykle zamarzania i tajania, według P. Datsko i innych (1983) w środowisku wilgotnym redukujące heterogeniczność i polidispersyjność frakcji piaskowych. Także specyfika kriomorficznych tekstur na powierzchniach tych ziarn, jak sugerują V. Konishchev i V. Rogov (1983) na podstawie badań modelowych, mogła spowodować powstanie ochronnej, grubej otoczki niezamarzającej wielowarstwowej wody związanej. Porównawszy stany przekształcenia występujące na powierzchniach ziarn w poziomach E i Bv można postawić hipotezę, że omawiane, zbliżone do sferycznych kształty ziarn piasku kwarcowego z sieciami ich graniastych wysoko- i średnioskalowych tekstur w całym profilu badanych gleb na Równi pod Śnieżką, powinny powstawać przed rozwojem gleb rdzawych i ich późniejszym bielcowaniem. Warto tu jeszcze podkreślić zupełnie inny, graniasty o wysokim reliefie z zaokrąglonymi krawędziami, kształt ziarn piasku kwarcowego wytopionego z lodu lodowca Aawatsmark na Spitsbergenie oraz

w jego najmłodszych morenach i polach sandrowych (Kowalkowski, Kocoń 1991), wykluczający obecność materiałów lodowcowego pochodzenia w zwietrzelinach i glebach Równi pod Śnieżką.

W poziomie Bv1, podobnie jak w Bv2 gleby w Puszczy Białowieskiej (tab. 9.2, ryc. 9.1), rozkład zaokrąglenia ziarn piasku w przedziałach kątowych histogramu jest szeroki od 4 do 22°, z dużym maksimum w przedziale 8–16° wynoszącym 66% oraz brakiem ziarn w przedziałach <2 i >22°. Występuje tu rozkład normalny, wskazujący na udział ziarn przesegregowanych w procesach transportu o pośrednim obtoczeniu typu β , z rosnącym od Ahe do warstwy CD udziałem ziarn dobrze obtoczonych typu γ , odpowiednio od 12–14% do 18–19% (tab. 9.2). Sporadycznie występują w tym typie obróbki ziarna wietrzeniowe, częste są ziarna przekształcenia eolicznego i plażowego.

Tabela 9.2. Udział procentowy ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm w typach obróbki ziarn, wskaźników obtoczenia (W_o) i niejednorodności (N_m) w poziomach typowych gleb badanych katen geograficznych

Lokalizacja i nr profilu	Poziom genetyczny	Typy zaokrąglenia ziarn			W_o	N_m
		γ	β	A		
Równia pod Śnieżką 1	Ahe	21	74	5	1220	5,7
	Ehl	24	74	2	1387	6,9
	BvIBhfe	28	70	2	1402	8,1
	BvtBfe	30	68	2	1346	7,9
	Bvt	32	66	2	1400	8,2
	CBvt	30	59	11	1415	7,3
Puszcza Białowieska 4	Ahe	12	64	24	1012	4,4
	BvBfe	14	67	19	1034	4,7
	Bv1	12	68	20	1100	5,3
	Bv2	16	66	18	1045	4,9
	CBv	18	65	17	1120	4,7
	D	19	65	22	1080	3,8
Kevo 7	Ehl	1	53	46	839	2,8
	BvtBhfe	2	49	49	849	3,1
	Bvt	2	50	48	854	3,3
	CBv	5	52	43	831	2,9
Jurata 11	E2	8	45	47	.	.
	Ahe	5	43	52	.	.
	E1	7	42	51	.	.
	Bhfe	8	44	48	.	.
	Bfe1	6	41	53	.	.
	Bfe2	6	41	53	.	.
	CG	11	40	49	.	.
Mierzeja Schaabe 15	E	16	40	44	825	2,6
	Bhfe	2	38	60	840	2,4
	Bhfe	6	42	52	782	2,8
	Bfe	6	41	53	790	2,9
	CBfe	8	40	52	811	3,1
	C	12	38	50	760	3,2

Różniący się od pozostałych jest rozkład zaokrąglenia ziarn w przedziałach kątowych histogramów poziomu Bvt młodej gleby wietrzeniowej w Kevo (ryc. 9.1), z rozległym maksimum w przedziałach 8–26° wynoszącym 98% populacji ziarn kwarcu w zakresie typów β i α . Z tego przebiegu, a także z przebiegu krzywej kumulatywnej na ryc. 8.7 wynika, że w tej glebie występuje zbliżony do skośnego rozkład Rosina, wskazujący na niezrównoważenie bilansu mineralnego materiału tej płytkiej gleby, wymywanego, wywiewanego lub zsuwającego się ze zrównania do płytkich pokryw stokowych. Następuje tu ciągle odmładzanie profilu glebowego. W nim niemałą rolę odgrywają stada reniferów pasące się w subarktycznym zbiorowisku roślinnym, składającym się z dużych płatów krzewinek z mszakami i porostami oraz kępami zarośli brzoźowych.

W poziomach E1 i E_i gleb eoholocentrycznych bielcowych w Juracie (profil 11) i na mierzei Schaabe (profil 15) występują ziarna piasku kwarcowego o szerokim zakresie przedziałów kątowych od 2–4° do 26–28° i maksimum populacji w typach obróbki β i α w przedziałach kątowych 14–20°. Z układu histogramów graniformometrycznych na rycinie 9.2 wynika istnienie rozkładu zbliżonego do normalnego z wąskim maksimum na styku dwóch typów obtoczenia, co odzwierciedlają także silniej wychylone w prawo krzywe kumulatywne. W maksimum tym, a także w typie obróbki znaczący jest udział spłaszczonych w transporcie morskim oraz płaskich plażowych ziarn kwarcu, szczególnie wyraźny w profilu w Juracie.

Przedstawione w tabeli 9.2 wartości W_o i N_m wskazują na wyraźne zróżnicowanie między badanymi glebami. Niewątpliwie jest to odzwierciedleniem specyfiki środowisk geopedomorfogenezy i czasów trwania procesów pedogenezy, a więc wieku gleb. Najstarsze gleby Równi pod Śnieżką i Puszczy Białowieskiej mają różne wartości średnie omawianych wskaźników. Wynoszą one odpowiednio dla W_o 1220–1415 i 1012–1120 oraz dla N_m 5,7–8,2 i 3,8–4,3. Wskaźniki te są wypadkową stabilizacji geomorfogenetycznej profili starych gleb plejstocentrycznej peryglacialnej kriopedogenezy. Młode holocentryczne peryglacialne i ekstraperyglacialne gleby w Kevo i na Schaabe, pomimo zdecydowanie różnych środowisk ich rozwoju, charakteryzują niskie wskaźniki W_o i N_m , odpowiednio dla W_o 831–854 i 760–840 oraz dla N_m 2,8–3,3 i 2,4–3,2. Wartości tych wskaźników nie są statystycznie istotnie różne, co wskazuje na związaną z młodym holocentrycznym wiekiem niestabilność i słaby rozwój profilu glebowego.

Reasumując należy stwierdzić, że analiza graniformometryczna zaokrąglenia ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm dostarcza informacji o środowisku morfopedogenezy i wieku na podstawie ich powierzchni oraz zaokrąglenia wraz z określeniem buforowości i stabilności profili litologicznych i glebowych. Te wskaźniki jednak powinny być kompleksowo interpretowane, razem z precyzyjnymi danymi analitycznymi innych właściwości morfo- i pedogenezy katen glebowych, uzyskanych w odpowiednio pobranych próbkach materiału glebowego.

Bardzo przydatna w tego rodzaju badaniach jest integracyjna i rozdzielna diagnostyka przy wykorzystaniu ultramorfoskopii i ultraanalizy powierzchni ziarn mineralnych techniką SEM, TEM (np. Whalley 1975, Brogowski, Kocoń 1984; Kowalkowski i inni 1986; Kowalkowski 1984, 1988a,b; Bednarek 1988, 1991; Kowalkowski, Kocoń 1998; Janowska 2001), w powiązaniu z określeniami peryglacialnych i ekstraperyglacialnych stref przekształceń i serii glebopokryw stokowych (np. Kopp 1968, 1969; Kowalkowski 1988a,b, 2004b, 2006; Altermann i inni 2008), a także analiz mikrotekstur i struktur w cienkich szlifach glebowych (np. Kühn 2004).

10. Cechy ultramorfoskopowe fizycznych i chemicznych procesów przekształcania profilu gleb biellicowych i ich substratów

10.1. Wskaźniki tekstury powierzchni ziarn piasku w identyfikacji warunków pedogenezy

Już od około 70 lat stosowane są techniki badań tekstury powierzchni luźnych ziarn kwarcu i innych minerałów powstałych w fazach ich uwalniania ze skał litych w procesach wietrzenia *in situ*, a następnie transportu i sedymentacji oraz diagenety, a także przekształceń pedogenicznych przy udziale organizmów żywych w substratach (Marsland, Woodruff 1937; Cailleux 1942, 1973). Początkowo ograniczone możliwości techniki mikroskopii optycznej pozwalały jedynie ogólnie określić jasność i zmętnienie powierzchni ziarn oraz cechy ich krawędzistości i zaokrąglenia. Dopiero rozwój mikroskopii elektronowej, transmisyjnej TEM i następnie skaningowej SEM w latach 60., umożliwiły badaczom dokładniejsze obserwowanie i określanie znajdujących się na powierzchniach ziarn cech i właściwości powstałych w określonych środowiskach wietrzenia, transportu i sedymentacji oraz pedogenezy, co zostało potwierdzone symulacyjnymi badaniami laboratoryjnymi.

Dalszym krokiem były próby rekonstrukcji dawnych i współczesnych geograficznych środowisk powstawania zwietrzelin i osadów oraz gleb (np. Krinsley, Doornkamp 1973; Brogowski i inni 1978; Culver i inni 1983; Bull 1984, 1986; Mycielska-Dowgiałło 1988; Kowalkowski, Mycielska-Dowgiałło 1988a; Kowalkowski, Kocoń 1991; Kozarski 1995; Kowalkowski, Degórski 2008). Osiągnięcie postępu było możliwe dzięki sprecyzowaniu cech mechanicznych, fizycznych i chemicznych procesów, których lito- i pedomorfogenetyczne skutki można obserwować na powierzchniach ziarn piasku różnej genezy. Wypracowane zasady metodyczne (np. Higgs 1979; Bull 1984, 1986; Kowalkowski 2006) przybliżyły badaczy genezy skał,

mineralnych substratów glebowych i gleb, którzy posługują się metodą analizy ultramorfoskopowej, do zawsze aktualnego twierdzenia Arystotelesa sprzed 2350 lat „...w stosunku do natury o wiele bardziej konieczna jest znajomość przyczyn oraz elementów niż ich późniejszych następstw...” (Arystoteles 2001).

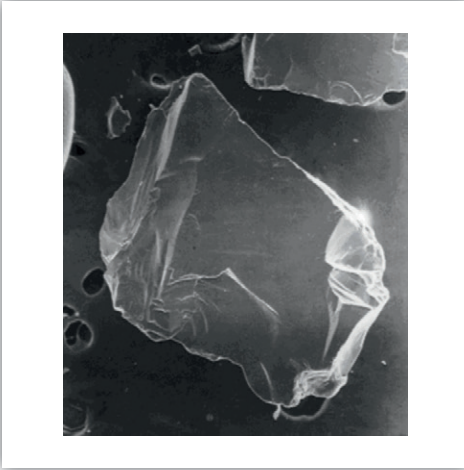
Są zatem podstawy do poglądu, że luźne ziarna piasku z zespołami rozpoznawalnych w mikroskopie elektronowym cech i właściwości, które powstały na ich powierzchniach, tworzą w warstwach zwietrzelin i osadów oraz w wytworzonych z nich glebowych poziomach zbiorowiska mono- i poliśrodowiskowe. Ziarna tych zbiorowisk, w krótszych i dłuższych okresach przebywały i były mniej lub bardziej intensywnie przekształcane w jednym lub w kilku następujących po sobie środowiskach naturalnych (Krinsley, Doornkamp 1973; Bull 1984, 1986, Kowalkowski 2004b, 2006; Kowalkowski, Degórski 2008).

10.2. Ultramorfoskopowa indykacja środowisk powstawania substratów i ich przekształceń pedogenicznych

Znalezione na powierzchniach ziarn piasku cechy teksturalne, odpowiednio do propozycji P.A. Bulla (1986), podzielono na trzy główne kategorie: cechy morfologiczne na całej powierzchni ziarn oraz cechy mechaniczne i chemiczne charakterystyczne dla poszczególnych fragmentów ziarn. Wymienione trzy nadrzędne grupy indykacyjne składają się z kategorii i podkategorii:

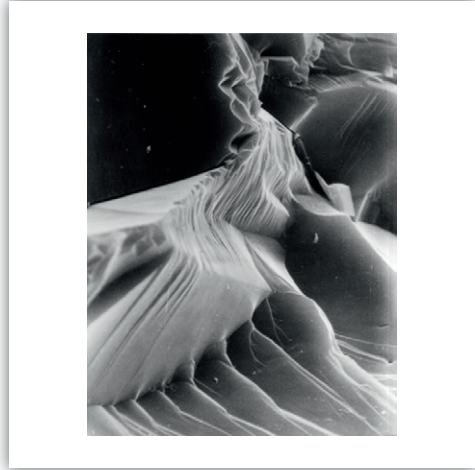
- ▶ w morfologii powierzchni ziarn są to: relief powierzchni, kształt ziarna oraz matowość i połysk ścian z 9 cechami widocznymi przy powiększeniach około 100×
- ▶ w mechanicznych cechach wyróżniono kategorie odcisnięć, odpryśnięć, rozsadzania, złuszczenia, wyłamań, przełamów, rozłamań, rozpadu, wysychania z 39 podkategoriami, rozpoznawalnymi w powiększeniach powyżej 1000×
- ▶ w cechach chemicznych – kategorie naskorupień, oskorupień i wytrawiania z 22 podkategoriami przy powiększeniach powyżej 2000×

W badaniach indykacyjnych konieczna jest znajomość geomorfogenicznego środowiska pochodzenia próbek ziarn. W naszym przypadku są to środowiska zwietrzelinowe *in situ*, morenowe, fluwialne, plażowe oraz wałów brzegowych i wydmych, z odpowiadającymi procesami litopedogenicznymi oraz zróżnicowanymi w wyniku tego zbiorowiskami roślinnymi. Usystematyzowane zestawienie wskaźnikowych litopedogenicznych cech form powierzchni badanych ziarn oraz ogólnie cech mechanicznej i chemicznej ich obróbki w tych środowiskach w od-



Fotografia 10.1

Gładkościenna, graniasta płytką odłamka krzemienia, naturalny matowy połysk, relief wysoki i średni ostrokrawędzisty, na krawędziach kawerny wyłamań o muszlowym przełamie, brak cech transportu wodnego i eolicznego (powiększenie 72×, poziom C, głębokość 110–115 cm, mierzeja Schaabe, namywy morskie)



Fotografia 10.2

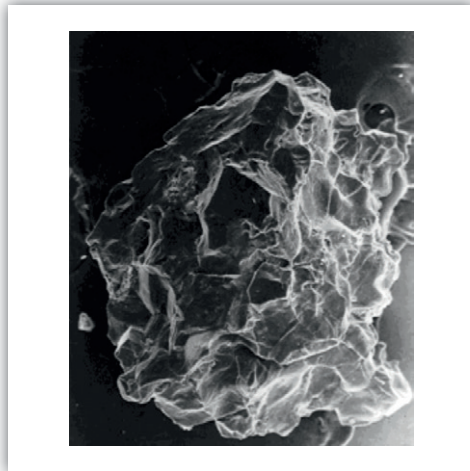
Niezmienione gładkie ściany z przełamaniami wyłamań muszlowych na krawędzi ziarna krzemienia z liniową teksturą krystalizacyjną (powiększenie 3000×, fragment ziarna z fot. 10.1)

niesieniu do liczby poziomów glebowych zawiera tabela 10.1. Mikrografy SEM powierzchni ziarn na fotografiach 10.3–10.16 przedstawiają najbardziej czytelne zespoły cech diagnostycznych, pozwalających przypisać je określonym środowiskom.

Do celów porównawczych służą mikrografy niezmienionego przez procesy wietrzenia mechanicznego i chemicznego graniastego odłamka krzemienia z wysokim reliefem, ostrokrawędzistego, pochodzącego z namywów morskich na mierzei Schaabe w poziomie C gleby bielcowej (fot. 10.1, 10.2). Odłamek ten powstał podczas silnej saltacji morskiej buł krzemieni pochodzących z czynnego morskiego klfu kredowego na północnym wybrzeżu półwyspu Jasmund. Jego krótki transport morski do miejsca osadzenia na plaży mierzei Schaabe oraz występowanie w profilu poniżej zasięgu procesu pedogenicznego w osadzie, skutkowało brakiem ultramorfoskopowych cech, które mogłyby wskazywać na lito- i pedogenetyczne przekształcenia powierzchni tego odłamka w miejscu jego osadzenia.

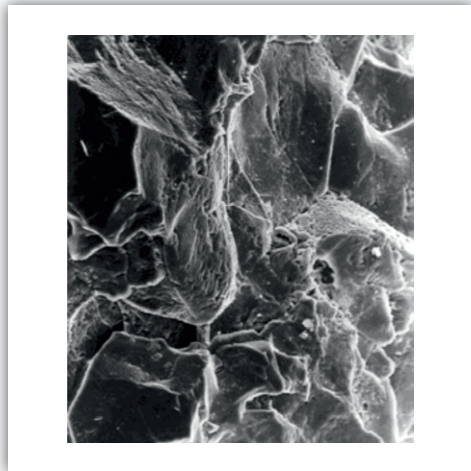
10.2.1. Środowisko zwietrzelinowe

Z porównania obecności cech środowiskowych na powierzchniach ziarn piasku z poszczególnych punktów badań wynika, że najbardziej jednorodnie – z dochodzącym do



Fotografia 10.3

Sferoidalne graniaste ziarno kwarcu o średnim i wysokim reliefie z ostrokrawędzistymi, muszlowymi ściankami błyszczącymi ziarnistego i płytkowego wietrzenia mechanicznego (powiększenie 94×, poziom Ees, głębokość 8–10 cm, Równia pod Śnieżką, relikto-we peryglacjalne zrównanie)



Fotografia 10.4

Graniasty kształt powierzchni o średnim i wysokim reliefie z ostrokrawędzistymi muszlowymi ściankami błyszczącymi, część ścianek matowa wskutek chemicznego procesu wytrawiania i naskorupień w szczelinach mrozowego rozsadzania, brak cech transportu (powiększenie 300×, fragment fot. 10.3)

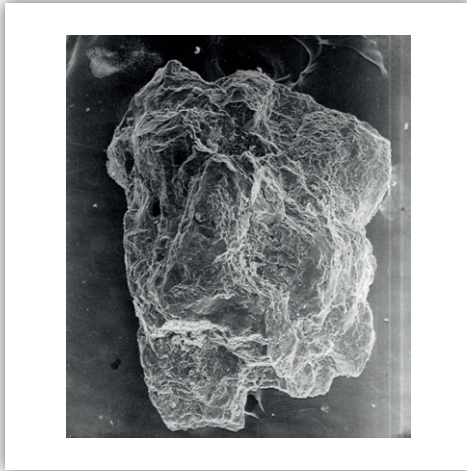
100% udziałem cech charakterystycznych – są poziomy gleb wytworzonych z kwaśnych utworów mrozowego wietrzenia na Równi pod Śnieżką i w okolicy Kevo, bez względu na ich zróżnicowany, odpowiednio – późnoplejstoceni i eoholoceni wiek (tab. 10.1).

W stosunkowo młodej holocenijskiej zwietrzelinie w okolicach Kevo cechami diagnostycznymi są dominujące graniaste kształty, z wysokim i średnim reliefem na powierzchniach ziarn kwarcu, zarówno błyszczących, jak i matowych. Natomiast na starym zrównaniu pod Śnieżką zwietrzelina plejstocenijska składa się z ziarn graniastych o zróżnicowanym reliefie – wysokim, średnim i niskim z ostrymi krawędziami i narożami, co wskazuje na zaawansowane wietrzenie mechaniczne. Przeważająca większość ziarn ma kształt sferyczny, bliski ostrokrawędzistej kuli, z przewagą powierzchni matowych nad błyszczącymi wskutek znacznie silniejszego niż w Kevo wietrzenia pedogenicznego (tab. 10.1, fot. 10.3, 10.4).

Minerały łatwiej wietrzejące chemicznie, np. skalenie – jeśli się zachowały – mają cechy relikto-we kształtu graniastego oraz wysokiego i średniego reliefu mrozowego mechanicznego wietrzenia. Ich powierzchnie jednak, wskutek intensywnego pedogenicznego wytrawiania gąbczastego i naskorupień z późniejszym pelitowym złuszczeniem oraz płytkowym rozpadem, ulegały całkowitemu zmatowieniu, ze

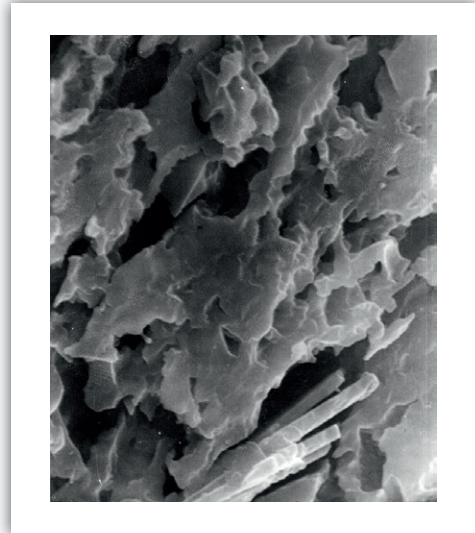
Tabela 10.1. Charakterystyka ultramorfoskopowych cech powierzchni ziarn piasku (0,6–0,8 mm) w zależności od ich pochodzenia morfogenetycznego w różnych środowiskach geograficznych

Środowisko pochodzenia ziarna	Miejsce badań	Liczba badanych poziomów genetycznych	Zawartość ziarn (%)	Morfologiczne cechy na powierzchni ziarna (%)									Cechy wietrzenia (%)		
				relief			kształt				powierzchnia		mechanicznego	chemicznego	łącznie
				wysoki	średni	niski	graniasty	półgraniasty	półokrągły	zokrągły	błyszcząca	matowa			
Wietrzeniowe (Wi)	Kevo	4	98,6	40,1	42,3	17,6	64,6	17,0	14,4	4,1	54,1	46,0	98,4	56,3	154,7
	Równia pod Śnieżką	5	100	31,3	35,1	33,6	25,6	55,2	18,8	0,4	37,0	63,0	167,4	104,7	272,1
	śr			35,7	38,7	25,6	45,1	36,1	16,6	2,3	45,6	54,4	132,5	80,5	213,4
Morenowe (Mo)	Puszcza Białowieska	4	80,6	2,5	36,5	61,0	0,0	74,0	28,8	63,8	46,2	53,8	127,2	53,6	180,8
	Schaabe	4	68,0	0,8	45,8	53,4	13,4	24,6	28,8	33,3	50,8	49,2	154,0	55,8	209,8
	śr			1,7	41,2	57,2	6,7	16,0	28,8	48,6	48,5	51,5	140,6	54,7	195,3
Wodne (Wo)	Puszcza Białowieska	2	23,3	0,0	9,4	90,6	0,0	0,0	6,4	93,6	40,0	60,0	44,9	120,5	165,4
	Schaabe	2	21,6	0,0	12,5	87,5	0,0	0,0	100,0	90,0	5,0	95,0	134,5	10,0	144,5
	śr			0,0	10,9	89,1	0,0	0,0	8,2	91,8	22,5	77,5	89,7	65,3	155,0
Plażowe (Pl)	Puszcza Białowieska	2	21,0	0,0	15,0	85,6	0,0	5,0	12,5	82,5	47,5	52,5	120,8	78,5	199,3
	Jurata	5	75,2	7,5	20,0	76,5	0,0	5,0	16,7	78,3	85,0	15,0	96,3	19,9	116,2
	Schaabe	4	21,1	1,3	19,0	79,8	0,0	1,4	20,9	77,2	37,5	62,5	133,5	28,2	161,7
	śr			1,6	18,0	80,6	0,0	4,0	16,7	74,3	56,7	43,3	116,9	42,2	159,1
Wały brzegowe (Wb)	Jurata	4	44,4	4,1	34,0	61,6	5,0	19,9	31,6	43,4	34,4	65,60	100,0	23,7	127,7
Eoliczne (Eol)	Jurata	1	8,0	0,0	10,0	90,0	0,0	0,0	10,0	90,0	20,0	80,0	73,0	0,0	73,0
	Kevo	1	5,6	0,0	20,0	80,0	0,0	5,0	15,0	80,0	15,0	85,0	112,0	21,2	143,2
	śr			0,0	15,0	85,0	0,0	2,5	12,5	85,0	17,7	82,5	92,5	10,6	103,1



Fotografia 10.5

Sferoidalne ziarno skalenia z reliktowym kształtem graniastym i reliefem wysokim oraz średnim granularnego i blokowego rozpadu mechanicznego, całkowicie zmatowiałe i zaokrąglone wskutek dominacji młodszych procesów chemicznych wytrawiania i naskorupień oraz następczego pelitowego złuszczenia (powiększenie 72×, poziom AhE, głębokość 4–8 cm, Równia pod Śnieżką, peryglacialne zrównanie)



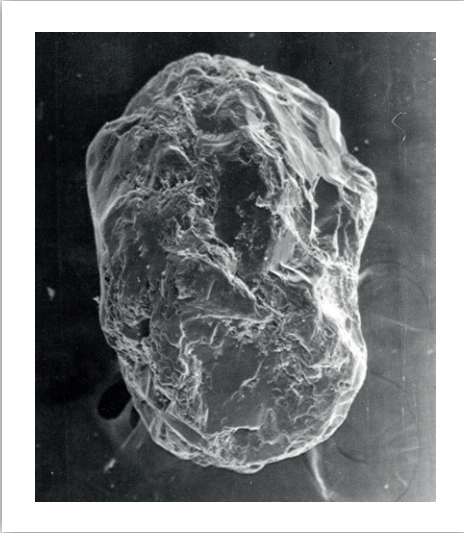
Fotografia 10.6

Gąbczaste wietrzenie chemiczne z siecią kawern wytrawiania oraz gładkimi ściankami błyszczącymi następczego mechanicznego rozpadu (powiększenie 10 000×, fragment fot. 10.5)

zmianą kształtu ziarna do zaokrąglonego i półzaokrąglonego z ostrościennym reliefem średnim i niskim (fot. 10.5, 10.6). Na powierzchniach badanych ziarn z poziomów glebowych na Równi pod Śnieżką, gdzie przez długi czas w plejstocenie, a także w chłodnych okresach holocenu, panowało środowisko tundry, nałożone na siebie cechy różnych środowisk mrozowego wietrzenia mechanicznego i chemicznego łącznie pokrywają do 120% powierzchni ziarn. Ich wymiary są większe niż w okolicach Kevo ze zwietrzelinami i glebami eoholoczeńskiego wieku (tab. 8.7). Warto jednak podkreślić, że w obu środowiskach na powierzchniach ziarn piasku nie występują cechy ultramorfoskopowe transportu lodowcowego i wodnego, a cechy transportu eolicznego sporadycznie znajdowano na ziarnach kwarcu z okolic Kevo.

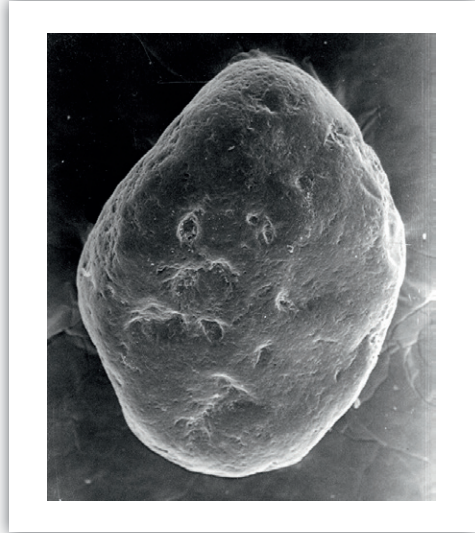
10.2.2. Środowisko morenowe

Duża różnorodność pierwotnych środowisk pochodzenia charakteryzuje ziarna piasku kwarcowego w osadach zlodowacenia Odry w Puszczy Białowieskiej, a także



Fotografia 10.7

Sferoidalne półgraniaste i półzaokrąglone ziarno kwarcu o średnim i wysokim reliefie, błyszczące ściany przełamów muszlowych z krawędziami częściowo ostrymi i zaokrąglonymi przez wyłamania i odprysnięcia naciskowe egzaracji lodowcowej (powiększenie 72×, poziom AhE, głębokość 2–10 cm, Puszcza Białowieska, kongeliflukcyjne osady moreny końcowej)



Fotografia 10.8

Sferoidalne zaokrąglone ziarno kwarcu o niskim reliefie oraz wyrównanej przez oskorupienia i częściowo wybłyszczoną powierzchnię przez transport wodny, z zaokrąglonymi, wypukłymi krawędziami reliktowymi głębokich wyłamań i szerokich łukowatych odprysnięć egzaracji i transportu lodowcowego (powiększenie 72×, poziom C, głębokość 110–120 cm, Puszcza Białowieska, glajofluwalny osad pod pokrywą kongeliflukcyjną morenowego materiału)

w neoholocenijskich osadach namywów morskich na mierzei Schaabe, pochodzących z aktywnych jeszcze współcześnie dwóch klifów nadmorskich u jej nasady. W badanych osadach dominują ziarna o zaokrąglonym kształcie z dużym udziałem ziarn półzaokrąglonych oraz średnim i wysokim reliefem powierzchni powstałych w środowisku glacialnym. Mają one reliktowe szerokie i głębokie przełamy, często o błyszczących powierzchniach i krawędziach zaokrąglonych przez młode wyłamania (fot. 10.7, 10.8).

Na Schaabe młodszy znacznie materiał morenowy północnorugijskiej fazy zlodowacenia Wisły w porównaniu z materiałem moreny białowieskiej zawiera ziarna o zaokrąglonym i półzaokrąglonym kształcie, a także znacznie liczniejsze ziarna o kształcie półgraniastym i graniastym z reliefem średnim i niskim, przeważnie o błyszczących powierzchniach. Przy 2,5-krotnie większym pokryciu powierzchni ziarn cechami wietrzenia mechanicznego niż chemicznego, łącznie cechy te pokrywają w około 200%

powierzchnię badanych ziarn (tab. 10.1). Do momentu ich wymycia z osadów lodowcowych w ścianie klifu nie podlegały one holocenijskim procesom wietrzenia i zachowały swoje pierwotne cechy nabyte w środowisku glacialnym i proglacialnym, jeśli w złożu glacialnym nie oddziaływały na nie procesy pedogenetyczne.

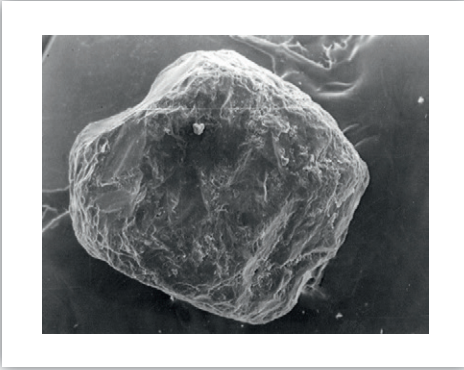
Wśród ziarn pochodzenia glacialnego w materiale morenowym Puszczy Białowieskiej, zawierającym około 80% materiału glacialnego, a na mierzei Schaabe około 68% (tab. 7.9), występują także prawie niezmienione ziarna piasku pochodzące z osadów egzarowanych w podłożu transgredującego lądolodu, z wcześniej już przekształconymi w środowiskach glaciofluwialnych i niweoecicznych ziarnami z cechami diagnostycznymi tych środowisk transportu zwietrzelin, a także wytopione z masy lądolodu ziarna już przekształcone przez wcześniejsze procesy pedogeniczne (Kowalkowski, Kocoń 1991). Zróżnicowanie stosunków ilościowo-jakościowych składu ziarn piasku ze starszych i młodszych środowisk pozaglacialnych w stosunku do ziarn środowiska glacialnego jest bardzo duże, nie tylko w obszarze zlodowaceń, ale także w obrębie lokalnych zasięgów osadów (Cailleux 1942).

10.2.3. Środowisko plażowe

Ziarna piasku kwarcowego z plażową obróbką występują na powierzchniach badawczych w Puszczy Białowieskiej, sporadycznie w osadach morenowych, głównie jednak w badanych piaskach glaciofluwialnych, w których ich zawartość średnio wynosi 21% (tab. 10.1). Na Półwyspie Helskim ich zawartość w badanych osadach plażowych pod wałami brzegowymi jest wysoka i średnio wynosi 75,2%, a w badanych osadach morskich mierzei Schaabe 21,1%.

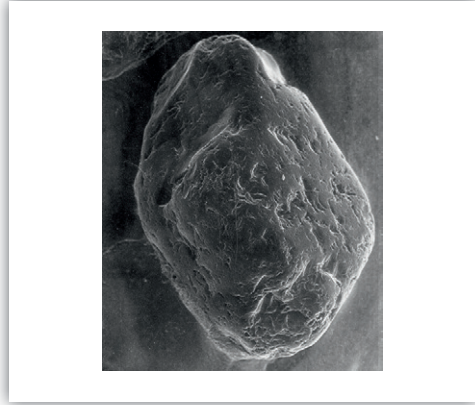
Do cech diagnostycznych takich ziarn piasku należy dominujący (średnio od 77,2 do 82,5% pokrycia powierzchni), zaokrąglony i spłaszczony kształt oraz niski relief na 76,5–85,5% pokrycia powierzchni, zazwyczaj błyszczącej (fot. 10.12), w związku ze stosunkowo małą obecnością cech wietrzenia chemicznego, od średnio 20 do 28% powierzchni ziarn.

Wyjątkiem są stare plejstocenijskie ziarna plażowe w Puszczy Białowieskiej, na powierzchni których cechy chemicznych procesów zajmują średnio 78,5%. Może to być związane z długotrwałymi (co najmniej od późnego plejstocenu) procesami pedogenezy w kwaśnym i zakwaszonym w holocenie środowisku glebowym. Charakterystyczna jest także dla tych ziarn stosunkowo duża obecność cech mechanicznej obróbki – średnio od 96,3 do 133,5% powierzchni badanych ziarn piasku kwarcowego. Głównie są to ciągle powierzchnie pokryte drobnymi i płytkimi V-kształtnymi i półokrągłymi ostrokrawędzistymi zagłębieniami odprysnięć i liniowych lub dendrytowych wyłamań transportu brzegowego i plażowego, dobrze rozpoznawalnymi na mikrografach przy powiększeniach 8000× o jednokierunkowym układzie, szczególnie na spłaszczonych i wypukłych częściach ziarn



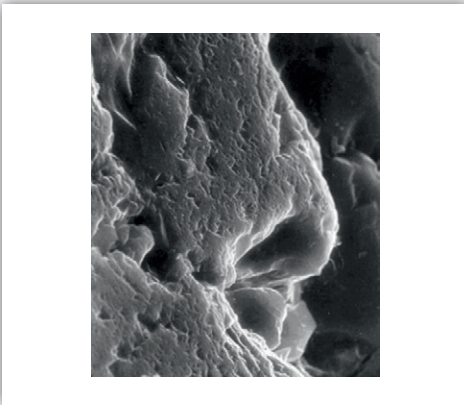
Fotografia 10.9

Sferoidalne półgraniaste i półzaokrąglone ziarno kwarcu o reliktowym reliefie wysokim i średnim transportu lodowcowego oraz z zaokrąglonymi krawędziami i wypukłościami o reliefie średnim i niskim morskiego transportu, krawędzie silnie wyłamane z powierzchniami ścianek błyszczącymi i zmatowiałymi (powiększenie 94×, poziom C, głębokość 120–130 cm, Półwysep Helski, wał brzegowy)



Fotografia 10.10

Sferoidalne półzaokrąglone i zaokrąglone ziarno kwarcu o niskim reliefie dominującym i częściowo średnim, wybłyszczone z obróbką plażową, liczne relikty wyłamania płytkowych i ziarnistych z przełamami muszlowymi transportu lodowcowego (powiększenie 78×, poziom Bfe, głębokość 70–78 cm, Półwysep Helski, wał brzegowy)



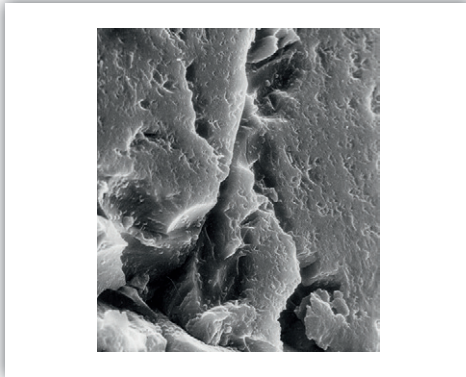
Fotografia 10.11

Reliktowe wyłamania z błyszczącymi ostrokrawędziastymi ściankami o przełamach muszlowych, górne krawędzie zaokrąglone, na wyrównanej powierzchni liczne częściowo nakładające się odprysnięcia V-kształtne i półkoliste jednokierunkowe mechanicznej obróbki plażowej i morskiej (powiększenie 3000×, fragment fot. 10.10)



Fotografia 10.12

Sferoidalne zaokrąglone i spłaszczone ziarno kwarcu o niskim reliefie, silnie wygładzone i wybłyszczone z nielicznymi relikdami średniego i wysokiego reliefu dużych wyłamania i odłamania muszlowych łukowatych (powiększenie 86×, poziom D, głębokość 180–190 cm, Półwysep Helski, plaża pod wałem brzegowym)



Fotografia 10.13

Reliktowe ciągi długich łukowatych ostrokrawędziastych den wyłamanych muszlowych, płaska, wyrównana powierzchnia zaokrąglona z licznymi skupieniami V-kształtnych i półokrągłych, częściowo nakładających się odprysnięć mechanicznej obróbki plażowej jednokierunkowo usytuowanych na powierzchni ziarna kwarcu (powiększenie 3000×, fragment fot. 10.12)

(fot. 10.9–10.12). Znacznie rzadziej są to głęboko wcięte półkoliste, dendrytowe i wielobokowe reliktywne wyłamania, z gładkimi, błyszczącymi ściankami i dnem o cechach muszlowych przełamów. Różnokierunkowo wyłamane, z ostrymi i równymi graniami, są wskaźnikami wcześniejszego glacialnego środowiska (fot. 10.11–10.13).

Liczne ziarna mają także linijne półkoliste rysy, o zaokrąglonych krawędziach, przecinające zarówno wyniesione, jak i obniżone płaszczyzny ich zaokrąglonej powierzchni. Są to pozostałości dużych przełamów muszlowych powstałych w środowisku glacialnym i peryglacialnym wskutek dezintegracji ciśnieniowej (naciskowej) oraz hydrotermicznego rozsadzania mikroszczelin, później w wodnym środowisku plażowym abradowanych mechanicznie z powierzchni ziarn (fot. 10.12).

10.2.4. Środowisko wałów brzegowych

Wały brzegowe badane na Półwyspie Helskim powstawały w okresie ostatnich 3000 lat w fazie akumulacji materiałów z klifów odległych około 27–35 km, przetransportowanych przez prądy morskie. W związku z tym cechy ultramorfoskopowe na powierzchniach ziarn piasku tych osadów są podobne do cech materiału lodowcowego.

Ziarna kwarcu mają przeważnie kształty falisto zaokrąglone i półzaokrąglone, niekiedy są półgarniaste oraz mają dominujący relief niski i średni, z niewielką obecnością ziarn ze sporadycznymi cechami reliefu wysokiego. Cechy wietrzenia mechanicznego, wynoszące średnio 104% oraz chemicznego – 23,7%, łącznie zajmujące 127,7% powierzchni ziarn piasku (tab. 10.1), są jednak znacznie słabsze niż w badanym materiale morenowym w Puszczy Białowieskiej i na mierzei Schaabe. Spowodowane jest to mechaniczną abrazją podczas transportu w płytkich wodach wybrzeża i przyplażowych. Na powierzchniach ziarn o kształcie półgarniastym i garniastym z reliefem średnim i wysokim znajdujemy liczne formy obróbki mechanicznej i chemicznego wietrzenia, będące reliktywami glacialnego i peryglacialnego środowiska, a także pedogenicznego wietrzenia chemicznego, ze środowiska

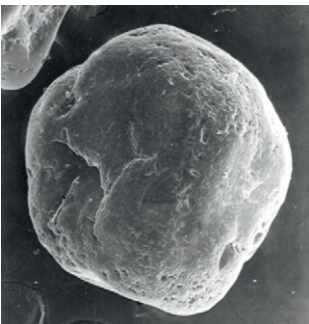
późnego plejstocenu i holocenu w miejscach ich pierwotnego osadzenia i późniejszego pedogenicznego przekształcania w wale brzegowym. W wale brzegowym znajdują się także w postaci domieszki liczne ziarna z cechami plażowej abrazji (fot. 10.9–10.12).

10.2.5. Środowisko wydmowe

Obecność licznych ziarn z cechami wskazującymi na eoliczne przekształcenie ich powierzchni stwierdzono w materiale z górnych poziomów glebowych w wałach brzegowych – około 8% na Półwyspie Helskim oraz w górnych poziomach gleb w ilości około 1,4% w okolicy Kevo (tab. 10.1). Ich charakterystycznymi cechami są zaokrąglone powierzchnie średnio w 80–90%, a częściowo w niewielkim stopniu półzaokrąglone, bez cech graniastości oraz niski relief na 80–90% powierzchni, częściowo na niewielkich powierzchniach półzaokrąglony, ze śladami średniego reliefu, bez cech reliefu wysokiego.

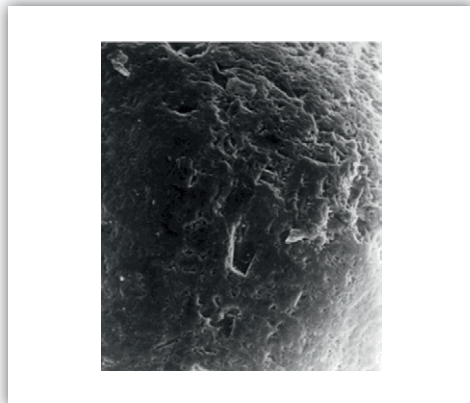
Badane ziarna eolicznej genezy cechują się także wysokim stopniem matowości powierzchni, średnio 80–85% (fot. 10.14). Cechy mechanicznego wietrzenia, przeważnie abrazji eolicznej w postaci drobnych, wielokierunkowych wyłamań i odprysków U- i V-kształtnych są widoczne na mikrografach SEM już przy powiększeniach 300× (fot. 10.15).

Na zaokrąglonych powierzchniach ziarn eolicznych często występują rozległe liniowe lub łukowate, reliktowe cechy wyłamań blokowych i płytkowych z zarysowującymi się żebrami muszlowego przełamu z wcześniejszych glacialnych środowisk. Są to zwykle zmatowiałe relikty kolejnych wcześniejszych środowisk, będące wskaźnikami dawnych przekształceń powierzchni ziarn, których cechy zachowały się na powierzchni modyfikowanej przez abrazję eoliczną lub przez osadzone oskorupienia krzemionkowe. Do młodszych cech nakładających się na abrazję eoliczną można zaliczyć niewielkie owalne, często występujące w obniżeniach powierzchni ziarn ospowate, drobne kawerny wietrzenia chemicznego o różnej głębokości, zajmujące na badanych



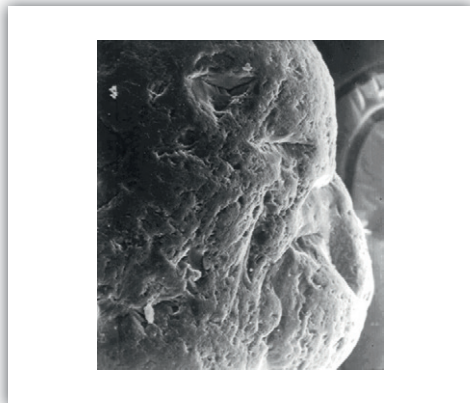
Fotografia 10.14

Sferoidalne zaokrąglone zmatowiałe ziarno kwarcu o niskim i częściowo wysokim reliktowym reliefie dużych wyłamań muszlowych o zaokrąglonych krawędziach, wypukłe krawędzie pokryte wyłamaniami i odprysnięciami ziarnistymi mechanicznej obróbki eolicznej (powiększenie 72×, poziom Ees, głębokość 15–20 cm, Półwysep Helski, stropowa część wału brzegowego)



Fotografia 10.15

Krawędź zaokrąglonego zmatowiałego ziarna kwarcu z U- i V-kształtnymi wielokierunkowymi wyłamaniem i odprysnięciami obróbki mechanicznej eolicznej (powiększenie 300×, fragment fot. 10.14)



Fotografia 10.16

Krawędź zaokrąglonego zmatowiałego ziarna kwarcu ze starymi dużymi wyłamaniem muszlowymi oraz wypukłymi ścianami z silną obróbką eoliczną (powiększenie 300×, poziom B_{hfe}, głębokość 31–36 cm, Półwysep Helski, pokrywa eoliczna na wale brzegowym)

ziarnach piasku 10–20% powierzchni. Cechy eolicznej abrazyji szczególnie dobrze widoczne są na dużych powierzchniach krawędzi ziarn piasku, mogą także znajdować się na oskorupieniach powstałych w środowiskach okresowo wilgotniejszych (fot. 10.16).

10.3. Cechy procesów mechanicznych i chemicznych na powierzchniach ziarn piasku w układach profilowych

10.3.1. Cechy teksturalne powstałe w procesach fizycznych

Szczegółowe publikacje w drugiej połowie XX w., między innymi L. Le Ribaulta (1975, 1977), Z. Brogowskiego i J. Koconia (1984) czy A. Kowalkowskiego (1984b, 1988a,b) wskazują na możliwość istnienia wyraźnych związków między cechami ultramorfolopowymi powierzchni ziarn piasku a ich genezą morfolitolologiczną i zarazem genezą poszczególnych poziomów genetycznych w profilu glebowym. Zastosowanie badań morfologii powierzchni tych ziarn i ich kształtów za pomocą techniki SEM stwarza zatem realne przesłanki do pogłębiania wiedzy o skomplikowanych polichronicznych i poligenetycznych systemach profili glebowych w różnych regionach geograficznych, pomimo wielu trudności i zastrzeżeń metodologicznych.

Uważa się, między innymi, że niezbędne są porównawcze studia eksperymentalne dotyczące minerałów ilastych i ciężkich minerałów w ich wzajemnych teksturalnych i strukturalnych układach z makro- i mikroflorą glebową, w aspektach wpływu na procesy rozwoju pokrywy glebowej, szczególnie gleb bielcowych (Bull 1986; Jongmanns i inni 1997; Melkerud i inni 2000; van Breemen i inni 2000). Szczególne trudności występują w procedurach rozróżnienia i interpretacji cech lito- i pedogenicznych, w ich czasowych przekształceniach w poszczególnych częściach profilu glebowych. Rozwiązanie tego problemu będzie miało istotne znaczenie w rozwoju wiedzy o genezie i właściwościach funkcjonowania gleb. Część gleboznawców kwestionuje bowiem poglądy o nierozłączności i zązębianiu się tych dwóch procesów, reprezentowane przez H. Jenny'ego (1941, 1983), O. Makejeva (1975) i A. Kowalkowskiego (1988c, 1991).

Według V.C. Farmer'a (1984) oraz A. Scheidegger'a i innych (1992) pokrywanie powierzchni ziarn piasku kwarcowego i minerałów ilastych otoczkami półtoratlenków jest prawdopodobnie początkową fazą powstawania profilu gleb bielcowych. Biorąc pod uwagę teorię o nakładaniu się cech procesu bielcowania na profil gleb rdzawych, należałoby przyjąć paradygmat, że w takich glebach w poziomach B powinny występować dwa rodzaje otoczek półtoratlenkowych. Jedna bezpośrednio na powierzchni minerału, bardzo trwała, związana z procesami rdzawienia powstała w procesie bielcowania, druga nałożona na nią, na ogół mniej trwała i często nieciągła. W młodych glebach bielcowych występują jedynie otoczki półtoratlenkowe z próchnicą osadzone w procesie bielcowania. Zatem do rozstrzygnięcia pozostaje problem rozdzielnej interpretacji ultramorfoskopowych cech powstałych na powierzchni ziarn piasku kwarcowego i iłu w procesach wietrzenia i transportu oraz rdzawienia i bielcowania. Przyjęta metoda oczyszczania powierzchni ziarn piasku (patrz rozdział 10.1) powoduje usunięcie łatwo rozpuszczalnych otoczek osadzonych w procesie bielcowania i odsłanianie znajdujących się pod nimi starszych generacji cech mechanicznych chemicznych lito- i pedogenicznych procesów.

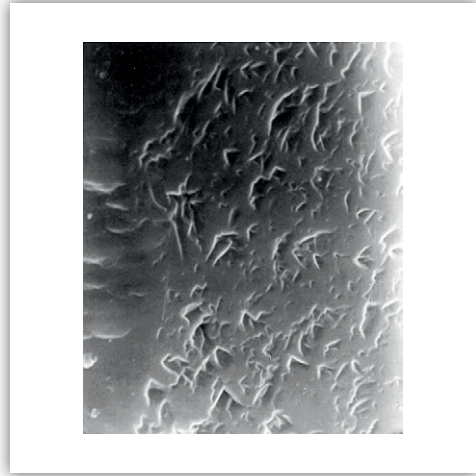
W naszych badaniach, jak przedstawiliśmy w rozdziale 10.2, wyróżniono 9 kategorii i 39 podkategorii mechanicznej obróbki ziarn piasku, częściowo abrazji spowodowanej transportem w środowiskach niwalnych, niweofluwalnych i niweoelicznych z odpadaniem detrytu, z przemieszczaniem, mikrosegregacją i osadzaniem oraz częściowo abrazji termicznej i fizykochemicznej. Cechy będące efektami procesów chemicznego i biochemicznego wytrawiania i rozpuszczania, migracji i krystalizacji produktów rozkładu zgrupowane zostały w trzech kategoriach z 24 podkategoriami. Zestawienie udziału cech zgrupowanych w kategoriach, występujących w poszczególnych poziomach jednego typowego profilu w badanych katenach, znajduje się w tabelach 10.2 i 10.3. Stwierdzone podkategorie charakteryzowano cechami widocznymi na mikrografach SEM o powiększeniach zazwyczaj większych od 1 tysiąca.

Tabela 10.2. Zróznicowanie ultramorfoskopowych cech procesów mechanicznego rozkładu ziarn piasku w poziomach gleb bielcowych w zależności od ich pochodzenia w różnych warunkach środowiska geograficznego

Lokalizacja i nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	Pochodzenie ziarna*	Zawartość w %	Cechy w % powierzchni ziarn									
					odcisnięcia	odprysnięcia	rozszarżanie	złuszczenie	wyłamania	przełamania	rozpad blokowy	dehydratacja	suma cech w poziomie	
Równia pod Śnieżką (1)	OrAhe	4-8	Wi	100,0	0,0	0,0	86,0	13,0	35,5	26,2	0,0	15,5	5,0	181,2
	Ehl	8-12	Wi	100,0	0,0	0,0	66,0	40,6	10,0	3,4	0,0	39,0	0,0	159,0
	BvIbhf	15-25	Wi	100,0	0,0	0,0	39,4	37,0	23,0	9,0	0,0	0,0	0,0	108,4
	BvtBfe	25-30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Bvt	35-40	Wi	100,0	0,0	4,0	48,0	13,0	34,0	60,0	0,0	0,0	0,0	159,0
	CBvt	60-65	Wi	100,0	0,0	6,6	95,6	65,0	27,0	35,0	0,0	0,0	0,0	229,2
Puszcza Białowieska (4)	Ahe	2-10	Mo	84,6	0,0	3,3	0,0	18,3	48,7	21,9	0,0	0,0	5,0	97,2
			Pl	15,4	5,0	17,0	0,0	25,0	55,0	35,0	0,0	0,0	4,0	141,0
	BvBfe	10-15	Mo	73,3	1,6	4,8	2,0	46,8	51,0	4,4	0,0	0,0	10,0	120,6
			Wo	26,7	0,0	0,0	0,0	40,0	20,0	0,0	0,0	0,0	0,0	60,0
	Bv1	20-30	Mo	73,3	0,0	0,0	0,0	73,7	95,0	2,0	0,0	0,0	0,0	170,7
			Pl	26,7	0,0	20,0	10,0	30,0	38,7	2,0	0,0	0,0	0,0	100,7
	Bv2	40-45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CBv	70-80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	D	110-120	Mo	90	0,0	0,0	8,0	25,0	60,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,0
			Wo	100	1,2	1,7	10,9	41,2	81,2	4,9	0,0	0,0	0,0	141,1
Kevo (7)	Ehl	8-10	Wi	100,0	0,0	0,0	67,0	0,0	0	9,0	0,0	30,0	0,0	106,0
	BvtBfe	10-14	Wi	100,0	0,0	0,0	48,0	0,0	9,0	49,0	0,0	10,0	0,0	116,0
	Bvt	14-25	Wi	94,4	0,0	2,4	30,0	4,9	12,5	18,7	0,0	6,2	0,0	74,7
			Eol	5,6	0,0	27,0	45,0	0,0	20,0	20,0	0,0	0	0,0	112,0
	CBvt	25-35	Wi	100,0	0,0	1,0	7,0	100,0	54,0	21,0	0,0	2,0	2,0	97,0
Jurata (11)	Eh2	15-20	Wb	44,4	0,0	55,0	0,0	0,0	35,0	20,0	0,0	0,0	0,0	110,0
			Pl	55,6	0,0	57,7	11,2	8,7	18,4	4,8	4,5	0,0	0,0	105,3
	Ahe	24-25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Eh1	25-31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Bhf	31-36	Wb	58,8	0,0	27,4	1,2	32,1	18,9	6,1	0,0	0,0	0,0	85,7
			Pl	41,2	0,0	65,0	0,0	0,0	35,0	11,0	0,0	0,0	0,0	111,0
	Bfe1	36-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Bfe2	70-78	Wb	40,0	0,0	25,0	0,0	30,0	15,0	30,0	0,0	25,0	0,0	125,0
			Pl	60,0	0,0	78,4	0,0	5,0	20,4	15,0	6,7	0,0	0,0	125,5
	CBfe	120-130	Wb	34,3	0,0	20,0	12,0	20,0	20,0	7,5	0,0	0,0	0,0	79,5
			Pl	65,7	0,0	83,3	0,0	0,0	19,3	1,7	5,0	0,0	0,0	109,3
D	180-190	Pl	100,0	0,0	85,0	10,0	0,0	16,6	11,0	0,0	0,0	0,0	122,6	

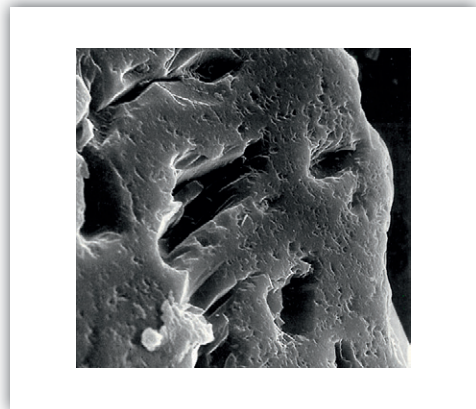
Mierzeja Schaabe (15)	E2	12-20	Mo	73,0	0,0	50,1	1,7	26,7	25,7	0,0	1,7	0,0	107,6
	E1Bhfe	35-40	Pl	27,0	0,0	77,5	0,0	4,0	12,5	0,0	0,0	0,0	94,0
	Bhfe	55-60	Mo	85,0	0,0	65,8	17,7	25,0	33,3	0,0	0,0	0,0	141,8
	Bfe	60-70	Pl	15,0	0,0	87,5	10,0	37,5	22,5	0,0	0,0	0,0	157,5
	CBfe	70-75	Mo	75,0	0,0	55,0	0,0	41,5	62,5	0,0	7,5	0,0	166,5
	Clegg	110-115	Pl	16,7	0,0	90,0	5,0	12,5	65,0	0,0	0,0	0,0	172,5
			Wo	8,3	0,0	100,0	0,0	50,0	15,0	2,0	2,0	0,0	169,0
			Mo	39,0	-	16,7	0,0	83,3	73,4	-	-	0,0	200,1
			Pl	26,0	0,0	100,0	0,0	10,0	0,0	0,0	26,7	0,0	110,0
			Wo	35,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	0,0	0,0	0,0	10,0

* Objaśnienia jak w tabeli 3.4



Fotografia 10.17

V-kształtne i owalne, różnej wielkości ostrokrawędziste odprysnięcia saltacji wodnej na gładkim, naskorupieniu widocznym w lewej części półokrągłego ziarna transportu wodnego (powiększenie 10 000×, poziom Bhfe, 60-70 cm, mierzeja Schaabe)



Fotografia 10.18

Zaokrąglona krawędź wygładzonej powierzchni abrazji plażowej z relikdami ukierunkowanych wyłamanych płytkowych ostrokrawędzistych transportu lodowcowego oraz skupienia V-kształtnych i półkolistych odprysnięć transportu wodnego (powiększenie 3000×, podłoże plażowe wału brzegowego, poziom D, 180-190 cm, Półwysep Helski)

Tabela 10.3. Zróżnicowanie ultramorfoskopowych cech procesów chemicznego rozkładu ziarn piasku w poziomach gleb bielicowych w zależności od ich pochodzenia w różnych warunkach środowiska geograficznego; objaśnienia jak w tabeli 10.1.

Lokalizacja i nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	Pochodzenie ziarn	Zawartość w %	Cechy procesów chemicznego rozkładu w % powierzchni			
					naskorupienia	oskorupienia	wytrawienia	suma
Równia pod Śnieżką (1)	OrAhe	4-8	Wi	100,0	9,6	0,0	51,4	61,0
	Ehl	8-12	Wi	100,0	7,0	9,0	176,0	192,0
	BvIBhfe	15-25	Wi	100,0	25,4	67,0	4,0	96,4
	BvtBfe	25-30	-	-	-	-	-	-
	Bvt	35-40	Wi	100,0	11,9	5,0	43,0	59,9
	CBvt	60-65	Wi	100,0	43,0	123,0	9,0	175,0
Puszczka Białowieska (4)	Ahe	2-10	Mo	84,6	6,6	0,0	31,0	37,6
			Pl	15,4	60,0	0,0	15,0	75,0
	BvBfe	10-15	Mo	73,3	36,0	63,0	0,0	99,0
			Wo	26,7	10,0	90,0	0,0	100,0
	Bv1	20-30	Mo	73,3	42,4	6,2	0,0	48,6
			Pl	26,7	52,0	30,0	0,0	82,0
	Bv2	40-45	-	-	-	-	-	-
	CBv	70-80	-	-	-	-	-	-
D	110-120	Mo	90,0	45,0	10,0	0,0	55,0	
		Pl	10,0	24,2	5,7	0,0	29,9	
Kevo (7)	Ehl	8-10	Wi	100,0	6,0	9,0	68,0	83,0
	BvtBfe	10-14	Wi	100,0	19,6	1,4	37,0	58,0
	Bvt	14-25	Wi	94,4	3,7	2,5	45,0	51,2
			Eol	5,6	0,0	0,0	21,2	21,2
	CBvt	25-35	Wi	100,0	16,0	0,0	17,0	33,0
Jurata (11)	Eh2	15-20	Wb	44,4	0,0	0,0	5,0	5,0
			Pl	55,6	5,0	3,7	19,9	28,6
	Ahe	24-25	-	-	-	-	-	-
	Eh1	25-31	-	-	-	-	-	-
	Bhfe	31-36	Wb	58,8	0,0	24,7	0,0	24,7
			Pl	41,2	10,0	10,0	10,0	30,0
	Bfe1	36-40	-	-	-	-	-	-
	Bfe2	70-78	Wb	40,0	0,0	0,0	50,0	50,0
			Pl	60,0	6,7	26,7	31,6	65,0
	CBfe	120-130	Wb	34,3	15,0	0,0	0,0	15,0
			Pl	65,7	0,7	1,47	0,0	2,4
D	180-190	Pl	100,0	22,0	25,0	10,4	57,4	

cd. tab. 10.3

Lokalizacja i nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	Pochodzenie ziarn	Zawartość w %	Cechy procesów chemicznego rozkładu w % powierzchni			
					naskoru-pienia	oskoru-pienia	wytrawienia	Suma
Mierzeja Schaabe (15)	E2	12-20	Mo	73,0	3,3	0,0	33,3	36,6
			PI	27,0	5,0	0,0	14,5	19,5
	E1Bhfe	35-40	Mo	85,0	13,3	0,0	74,4	87,7
			PI	15,0	0,0	0,0	38,5	38,5
	Bhfe	55-60	-	-	-	-	-	-
	Bfe	60-70	Mo	75,0	0,0	0,0	47,5	47,5
			PI	16,7	0,0	0,0	25,0	25,0
			Wo	8,3	0,0	0,0	10,0	10,0
	Bfe	70-75	-	-	-	-	-	-
	Cfegg	110-115	Mo	39,0	11,7	0,0	39,5	51,2
			PI	26,0	0,0	0,0	15,0	15,0
			Wo	35,0	0,0	0,0	100,0	100,0

Ogólną prawidłowością długotrwałego oddziaływania zmieniających się w czasie czynników zewnętrznych na powierzchnie ziarn piasku kwarcowego są charakterystyczne zespoły cech procesów fizycznych na krawędziach i wypukłościach ziarn, a procesów chemicznych i biochemicznych głównie w zagłębieniach. Lokalizacje te często są modyfikowane przez procesy uzależnione od warunków środowiska powstawania i wieku ziarn, a także przez ich budowę krystalograficzną. Silnie zaawansowane procesy dezintegracji powierzchni ziarn, szczególnie w środowiskach z dominującymi procesami krioizycznymi i kriochemicznymi, wiodą do uzyskania przez nie kształtu zbliżonego do sferycznego, zaś w efekcie końcowym do fizycznego rozpadu ziarn piasku na ostrokrawędziste odłamki o średnicy mniejszej od 0,6 mm do 0,003 mm (Kowalkowski, Brogowski 1983; Kowalkowski 1984b, 1988a,b; Kowalkowski, Kocóń 1991).

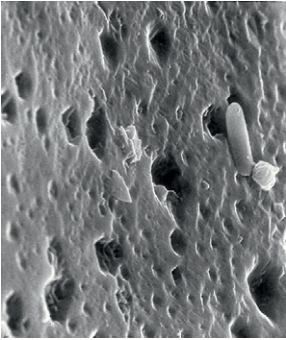
Z danych zamieszczonych w tabeli 10.2 jednoznacznie wynika, że do wyróżniających diagnostycznych cech ultramorfoskopowych, dotyczących procesów mechanicznych różnych form abrazyj powierzchni ziarn dla gleb badanych regionów geograficznych należą odprysnięcia, rozsadzanie i złuszczenie. Są to różnej wielkości formy morfologiczne z błyszczącymi ostrograniastymi ściankami i przełamami zbliżonymi do muszlowego.

Morfologiczne formy odprysnięć, w postaci dużych V- i U-kształtnych wyłamań pochodzenia eolicznego, nierównomiernie i różnokierunkowo rozmieszczonych na powierzchni ziarn oraz małych V-kształtnych i półkolistych ukierunkowanych powstałych w transporcie wodnym, występują na ziarnach wszystkich poziomów

glebowych na Półwyspie Helskim i na mierzei Schaabe (fot. 10.17–10.19). Ziarna obróbki plażowej są pokryte na 60–100% powierzchni cechami abrazji mechanicznej, a ziarna przytransportowane wodami morskimi – na 17–66% powierzchni. Cechy eolicznej abrazji na tych ziarnach występują sporadycznie. W poziomach gleb Równi pod Śnieżką i w Kevo cechy obróbki wodnej i eolicznej w ogóle nie występują, niekiedy jednak są obecne na pojedynczych ziarnach nawianych lub wmytych do stokowych glebopokryw. W badanych glebach w Puszczy Białowieskiej widoczne są na ziarnach plażowej i eolicznej obróbki, wmieszanych do materiału wietrzenia mrozowego we wszystkich poziomach.

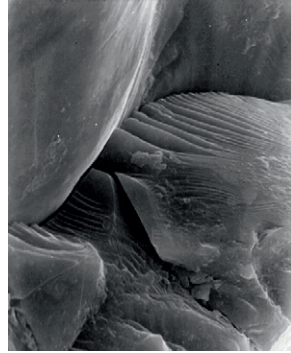
Cechy rozsadzania składające się z mikroszczelin w układach tetro- do heksagonalnych o różnym przekroju z ostrokrawędzistymi narożami ścianek, niekiedy zaokrąglonymi przez nałożone naskorupienia lub przez procesy chemicznego rozkładu, dominują w glebach Równi pod Śnieżką i w Kevo. Są to cechy rozsadzania blokowego i ziarnistego różnych rozmiarów oraz rozsadzania płytkowego i szczelin różnej długości i szerokości (fot. 10.20–10.23). Powstają one głównie pod wpływem dynamiki temperatury dobowej, procesów mrozowych zamarzania i tajania oraz rosnących ciśnień rozwierających w mikroszczelinach, powodowanych oddziaływaniem jonów o średnicach mniejszych od molekuł wody w środowiskach uwodnionych. W glebach Równi pod Śnieżką cechy te występują we wszystkich poziomach zajmując od 39 do 96% powierzchni ziarn. W Kevo zajmują od 7 do 67% powierzchni ziarn, najintensywniej wykształcone są w poziomach Ehl i BvtBfe. Gleby obszaru badań w Puszczy Białowieskiej, w Juracie i na mierzei Schaabe wyróżniają się sporadycznym i zróżnicowanym od 0 do maksymalnie 18% pokryciem powierzchni ziarn tymi cechami. Są to z reguły relikty zachowane na zabradowanych zaokrągleniach powierzchni ziarn piasku.

Cechy procesów złuszczenia powierzchni ziarn powstają pod wpływem krótkotrwałych częstych wahań temperatury poniżej i powyżej 0°C, jonowego dwukierunkowego rozwierania mikroszczelin w uwodnionych warunkach, zamarzania i tajania wody w mikroszczelinach oraz solnego rozkłuwania, głównie w środowiskach proglacialnych i peryglacialnych. Pod względem lokalizacji procesy te różnicują się na powierzchniowe i selektywne, zależnie od reliefu powierzchni ziarn z formami detrytu ziarnistego grubego i drobnego, płytkowego i łuskowego, zazwyczaj z ostrokrawędzistymi graniami (fot. 10.24–10.27). Największe powierzchnie, od 18 do 95%, zajmują one na ziarnach piasku we wszystkich poziomach gleb powierzchni badawczej w Puszczy Białowieskiej, z dominacją selektywnego złuszczenia. We wszystkich poziomach gleb na Równi pod Śnieżką występują ziarna ze złuszczeniami selektywnymi na powierzchniach ziarn od 13 do 65% w formach płytkowych i łuskowych, w Kevo natomiast od 5 do 10% powierzchni ziarn w poziomach Bvt i CBvt. W glebach wytworzonych z osadów wałów brzegowych w Juracie znajdują się cechy procesów złuszczenia ziarnistego i płytkowego na



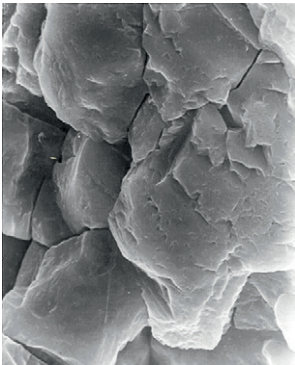
Fotografia 10.19

V-kształtne i półkoliste, różnej wielkości i głębokości odprysnięcia transportu eolicznego na wygładzonej powierzchni ziarna plażowego w wale brzegowym (powiększenie 10 000×, poziom Eh2, 15–20 cm, Półwysep Helski)



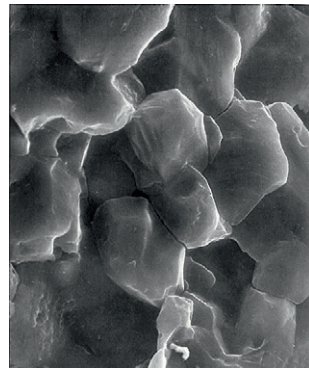
Fotografia 10.20

Ściany różnokierunkowych dachówkowych przełamów muszlowych z szczelinami mrozowego rozsadzania blokowego dużego przy krawędzi graniastego ziarna silnie zwietrzałego mechanicznie (powiększenie 3000×, poziom BvtBfe, 10–14 cm, Kevo)



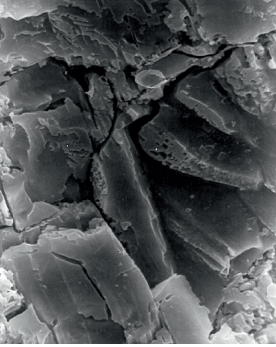
Fotografia 10.21

System szczelin rozsadzania ziarnistego z ostrymi krawędziami, przy krawędzi półgraniastego ziarna morenowego w namywach morskich, w środkowej prawej części krawędzie powierzchniowego złuszczenia płytkowego (powiększenie 3000×, poziom Cfegg, 110–115 cm, mierzeja Schaabe).



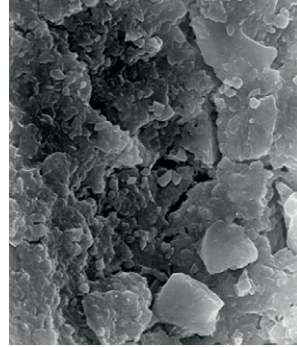
Fotografia 10.22

Sieć szczelin ziarnistego mrozowego rozsadzania, powierzchniowe ścianki agregatów pokryte błonkami oskorpiania, ziarno pochodzenia morenowego (powiększenie 3000×, poziom Bfe, 70–78 cm, Puszcza Białowieska)



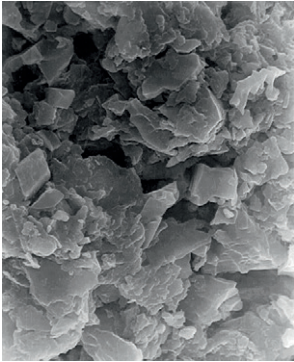
Fotografia 10.23

Sieć szczelin z ostrokrawędzistymi płytkami i ziarnami mrozowego rozsądzania na powierzchni przykrawędziowej ziarna graniastego zwietrzlinowego, na starszych ściankach drobnoziarniste naskorupienia (powiększenie 2000×, poziom Bvt, 14–25 cm, Kevo)



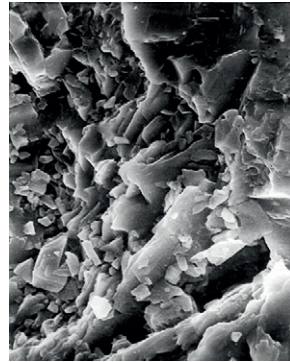
Fotografia 10.24

Sieć szczelin drobnoziarnistego rozsądzania w dnie kawerny, lewa jej ściana pokryta drobnoziarnistymi naskorupieniami, ziarno piasku glaciefluwialnego pochodzenia w podłożu nasuniętego deluwium morenowego (powiększenie 3000×, poziom D, 110–120 cm, Półwysp Helski)



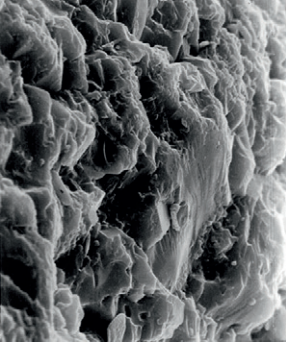
Fotografia 10.25

Płytkowo-ziarnista rozluźniona powierzchnia złuszczenia z drobnoziarnistymi i płytkowymi agregatami naskorupień w dnie kawerny graniastego ziarna wietrzeniowego pochodzenia (powiększenie 3000×, poziom Ahe, 2–10 cm, Równia pod Śnieżką)



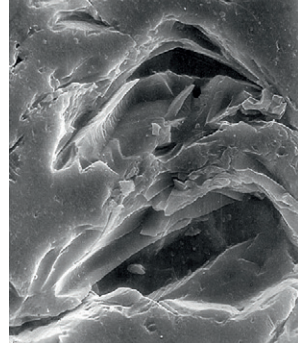
Fotografia 10.26

Płytkowo-łuskowa ostrokrawędzista ścianka w kawernie złuszczenia na graniastym ziarnie wietrzeniowym (powiększenie 2000×, poziom CBvt, 25–35 cm, Kevo)



Fotografia 10.27

Nierówna powierzchnia drobnych i dużych wyłamanych płytkowych i ziarnistych z ostrymi graniami na krawędzi ziarna pochodzenia morenowego w wałe brzegowym (powiększenie 3000×, poziom Ahe, 2–10 cm, Puszcza Białowieska)



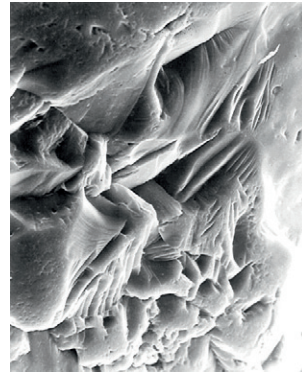
Fotografia 10.28

Półkoliste ostrokrawędziste głębokie wyłamania lodowcowe na wygładzonej powierzchni ziarna plażowego w plażowym podłożu pod wałem brzegowym (powiększenie 1500×, poziom D, 110–120 cm, Półwysep Helski)



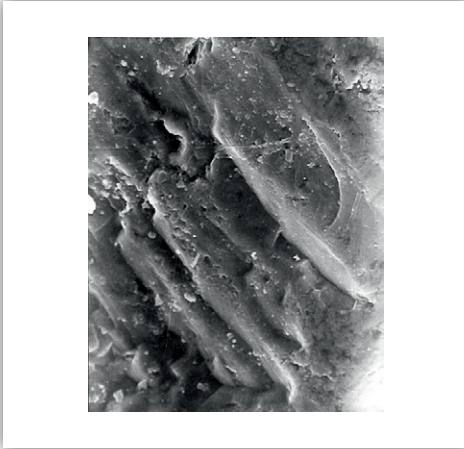
Fotografia 10.29

Duży przełam stopniowy mrozowego rozsadzania szczelinowego na ziarnie graniastym; na stopniach przełamu drobne naskorupienia ziarniste i mostkowe (powiększenie 3000×, poziom Bvt-Bhf, 15–25 cm, Równia pod Śnieżką)



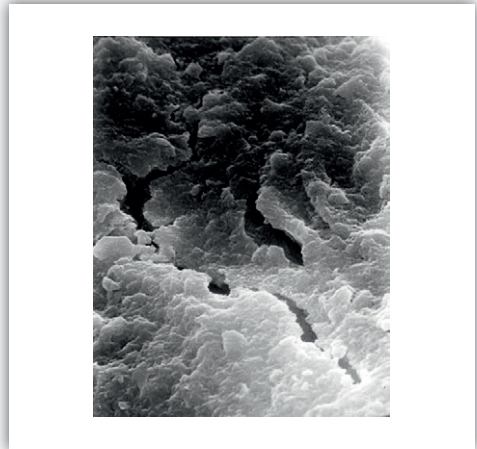
Fotografia 10.30

Różnokierunkowe przełamy muszlowe stopniowe i dachówkowate wyłamania płytkowych, ziarnistych i łuskowych na zaokrąglonej krawędzi ziarna morenowego pochodzenia w namywach morskich (powiększenie 1000×, poziom Bfe, 60–70 cm, mierzeja Schaabe)



Fotografia 10.31

Stary, duży przełam stopniowy z cechami abrazji wodnej, na obrzeżeniach pokryty oskorupieniami błonkowo-ziarnistymi, w wodnolodowcowym podłożu deluwiiów morenowych (powiększenie 1000×, poziom D, 110–120 cm, profil 4, Puszcza Białowieska)



Fotografia 10.32

Szczeliny wysychania w naskorupieniu ziarnistym na wklęsłej powierzchni ziarna pochodzenia morenowego (powiększenie 4000×, poziom BvBfe, 10–15 cm, Puszcza Białowieska)

powierzchniach od 20 do 30% ziarn piasku pochodzenia morenowego. Na ziarnach plażowych natomiast zazwyczaj ich nie ma lub występują śladowo. W glebach z namywów morskich na mierzei Schaabe brak cech złuszczenia, ich ślady stwierdzono jedynie w poziomach E.

Na krawędziach ziarn piasku zazwyczaj znajdują się wyłamania zróżnicowane na blokowe duże i małe, ziarniste duże i małe oraz płytkowe, powstałe głównie wskutek silnych nacisków bocznych na stykach krawędzi sąsiadujących ziarn w środowiskach zamrażających, w procesach egzaracji i transportu lodowcowego oraz termicznego rozpadu ziarn. Te cechy są powszechne w profilach poziomów wszystkich badanych gleb (fot. 10.28–31). Wyraźnie ograniczone powierzchnie wyłamania, przeważnie płytkowych ze świeżymi ostrokrawędzistymi ścianami, zajmują od 10 do 35,5% oraz od 0 do 54% w poziomach glebowych na Równi pod Śnieżką i w Kevo, w których dominują ziarna graniaste o kształtach zbliżonych do sferycznych. We wszystkich poziomach badanej gleby w Puszczy Białowieskiej na krawędziach mniej lub bardziej zaokrąglonych ziarn niezależnie od ich pochodzenia występują cechy wyłamania starszych od 20 do 95%. Przeważnie są to wyłamania ziarniste małe. Stosunkowo mniejsze powierzchnie, od 15 do 35%, zajmują różne formy wyłamania na ziarnach piasku we wszystkich poziomach badanej gleby w Ju-

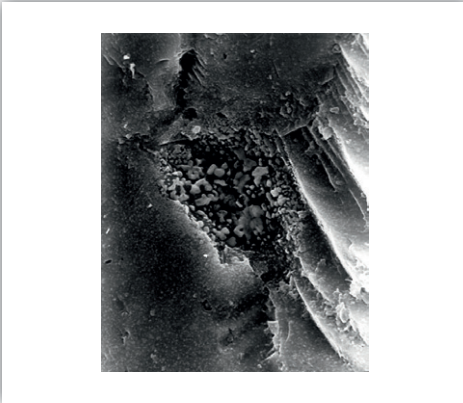
racie. Wyraźniejsze i świeższe, na większych powierzchniach, 10–83%, są te cechy we wszystkich poziomach młodszych gleby na mierzei Schaabe.

Cechy morfoskopowe odcisnięć i przełamania ziarn kwarcu, związane ze środowiskami glacialnymi i peryglacialnymi, w strefie aktywnej zmarzliny występują w badanych glebach sporadycznie. Dotyczy to również rozpadu blokowego tych ziarn oraz okresowego powtarzającego się odwodnienia powierzchni ziarn mineralnych. Występowanie tych cech stwierdzono w powierzchniowych poziomach gleb na Równi pod Śnieżką, w Kevo i na mierzei Schaabe, a także w Puszczy Białowieskiej (fot. 10.32).

10.3.2. Cechy teksturalne powstałe w procesach chemicznych

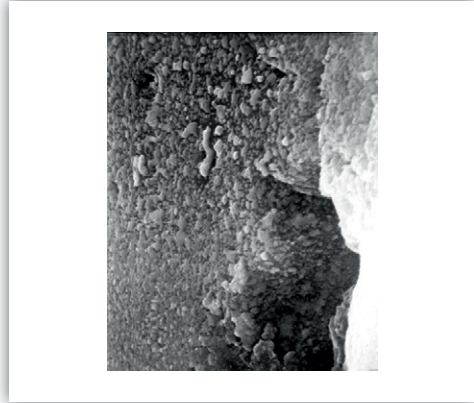
Wśród cech procesów chemicznych dwie kategorie charakteryzują naskorupienia i oskorupienia krzemianowe na powierzchni ziarn kwarcu, a jedna – wytrawianie. Zestawienia wyników badań procentowego udziału tych kategorii w poziomach genetycznych gleb różnych geograficznych regionów ilustruje tabela 10.3. Dane dotyczące naskorupień są zazwyczaj sumami procentów pokrycia niewielkich powierzchni ziarn trudnorozpuszczalnymi krzemianami lokalnego pochodzenia lub wmytymi i osadzonymi w formach blaszkowych, komórkowych, mostkowych, ziarnistych, słupkowych i gąbczastych, osadzanych w swoistych dla nich warunkach środowiska (fot. 10.32–10.34). Największe sumaryczne powierzchnie zajmują naskorupienia na ziarnach piasku w badanej glebie w Puszczy Białowieskiej. We wszystkich badanych poziomach tych gleb zajmują one od 6,6 do 60%, powierzchni, z dominacją form blaszkowatych i ziarnistych. Na wygładzonych powierzchniach ziarn plażowych zajmują one największe powierzchnie od 24 do 45%, ze sporadyczną obecnością form mostkowych i gąbczastych wskazujących na długotrwałą większą wilgotność tych gleb. W glebach Równi pod Śnieżką naskorupienia zajmują na ogół od 7 do 43% powierzchni, przeważnie form ziarnistych. Jeszcze mniejsze powierzchnie, od 4 do 20%, tworzą naskorupienia w poziomach młodych gleb wietrzeniowych w Kevo. Są to głównie formy blaszkowe i gąbczaste, także wskazujące na długotrwałą wilgotność tych gleb. W Juracie naskorupienia zajmują niewielkie powierzchnie od 1 do 22% z formami głównie ziarnistymi, sporadycznie blaszkowymi, komórkowymi i gąbczastymi. Natomiast na mierzei Schaabe występują te formy w poziomach E2, E1Bhf i Cfegg, na powierzchni od 3 do 13% ziarn. W głębszych poziomach są sporadyczne.

Oskorupienia są większymi, rozleglejszymi, spójnymi formami, także na ziarnach plażowych, zajmującymi od 4 do 30% powierzchni ziarn piasku (fot. 10.35–10.38). Nie stwierdzono ich w poziomach Ahe i E gleb w Puszczy Białowieskiej, Juracie i mierzei Schaabe (tab. 10.3), gdzie w ogóle nie ma ich na całej głębokości gleby. W poziomach Bfe i Bv gleby w Puszczy Białowieskiej są na dużej części



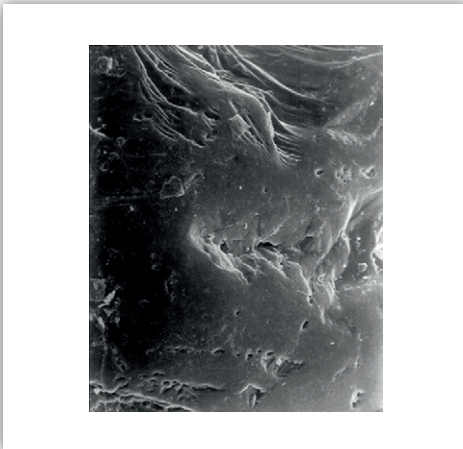
Fotografia 10.33

Błonkowo-ziarniste naskorupienie bezpostaciowej krzemionki przechodzące w ziarna kwiatu krzemionkowego nałożone na podłoże dużego przełamania stopniowego bez cech korozji mechanicznej, na ziarnie morenowym w osadach namywów morskich (powiększenie 3000×, poziom E1Bhfe, 35–40 cm, mierzeja Schaabe)



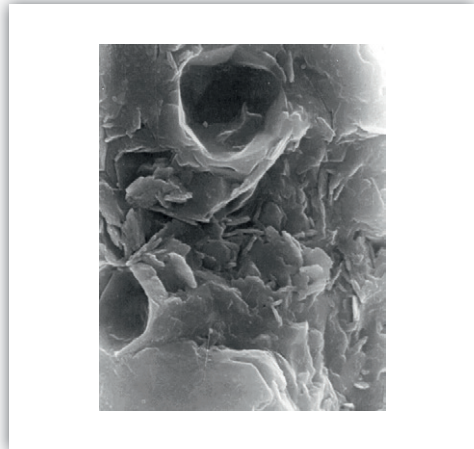
Fotografia 10.34

Ziarniste naskorupienia kwiatu krzemionkowego na ziarnie plażowym z reliktowym wyłamaniem pokrytym naskorupieniem, w osadach namywów morskich (powiększenie 7800×, poziom E2, 12–20 cm, profil 15, mierzeja Schaabe)



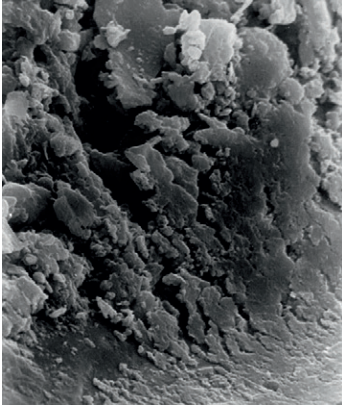
Fotografia 10.35

Błonkowe bezpostaciowe oskorupienie nałożone częściowo na muszlowe przełamany dachówkowate oraz na głębokie wyłamania płytkowe i łuskowe przy krawędzi ziarna plażowego w wale brzegowym (powiększenie 300×, poziom Eh2, 15–20 cm, Półwysep Helski)



Fotografia 10.36

Błaszczkowe i mostkowe oskorupienia z błonkową bezpostaciową okrywą naskorupienia przy krawędzi ziarna morenowego z zaokrąglonymi graniami przez abrazję wodnego transportu w namywach morskich (powiększenie 3000×, poziom Cfegg, 110–115 cm, mierzeja Schaabe)



Fotografia 10.37

Gąbczaste oskorupienia z szczelinami wysychania na powierzchni ziarna z zaokrąglonymi krawędziami i wypukłościami wodnej abrazji transportowej w wale brzegowym (powiększenie 3000×, poziom Bhfe, 31–36 cm, profil 11, Jurata)

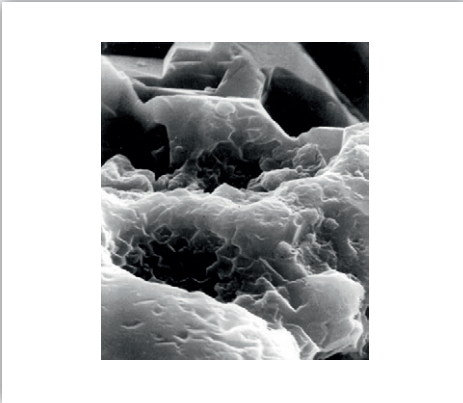


Fotografia 10.38

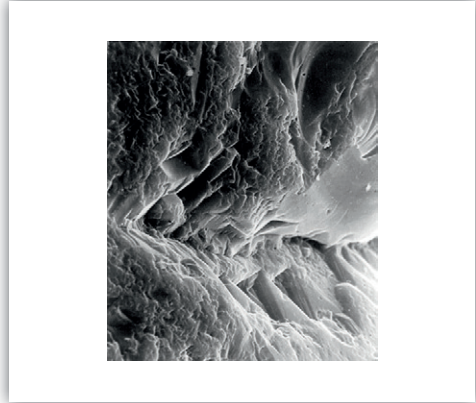
Grubziarniste oskorupienie krzemianowe z szczelinami spękań na krawędziach zaokrąglonego ziarna wietrzeniowego (powiększenie 8600×, poziom BvBfe, 10–14 cm, profil 7, Kevo)

(od 30 do 90%) powierzchni ziarn piasku, a w podłożu D zajmują tylko 6–10% powierzchni ziarn. Są to przeważnie formy blaszkowe. Powierzchnie oskorupień błonkowatych i ziarnistych z udziałem płytkowych i blaszkowych charakterystycznie rosną w dół profilu od 0 do 123% w poziomach gleby na Równi pod Śnieżką. Ich rozmieszczenie wskazuje na intensywne przemieszczanie żeli krzemowych w głąb profilu. W młodej glebie w Kevo natomiast oskorupienia zajmujące od 1,4 do 9% powierzchni ziarn piasku powstały w górnych poziomach Ehl, BvtBfe i Bvt, wyłącznie w formach blaszkowych. Poziomy B i podłoże plażowe D gleby w Juracie wykazują oskorupienia od 1,5 do 25% powierzchni ziarn piasku z formami błonkowatymi, sporadycznie płytkowymi, blaszkowymi i ziarnistymi.

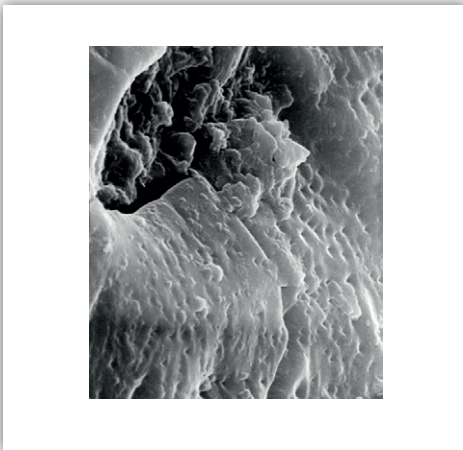
Morfologiczne cechy chemicznego wytrawienia na powierzchni ziarn mineralnych w glebach poszczególnych regionów geograficznych są bardzo zróżnicowane pod względem zajmowanych przez nie powierzchni ziarn piasku i form (fot. 10.39–10.44). Najmniejszy udział mają w powierzchni piasku w glebie w Puszczy Białowieskiej – w poziomie Ahe od 15 do 31% w formie komórkowej, sporadycznie żeberkowej i dendrytowej; w niżej leżących poziomach nie występują. Stosunkowo duże powierzchnie, od 9 do 176%, zajmują na ziarnach w poziomach E i Bv gleby na Równi pod Śnieżką, z dominacją form V-kształtnych, żeberkowych, płytkowych,



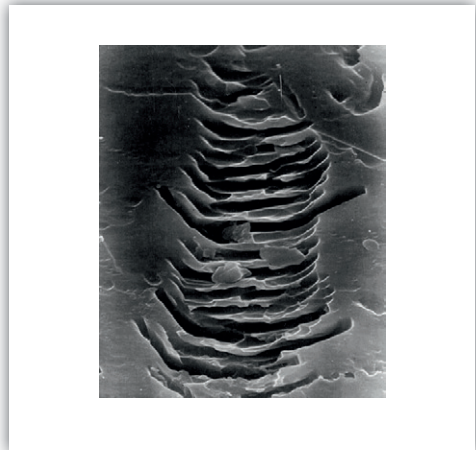
Fotografia 10.39
 Komórkowe (plaster miodu) wytrawienia w kawernach z krawędziami zaokrąglonymi abrajzą wodnego transportu, na krawędzi ziarna morenowego, w namywach morskich (powiększenie 8600×, poziom Bfe, 60–70 cm, mierzeja Schaabe)



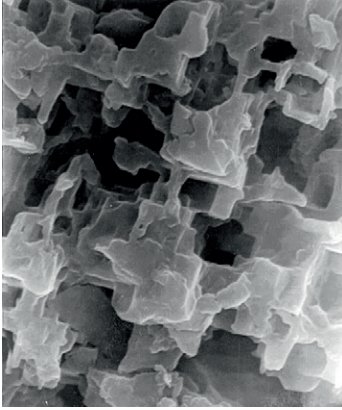
Fotografia 10.40
 V-kształtne wytrawienia na ścianie bocznej wyłamania lodowcowego, częściowo z ziarnistymi naskorupieniami, na wypukłych krawędziach liczne V-kształtne odprysnięcia i ziarniste wyłamania, na półzaokrąglonym ziarnie wodnego transportu w wale brzegowym (powiększenie 3000×, poziom Bhfe, 32–36 cm, Półwysp Helski)



Fotografia 10.41
 V-kształtne wytrawienia na powierzchni rozległego przełamu na ziarnie graniastym z ostrymi krawędziami powstałymi w procesie wietrzenia mechanicznego (powiększenie 10 000×, poziom Bvt, 14–25 cm, Kevo)

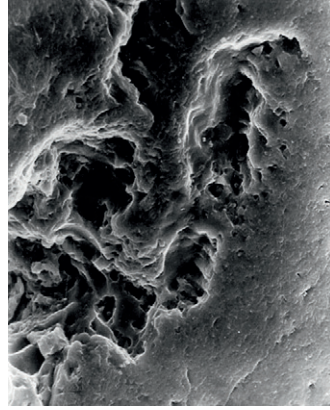


Fotografia 10.42
 Żeberkowe wytrawienia na gładkim przełomie z ostrymi krawędziami na ziarnie graniastym wietrzenia mechanicznego (powiększenie 4000×, poziom Bvt, 14–25 cm, Kevo)



Fotografia 10.43

Gąbczaste wytrawienia na zmatowia-
łym graniastym ziarnie wietrzeniowym
(powiększenie 10 000×, poziom Ehl,
8–12 cm, Równia pod Śnieżką)



Fotografia 10.44

Wytrawienie dendrytowe na błyszczą-
cej powierzchni spłaszczonego dysko-
idalnie ziarna plażowego w wale brze-
gowym (powiększenie 1000×, poziom
Bfe2, 70–78 cm, Półwysep Helski)

gąbczastych i dendrytowych. Także na całej głębokości profilu gleby w Kevo spo-
tyka się cechy chemicznego wytrawiania – zajmują od 17 do 68% powierzchni,
malejącej w głąb profilu. Gleby wytworzone z osadów morskich w Juracie mają
bardzo zróżnicowane – od 0 do 50% – powierzchnie chemicznego wytrawiania.
Są to głównie formy V-kształtne, sporadycznie łuskowe, płytkowe, komórkowe
i dendrytowe. Największe powierzchnie wytrawień od 10 do 100% znajdują się na
ziarnach piasku kwarcowego we wszystkich poziomach gleby na mierzei Schaabe.
Dominują formy V-kształtne, komórkowe, gąbczaste, dendrytowe, z niewielkim
udziałem form żeberkowych, liniowych i płytkowych.

11. Genetycznie uwarunkowane właściwości fizyczno-wodne

11.1. Lito- i pedogeniczny profil gęstości objętościowej i porowatości

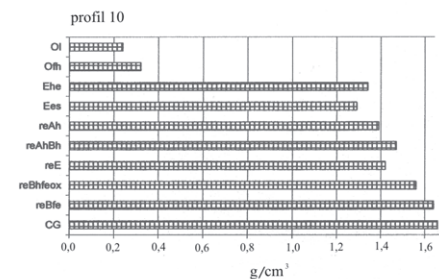
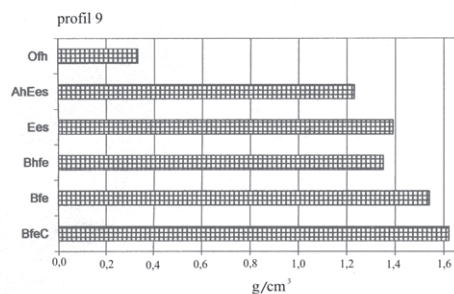
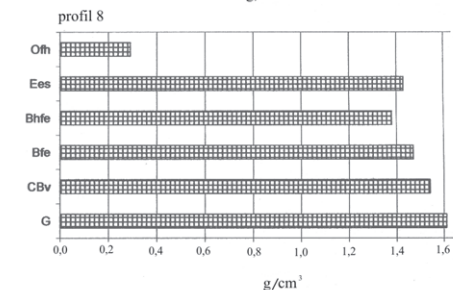
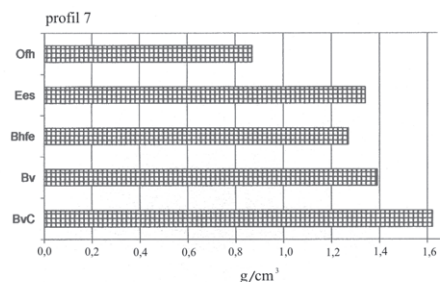
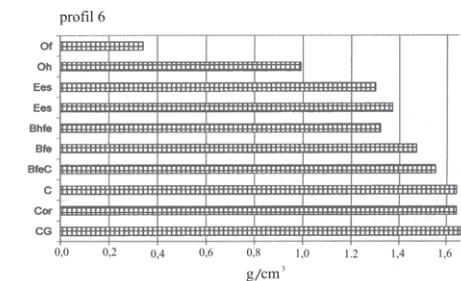
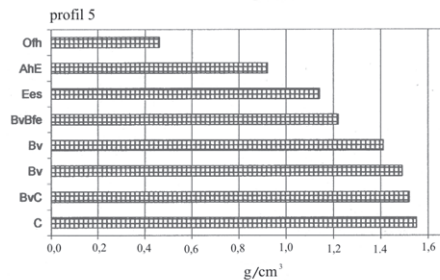
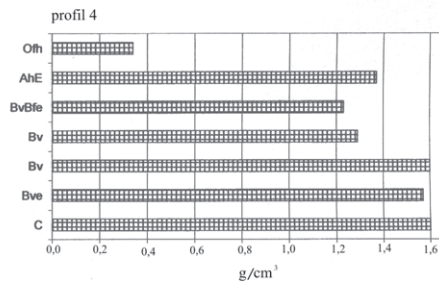
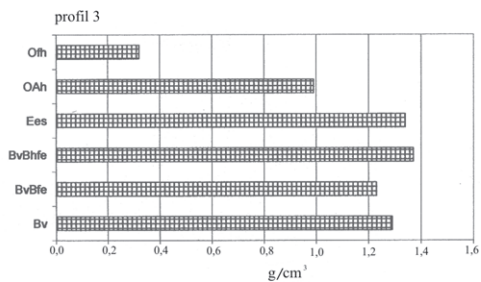
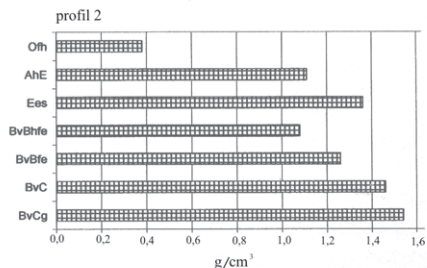
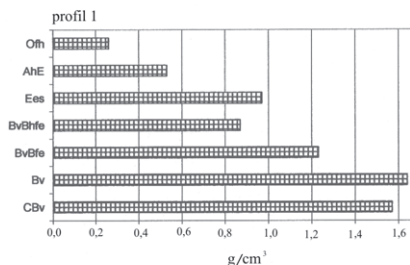
Pomimo zróżnicowania morfogenezy i wieku teksturalnych właściwości materiału mineralnego, będącego substratem do powstawania badanych gleb, gęstość objętościową i porowatość poziomów mineralnych charakteryzuje stosunkowo mała zmienność (tab. 11.1, ryc. 11.1). Dominujący udział kwarcu, do 98% całkowitego składu mineralnego substratu w glebach wytworzonych z piasków, przy znacznym zróżnicowaniu zawartości frakcji pyłowych i iłowych w glebach zwietrzelinowych oraz jednocześnie niewielkiej zawartości minerałów ciężkich (do 10%) w składzie petrograficznym, a także zróżnicowanie profilu próchnicy, wpływają jednak determinująco na różnice profilowego przebiegu wielkości omawianych cech między poszczególnymi obszarami geograficznymi. Cechy te należą do ważniejszych – decydują bowiem o współczesnych właściwościach wodno-powietrznych i zasobnościowych gleb (Kowalkowski 1977c; Derone i inni 1986; Alexander 1989). Liczni badacze traktują je jako wypadkowe także innych uwarunkowań dynamiki rozwojowej procesów glebowych (Makejev 1981; Strong, La Roi 1985; Alexander 1989; Huntington i inni 1989).

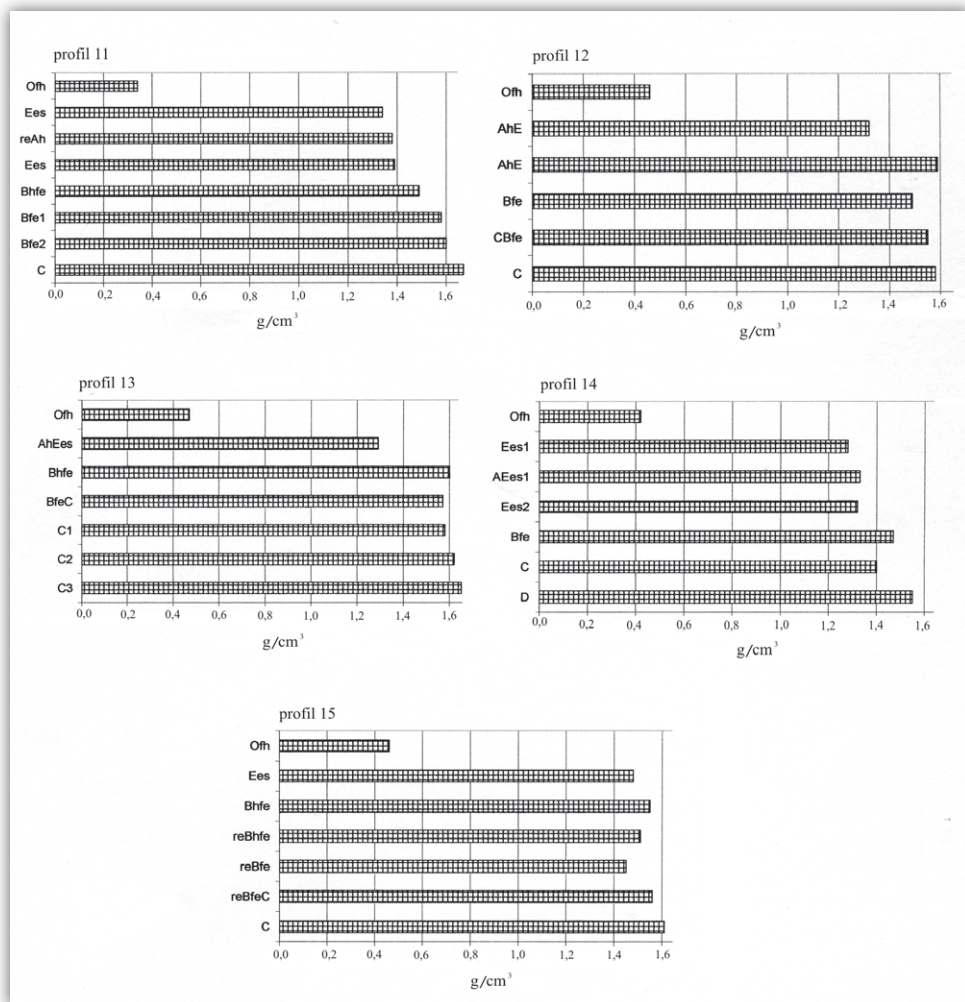
W tym miejscu warto wskazać, zgodnie z koncepcją O. Makejeva (1981), że część badanych gleb, a mianowicie ich kateny na Równi pod Śnieżką i w Kevo, znajdowała się przez dziesiątki tysięcy do tysięcy lat pod długotrwałym decydującym oddziaływaniem zmarzliny i związanych z nią kriogenicznych procesów geli- i kongelifrakcji, deskwamacji i pelityzacji, segregacji, przemieszczania, koagulacji i rozluźniania zwietrzliny *in situ* lub przy niedalekim jej stokowym transporcie. Według koncepcji tego badacza należy przyjąć również założenie, że zmarzlina była w tych glebach czynnikiem glebotwórczym, wywołującym funkcjonowanie dynamiki ujemnych temperatur w profilach glebowych. Wspomniane procesy były składnikiem, a zarazem elementem kształtującym tak zwane „temperaturowe pole gleb” (Ostroumov, Makejev 1985) oraz – trwałe lub okresowe – cementowanie częściowe lub całkowite materiału glebowego przez lód. W glebach innych regionów geograficznych, szczególnie w Juracie i na mierzei Schaabe ten czynnik glebotwórczy nie działał.

Tabela 11.1. Profilowe zróżnicowanie podstawowych fizycznych właściwości w ka-
tenach gleb bielicozych badanych areałów geograficznych

Położenie i nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	Podstawowe fizyczne właściwości w poziomach glebowych				
			gęstość objętościowa <i>G_o</i> (g/cm ³)	gęstość właściwa <i>G_w</i> (g/cm ³)	porowatość <i>P_v</i> (%)	wskaznik porowatości <i>P_i</i>	
Równia pod Śnieżką (1)	Ofh	0-4	0,20	.	.	.	
	Ahe	4-8	0,53	2,02	73,8	2,82	
	Ehl	8-12	0,97	2,42	59,9	1,49	
	BvlBhfe	15-25	0,87	2,46	64,6	1,82	
	BvtBfe	25-30	1,23	2,51	51,0	1,04	
	Bvt	35-40	1,64	2,58	36,4	0,57	
	CBvt	60-65	1,57	2,60	39,6	0,66	
(2)	Ofh	5-8	0,21	.	.	.	
	Ahe	8-14	1,11	2,23	50,2	1,01	
	Ehl	14-18	1,36	2,53	46,2	0,86	
	BvlBhfe	20-26	1,08	2,46	56,1	1,28	
	BvtBfe	30-35	1,26	2,51	49,8	0,99	
	Bvt	55-60	1,46	2,60	43,8	0,78	
	CgBvt	75-80	1,54	2,60	40,8	0,69	
(3)	Ofh	0-2	0,74	.	.	.	
	Ohe	2-10	0,99	2,34	57,7	1,36	
	Ehl	20-25	1,34	2,53	47,0	0,89	
	BvlBhfe	45-50	1,37	2,46	44,3	0,82	
	BvtBfe	50-60	1,23	2,51	51,0	1,04	
	Bvt	65-70	1,29	2,58	50,0	1,00	
Puszcza Białowieska (4)	Ofh	0-2	0,25	.	.	.	
	Ahe	2-10	1,37	2,34	41,5	0,71	
	BvBfe	10-15	1,23	2,51	51,0	1,04	
	Bv1	20-30	1,29	2,58	50,0	1,00	
	Bv2	40-45	1,60	2,58	38,0	0,61	
	CBv	70-80	1,57	2,60	39,6	0,66	
	D	110-120	1,60	2,67	40,1	0,67	
	(5)	Ofh	0-2	0,23	.	.	.
		Ahe	2-7	0,92	2,24	58,9	1,43
E		7-12	1,14	2,53	54,9	1,22	
BvBfe		18-26	1,22	2,51	51,4	1,06	
Bv		22-30	1,41	2,58	45,3	0,83	
CBv		30-40	1,49	2,58	42,2	0,73	
CBv		55-60	1,52	2,60	41,5	0,71	
Dg		110-115	1,55	2,67	41,9	0,72	
(6)	Ofh	0-12	0,25	.	.	.	
	Oh	12-14	0,30	.	.	.	
	Eh	14-20	1,30	2,49	47,8	0,92	
	E	20-25	1,37	2,52	45,6	0,84	
	Bhfe	25-27	1,32	2,46	46,3	0,86	
	Bfe	27-32	1,47	2,59	43,2	0,76	
	CBfe	32-40	1,55	2,60	40,4	0,68	
	CG	50-55	1,64	2,67	38,6	0,63	
	CGor	75-80	1,64	2,67	38,6	0,63	
	Gr	90-95	1,66	2,69	38,3	0,62	

Kevo (7)	Ofh	0-8
	Ehl	8-10	1,34	2,49	46,2	0,86
	BvtBfe	10-147	1,27	2,46	48,4	0,93
	Bvt	14-25	1,39	2,58	46,1	0,86
	CBvt	25-35	1,62	2,60	37,7	0,61
(8)	Ofh	0-10
	Ehl	11-15	1,43	2,49	42,6	0,74
	BvlBhfe	15-20	1,38	2,46	43,9	0,84
	Bvt	20-25	1,47	2,59	43,2	0,82
	CBvt	35-45	1,54	2,60	40,8	0,69
	DG	45-50	1,61	2,67	39,7	0,66
(9)	Ofh	0-8
	Ahe	8-10	1,23	2,43	49,4	0,98
	E	10-12	1,39	2,52	44,8	0,81
	Bhfe	13-20	1,35	2,46	45,1	0,82
	Bfe	30-40	1,54	2,59	40,5	0,68
	CBfe	75-80	1,62	2,60	37,7	0,61
Jurata (10)	Ofh	5-10	0,24	.	.	.
	Eh	10-20	1,34	2,58	48,1	0,93
	E	30-35	1,29	2,54	49,2	0,97
	reAh	40-42	1,39	2,45	43,3	0,76
	Ah	42-50	1,47	2,43	39,5	0,65
	E	70-80	1,42	2,43	41,6	0,71
	Bhfeox	80-84	1,56	2,42	35,5	0,55
	Bhfe	85-90	1,64	2,59	36,7	0,58
	CGfe	150-160	1,66	2,62	36,6	0,58
	(11)	Ofh	0-7	0,26	.	.
Eh2		15-20	1,34	2,52	46,8	0,88
Ahe		24-25	1,38	2,44	43,4	0,77
Eh1		25-31	1,39	2,52	44,8	0,81
Bhfe		31-36	1,49	2,44	38,9	0,64
Bfe1		36-40	1,58	2,58	38,8	0,63
Bfe2		70-78	1,60	2,59	38,2	0,62
CBfe		120-130	1,67	2,70	38,1	0,62
(12)	Ofh	5-12	0,20	.	.	.
	Ahe	15-20	1,32	2,32	43,1	0,76
	Ahe	24-25	1,59	2,51	36,7	0,58
	Bfe	31-36	1,49	2,43	38,7	0,63
	CBfe	36-40	1,55	2,55	39,2	0,64
	C	120-130	1,58	2,61	39,5	0,65
Mierzeja Schaabe (13)	Ofh	0-10
	Ahe	10-19	1,29	2,32	44,4	0,80
	Bhfe	20-30	1,60	2,43	34,2	0,52
	CBfe	35-40	1,57	2,58	39,1	0,64
	C1	50-60	1,58	2,60	39,2	0,64
	C1	105-107	1,62	2,65	38,9	0,64
	C2	120-130	1,65	2,68	38,4	0,62
(14)	Ofh	5-18
	Eh	20-25	1,28	2,52	49,2	0,97
	Ahe	25-30	1,33	2,34	43,2	0,76
	E	35-40	1,32	2,54	48,0	0,92
	Bfe	50-60	1,47	2,58	43,0	0,75
	C	65-75	1,40	2,63	46,8	0,88
	D	90-100	1,55	2,69	42,4	0,74
(15)	Ofh	2-12
	E2	12-20	1,48	2,52	41,3	0,70
	E1Bhfe	35-40	1,55	2,34	33,8	0,54
	Bhfe	55-60	1,51	2,58	41,5	0,71
	Bfe	60-70	1,45	2,54	42,9	0,75
	CBfe	70-75	1,56	2,60	40,0	0,67
	Cfegg	110-115	1,61	2,64	39,0	0,64





Rycina 11.1. Różnicowanie gęstości objętościowej w profilach poziomych badanych gleb

Zmarzlina jako czynnik glebotwórczy wywołujący kriopedogenezę, miała w profilach glebowych rolę morfo- i poziomotwórczą. Rola ta polegała na okresowym pęcznieniu kriogenicznym gleb do ponad 80% objętości materiału w strefie zmarzliny bogatej w wodę, powstawaniu stanów tiksotropii lub żył i klinów lodowych, a także powstawaniu drobnych owalnych przestrzeni glebowych wypełnionych biogenicznymi gazami (Karavajeva 1969; Makejev 1981; Žestkova 1982; Kowalkowski 1980, 1983a; Kowalkowski, Borzyszkowski 1985; Gundelwein 1998).

Z porównania wielkości G_0 i P_v w skałach macierzystych i w podłożach gleb w Puszczy Białowieskiej, Juracie, mierzei Schaabe i w Kevo wynika, że wskaźniki te są podobne we wszystkich wymienionych obiektach w zakresie G_0 od 1,40 do 1,66 g/cm⁻³

oraz P_v od 37,5 do 41,5% (tab. 11.1, ryc. 11.1). Jednocześnie przy wielkościach G_w około 2,60–2,70 możemy wnioskować, że w tych poziomach o ich właściwościach decyduje wysoka zawartość ziarn kwarcu. Ziarna te jednak charakteryzuje znaczne zróżnicowanie cech teksturalnych na powierzchni, wskutek ich różnej genezy.

Wszystkie poziomy dwóch badanych grup gleb – wietrzeniowych na Równi pod Śnieżką i w Kevo, powstałych w środowiskach peryglacialnych oraz wytworzonych z sedymentów środowisk ekstraperyglacialnych na Półwyspie Helskim i na mierzei Schaabe, mają wartości wskaźników G_o i P_v różniące się od poziomów substratów C i D. Niewątpliwie jest to skutek działania zróżnicowanych geograficznie i czasowo układów czynników glebotwórczych. Bardzo charakterystycznie jest to odzwierciedlone w rosnących wartościach wskaźników P_v w kolejnych ku powierzchni poziomach CBv, BvBfe do BvBhfe, następnie malejących w poziomie E i ponownie rosnących w Ahe ich skrajnych wartości. W glebach Równi pod Śnieżką i w Kevo (1) są one wyższe niż w odpowiednich poziomach CBfe, Bfe, Bhfe, E i Ahe katen glebowych w Juracie i na mierzei Schaabe (2). Odwrotnie proporcjonalnie kształtują się różnice gęstości objętościowej G_o (tab. 11.2).

Tabela 11.2. Porównanie przedziałów wielkości gęstości objętościowej (G_o) oraz porowatości całkowitej (P_v) w poziomach gleb Równi pod Śnieżką i Kevo (1) oraz na Półwyspie Helskim i mierzei Schaabe (2)

Poziomy i obiekty	G_o (g/cm ³)	Różnica G_o (2) - (1)	P_v (%)	Różnica P_v (%) (1) - (2)
Ahe (1) (2)	0,53–1,37 1,29–1,59	+0,76 - +0,22	41,5–73,8 36,7–44,4	-4,80 - -29,4
E (1) (2)	0,97–1,37 1,29–1,48	+0,32 - +0,11	46,2–59,1 41,3–49,2	-4,9 - -9,9
BvBhfe (1) (2)	0,87–1,38 1,32–1,64	+0,45 - +0,26	43,9–64,6 33,8–41,5	-10,1 - -23,1
BvBfe (1) Bfe (2)	1,22–1,36 1,47–1,60	+0,25 - +0,24	40,5–51,0 36,7–43,4	-3,8 - -7,6
Bv (1)	1,29–1,62		36,4–50,0	
CBv (1) CBfe (2)	1,49–1,62 1,55–1,67	+0,11 - +0,05	37,7–42,2 36,6–39,0	-0,6 - -3,2

Wskazane zróżnicowania omawianych właściwości G_o i P_v między glebami genezy zmarzlinowej i niezmarzlinowej nie są jednak proporcjonalne. W profilach gleb rdzawych bielicy Równi pod Śnieżką i w Kevo dominują silnie zwietrzałe mechanicznie ziarna mineralne o powierzchniach graniastych i kształtach zbliżonych do sferycznych. Niewielkie są na nich powierzchnie naskorupień i oskorupień z mozaikami dużych powierzchni wytrawień chemicznych, malejących od powierzchniowych poziomów w głąb. Skutkiem tego są zwiększone powierzchnie właściwe tych ziarn oraz wyższe wartości P_v i niższe G_o .

W katenach gleb Juraty i mierzei Schaabe ziarna piasku mają różne stopnie zaokrąglenia i spłaszczenia, z powierzchniami pokrytymi płytkimi zagłębieniami wyłamań wodnego i sporadycznie eolicznego transportu, z relikdami płytkich wyłamań i niewielkimi powierzchniami reliktowymi wietrzenia chemicznego w Juracie oraz dużymi powierzchniami tego wietrzenia na mierzei Schaabe. Przyczyny stanu powierzchni ziarn mineralnych w wymienionych dwóch katenach są różne. Na Półwyspie Helskim w wałach brzegowych i na plażach były akumulowane ziarna o cechach nabytych w trakcie dalekiego spokojnego transportu wodnego i działania fal morskich na plaży, z powierzchniami oczyszczonymi z oskorupień i naskorupień oraz drobnego detrytusu pochodzącego ze złuszczeń, a także spłyconymi i zaokrąglonymi kawernami wyłamań. Efektem tych procesów jest zmniejszona powierzchnia właściwa ziarn mineralnych, a także większa gęstość objętościowa i zmniejszona porowatość osadów. Ziarna piasku na mierzei Schaabe natomiast zostały intensywnie, choć krótkotrwale zaokrąglone mechanicznie, oczyszczone z naskorupień i oskorupień oraz drobnego detrytusu pochodzenia złuszczeniowego. Stało się to w trakcie gwałtownego szorowania i przerzucania materiału mineralnego pochodzącego z pobliskich klifów w półkolistej barierze, zbudowanej z otczaków skandynawskich i buł krzemieni z kredy, na głębokości 12–18 m w zatoce Tromper Wiek i następnie przemytego na rozwijającą się mierzeję (Schwarzer i inni 2000; Lemke i inni 2002). Ziarna te jednak mają duże powierzchnie wytrawiania chemicznego, które mogły być odsłoniętymi relikdami starych procesów lub mogły powstać w alkalicznych wodach wspomnianej zatoki morskiej. Skutek w kształtowaniu właściwości fizycznych tych ziarn był odwrotny niż na Półwyspie Helskim – zmalały wartości G_o i wzrosły P_v zbudowanych z nich osadów.

W poziomach Ahe, E, BvBhf e i Bhfe wielkości G_o i P_v były również kształtowane przez czynnik biologiczny, mechanicznie i chemicznie przez systemy korzeniowe roślin, a także wskutek akumulacji w tych poziomach różnych form próchnicy i nierozłożonych resztek roślinnych. Na złożony mineralny materiał rozluźniająco oddziaływały systemy korzeniowe drzew i roślinności dna lasu, w glebach rdzawych bielicowych tworzące dwa intensywne piętra w poziomach Ofh i Ahe oraz BvBhf e, zaś w glebach bielicowych w poziomach Ofh i Ahe oraz Bhfe podobne w rozmieszczeniu, lecz w drugim piętrze mniej intensywne. Na włośnikach tych korzeni w poziomach Ofh i Ahe znajdują się agregaty próchniczne, w poziomie podpowierzchniowym B natomiast wmyte bezpostaciowe kwasy próchniczne osadzone płatami na powierzchniach ziarn mineralnych, istotnie zwiększające P_v i zmniejszające G_o , a także G_w , szczególnie na Równi pod Śnieżką.

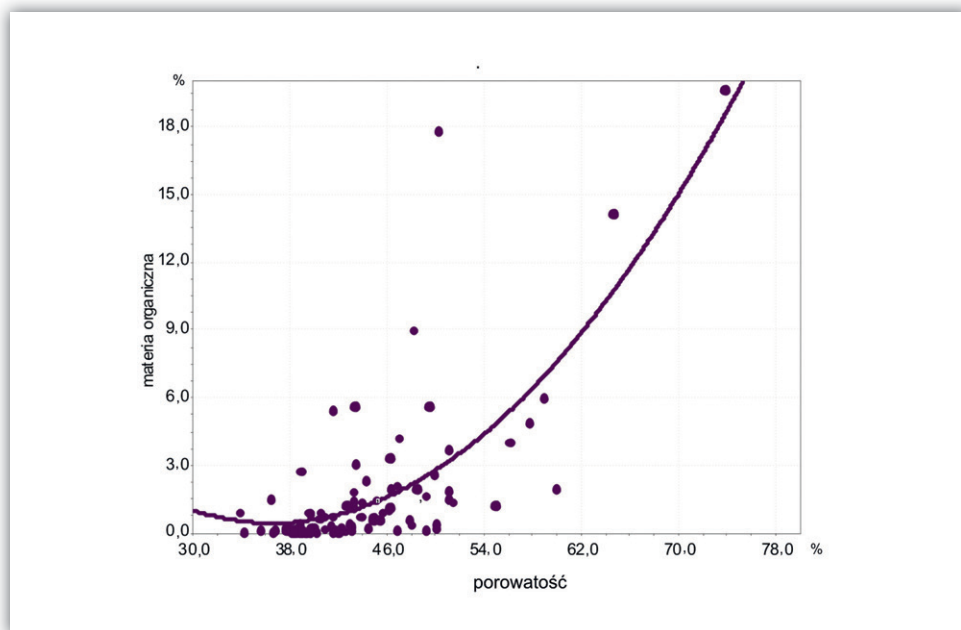
Wskaźniki porowatości (P_i), wyliczone dla poziomów glebowych ze stosunku objętości porów (w całkowitej objętości gleby) do objętości zajmowanej przez składniki gleby w fazie stałej oraz skrajne ich wartości w poszczególnych profilach glebowych, szeregujące kateny badanych gleb w różnych środowiskach geograficznych,

zestawiono w tabeli 11.3. Wskaźnik porowatości jest na ogół wyższy w poziomach mineralnych wzbogaconych w próchnicę glebową (Ahe, BvBhfe i Bhfe), niższy w E, Bv, BvBfe, Bfe i CBv uboższych w próchnicę, najniższy zaś w poziomach C i D. Jest to dobry, prosty wskaźnik profilowego i przestrzennego zróżnicowania złożenia materiału glebowego, decydującego o wodnych i powietrznych warunkach panujących w konkretnym profilu glebowym. Potwierdzeniem tego jest stosunkowo wysoki wskaźnik korelacji między porowatością poziomów genetycznych i zawartością w nich materii organicznej (ryc. 11.2).

Tabela 11.3. Wskaźniki porowatości (P_i) określone dla poszczególnych profili badanych gleb

Profile	Równia pod Śnieżką	Profile	Puszcza Białowieska	Profile	Kevo	Profile	Jurata	Profile	Mierzeja Schaabe
(1)	2,82-0,57	(4)	1,04-0,67	(7)	0,93-0,61	(10)	0,97-0,55	(13)	0,80-0,52
(2)	1,28-0,69	(5)	1,43-0,72	(8)	0,84-0,64	(11)	0,88-0,62	(14)	0,97-0,74
(3)	1,36-0,80	(6)	0,92-0,62	(9)	0,98-0,61	(12)	0,76-0,65	(15)	0,70-0,54

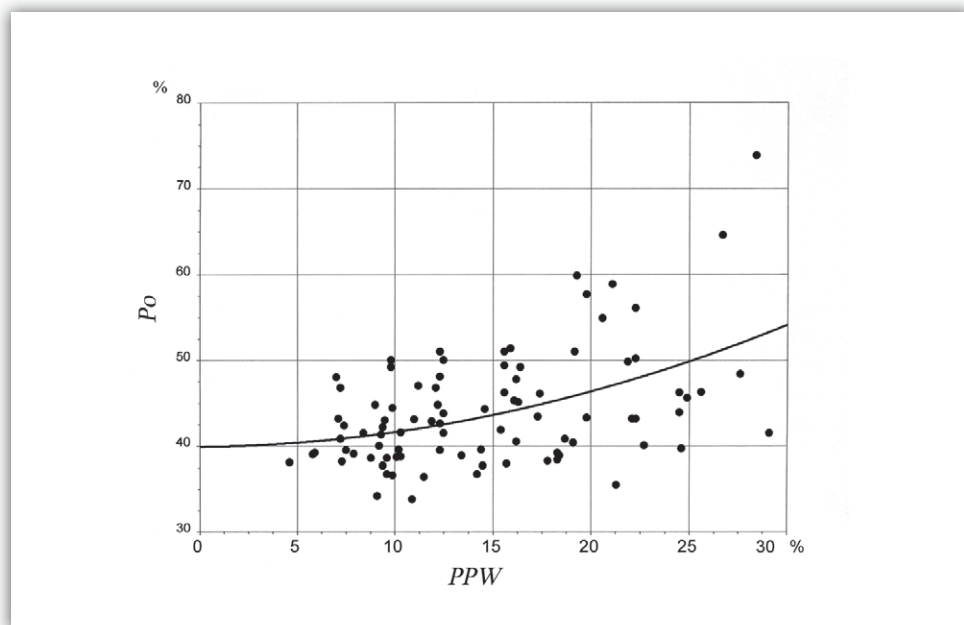
Na ogół porowatość badanych gleb wzrasta wraz ze zwiększaniem się zawartości materii organicznej w poziomach genetycznych i zmniejszaniem przeciętnej średnicy ziarn substratu glebowego. Największa i najbardziej zróżnicowana



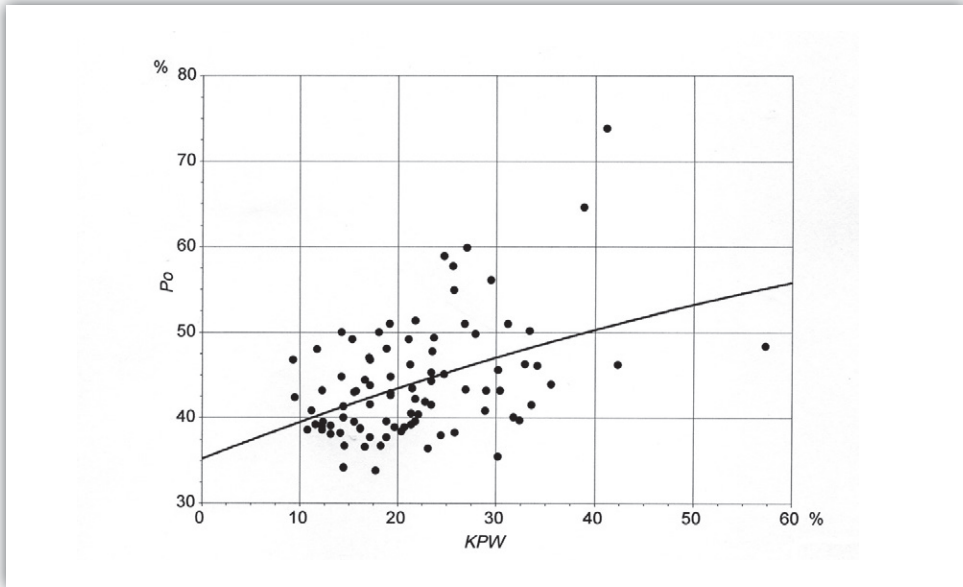
Rycina 11.2. Krzywa regresji dla porowatości poszczególnych poziomów genetycznych gleb bielicowych w odniesieniu do zawartości w nich materii organicznej ($y = 17,866 - 0,953x + 0,013x^2$, $r = 0,740$)

porowatość ogólna jest zatem charakterystyczna dla poziomów Ahe badanych gleb – od 43 do 74%. W mineralnych poziomach porowatość ogólna maleje w głąb profilu do 36–39% w poziomach C i D. Tylko w poziomie B, szczególnie w BvBhf_e i Bhf_e, porowatość wzrasta do około 44–65% zależnie od ilości zawartej w nich próchnicy. Po raz kolejny potwierdzony został fakt, że w glebach o zbliżonym składzie granulometrycznym znaczącą rolę w profilowym zróżnicowaniu właściwości glebowych odgrywa materia organiczna pedogenicznego pochodzenia. Jednak w poziomie orsztynowym Bhf_eox profilu 10 porowatość ogólna jest bardzo mała i wynosi tylko 35–37%.

Ilość i jakość materii organicznej oraz zawartość frakcji pyłu i iłu w poziomach badanych gleb mają także wpływ na wyraźnie zarysowujące się zależności między połową pojemnością wodną *PPW* i porowatością ogólną *P_o* (ryc. 11.3) oraz między *PPW* i kapilarną pojemnością wody *KPW* na rycinie 11.4. Porównując rozmieszczenie wzdłuż linii regresji skupień punktów, charakteryzujących poszczególne poziomy genetyczne, z danymi uziarnienia (tab. 8.1) i podstawowymi fizycznymi właściwościami (tab. 11.1) znajdujemy potwierdzenie wpływu uprzednio wzmiankowanych właściwości na wielkości porównywalnych *PPW* i *KPW* w geograficznie zróżnicowanych, odpowiadających sobie poziomach genetycznych badanych gleb. Zwróciliśmy na to uwagę w uprzednio przedstawionych charakterystykach głębokości objętościowej (*G_o*) i porowatości całkowitej (*P_v*) z jej wskaźnikami *P_i*.



Rycina 11.3. Krzywa regresji dla *P_o* w odniesieniu do *PPW* w poziomach genetycznych badanych gleb ($y = 39,920 + 0,021x + 0,015x^2$, $r = 0,467$)



Rycina 11.4. Krzywa regresji dla P_p w odniesieniu do KPW w poziomach genetycznych badanych gleb ($y = 35,216 + 0,447x - 0,002x^2$, $r = 0,439$)

11.2. Profile pojemności wodnych i ich geograficzne uwarunkowania

W poligenetycznych, a jednocześnie izomorficznych systemach gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych ukształtowały się w różnych warunkach geograficznych zróżnicowane profile głębokościowe pojemności wodnych, określane jako kapilarna pojemność wodna maksymalna (KPW_{max}) i połowa pojemność wodna (PPW). Są to charakterystyczne wskaźniki zawartości dwu rodzajów wody w poszczególnych poziomach i warstwach glebowych, które w określonych warunkach środowiska zazwyczaj odnawiają się. Dawniej uważano, że są to wskaźniki o wielkościach stałych, w poszczególnych typach gleb odpowiadające określonym, mało zmiennym wartościom równowagi wodnej uzależnionym od zespołu zmiennych fizycznych, chemicznych i biologicznych właściwości gleb.

Rozpatrując badane gleby jako twory i składniki geograficznej ciągle zmieniającej się czasoprzestrzeni stwierdzamy, że o ich pojemności wodnej zdecydowały oddziaływania kompleksów czynników morfopedogenicznych. W różnych układach czynniki te działały dawniej, od momentu inicjacji morfopedogenezy do czasów współczesnych. Z tego wynika jednoznaczny wniosek o możliwościach dalszej różnokierunkowej ewolucji omawianych wskaźników pojemności wodnej gleb jako

Tabela 11.4. Wskaźniki stanów pojemności wodnych i zapasów wód w profilach poziomów badanych katen glebowych: w stanie kapilarnej pojemności wodnej maksymalnej (KPW, Z_{KPW}), połowej pojemności wodnej (PPW, Z_{PPW}), wilgotności chwilowej (WCH, Z_{WCH}), jak i maksymalnej higroskopijności (MH) oraz zapasy wody niedostępnej dla roślin (Z_{WNR}) i dostępnej dla roślin w stanie połowej pojemności wodnej ($Z_{WDR-PPW}$)

Położenie Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	KPW	PPW	WCH	MH	Z_{KPW}	Z_{PPW}	Z_{WCH}	Z_{WNR}	$Z_{WDR-PPW}$
			%				mm				
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	11	12
Równia pod Śnieżką 1 (1)	Ofh	0-4	212,3	139,3	101,9	40,8	22,1	14,5	10,6	6,4	8,1
	Ahe	4-8	41,2	28,4	27,5	2,7	10,9	7,5	7,3	1,1	6,4
	Ehl	8-12	27,0	19,3	18,9	0,3	7,9	5,6	5,5	0,1	5,5
	Bv1Bhfe	15-25	38,9	26,7	25,8	3,1	40,6	27,9	26,9	4,9	23,0
	BvtBfe	25-30	31,2	15,6	11,6	1,8	84,4	42,2	31,4	7,2	35,0
	Bvt	35-40	23,1	11,5	11,4	0,7	128,8	64,1	63,4	5,9	58,3
	CBvt	60-65	18,9	10,2	9,3	0,4	59,3	32,0	29,2	1,9	30,1
2 (2)	Ofh	5-8	188,2	100,1	97,3	34,5	57,2	30,4	29,6	15,7	14,7
	Ahe	8-14	33,4	22,3	23,4	1,9	14,8	9,9	10,4	1,3	8,69
	Ehl	14-18	21,3	15,6	18,2	0,5	17,4	12,7	14,9	0,6	12,1
	Bv1Bhfe	20-26	29,5	22,3	24,2	2,9	35,0	26,5	28,7	5,2	21,3
	BvtBfe	30-35	27,9	21,9	21,3	1,4	21,1	16,6	169,1	1,6	15,0
	Bvt	55-60	17,2	12,5	13,6	0,7	67,8	49,3	53,6	4,1	45,1
	CgBvt	75-80	11,2	7,5	11,1	0,5	65,5	42,1	65,0	4,4	37,7
3 (3)	Ofh	0-2	194,6	115,8	87,4	23,4	31,1	18,5	14,0	5,6	12,9
	Ohe	2-10	25,6	19,8	19,9	1,4	58,3	45,1	45,3	4,8	40,3
	Ehl	20-25	17,1	11,2	9,8	0,3	45,8	30,0	26,3	1,2	28,8
	Bv1Bhfe	45-50	23,4	14,6	12,1	2,1	32,1	20,0	16,6	4,3	15,7
	BvtBfe	50-60	19,2	12,3	12,3	1,3	9,4	6,1	6,1	1,0	5,1
	Bvt	65-70	14,3	9,8	5,6	0,2	70,1	48,0	27,5	1,5	46,6
Puszcza Białowieska 1 (4)	Ofh	0-2	187,6	134,5	89,7	15,5	50,3	36,0	24,0	6,2	29,8
	Ahe	2-10	33,6	29,1	14,9	1,6	36,8	31,9	16,3	2,6	29,3
	BvBfe	10-15	26,8	19,2	16,0	1,4	32,9	23,6	19,7	2,6	21,0
	Bv1	20-30	18,1	12,5	5,5	0,8	23,3	16,1	7,1	1,5	14,6
	Bv2	40-45	24,4	15,7	3,3	0,5	97,8	32,7	13,4	2,7	60,0
	CBv	70-80	21,8	14,4	4,2	0,3	136,7	90,4	26,47	3,1	87,2
	D	110-120	31,8	22,7	5,1	0,2	25,4	18,2	4,1	0,3	17,9

cd. tab. 11.4

Polożenie Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	KPW	PPW	WCH	MH	Z _{KPW}	Z _{PPW}	Z _{WCH}	Z _{WNR}	Z _{WDR-PPW}
			%				mm				
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	11	12
2 (5)	Ofh	0-2	167,2	127,1	82,3	53,8	23,1	17,5	11,4	11,1	6,4
	Ahe	2-7	24,7	21,1	16,0	5,0	11,4	9,7	7,4	3,4	6,3
	E	7-12	25,7	20,6	10,3	1,0	35,2	28,2	14,1	2,0	26,2
	BvBfe	18-26	21,8	15,9	10,7	1,7	18,6	13,6	9,1	2,2	11,4
	Bv	22-30	23,4	16,1	7,8	7,4	49,5	34,1	16,5	23,4	10,69
	CBv	30-40	21,8	9,4	3,4	0,6	81,1	35,0	12,7	3,6	31,4
	CBv	55-60	23,4	8,4	3,3	0,5	89,0	31,9	12,5	2,6	29,3
	Dg	110-115	22,8	15,4	2,9	0,2	28,3	19,1	3,6	0,5	18,6
3 (6)	Ofh	0-12	202,1	144,3	106,1	63,4	13,7	9,8	7,2	6,5	3,3
	Oh	12-14	41,2	35,6	27,7	22,5	32,6	28,2	21,9	26,7	1,5
	Eh	14-20	23,5	16,2	10,3	3,2	6,1	4,2	2,7	1,3	3,0
	E	20-25	30,2	24,9	14,5	4,4	45,6	37,5	21,8	9,9	27,7
	Bhfe	25-27	32,9	25,6	15,7	7,7	8,7	6,8	4,1	3,1	3,7
	Bfe	27-32	29,0	22,1	16,3	8,3	21,4	16,2	12,0	9,2	7,1
	CBfe	32-40	22,1	19,1	11,5	0,7	137,3	118,5	71,2	3,8	74,6
	CG	50-55	10,8	8,8	5,5	0,1	17,7	14,4	9,0	0,2	14,2
	CGor	75-80	12,3	9,6	5,6	0,9	30,4	23,6	13,8	3,2	20,5
	Gr	90-95	25,8	17,8	19,3	0,6	21,4	14,7	16,0	0,7	14,0
	Kevo 1 (7)	Ofh	0-8	121,3	78,3	45,6	24,9	95,0	61,3	35,7	29,2
Ehl		8-10	42,3	24,5	23,4	2,1	22,7	13,1	12,5	1,7	11,4
BvtBfe		10-147	57,3	27,6	29,3	3,0	21,8	10,5	11,2	1,7	8,8
Bvt		14-25	34,2	17,4	12,3	0,4	71,3	36,3	25,6	1,3	35,0
CBvt		25-35	17,2	9,4	9,8	0,1	192,3	105,1	109,5	1,7	103,4
2 (8)	Ofh	0-10	91,4	63,4	34,5	19,2	26,5	18,4	10,0	8,4	10,0
	Ehl	11-15	19,3	12,3	11,2	0,9	13,8	8,8	8,0	1,0	7,8
	BvtBhfe	15-20	35,6	24,5	19,2	1,2	54,0	37,2	29,1	2,7	34,5
	Bvt	20-25	30,4	22,3	20,1	0,9	44,7	32,8	29,5	2,0	30,8
	CBvt	35-45	28,9	18,7	16,7	0,5	66,8	43,2	38,6	1,7	41,5
	DG	45-50	32,4	24,6	32,4	0,2	307,8	233,7	307,8	2,8	230,8
3 (9)	Ofh	0-8	106,4	72,3	51,2	16,5	35,1	23,9	16,9	8,2	15,7
	Ahe	8-10	23,7	15,6	15,1	3,1	8,7	5,8	5,6	1,7	4,0
	E	10-12	19,3	12,2	12,2	0,4	8,0	5,1	5,1	0,3	4,8
	Bhfe	13-20	24,7	16,3	15,8	0,9	40,0	26,4	25,6	2,2	24,2
	Bfe	30-40	21,4	16,2	15,6	0,8	131,8	99,8	96,1	7,4	92,4
	CBfe	75-80	18,9	14,5	13,2	0,2	128,6	98,7	89,8	2,0	96,6

Jurata 1 (10)	Ol	0-5	232,1	192,5	101,4	74,5	27,9	23,1	12,2	13,4	9,7
	Ofh	5-10	187,6	122,2	81,2	30,5	30,0	19,6	13,0	7,3	12,2
	Eh	10-20	18,9	12,3	8,7	3,1	25,3	16,5	11,7	6,2	10,3
	E	30-35	21,1	16,4	9,3	3,3	54,4	42,3	24,0	12,6	29,7
	reAh	40-42	26,9	19,8	12,1	4,5	7,5	5,5	3,4	1,9	3,6
	Ah	42-50	15,6	12,3	6,7	0,6	18,3	14,5	7,9	1,1	13,4
	E	70-80	17,2	10,3	6,2	0,1	73,3	43,9	26,4	0,7	43,2
	Bhfeox	80-84	30,2	21,3	11,3	1,1	23,6	16,6	8,8	1,3	15,3
	Bhfe	85-90	18,3	14,2	3,6	0,6	15,0	11,6	3,0	0,8	10,9
	CGfe	150-160	16,7	9,9	2,4	0,1	27,7	16,4	4,0	0,2	16,3
2 (11)	Ofh	0-7	162,3	109,2	87,2	22,3	55,2	37,1	29,6	11,4	25,8
	Eh2	15-20	17,2	12,1	7,8	0,5	27,7	19,5	12,5	1,2	18,2
	Ahe	24-25	21,5	17,3	10,3	2,6	5,9	4,8	2,8	1,1	3,7
	Eh1	25-31	14,3	9,0	6,2	0,4	9,9	6,3	4,3	0,5	5,8
	Bhfe	31-36	19,7	13,4	7,9	1,0	14,7	10,0	5,9	1,1	8,9
	Bfe1	36-40	16,2	10,3	5,6	0,6	87,0	55,3	30,1	5,0	50,4
	Bfe2	70-78	14,2	7,3	4,8	0,3	50,0	25,7	16,9	1,4	24,3
	CBfe	120-130	13,2	4,6	3,2	0,1	22,0	7,7	5,3	0,2	7,4
3 (12)	Ofh	5-12	156,1	112,2	78,8	35,0	175,6	126,2	88,7	59,0	67,2
	Ahe	15-20	15,8	11,0	6,4	0,4	18,7	13,0	7,6	0,7	12,4
	Ahe	24-25	14,6	9,6	4,7	0,2	20,9	13,8	6,7	0,4	13,4
	Bfe	31-36	16,2	10,1	4,4	0,1	72,6	45,0	19,8	0,6	44,3
	CBfe	36-40	11,6	5,9	2,7	0,1	36,0	18,7	8,2	0,4	17,9
	C	120-130	12,4	7,5	1,8	0,1	45,1	27,3	6,5	0,3	26,9

cd. tab. 11.4

Polożenie Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	<i>KPW</i>	<i>PPW</i>	<i>WCH</i>	<i>MH</i>	<i>Z_{KPW}</i>	<i>Z_{PPW}</i>	<i>Z_{WCH}</i>	<i>Z_{WNR}</i>	<i>Z_{WDR-PPW}</i>
			%				mm				
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	11	12
Mierzeja Schaabe (1) 13	Ofh	0-10	121,3	84,5	53,2	24,3	57,0	39,6	25,0	17,1	22,5
	Ahe	10-19	16,7	9,9	9,3	0,9	19,4	11,5	10,8	1,6	9,9
	Bhfe	20-30	14,5	9,1	8,9	0,6	39,4	24,8	24,2	2,4	22,3
	CBfe	35-40	13,2	7,9	7,8	0,5	20,7	12,4	12,2	1,2	11,2
	C1	50-60	21,4	18,3	18,2	0,9	3,4	2,9	2,9	0,2	2,7
	C1	105-107	20,7	18,4	18,5	0,9	67,1	59,6	59,9	4,4	55,2
	C2	120-130	20,4	18,3	18,9	0,8	111,1	99,6	102,9	6,5	93,1
2 (14)	Ofh	5-18	98,7	72,3	51,9	18,7	41,5	30,4	21,8	11,8	18,6
	Eh	20-25	15,4	9,8	8,7	0,9	37,5	23,8	21,2	3,3	20,6
	Ahe	25-30	12,3	7,1	6,7	0,2	1,6	0,9	0,9	0,0	0,9
	E	35-40	11,8	7,0	5,7	0,2	12,5	7,4	6,0	0,3	7,1
	Bfe	50-60	15,6	9,5	7,8	0,4	29,8	18,2	14,9	1,1	17,0
	C	65-75	9,3	7,2	9,1	0,3	13,0	10,1	12,7	0,6	9,5
	D	90-100	9,5	7,4	10,5	0,5	57,4	44,7	63,5	4,5	40,2
3 (15)	Ofh	2-12	123,4	82,3	42,9	19,2	56,8	37,9	19,7	13,2	24,6
	E2	12-20	14,5	9,3	7,3	0,7	23,6	15,1	11,9	1,7	13,4
	E1Bhfe	35-40	17,8	10,9	8,2	0,9	77,3	47,3	35,6	5,9	41,4
	Bhfe	55-60	23,4	12,5	8,8	0,7	88,3	47,2	33,2	4,0	43,2
	Bfe	60-70	19,3	11,9	6,7	0,7	28,0	17,3	9,7	1,5	15,7
	CBfe	70-75	14,5	9,2	7,5	0,6	33,9	21,5	17,6	2,1	19,4
	Cfegg	110-115	12,3	5,8	6,9	0,2	2,0	0,9	1,1	0,0	0,9

skutków działania procesów o zróżnicowanych natężeniach ilościowych i jakościowych w różnych częściach przestrzeni profili poziomów glebowych i w czasie. Są one także zróżnicowane w obrębach katen glebowych w tych samych obszarach geograficznych (tab. 11.4, 11.5).

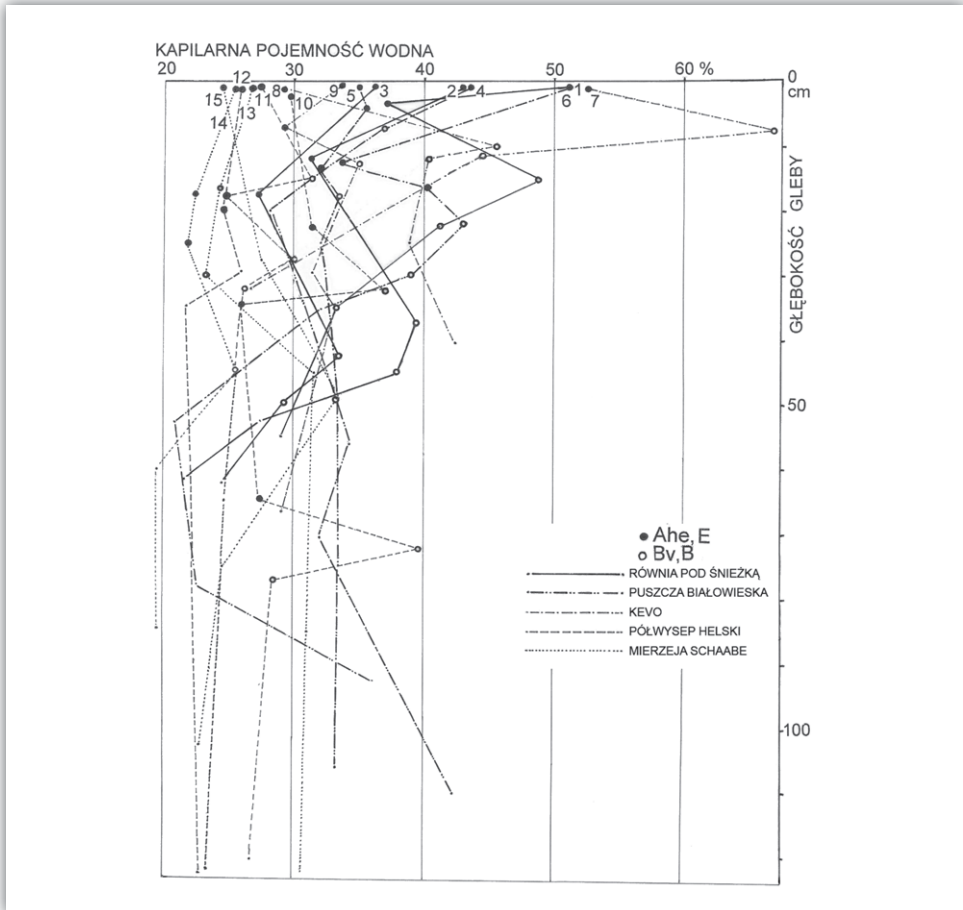
Tabela 11.5. Zróżnicowanie geograficzne wskaźników maksymalnej kapilarnej pojemności wodnej (KPW_{max}) i połowej pojemności wodnej (PPW) w badanych glebach

KPW_{max} %	Profil	Kevo	Profil	Równia pod Śnieżką	Profil	Puszcza Białowieska	Profil	Półwysp Helski	Profil	Mierzeja Schaabe
Poziomy Ofh	1 (7)	17,2–57,3	1 (1)	18,9–38,9	1 (4)	18,1–33,6	1 (10)	15,6–30,2	1 (13)	13,2–20,7
	2 (8)	19,3–35,6	2 (2)	11,2–33,4	2 (5)	21,8–25,7	2 (11)	13,2–21,5	2 (14)	9,3–15,6
	3 (9)	19,3–24,7	3 (3)	14,3–25,6	3 (6)	10,8–41,2	3 (12)	11,6–16,2	3 (15)	12,3–23,4
	(7-9)	91,4–121,3	(1-3)	188,2–212,3	(4-6)	167,2–202,1	(10-12)	156,1–232,1	(13-15)	98,7–123,4
PPW %	Profil	Kevo	Profil	Równia pod Śnieżką	Profil	Puszcza Białowieska	Profil	Półwysp Helski	Profil	Mierzeja Schaabe
	1 (7)	9,4–27,6	1 (1)	10,2–28,4	1 (4)	12,5–29,1	1 (10)	9,9–19,8	1 (13)	7,9–18,4
	2 (8)	12,3–24,6	2 (2)	7,2–22,3	2 (5)	8,4–21,1	2 (11)	4,6–17,3	2 (14)	7,0–9,8
	3 (9)	12,2–16,2	3 (3)	9,8–19,8	3 (6)	8,8–25,6	3 (12)	5,9–11,0	3 (15)	5,8–12,5

Profile głębokościowe KPW_{max} w badanych 15 glebach pięciu regionów geograficznych mają charakterystycznie zróżnicowane długości i charakterystyczne gradienty w górnych częściach profili glebowych (ryc. 11.5). Wiadomo, że pomiędzy stanami wód glebowych a stanami składników stałej fazy gleby istnieją określone zależności (np. Rode 1956; Birecki, Trzecki 1964; Reuss, Johnson 1986; Kölling i inni 1996; Kölling 1999), ma to swoje ekologiczne implikacje w warunkach rozwoju organizmów glebowych i korzeni roślin.

W profilach płytkich gleb rdzawych bielcowych Równi pod Śnieżką (tab. 11.4, ryc. 11.5, profile 1–3), profile głębokościowe KPW_{max} są silnie prawoskrętne, a więc wielkości tego wskaźnika rosną znacząco, z dużymi gradientami ku powierzchni ziemi. Od poziomu BvBhf do E profile te są lewoskrętne i następnie do poziomów Ahe i Ofh znów znacząco prawoskrętne. Z tego wynika, że w poziomach E tych gleb wskaźnik KPW_{max} jest wyraźnie niższy niż w poziomach przylegających od dołu i od góry.

W układzie kateny stokowej w uszeregowaniu mało miąższych poziomów Ofh, Ahe, BvBhf, BvBfe, E, Bv i CBv najwyższe i malejące wskaźniki KPW_{max} znajdują się w glebie nr 1 na zrównaniu. Na stoku, w kolejnych niżej zlokalizowanych glebach (profile nr 2, 3) wartości wskaźnika KPW_{max} w profilach głębokościowych są mniejsze, przy tej samej, jak w profilu 1 kolejności poziomów. Sumaryczne miąższości poziomów do spągu poziomów Bv tych gleb znacznie rosną w głąb gleby, do



Rycina 11.5. Profile głębokościowe KPW z ich gradientami w poziomach genetycznych glebowych katen w różnych regionach geograficznych

45, 65 i 72 cm; zwiększa to możliwości zatrzymywania wód glebowych w ich przestrzeniach kapilarnych. Wskaźnik PPW_{max} wykazuje proporcjonalnie zmniejszenie jego wielkości w profilach głębokościowych badanych gleb z podobnymi układami gradientów w profilu poziomów glebowych. Najwyższe w katenie glebowej wartości ma wskaźnik PPW w glebie profilu 1 na zrównaniu. Mniejsze są one kolejno w glebach profili 2 i 3 na stoku poniżej zrównania.

Znacznie bardziej są zróżnicowane wielkości KPW_{max} gleb rdzawych bielico-wych (profile 7, 8) i gleby bielicowej (profil 9) w Kevo. Profile głębokościowe 7 i 8 są znacznie krótsze niż na Równi pod Śnieżką. W profilu 9 natomiast profil głębokościowy jest dłuższy (ryc. 11.5). Na zrównaniu grzbietowym w Kevo profil głębokościowy KPW_{max} ma wyjątkowo dużą prawoskrętność do poziomu BvBhfe i następnie dużą lewoskrętność do poziomu E. Charakterystyczny jest zatem duży

wzrost wartości wskaźnika KPW_{max} w słabo wykształconych powierzchniowych poziomach glebowych E i BvBhfe. Te poziomy silnie przerośnięte korzeniami drzew i krzewinek są wzbogacone w próchnicę oraz w pyłowe i iłowe frakcje. Zlokalizowany na terasie stokowej profil gleby rdzawej bielicowej stokowo-glejowej charakteryzują znacznie większe wartości KPW_{max} , a także PPW w poziomie DG trwale nasyconym wodami kapilarnego podsiąku niż dolną część profilu poziomów gleby na zrównaniu. Omawiane właściwości wykazują niewielki gradient prawoskrętny wartości KPW_{max} i PPW w poziomie BvBhfe i bardzo silny lewoskrętny w poziomie E wskazujące na dobre wykształcenie tego poziomu w warunkach podwyższonej wilgoci całego profilu. W glebie bielicowej natomiast omawiane wskaźniki mają najmniejsze wartości, z profilowym ich układem bardzo słabo prawoskrętnym i niewielkimi gradientami w poziomach Bhfe, E i Ahe (ryc. 11.5, tab. 11.4). Wskazuje to na stosunkowo słaby wpływ pedogenezy na właściwości wodne w osadach glacyjfluwalnych.

Zróznicowane są także znacznie głębsze profile KPW_{max} w katenie glebowej w Puszczy Białowieskiej (ryc. 11.5, tab. 11.4, profile 4, 5, 6). Wyraźnie lewoskrętny do wysokości poziomu Bv1 jest profil głębokościowy KPW_{max} z gradientem prawoskrętnym w poziomach BvBfe i Ahe w glebie rdzawej słabo bielicowej na wzniesieniu wału deluwialnego (profil 4). W porównaniu z glebami Równi pod Śnieżką bogatymi we frakcje pyłu i iłu, omawiane wskaźniki wodne są stosunkowo wysokie. Najniższe wartości tych wskaźników w poziomie Bv1 związane są z niewielką zawartością frakcji iłu i pyłu. Duże maksimum wskaźników KPW_{max} i PPW z kolei w poziomie DG może być spowodowane jedynie kapilarnym podsiąkiem wody zwiększającym zdolność hydratacji ziarn mineralnych. Niżej na stoku położony profil 5 gleby rdzawej bielicowej charakteryzuje pionowy przebieg profilu głębokościowego KPW_{max} i dopiero w poziomach E i Ahe gradient prawoskrętny. Podobnie jak w profilu 1, wymienione uprzednio poziomy podpowierzchniowe z cechami procesu eluwialnego wyróżniają się wyraźnie wyższymi wskaźnikami KPW_{max} od niżej leżącego poziomu Bv. Bardzo zróżnicowany profil głębokościowy z dużymi lewo- i prawoskrętnymi gradientami ma profil 5 gleby bielicowej gruntowoglejowej, zlokalizowany najniżej w badanej katenie. Poziom E tej gleby ma w górnej części niski wskaźnik KPW_{max} , w dolnej części wysoki, przechodząc w jeszcze wyższy w poziomie Bhfe. Poziom E kateny gleb białowieskich różni się od podobnego morfologicznie poziomu E w glebach katen na Równi pod Śnieżką i w Kevo stosunkowo wysokimi wartościami omawianych wskaźników wodnych w stosunku do poziomów leżących pod nimi. Fakt ten może sugerować, co pozostaje do sprawdzenia innymi danymi, że w tym poziomie gleb kateny białowieskiej proces bielicowania ma swoiste wyróżniające warunki rozwojowe.

Znacznie zróżnicowane i niższe wskaźniki KPW_{max} w profilach głębokościowych wykazują gleby w Juracie (profile 10–12). Charakterystyczne dla tych gleb są

pionowe – z niewielkimi odchyleniami lewo- i prawoskrętnymi – linie profili głębokościowych w dolnych i środkowych częściach profilu glebowego, w których występują na różnych głębokościach duże prawo- i lewoskrętne gradienty. Przyczyną ich powstawania są cienkie warstwy lub poziomy organiczne w inicjalnych glebach bielcowych lub w glebach bielcowych właściwych i orsztynowych rozdzielające dwa poziomy E. Starszy, niżej leżący poziom E ma z reguły niższy wskaźnik KPW_{max} i PPW od młodszego przypowierzchniowego. W profilu poziomów gleby bielcowej orsztynowej z mięszym poziomem Bhfeox omawiane wskaźniki są bardzo wysokie. W zasięgu tego poziomu są jednak znacznie zróżnicowane, w związku z jego językową i komórkową budową. Poziom ten wyróżnia się dużą zdolnością retencji wody opadowej, ograniczonej jednak wielkością porowatości ogólnej i hydrofobowością wmytej próchnicy. Znaczna część tej wody jest niedostępna dla roślin.

Wiadomo, że korzenie, niezależnie od ich grubości, pobierają wodę dostępną w miejscu ich rozwoju w glebie. Wraz z współdziałającymi grzybami mikoryzowymi są one źródłem koloidów organicznych. Zdolność konidiów do pobierania wody zależy od tego, czy są to grzyby należące do grupy hydrofilowej czy też hydrofobowej (Unestam 1991), a także, czy apoplazmatyczna droga w korzeniowej korze jest zablokowana przez strzępki grzybni (Ashford i inni 1989). Często podnoszenie hydrauliczne wody glebowej przez korzenie z podglebia może doprowadzić do utrzymania aktywności korzeniowej w poziomie z niedoborami wody dostępnej, np. w suchej warstwie nadkładu organicznego (George, Marschner 1996).

W katenie na ogół słabo rozwiniętych gleb na mierzei Schaabe (profile 13–15, tab. 7.13) omawiane wskaźniki KPW_{max} i PPW mają wielkości bardzo zróżnicowane między glebami i w profilach glebowych. Są zróżnicowane od wielkości zbliżonych do średnich w profilu 13 do bardzo niskich w 14 i 15. Charakterystyczny dla tych gleb jest na ogół pionowy przebieg linii głębokościowych omawianych wskaźników w poziomach C i D, ich prawoskrętne gradienty w poziomach Bfe, Bhfe i Ahe i głębokie lewoskrętne gradienty w poziomach E. Jest to skutek pedogenicznego rozmieszczenia próchnicy w profilach gleb tej kateny.

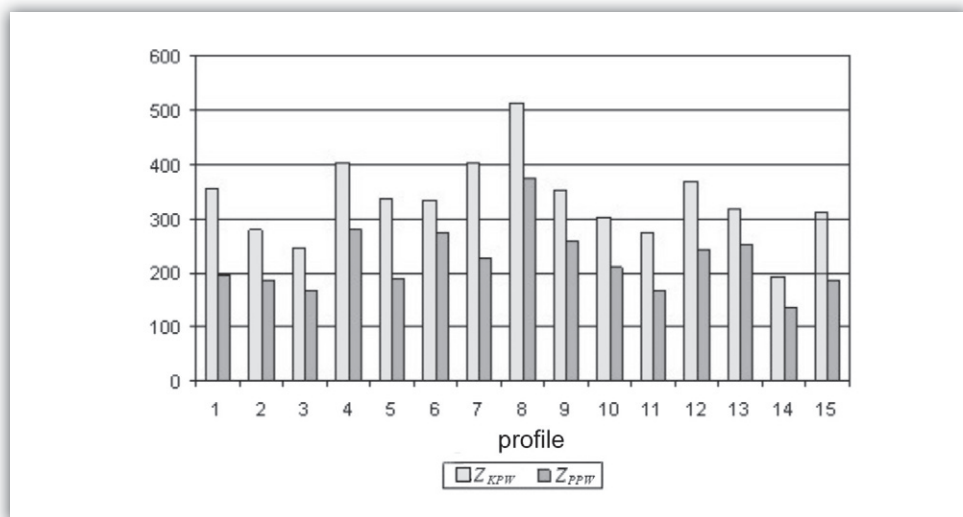
Zróżnicowanie geograficzne wskaźników KPW_{max} i PPW w glebach poszczególnych katen ilustruje zestawienie według przedziałów ich skrajnych wielkości (tab. 11.5). Z geograficznego punktu widzenia zróżnicowania wskaźników KPW_{max} i PPW w glebach poszczególnych katen największe są w Kevo, mniejsze są kolejno na Równi pod Śnieżką, w Puszczy Białowieskiej i Juracie, a najmniejsze na mierzei Schaabe. W poziomach Ofh tych gleb kolejność jest inna: największe są one na Równi pod Śnieżką, następnie kolejno mniejsze w Puszczy Białowieskiej, Juracie, na mierzei Schaabe i najniższe w Kevo. Wskaźnik KPW jest najwyższy w Kevo, dalej coraz mniejszy w Puszczy Białowieskiej, na Równi pod Śnieżką, w Juracie i na mierzei Schaabe.

11.3. Pedogenetyczne aspekty profilowego i geograficznego zróżnicowania zasobów wodnych

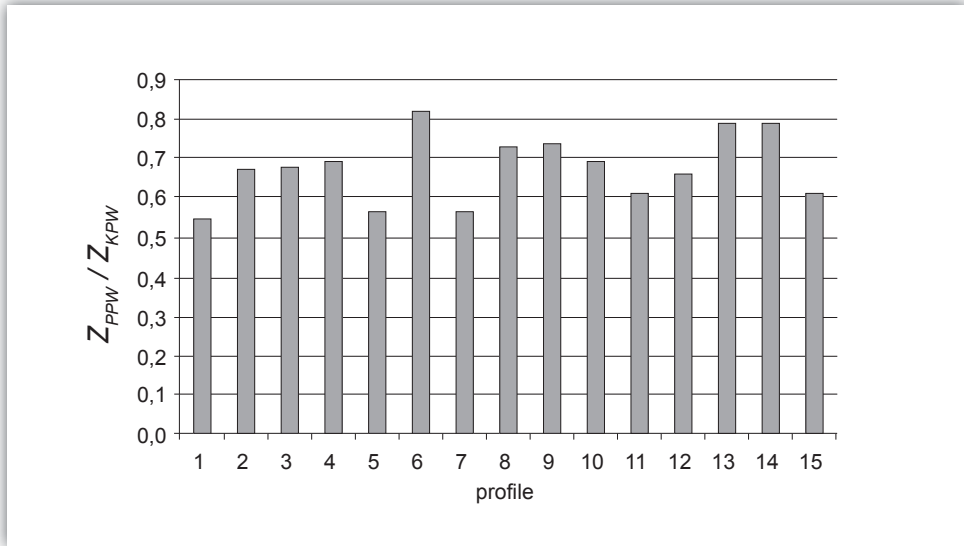
Podobne tendencje zarówno w przestrzennym, jak i profilowym zróżnicowaniu pojemności wodnych wykazują zdolności retencyjne gleb, wyrażone zapasami wody glebowej oznaczonymi w stosunku do różnych stanów wilgotnościowych. Zapasy wody w stanie kapilarnej (Z_{KPW}) i połowej (Z_{PPW}) pojemności wodnej, określone dla 100-centymetrowej miąższości gleby, wykazują wzrost adekwatny do wieku materiału macierzystego, stanu rozwoju profilu glebowego, zawartości w nim materii organicznej oraz stopnia jego pedogenicznego przekształcenia (ryc. 11.6).

Najmniejsze zapasy wody występują zazwyczaj w płytkich glebach wykształconych w materiale litologicznym o znacznym udziale frakcji szkieletowych w obszarach zimnych. Poziomy glebowe, w których przebiegały najsilniejsze procesy litopedogenicznej dezintegracji, a udział frakcji pyłowych i iłowych jest znaczący w składzie granulometrycznym (tab. 8.1, profile 1–3, 7–9), cechują się jednak zdolnością do akumulacji największych zapasów wody. Gleby wytworzone z głębokich piasków różnej genezy (profile 10–12 i 13–15) mają najmniejsze zdolności retencyjne, a zarazem są najbardziej przepuszczalne.

W rzeczywistości jednak rozpatrywane kateny gleb w ich geograficznych lokalizacjach mają zróżnicowane głębokości profili. Na Równi pod Śnieżką są to od 6,8 do poniżej 10 dm, w Puszczy Białowieskiej od 9,5 do 3,5 dm, w Kevo od 5,0 do



Rycina 11.6. Sumy zapasów wody w stanie kapilarnej pojemności wodnej (Z_{KPW}) i połowej pojemności wodnej (Z_{PPW}) określone dla 100 cm porównawczej miąższości poszczególnych badanych profili w katenach glebowych



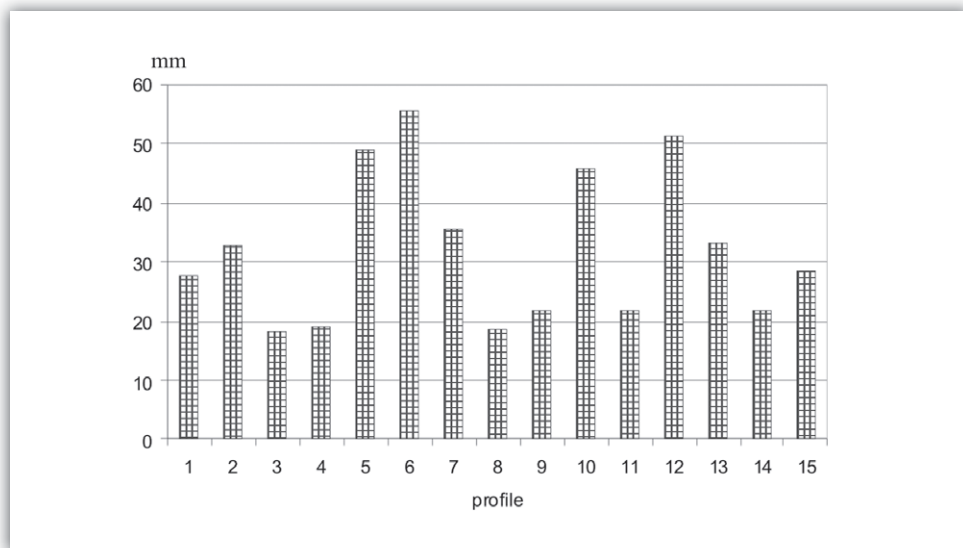
Rycina 11.7. Zapasy wody w stanie połowej pojemności wodnej (Z_{PPW}) do zapasów wody w stanie kapilarnej pojemności wodnej (Z_{KPW}) określone dla 100 cm porównywalnej miąższości poszczególnych badanych profili w katenach glebowych

poniżej 10 dm, w Juracie od 15,5 do 5,5 dm i na mierzei Schaabe od 5,5 do poniżej 10 dm.

Różnorodność zdolności retencyjnych, wynikająca z uwarunkowań pedogenicznych i geograficznych determinowanych zróżnicowanymi układami czynników klimatyczno-litologicznych, znacznie lepiej charakteryzują określone stosunki pomiędzy zapasami wody w stanie kapilarnej (Z_{KPW}) i połowej (Z_{PPW}) pojemności wodnej (ryc. 11.7), aniżeli bezpośrednio zapasy mierzone do głębokości 100 cm (ryc. 11.6).

Gleby obszarów staroglacjalnych, których substrat podlegał wielokrotnie procesom przekształceń w środowisku peryglacjalnym, czy też gleby współcześnie podlegające takim procesom, wykazują największy stosunek Z_{PPW} do Z_{KPW} , np. w Puszczy Białowieskiej profil 6, w północnej Laponii profile 8 i 9, a na mierzei Schaabe profil 13 młodej gleby ze średnio głębokim lustrem wody gruntowej. Gleby te wyróżnia większy udział drobnych kapilar, zwiększających zdolność retencji wody, co ma bezpośrednie przełożenie na możliwość odnawiania zapasów wód glebowych (Rode 1956; Musierowicz, Królowa 1962; Królowa 1966; Kowalkowski 1961, 1970b; Prusinkiewicz i inni 1981; Degórski 1990).

Z ekologicznego punktu widzenia istotne znaczenie ma wielkość zapasów wody niedostępnej dla roślin (Z_{WNR}). Co prawda stanowią one niewielką część ogólnych zapasów wody glebowej, jednak w poziomach organicznych i mineralno-próchnicznych, z uwagi na ukorzenie większości roślin w tych poziomach,

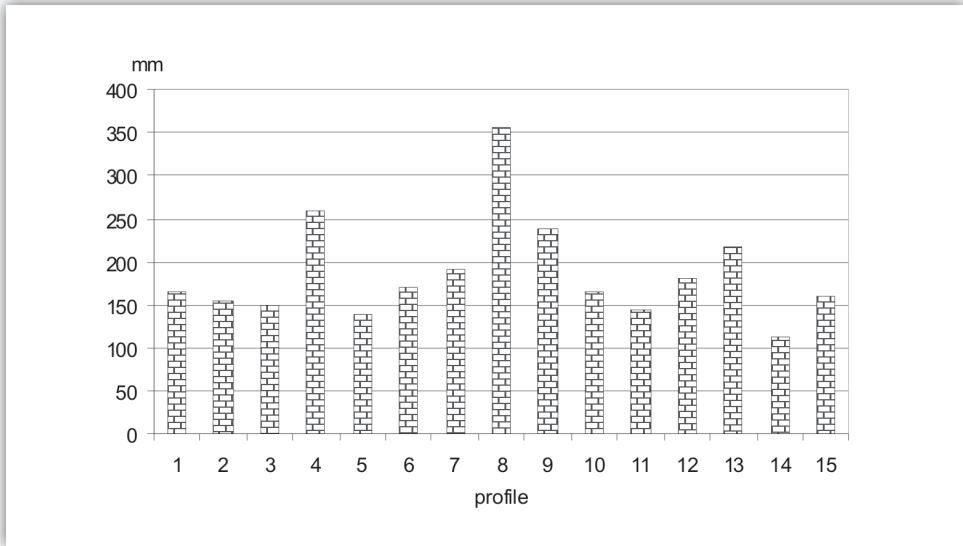


Rycina 11.8. Zapasy wody niedostępnej dla roślin (Z_{WNR}) w 100 cm porównywalnej miąższości poszczególnych badanych profili w katenach glebowych

odgrywają znaczącą rolę w zaopatrzeniu roślin w wodę i składniki odżywcze (tab. 11.4). Woda niedostępna dla roślin, czyli związana siłami molekularnymi z powierzchnią fazy stałej gleby, zależy w dużej mierze od frakcji, a tym samym od powierzchni właściwej materiału budującego dany poziom genetyczny gleby, a także od zmieniających się lub w ogóle różnych stanów nasycenia powietrza parą wodną. Na kształtowanie się wilgotności trwałego więdnięcia ma również wpływ opór dynamiczny przemieszczania wody w materiale glebowym, z którego zbudowane są poziomy genetyczne, w tym także materia organiczna (Puchalski, Prusinkiewicz 1990).

Wielkość zapasu wody niedostępnej dla roślin w 100-centymetrowej warstwie badanych gleb jest różna i kształtuje się od 18 do 55 mm. Największe wartości występują w profilach o dużym zróżnicowaniu litologicznym, a zarazem dużym udziale frakcji drobnych w uziarnieniu oraz dużym udziale materii organicznej, na przykład w glebach Puszczy Białowieskiej (profile 5, 6) i Półwyspu Helskiego (profile 10, 12), gdzie występują kopalne cienkie poziomy organiczne (ryc. 11.8).

Istotny dla prawidłowego funkcjonowania ekosystemów leśnych jest zapas wody glebowej dostępny dla roślin, jaki może być utrzymywany przez glebę w stanie połowej pojemności wodnej. Część tej wody w stanie połowego nasycenia gleby stanowi tak zwany zapas martwy. Składa się na niego woda niedostępna dynamicznie, czyli zatrzymywana siłami oporu podczas przemieszczania, woda niedostępna statycznie wiązana w glebie siłami większymi niż siła ssąca korzeni oraz woda



Rycina 11.9. Zapasy wody glebowej dostępnej dla roślin w zakresach stanów polowej pojemności wodnej (Z_{PPW}) gleb w porównywalnej 100-centymetrowej warstwie katen glebowych w różnych środowiskach geograficznych

okludowana, zamknięta w kanałkach niedostępnych dla korzeni. Wśród badanych gleb, biorąc pod uwagę ich 100-centymetrową porównawczą warstwę z poziomami organicznymi i mineralnymi, największe zapasy z uwagi na miąższość i pojemność wodną danego poziomu organicznego oraz kapilarny podsiąg z lustra wód gruntowych mają profile Puszczy Białowieskiej (4), północnej Laponii (7–9) i mierzei Schaabe (profil 13, ryc. 11.9). Wskaźniki wodne badanych gleb są jednak zmienne w czasie, zależne od sezonowej dynamiki klimatu oraz lokalnej dynamiki sezonowej warunków pogodowych w danym krajobrazie.

12. Fyzykochemiczne wskaźniki geograficznej różnorodności gleb bielcowych

12.1. Profile głębokościowe węgla organicznego (C_{to} , C_p) i azotu ogółem (N) oraz ich proporcje jako wskaźniki aktywności biologicznej

12.1.1. Materia organiczna w procesach glebotwórczych uwarunkowanych klimatem polarnym, subpolarnym i umiarkowanym

Zawartość węgla organicznego i azotu w glebach, jest jak wiadomo, przede wszystkim związana z aktywnością elementu biotycznego ekosystemów, czyli z fauną i florą występującą zarówno w systemie glebowym, jak i biocenozie określonego biotopu (siedliska). Ilość i jakość tych składników w glebie jest kontrolowana przez dwa antagonistyczne procesy – wejścia (dopływu i akumulacji) oraz rozkładu materii organicznej OM (De Kimpe, Martel 1976; Post i inni 1982, 1990; Liski, Westman 1997; Liski i inni 1997; Wolters 2000; Buurman, Jongmanns 2005).

Okolo 85–90% materii organicznej w glebie ulega dekompozycji przez mikroorganizmy, okolo 10–15% energii organicznego C jest wykorzystane przez faunę glebową (Wolters 2000). Abiotyczne chemiczne utlenianie, w przeciwieństwie do rozkładu, obejmuje tylko mniej niż 5% OM rozkładanej w glebach (Lavelle i inni 1993). W ekosystemach leśnych i łąkowych strefy klimatu umiarkowanego podpowierzchniowa produkcja biomasy roślinnej jest często wyższa od nadpowierzchniowej (Newmann i inni 2006). Duża masa korzeni w ekosystemach leśnych, w tym okolo 80% na głębokości do 40 cm, powoduje nagromadzenie OM w glebach najczęściej do głębokości okolo 1 m. Typowe jest, że 50–60% glebowego C znajduje się w górnych 40 cm glebowego profilu, a pozostałe 40% jest rozmieszczone na głębokości od 40 do 100 cm (Ekschmitt i inni 2008). Liczne badania dowodzą,

że gleby tundrowe i lasotundrowe funkcjonują jako akumulatory C organicznego. Przyczyną tego jest słaby rozkład resztek roślinnych w zimnym klimacie (Blume i inni 1966; Makejev 1971, 1981; Gugalinskaja 1982; Tarnocai, Ballard 1994; Gundelwein 1998). W warunkach klimatu zimnego kontynentalnego w glebach dominują kwasy huminowe, pod wpływem klimatu morskiego – kwasy fulwowe.

Już w warunkach środowiska mrozowego pierwszymi roślinnymi organizmami wpływającymi na akumulację materii organicznej OM są mikroorganizmy (Stonehouse 1999), jakkolwiek ich udział w glebach kriogenicznych jest ponad dwukrotnie mniejszy niż w glebach bielcowych strefy klimatu umiarkowanego (Marszewska-Ziemięcka 1974; Gundelwein 1998). Glony i bakterie zdolne do przyswajania azotu atmosferycznego nawet w ekstremalnych warunkach termicznych Arktyki do -39°C (Panikov i inni 2006) oraz szczątki organiczne nawiewane przez wiatr i namywane przez wody powierzchniowe w siedliskach arktycznych, stanowią pożywienie dla mezofauny glebowej. Rozkład tych organizmów, po ich obumarciu, powoduje uwalnianie do gleb fosforanów, azotanów i potasu przyswajalnego dla wielokomórkowych roślin pionierskich, jakimi są mchy i szczególnie porosty, będące źródłami niskomolekularnych i łatwo rozpuszczalnych agresywnych związków węgla (Sarkanen, Ludwig 1971; Ugolini i inni 1981; Masuch 1993; Gundelwein 1998). Rośliny te mogą pobierać azot z atmosfery aż do 40% zapotrzebowania na ten pierwiastek, a wielkość absorpcji jest wprost proporcjonalna do wilgotności klimatu (Anderson, Bliss 1999). Pozwala to z kolei na rozwój grzybów, a następnie roślin naczyniowych, które przyspieszając bezpośrednio i pośrednio procesy wietrzenia fizycznego i chemicznego mineralnych składników, ułatwiają przemieszczanie różnych form materii organicznej w postaci stałej i koloidalnej w głąb profilu (van Breemen i inni 2000; Lundström i inni 2000b, Etienne 2002), wpływając tym samym na zwiększenie aktywności biologicznej gleb. Materia organiczna może również ulegać translokacji w wyniku mechanicznych procesów wymarzania i sortowania mrozowego oraz procesów soliflukcji (Makejev 1975, 1981; Kowalkowski 1979, 1983b,c; Bockheim i inni 1998; Kaiser i inni 2005; Bockheim 2007). Zróżnicowana w strefach klimatycznych, a także zależna od wzniesienia nad poziom morza i ekspozycji, aktywność biologiczna gleb decyduje w głównej mierze o ilościowych i jakościowych aerobowych i anaerobowych przemianach materii organicznej i jest jednym z najważniejszych elementów funkcjonowania pedosfery w różnych strefach klimatyczno-roślinnych (Ponomariewa 1964; Kononova 1968; Richards 1979; Puchalski, Prusinkiewicz 1990; Gundelwein 1998; van Breemen i inni 2000).

Na przedpolach lodowców na Spitsbergenie młode osady morenowe w okresie 1–2 lat po ich depozycji są pokrywane ciągłą warstwą czarnej materii organicznej. Współczesne poligonalne gleby tundrowe o wieku około 100 lat na przymorskiej równinie Kaffiøyra, według W. Plichty i M. Licińskiej (1988), zasiedla 26 taksonów

glonów niebieskozielonych. W profilach tych gleb powstał już kriobiogeniczny poziom O, grubości od 0,5 do 2,0 cm i poziom Ah o miąższości od 5 do 10 cm. Zawartość OM w tych poziomach jest stosunkowo wysoka: w poziomie O wynosi od 5,0 do 10,0% C_{org} ze stosunkiem C : N od 14,2 do 26,6 : 1, w zależności od pH, natomiast w poziomie Ah od 0,72 do 1,09% C, przy C : N wynoszącym 10 : 1.

Próchnica glebowa, jako substancja jonowymienna o dużej pojemności sorpcyjnej, ma szczególne znaczenie w ekosystemach wykształconych w biotopach gleb piaszczystych, z bardzo małym kompleksem sorpcyjnym części mineralnej (Pokojska 1992; Berggren, Mulder 1995; Degórski 2007a). W cyklach rozwoju gleb, w procesach humifikacji i mineralizacji OM decydującą rolę odgrywają zawsze drobnoustroje glebowe.

Dobrym wskaźnikiem ilustrującym skład i aktywność mikroorganizmów jest zawartość kwasów nukleinowych oraz stosunek liczebności bakterii (łącznie z promieniowcami) do liczebności grzybów (Kosinkiewicz 1985; Myśków i inni 1996; Jefremov, Degórski 1998; Jefremov 1999). Z badań A. Jefremova i M. Degórskiego (1998) wynika, że zróżnicowanie biomasy mikroorganizmów oraz zawartość kwasów nukleinowych zależy w dużym stopniu od położenia geograficznego. Natomiast zdaniem Myśkowa i innych (1996) z rozwojem mikroorganizmów glebowych wiąże się ich aktywność metaboliczna. Według M. Degórskiego (2002), zmniejszanie wilgotności i amplitudy temperatury wywołuje wzrost aktywności enzymatycznej w poziomie próchnicznym gleb bielcowych, zaś zmniejszanie w poziomie butwinowym. Autor ten wskazał, że w warunkach chłodnego klimatu Laponii (okolice Kevo) większą aktywność biologiczną wykazuje poziom próchniczny (Ah), zaś na terenach środkowej Europy o łagodniejszych zimach (mniejsze roczne amplitudy temperatury) bardziej aktywny biologicznie jest poziom butwinowy (Ofh). W klimacie zimnym poziom organiczny (O) spełnia rolę termoregulatora klimatu glebowego (Richards 1979). Dlatego najaktywniejsze życie biologiczne koncentruje się w górnej części poziomu próchnicznego i w nadkładzie organicznym. Największe straty wagowe OM powstają w okresie zimy arktycznej i subarktycznej. Spowodowane są one intensywnym kriomechanicznym rozdrabnianiem resztek organicznych w fazie zamarzania i następnie po odtajaniu wymywania ich z gleby wraz z bogatą w składniki odżywcze obumarłą mikrobiologiczną biomasą (Gundelwein 1998). Istotne znaczenie w inicjacji procesu bielcowania mają geograficznie uwarunkowane, zwiększające się stosunki ilościowe między wodami glebowymi atmosferycznego pochodzenia oraz węglem organicznym biologicznego i nieorganicznego pochodzenia jako czynnikami ruchomych nienasyconych kwasów organicznych, a wprowadzanymi do obiegu biologicznego jonami zasadowymi i azotem. Wskutek tego neutralizacja powstających ruchomych kwasów organicznych w wzrastającym stopniu następuje dzięki rozkładowi glino-żelazokrzemianowych minerałów (Kononova 1951, Ponomarieva 1964).

12.1.2. Profilowe różnicowanie zawartości węgla organicznego oraz jego zasobów

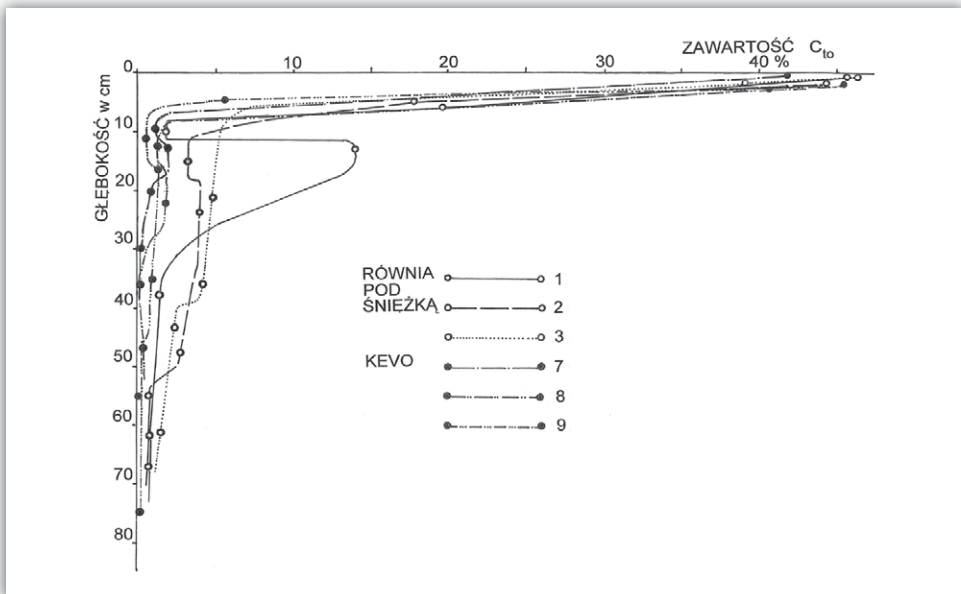
Profilowe rozmieszczenie węgla organicznego (C_{to}) w badanych glebach rdzawych bielcowych i glebach bielcowych jest wyraźnym odzwierciedleniem różnic ilościowo-jakościowych w profilach cech morfologicznych, uziarnienia oraz wodno-powietrznych właściwości, zarówno pomiędzy elementami katen, jak i między poszczególnymi regionami geograficznymi (tab. 12.1, ryc. 12.1–12.3). Różnorodność budowy profilowej w zakresie jednego typu jest tak duża w mezo- i makroskali, że do jej udowodnienia nie są konieczne metody geostatystyczne (Bednarek i inni 2002). Warunkiem koniecznym jest jednak – zgodnie z zasadą teorii ewolucyjnego poznawania (Riedl 2000) – rozpoznawanie w profilu glebowym poziomów genetycznych i ich interpretacja.

W tym miejscu należy przypomnieć koncepcję równowagi morfogenetyczno-pedogenicznej zaproponowaną przez R.W. Simonsona (1959) i sprecyzowaną przez J.L. Tricarta (1965, 1974, 1989). Według niej mozaikowatość i różnorodność przestrzenna budowy profilu glebowego uzależniona jest od stałego nakładania się procesów geomorfogenezy i pedogenezy, nazywanych pedomorfogenezą (Kowalkowski 1979, 1980). Podstawową jednostką jej równowagi jest stok (Dan, Yaalon 1964; Blume 1968; Huggett 1975; Miehlich 1976; Białousz 1978; Kowalkowski 1980; Tricart 1989) z jego dywergentnymi i konwergentnymi procesami.

Najbardziej wyróżniającą charakterystyką gleb, traktowanych jako trójwymiarowe ciała w czasie, jest zatem anizotropia w czasoprzestrzeni powierzchni Ziemi ich cech i właściwości w ciągłości glebowych osi pionowych i poziomych. Przykładem jest próchnica glebowa o niewielkiej przestrzennej różnorodności ilościowej w warstwach ornych gleb uprawnych stwierdzonej przez M. Rövera i E.A. Kaisera (1999) oraz w ornych glebach rdzawych przez R. Bednarek i innych (2002). Z kolei zawartość OM w leśnych badanych polipledonach gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych ma cechy wysokiej anizotropii (tab. 12.1, ryc. 12.1–12.3), co stwierdziła także R. Bednarek i inni (2002) w poziomach O i A leśnych gleb rdzawych.

Wysoką anizotropią charakteryzują się profile głębokościowe próchnicy w starych glebach rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką (ryc. 12.1). Linia zawartości głębokościowych C_{to} dla profilu 1 na zrównaniu jest silnie prawoskrętna, z dużymi prawoskrętnymi gradientami w poziomach BvBhfe oraz Ahe i Ofh, z ostrą dużą lewoskrętnością w poziomie E. Jest to klasyczny przykład rozmieszczenia C_{to} w rdzawych glebach z poziomem E silnie zbielicowanym, o niezakłóconej wyraźnej anizotropii ich profilu. Na przyległym północnym stoku, w profilach 2 i 3 wytworzonych z glebopokryw stokowych, linie głębokościowe zawartości C_{to} są także prawoskrętne. Mają one duże gradienty tylko w powierzchniowych poziomach Ahe i Ofh, z niewielkimi jednak lub ledwie zaznaczającymi się gradientami lewoskrętnymi w stosunkowo miększym poziomie E. Te poziomy zawierają stosunkowo duże

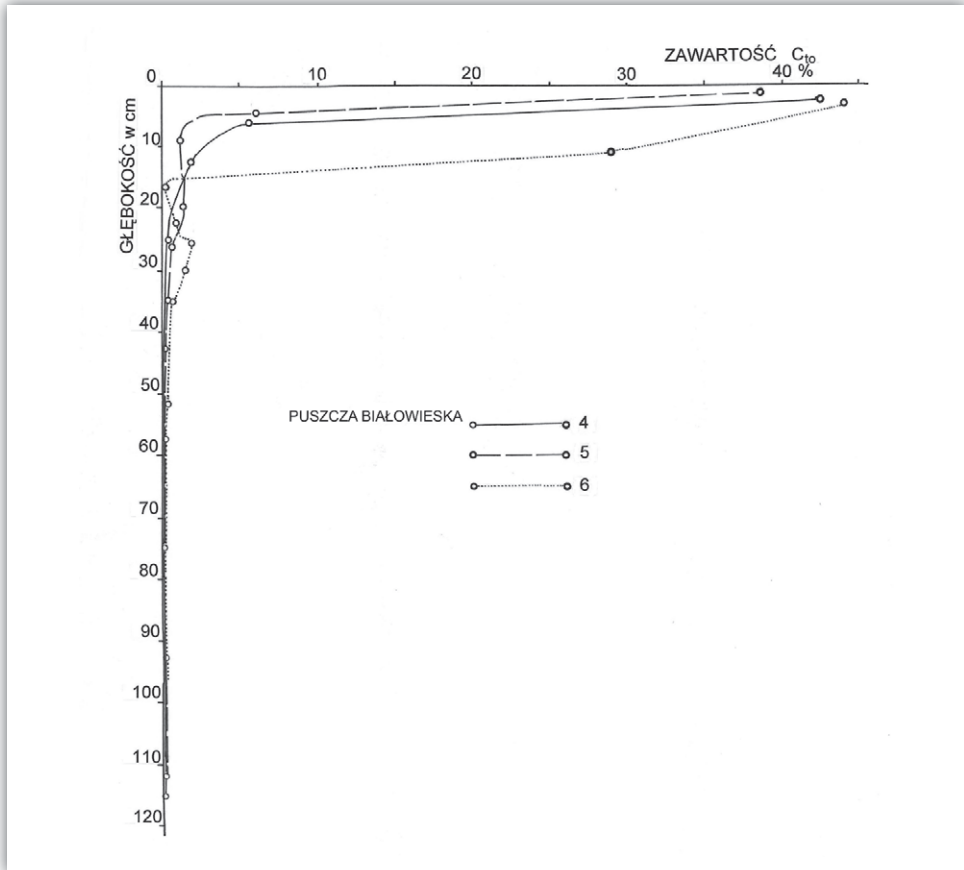
Mierzeja Schaabe 1 (13)	Ofh	10	36,32	1,554	23,4	21,79	40,00	8,72	9,91
	Ahei	9	0,23	0,009	25,6	0,32	116,10	0,37	
	Bhfei	13	0,06	0,002	36,5	0,10	208,10	0,21	
	CBfei	30	0,08	0,004	19,0	0,13	471,00	0,61	
	C1	48	0,04	0,002	17,2	0,10	710,00	0,71	
	C2	2	0,02	0,002	12,9	0,05	32,40	0,16	
2 (14)	Ofh	10	52,65	1,440	36,6	26,32	45,00	12,11	11,02
	Eh	16	1,64	0,040	41,0	2,11	188,80	3,98	
	Ahe	1	1,16	0,031	38,0	1,54	13,30	0,22	
	E	8	0,38	0,014	26,8	0,49	105,60	0,52	
	Bfe	33	0,17	0,005	33,6	0,25	485,10	1,21	
	C	9	0,15	0,006	24,1	0,24	12,60	0,03	
	D	20	0,09	0,007	12,3	0,15	310,00	0,49	
3 (15)	Ofh	9	50,77	1,890	26,9	28,85	40,50	1,72	24,40
	E2	11	0,35	0,030	11,6	0,52	169,90	0,88	
	E1Bhfe	30	0,91	0,131	6,9	1,50	495,00	7,42	
	Bhfe	4	0,73	0,047	15,6	1,10	60,40	0,66	
	Bfe	21	0,43	0,029	14,9	0,62	304,50	1,89	
	CBfe	25	0,28	0,015	18,2	0,44	415,00	1,83	
	Cfeggor	20	0,14	0,007	19,8	0,23	483,00	1,13	



Rycina 12.1. Gradienty linii głębokościowych profilu C_{10} w katenach gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką (profile 1-3) oraz w Kevo (profile 7-9)

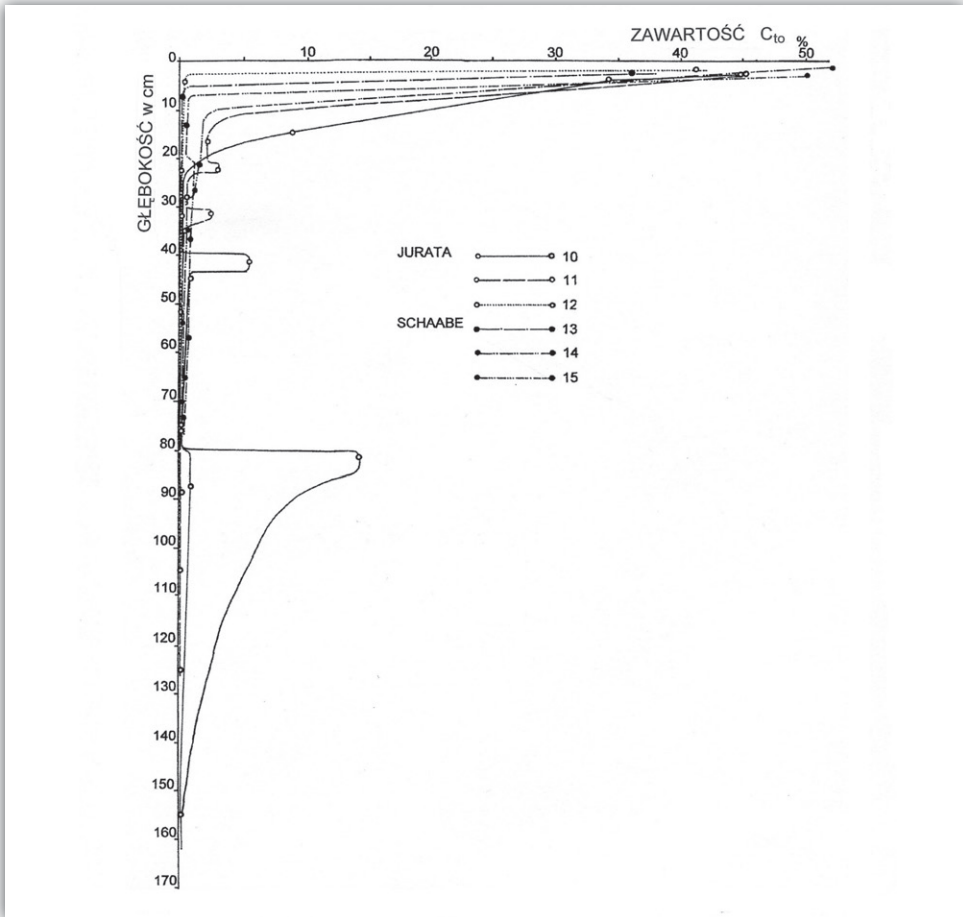
ilości C_{10} w mineralnym soliflukcyjnym materiale żółtobrunatnym pochodzącym z gleb rdzawych z wtórnie wybielonymi ziarnami piasku.

Młodsze gleby rdzawe bielcowe (profile 7, 8) i gleba bielcowa (profil 9) w Kevo charakteryzuje natomiast znacząco mniejsza zawartość C_{10} , ze słabo zaznaczonymi prawoskrętnymi gradientami linii głębokościowych w poziomach Bv,



Rycina 12.2. Gradienty linii głębokościowych profilu C_{10} w katkach gleb rdzawych bielich (profile 4, 5) i gleby bielicozej (profil 6) w Puszczy Białowieskiej

BvBfe, CBfe, Bfe i nieznacznymi lewoskrętnymi gradientami w poziomie E (ryc. 12.1). Duży jest jednak gradient prawoskrętny na przejściu do poziomu Ofh, bardzo silnie przerośniętego korzeniami. Uwagę zwracają profile 8 i 9 z podobną konfiguracją tych linii i ich gradientów do profili 2 i 3 na północnym stoku poniżej Równi pod Śnieżką. Fakt ten może wskazywać także na soliflukcyjne pochodzenie materiału mineralnego w glebie rdzawej bielicozej w Kevo (profil 8), z rozwijającą się gleby rdzawej znajdującej się wyżej na zrównaniu. W glebie bielicozej (profil 9) natomiast wodnolodowcowe aluwia z niedalekiego transportu ablacyjnego materiału mineralnego mają otoczki próchniczo-żelaziste o charakterystycznym dla zwierzelin lodowcowych zabarwieniu żółtobrunatnym, brunatnym do czerwonobrunatnego (Czeppe 1966; Herz, Andreas 1966a,b; Targuljan 1971; Ponomarieva, Blotnikova 1977, 1980; Kowalkowski, Brogowski 1983, Kowalkowski i inni 1988b; Kowalkowski, Kocóń 1991). Linia głębokościowa profilu C_{10} w tej glebie jest słabo



Rycina 12.3. Gradienty linii głębokościowych profilu C_{10} w katenach gleb bielcowych w Juracie (profile 10–12) i na mierzei Schaabe (profile 13–15)

prawoskrętna z nieznaczną lewoskrętnością w poziomie E i następnie silnie prawoskrętna na przejściu do poziomu Ofh.

Gleby rdzawe bielcowe (profile 4, 5) i gleby bielcowe (profil 6) w katenie w Puszczy Białowieskiej (ryc. 12.2) reprezentują swoistą, bardzo słabą anizotropię rozmieszczenia C_{10} w pionowych ich przestrzeniach. Linia głębokościowa zbliżona jest do pionowej, dopiero powyżej głębokości 50 cm ma niewielkie prawoskrętne gradienty w poziomach CBv i Bv oraz słabo lewoskrętne na przejściu do poziomu E. Jedynie przejście do Ofh mają duży gradient prawoskrętny, charakterystyczny dla gleb leśnych z akumulacją kwaśnej butwiny. Z tego wynika, że w okresie holocenu w glebach tych panował zbliżony do niskiego poziomu zawartości zrównoważony bilans opadu i rozkładu resztek organicznych, przy niesprzyjających akumulacji próchnicy warunkach w profilu glebowym.

Charakterystyczne, znacznie rozciągnięte linie głębokościowe pedogenicznego C_{to} , od 60 do 170 cm, w badanych katenach gleb bielcowych w Juracie (profile 10–12) i na mierzei Schaabe (profile 13–15) przedstawia rycina 12.3. Ich wyróżniającą cechą są wyraźne i bardzo zróżnicowanej wielkości, rosnące z wiekiem tych gleb gradienty prawoskrętności na różnych głębokościach osadzonych sekwencji poziomów CBfe, Bfe i Bhfe, nagle i z ostrym gradientem lewoskrętnym przechodzące w poziom E. W tych poziomach zaznacza się słaby gradient prawoskrętny wskazujący, w miarę zbliżania się do poziomu Ahe (fot. 7.10–7.12; ryc. 7.11–7.13) i/lub do Ofh, na rosnącą zawartość pedogenicznego C_{to} . W przypadkach dwóch poziomów E w Juracie (profile 10, 11) i na mierzei Schaabe (profile 14, 15; fot. 7.14, 7.15; ryc. 7.12, 7.13), wyraźnie zaznaczają się między nimi kopalne reliktywne poziomy Ahe z ostro wyrażonymi gradientami prawo- i lewoskrętnymi linii głębokościowej zawartości C_{to} , którą kończy duża prawoskrętność do poziomów Ofh o znacznie zróżnicowanej miąższości. W tych katenach gleb rozmieszczenie i wielkości gradientów linii głębokościowych C_{to} oraz kształty ich wychyleń wykazują znaczącą różnicującą zależność od czasu i środowisk klimatyczno-roślinnych inicjacji i intensywności pedogenezy między badanymi katenami i w ich zasięgach, a także od gospodarki człowieka.

Tabela 12.2. Porównanie zawartości C_{to} (% s.m.) w poziomach gleb rdzawych bielcowych oraz gleb bielcowych w różnych geograficznych obszarach

Obszary badań i profile				
Poziomy genetyczny	Gleby rdzawe bielcowe			
	Równia pod Śnieżką (1–3)	Puszcza Białowieska (4, 5)	Kevo (7, 8)	
Ofh	44,35–46,62	38,70–42,50	40,12–41,94	
Ahe	17,82–19,26	5,44–6,02	-	
E	1,95–4,93	1,23	1,17–1,26	
BvBhfe	4,20–14,13	-	1,38	
BvBfe	2,35–3,74	1,38–1,86	1,99	
Bv	0,72–2,35	0,13–0,57	1,08–1,82	
CBv	0,74–1,52	0,05–0,28	0,18–0,25	
Gleby bielcowe				
	Puszcza Białowieska (6)	Kevo (9)	Półwysp Helski (10, 11, 12)	Schaabe (13,14, 15)
Ofh	28,90–43,80	45,62	41,50–45,40	36,32–50,77
Ahe	-	5,63	0,15–0,13	0,23–1,16
E	0,63–0,91	0,61	0,14–2,12	0,35–1,64
Bhfe	1,96	1,47	0,94–14,36	0,06–0,91
Bfe	1,44	0,92	0,03–0,39	0,14–0,43
CBfe	0,65	0,08	0,01–0,03	0,08–0,28
C	0,02–0,26	-	0,01–0,03	0,02–0,14

Zestawione w tabeli 12.2 porównania zawartości C_{to} % s.m. w poszczególnych profilach poziomów badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych wskazują na większą zdolność trwałej akumulacji C_{to} w glebach, które powstały pod

wpływem klimatu zimnego humidowego na Równi pod Śnieżką, niż w klimacie zimnym z wpływami aridowości w Kevo i w Puszczy Białowieskiej. W tych katenach bowiem zaznacza się większy wpływ wieku na masę zakumulowanego C_{10} , niż w katenie na Równi pod Śnieżką. Również w subniwalnej granitoidowej części Tatr zawartość C_{10} jest wysoka we wszystkich poziomach gleb bielcowych o dużym zróżnicowaniu ilościowym i jakościowym w profilach oraz między składnikami katen (Skiba M., Skiba S. 2005). Prawidłowości te nie w pełni dotyczą poziomów Ofh, BvBhfe i Bhfe oraz CBv, CBfe i C. Widoczne również w morfologii poziomu Ofh (tab. 7.16) zróżnicowanie zawartości C_{10} spowodowane jest różnym składem florystycznym współczesnych zbiorowisk leśnych między badanymi katenami i w ich obrębie (patrz rozdziały 5.5 i 6.1). W poziomach BvBhfe i Bhfe na ten skład wpływają warunki procesów przemywania gleb wodami opadowymi zależnie od humidowości i aridowości klimatu oraz genezy i pedogenicznego mrozowego przekształcania skał macierzystych opisanych w rozdziałach 7.2 i 7.4. W CBv, CBfe i C na gospodarkę C_{10} wpływa lokalne podwyższenie wilgotności okresowej związane ze stagnowaniem wód opadowych i/lub z występowaniem kapilarnego podsiąku wód glebowo-gruntowych.

Zasoby węgla organicznego C_{tv} , wyliczone w kg na m^2 w stosunku do objętości poszczególnych poziomów badanych gleb (tab. 12.1) oraz porównanie ich sum w poziomie Ofh i mineralnych poziomach pedogenicznych (ryc. 12.4) przedstawia inny obraz rozmieszczenia ilościowego tego składnika w profilach badanych gleb niż wyliczony w stosunku od masy 100 g materiału glebowego. Przyczyny tego faktu są dwie: bardzo zróżnicowana miąższość tych samych poziomów i między poziomami – od 2 do 75 cm (tab. 12.1) oraz zróżnicowana gęstość objętościowa poszczególnych grup poziomów genetycznych – od 0,20 do 1,67 g/cm^3 (tab. 11.1). Druga przyczyna dotyczy szczególnie powierzchniowych i podpowierzchniowych poziomów Ofh, Ahe, E, BvBhfe i Bhfe. Są one w różnym stopniu przerośnięte systemami korzeniowymi, działającymi rozluźniająco i agregująco na organiczne i mineralne poziomy. Duże znaczenie mają także, spowodowane procesami bielcowania, procesy dekolmatacji poziomów Ahe, E i BvBhfe zubożonych oraz kolmatacji poziomów BvtBfe, Bvt i CBvt wzbogacanych cząstkami drobnego pyłu, łu i mikroagregatami mineralno-organicznymi, a także wmytymi rozpuszczalnymi kwasami organicznymi w obrębie katen i w poszczególnych profilach glebowych na Równi pod Śnieżką oraz w Kevo. Jako przykład podano sumy zasobów C_{tv} w poziomach Ofh i Ahe gleb poszczególnych obszarów geograficznych (tab. 12.3). Znacznie większe zróżnicowanie zasobów C_{tv} występuje w poziomie BvBhfe gleb rdzawych bielcowych i w poziomie Bhfe gleb bielcowych (tab. 12.4).

Tabela 12.3. Zasoby węgla organicznego C_{tv} (kg/m^3) łącznie w poziomach Ofh i Ahe badanych gleb

Równia pod Śnieżką		Puszcza Białowieska		Kevo		Półwysep Helski		Schaabe	
Profile: 1	18,12	Profile: 4	15,94	Profile: 7	3,76	Profile: 10	2,18	Profile: 13	9,09
2	28,54	5	6,67	8	3,36	11	4,34	14	12,98
3	61,21	6	10,34	9	5,05	12	1,97	15	11,72
Krotność	3,38	Krotność	2,39	Krotność	1,50	Krotność	2,20	Krotność	1,42

Tabela 12.4. Zasoby węgla organicznego C_{tv} (kg/m^3) łącznie w poziomach BvBhfe i Bhfe badanych gleb

Równia pod Śnieżką		Puszcza Białowieska		Kevo		Półwysep Helski		Schaabe	
Profile: 1	13,90	Profile: 4	2,82	Profile: 7	1,29	Profile: 10	17,47	Profile: 13	0,21
2	5,64	5	1,65	8	1,31	11	3,67	14	1,21
3	4,73	6	0,68	9	1,88	12	0,15	15	7,42
Krotność	2,93	Krotność	4,15	Krotność	1,46	Krotność	116,47	Krotność	35,33

Z porównania obu zestawień wynika, że między omawianymi poziomami Ofh+Ahe oraz BvBhfe gleb rdzawych bielicowych na Równi pod Śnieżką istnieją odwrotnie proporcjonalne zasoby C_{tv} jednak z podobnymi ich krotnościami wzrostu i spadku wartości. W pozostałych badanych glebach rdzawych bielicowych i glebach bielicowych z poziomem Bhfe są one prawie wprost proporcjonalne, co oznacza podobną wartość sum C_{to} w dwóch grupach poziomów glebowych w katenach. O ile w katenach gleb bielicowych w Juracie i na mierzei Schaabe zasoby C_{tv} zależą głównie od wieku gleb, o tyle na badane gleby rdzawe bielicowe i gleby bielicowe Równi pod Śnieżką, Puszczy Białowieskiej i w Kevo wpływają warunki mezoklimatyczne i wilgotność związana z położeniem danej gleby w rzeźbie terenu i wzniesieniem nad poziomem morza. Największe zasoby C_{tv} – 13,90 kg/m^3 , przeważnie w postaci agregatów mineralno-organicznych – stwierdzamy w poziomie BvBhfe gleby rdzawej bielicowej na Równi pod Śnieżką (profil 1). Poziom ten, o miąższości 13 cm, jest bardzo silnie przerośnięty drobnymi korzeniami turzyc i traw. W glebach bielicowych największe zasoby C_{tv} wynoszące 17,47 kg/m^3 zanotowano w poziomie Bhfeox o miąższości 5 cm, silnie zbitym i zorsztynizowanym, bardzo słabo przerośniętym kępami drobnych korzeni drzew.

Porównując krotności obliczone ze skrajnych zasobów C_{tv} w poszczególnych katenach stwierdzamy ich duże podobieństwo w poziomach Ofh i Ahe – od 1,42 do 3,38. Bardzo zróżnicowane są natomiast zasoby C_{tv} w poziomach BvBhfe i Bhfe, z krotnościami w katenach od 1,46 do 116,47 istotnie większymi w glebach bielicowych niż w glebach rdzawych bielicowych.

Uzyskane wyniki wskazują, że zasoby materii organicznej w badanych katenach gleb bielicowych są zależne od różnych lokalnych układów zespołów czynników abiotycznych i biotycznych, łącznie ze zróżnicowanymi miąższościami oraz

głębokościami osadzenia poziomów w profilu i wiekiem rozpatrywanych gleb. Należy tu zwrócić uwagę, że na wykazane zasoby C_{tv} mają także wpływ geograficznie zróżnicowane masy żywych organizmów mezo- i mikrofauny oraz mikroflory glebowej i części drobnych żywych korzeni zróżnicowanej flory nadglebowej i wewnątrzglebowej. Według W.D. Billingsa (1987), Billingsa i innych (1978) oraz J.G. Dennisa i innych (1978) w tundrze i tajdze Alaski 35% podziemnej biomasy to organizmy żywe, uczestniczące w glebowych procesach przemian materii organicznej i związków mineralnych.

Stosunki ilościowe zasobów biomasy nadziemnej do podziemnej można uważać za wskaźniki zasobności i dostępności elementów odżywczych w profilu glebowym zlokalizowanym w określonym siedlisku. Im lepsza jest sytuacja odżywcza, tym mniejsza jest biomasa podziemna potrzebna do wytworzenia nadziemnej biomasy. Nie dysponując danymi określającymi całkowitą biomasę nadziemną i podziemną porównywanych gleb i katen, obliczyliśmy stosunek C_{tv} nadziemnego przyjętego za 1 w poziomach Ofh do sum C_{tv} podziemnego w mineralnej części gleby, do głębokości występowania poziomów C lub D (tab. 12.5).

Tabela 12.5. Stosunek zawartości węgla organicznego (C_{tv}) w poziomie Ofh do sumy zawartości węgla organicznego w mineralnych poziomach glebowych (C_{tvi})

Profile	Równia pod Śnieżką	Profile	Puszcza Białowieska	Profile	Kevo	Profile	Półwysp Helski	Profile	Schaabe
1	1 : 8,00	4	1 : 1,65	7	1 : 1,50	10	1 : 25,76	13	1 : 0,14
2	1 : 2,22	5	1 : 1,58	8	1 : 2,66	11	1 : 3,15	14	1 : 0,57
3	1 : 0,28	6	1 : 0,60	9	1 : 3,98	12	1 : 0,88	15	1 : 1,06

Otrzymane wyniki potwierdzają odrębność specyfiki genetycznej każdej z badanych katen w ilościowym rozmieszczeniu próchnicy glebowej nadziemnej i podziemnej w przestrzeni profili badanych gleb. Między katenami istnieje zasadnicza różnica wskaźnika C_{tvi} uwarunkowana ich lokalizacją geomorfologiczną i geograficzną. W katenach Równi pod Śnieżką (profile 1–3) i w Puszczy Białowieskiej (profile 4–6) z obniżaniem stoku wskaźnik C_{tvi} maleje, a przeciwnie – rośnie w katenach w Kevo, Juracie i na mierzei Schaabe. W tych drugich przyczyną takiego stanu jest wzrastająca z obniżaniem lokalizacji wilgotność (na Równi pod Śnieżką), zaś największą wilgotność mają wietrzniowe gleby wykształcone na zrównaniu, a od górnej części stoku w dół wilgotność gleb stopniowo maleje. W katenie w Puszczy Białowieskiej natomiast z malejącą wysokością nad poziomem morza maleją wskaźniki C_{tvi} , przy rosnącej wilgotności i jednocześnie malejącym wieku gleb. Najwyższe wartości wskaźnika C_{tvi} , o największej rozpiętości w kolejnych glebach od 1 : 25,76 do 1 : 0,88 występują w katenie w Juracie, maleją kolejno w katenach na Równi pod Śnieżką od 1 : 8,00 do 1 : 0,22, w Kevo od 1 : 3,98 do 1,50, w Puszczy Białowieskiej od 1 : 1,65 do 1 : 0,60 i na mierzei Schaabe od 1 : 1,06 do

1 : 0,14. Różnice te są uwarunkowane wskazanym już wcześniej nierównoczesnym działaniem kompleksów czynników geomorfopedogenicznych, a także zróżnicowanym oddziaływaniem (bezpośrednim i pośrednim) najmłodszego czynnika – człowieka – na skład i wiek zbiorowisk leśnych, bezpośrednio wpływającego na ilościowy skład C_{tv} w poziomach Ofh. Wskaźnik C_{tvi} w katenach i między katenami jest niezgodny z zasobnością C_{tv} w poziomach Ofh+Ahe: największe zasoby ma C_{tv} na Równi pod Śnieżką, mniejsze i podobne w Puszczy Białowieskiej i na Schaabe, następnie znacząco mniejsze w Kevo i bardzo niskie w Juracie (tab. 7.14). Całkowite zasoby C_{tv} w nierównej głębokości profilach badanych gleb są także największe na Równi pod Śnieżką, kolejno są mniejsze w Juracie, na Schaabe, w Puszczy Białowieskiej i Kevo (tab. 12.3, 12.4; ryc. 12.4).

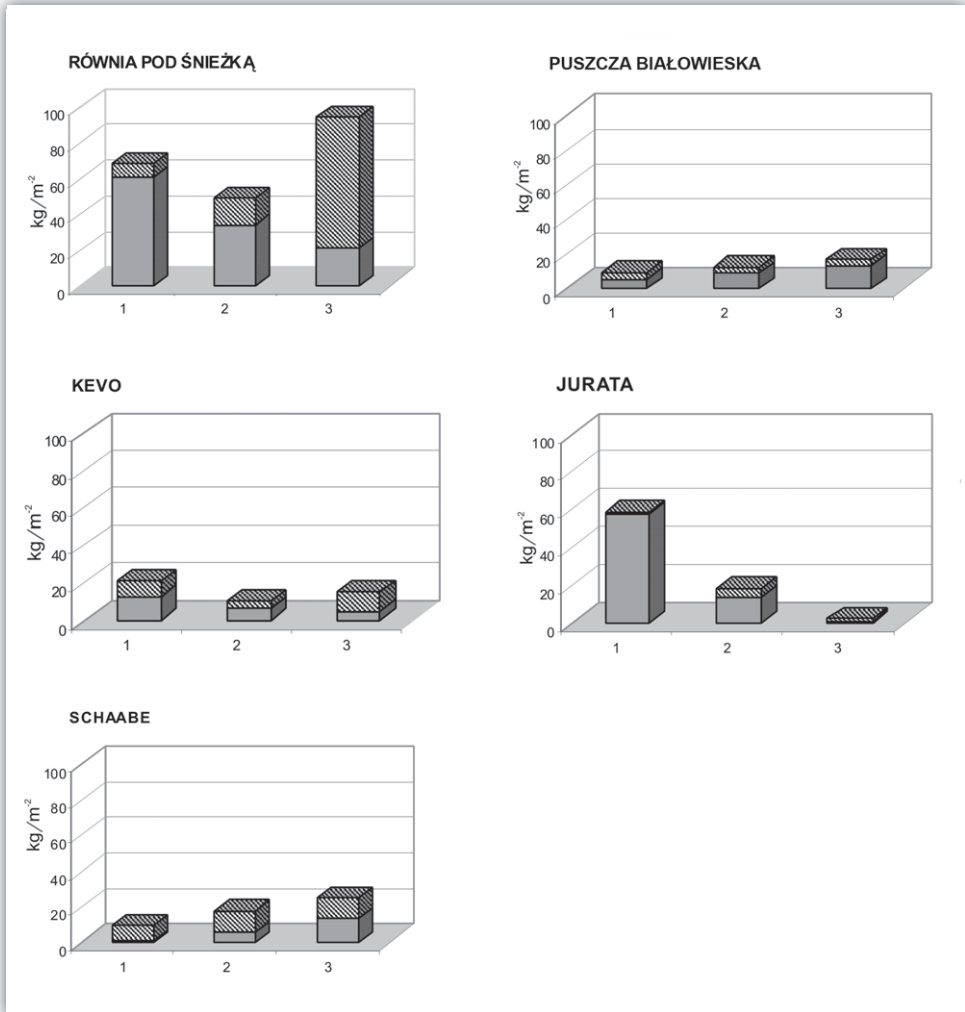
Zasoby OM w poziomach genetycznych gleb są determinowane głównie ich miąższością oraz gęstością objętościową (Liski 1995, 1997; Liski, Westman 1995, 1997; Degórski 2002, 2007a, 2008). Materia organiczna jest zazwyczaj najmłodsza i bardziej jednorodna wiekowo w poziomie organicznym w porównaniu z poziomami mineralnymi (Liski i inni 1997; Degórski 2002).

Określone komponenty glebowego C_{to} mają różne przedziały czasowe przebywania w przestrzeni glebowej i dzielą się ogólnie na formy stabilne i labilne. Według sugestii M.R. Cartera (1996) formy te można rozpatrywać jako składające się z puli aktywnej labilnej ze średnim okresem przebywania w glebach do około 1–2 lat, puli umiarkowanej – około 25 lat i puli pasywnej – około 10–100 lat.

Dobrze poznane jest ochronne stabilizujące działanie cząstek mineralnych pyłowych i iłowych na organiczny C w profilu. Z głębokością w glebie proporcjonalnie rośnie długookresowo masa części mineralnej związanej z OM i jej wiek ^{14}C . Czynnikiem kształtowania agregatów organiczno-mineralnych jest hydrofobowość glebowych cząstek mineralnych, sprzyjająca stabilizacji okludowanych cząstek OM w nanoskalowych strukturach o średnicach cząstek iłu długoterminowo stabilizujących OM.

Wiadomo, że akumulacja kompleksów tlenków i wodorotlenków Fe, Al i Al-Si z próchnicą w poziomie B jest jedną z podstawowych właściwości gleb bielcowanych. Selektywna ekstrakcja frakcji węgla organicznego, przy użyciu 0,1 M pirofosforanu sodu, tworzącego w tym poziomie rozpuszczalne kompleksy z półtoratlenkami Fe i Al (C_p) według sugestii J.A. McKeague'a i innych (1983b) może być wykorzystana do stwierdzenia obecności procesu bielcowania oraz procedury wyróżniania i identyfikacji różnych facjalnych odmian gleb bielcowych oraz ich zaszeregowania w systematyce.

Postępując według procedur zaproponowanych przez J.A. McKeague i innych, porównaliśmy zawartość C_{to} i C_p w typowych glebach rdzawych bielcowych i glebach bielcowych różnych regionów geograficznych (tab. 12.6). Podobnie jak w przypadku C_{to} , linie głębokościowe zawartości C_p w profilach badanych gleb są



Rycina 12.4. Zapas węgla organicznego określony dla pedonu o powierzchni 1 m², składającego się z poziomów organicznych (O) i mineralnych (MN)

z reguły prawoskrętne o niewielkich gradientach w ich dolnych częściach. Różnej wielkości gradienty prawoskrętności C_p występują w poziomach BvtBfe i BvlBhfe gleby rdzawej bielcowej na Równi pod Śnieżką (profil 1), w poziomie BvBfe gleby rdzawej bielcowej w Puszczy Białowieskiej (profil 4), w Bvt i BvtBfe gleby rdzawej bielcowej w Kevo (profil 7) oraz w poziomach Bfe i Bhfe gleb bielcowych w Juracie (profil 11) i na mierzei Schaabe (profil 15). Przejścia do poziomu E, zazwyczaj uboższego w C_p , mają lewoskrętność linii głębokościowej, z kolei przejścia do poziomu Ahe mają prawoskrętność o niewielkich gradientach.

Tabela 12.6. Stosunki ilościowe C_p do C_{to} w profilach poziomów reprezentatywnych gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych badanych areatów geograficznych

Powierzchnie badań i nr profilu	Poziom genetyczny	C_{to} (%)	C_p (%)	$C_p/C_{to} \cdot 100$ (%)	$C_{to}-C_p$ (%)
Równia pod Śnieżką 1	Ahe	19,60	3,44	17,55	16,16
	Ehl	1,95	0,69	35,38	1,26
	BvIBhfe	14,10	8,26	58,58	5,84
	BvtBfe	3,74	3,06	81,80	0,68
	Bvt	1,53	1,03	67,32	0,50
	CBvt	0,83	0,087	10,47	0,76
Puszcza Białowieska 4	Ahe	5,44	1,51	27,75	4,69
	BvBfe	1,86	1,31	70,43	0,55
	Bv1	0,40	0,050	12,50	0,35
	Bv2	0,13	0,026	20,00	0,104
	CBv	0,05	0,019	38,00	0,031
	D	0,03	0,018	60,00	0,012
Kevo 7	Ofh	41,90	0,47	1,12	41,43
	Ehl	1,10	0,36	32,72	0,74
	BvtBfe	1,99	0,53	26,63	1,46
	Bvt	1,08	0,094	8,70	0,986
	CBvt	0,25	0,025	10,00	0,225
Jurata 11	Eh2	2,12	0,30	14,15	1,82
	Ahe	3,10	1,19	38,38	1,91
	Eh1	0,69	0,23	33,33	0,46
	Bhfe	2,76	1,81	65,57	0,95
	Bfe	0,39	0,043	11,02	0,347
	CBfe	0,13	0,027	20,36	0,103
	CG	0,04	0,016	40,00	0,038
Schaabe 15	E2	0,35	0,12	34,28	0,29
	EBhfe	0,91	0,60	65,93	0,31
	Bhfe	0,73	0,58	79,45	0,15
	Bfe	0,43	0,040	9,30	0,39
	CBfe	0,28	0,033	11,78	0,247
	Cfegg	0,14	0,026	18,57	0,114

Procentowy udział C_p w masie C_{to} jednak rządzi się innymi prawidłowościami. Najwyższy jest w poziomie BvtBfe gleb rdzawych bielicowych na Równi pod Śnieżką – 81,80% i w Puszczy Białowieskiej – 70,43%. W niższej położonych poziomach BvtBfe i CBfe stopniowo maleje udział C_p : na Równi pod Śnieżką do 10,47%, a w Puszczy Białowieskiej do 12,5% w Bv, do 38% w CBv i do 60% w poziomie D. W Kevo najwyższa zawartość C_p w stosunku do C_{to} wynosi 32,72% w poziomie E, maleje w poziomie BvtBfe do 26,63%, w Bv i CB do 8,70 i 10,00%. Gleby bielicowe w Juracie i na Schaabe mają maksima C_p/C_{to} w poziomie Bhfe, odpowiednio 65,57 i 79,95%, w EBhfe na Schaabe – 65,93%. Młode poziomy E2 tych gleb charakteryzuje wysoka zawartość C_p , od 14,15 do 34,28% w stosunku do C_{to} . Natomiast w poziomie CBfe udział C_p w C_{to} wynosi od 9,30 do 20,36% z tendencją wzrostową wraz ze zwiększoną wilgotnością dolnej części profilu. Podobne C_p do C_{to} wykazują

również E. Karlton i inni (2000) oraz M. Degórski (2002) w profilach gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych różnych obszarów geograficznych środkowej i północnej Europy, wskazujący na zaznaczające się wpływy lokalnych warunków klimatycznych na różnice C_p w poziomach Ahe, E i B tych gleb.

Pomiędzy badanymi glebami rdzawymi bielcowymi istnieją duże różnice stunku C_p do C_{10} (tab. 12.6), które wynikają z wysokiej akumulacji C_p w wietrzonych starych glebach Równi pod Śnieżką i stosunkowo małej akumulacji w młodszych glebach w Kevo. Niższa jest akumulacja C_p w glebach Puszczy Białowieskiej, wytworzonych w materiale mineralnym abradowanym w trakcie transportu, z częściowo lub całkowicie wyrównanymi powierzchniami ziarn mineralnych o zmniejszonej zdolności adsorpcji jonowej. W glebach Równi pod Śnieżką zaznacza się zmniejszenie C_p/C_{10} %, związane z lessiważem iltu w poziomach Ahe, El i BvlBhfe i zwiększenie w niższej leżących poziomach BvtBfe i Bvt.

Interesujące są jednak bezpośrednio zawartości związków organicznych składających się na $C_{10}-C_p$, nieprzechodzących do roztworu 1M pirofosforanu sodu (tab. 12.6). Otóż w glebach rdzawych bielcowych w poziomach CBv nierozpuszczalna OM wynosi od 0,70 do 0,48%, w poziomach Bv od 0,34 do 0,50%, w BvBfe od 0,55 do 0,68%, w BvBhfe 5,84%, w poziomach E od 0,74 do 1,26%. Gleby bielcowe charakteryzuje znacznie mniejsza zawartość formy nierozpuszczalnej C_{10} w 0,1M pirofosforanu sodu. Wynosi ona w Cfe od 0,103 do 0,247%, w Bfe od 0,39 do 0,35%, w Bhfe od 0,16 do 0,95% i w poziomach E od 0,23 do 1,26%. Różnice te, potwierdzone na większej liczbie badanych porównywalnych profili, mogłyby być podstawą przyjęcia tej analizy jako standardowej dla indykacji klasyfikacji gleb.

12.1.3. Profilowe zróżnicowanie zawartości azotu i stosunki C : N

Azot występuje w 90–95% w górnej podpowierzchniowej części profili glebowych. Składa się głównie z polimerowej formy aminokwasów (30–40%), aminocukrów (5–10%) i heterocyklicznych związków. Ten składnik OM znajduje się w ścisłych związkach ilościowo-jakościowych z C_{10} . Dlatego stosunek ilościowy C : N uważa się za dobry wskaźnik natężenia procesów biologicznych przemian resztek organicznych w próchnicę glebową (Ellenberg 1956, Ellenberg i inni 1986). Proporcja C : N wraz z pH jest jedną z podstaw wyróżniania typów próchnic leśnych, a także pośrednio wskaźnikiem stanu wilgotności i siły odżywczej siedlisk leśnych (Kopp, Schwanecke 1994).

Z badań I. Diukica i innych (2010) w klimatyczno-roślinnych piętrach Alp, od leśnego górskiego do subalpejskiego i alpejskiego wynika, że ze wzrostem wysokości nad poziomem morza w kolejnych piętrach wzrasta, a następnie maleje zawartość OM w profilach poziomów glebowych, jednak nieproporcjonalnie z N_{10} .

Wskutek tego ze wzrostem wysokości zawęża się zakres stosunku C : N z 24–38 do 15–17 : 1 w piętrze alpejskim. Według A. Kowalkowskiego i L. Starkla (1984) oraz A. Kowalkowskiego (1995b) w glebach wysokich gór w Mongolii i środkowej Szwecji również maleje z wysokością (w stosunku do C_{10}) zawartość N_{og} oraz poszerza się stosunek C : N od 19,5–32,5 do 22,9–46,4 : 1, a następnie w piętrze alpejskim zawęża się od 19,50 do 25,4 : 1. Są to skutki malejącej intensywności mikrobiologicznej transformacji szczątków roślinnych w próchnicę w kolejnych wyższych górskich piętrach roślinności leśnej. W piętrze alpejskim z reguły występują zbiorowiska roślinności darniowej.

Według R. Kallio i innych (1972) oraz S. Hinneri i innych (1975) w górskich siedliskach szwedzkich i fińskich stosunek C : N wynosi ponad 30–35 : 1. W słabo rozwiniętych zmarzlinowych glebach terenów otaczających stację Arctowskiego na Wyspie Króla Jerzego, według D. Kuhna (1997), zawartość N_{og} i stosunek C : N są bardzo zróżnicowane. Zależą one od wieku i lokalizacji gleb w jednostkach rzeźby, warunkujących ich gospodarkę wodną. W warstwie ukorzenienia zasoby próchnicy wahają się znacznie od 0,6 do 31,8 kg/m³, przy bardzo zróżnicowanym stosunku C : N – od 5 do 20.

Badane przez E. Janowską (2001) gleby rdzawe bielicowe i gleby bielicowe wytworzone na obszarach zlodowacenia Odry z piasków różnej genezy mają w poziomie Ofh stosunki C : N, od 18,9 do 29,2, a w Ah – bardzo zróżnicowane od 7,5 do 34,0. Także badania M. Degórskiego (2002), oparte na założeniach geograficznych, potwierdzają opisany wcześniej klimatyczno-roślinny gradient wysokościowy zawartości C_{10} , N_{og} i stosunku C : N występujący zazwyczaj w górach, porównywalny z rozpatrywanym przez tego badacza przestrzennym zróżnicowaniem tych właściwości z rosnącą szerokością geograficzną północną. Potwierdzają się także poglądy H. Jenny'ego (1983), S. Brożka (1985); G. Masucha (1993) i A. Gundelweina (1998) o perspektywicznie krótkookresowym i lokalnym znaczeniu indykacyjnym glebowych stosunku C : N rozpatrywanego w oderwaniu od otaczającego środowiska geograficznego.

Warto jeszcze zwrócić uwagę na występowanie dwóch rodzajów gleb bielicowych: (1) z akumulacją w poziomie Bfe iluwalnej kwaśnej próchnicy i z szerokim stosunkiem C : N i (2) z poziomem Bv, ze stabilną próchnicą nieiluwalną nasyconą zasadami, wąskimi stosunkami C : N i rozkładzie zbliżającym się do normalnego. Jest to wskazówka, która może dotyczyć sprecyzowania rozdzielności rozpatrywania diagnostycznego poziomu B (*spodic* i *sideric*) w glebach bielicowych i rdzawych.

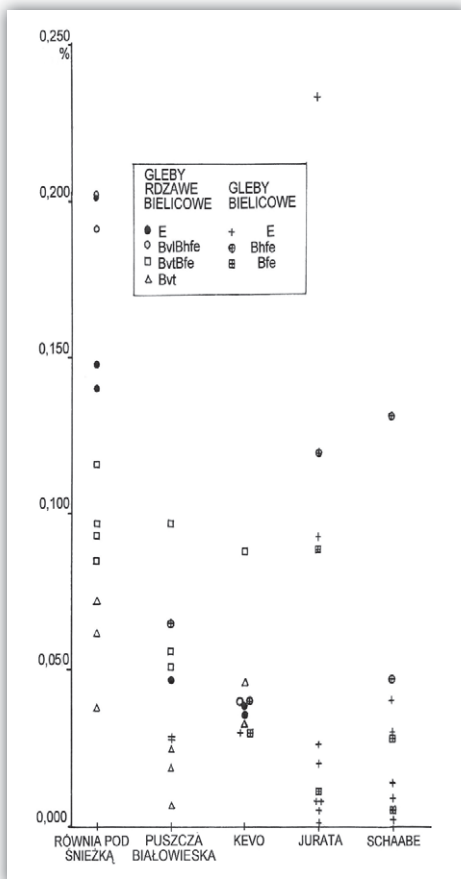
Tabela 12.7. Porównanie zawartości N_{og} % w poziomach gleb rdzawych bielcowych oraz gleb bielcowych w różnych geograficznych areałach

Obszary badań i profile				
Gleby rdzawe bielcowe				
Poziomy genetyczne	Równia pod Śnieżką (1, 2, 3)	Puszcza Białowieska (4, 5)	Kevo (7, 8)	
Ofh	1,741–1,989	1,080–1,810	0,742–0,860	
Ahe	0,627–0,755	0,180–0,201	-	
E	0,140–0,201	0,047	0,035–0,039	
BvBhfe	0,191–0,581	-	0,040–0,088	
BvBfe	0,085–0,116	0,051–0,097	-	
Bv	0,038–0,072	0,007–0,025	0,033–0,046	
CBv	0,029–0,062	0,005–0,006	0,007–0,008	
D	-	0,004	0,010	
Gleby bielcowe				
Poziomy genetyczne	Puszcza Białowieska (6)	Kevo (9)	Jurata (10, 11, 12)	Schaabe (13, 14, 15)
Ofh	1,390	1,059	1,180–1,601	1,440–1,890
Ahe	-	0,192	0,004–0,014	0,009–0,031
E	0,028–0,029	0,030	0,005–0,255	0,030–0,040
Bhfe	0,065	0,040	0,119–0,532	0,002–0,047
Bfe	0,056	0,030	0,001–0,088	0,005–0,029
CBfe	0,028	0,005	0,001–0,008	0,004–0,015
C, CG, D	0,002–0,011	-	0,001–0,002	0,002–0,007

Badane kateny gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych charakteryzuje znaczące zróżnicowanie zawartości N_{og} , zarówno w katenach jak i między poszczególnymi obszarami badawczymi (tab. 12.1 i 12.7). Najbogatsze w N_{og} są gleby rdzawe bielcowe na Równi pod Śnieżką (profile 1–3) we wszystkich poziomach – od 1,741–1,989% w poziomie Ofh, 0,140–0,201% w diagnostycznym poziomie E, 0,191–0,581% w poziomie BvBhfe, 0,085–0,116% w poziomie BvBfe, 0,038–0,043% w poziomie Bv do 0,029–0,062% w poziomie CBv. Ten układ poziomów o malejącej zawartości N_{og} jest charakterystyczny także dla gleb rdzawych bielcowych w Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5) i w Kevo (profile 7, 8), jednak z geograficznie uwarunkowanymi modyfikacjami ilościowymi. Znacząco mniejsza zawartość N_{og} jest w katenie w Puszczy Białowieskiej. W poziomie Ofh wynosi 1,080–1,810% i jest bardzo niska w poziomach Bv i CBv: od 0,025 do 0,005%. Bardzo niska jest także zawartość N_{og} w glebach rdzawych bielcowych w Kevo – w poziomie Ofh tylko 0,742–0,860%, natomiast w Bv i CBv nieco więcej niż w katenie w Puszczy Białowieskiej.

W katenach gleb bielcowych profilowe zróżnicowanie zawartości N_{og} ma układ ilościowy podobny do gleb rdzawych bielcowych, co jednoznacznie wskazuje na działanie współcześnie procesu bielcowania we wszystkich badanych glebach. W poziomie Ofh zawartość N_{og} , wynosząca 1,440–1,890% w katenie na mierzei Schaabe (profile 13–15) i 1,180–1,601% w katenie w Juracie (profile 10–12),

jest podobna do występującej w katenie gleb rdzawych bielcowych w Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5). Gleby bielcowe w Kevo (profil 9) i w Puszczy Białowieskiej (profil 6) mają niższe wartości N_{og} w poziomie Ofh niż gleby bielcowe w Juracie i na Schaabe. W tych katenach negatywnie wyróżniają się profile 12 i 13 gleb bielcowych inicjalnych, o skrajnie niskich zawartościach N_{og} rzędu 0,001–0,009% na całej głębokości. W badanych glebach bielcowych o normalnie wykształconych profilach zawartości N_{og} w poszczególnych poziomach mają wielkości podobne do występujących w glebach rdzawych bielcowych katen w Kevo (profile 7, 8) i w Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5), a także do występujących w tych katenach gleb bielcowych (profile 6, 9). Porównywalny jest tu poziom E w glebach rdzawych bielcowych i glebach bielcowych oraz BvBhfe z Bhfe, BvBfe z Bfe i Bv z Bfe.



Rycina 12.5. Charakterystyczne zawartości N_{og} w poziomach gleb różnych regionów geograficznych i zróżnicowanego wieku

Diagnostyczny poziom E (*albic*) charakteryzuje niska zawartość N_{og} . W katenach najstarszych gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką (profile 1–3) i najstarszej gleby bielcowej w Juracie (profil 10) poziom ten ma podobny, stosunkowo wysoki wskaźnik N_{og} , rosnący kolejno od 0,140, 0,148, 0,201% do 0,255%. Młodsze gleby rdzawe bielcowe w katenach w Puszczy Białowieskiej (profil 5) i w Kevo (profile 7, 8) mają w poziomie E znacznie niższą zawartość N_{og} , 0,047 i 0,039–0,035, a towarzyszące im gleby bielcowe (profile 6, 9) nieco niższą – 0,028–0,029 i 0,030%. Młodsze gleby bielcowe w katenie w Juracie (profile 10, 11) w poziomach E2 i E1 zawierają N_{og} 0,026 i 0,020% oraz 0,005 i 0,008%, a w katenie na mierzei Schaabe (profile 14, 15) 0,040 i 0,030% N_{og} .

Innymi przykładami są dolne części poziomu Bv (*sideric*) w glebach rdzawych bielcowych oraz poziom Bfe (*spodic*) gleb bielcowych. Poziom Bv kateny na Równi pod Śnieżką (profile 1–3) ma stosunkowo wysoką zawartość N_{og} (0,038, 0,062 i 0,072%). Bardzo zbliżony do nich jest udział N_{og} w poziomie Bv w Kevo (profile 7, 8) 0,033 i 0,046% oraz

zasadniczo różny od nich, niski N_{og} 0,019, 0,025% w Puszczy Białowieskiej. W poziomie Bfe gleb bielcowych w Puszczy Białowieskiej (profil 6) N_{og} wynosi 0,056% i mieści się w zakresie zawartości N_{og} w poziomie Bv gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką. Natomiast w glebie bielcowej w Kevo (profil 9) poziom Bfe z N_{og} 0,030% jest bardzo bliski poziomowi Bfe gleb rdzawych bielcowych tej kateny. Inne i znacznie zróżnicowane (od 0,010 do 0,088%) zawartości N_{og} charakteryzują poziom Bfe kateny gleb bielcowych w Juracie i na Schaabe (od 0,005 do 0,029%).

Dobry przykład zróżnicowania zawartości N_{og} w poziomach glebowych badanych katen przedstawia rycina 12.5. Jednoznacznie wynika z niej, że wśród poziomów glebowych, które mogą być diagnostyczne dla gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych, niewątpliwie diagnostyczne rozdzielczą wartość ma poziom E oraz oddzielnie poziomy BvBfe gleb rdzawych bielcowych i Bfe gleb bielcowych. Zauważamy jednak stosunkowo duży rozrzut zawartości N_{og} , np. w poziomach E, Bhfe, i Bfe gleb bielcowych w Juracie i na Schaabe. Mogą to być wskaźniki zakłócenia bilansu azotu w badanych glebach bielcowych przez różne lokalne układy czynników zewnętrznych, o których wzmiankowaliśmy w poprzednich częściach opracowania.

Tabela 12.8. Porównanie stosunków C : N w poziomach gleb rdzawych bielcowych oraz gleb bielcowych w różnych geograficznych arealach

Obszary badań i profile				
Gleby rdzawe bielcowe				
Poziomy genetyczne	Równia pod Śnieżką (1, 2, 3)	Puszcza Białowieska (4, 5)	Kevo (7, 8)	
Ofh	20,3–26,8	23,5–35,8	46,7–56,5	
Ahe	20,4–23,0	25,9–33,0	-	
E	13,9–24,5	25,0–31,8	30,2–36,2	
BvBhfe	20,7–24,3	-	34,9	
BvBfe	25,3–32,2	19,2–27,1	22,7	
Bv	18,9–21,3	19,6–22,8	32,7–39,7	
CBv	19,6–28,2	10,0–21,0	24,1–30,6	
D	-	10,0–12,5	-	
Gleby bielcowe				
Poziomy genetyczne	Puszcza Białowieska (6)	Kevo (9)	Półwysp Helski (10, 11, 12)	Schaabe (13, 14, 15)
Ofh	31,5–35,5	43,1	27,3–38,4	23,4–36,6
Ahe	-	61,3	20,0–37,5	25,6–37,4
E	22,4–31,4	20,3	17,5–38,5	11,6–41,0
Bhfe	30,1	36,8	23,2–27,0	15,6–36,1
Bfe	25,7	31,0	10,7–39,0	14,9–34,0
CBfe	23,2	15,1	10,0–20,0	18,7–20,0
C, CG, D	10,0–23,0	-	10,0	6,7–25,0

Potwierdzeniem tego są proporcje C : N w tabelach 12.1 i 12.8. W najuboższych w N_{og} glebach rdzawych bielcowych w Kevo (profile 7,8) stosunek C : N jest najszerszy na całych głębokościach profili, od 46,7–56,5 w poziomie Ofh do

Tabela 12.9. Formy próchnicy w poziomach Ofh badanych katen gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych w różnych środowiskach geograficznych w warunkach dysharmonii między zawartością N wyrażoną przez C : N, Nc i pH (według klasyfikacji D. Koppa i W. Schwanecke 1994)

Obszary badań i nr odkrywki	C : N	Nc (%)	pH _{H₂O}	Stopnie zasobności i formy próchnicy
Równia pod Śnieżką				
1	23,0	4,34	5,15	b7 moder świeży
2	20,3	4,92	4,24	b6 moder umiarkowanie świeży
3	26,8	3,74	4,34	b6 moder mor umiarkowanie świeży
Puszcza Białowieska				
4	23,5	4,26	3,98	b5 moder mor umiarkowanie świeży
5	35,8	2,79	4,01	b5-b6 mor umiarkowanie świeży
6	31,5	3,17	5,02	b6 mor świeży
Kevo				
7	56,5	1,77	3,84	b5 mor ubogi suchy
8	46,7	2,14	3,96	b5 mor ubogi świeży
9	43,1	2,32	3,99	b5-b4 mor ubogi świeży
Jurata				
10	38,4	2,60	3,91	b5 mor świeży
11	28,4	3,53	3,92	b5 moder mor świeży
12	27,3	3,66	3,95	b5 moder mor świeży
Schaabe				
13	23,4	4,29	4,12	b6 moder mor świeży
14	26,9	2,74	3,93	b5 mor świeży
15	36,6	3,72	3,82	b5 mor świeży

24,1–30,6 w poziomie CBv z niewielkim drugim maksimum w Bv. W najbogatszej w OM katenie gleb rdzawych bielicowych na Równi pod Śnieżką stosunek C : N jest stosunkowo wąski, w poziomie Ofh (20,3–26,8), a także w Ahe, BvBhf, Bv i CBv, najszersze (od 25,3 do 32,2) natomiast są w poziomach BvBfe. Pośredni, nieco węższy stosunek C : N charakteryzuje gleby rdzawe bielicowe w katenach w Puszczy Białowieskiej (profile 4, 5) w poziomach Ofh, Ahe, E i BvBfe, natomiast na ogół szerszy niż na Równi pod Śnieżką w poziomach BvBfe i CBv. W katenach kriogenicznych gleb zwietrzelinowych potwierdza się zatem znana z literatury prawidłowość: w warunkach krótkiego okresu ciepłego, w tundrze i lasotundrze, na całej głębokości profilu gleb rdzawych bielicowych akumulowana jest próchnica uboższa w N_{og} niż w strefie lasów z dłuższym okresem ciepłym.

Wśród gleb bielicowych najszersze stosunki C : N zanotowano w katenie na mierzei Schaabe (profile 13–15) w poziomie Ofh od 23,4 do 36,6, z maksimum w poziomach Ah i E, ze skrajnymi wielkościami od 11,6 do 41,0 i 18,7 do 20,0 w poziomie Bv. W katenie gleb bielicowych na Półwyspie Helskim poziom Ofh ma szerszy zakres C : N – od 27,3 do 38,4. W poziomach Ahe, E, Bhfe tych gleb stosunek C : N jest na ogół węższy niż w glebach Schaabe, z maksimum w poziomie Bfe. Gleby bielicowe w katenach w Puszczy Białowieskiej (profil 6) i w Kevo (profil 9) mają C : N podobny do odpowiednich gleb rdzawych bielicowych. Fakty

te można przyjąć za wskaźnik dominacji współczesnych warunków klimatycznych w jakościowym kształtowaniu zawartości C_{to} i N_{og} w badanych glebach rdzawych bielcowych i gleb bielcowych w ich kompleksach.

Jak wspomnieliśmy, D. Kopp i W. Schwanecke (1994) na podstawie wydzielonych sześciu przedziałów zawartości N% w poziomie Ofh, stosunków C : N, pH i wartości w % wyróżnili 5 stopni odżywczych dla form próchnicy, od b4 do b8. Formy próchnicy badanych gleb zestawione na podstawie tej klasyfikacji w tabeli 12.9, to przeważnie moder-mor i mor w zakresach stopni odżywczych od 5 do 7. Najbogatsze formy próchnicy znajdują się na Równi pod Śnieżką (profile 1–3) i częściowo w Puszczy Białowieskiej (profile 5, 6), a najuboższe w katenie w Kevo (profile 7–9) z formą próchnicy mor ubogi (Magerrohhumus).

12.2. Głębokościowe zróżnicowanie pH, buforowości i elektrolitycznej przewodności jako wskaźnik dynamiki procesów glebotwórczych

Rozwój gleb cechuje zróżnicowana dynamika obiegu energii i materii, zależna od stanu dojrzałości danego pedonu. Gleby w stanie zrównoważenia wykazują zminimalizowane straty substancji, właściwe dla takich stadiów rozwoju. Straty natomiast znacząco rosną w niestabilnych stadiach sukcesyjnych; związane z nimi uruchamianie energii i substancji w glebach może prowadzić do wzrostu strat, aż do momentu ustabilizowania nowego stanu zrównoważenia. Do wskaźników tych stanów należą linie profilowe układów (tab. 12.10) i gradientów pH (największe ukierunkowane zmiany wartości) – (tab. 12.11), określające zakresy buforowości oraz wielkości przewodnictwa elektrolitycznego EC (tab. 12.12), wskazujące na aktualny stan stężenia soli w roztworze glebowym (Ulrich i inni 1979; Kölling i inni 1996).

Buforowość gleb, szczególnie gleb niewęglanowych, ma istotne znaczenie ekologiczne. Powstające w glebach i doprowadzane z powietrza atmosferycznego kwasy są buforowane przez minerały ilaste i substancje humusowe jako wymiennicze o zmiennych ładunkach, także przez krzemiany i półtoratlenki. Buforujące substancje, ilościowo i jakościowo zróżnicowane w badanych katenach, z czasem uległy w różnym stopniu zużyciu poprzez ich rozkład lub reakcje wymienne, z translokacją w poziomach i wymywaniem uwalnianych jonów łącznie. Zmiany chemiczne fazy stałej gleb i związanych stosunków odżywczych w środowiskach glebowych spowodowane procesami buforowania w różnych zakresach pH_{H_2O} zaproponowane w publikacjach B. Ulricha i innych (1979) oraz K.J. Meiwesa i innych (1984) przedstawia tabela 12.13.

Tabela 12.10. Profilowe zróżnicowanie pH oraz EC w próbkach pobranych bezpośrednio w profilach gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych

Punkt badań i nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	pH	EC	
Równia pod Śnieżką 1 (1)	Ofh	0-4	5,45	110,7	
	Ahe	4-8	4,60	88,1	
	Ehl	8-12	4,45	94,5	
	BvIBhfe	15-25	4,69	84,7	
	BvtBfe	25-30	4,96	88,3	
	Bvt	35-40	5,08	74,3	
	CBvt	60-65	5,53	74,3	
	2 (2)	Ofh	5-8	4,24	134,0
		Ahe	8-14	4,68	41,3
		Ehl	14-18	4,32	54,3
		BvIBhfe	20-26	4,71	45,0
		BvtBfe	30-35	5,25	55,3
		Bvt	55-60	5,83	53,7
		CgBvt	75-80	5,92	41,3
3 (3)	Ofh	0-2	4,34	105,1	
	Ohe	2-10	3,94	130,5	
	Ehl	20-25	4,82	64,3	
	BvIBhfe	45-50	4,87	17,3	
	BvtBfe	50-60	5,25	20,7	
	Bvt	65-70	5,29	51,0	
Białowieża 1 (4)	Ofh	0-2	3,98	28,1	
	Ahe	2-10	4,01	14,6	
	BvBfe	10-15	4,78	38,1	
	Bv1	20-30	4,23	13,1	
	Bv2	40-45	4,89	26,1	
	CBv	70-80	5,56	29,8	
	D	110-120	5,34	16,9	
	2 (5)	Ofh	0-2	4,01	19,4
		Ahe	2-7	4,11	16,4
		E	7-12	4,21	10,3
		BvBfe	18-26	4,34	11,8
		Bv	22-30	4,44	16,1
		CBv	30-40	4,56	14,3
		CBv	55-60	4,98	12,9
Dg	110-115	5,28	23,8		
3 (6)	Ofh	0-12	5,02	18,3	
	Oh	12-14	4,87	20,8	
	Eh	14-20	4,56	9,7	
	E	20-25	4,44	9,5	
	Bhfe	25-27	4,56	13,3	
	Bfe	27-32	4,12	10,1	
	CBfe	32-40	4,18	10,9	
	CG	50-55	4,21	12,2	
	CGor	75-80	4,04	13,5	
	Gr	90-95	3,91	14,8	
Kevo 1 (7)	Ofh	0-8	3,84	175,1	
	Ehl	8-10	4,41	152,7	
	BvtBfe	10-14	4,51	146,9	
	Bvt	14-25	5,36	95,8	
	CBvt	25-35	6,16	48,4	

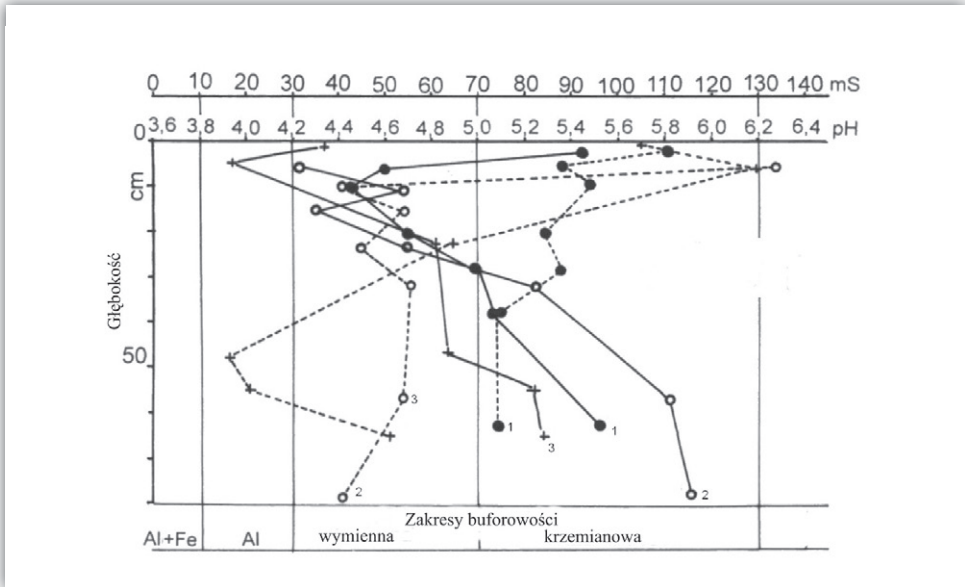
Punkt badań i nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	pH	EC	
2 (8)	Ofh	0-10	3,96	177,5	
	Eh1	11-15	4,18	167,2	
	Bv1Bhfe	15-20	4,68	136,7	
	Bvt	20-25	5,38	97,3	
	CBvt	35-45	5,57	80,9	
	DG	45-50	5,76	78,8	
3 (9)	Ofh	0-8	3,99	176,8	
	Ahe	8-10	4,31	160,3	
	E	10-12	4,46	144,7	
	Bhfe	13-20	4,99	119,1	
	Bfe	30-40	5,28	103,2	
	CBfe	75-80	5,98	64,2	
Jurata 1 (10)	Ol	0-2	3,91	23,1	
	Ofh	5-10	4,01	18,9	
	Eh	10-20	4,12	21,6	
	E	30-35	3,71	7,7	
	reAh	40-42	4,12	17,9	
	Ah	42-50	4,39	11,7	
	E	70-80	4,34	7,3	
	Bhfeox	80-84	5,89	10,4	
	Bhfe	85-90	5,76	12,1	
	CGfe	150-160	5,98	5,7	
	2 (11)	Ofh	0-7	3,92	18,7
		Eh2	15-20	4,09	8,5
Ahe		24-25	3,97	7,1	
Eh1		25-31	4,12	5,3	
Bhfe		31-36	4,56	8,3	
Bfe1		36-40	4,75	11,8	
Bfe2		70-78	4,98	10,9	
CBfe		120-130	5,84	6,9	
3 (12)	Ofh	5-12	3,95	23,3	
	Ahe	15-20	4,12	11,5	
	Ahe	24-25	4,32	9,5	
	Bfe	31-36	5,54	9,8	
	CBfe	36-40	5,81	10,7	
	C	120-130	6,12	15,6	
Mierzeja Schaabe 1 (13)	Ofh	0-10	4,12	8,5	
	Ahe	10-19	4,34	3,5	
	Bhfe	20-30	4,51	3,7	
	CBfe	35-40	4,35	5,4	
	C1	50-60	4,45	5,1	
	C1	105-107	5,71	2,3	
	C2	120-130	5,67	5,6	
	2 (14)	Ofh	5-18	3,93	10,8
Eh		20-25	3,62	15,8	
Ahe		25-30	3,72	21,1	
E		35-40	3,91	5,3	
Bfe		50-60	4,07	13,1	
C		65-75	4,31	11,1	
D		90-100	4,84	1,2	
3 (15)		Ofh	2-12	3,82	18,1
	E2	12-20	4,11	8,1	
	E1Bhfe	35-40	4,03	7,4	
	Bhfe	55-60	3,53	55,1	
	Bfe	60-70	3,95	12,2	
	CBfe	70-75	4,21	12,4	
	Cfegg	110-115	4,19	40,5	

Tabela 12.11. Profilowe zróżnicowanie zakresów pH oznaczonego bezpośrednio w terenie w poziomach katen gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych różnych regionów geograficznych

Obszary badań i profile				
Gleby rdzawe bielcowe				
Poziomy genetyczne	Równia pod Śnieżką (1, 2, 3)	Puszcza Białowieska (4, 5)	Kevo (7, 8)	
Ofh	4,24-5,45	3,98-4,01	3,84-3,96	
Ahe	3,94-4,68	4,01-4,11	-	
E	4,32-4,82	4,21	4,18-4,41	
BvBhfe	4,69-4,87	-	4,68	
BvBfe	4,96-5,25	4,34-4,78	4,51	
Bv	5,08-5,83	4,23-4,44	5,36-5,38	
CBv	5,53-5,92	4,56-5,56	5,57-6,16	
D	-	5,28-5,34	5,76	
Gleby bielcowe				
Poziomy genetyczne	Puszcza Białowieska (6)	Kevo (9)	Półwysep Helski (10, 11, 12)	Schaabe (13, 14, 15)
Ofh	4,87-5,02	3,99	3,91-4,01	3,82-4,12
Ahe	-	4,31	3,97-4,39	3,72-4,51
E	4,44-4,56	4,46	3,71-4,34	3,62-4,34
Bhfe	4,56	4,99	4,56-5,80	3,53-4,03
Bfe	4,12	5,28	4,75-5,76	3,53-4,07
CBfe	4,18	5,98	4,98-5,81	4,21-4,33
C, CG, D	3,91-4,21	-	5,84-6,12	4,19-5,71

Tabela 12.12. Profilowe zróżnicowanie zakresów przewodności elektrolitycznej EC oznaczonej bezpośrednio w terenie w poziomach katen gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych różnych regionów geograficznych

Obszary badań i profile				
Gleby rdzawe bielcowe				
Poziomy genetyczne	Równia pod Śnieżką (1, 2, 3)	Puszcza Białowieska (4, 5)	Kevo (7, 8)	
Ofh	105,1-134,0	19,4-28,1	175,1-177,5	
Ahe	41,3-130,5	14,6-16,4	-	
E	54,3-94,5	10,3	152,7-167,2	
BvBhfe	17,3-84,7	-	136,7	
BvBfe	20,7-88,3	11,8-38,1	146,9	
Bv	51,0-74,3	16,1-26,1	95,8-97,3	
CBv	41,3-74,3	14,3-29,8	48,4-80,9	
D	-	23,8-16,9	78,8	
Gleby bielcowe				
Poziomy genetyczne	Puszcza Białowieska (6)	Kevo (9)	Półwysep Helski (10, 11, 12)	Schaabe (13, 14, 15)
Ofh	18,3-20,8	176,8	18,7-23,3	8,63-18,1
Ahe	-	160,3	11,5-17,9	3,7-21,1
E	9,5-9,7	144,7	(21,6) 5,3-9,5	3,5-15,8
Bhfe	13,3	119,1	8,3-12,1	3,7-55,1
Bfe	10,1	103,2	10,9-11,8	12,2-13,1
CBfe	10,9	64,2	9,8-10,7	5,1-11,1
C, CG, D	12,2-14,8	-	5,7-15,6	1,2-40,5



Rycina 12.6. Zróżnicowanie wartości pH i EC w profilach badanych gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką (profile 1–3) na tle zakresów buforowości pH

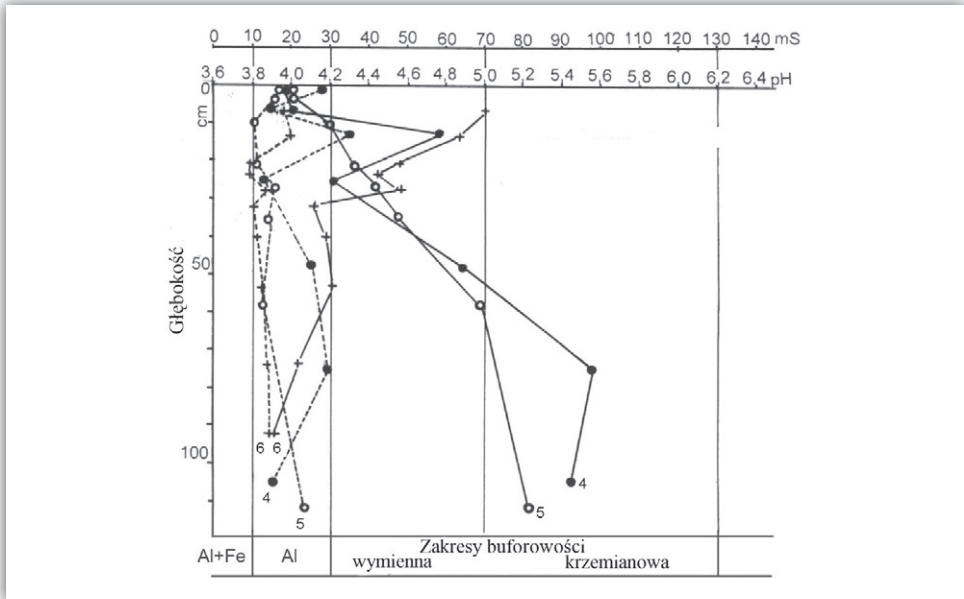
Analiza zróżnicowania pH w profilach badanych gleb (ryc. 12.6, tab. 12.11) wykazała, że wytworzone ze zwietrzelin granitowych gleby rdzawe-bielcowe na Równi pod Śnieżką (profile 1–3) mają w dolnej części profilu stosunkowo wysokie wartości pH 5,08–5,92 w zakresie buforowości krzemianowej. Ku powierzchni pH maleje – przechodzi do zakresów buforowości wymiennej i glinowej z pH 3,94–4,96. Przewodnictwo elektrolityczne roztworu glebowego jest w tych glebach wysokie (tab. 12.11). Najniższe jego wartości występują w dolnej części profili w poziomach CBv, Bv z 41,3–74,3 mS i wzrastają znacząco w powierzchniowych poziomach badanych gleb, do maksymalnego w poziomie Ofh z 105,1–134,0 mS. Linie profilowego przebiegu pH są silnie lewoskrętne, określają zatem silne zakwaszenie postępujące od powierzchni, a linie przewodnictwa elektrolitycznego – od silnie do słabo prawoskrętne w kolejnych profilach 1, 2, 3, z licznymi gradientami w poziomach glebowych na głębokości od 35–40 do 5 cm. Bardzo zróżnicowany przebieg tych linii w poszczególnych badanych glebach wskazuje na różne nasilenie procesów rozkładu minerałów w starych ustabilizowanych zwietrzelinach kriogenicznych i glebopokrywach stokowych oraz procesów akumulacji, translokacji i mineralizacji próchnicy glebowej w poziomach Ofh, AhE, E i BvBhf. Procesy te są stymulowane antropogenicznie uwarunkowanymi zmianami w zbiorowiskach roślinnych, których efektem są okresowo odnawialne procesy deluwialne powierzchni gleb, a także okresowej sufozji w profilu 1 na zrównaniu grzbietowym.

Tabela 12.13. Substancje buforujące, zakresy pH_{H₂O} buforowania, związane chemiczne zmiany stałej fazy w glebach

Substancje buforujące	Zakresy pH _{H₂O} wysycenie zasadami	Zmiany chemiczne stałej fazy w glebach	Pojemność buforowa	Stosunki odżywcze
Zakres węglanowy - węglany - uwodnione węglany	pH 8,6-6,2 >90%	straty CaCO ₃ w postaci Ca(HCO ₃) ₂	150-300 kmoli H ⁺ /1% CaCO ₃	nadmiary Ca ²⁺ , HCO ₃ ⁻ , K ⁺ i metali śladowych oraz anionów, z wstecznieniem P i Fe, forma próchnicy mull
Zakres krzemianowy - pierwotne krzemiany - minerały ilaste - próchnica	6,2-5,0 >80%	uwalnianie jonów zasadowych, powstawanie i rozkład minerałów ilastych, Al w roztworze glebowym, straty Na, K, Mg i Ca buforują dopływ H ⁺	25 kmoli H ⁺ /1% krzemianów	mało Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , wyrównane stosunki kationowo-anionowe, sorpcja P i S, zmniejszenie pojemności kationowej wymiennej, formy próchnicy mull do mull-moder
Zakres wymienny kationowy - minerały ilaste i tlenki - próchnica	5,0-4,2 >5-15%	wymywanie Ca, Mg, K, nadmiar kationów Al, rozkład minerałów ilastych	7 kmoli H ⁺ /1% itu	wypieranie i wymywanie Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , nadmiary kationów o kwasowym charakterze, redukcja pojemności kationowej wymiennej, malejąca aktywność biologiczna, forma próchnicy moder
Zakres glinowy - wodorotlenki H - próchnica	4,2-3,8* 3,2 <15-5%	podwyższona rozpuszczalność pedogenicznych związków Al, rozkład minerałów ilastych (krzemianów Al), powstawanie zasadowych siarczanów Al	100-150 kmoli H ⁺ /1% itu	silne do całkowite wypieranie i wymywanie kationów zasadowych, toksyczne nadmiary Al, zwiększanie pojemności kationowej wymiennej, stres kwasowy i zakłócenia wzrostu roślin, forma próchnicy mor
Zakres żelazowy - tlenki i wodorotlenki Fe - tlenki i wodorotlenki Mn - kwasy organiczne	<3,2 <5%	intensywne rozpuszczanie minerałów krzemianowych, dominacja Al i Fe w kompleksie sorpcyjnym i w roztworze glebowym, brak redukcji Fe	≥150 kmoli H ⁺ /1% itu	silne do całkowite wymycie kationów zasadowych, skrajne niedobory składników odżywczych, toksyczne nadmiary Al, Fe, dominacja wymiennych Fe i H, forma próchnicy mor, torf, bielcowanie

* B. Ulrich (1981) proponuje wyróżnienie przejściowego zakresu buforowości Al, Fe w przedziale pH 3,8-3,2

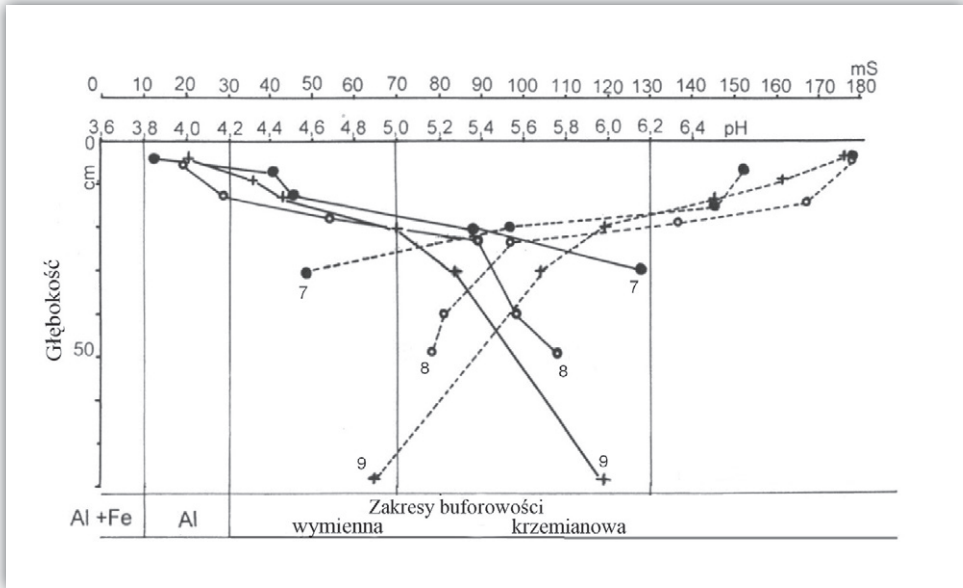
Gleby rdzawe bielcowe (profile 4, 5), powstałe w Puszczy Białowieskiej ze starych kriogenicznych deluwiów osadów morenowych na osadach glaciofluwialnych, poniżej głębokości 70 cm wykazują w poziomach D i CBv pH 5,28-5,56 (tab. 12.11) w zakresie buforowości krzemianowej (ryc. 12.7). Ku powierzchni w poziomach Bv, BvBfe, E, pH 4,21-4,78 zawiera się w zakresach buforowości wymiennej i glinowej, na granicy z glinowo-żelazową w poziomach Ofh i Ahe z pH 3,98-4,11. Stosunkowo słabo lewoskrętne linie profilowe pH, z niewielkimi gradientami na głębokości od 80 do 30-10 cm, nie wykazują związków z bardzo słabo w lewo skierowanymi liniami przebiegu bardzo niskich wartości EC roztworów glebowych, wynoszących od 10,3 do 29,8 mS. Słabe gradienty lewo- i prawoskrętne znajdują się na głębokości powyżej 10 cm, na przejściu od poziomu E z EC 10,3 mS do poziomów Ofh z EC 19,4-28,1 mS (ryc. 12.6, tab. 12.12). Układ ten



Rycina 12.7. Zróżnicowanie wartości pH i EC w profilach badanych gleb rdzawych bielcowych (profile 4, 5) i gleby bielcowej (profil 6) w Puszczy Białowieskiej na tle zakresów buforowości pH

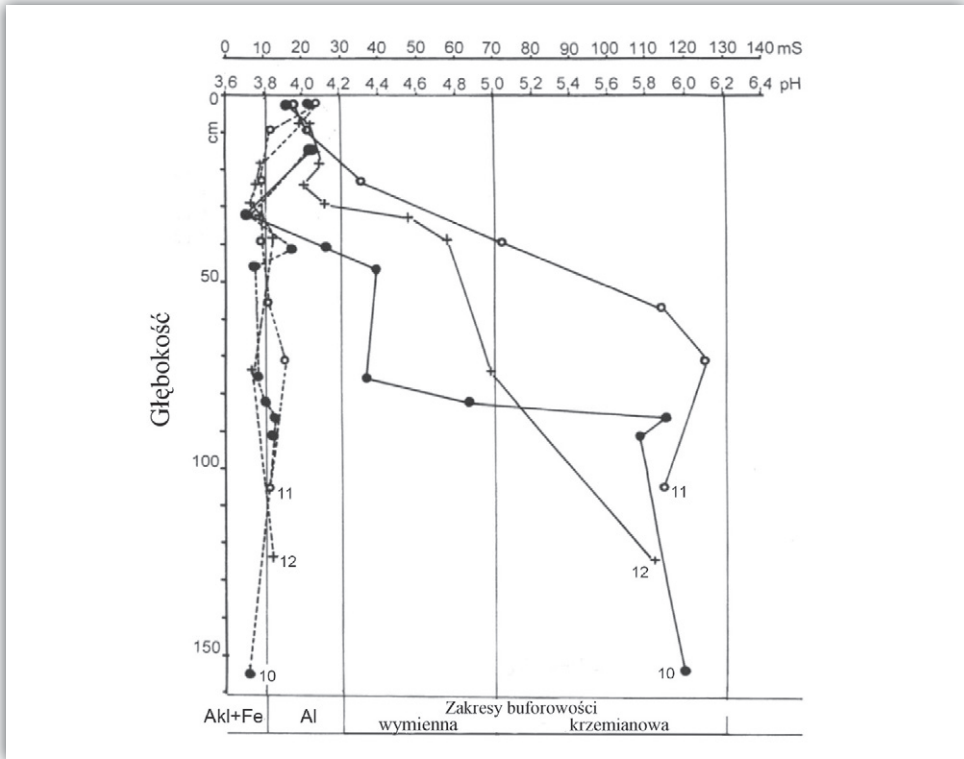
jest wskaźnikiem współcześnie słabego natężenia rozkładu minerałów w glebach wytworzonych ze starych osadów lodowcowych na wtórnym złożu (profile 4, 5) z bardzo zubożoną na całej głębokości profilu zawartością frakcji drobnego pyłu i ilu (tab. 8.1). Na ten stan składa się także współczesny ekstensywny drzewostan boru świeżego, subkontynentalnego o zwarciu przerywanym i luźnym zadrzewieniu 30–40% (tab. 6.2).

W glebie bielcowej wytworzonej w Puszczy Białowieskiej z osadów fluwialnych (profil 6) krzywa pH jest słabo prawoskrętna z pH 3,91–4,21 w poziomach D, CBfe, Bfe i następnie silnie prawoskrętna z pH 4,56–5,02 (tab. 12.11) w zakresie buforowości glinowej, przechodzącej od głębokości 40 cm w zakres buforowości wymiennej do granicy buforowości krzemianowej na głębokości 15 cm (ryc. 12.7). Bardzo niskie wartości EC – od 9,5 do 14,8 mS od poziomu CG do E mają przebieg linii słabo lewoskrętny, zbliżony do pionowego. Od głębokości 15 cm ku powierzchni, linia ta jest słabo prawo- i lewoskrętna o wartościach mS od 18,3 do 20,8, z niewielkimi gradientami. Prawoskrętność linii pH w glebie bielcowej wskazuje na niewielkie biotyczne wzbogacenie poziomów Ofh, Oh i Bhfe wymiennymi i wolnymi kationami o charakterze zasadowym w glebie powstałej z silnie przemytych i ubogich w glinokrzemiany piaszczystych osadów fluwialnych (tab. 8.1). Gleba ta porośnięta jest borem świeżym o zwarciu przerywanym i luźnym, o zadrzewieniu 30–40%, z bardzo ubogą w gatunki roślinnością dna lasu (tab. 6.2).



Rycina 12.8. Zróżnicowanie wartości pH i EC w badanych glebach rdzawych bielicozowych (profile 7, 8) i glebie bielicozej (profil 9) w Kevo na tle zakresów buforowości pH

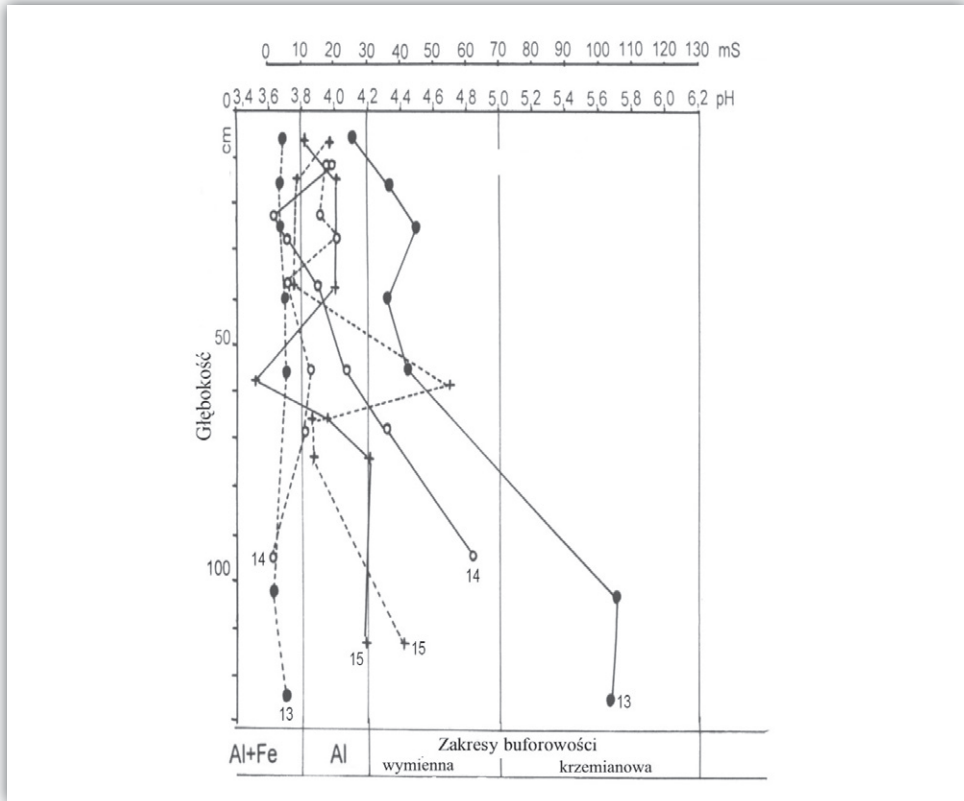
W glebach rdzawych bielicozowych wytworzonych ze zwietrzelin granitognej-sów w Kevo (ryc. 12.8, tab. 12.11) linie głębokościowe wartości pH 6,16–5,36 w poziomach D, CBv, Bv są ostro lewoskrętne w zakresie buforowości krzemianowej w dolnych częściach profilu przez zakres buforowości wymiennej z pH 4,51–4,41 w poziomach BvBfe i BvBhfe do glinowej z pH 4,18–3,84 w poziomach E i Ofh przy powierzchni gleby. W tych bardzo silnie zakwaszonych i płytkich glebach wyraźne są gradienty pH na głębokości 20–40 cm w poziomie E i słabo zaznaczone na głębokości 5–15 cm na przejściu do poziomowi Ofh. Korelatywnie odwrotny, ostro prawoskrętny przebieg mają linie wysokich wartości EC (ryc. 12.8, tab. 12.12), wzrastających od 48,4 do 80,9 mS w dolnych częściach profili do poziomów powierzchniowych z 175,1–177,5 mS, z gradientami jak w przypadku pH. Są to wskaźniki płynnie zrównoważonego przebiegu dominującego eluwalnego procesu glebotwórczego w zmarzlinowej glebie rdzawej z długotrwałym i nadal intensywnym rozkładem minerałów krzemianowych w stosunkowo młodych granulitowych zwietrzelinach kriogenicznych. Gleba bielicoza (profil 9) wytworzona w osadach glaciofluwialnych ma podobny przebieg linii pH (od 3,99 do 5,98) i EC rosnących od 64,2 do 176,8 mS. Można tu stwierdzić, że w przypadku profili 7 i 8 gleb rdzawych bielicozowych, czynnik klimatyczny dominuje nad skutkami ingerencji człowieka w środowisko wykształconego naturalnego lasu brzoźowego z udziałem sosny o zwarciu luźnym 10–20% i obficie rozwiniętym kwasolubnym runem



Rycina 12.9. Zróżnicowanie wartości pH i EC w badanych glebach bielcowych Półwyspu Helskiego na tle zakresów buforowości pH

o zwarcu 100%. To samo dotyczy gleby bielcowej, wytworzonej z głębokich piasków (tab. 8.1), w warunkach antropogenicznego lasu sosnowego z bardzo ubogim w gatunki runem (tab. 6.3).

W neholocenijskich piaskach wydmowych (profil 12) i starszych wałach brzegowych (profile 10, 11) w Juracie na Półwyspie Helskim profilowe linie wartości pH 5,84–6,12 w poziomach C, CG, D są silnie lewoskrętne, od górnego zakresu buforowości krzemianowej w dolnych częściach profili do buforowości wymiennej w zakresach pH 4,98–4,34 w poziomach Bfe, Bhfe, E, Ahe glinowej oraz buforowości glinowej i glinowo-żelazowej z pH 3,71–4,01 w poziomach Ahe i Ofh w górnej części profilu (ryc. 12.9, tab. 12.11). Linie te wykazują dwa gradienty: na głębokości od 90 do 70 cm i od 50 do 30 cm. Linie profilowe bardzo niskich wartości przewodnictwa elektrolitycznego (ryc. 12.9, tab. 12.12) roztworów glebowych są od dolnej części do głębokości 20 cm przybliżone do pionowych z EC 5,7–12,1 mS, z niewielkim gradientem prawoskrętnym w poziomach Ahe i Ofh z EC 11,5–23,3 mS. Przebieg tych linii wskazuje na wartości pH niezależne od składu mineralnego i zawartości materii organicznej w dolnych i środkowych częściach profili



Rycina 12.10. Zróżnicowanie wartości pH i EC w badanych glebach bielichych mierzei Schaabe na tle zakresów buforowości pH

badanych gleb bielichych oraz na silne zubożenie minerałów łatwo rozkładanych chemicznie i biochemicznie w materiale lodowcowym pochodzącym z rozmycia moren, przekształconym w różnym stopniu w środowisku plaży na wtórnych fluwialnych i eolicznych złożach. Na wartości EC ma tu wpływ akumulacja próchnicy w poziomach Ahe i Ofh, w mniejszym stopniu w Bhfe i Bfe. Bardzo silnie zubożone gleby bielicowe znajdują się tu pod wpływem antropogenicznego, nadmorskiego sosnowego boru bażynowego, o umiarkowanym zwarcu od 69 do 80% (tab. 6.4), z bogatym w gatunki zakrzewieniem i kwasolubnym, bogatym w gatunki runem, wytwarzającym corocznie dużą masę opadu organicznego. Powstające w środowisku silnie kwaśnym ruchome kwasy organiczne są w tych warunkach przemywane w głąb profilu, wraz z zasadowymi i kwasowymi jonami (tab. 12.13).

Na mierzei Schaabe, w bardzo młodych glebach bielichych inicjalnych (profil 13, 14) i glebach bielichych gruntowoglejowych (profil 15) powstających z namywów morskich, wartości pH są niskie. Ich profilowe linie głębokościowe są silnie lewoskrętne (ryc. 12.3). Przebiegają one od związanych z rosnącym wiekiem osadów, zróżnicowanych wartości pH 5,67–5,71 w zakresie buforowości krzemianowej

(profil 13, tab. 12.11), buforowości wymiennej z pH 4,31–4,84 (profil 14) i glinowej z pH 4,19–4,21 (profil 15) w dolnych częściach gleb, do pedogenicznych zakresów buforowości wymiennej, glinowej i glinowo-żelazowej, występujących już od głębokości 60 cm i wyżej do powierzchni profilu z pH 3,62–4,51 w poziomach E, Ahe i Ofh (ryc. 12.10, tab. 12.11). Przebieg tych linii ma związek z układem przeważnie słabo rozwiniętych poziomów glebowych, o czym świadczą niewielkie gradienty na ich granicach, z wyjątkiem profilu 15. Zaznacza się to także w zbliżonym do pionowego przebiegu linii bardzo niskich wartości przewodnictwa elektrolitycznego (tab. 12.12) od 3,5 do 15,8 mS w poziomach CBfe, Bfe, Bhfe i E oraz nieco wyższych w poziomach Ahe i Ofh z EC 3,7–21,1 mS. Najstarsza z badanych gleba bielcowa będąca pod wpływem kapilarnego podsiąku średnio głębokiego lustra wody gruntowej (profil 15) ma pH od 3,53 do 4,21 i EC od 5,51 do 7,4 mS, z bardzo dużymi gradientami między poziomami Ofh i E, EBhfe i Bhfe oraz C i CG. Istotny jest tu sięgający do poziomu Bhfe podsiąk wód gruntowych, mających bezpośredni związek z wodami zalewu Grosser Jasmunder Bodden, różnicujących pH i skład kationów wymiennych. W porównaniu z Półwyspem Helskim występuje tu większe zróżnicowanie badanych cech. Jest to związane ze współcześnie nadal aktywnym rozmywaniem pobliskich klifów zbudowanych z materiałów morenowych i kredy, a następnie bezpośrednim akumulowaniem tych przemytych materiałów na przymorskiej części mierzei i związanym z tym niewielkim rozwojem ciągle odnawianych tu procesów glebotwórczych.

Słaby rozwój profili tych gleb jest również uzależniony od stanu lasów, przez stulecia niszczonego przez człowieka. Współcześnie są to nadmorskie bory bażynowe, o zwarciu 60–70%, ze słabo rozwiniętym i ubogim w gatunki runem o zwarciu od 50 do 100% (tab. 6.5). Osłabiona, na ogół niska ich aktywność biologiczna jest przyczyną stwierdzonego niskiego poziomu i jednocześnie zróżnicowania przewodnictwa elektrolitycznego (tab. 12.13).

Przedstawione wskaźniki profilowego zróżnicowania pH oraz EC roztworu glebowego badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych jednoznacznie różnicują ilościowo i jakościowo stare zrównoważone i młode niezrównoważone gleby kriogeniczne środowisk peryglacialnych wytworzone ze zwietrzelin *in situ* i z glebopokryw stokowych (i Kevo, i Równi pod Śnieżką). Odrębną grupą są również gleby powstałe w środowisku peryglacialnym ze starych lodowcowych sedymentów jednośrodowiskowych morenowych i glaciofluwialnych (Puszcza Białowieska), a także młode niekriogeniczne gleby w środowisku ekstraperyglacialnym z neoholocentrycznych sedymentów morskich na Półwyspie Helskim i na Schaabe. Te młode osady składają się z wymieszanych materiałów wielośrodowiskowych (glacialnych lądowych i ekstraperyglacialnych morskich).

12.3. Wskaźniki profilowego zróżnicowania wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami i anionami

Możliwość wymiany jonowej pomiędzy roztworem glebowym a koloidalnym kompleksem sorpcyjnym gleby determinuje jej sorpcję wymienną. Na miejsce jonów desorbowanych na powierzchni koloidów glebowych wchodzi równoważna chemicznie ilość jonów z roztworu glebowego. Stan równowagi ustalający się pomiędzy ilością kationów wymiennych w kompleksie sorpcyjnym a ilością kationów w roztworze nazywany jest stanem równowagi dynamicznej. Każdy deficyt dodatnich ładunków elektrostatycznych jest kompensowany przez adsorpcję równoważnikowych ilości innych jonów na powierzchniach cząstek mineralnych. Wśród kationów, które zobojętniają ujemne ładunki sorbentów glebowych, występują w glebach wymienne kationy zasadowe – Mb: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ oraz kationy kwasowe Ma, czyli Al^{3+} , Fe^{3+} , P^{3+} , Mn^{2+} , H^+ (tab. 12.14). Trzeba jednak podkreślić, że zdolności Fe^{3+} , czy też Mn^{2+} do hydrolizy z wydzielaniem protonu wodoru są znacznie słabsze niż Al^{3+} .

W badanych glebach o małej powierzchni właściwej substratu oraz niskiej zawartości minerałów ilastych, a tym samym i koloidów glebowych, zawartość zasadowych wymiennych kationów (Mb) jest mała, gdyż poza poziomem organicznym ich suma nie przekracza 1 cmol(+) na 1 kg gleby. Najczęstszy szereg ilościowy kationów wymiennych w poziomie Ofh badanych gleb bielicowych kształtuje się w sekwencji: Ca>Mg>K>Na. W poziomach Ahe i E gleb rdzawych bielicowych – Ca>K>Mg>Na lub Ca>Mg>K>Na. Natomiast w poziomach E, Bhfe i Bfe gleb bielicowych w Juracie i na Schaabe w sekwencji Ca>Na>Mg>K. Poziomy BvBhfe i BvBfe gleb rdzawych bielicowych na Równi pod Śnieżką mają sekwencje wymiennych kationów zasadowych Ca>K>Na>Mg, a w Puszczy Białowieskiej i w Kevo Ca>Mg>K>Na. W poziomie Bv gleb rdzawych bielicowych natomiast dominuje Ca wymienny, pozostałe kationy wymienne występują w bardzo małych ilościach, w różnych proporcjach. W profilowym zróżnicowaniu jednowartościowych kationów wymiennych zaznacza się wyraźne zmniejszanie ich zawartości w poziomach eluwalnych, a następnie wzrost w podpoziomiu Bh i ponowny spadek w głębszych poziomach mineralnych. W najstarszych z badanych gleb (Puszcza Białowieska, Równia pod Śnieżką) zaobserwowano również ich nieznaczny wzrost w poziomie Bv. Zawartość wymiennego wapnia, jak również wymiennego magnezu w większości profili maleje wraz z głębokością (tab. 12.14).

Wielkości zmian zawartości poszczególnych kationów wymiennych o charakterze zasadowym pomiędzy sąsiednimi poziomami genetycznymi określone na podstawie wskaźnika „ubytków zawartości”¹ (Bain i inni 1993) pokazują, że sekwencja

¹ Wskaźnik ubytków zawartości definiowany jest jako $[1 - x_a \cdot x_b^{-1}]$, gdzie x_a oznacza zawartość dane-

Tabela 12.14. Zawartość wybranych kationów wymiennych w badanych glebach

Lokalizacja profilu	Poziom genetyczny	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	P ³⁺	Mn ²⁺	N-NH ₄ ⁺
		cmol(+)/kg								
Równia pod Śnieżką 1	Ofh	0,16	3,75	2,47	3,51	0,15	0,24	2,92	0,276	0,982
	Ahe	0,07	1,18	0,82	0,98	0,10	0,18	0,31	0,008	0,346
	Ehl	0,03	0,11	0,09	0,22	0,04	0,07	0,03	0,001	0,004
	Bv1Bhfe	0,08	0,08	0,04	0,34	0,10	0,80	0,10	0,001	0,044
	BvtBfe	0,03	0,03	0,02	0,06	0,14	1,13	0,09	0,001	0,003
	Bvt	0,02	0,04	0,01	0,05	0,06	0,61	0,08	0,001	0,008
	CBvt	0,03	0,04	0,01	0,06	0,04	0,48	0,06	0,001	0,011
Puszcza Białowieska 4	Ofh	0,19	2,48	4,23	13,44	0,08	0,31	5,04	0,663	0,335
	Ahe	0,03	0,11	0,17	0,58	0,05	0,06	0,07	0,018	0,012
	BvBfe	0,01	0,02	0,02	0,16	0,06	0,23	0,10	0,008	0,013
	Bv1	0,02	0,01	0,01	0,05	0,02	0,19	0,09	0,004	0,006
	Bv2	0,03	0,02	0,01	0,05	0,04	0,15	0,08	0,004	0,015
	CBv	0,01	0,02	0,01	0,06	0,03	0,10	0,05	0,002	0,000
	D	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,08	0,04	0,002	0,027
Kevo 7	Ofh	0,31	1,32	4,11	6,44	0,05	0,19	0,37	0,040	0,098
	Ehl	0,05	0,07	0,20	0,42	0,02	0,05	0,06	0,004	0,000
	BvtBfe	0,05	0,07	0,18	0,50	0,07	0,19	0,10	0,003	0,002
	Bvt	0,04	0,04	0,09	0,18	0,06	0,24	0,09	0,001	0,001
	CBvt	0,05	0,02	0,04	0,12	0,01	0,06	0,05	0,001	0,001
Półwysep Helski 11	Ofh	0,55	2,75	4,49	12,62	0,12	0,29	4,95	0,304	0,363
	Eh2	0,03	0,02	0,03	0,17	0,05	0,07	0,05	0,000	0,005
	Ahe	0,05	0,04	0,07	0,24	0,08	0,10	0,10	0,482	0,003
	Eh1	0,03	0,02	0,02	0,12	0,05	0,07	0,04	0,001	0,004
	Bhfe	0,03	0,02	0,03	0,08	0,06	0,08	0,10	0,001	0,005
	Bfe	0,03	0,01	0,02	0,05	0,04	0,11	0,09	0,001	0,004
	CBfe	0,02	0,01	0,02	0,06	0,04	0,10	0,08	0,001	0,003
	CG	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,000	0,004
Mierzeja Schaabe 15	Ofh	1,12	0,96	3,77	8,33	0,06	0,17	1,38	0,029	0,264
	E2	0,05	0,03	0,04	0,09	0,04	0,07	0,07	0,001	0,000
	E1Bhfe	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,08	0,11	0,001	0,001
	Bhfe	0,06	0,02	0,03	0,06	0,03	0,16	0,10	0,001	0,001
	Bfe	0,05	0,02	0,02	0,05	0,02	0,19	0,08	0,001	0,001
	CBfe	0,08	0,02	0,02	0,04	0,01	0,15	0,05	0,001	0,005
	Cfeggor	0,07	0,02	0,02	0,04	0,02	0,09	0,03	0,001	0,001

kationów od poziomów genetycznych najbardziej zróżnicowanych do najmniej, przedstawia się następująco: Na>K>Mg>Ca. Różnice wartości wskaźnika określone dla poszczególnych kationów nie są jednak duże i wahają się do 70–90%. Największy gradient zawartości kationów odnotowano pomiędzy poziomami organicznymi i mineralnymi, gdzie różnice zawartości sięgały kilkuset procent (tab. 12.14). Analogiczne wyniki dla chronosekwencji gleb bielcowych różnych regionów Europy zaprezentowali D. Bain i inni (1993), E. Janowska (2001) i M. Degórski (2002).

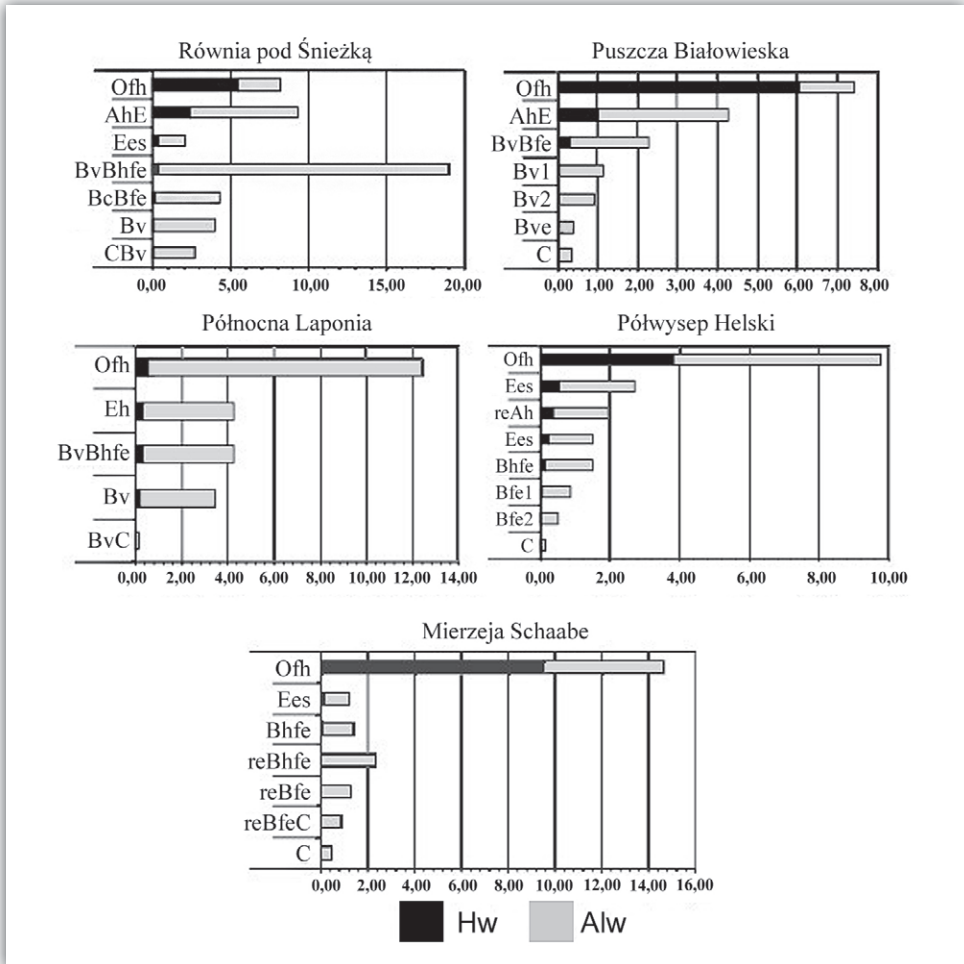
Inne kationy wymienne występujące znacznie mniej licznie mają charakter kwasowy (Ma). Wśród nich do najistotniejszych należą Al³⁺, Fe³⁺ oraz Mn²⁺. Największe ich ilości odnotowano w poziomach BvBhfe i Bv najstarszych z badanych

Tabela 12.15. Wybrane właściwości sorpcyjne badanych gleb

Lokalizacja profilu	Poziom genetyczny	Hh	S	T	V	V _H	V _{Ca}	V _{Mg}	V _K	V _{Na}	Ca	Mg	Ca	Ca+Mg
		cmol (+)/kg										: Mg	: K	+Mg
Równia pod Śnieżką 1	Ofh	46,23	9,89	56,12	17,6	82,4	6,3	4,4	6,7	0,3	1,4	0,7	1,5	10,7
	Ahe	15,11	3,05	18,16	16,8	83,2	5,4	4,5	6,5	0,4	1,2	0,7	1,4	9,9
	Ehl	3,49	0,44	3,93	11,3	88,7	5,5	2,2	2,8	0,7	2,5	0,8	2,2	7,8
	BvIBhfe	5,67	0,52	6,19	8,4	91,6	5,4	0,6	1,2	1,2	9,3	0,5	2,4	6,0
	BvtBfe	3,21	0,14	3,35	4,3	95,7	1,8	0,5	1,0	1,0	3,9	0,5	1,1	2,3
	Bvt	1,21	0,13	1,34	9,5	90,5	4,0	1,0	2,6	1,8	3,9	0,4	1,1	5,0
CBvt	1,45	0,14	1,59	8,8	91,2	3,7	0,9	2,4	1,9	4,2	0,4	1,1	4,5	
Puszcza Białowieska 4	Ofh	57,89	20,33	78,22	26,0	74,0	17,2	5,4	3,2	0,2	3,2	1,7	6,6	22,6
	Ahe	8,23	0,89	9,12	9,9	90,2	6,4	1,8	1,2	0,3	3,5	1,5	5,2	8,2
	BvBfe	10,34	0,21	10,55	2,1	98,0	1,5	0,2	0,2	0,1	9,1	1,1	6,0	1,7
	Bv1	9,23	0,10	9,33	1,1	98,9	0,5	0,2	0,2	0,2	3,5	1,0	1,8	0,7
	Bv2	5,67	0,11	5,78	1,9	98,1	0,9	0,2	0,4	0,5	4,0	0,5	1,3	1,1
	CBv	2,09	0,11	2,20	4,9	95,1	2,8	0,5	1,1	0,5	5,3	0,5	2,1	3,3
D	1,47	0,08	1,55	5,4	94,6	2,8	0,5	1,5	0,7	5,7	0,3	1,5	3,3	
Kevo 7	Ofh	67,12	12,17	79,29	15,3	84,7	8,1	5,2	1,7	0,4	1,6	3,1	6,5	13,3
	Ehl	6,21	0,74	6,95	10,6	89,4	6,0	2,9	1,0	0,8	2,1	2,9	5,1	8,9
	BvtBfe	8,72	0,86	9,58	8,9	91,1	5,3	1,9	0,8	0,5	2,8	2,4	5,4	7,1
	Bvt	4,23	0,35	4,58	7,6	92,4	3,9	1,9	0,9	0,9	2,0	2,1	3,3	5,8
	CBvt	4,08	0,24	4,32	5,5	94,5	2,8	1,0	0,6	1,2	2,9	1,7	2,1	3,7
Jurata 11	Ofh	87,23	20,14	107,64	19,0	81,0	11,7	4,2	2,6	0,5	2,8	1,6	5,2	15,9
	Eh2	4,56	0,26	4,82	5,3	94,7	3,5	0,7	0,5	0,7	4,9	1,5	3,6	4,2
	Ahe	7,45	0,40	7,85	5,0	95,0	3,1	0,9	0,5	0,6	3,6	1,6	3,5	3,9
	Eh1	3,21	0,19	3,40	5,7	94,3	3,6	0,6	0,6	0,9	5,9	1,1	3,0	4,3
	Bhfe	4,21	0,16	4,37	3,6	96,4	1,9	0,6	0,5	0,6	3,2	1,1	2,2	2,5
	Bfe	2,23	0,10	2,33	4,5	95,5	1,9	0,7	0,6	1,2	2,6	1,2	1,5	2,7
	CBfe	1,92	0,11	2,03	5,3	94,7	3,0	0,8	0,4	1,1	3,7	2,0	2,4	3,8
	CG	0,89	0,06	0,95	6,5	93,5	3,4	0,7	0,9	1,6	5,0	0,7	1,6	4,0
Mierzeja Schaabe 15	Ofh	59,23	14,18	73,41	19,3	80,7	11,4	5,1	1,3	1,5	2,2	3,9	5,8	16,5
	E2	3,23	0,20	3,43	5,8	94,2	2,5	1,1	0,8	1,4	2,3	1,3	1,6	3,6
	E1Bhfe	3,12	0,12	3,24	3,7	96,3	1,4	0,7	0,6	1,1	2,0	1,2	1,3	2,1
	Bhfe	3,87	0,17	4,04	4,3	95,7	1,4	0,8	0,5	1,6	1,6	1,8	1,1	2,2
	Bfe	3,21	0,14	3,35	4,1	95,9	1,5	0,7	0,5	1,4	2,1	1,3	1,1	2,2
	CBfe	2,45	0,16	2,61	6,0	94,0	1,5	0,7	0,8	2,9	2,1	0,9	0,6	2,3
	Cfeggor	1,23	0,15	1,38	10,9	89,1	2,5	1,6	1,3	5,3	1,6	1,2	0,6	4,2

gleb, to jest na Równi pod Śnieżką, w północnej Laponii i Puszczy Białowieskiej. W tych samych poziomach odnotowano też największe zawartości jonów amonowych (N-NH_4^+). Wskazuje to na silne i trwałe wiązanie tych jonów przez sieć kryształiczną minerałów budujących te poziomy genetyczne (tab. 12.14).

Pojemność sorpcyjna T badanych gleb w poziomach mineralnych jest średnia lub słaba, wynosi poniżej 7 cmol(+)/kg. Można natomiast zaobserwować wyraźną różnicę pomiędzy pionowym zróżnicowaniem wartości T w glebach starych (plejstoceno-holoceno) sekwencji gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych a sekwencjami młodych holoceno gleb bielcowych. W glebach Puszczy Białowieskiej oraz Równi pod Śnieżką są one blisko dwukrotnie wyższe w porównaniu z glebami Półwyspu Helskiego i mierzei Schaabe. Charakteryzuje je również silny wzrost wartości T w podpoziomie wzbogacania BvBhfe w stosunku do sąsiednich



Rycina 12.11. Wymienny wodór (Hw) i wymienny glin (Alw) określające wymienną kwasowość poszczególnych poziomów genetycznych badanych gleb

poziomów genetycznych. W glebach młodszych niewielki wzrost pojemności sorpcyjnej następuje natomiast w poziomach Bhfe (tab. 12.15).

Istotnym zagadnieniem w ocenie funkcjonowania gleb są proporcje zawartości poszczególnych kationów w kompleksie sorpcyjnym. Niezależnie od położenia geograficznego i wieku badanych gleb, wśród kationów o charakterze zasadowym dominują dwuwartościowe (Ca^{2+} i Mg^{2+}), o dużej zdolności wymiennej. Ich udział w ogólnej sumie kationów o charakterze zasadowym wynosi do 87% w glebach Równi pod Śnieżką (tab. 10.1). Jedynie w glebach wykształconych z materiału akumulacji morskiej, w których występuje wyraźny wzrost udziału wymiennych kationów sodu, udział wymiennych kationów dwuwartościowych jest mniejszy niż jednowartościowych (tab. 12.15).

Tabela 12.16. Zawartość wybranych anionów w badanych glebach

Lokalizacja profilu	Poziom genetyczny	Cl	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	
		cmol (-)/kg				
Równia pod Śnieżką 1	Ofh	0,083	0,076	0,111	0,307	0,577
	Ahe	0,028	0,020	0,042	0,013	0,103
	Eh1	0,018	0,012	0,008	0,004	0,026
	BvBhfe	0,024	0,016	0,012	0,009	0,061
	BvtBfe	0,016	0,002	0,010	0,008	0,036
	Bvt	0,023	0,001	0,007	0,006	0,037
	CBvt	0,015	0,001	0,001	0,002	0,019
Puszcza Białowieska 4	Ofh	0,091	0,039	0,078	0,191	0,399
	Ahe	0,014	0,018	0,010	0,009	0,051
	BvBfe	0,013	0,020	0,013	0,014	0,060
	Bv1	0,034	0,006	0,006	0,008	0,054
	Bv2	0,037	0,011	0,008	0,009	0,065
	CBv	0,042	0,001	0,011	0,010	0,064
	D	0,043	0,009	0,005	0,003	0,060
Kevo 7	Ofh	0,033	0,019	0,027	0,015	0,094
	Eh1	0,011	0,001	0,012	0,011	0,035
	BvtBfe	0,010	0,015	0,014	0,012	0,051
	Bvt	0,010	0,012	0,006	0,008	0,036
	CBvt	0,011	0,011	0,004	0,006	0,032
Półwysep Helski 11	Ofh	0,057	0,020	0,053	0,040	0,170
	Eh2	0,012	0,009	0,008	0,007	0,036
	Ahe	0,014	0,013	0,014	0,010	0,051
	Eh1	0,010	0,011	0,012	0,009	0,042
	Bhfe	0,010	0,010	0,009	0,007	0,036
	Bfe	0,009	0,008	0,006	0,005	0,028
	CBfe	0,008	0,006	0,005	0,004	0,023
	CG	0,009	0,004	0,002	0,002	0,017
Mierzeja Schaabe 15	Ofh	0,042	0,020	0,036	0,015	0,113
	E2	0,009	0,001	0,004	0,002	0,016
	E1Bhfe	0,012	0,003	0,011	0,010	0,036
	Bhfe	0,012	0,003	0,009	0,008	0,032
	Bfe	0,011	0,002	0,009	0,004	0,026
	CBfe	0,014	0,003	0,010	0,007	0,034
	Cfeggor	0,016	0,001	0,003	0,001	0,021

Niemniej jednak kompleks sorpcyjny analizowanych gleb jest wysycony głównie kationami wodoru, które stanowią od 80 do ponad 90% pojemności sorpcyjnej (tab. 10.1). Suma kationów zasadowych stanowi najczęściej od kilku lub kilkunastu procent ogółu kationów w kompleksie sorpcyjnym, a maksymalny ich udział nie przekracza 20%. Najwięcej jest kationów wapnia (maksymalnie do około 17% w poziomie organicznym), magnezu maksymalnie do 5%, potasu i sodu średnio poniżej 1%. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym w analizowanych glebach jest zatem bardzo mały, co potwierdza ich oligotroficzność (ryc. 12.11).

Dość wąski jest również zakres wzajemnego stosunku, przede wszystkim między Ca²⁺ i Mg²⁺, Ca²⁺ i K⁺ oraz Mg²⁺ i K⁺. Uzyskane wyniki potwierdzają wcześniejsze spostrzeżenia T. Filipka (1990), A. Szafranka (2000) i M. Degórskiego (2002)

o wprost proporcjonalnym wpływie kwasowości czynnej na wielkość tych stosunków oraz odwrotnie proporcjonalnej zależności pomiędzy odczynem a udziałem kationów wymiennych potasu. Podobnie w badanych glebach, wraz ze zmniejszaniem się pH gleb następuje zawężanie się stosunków pomiędzy kationami wymiennymi oraz wzrost zawartości wymiennego potasu. Z badań J. Reussa i D. Johnsona (1986) wynika, że zależności pomiędzy odczynem gleb a zawartością kationów wymiennych zachodzą przy pH poniżej 4,2 i powyżej 5,6. W analizowanych pedonach, najsilniejsze statystyczne związki pomiędzy pH a zawartością kationów wymiennych o charakterze zasadowym stwierdzono w bardzo kwaśnych poziomach organicznych, próchnicznych i wzbogacania, co może potwierdzać tezę sformułowaną przez autorów wymienionych wyżej.

Następstwem małego udziału kationów wymiennych o charakterze zasadowym w kompleksie sorpcyjnym badanych gleb jest ich niska odporność na czynniki zewnętrzne (antropogeniczne). W większości analizowanych profili średnie wartości wskaźnika elastyczności², określone dla poszczególnych poziomów genetycznych są mniejsze od 15 – to pozwala zakwalifikować analizowane gleby do mało stabilnych pod względem czynników egzogenicznych (Degórski 1990, 2002). W poziomach mineralnych wartości wskaźnika elastyczności są mniejsze od 10, jednak wyższe w katenach gleb na Równi pod Śnieżką i w Kevo w porównaniu do gleb Juraty i Schaabe. Tylko w poziomach organicznych, w których głównym sorbentem jest OM, wartość wskaźnika elastyczności waha się od 10,7 do 22,6, wskazując na największą odporność tych poziomów na czynniki zewnętrzne i ich rolę stabilizującą powierzchnię gleby (tab. 12.15).

Adsorpcja anionów jest w badanych glebach znacznie mniej istotna niż adsorpcja kationów. Szczególnie dotyczy to adsorpcji niespecyficzej, a wynika z niewielkiej ilości ładunków dodatnich na powierzchni koloidów glebowych. W przypadku specyficznej adsorpcji anionów ładunek powierzchni nie odgrywa już znaczącej roli, ponieważ o procesie tym decyduje w dużej mierze powinowactwo chemiczne do powierzchni sorbenta. Analizując rozmieszczenie poszczególnych anionów w badanych profilach glebowych należy stwierdzić, że ich zawartość jest niewielka w porównaniu z zawartością kationów, a zróżnicowanie ich zawartości w glebie jest bardzo wyraźne. Największą zawartość anionów stwierdzono w poziomach organicznych; w poziomach mineralnych istotnie się obniża, a ponowny wzrost następuje w poziomach BvBhfe i Bv najstarszych pośród badanych gleb rdzawych bielcowych (tab. 12.16).

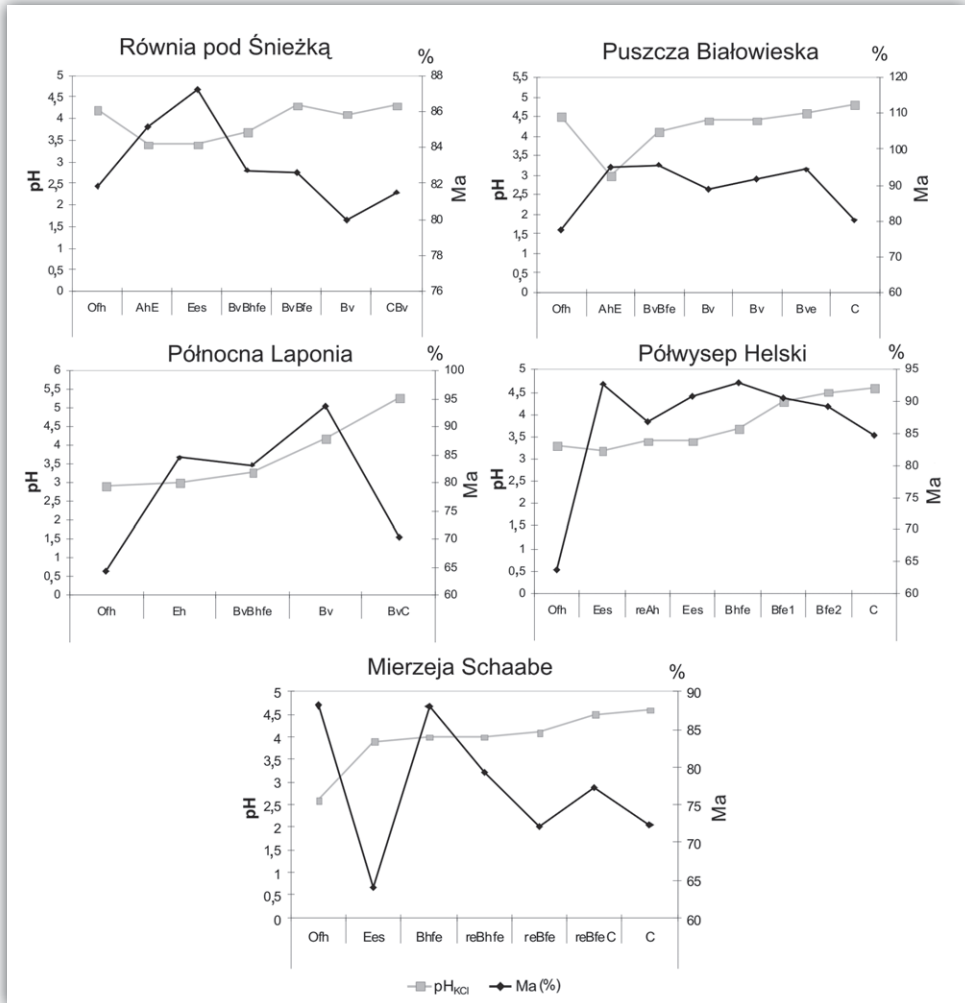
² Wskaźnik elastyczności gleb określony jest jako $\sum \text{Ca}^{2+}\text{Mg}^{2+} \cdot \text{T}^{-1}$ (Ulrich i inni 1984).

12.4. Stosunki molarne kationów i anionów jako wskaźniki natężenia procesu zakwaszania gleb

Jak powszechnie wiadomo, kationy i aniony wymienne wpływają w sposób bardzo istotny na odczyn roztworu glebowego. Wśród kationów, które zobojętniają ujemne ładunki sorbentów glebowych, wyróżniają się opisane w poprzednim rozdziale kationy zasadowe jak również kationy kwasowe. Największy wpływ na kwasowość wymienną gleb mają jony glinu i wodoru. W badanych glebach powodowana jest ona głównie przez jony wymiennego glinu, których średnia zawartość waha się od 1,4 cmol(+)/kg w poziomie organicznym gleb Puszczy Białowieskiej do 11,9 cmol(+)/kg w glebach północnej Laponii. Następnie zawartość jonów Al^{3+} maleje

Tabela 12.17. Składniki rozpuszczalne w wodzie

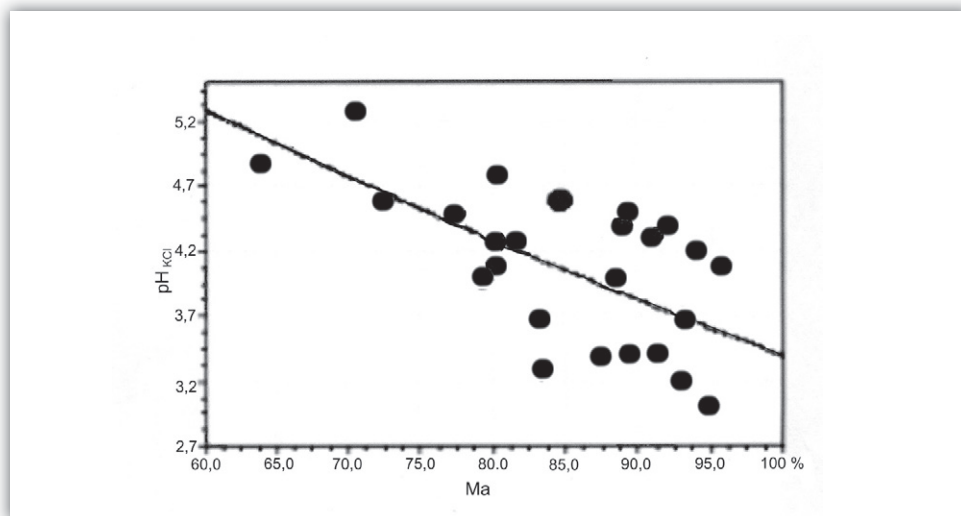
Lokalizacja profilu	Poziom genetyczny	Na	K	Mg	Ca	Fe	Al	P	Cl	NO_3^-	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}
		mg/100g										
Równia pod Snieżką 1	Ofh	1,42	49,10	0,50	2,85	1,28	2,10	30,80	32,40	4,87	60,50	4,97
	Ahe	1,70	14,50	0,27	0,93	0,81	2,24	10,80	6,73	1,29	22,10	0,13
	Ehl	0,16	1,87	0,06	0,29	0,10	0,56	0,59	1,36	0,14	3,79	1,55
	BvBhfe	1,51	1,10	0,15	0,83	0,11	1,32	0,32	4,22	3,46	7,33	2,42
	BvtBfe	1,04	0,47	0,08	0,43	0,53	0,90	0,27	2,54	0,17	3,25	0,01
	Bvt	0,47	0,16	0,17	1,05	0,55	1,59	0,21	1,95	0,48	1,61	0,01
	CBvt	0,45	0,49	0,27	0,36	1,37	3,23	0,12	3,96	0,13	2,20	0,45
Puszcza Białowieńska 4	Ofh	2,52	64,60	4,42	3,36	0,70	1,12	51,30	32,70	1,01	26,30	6,38
	Ahe	0,24	1,35	0,12	0,37	0,51	1,03	1,11	2,63	0,05	4,76	2,10
	BvBfe	0,12	0,29	0,05	0,21	0,46	1,18	0,34	2,13	0,11	6,98	1,43
	Bv1	0,46	0,20	0,04	0,16	0,64	1,05	0,26	1,73	0,09	2,48	0,77
	Bv2	0,04	0,23	0,09	0,37	0,84	1,72	0,23	1,23	0,09	2,55	0,12
	CBv	0,02	0,23	0,02	0,11	0,30	0,74	0,31	3,34	0,09	2,49	0,01
	D	0,04	0,24	0,11	0,23	0,64	1,26	0,15	0,62	0,83	5,00	0,56
Kevo 7	Ofh	2,81	5,91	1,75	2,90	0,29	1,38	13,00	6,89	0,00	8,75	0,01
	Ehl	1,33	0,42	0,08	0,19	0,12	0,32	3,20	2,10	0,34	3,43	0,01
	BvtBfe	0,72	0,87	0,31	0,52	1,08	1,09	0,31	2,19	0,08	2,52	2,10
	Bvt	0,18	0,21	0,06	0,14	0,43	0,47	0,37	2,83	0,13	1,75	0,22
	CBvt	0,38	0,07	0,01	0,05	0,01	0,01	0,22	1,42	0,13	1,61	0,03
Jurata 11	Ofh	11,20	69,30	2,97	9,84	0,92	2,14	44,30	33,70	1,12	41,00	25,40
	Eh2	0,46	0,45	0,08	0,34	0,33	0,53	0,40	0,88	0,06	1,98	0,89
	Ahe	0,82	0,83	0,18	0,53	0,67	1,30	0,61	2,27	0,09	2,30	0,34
	Eh1	0,42	0,37	0,08	0,26	0,52	0,73	0,44	3,10	0,43	1,00	0,45
	Bhfe	0,13	0,19	0,08	0,26	0,48	0,72	0,36	4,01	0,15	3,56	0,89
	Bfe	0,12	0,12	0,04	0,19	0,22	0,46	0,27	2,38	0,24	4,62	1,00
	CBfe	0,01	0,07	0,02	0,13	0,18	0,30	0,22	0,98	0,04	4,92	2,20
	CG	0,08	0,06	0,02	0,06	0,13	0,22	0,15	3,61	0,11	2,52	1,98
Mierzeja Schaabe 15	Ofh	1,30	14,30	0,59	2,98	0,38	1,36	13,10	23,90	0,69	21,90	15,40
	E2	0,21	0,17	0,06	10,30	0,53	0,29	0,27	1,31	0,13	2,37	0,45
	E1Bhfe	0,39	0,23	0,01	0,09	0,08	0,44	0,39	2,46	0,02	5,65	0,67
	Bhfe	0,74	0,12	0,17	0,37	0,07	0,94	0,43	2,60	0,26	7,37	0,01
	Bfe	1,12	0,28	0,12	0,35	0,03	0,69	0,36	3,33	0,05	3,76	0,01
	CBfe	0,42	0,30	0,06	0,28	0,01	0,36	0,31	3,36	0,10	5,76	0,12
	Cfeggor	1,25	0,11	0,13	0,52	0,14	0,32	0,21	6,16	0,11	10,60	0,01



Rycina 12.12. Zróżnicowanie pH_{KCl} i stopnia kwasowości wyrażonego udziałem molarnym kationów kwasowych w roztworze glebowym

w głąb profilu, z wyraźnym wzrostem w poziomie Bhfe. Największy taki wzrost odnotowano w BvBhfe gleby na Równi pod Śnieżką, w którym zawartość Al^{3+} wyniosła $18,5 \text{ cmol}(+)/\text{kg}$ (ryc. 12.11). Udział Al^{3+} w ogólnej kwasowości wymiennej wynosi ponad 70% w poziomie próchnicznym badanych gleb bielcowych i wzrasta w głąb profilu do ponad 95% w poziomie skały macierzystej wszystkich badanych gleb, z wyjątkiem gleb Półwyspu Helskiego (około 85%).

Zależność pomiędzy zawartością różnych postaci glinu, w tym glinu wymiennego, a odczynem jest znana z literatury (Ulrich 1981, 1988; Berggren 1992; Berggren, Mulder 1994; Sullivan 1994). Między innymi B. Ulrich (1981) wskazał na szybkie uwalnianie jonów Al^{3+} przy pH gleby od 3,8 do 4,2. Ten sam autor, na podstawie

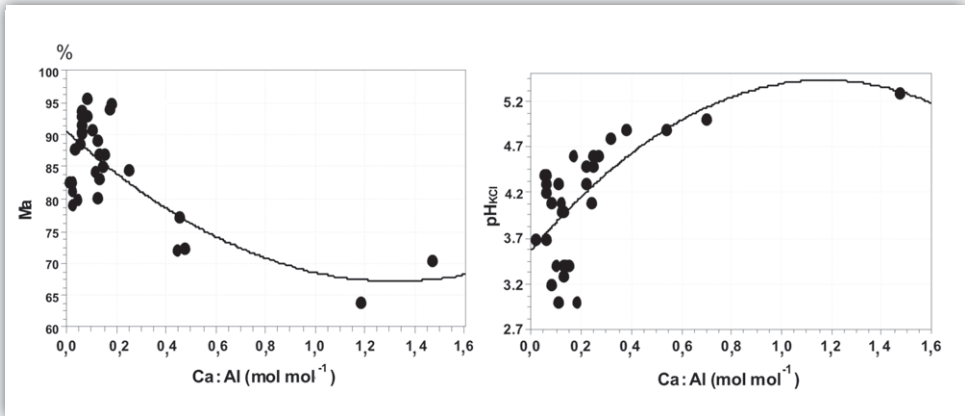


Rycina 12.13. Krzywa regresji dla zawartości Ma (%) w odniesieniu do odczynu gleby pH_{KCl} ($y = 9,05 + 0,07x + 0,001x^2$, $r = 0,657$)

udziału molarnych stężeń kationów i anionów w wodnym roztworze glebowym, zaproponował określanie stopnia kwasowości gleb oraz ich alkaliczności. Najlepszym naturalnym rozpuszczalnikiem chemicznym w środowisku przyrodniczym jest woda. Podobnie w glebie woda bierze czynny udział w procesach glebotwórczych, wpływa na kształtowanie się właściwości glebowych oraz jest jednym z najważniejszych czynników decydujących o troficzności gleby. Decyduje również o stanie kationowym roztworu glebowego, a tym samym o stopniu kwasowości danej gleby (Ulrich 1988, Kowalkowski 2002). Stan ten jest związany z występowaniem kwasów i zasad tylko w wodnych roztworach glebowych. Znajdują się one w postaci kationów metali (M) i protonów (H^+). Kationy metaliczne dzielą się na alkaliczne (Ca, Mg, K, Na) i pozostałe metale (Al, Fe, Mn), z tym, że te ostatnie tworzą w wodnym roztworze kwaśne kompleksy (Ma). Kationy Ca, Mg, K i Na nie tworzą w roztworze wodnym kompleksów, zaś występują w postaci jonów obojętnych (Mb). Zawartość składników rozpuszczonych w wodzie gleb przedstawiono w tabeli 12.17.

Przez stopień kwasowości B. Ulrich (1988) rozumie procentowy udział kationów o charakterze kwasowym Ma (%) i H^+ w całkowitej sumie kationów (bez jonów NH_4)³. Zawartość kationów o charakterze zasadowym Mb w roztworach glebowych wyrażona udziałem procentowym może natomiast być porównywana z wysyceniem zasadaми kompleksu wymiennego stałej fazy gleby. Udział jonów o wyższej wartościowości rośnie z siłą jonową roztworu (Reuss 1991), dlatego wartość Ma (%) zależy od aktualnej siły jonowej roztworu glebowego. W badanych glebach wartość Ma wyrażona

³ $\text{Ma} (\%) = (\text{Ma} + \text{H}^+) : (\text{Ma} + \text{Mb} + \text{H}^+) \cdot 100$



Rycina 12.14. Krzywe regresji dla stosunku Ca : Al w odniesieniu do Ma
 $(y = 90,54 + 35,43x + 13,44x^2, r = 0,735)$ oraz stosunku Ca : Al
w odniesieniu do pH_{KCl} $(y = 9,05 + 0,07x + 0,001x^2, r = 0,657)$

procentowym udziałem w M wynosi we wszystkich poziomach mineralnych ponad 70%, wskazując na bardzo wysoki stopień kwasowości, charakterystyczny dla gleb bardzo kwaśnych. Wskaźnik ten jedynie w poziomach organicznych gleb północnej Japonii i Półwyspu Helskiego zawierał się w przedziale 60–70% (ryc. 12.12).

We wszystkich analizowanych profilach glebowych zaobserwowano wyraźny wzrost stopnia kwasowości Ma (%) w poziomach położonych bezpośrednio pod poziomem organicznym, czyli próchnicznych (Ah), próchniczno-eluwialnych (Ahe) czy też eluwialnych (Ees). Wskazuje to na wmywanie do profilu anionów silnych kwasów (NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-), jak również mniejszy udział kationów alkalicznych w roztworze glebowym.

Istnieje także zależność statystyczna pomiędzy odczynem gleby a zawartością jonów metali Ma. Wyraźnie wzrasta ich zawartość w roztworze glebowym przy obniżaniu się wartości pH gleb, które również kształtowane jest przez zawartość kationów metalicznych. W badanych pedonach zaobserwowano, że przy pH oznaczonym w KCl o wartościach poniżej 3, wielkość Ma przekracza nawet 95%. Zależność matematyczną pomiędzy tymi cechami obrazuje najlepiej model regresji drugiego stopnia, przy współczynniku korelacji równym 0,65 (ryc. 12.13).

Jeszcze jednym pedoekologicznym wskaźnikiem procesu zakwaszenia gleb są stosunki molarne kationów Ca^{2+} i Al^{n+} . Na podstawie wielu eksperymentów polowych stwierdzono, że negatywny wpływ jonów glinu u roślin jest niwelowany przy wzrastających zawartościach krzemionki oraz kationów zasadowych w roztworze glebowym (Svedrup, Warfvinge 1995; Cronan, Grigal 1995; Kowalkowski 2002). Dlatego stosunek tych dwóch kationów jest najczęściej stosowanym wskaźnikiem stanu kwasy–zasady roztworów glebowych w związku z jego fizjologicznymi aspektami. Wskaźnik ten ma znaczenie fizjologiczne, ponieważ wysokie stężenie glinu lepiej jest

tolerowane przez korzenie w obecności jonów Ca. W badanych glebach stosunek ten jest bardzo niekorzystny (ryc. 12.14). W poziomach mineralnych stężenia molowe glinu są kilkadziesiąt razy wyższe od stężenia molowego wapnia, czego konsekwencją są w zdecydowanej liczbie poziomów genetycznych wartości wskaźnika Ca : Al poniżej 0,1. Wartości Ca : Al wyższe (od 1 do 3) stwierdzono w poziomach organicznych. W tych poziomach jednak, z uwagi na trudności z oddzieleniem glinu skompleksowanego z substancją organiczną, ocena istotności wskaźnika jest trudna. Można więc stwierdzić, że zgodnie z klasyfikacją stosunków molowych Ca i Al opracowaną przez Cronana i Grigala (1995), we wszystkich badanych glebach istnieje prawdopodobieństwo wystąpienia stresu glinowego. Wszystkie one, poza niskim stosunkiem Ca : Al, cechują się również niskim wysyceniem zasadami oraz wysoką depozycją silnych kwasów mineralnych, co uwierzytelnia prawdopodobieństwo wystąpienia stresu.

12.5. Profilowe zróżnicowanie różnych form Al i Fe i ich stosunki ilościowe jako wskaźniki rozwoju poziomów glebowych

Rola żelaza i glinu jako pierwiastków pedogenicznych w powstawaniu i rozwoju gleb bielicoziemnych jest obszernie udokumentowana w literaturze przedmiotu (Aleksandrova 1960; Schwertmann 1964; Ponomarieva 1964; Blume, Schwertmann 1969; McKeague i inni 1971; Borggard 1976; Bednarek 1991; Cronan, Grigal 1995; Bednarek, Pokojska 1996; Giesler i inni 2000; van Hees, Lundström 2000; Riise i inni 2000; Degórski 2002). Szczególnie ważne w diagnostyce przebiegu i następstw procesów glebotwórczych oraz rozwoju sekwencji poziomów glebowych są interrelacje pomiędzy poszczególnymi formami tych pierwiastków, także w powiązaniu z próchnicą glebową. Podczas gdy ogólna zawartość żelaza i glinu w glebie jest związana głównie z zasobnością skał macierzystych w te pierwiastki, to zawartość form ruchomych (niekrzemianowych) oraz tlenków krystalicznych charakteryzuje przebieg poszczególnych zdarzeń procesu glebotwórczego i jego intensywności w czasie i w danej, określonej przestrzeni geograficznej (Fridland 1957; Konecka-Betley 1968; Petersen 1976; Mokma, Buurman 1982; Birkeland i inni 1989; Melke 1997; Giesler i inni 2000; Lundström i inni 2000b; Kowalkowski 2006; Degórski 2007c).

12.5.1. Całkowita zawartość żelaza (Fe_t) i glinu (Al_t)

Całkowitą zawartość żelaza (Fe_t) i glinu (Al_t) oznaczano metodą roztworzenia próbek kwasem fluorowodorowym i nadchlorowym. W przypadku Fe_t wynosiła ona od około 0,2 g/kg w poziomach C i CBfe najmłodszych gleb bielicowych na mierzei

Schaabe do ponad 12 g/kg w poziomach Bvt i BvtBfe gleb rdzawych bielcowych w Kevo i na Równi pod Śnieżką, zaś w przypadku Al_t od około 1,6–1,8 g/kg w poziomach C i CBfe na mierzei Schaabe do 20–70 g/kg w poziomach BvlBhfe, BvtBfe, Bvt i CBvt gleby rdzawej bielcowej na Równi pod Śnieżką (tab. 12.18, 12.19).

Analiza pionowego rozmieszczenia zawartości Fe_t i Al_t w profilach glebowych wykazała, że najwyższe jej wartości występują w poziomach próchnicznych, rdzawych i iluwalnych. We współczesnych poziomach próchnicznych całkowita zawartość żelaza wynosi od 4,02 do 4,46 g/kg w glebach białowieskich i karkonoskich oraz 3,67 do 5,13 g/kg w reliktowym poziomie próchnicznym i w poziomie iluwalnym gleby bielcowej Półwyspu Helskiego, zaś w przypadku całkowitej zawartości glinu odpowiednio od 5,21 do 6,72 g/kg i 4,76 do 8,45 g/kg w analogicznych profilach. Wyższa zawartość żelaza (Fe_t) i glinu (Al_t) w stropowych poziomach genetycznych w stosunku do położonych głębiej wynika z silniejszego oddziaływania procesów wietrzenia na substrat glebowy od powierzchni oraz większej akumulacji materii

Tabela 12.18. Zawartość różnych form żelaza w wybranych profilach glebowych

Lokalizacja profilu	Poziom genetyczny	Fe _t	Fe _d	Fe _o	Fe _p	Fe _{ak}	Fe _{tr}	Fe _{sz}	Fe _t /Fe _d	Fe _d /Fe _o	Fe _p /Fe _o	Fe _{ak} /Fe _o	Fe _{tr} /Fe _o	Fe _{sz} /Fe _o
		g/kg								%				
Równia pod Śnieżką 1	Ahe	4,02	1,54	1,51	1,48	2,48	0,03	0,03	38,2	98,0	36,8	96,2	98,1	
	Ehl	2,75	0,28	0,22	0,21	2,47	0,06	0,01	10,2	77,2	7,5	73,5	95,2	
	BvlBhfe	9,49	5,65	4,24	4,00	3,84	1,40	0,25	59,5	7,1	42,1	70,7	94,1	
	BvtBfe	12,43	8,56	6,38	4,59	3,87	2,18	1,79	68,9	74,5	36,9	53,6	71,9	
	Bvt	7,53	4,25	3,43	2,74	3,28	0,82	0,70	56,4	80,7	36,3	64,4	79,7	
	CBvt	4,32	3,43	1,80	0,76	0,89	1,63	1,04	79,3	52,5	17,7	22,3	42,5	
Puszcza Białowieska 4	Ahe	4,46	0,95	0,68	0,63	3,51	0,27	0,05	21,3	71,7	14,2	66,9	93,3	
	BvBfe	5,89	1,42	1,25	1,10	4,47	0,17	0,15	24,1	88,0	18,6	77,3	87,8	
	Bv1	3,21	1,11	1,04	0,71	2,10	0,07	0,33	34,4	94,1	22,0	63,9	67,9	
	Bv2	1,02	0,68	0,53	0,24	0,34	0,15	0,29	66,9	77,7	23,3	34,9	44,9	
	CBv	0,54	0,37	0,25	0,08	0,17	0,17	0,17	68,8	67,3	14,4	21,0	31,2	
	D	0,34	0,29	0,18	0,09	0,05	0,11	0,09	84,5	62,7	27,6	32,6	52,1	
Kevo 7	Ofh	2,32	0,31	0,23	0,03	2,01	0,08	0,20	13,4	74,6	1,4	10,5	14,1	
	Ehl	1,79	0,30	0,14	0,12	1,49	0,16	0,02	16,6	48,0	6,8	41,1	85,7	
	BvtBfe	5,23	1,53	0,53	0,26	3,70	1,00	0,27	29,3	34,7	5,0	17,2	49,4	
	Bvt	13,40	7,89	6,63	2,35	5,51	1,26	4,28	58,9	84,0	17,5	29,7	35,4	
	CBvt	1,98	0,89	0,78	0,08	1,09	0,12	0,69	45,2	86,8	4,3	9,4	10,9	
Półwysp Helski 11	Eh2	2,06	0,45	0,25	0,17	1,61	0,20	0,08	21,9	55,8	8,2	37,3	66,8	
	Ahe	3,67	1,05	0,84	0,82	2,62	0,20	0,02	28,5	80,7	22,5	78,9	97,7	
	Eh1	1,09	0,53	0,46	0,37	0,56	0,07	0,08	48,3	86,7	34,4	71,1	81,9	
	Bhfe	5,13	2,43	1,65	1,65	2,70	0,79	0,00	47,5	67,7	32,2	67,8	100,0	
	Bfe	2,34	0,93	0,81	0,58	1,41	0,12	0,23	39,8	87,0	24,7	62,2	71,5	
	CBfe	1,12	0,67	0,60	0,51	0,45	0,07	0,08	59,9	89,2	45,9	76,7	85,9	
	CG	0,56	0,18	0,10	0,07	0,38	0,09	0,03	33,0	51,5	12,3	37,4	72,8	
Mierzeja Schaabe 15	E2	0,45	0,04	0,03	0,01	0,41	0,00	0,02	8,3	88,2	3,2	38,3	43,4	
	E1Bhfe	2,05	0,20	0,18	0,11	1,85	0,01	0,08	9,7	93,0	5,3	54,7	58,9	
	Bhfe	1,34	0,19	0,17	0,11	1,15	0,01	0,06	14,0	92,1	8,0	57,6	62,5	
	Bfe	0,32	0,06	0,05	0,04	0,26	0,01	0,01	17,6	89,3	11,5	65,7	73,6	
	CBfe	0,22	0,05	0,04	0,03	0,17	0,01	0,01	21,3	86,5	12,5	58,9	68,1	
	Cfeggor	0,24	0,08	0,04	0,03	0,16	0,04	0,00	31,4	49,3	14,5	46,1	93,6	

Tabela 12.19. Zawartość różnych form glinu w wybranych profilach glebowych

Lokalizacja profilu	Poziom genetyczny	Al ₁	Al ₂	Al ₃	Al ₄	Al _{sk}	Al _{kr}	Al _{oc}	Al ₁ /Al ₁	Al ₂ /Al ₁	Al ₃ /Al ₁	Al ₄ /Al ₁	Al _{sk} /Al ₁	Al _{kr} /Al ₁
		g/kg								%				
Równia pod Śnieżką 1	Ahe	5,21	1,24	1,19	0,81	3,97	0,05	0,38	23,8	95,9	15,5	65,0	67,9	
	Ehl	3,21	0,41	0,33	0,19	2,80	0,08	0,14	12,9	79,5	6,0	46,7	58,8	
	BvIBhfe	70,23	28,25	20,45	10,13	41,98	7,80	10,32	40,2	72,4	14,4	35,9	49,5	
	BvIBfe	31,29	16,18	13,11	5,71	15,11	3,07	7,39	51,7	81,0	18,3	35,3	43,6	
	Bvt	22,82	6,48	6,32	3,22	16,34	0,16	3,10	28,4	97,5	14,1	49,6	50,9	
	CBvt	19,23	5,32	4,17	2,22	13,91	1,15	1,95	27,7	78,4	11,6	41,8	53,3	
Puszcza Białowieńska 4	Ahe	6,72	0,60	0,39	0,27	6,12	0,21	0,13	9,0	65,5	4,0	44,2	67,5	
	BvBfe	7,12	1,80	1,75	1,04	5,32	0,05	0,71	25,3	97,4	14,7	57,9	59,4	
	Bv1	4,53	1,56	1,43	0,76	2,97	0,13	0,67	34,5	91,5	16,7	48,4	52,9	
	Bv2	3,98	1,37	0,86	0,32	2,61	0,51	0,54	34,3	62,7	8,0	23,2	37,0	
	CBv	2,46	0,81	0,74	0,74	1,65	0,07	0,00	32,9	91,7	30,1	91,7	100,0	
	D	1,89	0,61	0,29	0,11	1,28	0,32	0,18	32,2	48,0	5,8	18,1	37,7	
Kevo 7	Off	4,23	0,59	0,13	0,13	3,64	0,45	0,00	13,9	22,4	3,1	22,4	100,0	
	Ehl	5,67	0,13	0,10	0,02	5,54	0,03	0,09	2,4	77,7	0,3	13,7	17,6	
	BvIBfe	9,42	0,14	0,13	0,09	9,28	0,01	0,04	1,5	94,6	1,0	65,9	69,7	
	Bvt	15,23	5,21	2,00	1,50	10,02	3,20	0,50	34,2	38,5	9,9	28,8	75,0	
	CBvt	8,98	4,55	0,78	0,43	4,43	3,77	0,35	50,6	17,1	4,7	9,4	54,7	
Półwysep Helski 11	Eh2	3,42	0,11	0,08	0,02	3,31	0,03	0,06	3,3	75,1	0,7	21,9	29,2	
	Ahe	4,76	0,45	0,38	0,21	4,31	0,07	0,18	9,5	85,3	4,3	45,5	53,3	
	Eh1	2,45	0,15	0,15	0,08	2,30	0,00	0,07	6,1	100,0	3,3	53,8	53,8	
	Bhfe	8,45	1,76	1,28	1,19	6,69	0,48	0,09	20,8	72,9	14,1	67,7	92,9	
	Bfe	3,83	1,05	0,82	0,67	2,78	0,23	0,15	27,4	78,4	17,5	64,0	81,6	
	CBfe	2,45	0,61	0,59	0,36	1,84	0,02	0,23	24,8	96,9	14,6	58,7	60,6	
	CG	2,13	0,16	0,14	0,05	1,97	0,02	0,09	7,5	89,7	2,6	34,3	38,2	
Mierzeja Schaabe 15	E2	2,34	0,05	0,04	0,01	2,29	0,01	0,03	2,0	81,6	0,5	25,7	31,4	
	E1Bhfe	3,22	0,36	0,34	0,17	2,87	0,02	0,17	11,1	94,3	5,3	47,9	50,8	
	Bhfe	5,21	1,00	0,96	0,61	4,21	0,03	0,35	19,1	96,5	11,7	61,3	63,5	
	Bfe	2,12	0,78	0,71	0,45	1,34	0,06	0,26	36,7	91,7	21,3	58,2	63,4	
	CBfe	1,79	0,66	0,61	0,40	1,13	0,05	0,21	37,1	91,9	22,1	59,6	64,9	
	Cfeggor	1,56	0,43	0,36	0,20	1,13	0,08	0,16	27,8	82,6	12,7	45,7	55,3	

organicznej. Różnice zawartości Fe_t i Al_t pomiędzy poziomem próchnicznym a poziomami zalegającymi pod nim wynoszą 1–2 g/kg (tab. 12.18, 12.19). Uzyskane wyniki wskazują na stosunkowo wąskie spektrum zmienności zawartości Fe_t i Al_t w poziomach powierzchniowych analizowanych mozaik gleb bielcowych. Znacznie większe zróżnicowanie całkowitej zawartości żelaza i glinu zaobserwowano w poziomach rozwiniętych głębiej: eluwalnym (Fe_t 0,45–2,75 g/kg, Al_t 2,34–5,67 g/kg), iluwalnym (Fe_t 5,13–13,40 g/kg, Al_t 5,21–70,23 g/kg) i skale macierzystej (Fe_t 0,24–4,32 g/kg, Al_t 1,56–19,23 g/kg). Największe wartości całkowitej zawartości glinu i żelaza są charakterystyczne dla najstarszych z analizowanych gleb (Równia pod Śnieżką), mniejsze – dla gleb Laponii i Puszczy Białowiejskiej, a najmniejsze – dla gleb Półwyspu Helskiego i mierzei Schaabe (tab. 12.18, 12.19).

Stwierdzony wzrost Fe_t i Al_t w poziomach diagnostycznych *spodic* w odniesieniu do poziomu eluwalnego i materiału macierzystego podkreśla tendencje do akumulacji żelaza, zwłaszcza w poziomie wzbogacania Bvh oraz Bhfe. Zróżnicowanie

zawartości Fe_t pomiędzy poziomami eluwalnymi i diagnostycznym *spodic* wynosi w badanych glebach 200–400%; największe stwierdzono w najmłodszej glebie mierzei Schaabe – blisko 600%. W przypadku całkowitej zawartości glinu różnice te były jeszcze większe, aż do blisko 2200% w glebach Równi pod Śnieżką (tab. 12.18, 12.19). Uzyskane wyniki potwierdzają tezę, że materiał macierzysty, z którego wykształcone są gleby bielcowe w środkowej i północnej Europie, jest ubogi w półotratlenki metali, niezależnie od położenia geograficznego.

12.5.2. Wolne żelazo (Fe_d) i glin (Al_d)

Zawartość wolnego żelaza (Fe_d) i glinu (Al_d), niekrzemianowego i niezwiązanego z siecią krystaliczną krzemianów, wskazuje na stopień zwietrzenia minerałów pierwotnych i zaawansowanie procesów pedogenicznych (Kowalkowski 1968; Mokma, Buurman 1982; Bednarek 1991; Bednarek, Pokojska 1996; Melke 1997; Kahle i inni 2002; Degórski 2007c). Niekrzemianowa część gleby jest jej najbardziej reaktywnym składnikiem, złożonym z trzech głównych komponentów: połączeń szeroko rozumianej substancji organicznej z metalami, połączeń amorficznych oraz krystalicznych związków niekrzemianowych (Melke 1997).

We wszystkich badanych profilach największą zawartość wolnego żelaza i glinu stwierdzono w diagnostycznym poziomie *spodic*. Podobnie procentowy udział Fe_d w Fe_t oraz Al_d w Al_t jest najwyższy w poziomach diagnostycznych E i Bv tych gleb oraz skałach macierzystych gleb mierzei Schaabe i Puszczy Białowieskiej (tab. 12.18, 12.19). W profilu z Równi pod Śnieżką w podpoziomie Bhfe wartość wskaźnika $Fe_d/Fe_t \cdot 100\%$ wynosi blisko 70%, a $Al_d/Al_t \cdot 100\%$ ponad 50%. Tak duży udział omawianej formy żelaza i glinu w całkowitej ich zawartości może być wynikiem długotrwałego procesu wietrzenia materiału mineralnego gleby, jak również długiego czasu akumulacji Fe_d i Al_d , jaka zachodziła w następstwie procesu bielcowania. Profil ten reprezentuje najstarszą glebę bielcową ze wszystkich badanych gleb. Wysoki udział Fe_d w Fe_t stwierdzono również w glebach Laponii (około 58% w poziomie wzbogacania) oraz glebach białowieskich (około 67–69%). W glebach Puszczy Białowieskiej stwierdzono ponad 80% udział Fe_d w Fe_t również w skale macierzystej, co może być następstwem bardzo intensywnego wietrzenia kriogenicznego – zarówno fizycznego, jak i chemicznego – w skałach morenowych bogatszych w glinokrzemiany, w porównaniu z materiałem glaciofluwalnym i fluwalnym stanowiącym podłoże innych badanych gleb. W pozostałych badanych profilach poniżej poziomów diagnostycznych, zawartość żelaza wolnego i procentowego udziału Fe_d w Fe_t maleje wraz z głębokością. W przypadku wymiennego glinu, a szczególnie jego udziału w całkowitej zawartości tego pierwiastka, uzyskano znacznie mniejsze wartości wskaźnika. Jedną z przyczyn uzyskania takich wyników może być stosowana metoda oznaczeń według Mehry i Jacksona (1960).

Zgodnie z jej właściwościami, według Schwertmanna (1988), wiele tlenków oznaczanych jako tlenki żelaza w glebie może być mieszaniną żelaza i glinu.

12.5.3. Amorficzne formy żelaza (Fe_0) i glinu (Al_0)

Amorficzne lub tzw. słabo uporządkowane struktury tlenków żelaza i glinu, ekstrahowane w odczynniku szczawianowym, określają młode, świeżo wytrącone tlenki tych pierwiastków. Są one jednym ze wskaźników przebiegu współczesnych procesów pedogenicznych (Tamm 1922, 1932; McKeague i inni 1971; Bednarek, Pokoj-ska 1996; Melke 1997; Gustafsson i inni 1998; van Hees, Lundström 2000; Degór-ski 2007). Podobnie jak w przypadku wolnego żelaza i glinu, największa i zarazem malejąca w dół profilu zawartość Fe_0 i Al_0 oraz wysoki udział Fe_0 w Fe_t i Al_0 w Al_t , także stopniowo malejący w głąb profilu, charakteryzuje grupy poziomów: BvBhfe, BvBfe, Bv i Bhfe, Bfe, a także CBv i CBfe, we wszystkich badanych glebach rdzawych bielcowych oraz glebach bielcowych w Kevo, Puszczy Białowieskiej i w Juracie (tab. 12.18, 12.19). Największe zawartości amorficznych form Fe_0 i Al_0 , z dużą przewagą Al_0 , stwierdzono w katenach kriogenicznych gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką i szczególnie w Kevo. Wskazuje to na dużą obecną aktywność środowiska pedogenicznego i na współczesne procesy bielcowania w tych glebach. Potwierdzeniem tego jest ilościowe zubożone poziomu E w Fe_0 i Al_0 . W młodych glebach bielcowych w Juracie i na mierzei Schaabe natomiast udział Fe_0 i szczególnie Al_0 jest znacznie mniejszy. Wyróżnia się jedynie poziom E gleb bielcowych w Juracie zawierający wyższe stężenia Fe_0 niż w badanych glebach rdzawych bielcowych.

Świeżo strącone tlenki żelaza, najczęściej bezpostaciowe lub słabokrystaliczne, ulegają z czasem procesom starzenia, polegającym na odwadnianiu i krystalizacji (Bednarek, Pokoj-ska 1996). Jednym ze sposobów oceny stanu zaawansowania tych procesów jest wskaźnik aktywności Schwertmanna (1964). Określa on współzależności między najbardziej reaktywnymi, amorficznymi formami żelaza (Fe_0) a amorficznymi i jego krystalicznymi, niekrzemianowymi formami (Fe_d). Większa wartość stosunku Fe_0/Fe_d wskazuje na mniejszy stopień krystalizacji związków żelaza i większą aktywność żelaza w procesie glebotwórczym.

Wskaźnik aktywności Fe według Schwertmanna (Fe_0/Fe_d) w poziomie Ah wszystkich badanych gleb jest wysoki i waha się od 0,72 do 0,89. W przylegającym w spągu poziomie E wartości tego wskaźnika są odpowiednio obniżone do 0,47–0,79 i ponownie wzrastają w niższych leżących poziomach Bvt, Bv, Bfe i CBfe – do 0,80–0,90%. Charakterystyczne są małe lub malejące w stosunku do poziomu E jego wielkości w górnych częściach poziomów BvBhfe i BvBfe gleb na Równi pod Śnieżką oraz w BvBfe w Kevo i Bhfe w Juracie. Znajdujemy tu potwierdzenie utrudnionej krystalizacji Fe_0 w obecności ruchomej materii organicznej oraz podwyższonej wilgotności środowiska glebowego, szczególnie wyraźnie zaznacza-

jącej się w glebie bielcowej gruntowoglejowej na Schaabe. Bardzo wysoki stosunek Fe_p/Fe_d jest na ogół typowy dla poziomu diagnostycznego *spodic* gleb bielcowych, co podkreślali już liczni badacze gleb bielicoziemnych (Schwertmann 1964; Blume, Schwertmann 1969; Pokojska 1976, 1979a, Degórski 2002). Wskaźnik Schwertmanna wyraźnie maleje w skale macierzystej i w podłożu do około 0,5–0,6. Najniższe wartości tego wskaźnika stwierdzono w skałach macierzystych najmłodszych gleb, to jest na Półwyspie Helskim i na mierzei Schaabe (tab. 12.18).

12.5.4. Organiczne formy żelaza (Fe_p) i glinu (Al_p)

W warunkach dominacji przemysłowej gospodarki wodnej kompleksy żelazisto-glinowo-próchniczne ulegają przemieszczeniu w glebach bielicoziemnych, wpływając bezpośrednio na profilowy jakościowy układ sekwencji poziomów genetycznych oraz na ich właściwości (Alexandrova 1960; McKeague 1967; Mokma, Buurman 1982; Bednarek 1991; Mokma, Szafranek 2001; Degórski 2007c). We wszystkich badanych glebach bielcowych największą zawartość form żelaza i glinu, ekstrahowanych w pirofosforanie sodu (Fe_p i Al_p) stwierdzono w diagnostycznym poziomie *spodic* (tab. 12.20). W większości poziomów wzbogacania istnieje przewaga Al_p nad Fe_p . Wyjątek stanowią gleby Juraty i okolic Kevo, gdzie stosunek tych elementów jest odwrotny. Szczególnie gleby okolic Juraty prawie w całym profilu charakteryzuje przewaga żelaza pirofosforanowego w stosunku do glinu.

Udział Fe_p w Fe_o w profilach badanych typowych gleb rdzawych bielcowych jest znacząco zróżnicowany, od 10,8 do 98,1%. Najwyższy jest w poziomie Ahe (93,3–98,8%), stopniowo maleje w kolejnych niżej położonych poziomach: E, 85,7–95,2%, BvBhf i BvBfe – 50,0–94,0%, Bv 35,4–79,7% i CBv 10,9–0,42,5%. Młodsze gleby bielcowe w Juracie na Półwyspie Helskim wykazują stosunkowo wyższą zawartość Fe_p w Fe_o na całej głębokości profili, natomiast na mierzei Schaabe, znacznie niższe, także w porównaniu z glebami rdzawymi bielcowymi. W typowych glebach bielcowych w Juracie i na Schaabe, zawartość Fe_p w Fe_o w poziomie E wynosi 40,3–97,7%, Bhfe – 64,5–100%, Bfe – 71,5–73,6%, Cafe – 61,8–85,9%. Wyraźną prawidłowością jest zatem większa akumulacja organicznej formy Fe_p jako składowej amorficznego Fe_o w podpowierzchniowych poziomach gleb rdzawych bielcowych, z maksimum w poziomie Ahe, a w glebach bielcowych – w dolnych częściach profilu z maksimum w Bhfe.

W stosunku do całkowitej zawartości żelaza, formy organiczne tego elementu stanowią odpowiednio od kilku procent w poziomach próchnicznych do maksimum, ponad 40% w podpoziomie BvBhf gleb rdzawych bielcowych Równi pod Śnieżką oraz poziomie Bhfe gleb bielcowych Juraty. Poniżej tych poziomów udział ten zmniejsza się, osiągając ponownie wartość kilkuprocentową w skale macierzystej.

Największy udział Fe_p w Fe_t występuje w poziomie diagnostycznym *spodic* gleb sudeckich i Półwyspu Helskiego. Wynikać to może z aktywności środowiska

pedogenicznego na Równi pod Śnieżką, z między innymi silnym wietrzeniem mrozowym i biogenicznym, które miało miejsce także w początkowej fazie rozwoju najstarszych gleb bielcowych na Półwyspie Helskim, współcześnie znajdujących się pod wpływem wód gruntowych. W warunkach bardzo niskiego pH nastąpiło ograniczenie szybkiego przemieszczania żelaza i glinu w kompleksach organicznych w profilu i akumulacji tej formy Fe. Na sprzyjanie silnie kwaśnego odczynu gleby koagulacji połączeń związków próchnicznych z metalami i ich wytrącaniu zwracano uwagę w literaturze (Sapek 1971; Degórski 2002).

12.5.5. Nieorganiczne formy żelaza (Fe_{ac}) i glinu (Al_{ac})

Pochodną szczawianowych i pirofosforanowych form Fe w glebach jest zawartość nieorganicznego żelaza (Fe_{ac}) i glinu (Al_{ac}), którą wylicza się z różnicy pomiędzy zawartością amorficznych, organicznie związanych połączeń Fe_o i Al_o , a organicznymi formami tych pierwiastków Fe_p i Al_p .

Tabela 12.20. Formy pirofosforanowe oraz szczawianowe glinu i żelaza w wybranych profilach glebowych

Lokalizacja profilu	Poziom genetyczny	C_o	Fe_o	Al_o	$C_p+Fe_p+Al_p$	C_o/Al_o+Fe_p	$Al_p+1/2Fe_p$
		g/kg			%		
Równia pod Śnieżką 1	Ahe	34,43	1,48	0,81	3,67	15,06	1,94
	Ehl	6,94	0,21	0,19	0,73	17,36	0,44
	Bv/Bhfe	82,63	4,00	10,13	9,38	5,64	22,57
	Bvt/Bfe	30,62	4,59	5,71	4,09	2,97	16,30
	Bvt	10,26	2,74	3,22	1,62	1,72	8,04
	CBvt	6,69	0,76	2,22	0,97	2,24	5,07
Puszcza Białowieska 4	Ahe	15,11	0,63	0,27	1,60	16,77	0,73
	Bv/Bfe	13,13	1,10	1,04	0,83	2,86	2,38
	Bv1	4,98	0,71	0,76	0,64	3,40	1,95
	Bv2	2,59	0,24	0,32	0,31	4,67	1,12
	CBv	1,85	0,08	0,74	0,27	2,26	0,87
	D	1,77	0,09	0,11	0,20	8,69	0,38
Kevo 7	Ofh	4,70	0,03	0,13	0,49	30,60	0,25
	Ehl	3,56	0,12	0,02	0,27	18,20	0,18
	Bvt/Bfe	2,34	0,26	0,09	0,27	6,55	0,40
	Bvt	9,37	2,35	1,50	1,32	2,43	5,32
	CBvt	2,48	0,08	0,43	0,30	4,85	1,17
Jurata 11	Eh2	3,00	0,17	0,02	0,32	15,55	0,21
	Ahe	11,94	0,82	0,21	1,30	11,60	0,81
	Eh1	2,32	0,37	0,08	0,38	7,29	0,38
	Bhfe	18,82	1,65	1,19	0,87	2,05	2,11
	Bfe	4,33	0,58	0,67	0,56	3,47	1,23
	CBfe	2,66	0,51	0,36	0,35	3,05	0,89
	CG	1,55	0,07	0,05	0,17	12,54	0,19
Schaabe 15	E2	1,20	0,01	0,01	0,12	45,43	0,05
	E1/Bhfe	6,00	0,11	0,17	0,33	10,72	0,43
	Bhfe	5,76	0,11	0,61	0,65	8,02	1,05
	Bfe	4,04	0,04	0,45	0,45	8,26	0,74
	CBfe	3,29	0,03	0,40	0,40	7,77	0,63
	Cfeggor	2,59	0,03	0,20	0,20	11,13	0,38

Formy żelaza pochodzące z różnicy $Fe_o - Fe_p$ określane są jako żelazo nieorganiczne i niekrystaliczne (Bascomb 1968; McKeague i inni 1971; Mocek 1988; Melke 1997). Ich obecność w glebie jest istotna z uwagi na wysokie powinowactwo do innych organicznych i nieorganicznych związków chemicznych, głównie fosforanów i krzemianów (Melke 1997).

Podobnie jak w przypadku nieorganicznego żelaza, również różnica pomiędzy Al_o i Al_p określa zawartość nieorganicznego glinu Al_{ac} . W ostatnich latach coraz więcej uwagi poświęca się różnym postaciom glinu w glebach bielcowych, zwłaszcza jego formom nieorganicznym. Zainteresowanie to wynika z innego spojrzenia na przebieg procesu, który przez niektórych gleboznawców, głównie skandynawskich, wiązany jest z przemieszczaniem w profilu zoli glinu z krzemem (jako protoimogolit), czy też z powstawaniem rozpuszczalnych kompleksów Fe-Al (Farmer i inni 1980; Farmer, Fraser 1982; Lumsdon, Farmer 1995; Gustafsson i inni 1995, 1998, 1999; Lundström i inni 2000b).

W profilach badanych gleb zmienność ilościowa nieorganicznych form żelaza i glinu jest podobna do rozmieszczenia form organicznych i amorficznych. Ich zawartość wzrasta w poziomie diagnostycznym *spodic* a następnie maleje w głąb profilu. Największe różnice zawartości nieorganicznych form żelaza i glinu pomiędzy poziomami E i B_h stwierdzono w glebach Równi pod Śnieżką, czyli najstarszych spośród badanych pedonów. Różnice te zmniejszają się wraz z wiekiem gleb i są najmniejsze w glebach mierzei Schaabe i Juraty na Półwyspie Helskim (tab. 12.20).

12.5.6. Krzemianowe formy żelaza (Fe_{gk}) i glinu (Al_{gk})

Zawartość krzemianowej formy żelaza (Fe_{gk}) i glinu (Al_{gk}) w glebie określa się z różnicy pomiędzy całkowitą zawartością żelaza Fe_t a zawartością żelaza wolnego Fe_d , a jej obliczenie może być pomocne między innymi przy ocenie stopnia i zwietrzenia materiału oraz wieku gleby (Mokma, Buurman 1982; Mocek 1988; Bednarek, Pokojska 1996; Melke 1997; Degórski 2007). W badanych glebach bielcowych zawartość krzemianowej formy żelaza maleje w głąb profilu, osiągając wartości najwyższe w diagnostycznym poziomie *spodic* i najniższe w poziomie skały macierzystej, co zgodne jest ze zróżnicowaniem oddziaływania procesów wietrzenia i procesów pedogenicznych na poszczególne poziomy genetyczne (tab. 12.18, 12.19). Dane z literatury wskazują, że krzemianowe formy żelaza po wietrzeniu substratu glebowego nie przemieszczają się w głąb profilu (Karlton i inni 2000; Szafranek 2000; Degórski 2002).

Rozmieszczenie w profilach żelaza Fe_{gk} i Al_{gk} jest przeciwstawne do formy wolnego żelaza Fe_d i Al_d . Najlepiej zaznacza się to w starych glebach, gdzie w poziomach diagnostycznych udział wolnego żelaza jest dwukrotnie wyższy w porównaniu z żelazem krzemianowym. W glebach eoholocenijskich obszarów porcje te są bardziej wyrównane, zaś w glebach neoholocenijskich dominują formy

krzemianowe żelaza i glinu w porównaniu z formami wolnymi tych pierwiastków (tab. 12.18, 12.19). Dotyczy to głównie gleb na mierzei Schaabe, wykształconych z materiału litologicznego zawierającego najwięcej glinokrzemianów (np. skaleni) czy krzemianów (np. amfiboli). Region ten ma wilgotny klimat morski, który wpływa na przyspieszenie procesów wietrzenia pierwotnego materiału geologicznego.

12.5.7. Niekrzemianowe, krystaliczne formy żelaza (Fe_{kr})

Wśród związków żelaza w glebie niezwiązanych z krzemianami, część występuje w formie krystalicznej (Mokma, Buurman 1982; Melke 1997; Karlton i inni 2000; Degórski 2002). Ilość niekrzemianowej, krystalicznej formy żelaza określa się jako różnicę zawartości wolnego żelaza (Fe_d) i żelaza amorficznego i organicznego (Fe_o). Na ilość żelaza w tej formie w glebach bielicowych wpływa niewątpliwie ich wiek, a ponadto klimat warunkujący typ i tempo wietrzenia oraz procesy pedogeniczne, jak i czynniki utrudniające krystalizację, takie jak znacząca zawartość próchnicy, jonów fosforanowych oraz krzemianowych (Bednarek, Pokojska 1996).

Udział żelaza krystalicznego w żelazie ogółem osiągnął największe wartości – ponad 20% – w glebach najstarszych, czyli na Równi pod Śnieżką. Wzrost zawartości Fe_{kr} oraz większy udział Fe_{kr} w Fe_t może potwierdzać wpływ czynnika czasu na przebieg krystalizacji żelaza w glebach bielicowych. W nich stwierdzono również największe różnice zawartości Fe_{kr} pomiędzy poziomem próchnicznym, eluwialnym a podpoziomem wzbogacania Bh.

Najniższym stopniem krystalizacji tlenków Fe i największą aktywnością tego pierwiastka w procesie kształtowania się analizowanych gleb bielicowych cechują się przede wszystkim poziomy próchniczne oraz eluwialne. Poniżej nich, w poziomach diagnostycznych *spodic* stwierdzono wzrost udziału form krystalicznych żelaza (tab. 12.18). Jakkolwiek większa zawartość materii organicznej w podpoziomie wzbogacania Bhfe utrudnia krystalizację, z upływem czasu następuje w nim kumulacja tej formy żelaza. Niemniej, prawie we wszystkich poziomach *spodic* dominują nadal aktywne formy amorficznego Fe.

12.6. Ocena zaawansowania procesu bielicowania

Na podstawie zawartości różnych form żelaza i glinu oraz ich wzajemnych relacji określa się nie tylko kryteria paleopedologiczne, na przykład stopień zwietrzenia materiału, ale również stopień zaawansowania procesów pedogenicznych w rozwoju danej gleby. Zależności pomiędzy zawartością różnych form żelaza i glinu posłużyły do konstrukcji kilku wskaźników ilościowej oceny przebiegu procesu bielicowania (Konecka-Betley 1968; Mokma, Buurman 1982; Bednarek, Pokojska 1996) oraz

zdefiniowania diagnostycznych kryteriów wydzielenia diagnostycznego poziomu *spodic* (Mokma, Buurman 1982; Mokma 1983; Bednarek 1991; WRB 1998, 2006).

Jednym z kryteriów charakteryzujących proces bielicowania, które stało się propozycją zaklasyfikowania danego pedonu do jednostki taksonomicznej „podzol”, jest według WRB (1998) zawartość amorficznego żelaza i glinu w poziomie wzbogacania. Według przyjętych przez WRB kryteriów, suma amorficznego glinu i ½ amorficznego żelaza powinna stanowić minimum 0,5% masy gleby. W badanych glebach bielicowych wartość ta zawiera się w szerokim zakresie od 0,10% w poziomie Bhfe gleby bielicowej gruntowoglejowej na mierzei Schaabe do 2,26% w poziomie BhlBfe gleby rdzawej bielicowej na Równi pod Śnieżką (tab. 12.21). Tylko gleby dwóch obszarów badawczych spośród pięciu analizowanych spełniają te wymagania (Równi pod Śnieżką i Laponii); wskazuje to na silny proces bielicowania tych gleb, będących obecnie również pod najsilniejszym oddziaływaniem czynników egzogenicznych oraz należących do najstarszych spośród analizowanych profili. Podobne spostrzeżenia można znaleźć w opisie gleb bielicowych stanu Michigan w USA (Mokma 1991), czy też gleb bielicowych północnej i środkowej Europy (Degórski 2002), w których zawartość amorficznego glinu i żelaza w poziomie *spodic* wzrasta wraz z wiekiem gleb.

Tabela 12.21. Wartości wskaźników charakteryzujących chemiczne kryteria procesu bielicowania

Lokalizacja	$Al_0 + 1/2Fe_0 B$	$Al_0 + 1/2Fe_0 B$ $Al_0 + 1/2Fe_0 E$	$Fe_0 B$ $Fe_0 E$	W_i	$C_p + Al_p + Fe_p B$	$C_p + Al_p + Fe_p B$: $C_p + Al_p + Fe_p A$	C_p : $Al_p + Fe_p B$
	%		%				
	a	b	c		d	e	
Równi pod Śnieżką	2,26	29,0	30,6	5,71	9,38	255,6	5,9
Puszcza Białowieska	0,24	1,8	1,5	0	0,83	51,9	6,1
Kevo	0,53	47,4	26,3	0,83	1,32	269,4	14,8
Półwysep Helski	0,21	6,6	5,4	1,32	0,87	66,9	6,5
Mierzeja Schaabe	0,11	6,0	4,8	0,87	0,65	363,6	21,4

a – zawartości amorficznego żelaza i glinu w poziomie wzbogacania, według WRB (1998)

b – przemieszczania amorficznego żelaza i glinu według WRB (1998)

c – przemieszczania wolnego żelaza, według Koneckiej-Betley (1968) i Bednarek (1991)

d – iluwiacji (W_i) według Mokmy (1983)

e – zawartości kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych w poziomie wzbogacania, według Mokmy (1983)

f – relacje pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym a poziomach diagnostycznych *spodic* i *sideric*, według Mokmy (1983) i Bednarek (1991)

g – charakterystyki kompleksów nieruchomych (Mokma 1983)

Według G.D. Smitha (1986) pod poziomem *spodic* sprzężonym z nadległym poziomem *albic* często znajduje się poziom *argillic*. Cechy *argillic* mają gleby na Równi pod Śnieżką i w Kevo w poziomach BvtBfe, Bvt i CBvt. W tych poziomach gleb na Równi pod Śnieżką wskaźnik Al_0 i ½ Fe_0 wynosi odpowiednio 1,63, 0,80 i 0,50%, a w Bvt i CBvt znacznie młodszych gleb w Kevo – 0,53 i 0,12%. Interesujące

jest występowanie wartości wskaźnika Al_0 i $\frac{1}{2} Fe_0$ około 0,50% w dolnych częściach profilu gleb rdzawych bielicowych odległych regionów geograficznych, późnoglacialnego i eoholocenijskiego wieku, z różnymi okresami trwania środowisk peryglacialnych i ekstraperyglacialnych. Różnicującym czynnikiem jest rodzaj i wiek form próchnicy zakumulowanych w poszczególnych poziomach biogenicznych. Według M. von Lützw i innych (2008) próchnica w poziomach glebowych składa się z trzech form:

- ▶ aktywnej, składającej się z resztek organicznych o wieku 1–10 lat,
- ▶ pośredniej, biogenicznie zagregowanej, o wieku od 10 do 100 lat,
- ▶ pasywnej, abiotycznie mikrozagregowanej o wieku powyżej 100 lat.

Każda z tych form próchnicy ma inne charakterystyczne właściwości wodne i zdolności jonowymienne, decydujące o cechach ekologicznych środowiska glebowego.

Po ukazaniu się klasyfikacji gleb WRB (1998), pojawiły się jednak liczne opinie środowiska gleboznawców, że zaproponowana przez autorów wartość wskaźnika jest zbyt wysoka, ponieważ wiele gleb bielicowych spełniających pozostałe kryteria morfologiczno-chemiczne, ma wskaźnik poniżej 0,5%. Zdarza się również, że większa koncentracja amorficznego glinu i żelaza występuje w podpoziomie Bfe w porównaniu z Bhfe lub w poziomie Bv w zestawieniu z BvBfe. Dlatego w nowej wersji klasyfikacji WRB (2006) zaproponowano pewną wariantowość stosowania wskaźników chemicznych.

Innym kryterium diagnostycznym używanym do klasyfikacji gleb bielicoziemnych, a zaproponowanym przez WRB, jest wskaźnik przemieszczania amorficznych form żelaza i glinu, określony jako stosunek ich zawartości w poziomach diagnostycznych *albic* – E, *spodic* – Bfe i *sideric* – Bv, wyrażony matematycznie jako: $(Al_0 + 0,5 Fe_0 B) / (Al_0 + 0,5 Fe_0 E)$. Według propozycji WRB (1998, 2006), minimalna wartość tego wskaźnika w przypadku gleb bielicowych powinna wynosić 2, co wskazuje, że poziomy diagnostyczne *spodic* powinny zawierać co najmniej dwa razy więcej amorficznych form żelaza i glinu aniżeli poziom eluwalny. Cztery (poza profilem białowieskim) spośród analizowanych gleb bielicowych spełniają to kryterium, mają bowiem wskaźnik od 6,0 (gleba na Rugii) do 47,4 (Równia pod Śnieżką). W glebach Puszczy Białowieskiej wskaźnik ten wyniósł 1,8. Uzyskane wyniki wskazują na dość silny proces iluwacji, jaki zachodzi w analizowanych glebach, szczególnie na Równi pod Śnieżką i w Laponii.

Podobne zróżnicowanie przestrzenne wykazuje wskaźnik iluwacji (Wi) określony przez Mokmę (1983) jako: $\sum_B C_p Al_p Fe_p - \sum_A C_p Al_p Fe_p$. Wśród badanych gleb bielicowych najwyższą jego wartość (9,38) uzyskano dla profilu położonego na Równi pod Śnieżką, a następnie w glebach Laponii, gdzie wynosi 1,32 (tab. 12.21). Pozostałe analizowane gleby charakteryzuje mała zmienność wskaźnika (0,65–0,87).

Wskaźnik przemieszczania wolnego żelaza Wp_{Fe} zaproponowany został przez K. Konecką-Betley (1968) i określony jako stosunek zawartości Fe_d w dwóch sąsiednich poziomach genetycznych: próchniczo-eluwialnym lub eluwialnym i *spodic*. W analizowanych glebach wskaźnik ten jest zróżnicowany od 1,5 w profilu białowieskim do 30,6 w glebie sudeckiej (tab. 12.21). Najwyższe wartości odnotowano w najstarszych spośród badanych obszarów najsilniejszego współcześnie oddziaływania czynników egzogenicznych.

Kolejnym istotnym kryterium diagnostycznym w ocenie procesów bielicowania jest stosunek molowy węgla organicznego do sumy glinu i żelaza oznaczonych w wyciągu pirofosforanowym. Bardzo często jest on wykorzystywany jako kryterium wyznaczania poziomów diagnostycznych *spodic* (Mokma, Buurman 1982; Bednarek 1991; Karlton i inni 2000; Degórski 2002, 2003c). Na nim bazuje wiele klasyfikacji gleb, w tym również *Systematyka Gleb Polski* (1989). Według D. Mokmy (1983), kompleksy żelazowo-glinowo-próchniczne cechują się różnym stopniem ruchliwości. Ustalił on, że gdy wspomniany stosunek jest większy od 5,8, ale mniejszy od 25, to kompleksy te stają się nieruchome. W poziomach diagnostycznych *spodic* wszystkich analizowanych gleb bielicowych uzyskane proporcje molowe $C_p/(Al_p+Fe_p)$ spełniają niniejsze kryterium (tab. 12.21), a wartość tego wskaźnika waha się od 5,9 w profilu położonym na Równi pod Śnieżką do 21,4 w glebie mierzei Schaabe. W poziomach eluwialnych powyżej poziomu *spodic* wartości stosunku molowego były niższe od 5,8 lub wyższe od 25 (tab. 12.21). Świadczy to o ruchliwości kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w górnych partiach analizowanych profili glebowych i ich bardzo ograniczonej mobilności w poziomie diagnostycznym *spodic*.

D. Mokma (1983) zaproponował jeszcze dwa wskaźniki diagnozujące przebieg procesów bielicowania w profilach glebowych, a oparte na ocenach zawartości kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poszczególnych poziomach genetycznych. W pierwszym z nich autor wskazał na prawidłowość, że poziom diagnostyczny *spodic* powinien zawierać ponad 0,5% kompleksowych połączeń próchnicy z R_2O_3 określanych na podstawie wyników uzyskiwanych w czasie ekstrakowania próbek w pirofosforanie sodu. Wszystkie badane gleby bielicowe spełniają to kryterium, bowiem wartość sumy $C_p+Al_p+Fe_p$ wynosi od 0,65% w glebie z Schaabe do 9,38% w glebie Równi pod Śnieżką. Drugi wskaźnik wykorzystuje relacje pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym i poziomach diagnostycznych *spodic*. Według D. Mokmy (1983) zawartość kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w *spodic* jest większa niż w poziomie próchnicznym. Wszystkie analizowane profile spełniają również to kryterium (tab. 12.21). Największe różnice pomiędzy zawartością kompleksów w omawianych poziomach występują w profilach mierzei Schaabe (363%), Kevo (269%) i Równi pod Śnieżką (256%); wskazuje to na najsilniejsze przemieszczanie kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych.

13. Koncepcje systemu profilowego wskaźników trendów i dyskontynuacji procesów bielicowania

13.1. Problemy kryteriów indykacyjnych poziomów diagnostycznych gleb

W każdej strefie glebowej obok dominujących strefowych typów gleb znajdują się różnowiekowe asocjacje katen polipledonów uzależnionych od nierównoczesowych faz ich historii rozwojowej, w lokalnych układach zmiennie działających czynników glebotwórczych. Wszystkie te różne formy genetyczne nagromadzone w profilach glebowych zawierają cechy wskaźnikowe stref fizycznogeograficznych, w których powstały, a które koniecznie należy odkryć i skwantyfikować, ażeby uniknąć uproszczeń a w konsekwencji metodologicznie niewłaściwego zaszeregowania ich w systemach klasyfikacyjnych.

Problem ten rozpatrywał już J. Afanasjev (1930) w publikacji pt. *Osnovnyje čerty počvennogo pokrova Zemli*, rozwijającej zasady strefowości gleb sformułowane przez V. Dokučajeva. Według współczesnych zaawansowanych poglądów (np. Yaalon 1971; Glazovskaja 1973; Rozanov 1975; Velichko i inni 1984; Bull 1984; Kowalkowski 1989; Dobrovolski i inni 1990; Lal 2004; Kopp, Schwanecke 2007; Altermann i inni 2008; Degórski, Kowalkowski 2010), gleby w pedosferze reprezentują zróżnicowane, biologicznie aktywne, hierarchicznie zbudowane środowiska. W nich odbywają się biomorfogeograficzne i biomorfogeochemiczne interakcje między krajobrazami i ciągle zmieniającymi się ich powierzchniami, wodami i atmosferą. Tylko badania gleb przy zastosowaniu metody kompleksowej rekonstrukcji ich paleogeografii (Starkel 1977), w całości i na każdym strukturalnym ich poziomie organizacji w danej czasoprzestrzeni, mogą być źródłem dostatecznie pełnej wiedzy o ich dotychczasowej dyskontynuacyjnej genezie, dawnych i obecnych właściwościach i trendach współczesnego rozwoju.

Zważywszy, że gleby w krajobrazie w każdym czasie odgrywają również ważną rolę ekologiczną w transformacji, buforowaniu, akumulacji oraz filtrowaniu energii i wody, jak i rolę rozpuszczalnika i generatora dyspersji cząstek mineralnych i organicznych, niezwykle trudne jest wyselekcjonowanie i ilościowo-jakościowe sprecyzowanie racjonalnych różnicujących bądź integrujących kryteriów (wskaźników) stanów i procesów trwałego, zrównoważonego rozwoju. Cechy wskaźnikowe znajdują się w profilu poziomów genetycznych i warstw litologicznych powstałych w różnych fazach rozwojowych krajobrazu, uznanych przede wszystkim na podstawie morfologii za diagnostyczne. Musimy sobie także zdawać sprawę, że stosowany przez nas system klasyfikacyjny jest wytworem człowieka. Jego konstrukcja i treść są odzwierciedleniem stanu wiedzy w danym czasie oraz potrzeby użytkowej, zatem mogą ulegać, ulegają i powinny ulegać zmianom w czasie. Dlatego każdy stworzony system indykacyjny i klasyfikacyjny powinien mieć zdolność dostosowawczą do tych zmian.

G.D. Smith (1986) w swoich *Wywiadach* przedstawia rozwój koncepcji indykacji poziomów diagnostycznych zastosowanej po raz pierwszy w *Siódmym Przybliżeniu Taksonomii Gleb* (1960, 1975). Jest ona niekonsekwentna, szczególnie w odniesieniu do poziomów A_2 (E) i B określanymi jako diagnostyczne poziomy *albic*, *cambic*, *spodic*, *fragipan* i *sideric* z systemu nomenklatury poziomów A, B, C wprowadzonego przez Dokučajewa w drugiej połowie XIX wieku. System ten, ciągle rozbudowywany i poprawiany, pomimo jego niekonsekwencji został zaakceptowany przez organizacje międzynarodowe ISSS, ISRIC i FAO do stosowania w klasyfikacji gleb. Opublikowany w *Światowej podstawie odniesienia dla zasobów glebowych* (WRB 1998), obowiązuje w większości krajów świata.

Wyróżnienie poziomów diagnostycznych zostało przyjęte pozytywnie, jednak ich kryteria indykacyjne, dotyczące zabarwienia, miąższości, zawartości wolnego i związanego Al i Fe, zawartości C i innych cech, spotkały się z wieloma zastrzeżeniami dotyczącymi regionalnej trafności, odpowiedniości i rozdzielności w odniesieniu do różnych stref glebowych i regionów geograficznych. Przede wszystkim na podstawie tych kryteriów wyróżnia się gleby typowe, z dobrze rozwiniętymi profilami oraz duże grupy gleb o zbliżonej budowie profili, których morfologiczne, fizyczne i chemiczne cechy nie w pełni odpowiadają założonym kryteriom indykacyjnym. Gleby te niekiedy zostały zaszeregowane do nieodpowiednich jednostek typologicznych (np. De Kimpe, Martel 1976; Avery i inni 1977; Farmer i inni 1980; McKeague, Schuppli 1982; Wang, Rees 1980; McKeague i inni 1983a,b; Mokma 1983; Olsson, Melkerud 2000; Kahle i inni 2002; Bussemer 2005).

Do podobnych wniosków dochodzi E. Janowska (2001) we wnikliwym opracowaniu dotyczącym przydatności indykacyjnej kryteriów chemicznych różnicujących wytworzone z piasków i pyłów eolicznych poziomy diagnostyczne gleb rdzawych i rdzawych bielcowych różnego wieku i faz rozwojowych. Nawet

niewielkie różnice warunków ekologicznych, np. rzeźby powierzchni Ziemi, zbiorowisk roślinnych czy wilgotności powietrza powodują inne ilościowo uruchamianie, transport i osadzanie związków C_{org} , Fe, Al i P w profilach poziomych glebowych. Odzwierciedleniem tego są odbiegające od przyjętych za wskaźniki wielkości liczb przemieszczania. Nadal otwarte jednak pozostaje stwierdzenie E. Janowskiej (1994, 1997, 2001), przyjęte za Z. Prusinkiewiczem i R. Bednarek (1985) oraz R. Bednarek (1991), że poziom *sideric* diagnostyczny dla gleb rdzawych nie ma specyficznych cech chemicznych, wyróżniających te gleby w zależności od okresu ich powstania i pochodzenia skały macierzystej, ukształtowania terenu czy położenia geograficznego. Główna przyczyna takiego wnioskowania przyjęta przez wymienionych autorów wynika przede wszystkim z tego, że badacze ci nie realizowali odpowiednich w skali geograficznej przyczynowych badań geolitomorfogenetycznych, koncentrując się na genezie i właściwościach gleb w jednym regionie geograficznym. W tym świetle należałoby jednak zastanowić się nad przyjęciem proponowanej, bardzo krytykowanej w przeszłości, propozycji J. Tomaszewskiego (1964), dotyczącej rozróżnienia w metodyce badań cech i właściwości związanych z **procesami glebotwórczymi** powodującymi w skale macierzystej i w profilu glebowym zmiany ilościowo-jakościowe od **procesów glebowych**, dzięki którym w profilu glebowym zachodzą długookresowe zmiany ilościowe.

Wyniki naszych badań w pięciu katenach glebowych wytypowanych w różnych pod względem wieku i skał macierzystych regionach geograficznych wykazują jednoznacznie, że w każdym z nich panowały i nadal istnieją odrębne systemy układów czynników glebotwórczych, odpowiednie do lokalnych warunków geomorfopedogenicznych, różnie działających w czasie istnienia danej kateny. Z tego wniosku, iż należy dążyć do poznania geograficznie uwarunkowanych procesów geomorfolitopedogenicznych, na podstawie których będzie można zbudować system cech wskaźnikowych umożliwiających stworzenie diagnostyki glebowych poziomów diagnostycznych dla gleb jako naturalnych komponentów środowiska geograficznego.

13.2. Założenia nowego paradygmatu geolitomorfogenicznej genezy gleb rdzawych bielcowych i bielcowych

Wiadomo, że ustalenie podobieństwa jednej gleby mineralnej do innych gleb, bez wiedzy o rozwoju geolitomorfogenezy krajobrazu, będącego ich środowiskiem współczesnym, bywa trudne. Na przykład dla elementów jednego taksonu

glebowego może istnieć wskaźnikowe podobieństwo uziarnienia, a dla elementów innego taksonu – podstawowego stanu chemizmu. Zazwyczaj konieczne jest podjęcie decyzji, która lub które z definiowanych cech i właściwości gleby są najbardziej znaczące i następnie wykorzystanie ich w grupowaniu gleb w jednoznacznie zdefiniowane jednostki typologiczne. Najlepsze grupowanie powinno determinować definicję, a nie odwrotnie. Proces grupowania prowadzący do najbardziej precyzyjnej i najbardziej znaczącej interpretacji taksonu glebowego jest najlepszy.

Nasza propozycja dotyczy gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych, których kateny badaliśmy w pięciu różnych regionach geograficznych.

Pamiętajmy, że V. Dokučajev, będąc od 1867 r. studentem Uniwersytetu Petersburskiego, realizował przyczynowe i dynamiczne badania geologiczne, geomorfologiczne i mineralogiczne głównie osadów czwartorzędowych i wytworzonych z nich gleb w dolinach rzek różnych regionów geograficznych Rosji (Sobolev 1952). Jeszcze przed obroną w 1876 r. pracy magisterskiej został w 1875 r. zaproszony przez V. Časlavskiego do zestawienia naturalnej klasyfikacji gleb z opisem rosyjskiego czarnoziemu do *Mapy Gleb Europejskiej Rosji* tego badacza, w tym samym roku nagrodzonej złotym medalem na paryskim Kongresie Nauk Geologicznych. W opublikowanym w 1879 r. objaśniającym tekście do tej mapy pt. *Kartografia rosyjskich gleb* V. Dokučajev stwierdził, że „Każda gleba jest produktem współdziałania macierzystych litych skał, klimatu, roślinności i reliefu położenia... , poznając gleby jednocześnie poznajemy ich twórców i to nie tylko współczesnych, a także minionych...”. Skartowany obszar czarnoziemów podzielił na regiony geograficzne, następnie w każdym z nich zgrupował opisane gleby według zasady podobieństwa geologiczno-morfologicznego i chemicznego ich profilowych cech i właściwości w odpowiednie grupy typów skupiających zbiory taksonów o podobnej budowie profili. W 1881 r. Dokučajev do czynników wpływających na rozwój gleb włączył jej wiek wynikający z historii geologicznej regionu. Warto tu podkreślić, że również S. Mikłaszewski (1927) do mapy gleb Polski 1 : 1 500 000 opracował mapę regionów glebotwórczych dawnej Polski w skali 1 : 10 mln, na której wyróżnił 5 regionów bielcowania. Na podstawie obliczonych współczynników opadowo-temperaturowych klimatu wprowadził stopnie zaawansowania bielcowania wyraźne, słabe i silne.

Spośród licznych współczesnych narodowych klasyfikacji gleb w Europie wyróżnia się najbardziej zbliżone do zalecanych przez V. Dokučajeva (1879, 1880, 1883) zasad geologiczno-geomorfologicznych grupowanie leśnych gleb typowych według kryteriów glebowo-siedliskowych, wdrożone przez D. Koppa (1961, 1966) na terenach NRD. Dla każdego z wydzielonych 48 makroregionów siedliskowo-klimatycznych badacz ten wyróżnił *glebę z profilem wskaźnikowym (Weiserprofil)* charakteryzującą określony obszar geomorfologiczno-siedliskowy w regionie o powierzchni średnio od 100 do 1000 ha. Podstawą charakterystyk tych gleb wyróż-

niających były poznane opisowo i następnie wyjaśniająco zespoły **profilu podstawowego** cech i właściwości mało zmiennych (stabilnych, *Stamm-Eigenschaftsprofil*) oraz **profilu stanu** (*Befundsprofil*) na podstawie cech i właściwości łatwo zmiennych znajdujących się w profilu glebowym.

Szczególne znaczenie diagnostyczne miało rozpatrywanie przez D. Koppa **mozaik grup typów gleb** w powiązaniu z mozaikami form morfologicznych powierzchni ziemi i form makroklimatu w katenach profili substratu, przekształceń mrozowych i biologicznych oraz glebopokryw stokowych i profili poziomów powstałych w środowiskach glacialnych, peryglacialnych i ekstraperyglacialnych na terenach lodowcowych i polodowcowych. Tego nie mógł dokonać V. Dokučajev ze względu na brak wiedzy o tych zagadnieniach w XIX wieku. Dzięki wykorzystaniu tych dwóch grup cech diagnostycznych gleb uwzględniających warunki siedliskowe, powstały nowe możliwości optymalizacji rozwiniętej ekologicznej klasyfikacji gleb na podstawach geolitomorfopedogenetycznych (Kowalkowski 2006; Kopp, Schwanecke 2007; Altermann i inni 2008).

Opublikowana w 1994 r. *Mapa regionów morfogenetyczno-glebowych Polski* w skali 1 : 500 000 (Kowalkowski i inni 1995) przedstawia podział obszaru Polski na 71 makroregionów przy wykorzystaniu *Mapy gleb Polski* w skali 1 : 500 000 (1977), *Przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski* w skali 1 : 500 000 (1980), *Mapy geologicznej Polski* w skali 1 : 500 000 (1986) oraz *Mapy warunków glebowych i klimatycznych rolnictwa* 1 : 1 000 000 (1976) na podkładzie fotomapy 1 : 500 000 wykonanej z obrazów satelitarnych LANDSAT. Była to pierwsza w Polsce próba regionalnej kartograficznej syntezy morfogenetyczno-glebowej, uwzględniającej w interpretacji czasowej i przestrzennej morfogenetyczne elementy mozaik pokrywy glebowej Polski w ujęciu genetycznym, ewolucyjnym i dynamicznym, z określeniem gleb typowych, dominujących i towarzyszących, w każdym z wyróżnionych i zlokalizowanych makroregionów.

Nasze doświadczenie wynikające z przedstawionych w poprzednich rozdziałach wyników badań katen gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych wskazuje, że diagnostyka gleb pomimo poszukiwania miar uniwersalnych, powinna być odniesiona do występujących w polodowcowych obszarach Europy równoleżnikowych pasów układów trwałych i zmiennych form morfologicznych powierzchni ziemi, zwietrzelin i osadów mineralnych i organicznych oraz wytworzonych z nich gleb przy udziale zbiorowisk organizmów żywych. Jest to potwierdzeniem częściowych sugestii W. Schillinga i H. Wiefela (1962), D. Koppa (1961, 1965), D. Koppa i K.-D. Jägera (1972), M. Glazovskiej (1973), S. Buola i innych (1989), A. Kowalkowskiego (1988c), A. Kowalkowskiego i innych (1995), M. Degórskiego (1995, 1999, 2002) o konieczności racjonalizacji przyczynowego diagnozowania i grupowania pedonów i polipedonów w mozaikach pokrywy glebowej w zasięgach regionów morfogenetycznych powierzchni Ziemi.

13.3. Geolitomorfogenetyczne podstawy systemu czasoprzestrzennego zróżnicowania diagnostyki rozwoju gleb rdzawych bielicowych i gleb bielicowych

Zrealizowane badania w pewnym zakresie poszerzyły wiedzę o dużej złożoności warunków rozwoju gleb rdzawych bielicowych oraz bielicowych. Nie zostały jednak w pełni osiągnięte założenia badawcze, szczególnie dotyczące koncepcji systemu profilowego wskaźników, skutków, trendów i dyskontynuacji procesów bielicowania i rdzawienia na podstawie fizykochemicznych i chemicznych właściwości gleb. Wzorem licznych publikacji mogliśmy wprowadzić podjąć próbę przyczynowej analizy licznych wyliczonych wskaźników przedstawionych w tabelach 12.15 i 12.18–12.20. Już wstępne wyniki nie rokowały jednak osiągnięcia odpowiedniego logicznego rozwiązania podstawowych hipotez roboczych. Główną tego przyczyną jest fakt, że większość obliczonych wskaźników oparta jest na danych o różnokierunkowo, sezonowo i okresowo zmiennych właściwościach gleb. Jedną z nich jest powszechne zakwaszenie gleb w drugiej połowie XX w. w całym ich profilu włącznie z przylegającą skałą macierzystą przez dziesiątki lat trwającą kwaśną imisję z powietrza atmosferycznego ze wszystkimi tego konsekwencjami w zmianach stanów fizykochemicznych właściwości i buforowości katen glebowych (Ulrich i inni 1979, 1984; Reuss, Johnson 1986; Kopp, Schwanecke 1994; Svedrup, Warfvinge 1995; Kreutzer i inni 1998).

Stan braku jednoznacznie określonych wskaźników taksonomicznych może ulec pozytywnej zmianie po przyjęciu za D. Koppem (1961, 1966, i Schwanecke 2007) rozróżniania wskaźnikowych cech i właściwości charakteryzujących litomorfogenetyczne fazy rozwojowe badanych gleb przedstawione w rozdziale 4.1. w dwu grupach – profilu mało zmiennego (stabilnego) i profilu cech stanu (łatwo zmiennego). Konkretną charakterystykę tych profili przedstawiają także V. Targuljan i I. Sokolov (1978). Według tych badaczy w glebach nakładają się na siebie 2 profile:

- ▶ „gleba pamięci” – składająca się z zespołów jakościowo trwałych i odpornych na zmiany pedogeniczne cech i właściwości, będących skutkiem działania różnych układów czynników glebotwórczych w całym okresie rozwoju gleby od jego momentu zerowego do momentu podjęcia badań, oraz
- ▶ „gleba momentu” z zespołami dynamicznie zmiennych ilościowo i jakościowo cech i właściwości pedogenicznych jako skutków działania zespołu czynników glebotwórczych, zmieniających się w czasie i w przestrzeni w okresie badań lub podczas nieodległego odcinka czasu.

Słusznie konkluduje B. Rozanov (1983), że profile gleb pamięci i gleb momentu, łącznie nazwane przez A. Rodego (1980) profilem gleby życia (*počvy żyzni*), łączą przyczynową genetyczną analizę profilu glebowego z historyczną analizą układów czynników glebotwórczych danego obszaru powierzchni Ziemi. Bez tych integralnych analiz nieosiągalne jest wymagane np. w klasyfikacji WRB (1998) charakteryzowanie lokalnych zróżnicowań gleb w poszczególnych państwach na podstawie precyzyjnego opisanie i klasyfikowania poszczególnych profili glebowych. Należy jednak zwrócić uwagę, że w sytuacji przejścia gleby w stan kopalny znaczna z reguły część łatwo zmiennych cech i właściwości przechodzi w stan mało zmienny.

Na podstawie rozpatrzonych w rozdziałach 4–12 opisów terenowych i analiz laboratoryjnych można wskazać, które z badanych cech i właściwości w profilach gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych mogą być uważane za względnie stabilne lub należą do profilu stanu. Przez profil glebowy rozumiemy trójkierunkowy przekrój gleby o szerokości 10 dm ze ścianami bocznymi, sięgający głębokości co najmniej 20 dm od współczesnej powierzchni ziemi.

W profilu glebowym zbudowanym z określonej typowej lub nietypowej sekwencji poziomów genetycznych i substratu, w jego dolnej części znajdują się kompleksy trudno i łatwo zmiennych cech oraz właściwości ich mineralnych i organicznych składników geolitomorfogenicznych, pedogenicznych i antropogenicznych w zróżnicowanych pionowo układach ilościowo-jakościowych. Profile te powstają wskutek przekształceń (perstrukcji) układu filtracyjnego i strukturalnego substratów glebowych różnego wieku i różnej genezy, o intensywności malejącej od powierzchni ziemi w głąb. Główne procesy przekształceń to: krioperstrukcja w środowiskach proglałacjalnych, peryglałacjalnych i ekstraperyglałacjalnych, bioperstrukcja w środowiskach peryglałacjalnych i ekstraperyglałacjalnych oraz technoperstrukcja w środowiskach przeważnie ekstraperyglałacjalnych, sporadycznie peryglałacjalnych (patrz rozdział 5.1, ryc. 5.1).

W grupie cech trudno zmiennych (względnie trwałych) znajduje się geologiczna i geomorfologiczna stratyfikacja oraz lito-, pedo- i antropogeniczna stratygrafia substratu glebowego i poziomów genetycznych – ich zabarwienie, uziarnienie, skład mineralny i chemiczny, odwarstwienie i homogenizacja, segregacja i resegregacja, agregacja, graniastość i zaokrąglenie ziarn mineralnych oraz ich skład jonowy, mikrotekstura w cienkich szlifach, redukcja i utlenienie, węglanowość, hydromorficzność, kongeliturbacja, soliflukcja i kongeliflukcja, nowotwory i artefakty, puste przestrzenie i inne.

Profil stanu z łatwo zmiennymi cechami i właściwościami obejmuje geologiczne, geomorfologiczne, pedogeniczne i antropogeniczne młode formy powierzchni ziemi, materię organiczną rozłożoną i nierozłożoną, elementy mineralne łatwo przechodzące do roztworów, kwasowość i mineralizację, warunki sorpcyjne, buforowość, potencjalną zdolność udostępniania elementów mineralnych i rozkładu

materii organicznej, ukorzenie, zbiorowiska organizmów glebowych i roślinnych, warunki termiczne i hydrologiczne, aktywność enzymatyczną, sposoby użytkowania itp.

Każda z rozpatrywanych cech i właściwości składników glebowych powinna być sprecyzowana pod względem: lokalizacji w czasie geologicznym i w przestrzeni, formy i rodzaju występowania, skali wielkości, częstości, rozdzielności, stanu i rodzaju przekształcenia, zajmowanej powierzchni lub objętości.

Z powyższego wynika, że stworzenie bazy wiedzy, umożliwiającej odpowiednie genetyczno-historyczne usystematyzowanie pedonów w typowych polipedonach na podstawach profilowych wskaźników cech i właściwości trudno zmiennych i łatwo zmiennych, wymaga od wykonawcy opisu glebowego i jego dokumentacji szerokiej interdyscyplinarnej wiedzy, ciągle aktualizowanej danymi z monitoringu gleb.

Polskie gleboznawstwo nie dopracowało się jeszcze nowoczesnych podręczników podstaw gleboznawstwa, geografii gleb, systematyki gleb i zasad kartografii gleb, w których znajdowałyby się opis najnowszych metod traktowania gleb jako ciał historyczno-geograficznych. Realizowane współcześnie badania zazwyczaj mają charakter przyczynkowy. Praktyka leśna np. w pracach urzędzeniowych i zagospodarowania lasu zadowala się prostymi zasadami wyróżniania i kartowania siedlisk leśnych, w których wiedza o glebach leśnych w ogóle jest traktowana marginalnie (np. w *Instrukcji urządzania lasu czy też Instrukcji wyróżniania i kartowania siedlisk leśnych*, Projekt 2010).

13.4. Propozycja usystematyzowania badanych gleb

Diagnoza profili glebowych i ich grupowanie, w zależności od podobieństw i różnic cech morfologicznych w ramach określonych jednostek geomorfologicznych powierzchni Ziemi dają możliwość utworzenia naturalnego hierarchicznego systemu kategorii i podkategorii, które obejmują grupy typowych i zbliżonych do typowych indywiduów glebowych, tworzących struktury mozaik pokrywy glebowej. Zatem już w fazie poznawania obiekty są porządkowane w określonych polach siatki podobieństw w sposób harmonijnie różnicujący, wokół przyjętego za typowy składnika o cechach diagnostycznych. W przypadku systematyzowania gleb tym składnikiem powinna być, jak wskazano w rozdziale 13.3, gleba przewodnia.

Wszystkie bez wyjątku indywidua glebowe mają wewnętrzne hierarchiczne struktury, wyrażone zewnętrznie w morfologii poziomów genetycznych i warstw geologicznych. Te części gleb budujące profil glebowy tworzą pola podobieństw, spośród których należy wyróżnić materialnie i historycznie uwarunkowane przewodnie dla tej grupy gleb poziomy i warstwy, z rzeczywistą typową różnicującą

morfologią o cechach homologii. W konsekwencji nader ważna cecha zabarwienia powinna mieć wartość nie tylko poznawczą, lecz przede wszystkim przyczynowo-wyjaśniającą. Określenie odcienia, jasności i nasycenia barwy jako skutku należy zatem uzupełnić diagnozą formy morfologicznej, będącej w danej części poziomym i profilu glebowego składową materialną o cechach wyjaśniających przyczyny występowania danej barwy lub zbiorowiska barw. Jako przykład przytaczamy (w układzie alfabetycznym) zgodnie z *Instrukcją Kartografii Gleb* (BK5, 2005) określenia zabarwienia form glebowych składników: błonkowate, ciągłe, dendrytowe, dyfuzyjne, girlandowe, gniazdowe, językowate, klinowe, kieszeniowate, komórkowe, kropłowe, lamelarne, micelarne, marmurkowate, naciekowe, plamiste, przykorzeniowe, przysypkowe, płytkowe, sferyczne, siatkowe, spływowe, szczelinowe, soczewkowate, tapetowe, wstęgowe, zaciekowe, ziarniste, żeberkowate.

W przypadkach badanych gleb rdzawych i gleb bielcowych, jako wskaźnikowe i wyróżniające przyjęto poziomy diagnostyczne *sideric* (Bv), *albic* (E) i *spodic* (Bfe), a dla gleb inicjalnych i słabo rozwiniętych z cechami bielcowania – organiczny poziom *follic* (O), powstający na powierzchni mało zmienionego pedogenicznie substratu mineralnego. Wymienione poziomy są składnikami sekwencji poziomów towarzyszących, wśród których na terenach polodowcowych istotne znaczenie indykacyjne mają cechy poziomu *cryic* oraz podpowierzchniowych *protosideric* (Bv), *protoalbic* (Ei) i *protospodic* (Bfei). W profilu poziomów glebowych łącznie informują one o tym, z czego i dlaczego w danym środowisku geograficznym został ukształtowany rozpatrywany materialny system glebowy.

Za podstawę proponowanego systemu podziałowego przyjęliśmy geolito-morfopedogenetyczną zasadę, której głównymi elementami poznawczymi są lokalizacja geomorfologiczna i profilowa budowa poziomowa gleby. W ten sposób powstaje możliwość łącznego przyczynowego poznawania i wyjaśniania specyficznych kombinacji cech morfologicznych oraz właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych w powiązaniu z substratem glebowym. Hierarchicznie zbudowana systematyka składa się z następujących kategorii:

dział – określa środowiska geograficzne powstawania substratu glebowego i przekształcania go w glebę, uwarunkowane głównie czynnikami czasu (np. gleby trzeciorzędowe, czwartorzędowe plejstoceniowe lub holoceniowe) i klimatu (np. gleby środowiska proglacjalnego, peryglacjalnego, ekstraperyglacjalnego), a także panującymi stosunkami wodnymi (gleby terestryczne, semiterestryczne, semisubhydryczne, subhydryczne i hydryczne);

rząd – różnicująca wiodąca cecha morfologiczna oraz związane z nią właściwości fizyczne, chemiczne i biologiczne poziomu glebowego (powierzchniowego lub podpowierzchniowego), typowa dla grupy wiodących indywidualów glebowych na wyznaczonym naturalnymi granicami dużym obszarze geolito-morfogenetycznym, zawierającym polipedony podobnej genezy;

typ – w obrębie rzędu, z poziomami lub sekwencją poziomów diagnostycznych zawierających, oprócz wspólnych cech morfologicznych, odróżniających od innych, także zespoły nakładających się na nie, specyficznych cech właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych, nagromadzonych pod wpływem podobnych układów czynników glebotwórczych w danej jednostce geomorfologicznej;

podtyp – w typie gleb, dodatkowe cechy morfologiczne, będące następstwem procesów charakterystycznych dla innych typów gleb, zachodzących w wyniku czynników glebotwórczych, uwarunkowanych zróżnicowaniem przestrzennym danej formy geomorfologicznej i jej przemianami; wyróżnia się podtypy: normalne, odbiegające i przejściowe;

rodzaj – pochodzenie geologiczne materiału macierzystego (substratu) gleby;

gatunek – uziarnienie gleby (skład granulometryczny) w profilu poziomów genetycznych i substratu gleby.

Kategorią podziału nadrzędną wobec przedstawionego systemu mogą być strefy morfogenetyczne Polski, dzielące obszar kraju na w przybliżeniu równoleżnikowe pasy o różnym stopniu przekształceń rzeźby ze zróżnicowanymi krajobrazami (Gilewska 1999). Proponowany podział opiera się głównie na litomorfogenetycznych kryteriach (Blume 1984), gdyż skały macierzyste gleb i formy morfologiczne powierzchni ziemi mają wśród czynników glebotwórczych znaczenie ponadregionalne, czasowo niezmiennie lub mało zmienne. Istotną cechą każdego z tych wielkich regionów krajobrazowych jest ich swoista morfogeneza, także dotycząca współczesnych mozaik pokrywy glebowej, których geneza jest przeważnie plejstoceńska i holocenińska. W związku z tym można je traktować jako różne krajobrazy glebowe, mające naturalne granice, o swoistej historii rozwoju w czasie i przestrzeni (Vageler 1955; Blume 1984; Schlaak 1993). Postępując od północy kraju w kierunku południowym można wyróżnić następujące **regiony glebowo-krajobrazowe** (RGK):

1. przybałtycki wybrzeżowy holoceniński
2. młodoglacjalny
3. staroglacjalny
4. lessowy i lessopodobny
5. górski i wyżynny z dużym udziałem niemetalimorficznych skał osadowych z lessami
6. górski i wyżynny z dużym udziałem niemetalimorficznych skał węglanowych
7. górski i wyżynny z dużym udziałem niemetalimorficznych skał piaszczystych, pyłowych i ilastych
8. górski i wyżynny z dużym udziałem łupków ilastych i pylastych
9. górski i wyżynny z dużym udziałem magmatytów i metamorfitów

10. tatrzański

11. (nadregionalny) czwartorzędowych den dolin

Zaproponowana ramowa legenda regionów glebowo-krajobrazowych powinna objąć najważniejsze z punktu widzenia gleboznawstwa jednostki litomorfogenetyczne, w których scharakteryzowane i zgrupowane zostały odpowiednie gleby przewodnie, będące także podstawą wyróżniania kategorii w randze rzędu w systemie podziału gleb. W każdym regionie krajobrazu glebowego znajdują się podregiony, także z charakterystycznymi formami rzeźby i ich granicami. Ich odrębność określają zespoły jednostek morfogenetycznych, charakteryzowane specyfiką czasu powstania, warunków mezoklimatycznych i jakością substratów wraz ze zgrupowaniami odpowiednich gleb wiodących.

Zaproponowany system podziału wykorzystano do zestawienia badanych gleb rdzawych i bielcowych (tab. 12.22) opartego na cechach morfologicznych oraz uziarnieniu, stwierdzonych w ich profilach poziomów i substratu (tab. 7.16, 7.18, 8.1). Zdajemy sobie sprawę z faktu, że jest to niepełne doświadczenie, wymagające niewątpliwie dalszych badań, doskonalenia i generalizacji, gdyż precyzowanie podobieństw oraz różnic musi być poprzedzone ich rozpoznawaniem i wyjaśnianiem.

Tabela 12.22. Charakterystyki badanych gleb wg ich cech morfologicznych oraz analizy uziarnienia w proponowanym systemie podziału gleb

Lokalizacja i nr profilu	Region glebo-krajo-brazowy	Dział	Poddział	Rząd		Typ		Podtyp		Rodzaj	Gatunek
				Nazwa gleb	Poziom wiodący	Nazwa gleby	Poziomy diagnostyczne	Nazwa gleby	Profil poziomów Profil stref przekształceń i glebopokryw		
Mierzeja Schaabe 13	RGK1	czwartorzęd, holocen, ekstrapeeryglacialne	terestryczne	inicjalne	O-C	arenosol		bielicowany	O-eAhei-eBhfei-eCBfei-C β - η + β - η	wydma nadmorska szara	piaski luźne średnio-, drobno- i gruboziarniste
Półwysep Helski 12			terestryczne	inicjalne	O-C	arenosol		bielicowany	Ofh-eAhei-eCBfei-eC β - η + β - η	wydma nadmorska szara	piaski luźne drobno- i średnioziarniste
Mierzeja Schaabe 14			terestryczne	inicjalne	O-C	bielicowa	Ei-Bi	inicjalna antropogenicznie zmieniona	Ofh-eanEhi-eAhei-eEi-eBhfei-eCBfei-C-D β - η + α + β - η + β - η	wał brzegowy żółty	piaski luźne średnio-, drobno- i gruboziarniste
15			semiterystyczne	bielicoziemne	E	bielicowa	E-B	żelazisto-gruntowoglejowa antropogenicznie zmieniona	Ofh-eanE-eanEBhfe-reBhfe-reBfe-Cefeggor β - η + α + β - η + β - η	wał brzegowy brunatny	piaski luźne średnio- i drobnoziarniste
Półwysep Helski 10			terestryczne	bielicoziemne	E	bielica	E-B	próchniczno-żelazista orsz- tynowa, głęboko gruntowoglejowa, antropogenicznie zmieniona	Ofh-eanEh-eanE-reAhe-reE-reBhfeox-reBhfe-eCGfe β - η + β + α - η + β - η	wał brzegowy brunatny	piaski luźne średnio- i drobnoziarniste
11			terestryczne	bielicoziemne	E	bielica	E-B	próchniczno-żelazista, antropogenicznie zmieniona	Ofh-eanEh-reAhe-reE-reBhfe-reBfe-reCBfe-eCG β - η + β + α - η + β - η	wał brzegowy brunatny	piaski luźne średnio- i drobnoziarniste
Puszcza Białowieska 6			semiterestryczne	bielicoziemne	E	bielicowa	E-B	żelazista, średnio głęboko gruntowoglejowa	Of-Oh-eEh-eBhfe-eBfe-eCGor-eGr β - η + β - η	osady fluwioglacjalne	piaski luźne średnio- i drobnoziarniste
Kevo 9	RGK 3	czwartorzęd, holocen, peryglacialne, ekstrapeeryglacialne	terestryczne	bielicoziemne	E	bielicowa	E-B	właściwa	Ofh-peAhekr-peEkr-peBhfekr-peBfekr-Cbfekr β - δ + β - δ - ϵ	osady fluwioglacjalne	piaski luźne średnio- i gruboziarniste

7	RGK 9	czwartorzęd, holocen peryglacialny	terestryczne	rdzawoziemne	Bv	rdzawa	Bv-E	bielicowa	00fh-pEhkr-pBvt-Bhfekr-pBvtkr-pCBvkr-RBvkr β - β + δ - ε - ζ -v-w	zwietrzelina kriogeniczna granulitu in situ	piaski gliniaste średnio- i gruboziarniste, szkieletowe
8			terestryczno-semitestryczne	rdzawoziemne	Bv	rdzawa	Bv-E	bielicowa gruntowoglejowa	0fh-Ehkr-pBvtBfeker-pBvtkr-pCBvkr-RGBvkr β - β δ - ε - ζ -v-w	glebopokrywy zwietrzliny kriogenicznej granulitu	piaski słabogliniaste szkieletowe na piasku luźnym
Sudety, Równia pod Śnieżką 1		czwartorzęd, plejstocen, holocen, peryglacialne	terestryczne	rdzawoziemne	Bv	rdzawa	Bv-E	bielicowa	0fh-0rAhe-prEhkr-prBvlBhfekr-prBvtBfeker-prBvtkr-pr+CBvtkr-Rgkr β - β + δ - ζ + δ -k+ δ -v+ ξ 2,3- η - ξ 2,3-w	zwietrzelina granitu in situ	glina średnia piaszczysta na pyłe piaszczystym szkieletowatym
2			terestryczne	rdzawoziemne	Bv	rdzawa	Bv-E	bielicowa	0fh-0rAhe-prEhkr-prBvtBhfekr-prBvtBfeker-prBvtkr-prCGBvtkr β - β + δ - ζ + δ -k+ δ -v ξ 2,3	glebopokrywy zwietrzliny kriogenicznej granitu	gliny średnie piaszczyste średnio szkieletowate
3			terestryczno-semitestryczne	rdzawoziemne	Bv	rdzawa	Bv-E	bielicowa opadowoglejowa	0fh-0he-prEhkr-prBvlBhfekr-prBvtBfeker-prBvtgkr-prCgBvtkr β - β + δ - ζ + δ -k+ δ - λ + ε - λ + ξ 2,3-	glebopokrywy zwietrzliny kriogenicznej granitu	glina średnia piaszczysta na pyłe piaszczystym szkieletowatym
Puszcza Białowieska 4	RGK 3	czwartorzęd, plejstocen, holocen, peryglacialne	terestryczne	rdzawoziemne	Bv	rdzawa	Bv	słabo bielicowa	0fh-Ahe-pdrBvBfedrBvkr-pdrCBvkr β - β + δ - δ -	glebopokrywy osadu morenowego na osadach glacyjofluwialnych	piaski luźne średnio- i drobnziarniste
5		ekstraperyglacialne	terestryczno-semitestryczne	rdzawoziemne	Bv	rdzawa	Bv-E	bielicowa głębokogruntowoglejowa	0fh-Ahe-pdeEkr-pdeBvBfeker-pdeBvkr-pdeCg β - β + δ - δ - ε -	glebopokrywy osadu morenowego na osadach glacyjofluwialnych	piaski luźne średnio- i drobnziarniste

14. Indykatory czasoprzestrzennego zróźnicowania gleb bielicoziemnych

Na podstawie analizy istniejących danych dotyczących funkcjonowania systemu gleb bielcowych i rdzawych oraz przeprowadzonych wielokierunkowych badań właściwości tych gleb w zróźnicowanych czasowo i przestrzennie uwarunkowaniach środowiska, można zdefiniować kilkanaście niżej omówionych wskaźników, o dużej wartości diagnostycznej w interpretacji zarówno pedogenezy gleb, jak i ich funkcjonowania.

1. Wskaźniki graniformametryczne, które dostarczają informacji o środowisku morfopedogenezy i wieku substratu glebowego poprzez analizę obtoczenia (powierzchni oraz zaokrąglenia) ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm, wraz z określeniem buforowości i stabilności profili litologicznych i glebowych. Wskaźniki te powinny być jednak kompleksowo interpretowane, razem z precyzyjnymi danymi analitycznymi innych właściwości morfo- i pedogenezy katen glebowych, uzyskanych w odpowiednio pobranych próbkach materiału glebowego. Bardzo przydatna w tego rodzaju badaniach jest integracyjna i rozdzielna diagnostyka przy wykorzystaniu ultramorfokopii i ultraanalizy powierzchni ziarn mineralnych techniką SEM, TEM.
2. Wskaźniki procesów pedogenicznego przekształcania gleb w postaci gradientów głębokościowych uziarnienia w profilach. Przebieg linii głębokościowych zawartości poszczególnych frakcji i ich wzajemne relacje określają oddziaływanie poszczególnych procesów pedo-morfogenetycznych kształtujących dany pedon.
3. Wskaźniki intensywności procesów morfopedogenicznych w profilach glebowych oparte na cechach jednorodności uziarnienia. Wykazują one statystycznie istotnie różne wartości dla gleb o odmiennych cechach morfopedogenicznych, zaś zbliżone między poszczególnymi jednostkami klasyfikacyjnymi w obrębie każdej badanej kateny glebowej. W przypadku badanych gleb bielcowych

różnej genezy i wieku najmniej jednorodny rozkład profilowego uziarnienia stwierdzono w glebach wytworzonych ze zwietrzelin kriogenicznych *in situ* i glebopokryw stokowych na Równi pod Śnieżką oraz w glebach w Kevo.

4. Wskaźniki środowisk lito- i pedomorfogenezy mineralnych składników badanych gleb określany na podstawie przebiegu i kształtu krzywych charakteryzujących zawartości poszczególnych frakcji uziarnienia w badanych poziomach i warstwach glebowych w układzie profilowym. Umożliwia on identyfikację sekwencji procesów egzogenicznych oraz pedogenicznych kształtujących właściwości substratu glebowego.
5. Wskaźnik środowisk pedogenicznych jako procentowy udział zidentyfikowanych kategorii cech procesów chemicznych na powierzchni ziarn kwarcu. Dwie kategorie charakteryzują naskorupienia i oskorupienia krzemianowe, a jedna – wytrawianie. Naskorupienia zajmują zazwyczaj niewielkie powierzchnie ziarn i są budowane przez trudno rozpuszczalne krzemiany lokalnego pochodzenia, wmyte i osadzone w formach blaszkowych, komórkowych, mostkowych, ziarnistych, słupkowych i gąbczastych. Charakterystyczne są przede wszystkim dla procesów pedogenicznych zachodzących w środowisku uwodnionym. Oskorupienia są natomiast większymi, rozleglejszymi, spójnymi formami, które także występują na ziarnach środowisk plażowych, ale starszych sedymentacji. Wytrawienia zaś są cechą aktywnych środowisk wodnych, najsilniej zaznaczającą się w glebach młodych.
6. Wskaźnik procesów mrozowych zapisanych w profilach glebowych, bazujący na profilowym zróżnicowaniu wartości gęstości objętościowej i porowatości. Wykazano, że wszystkie poziomy dwóch badanych grup gleb z silnie zachodzącymi procesami wietrzenia na Równi pod Śnieżką i w Kevo, powstałych w środowiskach peryglacialnych oraz wytworzonych z sedymentów środowisk ekstraperyglacialnych na Półwyspie Helskim i na mierzei Schaabe, mają wartości wskaźników G_0 i P_v różniące się od poziomów substratów C i D. Niewątpliwie jest to skutek działania zróżnicowanych geograficznie i czasowo układów czynników glebotwórczych. Bardzo charakterystycznie jest to odzwierciedlone w rosnących wartościach wskaźników P_v w kolejnych ku powierzchni poziomach CB_v, BvBf_e do BvBhf_e, następnie malejących w poziomie E i ponownie rosnących w Ahe ich skrajnych wartości. W glebach Równi pod Śnieżką i w Kevo są one wyższe niż w odpowiednich poziomach CBf_e, Bf_e, Bhf_e, E i Ahe katen glebowych w Juracie i na mierzei Schaabe. Odwrotnie proporcjonalnie kształtują się różnice gęstości objętościowej G_0 .
7. Wskaźnik troficzności definiowany na podstawie kształtowania się właściwości wodnych gleb będących następstwem uwarunkowań litologicznych i fizykochemicznych. Właściwości te są jednak zmienne w czasie, zależne od sezonowej dynamiki klimatu oraz lokalnej dynamiki sezonowej warunków

pogodowych w danym krajobrazie. Dlatego ich wartość diagnostyczna opiera się przede wszystkim na znajomości stanów brzegowych, czyli najwyższych i najniższych wilgotności, pojemności wodnych i zapasach wody w glebie, jako indykatorach stanu i potencjału.

8. Wskaźnik wieku gleb oparty na anizotropii próchnicy w przestrzeni glebowej. W świetle przeprowadzonych badań wysoką anizotropią charakteryzują się profile głębokościowe próchnicy w starych glebach rdzawych bielcowych. Młodsze gleby rdzawe bielcowe i gleby bielcowe reprezentują swoistą, bardzo słabą anizotropię rozmieszczenia C_{10} w pionowych ich przestrzeniach. Linia głębokościowa zbliżona jest do pionowej, dopiero powyżej głębokości 50 cm ma niewielkie prawoskrętne gradienty w poziomach CBv i Bv oraz słabo lewoskrętne na przejściu do poziomu E.
9. Wskaźnik dynamiki procesów glebotwórczych to głębokościowe zróżnicowanie pH, buforowość i elektrolityczna przewodność. Profilowy przebieg krzywych tych parametrów glebowych jest wskaźnikiem między innymi współczesnego natężenia rozkładu minerałów w glebach czy też stopnia wzbogacenia poziomów glebowych wymiennymi i wolnymi kationami o charakterze zasadowym. Wskaźniki profilowego zróżnicowania pH oraz EC roztworu glebowego badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych jednoznacznie różnicują je na stare zrównoważone i młode niezrównoważone gleby kriogeniczne środowisk peryglacjalnych wytworzone ze zwietrzelin *in situ* i z glebopokryw stokowych. Odrębną grupę stanowią gleby powstałe w środowisku peryglacjalnym, ze starych lodowcowych sedymentów jednośrodowiskowych morenowych i glaciofluwalnych, a także młode niekriogeniczne gleby w środowisku ekstraperyglacjalnym z neholoceńskich sedymentów morskich składających się z wymieszanych materiałów wielośrodowiskowych – glacialnych lądowych i ekstraperyglacjalnych morskich.
10. Pedeoekologiczny wskaźnik procesu zakwaszenia gleb oparty na stosunkach molarnych kationów Ca^{2+} i Al^{n+} . Na podstawie przeprowadzonych badań potwierdzono, że negatywny wpływ jonów glinu u roślin jest niwelowany przy wzrastających zawartościach krzemionki oraz kationów zasadowych w roztworze. Wskaźnik ten ma również znaczenie fizjologiczne, ponieważ wysokie stężenie glinu lepiej jest tolerowane przez korzenie w obecności jonów Ca. W badanych glebach stosunek ten jest bardzo niekorzystny. W poziomach mineralnych stężenia molowe glinu są kilkadziesiąt razy wyższe od stężenia molowego wapnia, czego konsekwencją są w zdecydowanej liczbie poziomów genetycznych wartości wskaźnika Ca : Al poniżej 0,1. Wartości Ca : Al wyższe (od 1 do 3) stwierdzono w poziomach organicznych. W tych poziomach jednak, z uwagi na trudności z oddzieleniem glinu skompleksowanego z substancją organiczną, ocena istotności wskaźnika jest trudna. Można więc stwierdzić, że zgodnie

z klasyfikacją stosunków molowych Ca i Al opracowaną przez Cronana i Grigala (1995), we wszystkich badanych glebach istnieje prawdopodobieństwo wystąpienia stresu glinowego. Wszystkie one, poza niskim stosunkiem Ca : Al, cechują się również niskim wysyceniem zasadami oraz wysoką depozycją silnych kwasów mineralnych, co uwierzytelnia prawdopodobieństwo wystąpienia stresu.

11. Paleopedologiczny wskaźnik gleb wykształconych w podobnym materiale litologicznym i o zbliżonych warunkach topoklimatu – to zawartość wolnego żelaza (Fe_o) w stosunku do ogólnej zawartości tego pierwiastka w glebie (Fe_t). Badania przeprowadzone w pięciu obszarach modelowych potwierdziły wcześniej już zdefiniowaną zależność, że wraz z wiekiem gleb wzrasta stopień przekształcenia krzemianów żelaza w tlenki tego pierwiastka, tym samym starsze gleby charakteryzuje większy udział żelaza wolnego w ogólnej zawartości tego pierwiastka w porównaniu z glebami młodymi.
12. Wskaźnikami zaawansowania procesów bielicowania w glebach są stosowane w klasyfikacjach WRB indykatory konstruowane na podstawie zawartości różnych form żelaza. Na podstawie przeprowadzonych badań można je uznać za wskaźniki nie tylko pedogeniczne, lecz również przestrzennego i czasowego zróżnicowania gleb. Najmłodsze z badanych gleb bielicowych charakteryzują między innymi najwyższe wartości wskaźników iluwiacji w porównaniu ze starszymi pedonami.
13. Wskaźnikiem pedogenicznym pomocnym w identyfikacji zaawansowania procesu bielicowania w glebie jest udział Fe_p w Fe_o . Wyraźną prawidłowością wykazaną na podstawie przeprowadzonych badań jest większa akumulacja organicznej formy żelaza (Fe_p) jako składowej jego formy amorficznej (Fe_o) w podpowierzchniowych poziomach gleb rdzawych bielicowych, z maksimum w poziomie Ahe, a w glebach bielicowych – w dolnych częściach profilu z maksimum w Bhfe.

15. **Potrzeba dalszego rozwoju badań nad czasoprzestrzennym zróżnicowaniem gleb bielicoziemnych**

Przedstawione w pracy wyniki badań oraz analizy dotychczasowych hipotez i teorii dotyczących rozwoju gleb rdzawoziemnych i bielicoziemnych dowodzą, jak złożonym procesem jest kształtowanie się pokrywy glebowej i jak trudną procedurą jest naukowe poznanie ich powstania i kwantyfikacji swoistych właściwości, istotnych z punktu widzenia ich kwalifikacji. Wielość czynników, jakie wpływają na powstanie gleby, ich wzajemne oddziaływanie w czasie i przestrzeni, a także jakościowe i ilościowe zmiany – często nagłe – tych czynników, to przyczyny piętrzenia się trudności i rozczarowań interpretacyjnych.

Pełne zrozumienie procesów i zjawisk pedogenicznych, jakie zachodziły i zachodzą w pokrywie glebowej, jest możliwe tylko przy stosowaniu ujęć systemowych. Systemowe ujęcie badań pokrywy glebowej jest zgodne z paradygmatem badań traktującym środowisko geograficzne systemowo i holistycznie. Gleba jest jednym z elementów środowiska geograficznego, nierozłącznie powiązanim z innymi. Miejsce gleby w systemie środowiska geograficznego warunkuje zależność od niego jako całości, a zarazem współtworzy całość, jaką jest środowisko przyrodnicze.

W podejściu systemowym do badań pedosfery, gleba rozumiana jest jako system otwarty, cechujący się zarówno dopływem, jak i utratą materii i energii, funkcjonujący w wymiarze czasu i przestrzeni. W profilach gleb zapisana jest cała historia ich rozwoju, od pierwszych faz procesów inicjalnych, często zachodzących przy udziale prostych organizmów, do czasów współczesnych, z charakterystycznym znacznym udziałem procesów antropogenicznych. Dlatego pierwszym postulatem badawczym jest wzmacnianie kierunku systemowego i holistycznego w poznawaniu struktury przestrzennej i funkcjonowania pokrywy glebowej, nie tylko gleb rdzawoziemnych i bielicoziemnych.

W dążeniu do optymalizacji jakości stosowanych miar poszukuje się wskaźników, które by charakteryzowały warunki panujące w środowisku w czasie ich

powstawania, określały aktualne właściwości środowiska (zarówno naturalne, jak i przekształcone pod wpływem czynnika antropogenicznego), a zarazem były pomocne w interpretacji zjawisk i procesów, jakie zachodziły i zachodzą w środowisku geograficznym (Degórski 2004b). Jak wykazały nasze badania, konstruowanie ich jest jednak bardzo trudne. Wynika to z kilku cech systemu glebowego warunkujących jego funkcjonowanie. Za najważniejsze należy uznać następujące:

- ▶ gleby są bardzo często materialnymi tworamipoligenetycznymi powstającymi w różnych zmiennych w czasie warunkach środowiska geograficznego;
- ▶ współczesną pokrywę glebową charakteryzuje różna aktywność tych samych procesów pedogenicznych, a miejscami można zaobserwować dyskontynuację jakiegoś typu gleb w polipledonach, co oznacza, że nie odpowiada on obecnie panującym uwarunkowaniom środowiska;
- ▶ gleba jest komponentem składowym środowiska przyrodniczego wolno reagującym na zmiany innych jego komponentów;
- ▶ każda indywidualna gleba ma określoną odporność (zdolność buforową) na wpływy czynników zewnętrznych (stresogennych), zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych.

Ta złożoność uwarunkowań kształtowania się pokrywy glebowej sprawia, że poszukiwanie syntetycznych diagnostycznych wskaźników określających właściwości pedogeniczne oraz pedologiczne jest bardzo trudne i często zawodne. Jak wykazały badania przedstawione w naszej pracy, interpretacja wielu określonych zbiorów właściwości gleb po części spełnia tę rolę. Często istnieje możliwość ich agregowania z jedną cechą przewodnią, która charakteryzuje cały zespół właściwości świadczących o określonym typie przewodniego procesu geolitomorfogenetycznego w danym środowisku. Poszukiwanie takich właściwości jako uniwersalnych miar i wskaźników jest naszym drugim postulatem badawczym, który powinien być kontynuowany w odniesieniu nie tylko do gleb rdzawoziemnych i bielicoziemnych, lecz również do innych typów.

Gleba jako element przestrzeni geograficznej nie jest zbiorem obiektów dyskretnych, lecz w sensie osobniczym jest tworem konceptualnym, powstałym w wyniku procesu myślowego człowieka. Według Prusinkiewicza i Bednarek (1985), Buola i innych (1989) oraz Degórskiego (2004b), gleby jako konstrukcje subiektywnego podziału *continuum* tracą sens w oderwaniu od wzorców, do których mogą być przyrównywane. Wzorce te są opisane zarówno poprzez charakterystyki jakościowe, jak i skwantyfikowane kryteria fizycznych, chemicznych i biologicznych właściwości gleb. Każdy pedon jako jednostkowy, realny obiekt pokrywy glebowej poddaje się procedurze naukowego podziału. Taksonomiczną interpretację pedonów utrudnia dodatkowo ich zmienność w czasie oraz wielokierunko-

wość procesów glebowych, zachodzących w czasie i przestrzeni, przy zachowanych w profilu cechach morfologicznych każdej fazy ich rozwoju genetycznego. Jak wykazano w niniejszych badaniach, stosując wielokierunkową analizę poznania pokrywy glebowej dysponujemy dziesiątkami kryteriów, które mogą być wykorzystane w pedotaksonomii. Ujęte w zgrupowanych charakterystykach diagnostycznych poziomów powierzchniowych (epipedonów) oraz diagnostycznych poziomów podpowierzchniowych (endopedonów), umożliwiają ciągły proces monitorowania i uzupełniania istniejących klasyfikacji gleb w znaczeniu naukowym, spełniającej warunki rozłączności, wyczerpania indywidualnych obiektów i konsekwentnego wykorzystania równorzędnych kryteriów diagnostycznych (Buol i inni 1989; Prusinkiewicz, Bednarek 1985, 1999; Degórski 2004b). Każda klasyfikacja oparta na intersubiektywnych, empirycznych i skwantyfikowanych kryteriach – zarówno pedogenicznych, jak i pedologicznych – jest dokładniejszym instrumentem podziału naukowego niż obciążona subiektywizmem typologia.

Na podstawie przeprowadzonych badań i analiz stanu wiedzy można sformułować kolejny postulat badawczy, odnoszący się do kontynuacji prac nad systematyką gleb, czego przykładem jest przedstawiona propozycja usystematyzowania badanych gleb. Prace te powinny w coraz większym stopniu uwzględniać skwantyfikowane i wszechstronnie ujęte charakterystyki gleb w odniesieniu do całej ich historii i miejsca w przestrzeni geograficznej powierzchni Ziemi. Wszakże, przestrzenne układy pedonów tworzą mozaiki gleb charakterystyczne dla danego krajobrazu, powstałe w określonych strukturach przyrodniczych, tworzące nieprzypadkowe polipedony, których lokalizacja jest związana z geologiczną, geomorfologiczną i klimatyczną historią danego miejsca. Ich zespoły tworzą strukturę pokrywy glebowej, która zależnie od skali przestrzennej może być przyczynowo i skutkowo rozpatrywana w każdym mikro-, mezo- lub makroregionie geograficznym.

Niemniej jednak, odnosząc się do naszych rozważań o istocie poznania, w nawiązaniu do koncepcji konstruktywistycznych i nurtu fenomenologii Husserla, przeprowadzone badania nie mogą być traktowane tylko jako tworzenie zasobu wiedzy, która z określoną szybkością umożliwiłaby zbliżanie się do prawdy ostatecznej o prawidłowościach przestrzennych i czasowych rozwoju gleb bieliczoziemnych i rdzawoziemnych, lecz raczej jako syntezę wiedzy o genetycznie uwarunkowanym porządku zdarzeń, który autorzy badający ten porządek nakładają na rzeczywistość, i który pozwala im tę rzeczywistość lepiej poznać.

Uzyskane wyniki stawiają przed przyszłymi badaczami wiele otwartych kwestii dotyczących roli czasu w kształtowaniu się właściwości współcześnie istniejącej pokrywy glebowej i jej przestrzennych mozaik; mogą też stymulować dalsze próby regionalizacji i systematyki pokrywy glebowej, uwzględniającej różnorodność panującą na Ziemi.

Bibliografia

- Aaltonen V.T., 1935, *Zur Stratigraphie des Podzolprofils besonders von Standpunkt der Bodenfruchtbarkeit I*, Communications Institut Forestalis Fenniae, 20, 6.
- Aarnio B., 1915, *O vypadeniju okislov železa i aluminija v piesčanych i scerbenčatych počvach Finlandii*, Počvovedenije, 2–3.
- Afanasjev J.A., 1930, *Osnovnyje čerty počvenno go pokrova Zemli*, Moskva.
- Aleksandrova L., 1954, *O prirode i svojstvach produktov vzaimodejstvija guminovyh kislot i gumatov s polutoraokislami*, Počvovedenije, 1, s. 13–29.
- Aleksandrova L., 1960, *O primenenii pirofosfata natria dlja vydelenija iz počvy svobodnyh gumosovyh veščestv i ich organo-mineralnyh soedinenii*, Počvovedenije, 2, s. 90–97.
- Aleksandrovski A., 1983, *Evolucija počv Vostočno-Evropskoj ravniny v golocenie*, Nauka, Moskva.
- Alexander E., 1980, *Bulk density of California soils in relation to other soil properties*, Soil Science Society of America Journal, 44, s. 689–692.
- Alexander E., 1989, *Bulk density equations for southern Alaska soils*, Canadian Journal of Soil Sciences, 69, s. 177–180.
- Altermann M., Jäger K.-D., Kopp D., Kowalkowski A., Kühn D., Schwanecke W., 2008, *Zur Kennzeichnung und Gliederung periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre*, Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz, 6, Greiswald, s. 5–42.
- Altermann M., Matuschke J., Erbe C., Pretzschel M., 1977, *Zur Kennzeichnung der quartären Deckschichten im Unterharz*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 121, 2, Gotha–Leipzig, s. 95–110.
- Altermann M., Ruske R., 1970, *Beitrag zur Lithologie, Gliederung und Verbreitung des Gebriggsschutts*, Geologie, 19, 8, s. 895–908.
- Altenmüller H.J., 1962, *Beitrag zur mikromorphologischen Differenzierung von durchschlämmter Parabraunerde, Podsol-Braunede und Humus-Podsol*, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 98 (143), s. 247–258.
- Anderson D., Bliss L., 1998, *Association of plant distribution patterns and microenvironments on patterned ground in polar desert, Devon Island, N.W.T., Canada*, Arctic and Alpine Research, 30, 2, s. 97–107.
- Arnold R.W., Sombroek W.G., Szabolcs V.O., Targuljan V.O., 1990, *Future changes of the pedosphere*, [w:] Arnold R.W., Szabolcs V.O., Targuljan V.O. (red.), *Global Soil Change*, IIASA, Laxenburg, s. 87–90.
- Aristovskaja T.V., 1964, *Roľ mikroorganizmov v formirovanii profilja podzolistykh počv*, Doklady VIII Meždunarodnogo Kongressa Počvovedov, Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva.
- Aristovskaja T.V., Zykina L.V., 1977, *Biological Factors of Aluminium Migration and Accumulation in Soils and Weathering Crusts*, Nauka, Moskva.
- Arystoteles, 2001, *Zachęta do filozofii. Dzieła wszystkie*, t. 6, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 635–655.
- Ashford A.E., Allaway W.G., Peterson C.A., Cairney J.W.G., 1989, *Nutrient transfer and the fungus-root interface*, Australian Journal of Plant Physiology, 16, s. 85–97.
- Avery B.W., Clayden B., Ragg J.M., 1977, *Identification of podzolic soils (Spodosols) in Upland Britain*, Soil Science 123, s. 306–318.
- Bain D.C., Mellor A., Robertson-Rintoul M., Bucland S., 1993, *Variations in weathering processes and rates with time in a chronosequence of soils from Glen Feshie, Scotland*, Geoderma, 57, s. 275–293.
- Banaszuk H. 2001, *O zasięgu zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych*, Przegląd Geograficzny, 73, 3, s. 281–305.
- Barkmann J., 2002, *Modellierung und Indikation nachhaltiger Landschaftsentwicklung – Beiträge zu den Grundlagen angewandter Ökosystemforschung*, EcoSys, Beiträge zur Ökosystemforschung, 9, s. 1–69.
- Barth J.B., 1856, *De Danske heder og deres Dannelse*, Nordisk Universitets Tidsskrift, 2, s. 1–22.
- Bascomb C., 1968, *Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups*, Journal of Soil Science, s. 251–268.

- Bauziene I., 1999, *Granulometric composition of deluvial soils*, Geografijos metraštis, 32, s. 213–219.
- Bączyk J., 1963, *Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej*, Dokumentacja Geograficzna, 6.
- Becker R., Block J., Schimming C.G., 2000, *Critical Loads für Waldökosysteme – Methoden und Ergebnisse für Standarte des Level II Programmes*, Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten Bonn, s. 71.
- Bednarek R., 1988, *The significance of fossil rusty soil for the stratigraphy of sand deposits*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 362, s. 209–223.
- Bednarek R., 1991, *Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań paleopedologicznych w okolicy Osia (Bory Tucholskie)*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Bednarek R., 2000, *Gleby kopalne jako źródło informacji o zmianach środowiska przyrodniczego*, Annales Universitatis Nicolae Copernici, Geografia, 31, s. 47–63.
- Bednarek R., 2003, *Diagenetic changes in sandy buried soils*, [w:] Manikowska B., Konecka-Betley K., Bednarek R. (red.), *Paleopedology Problems in Poland*, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź, s. 47–57.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojska U., 2002, *Pedological aspects of variability*, Ecological Questions, 1, Nicholas Copernicus University Press, s. 35–41.
- Bednarek R., Pokojska U., 1996, *Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych*, [w:] Konferencja „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii”, Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 25–29.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1997, *Geografia gleb*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Berggren D., 1992, *Speciation and mobilization of aluminium and cadmium in podzols and cambisols of Southern Sweden*, Water, Air and Soil Pollution, 63, s. 125–156.
- Berggren D., Mulder J., 1995, *The role of organic matter in controlling aluminium solubility in acidic mineral soil horizons*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 20, s. 4167–4180.
- Bertalanffy L. von, 1973, *General System Theory. Foundations, Development, Applications*, G. Braziller, New York.
- Białousz S., 1978, *Wpływ morfogenezy Pojezierza Mazurskiego na kształtowanie się gleb*, Roczniki Nauk Rolniczych, Seria D, Monografie, 166, s. 87–152.
- Billings W.D., 1987, *Carbon balance in Alaskan tundra and taiga ecosystems: past, present and future*, Quaternary Science Reviews, 6, s. 165–177.
- Billings W.D., Paterson K.M., Shaver G.R., 1978, *Growth, turnover and respiration rates of roots and tillers in tundra graminoids*, [w:] Tienszen L.L. (red.), *Vegetation and Production Ecology of an Alaskan Arctic Tundra*, Ecological Studies, 29, s. 415–434.
- Birecki M., Trzecki S., 1964, *Water retention ability and moisture tension (pF) occurring at field water capacity in artificial homogenous profiles of several Polish soils*, Roczniki Gleboznawcze, dod. 14, s. 23–32.
- Birkeland P.W., 1984, *Soils and Geomorphology*, Oxford University Press, New York.
- Birkeland P.W., Burke R.M., Benedict J.B., 1989, *Pedogenic gradients for iron and aluminium accumulation and phosphorus depletion in Arctic and Alpine soils as a function of time and climate*, Quaternary Research, 32, s. 193–204.
- BK5, 2005, *Bodenkartieranleitung*, E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Blume H.-P., 1968, *Die pedogenetische Deutung einer Catena durch die Untersuchung der Bodendynamik*, Transactions of the 9th International Congress Soil Science, Adelaide, 4, s. 441–449.
- Blume H.-P., 1984, *Definition, Abgrenzung und Benennung von Bodenlandschaften*, Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 49, s. 169–176.
- Blume H.-P., Bölter M., 2004, *Antarctic and Arctic Soils as Habitat of Organisms*, Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 5, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 95–102.
- Blume H.-P., Beyer L., Bölter M., Erlenkenser H., Kalk E., Knesch S., Pfinsterer U., Schneider D., 1997, *Pedogenic zonation in soils of the southern Circumpolar Region*, Advances in Geoecology, 30, s. 69–90.
- Blume H.-P., Beyer L., Schneider D., 1998, *Soils of the southern Circumpolar Region and their classification*, Eurasian Soil Science, 31, 5, s. 477–485.
- Blume H.-P., Hoffmann R., Pachur H.J., 1979, *Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden*, Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement, 33, Berlin-Stuttgart, s. 257–265.

- Blume H.-P., Schneider D., Bölter M., 1966, *Organic matter accumulation in a podzolization of Antarctic soils*, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 159, s. 411–412.
- Blume H.-P., Schwertmann U., 1969, *Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides*, Soil Science Society of America. Proceedings, 33, s. 438–444.
- Bockheim J.G., 2007, *Soil processes and development rates in the Quaternary Mountains, upper Taylor Glacier region, Antarctica*, Geografiska Annaler, 89, A, 3, s. 153–165.
- Bockheim J.G., Ugolini F.C., 1990, *A review of pedogenic zonation in well drained soils of the south Circumpolar Region*, Quaternary Research, 34, s. 47–66.
- Bockheim J.G., Walker D.A., Everett L., Nelson F.E., Shiklomanov N.I., 1998, *Soils and cryoturbation in moist nonacidic and acidic tundra in the Kurparuk River Basin, arctic Alaska, USA*, Arctic and Alpine Research, 30, 2, s. 166–174.
- Bohn U., 1992, *Zum internationalen Projekt einer Karte der natürlichen Vegetation Europas im Maßstab 1:2,5 Mio.*, Natur und Landschaft, 67, 10, s. 476–480.
- Bohn U., Neuhäusel R., von Gollub G., Hettwer C., Neuhäuslova Z., Schlütter H., Weber H., 2000/2003, *Karte der natürlichen Vegetation Mitteleuropas/Map of the Natural Vegetation of Europe*. Maßstab/Scale 1:2 500 000. Teil 1: Erläuterungstext mit CD-ROM; Teil 2: Legende; Teil 3: Karten. Landwirtschaftsverlag, Münster.
- Bonneau M., Duchafour P., 1960, *Les sols de la tertiaire en Europe occidentale*, Bulletin de l'Institut Agronomique et des Station de Recherches de Gembloux, Hors Serie, s. 59–74.
- Borggard O., 1976, *Selective extraction of amorphous iron oxide by EDTA from the mixture of amorphous iron oxide, goethite, and hematite*, Journal of Soil Science, 27, s. 478–486.
- Bremen N. van, Lundström U.S., Jongmans A.G., 2000, *Do plants drive podzolization via rock-eating mycorrhizal fungi?*, Geoderma, 94, s. 163–170.
- Breymeyer A., Mroz G., Reed D., Degórski M., 1998, *Warunkowanie tempa dekompozycji ściółki sosnowej przez zmieniający się klimat i skład chemiczny substratu*, [w:] Breymeyer A., Roo-Zielińska E. (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 187–206.
- Brogowski Z., Dobrzański B., Kocoń J., 1978, *Application of scanning microscope in studies of the morphology of mechanical fractions in soils*, Polish Journal of Soil Science, 1, 1, s. 73–83.
- Brogowski Z., Kocoń J., 1984, *Morfologia powierzchni ziarn piasku w różnych poziomach genetycznych gleby brunatnej wytworzonej z gliny ciężkiej*, Roczniki Gleboznawcze, 35, 1, s. 115–124.
- Bronger A., Catt J., 1993, *Paleopedology, Nature and Application of Paleosoils*, Catena, Supplement, 16.
- Bronger A., Catt J., 1998, *The position of paleopedology in geosciences and agricultural sciences*, Quaternary International, 51–52, 1–4, s. 87–93.
- Brożek S., 1985, *Mineralne formy azotu w glebach leśnych Beskidu Zachodniego*, Roczniki Gleboznawcze, 36, 3, s. 91–108.
- Bull P.A., 1984, *Scanning electron microscope studies of sediments*, [w:] Green S. (red.), *Pontnewydd Cave, A Lower Paleolithic Hominid Site in Wales*, Part I, National Museum of Wales Press, Cardiff, s. 77–87.
- Bull P.A., 1986, *Procedures in environmental reconstruction by SEM analysis*, [w:] Sieveking G., Hart M.B. (red.), *The Scientific Study of Flint and Cherts*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 221–226.
- Buol S., Hole F., McCracken R., 1989, *Soil Genesis and Classification*, Iowa State University Press, Ames.
- Bussemer S., 1998, *Bodengenetiche Untersuchungen an Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebietes*, Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe A, 49, s. 27–93.
- Bussemer S., 2005, *Die Braunerde in ihrer nordbrandenburgischen Typusregion*, Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge, 12, 1–2, s. 3–72.
- Bussemer S., 2007, *Braunerden in subborealen und borealen Waldlandschaften (Fallstudien aus den Jungmoränengebieten Euroasiens)*, Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe A, 58, s. 1–244.
- Bussemer S., Guggenberger G., 1999, *Genese, Systematik und Ökologie permafrost-geprägter Böden in einem Transekt von der mittleren Taiga zur Waldtundra, Siberian*, Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 91, s. 945–948.
- Buurman P., Jongmans A.C., 2005, *Podsolization and soil organic matter dynamics*, Geoderma, 125, s. 71–83.

- Cailleux A., 1937, *Methodes d'etude de la morphologie des grains de sable*, Bulletin de la Société Géologique de France, 5.
- Cailleux A., 1942, *Les actions éolines periglaciaires en Europe*, Mémoire de la Société Géologique de France, 46.
- Cailleux A., 1973, *Eolisations periglaciaires quaternaires au Canada*, Biuletyn Peryglacjalny, 22, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź, s. 81–115.
- Carter M.R., 1996, *Analysis of soil organic matter in agroecosystems*, [w:] Carter M.R., Stewart B.A. (red.), *Structure and organic matter storage in agricultural soils*, CRC Press, s. 3–11.
- Catt J., 1985, *Soil particle size distribution and mineralogy as indicators of pedogenic and geomorphic history*, [w:] Richards K., Arnet R., Ellis S. (red.), *Geomorphology and Soils*, George Allen and Unwin, London, s. 202–218.
- Catt J., 1986, *Soils and Quaternary Geology*, Clarendon Press, Oxford.
- Catt J., 1987, *Effects of the Devensian cold stage on soils characteristics and distribution in Eastern England*, [w:] Boardman J. (red.), *Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 145–152.
- Catt J., 1988, *Quaternary Geology for Scientist and Engineers*, John Wiley and Sons, New York–Chichester–Brisbane–Toronto.
- Černescu N., 1934, *Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie*, Institutul Geologic al Romaniei, Studii Technice si Economice, Ser. C, 2.
- Černescu N., 1943, *Textur des Muttergesteins und Bodenentwicklung in der Zone des sekundären Podzols*, Mitteilungen der Technischen Hochschule, XIV, 1–2, s. 125–131.
- Crocker R., 1952, *Soil genesis and the pedogenic factors*, Quarterly Review of Biology, 27, s. 139–168.
- Cronan C.S., Grigal D.F., 1995, *Use of calcium/aluminium ratios as indicators of stress in forest ecosystems*, Journal of Environmental Quality, 24, s. 209–226.
- Culver S.J., Bull P.A., Campbell S., Shakesby R.A., Whalley W.B., 1983, *Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation*, Sedimentology, 30, s. 129–136.
- Čuprynin V.J., 2003, *Nelinejnost v geosistemach*, Izvestija AN, Seria Geografičeskaja, 6, s. 7–14.
- Czepe Z., 1966, *Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-wschodnim Spitsbergu*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 13.
- Czerwiński Z., 1965, *Gleby bielice leśne i uprawne wytworzone z piasków różnego pochodzenia geologicznego*, SGGW, Warszawa.
- Dan J., Yaalon D.H., 1964, *The application of the catena concept in studies of pedogenesis in Mediterranean and desert fringe areas*, Transactions of the 8th International Congress of Soil Sciences, 8, 4, s. 751–758.
- Dankers R., Christensen O., Middelkoop H., 2001, *Climate change impact on snow cover dynamics in the Tana River basin, Northern Fennoscandia*, [w:] Kajander J. (red.), *Proceedings of 13th International Symposium and Workshop for the Northern Research Basins, Saariselka-Murmansk*, Finnish Environment Institute, Helsinki, s. 81–90.
- Datsko P.S., Kuchukov E.Z., Akimov Y.P., 1983, *Mechanism and laws governing the transformation of unconsolidated rocks under the influence of repeated freeze-thaw*, [w:] Permafrost, Fourth Int. Conf., Proceedings, National Academy Press, Washington D.C., s. 217–220.
- Davey B.G., 1978, *Soil structure as revealed by scanning electron microscopy*, [w:] Emerson W.W., Bond R.D., Dexter A.R. (red.), *Modification of Soil Structure*, John Wiley and Sons, Chichester–New York–Brisbane–Toronto, s. 97–101.
- De Kimpe C.R., Martel Y.A., 1976, *Effects of vegetation on distribution of carbon, iron and aluminium in the B horizons of northern Appalachian Spodosols*, Soil Science Society of America Journal, 40, s. 77–80.
- Degórski M., 1985, *An investigation into the spatial variability of continentality in West and Central Europe by the Ellenberg Methode*, Documents Phytosociologiques N.S., IX, Camerino, s. 337–349.
- Degórski M., 1990, *Warunki siedliskowe kateny ekosystemów leśnych na Wysoczyźnie Rawskiej, ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki wodno-troficznych właściwości gleb*, Dokumentacja Geograficzna, 5–6.
- Degórski M., 1995, *Zróżnicowanie morfolitogeniczne gleb bielicoziemnych wschodniej i północnoeuropejskiej krainy glebowej*, [w:] „Człowiek a środowisko”. 44 Zjazd PTG, 24–27.08.1995, PTG, Toruń, s. 43–46.

- Degórski M., 1998a, *Charakterystyka morfolitologiczna siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12° do 32°E) i „śląskim”*, [w:] Brey Meyer A., Roo-Zielińska E. (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geokologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 31–40.
- Degórski M., 1998b, *Zróżnicowanie fizykochemicznych właściwości gleb siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12° do 32°E) i „śląskim”*, [w:] Brey Meyer A., Roo-Zielińska E. (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geokologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 41–54.
- Degórski M., 1998c, *Sezonowa dynamika wybranych gleb siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12° do 32°E) i „śląskim”*, [w:] Brey Meyer A., Roo-Zielińska E. (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geokologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 55–62.
- Degórski M., 1999, *Zróżnicowanie pokrywy glebowej pięter wysokogórskich w bezwęglanowych rejonach Tatr Polskich*, [w:] Kotarba A., Kozłowska A. (red.), *Badania geokologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 174, s. 25–36.
- Degórski M., 2000, *Is a geodiversity a part of landscape diversity*, [w:] Brandt J., Tress B., Tress G. (red.), *Multifunctional Landscapes. Interdisciplinary Approaches to Landscape Research and Management*, Published by the Centre for Landscape Research, Roskilde, s. 215–216.
- Degórski M., 2002, *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 182.
- Degórski M., 2003a, *Pedodiversity as a part of geodiversity in creation of landscape structure*, [w:] *Multifunctional Landscapes, Vol. II, Monitoring, Diversity and Management*, WIT PRESS, Southampton–Boston, s. 105–121.
- Degórski M., 2003b, *Some aspects of multifunctional landscape character in the interdisciplinary environmental study*, [w:] Helming K., Wiggering H. (red.), *Sustainable Development of Multifunctional Landscapes*, Springer, Berlin–Heidelberg–New York, s. 53–65.
- Degórski M., 2003c, *Morpholithological genesis and differentiation of the soil properties of pine forest ecosystems in relation to the north-south transect in Europe*, *Polish Journal of Ecology*, 51, 4, s. 441–459.
- Degórski M., 2003d, *Local variability of soil properties of forest stands along the north-south climatic transect in Europe*, *Polish Journal of Ecology*, 51, 4, s. 461–469.
- Degórski M., 2004a, *Regional differences of podzolic soil properties in central and northern Europe*, *Roczniki Gleboznawcze*, 55, 3, s. 59–70.
- Degórski M., 2004b, *Geografia gleb jako dyscyplina fizycznogeograficzna*, *Przegląd Geograficzny*, 76, 3, s. 271–288.
- Degórski M., 2005a, *Chronosekwencja gleb bielcowych w okolicach Juraty na Półwyspie Helskim: wstępne studia geomorfologiczno-pedologiczne*, [w:] Borówka K. (red.), *Plejstoceny i holoceny – przemiany środowiska przyrodniczego Polski – wybrane aspekty*, Uniwersytet Szczeciński, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Oficyna IN PLUS, Szczecin, s. 17–21.
- Degórski M., 2005b, *Gleba jako indyktor zmian w środowisku przyrodniczym*, *Przegląd Geograficzny*, 77, 1, s. 37–55.
- Degórski M., 2006a, *Wskaźnikowa rola gleby w ocenie przemian i jakości środowiska geograficznego na poziomie badań krajobrazowych – przegląd koncepcji*, [w:] Gierszewski P., Karasiewicz T. (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii – geografia fizyczna*, Dokumentacja Geograficzna, 32, s. 55–60.
- Degórski M., 2006b, *Soil cover*, [w:] Degórski M. (red.), *Natural and Human Environment of Poland. A Geographical Overview*, Polish Academy of Sciences, Stanisław Leszczycki Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Geographical Society, Warsaw, s. 65–77.
- Degórski M., 2007a, *Trophic resources and carbon storage in soils of two forest types in Białowieża National Park (N-E Poland)*, *Humic Substances in Ecosystems*, 7, s. 117–128.
- Degórski M., 2007b, *Istota badań pedosfery w poznaniu ewolucji i funkcjonowania środowiska przyrodniczego – krytyczne spojrzenie na rozwój polskiej geografii gleb*, *Przegląd Geograficzny*, 79, 3–4, s. 593–614.
- Degórski M., 2007c, *Spatial Variability in Podzolic Soils of Central and Northern Europe*, U.S. Environmental Protection Agency, Washington D.C.

- Degórski M., 2008, *Oddziaływanie miasta na wybrane właściwości gleby w kilku europejskich i azjatyckich aglomeracjach*, Dokumentacja Geograficzna, 37, s. 150–160.
- Degórski M., Kowalkowski A., 2008, *Buforowość i elektrolityczna przewodność w profilu gleb jako indykatory warunków powstawania gleb*, Roczniki Gleboznawcze, 59, 1, s. 60–69.
- Degórski M., Kowalkowski A., 2010, *Możliwości rekonstrukcji rozwoju środowiska przy zastosowaniu badań morfoskopowych SEM*, Nauki o Ziemi, Polskie i światowe osiągnięcia nauki, 4, PAN, s. 9–55.
- Dennis J.G., Tienszen L.L., Vetter M.A., 1978, *Seasonal dynamics of above and below ground production of vascular plants at Barrow, Alaska*, [w:] Tienszen L.L. (red.), *Vegetation and Production Ecology of an Alaskan Arctic Tundra*, Ecological Studies, 29, s. 113–140.
- Derone J., Kukkola M., Malkonen E., 1986, *Forest liming on mineral soils. Results of Finnish experiments*, National Swedish Environmental Protection Board Report, 3084.
- Diukic I., Zehetner F., Tazber M., Gerzabek M.H., 2010, *Soil organic matter stocks and characteristics along an Alpine elevation gradient*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 173, s. 30–38.
- Dobrovolski G.V., Urusevskaja I.S., Soba S.A., 1990, *Rol' geologo-geomorfologičeskich faktorov v genezie i geografii počv ravnin SSSR*, Problemy počvovedenija, Nauka, Moskva, s. 105–114.
- Dokučajev V.V., 1879, *Kartografija russkich počv. O podzole*, Objasnitelnyj tekst k počviennej karte Evropejskoj Rossii, Sankt Peterburg.
- Dokučajev V.V. 1880, *O podzole*, Trudy Volno-ekonomičeskogo Obščestva, 1, Sankt Petersburg.
- Dokučajev V.V., 1883, *Russkij černožem*, Izdatel'stvo Imperatorskogo Volnogo Ekonomičeskogo Obščestva, Sankt Petersburg.
- Duchafour P., 1951, *Lessivage et podzolisation*, Revue forestière française, 10.
- Duchafour P., 1952, *Etudes sur l'ecologie et la sylviculture du Meleze (Larix Europaea D.C.)*, Pedologie et Facteurs Biotiques, Nancy.
- Duchafour P., 1982, *Pedology, Pedogenesis and Classification*, George Allen and Unwin, London.
- Dudal R., 1953, *Etude morphologique et genetique d'une sequence de sols sur limon loessique*, Agricultura, 1, Louvain, s. 119–163.
- Dudal R., 1955, *Bidrage tot de kennis von gronden op less-lem in Midden Belgie*, Centramover Bodenkartering, 11, Instituut voor Wentenschappelijk Onderzoek in Nijverheid en Landbouw.
- Dzięciołowski W., 1974a, *Mezotroficzne gleby bielcowe murszaste w Słowińskim Parku Narodowym*, Roczniki Akademii Rolniczej, 78, s. 27–49.
- Dzięciołowski W., 1974b, *Proces bielcowania w świetle analizy stosunków morfologicznych sekwencji gleb w rezerwacie Bielice Gackie*, Prace Komisji Naukowych PTG, s. 59–74.
- Eddington A., 1958, *The nature of the Physical World*, The University of Michigan Press, Ann Arbor.
- Ehwald E., 1978, *Bodengenetiche Prozesse*, Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 27, s. 563–569.
- Ekschmitt E., Kandler E., Poll C., Brune A., Bruscot F., Friedrich M., Gleixner G., Hartmann A., Kästner M., Marhan S., Miltner A., Scheu S., Wolters V., 2008, *Soil-Carbon preservation through habitat constraints and biological limitations on decomposer activity*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 171, s. 27–35.
- Ellenberg H., 1956, *Grundlagen der Vegetationsgliederung I. Aufgaben und Methoden der Vegetationskunde*, [w:] Walter H. (red.), *Einführung in die Phytologie*, Ulmer, Stuttgart.
- Ellenberg H., Mayer R., Schauer mann J. (red.), 1986, *Ökosystemforschung-Ergebnisse Sollingprojekt*, Ulmer, Stuttgart.
- Ellis S., 1951, *An altitudinal sequence of podzolic soils, Hardangervidda, Southern Norway*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 39, s. 141–151.
- Emmerling C., Udelhoven T., 2002, *Discriminating factors of the spatial variability of soil quantity parameters at landscape scale*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 165, 6, s. 706–712.
- Etienne S., 2002, *The role of biological weathering and pedological processes for the development of sorted circles on Kvadehuksletta Svalbard – a short report*, Polar Research, 9, 2, s. 181–191.
- European vegetation types: the Nordic countries*, 1998, Nordic Council of Ministers, CD-ROM.
- FAO-UNESCO 1974, *Soil map of the World*, 7, legends.
- Farmer V.C., 1979, *Possible roles of a mobile Hydroxyaluminium Orthosilicate complex (protoimogolite) and other Hydroxyaluminium and Hydroxyiron Species in Podzolization*, [w:] *Migrations Organo-Minerals dans les Sols Temperes*. Nancy, 24–28 September 1979, 305 Colloques Internationaux du CNRS, CNRS Publication, Paris, s. 275–279.

- Farmer V.C., 1984, *Distribution of allophane and organic matter in podzol B horizons, reply to Buurman and Van Reeuwijk*, Journal of Soil Science, 35, s. 453–458.
- Farmer V.C., Fraser A., 1982, *Chemical and colloidal stability of sols in the Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O system: their role in podzolization*, Journal of Soil Science, 33, s. 737–742.
- Farmer V.C., Russell J., Berrow M., 1980, *Imogolite and proto-imogolite allophane in spodic horizons evidence for a mobile aluminium silicate complex in podzol formation*, Journal of Soil Science, 31, s. 673–684.
- Felix-Henningsen P., Bleich K., 1996, *Böden und Bodenmerkmale unterschiedlichen Alters*, [w:] Blume H.-P. (red.) *Handbuch der Bodenkunde*, Ecomed, Landsberg, s. 1–8.
- Fiedler H.J., Hunger W., 1970, *Geologische Grundlagen der Bodenkunde und Standortslehre*, Verl. Theodor Steinhopff, Dresden.
- Filipek T., 1990, *Kształtowanie się równowagi jonowej w zależności od wysycenia gleb kationami*, Roczniki Gleboznawcze, 41, 1–2, s. 47–55.
- FitzPatrick E.A., 1956, *An indurated soil horizon formed by Permafrost*, Journal of Soil Science, 7, s. 248–257.
- FitzPatrick E.A., 1974, *Cryons and Issons*, Proceedings North England Soils Discussion Group, 2, s. 31–43.
- Fisher R.F., 1972, *Spodosol development and Nutrient Distribution under Hydnacea fungal mats*, Soil Science Society of America Proceedings, 36, s. 492–495.
- Folk R., Ward W., 1957, *Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters*, Journal of Sedimentary Petrology, 27, 1, s. 124–136.
- Frede H.-G., Buch M., Fohrer N., Breuer L., 2002, *Interdisciplinary modelling and the significance of soil functions*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 165, 4, 460–467.
- Fridland V.M., 1957, *Podzolization and illmerization*, V.V. Dokuchaev Soil Science Institute USSR Academy of Sciences, 115, s. 1006–1009.
- Fridland V.M., 1972, *Struktura počennogo pokrova*, Izdatel'stvo Mysl, Moskva.
- Friedrich M., Kromer B., Spurk M., Hofmann J., Felix Kaiser K., 1999, *Paleo-environment and radio-carbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies*, Quaternary International, 61, 1, s. 27–39.
- Frühauf M., 1996, *Periglaziale Lockermaterialdecken in ostdeutschen Mittelgebirgen- Forschungsstand und Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme*, Heidelberger Geographische Arbeiten, 104, s. 133–146.
- Furmańczyk K., 1994, *Strefa brzegowa Półwyspu Helskiego w świetle kompleksowej interpretacji zdjęć lotniczych i satelitarnych*, Uniwersytet Szczeciński, Zeszyty Naukowe, 134, Marine Sciences, 2, s. 61–80.
- George E., Marschner H., 1996, *Nutrient and water uptake by roots of forest trees*, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 159, s. 11–21.
- Georgievskij A.K., 1888, *K voprosu o podzole*, Materialy po izučeniju ruskich počv, Vyp. 4, Sankt Petersburg.
- Gerstmann E., 1995, *Półwysep Helski, przyrodnicze podstawy rozwoju*, Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa.
- Giedrojć K.K., 1921–1923, *Počvy nenasyščennye osnovaniami*, Žurnal Opytnyj Agronom, 22.
- Giedrojć K.K., 1927, *Počviennyj poglaščajuščyj kompleks*, Nosovskaja sel'skochozjajstvennaja opyt'naja stancja, 47, Kijev.
- Giesler R., Ilvesniemi H., Nyberg L., van Hees P.A., Starr M., Bishop T., Kareinen T., Lundström U., 2000, *Distribution and mobilization of Al, Fe and Si in three podzolic soil profiles in relation to the humus layer*, Geoderma, 94, s. 249–263.
- Gilewska S., 1999, *Rzeźba*, [w:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 243–287.
- Ginzburg I.I., 1956, *Novyje dannyje k poznaniu podzoloobrazovatel'nogo processa*, Kora vyvietrivani-ja, C. II, Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva.
- Glansdorf P., Prigogine I., 1973, *Termodinamičeskaja teorija struktury ustoičivosti i fluktuacii*, Mir, Moskva.
- Glazovskaja M.A., 1973, *Počvy Mira. Geografija počv*, Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta, Moskva.
- Glinka K.D., 1924, *Degradacija i podzolistyj process*, Počvovedenije, 3–4.
- Glinka K.D., 1932, *Počvovedenije*, Izdatel'stvo sel'skochozjajstvennoj i kolchozno-kooperativnoj literatury, Moskva.

- Goździk J.S., 1980, *Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belchatów”*, *Studia Regionalne*, 4, 9, s. 16–34.
- Goździk J.S., 1991, *Sedimentological record of eolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni and Late Vistulian in Central Poland*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band*, 90.
- Goździk J.S., 1995a, *Vistulian sediments in the Belchatów opencast mine, Central Poland*, *Quaternary Studies in Poland*, 13, s. 13–26.
- Goździk J.S., 1995b, *Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 115–150.
- Gravis G.F., 1974, *Geographic extent and thickness of permafrost*, [w:] Gravis G.F. (red.), *Geocryological Conditions of the Mongolian Peoples Republic*, Moscow.
- Grzegorzczak M., 1970, *Metody przedstawiania uziarnienia osadów*, *Prace Geograficzno-Geologiczne, Poznańskie TPN*, 10, 2, s. 18–62.
- Gugalinskaja L.A., 1982, *Počvoobrazovanie i kriogenez v centre Russkoj ravniny v pozdnem Plejstocene*, ONTI NCBI AN SSSR, Puščino.
- Gundelwein A., 1998, *Eigenschaften und Umsetzung organischer Substanz in nordsibirischen Permafrostböden*, *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten*, 39.
- Gustafsson J., Bhattacharya P., Karlton E., 1999, *Mineralogy of poorly crystalline aluminium phases in the B horizon of Podzols in southern Sweden*, *Applied Geochemistry*, 14, 6, s. 707–718.
- Gustafsson J., Lumsdon D., Simonsson M., 1998, *Aluminium solubility characteristics of spodic B horizons containing imogolite-type materials*, *Clay Minerals*, 33, s. 77–86.
- Gustafsson J., Bhattacharya P., Bain D.C., Fraser A., McHardy W., 1995, *Podzolization mechanisms and the synthesis of imogolite in northern Scandinavia*, *Geoderma*, 66, s. 167–184.
- Gustafsson J., van Hees P.A., Starr M., Karlton E., Lundström U., 2000, *Partitioning of base cations and sulphate between solid and dissolved phases in three podsolised forest soils*, *Geoderma*, 94, s. 311–333.
- Haesaerts P., 1983, *Stratigraphic distribution of periglacial features indicative of permafrost in the upper Pleistocene loesses in Belgium*, [w:] *Permafrost, Fourth International Conference, Proceedings. July 17–22 1983*, National Academy Press, Washington D.C., s. 421–426.
- Hämet-Ahti L., Suominen J., Ulvinen T., Uotila P. (red.), 1998, *Retkeilykasvio*, Yliopistopaino, Helsinki.
- Hees P.A. van, Lundström U., 2000, *Equilibrium models of aluminium and iron complexation with different organic acids in soil solution*, *Geoderma*, 94, s. 201–221.
- Heikkinen O., 2005, *Boreal forests and northern and upper timberlines*, [w:] Seppälä M. (red.), *The Physical Geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, Oxford, s. 185–200.
- Heinemann B., 1964, *Die Böden der Drenthe-Grundmoräne im Hümmling*, Dissertation, Universität Hannover.
- Herz K., Andreas G., 1966a, *Untersuchungen zur Morphologie der periglazialen Auftauschicht in Kongsfjordgebiet (Westspitsbergen)*, *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 3, s. 190–198.
- Herz K., Andreas G., 1966b, *Untersuchungen zur Ökologie der periglazialen Auftauschicht in Kongsfjordgebiet (Westspitsbergen)*, *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 4, s. 260–272.
- Higgs R., 1979, *Quartz-grain surface features of Mesozoic-Cenozoic sands from the Labrador and Western Greenland continental margins*, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, s. 599–610.
- Hilgard E.W., 1906, *Soils, their Formation, Properties, Composition and Relations to Climate and Plant Growth in the humid and arid Regions*, The Macmillan Company, New York.
- Hill M., 1973, *Reciprocal averaging: an eigenvector method of ordination*, *Journal of Ecology*, 61, s. 237–249.
- Hillel D., 1998, *Environmental Soil Physics*, Academic Press, San Diego–London–Boston.
- Hinneri S., 1974, *Podzolic processes and bioelement pools in subarctic forest soils at the Kevo, Finnish Lapland*, *Reports from the Kevo Subarctic Research Station*, 11, s. 26–34.
- Hinneri S., 1975, *On the water chemistry of the Utsjoki River System and its significance for the evaluation of edaphic conditions*, *Reports from the Kevo Subarctic Research Station*, 12, s. 10–24.
- Hinneri S., Sonesson M., Veum A.K., 1975, *Soils of Fennoscandian IBP Tundra Ecosystems*, [w:] Wielgolaski P.E., *East Fennoscandian Tundra Ecosystems. Part 1. Plant and Microorganisms*, Springer, Berlin–Heidelberg–New York, s. 31–40.

- Hjort J., Luoto M., Seppälä M., 2007, *Landscape scale determinants of periglacial features in subarctic Finland: a grid-based modelling approach*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, s. 115–127.
- Holtmeier F.-K., 1971, *Waldgrenzstudien in nördlichen Finnisch-Lapland und angrenzenden Nord Norwegen*, Reports from the Kevo Subarctic Research Station, 8, s. 53–62.
- Holtmeier F.-K., 1979, *Die polare Waldgrenze (forest tundra ecotone) in geoökologischer Sicht*, *Trierer Geographische Studien*, 2, s. 230–246.
- Holtmeier F.-K., 2005, *Change in the timberline ecotone in northern Finnish Lapland during the last thirty years*, Reports from the Kevo Subarctic Research Station, 23, s. 97–113.
- Holtmeier F.-K., 2009, *Mountain Timberlines: Ecology, Patchiness, and Dynamics*, *Advances in Global Change Research*, 14, Springer, Heidelberg–London–New York.
- Holtmeier F.-K., Broll G., 2005, *Sensitivity and response of northern hemisphere altitudinal and polar treelines to environmental change at landscape and local scales*, *Global Ecology and Biogeography*, 14, s. 395–410.
- Huggert R.J., 1975, *Soil landscape systems a modell of soil genesis*, *Geoderma*, 13, s. 1–22.
- Hunger W., 1961, *Über periglaciale Profilmerkmale erzebergischer Gneisböden*, *Jahrbuch des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*, s. 49–63.
- Huntington T., Johnson C., Johnson A., Siccama T., Ryan D., 1989, *Carbon organic matter and bulk density relationships in a forested spodosol*, *Soil Science*, 148, 5, s. 380–386.
- Instrukcja urządzania lasu*, 2010, cz. 2 – *Instrukcja wyróżniania i kartowania siedlisk leśnych*, Państwowe Gospodarstwo Leśne Lasy Państwowe, Warszawa, s. 5–141.
- IPCC, 2001, *Climate change 2001: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) – Cambridge*, Cambridge University Press, Cambridge.
- ISSS Working Group RB, 1998, *World Reference, Base for Soil Resources*, Atlas ISRIC-FAO-ISS-ACCO, Leuven.
- Ivanova E.N., 1965, *Merzlotno tajenije počvy Severnoj Jakutii*, *Počvovedenije*, 7.
- Jäger K.-D., 1970, *Methodische Probleme der Erkennung und Datierung reliktilischer Böden merkmale am Beispiel der sandigen Böden im nördlichen Mitteleuropa*, *Tagungsberichte der Deutschen Akademie für Landwirtschaftswissenschaften*, 102, s. 109–122.
- Jäger K.-D., 1979, *Aktuelle Fragen der Fachterminologie in der Periglazialforschung des nördlichen Mitteleuropa*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia*, 1996, s. 45–57.
- Jäger K.-D., Kopp D., 2004, *Über Entstehungszeit und Bildungsmilieu lessivierter Böden in Mitteleuropa*, *Regional Monitoring of the Natural Environment*, 5, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 103–115.
- Jahn A., 1951, *Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacialnej*, *Acta Geologica Polonica*, 2, 1–2, s. 159–290.
- Jahn A., 1963, *Gleby strukturalne Czarnego Grzbietu i problem utworów pylastych w Karkonoszach*, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 9, *Studia Geograficzne*, 1, s. 5–65.
- Jahn A., 1977, *The permafrost active layer in the Sudety Mountain during the last glaciation*, *Quaestiones Geographicae*, 4, s. 29–42.
- Jahn A., 1979, *Ruchy gruntu na nachylonej powierzchni pastwisk w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego*, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 2, 20, s. 219–232.
- Jahn A., 1986, *Powolne ruchy gruntów na stokach*, *Czasopismo Geograficzne*, 57, 2, s. 215–246.
- Janke W., 1971, *Beitrag zur Entstehung und Alter der Dünen der Lubomirer Heide sowie der Peenemünde Zinnowitzer Seesandebene*, *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 20, 1–2, s. 39–54.
- Janke W., 1978, *Untersuchungen zu Aufbau, Genese und Stratigraphie küstennaher Talungen und Niederungen Nordost-Mecklenburgs als Beitrag zu ihrer geoökologischen und landeskulturellen Charakteristik*, *Dissertationen*, Greifswald.
- Janowska E., 1994, *Preliminary studies on the sideric horizon in rusty soils with the use of microchemical x-ray analysis*, *Roczniki Gleboznawcze. Supplement*, 44, s. 41–53.
- Janowska E., 1997, *Skład chemiczny otoczek ziarn kwarcu w glebie oznaczony metodą EPMA*, [w:] *Materiały Konferencji „Analityka chemiczna w badaniach środowiska naturalnego”*, SGGW, Warszawa, s. 122–123.
- Janowska E., 2001, *Geneza i właściwości gleb rdzawych na obszarze zlodowacenia środkowopolskiego*, Fundacja „Rozwój SGGW”, Warszawa.

- Jarkov S.P., 1954, *Obrazowanije podzolistych počv*, Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva.
- Jarkov S.P., 1956, *Sezonnaja dinamika niekatorych processov počvoobrazovanija*, *Počvovedenije*, 6, s. 30–43.
- Jarkov S.P., 1961, *Počvy lesologovoj zony SSSR*, Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva.
- Jefremov A., 1999, *Zonalno-tipologičeckij analiz biogennyh procesov v počvach sosnovych lesov Belorusi*, Nacjonalna Akademia Nauk Belarusi, Minsk.
- Jefremov A., Degórski M., 1998, *Właściwości humusu, biomasa mikroorganizmów i zawartość kwasów nukleinowych w glebach siedlisk borów i borów mieszanych na transekcje klimatycznym*, [w:] Breyemeyer A., Roo-Zielińska E. (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 63–78.
- Jeník J., 1961, *Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: Teorie anemo-orografických systémů*, CSAV, Praha.
- Jenny H., 1941, *Factors of Soil Formation*, Mc Graw-Hill, New York.
- Jenny H., 1980, *The Soil Resource, Origin and Behaviour*, Springer, New York–Heidelberg–Berlin.
- Jenny H., 1984, *My friend the soil*, *Journal of Soil and Water Conservation*, 39, s. 158–161.
- Jongmans A.G., van Breemen N., Lundström U.S., van Hees P.A., Finlay R.D., Srinivasan M., Unestam T., Giesler R., Melkerud P.-A., Olsson M., 1997, *Rock-eating Fungi*, *Nature*, 389, s. 682–683.
- Kačinskij N.A., 1927, *Zamerzanije, razmerzanije i vlažnost počvy v zimnij sezon v lesu i na polevych učastkach*, Moskva.
- Kahle M., Kleber M., Jahn R., 2002, *Predicting carbon content in illitic clay fraction from surface area, cation exchange capacity and dithionite-extractable iron*, *European Journal of Soil Sciences*, 53, s. 639–644.
- Kaiser C., Meyer H., Biasi C.R., Barsukov P., Richter A., 2005, *Storage and mineralization of carbon and nitrogen in soils of frost-boil tundra ecosystem in Siberia*, *Applied Soil Ecology*, 29, s. 173–183.
- Kallio P., Hurme H., Eurola S., Norokorpi Y., Sepponen P. 1986, *Research activities on the forest line in Northern Finland*, *Arctic*, 39, 1, s. 52–58.
- Kallio P., Laine U., Makinen Y., 1969, *Vascular flora of Inari Lapland*, Reports of the Kevo Subarctic Reserach Station, 5.
- Kallio P., Suhonen S., Kallio H., 1972, *The ecology of nitrogen fixation in Nephroma arcticum and Solonchaca crocea*, Reports of the Kevo Subarctic Research Station, 9, s. 7–14.
- Karavajeva N.A., 1969, *Tundrovyje počvy Severnoj Jakutii*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva.
- Karavajeva N.A., Targuljan V.O., 1960, *Ob osobennostjach raspredelenija gumusa v tundrovych počvach Severnoj Jakutii*, *Počvovedenije*, 12.
- Karavajeva N.A., Targuljan V.O., 1963, *K izučeniju počv tundr Severnoj Jakutii*, O počvach Vostočnoj Sibirii, Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva.
- Karczewski A., 1975, *Morphology and textural-structural features of ground and hummocky morine in the Paistunturit area, Finnish Lapland*, Reports of the Kevo Subarctic Reaserch Station, 12, s. 34–44.
- Karltun E., Bain D.C., Gustafsson J., Mannerkoski H., Murad E., Wagner U., Fraser A., Mc Hardy W., Starr M., 2000, *Surface reactivity of poorly-ordered minerals in podzol B horizons*, *Geoderma*, 94, s. 265–288.
- Karte J., 1979, *Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglasziärs-Bochumer*, *Geographische Arbeiten*, 35.
- Kaurichev I.S., Ivanova T.N., Nozdrunova K.A., 1963, *Low-molekular organic acid content of water-soluble organic matter in soil*, *Sov. Soil*, s. 223–229.
- Keilhack K., 1911, *Die Verlandung der Swinepforte*, *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 32, 2, s. 209–244.
- Kellog C.E., Nygard I.J., 1951, *Explanatory Study of the Principal Soil Groups of Alaska*, Department of Agriculture Monography, 7, Washington D.C.
- Keys to Soil Taxonomy*, 1998, Soil Survey Staff, U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C.
- Klasyfikacja Gleb Leśnych Polski*, 2000, Centrum Informacji Lasów Państwowych, Warszawa.
- Klementowski J., 1998, *Nowe stanowisko gruntów strukturalnych na Śnieżniku*, *Czasopismo Geograficzne*, 69, 1, s. 73–85.
- Kliewe H., 1960, *Die Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Furnenentwicklung*, *Neuere Arbeiten zur mecklenburgischen Küstenforschung*, 5, Berlin.

- Kliewe H., Janke W., 1978, *Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 122, s. 81–91.
- Kliewe H., Rast H., 1979, *Geomorphologische und mikromagnetische Untersuchungen zu Habitus, Struktur und Genese des Zimmovitz-Trassenheider Strandwallsystems und seiner Dünen*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 4, s. 225–242.
- Klimowicz Z., Melke J., Uziak S., Chodorowski J., 2008, Gleby północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga na tle środowiska przyrodniczego Spitsbergenu, Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Kölling C., 1999, *Ordination von Waldökosystemen nach Stoffkonzentrationen der Lösungsphase und bodenchemischen Tiefengradienten*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 162, s. 89–95.
- Kölling C., Hoffmann M., Gulder H.J., 1996, Bodenchemische Vertikalgradienten als charakteristische Zustandsgrößen von Waldökosystemen, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 159, 1, s. 69–78.
- Kolstrup E., 1980, *Climate and stratigraphy in north-western Europe, between 30 000 BP and 13 000 BP with special reference to the Netherlands*, Mededeelingen's Rijks Geologische Dienst, 32, 15, s. 181–253.
- Kolstrup E., 1993, *Periglacial environmental development between 30 and 20 ka BP in Denmark*, Extract Geol. Mijnbestand, 72, s. 159–166.
- Konecka-Betley K., 1968, *Zagadnienie żelaza w procesie glebotwórczym*, Roczniki Gleboznawcze, 19, 1, s. 51–97.
- Konecka-Betley K., 1981, *Development of soil-forming processes of Late Pleistocene and Holocene in dunes of the environs of Warsaw*, Roczniki Gleboznawcze, 32, s. 151–159.
- Konecka-Betley K., 1983, *Geneza gleb Kampinoskiego Parku Narodowego*, [w:] Dobrzyński B., Konecka-Betley K. (red.), *Wpływ działalności człowieka na środowisko glebowe w Kampinoskim Parku Narodowym*, SGGW-AR, Warszawa, s. 21–37.
- Konecka-Betley K., 1991, *Late Vistulian nad Holocene fossil soils developed from eolian and alluvial sediments of the Warsaw Basin*, Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement, 90, s. 99–105.
- Konecka-Betley K., Janowska E., 1995, *Late glacial and Holocene stratotype profile of palaeosoils in the Warsaw Basin*, Studia Quaternaria, 22, s. 3–16.
- Konishchev V.N., Rogov V.V., 1983, *The cryogenic evolution of mineral matter (An experimental model)*, [w:] *Permafrost, Fourth International Conference Proceedings*, National Academy Press, Washington D.C., s. 656–659.
- Kononova N.M., 1951, *Problema počvennogo gumusa i sovremennyje zadači jego izucenija*, Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva.
- Kononova N.M., 1968, *Substancje organiczne gleby, ich budowa, właściwości i metody badań*, PWRiL, Warszawa.
- Kontturi O., 1984, *The development of the glaciofluvial landscape in Finland*, Fennia, 162, s. 63–80.
- Kopp D., 1961, *Das Arbeitsverfahren der forstlichen Standortserkundung im Nordostdeutschen Tiefland*, Deutscher Landwirtschaftsverlag, Berlin.
- Kopp D., 1965, *Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung*, Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR., 40, 6, s. 739–771.
- Kopp D., 1966, *Standortsgeographische Gliederung des nordostdeutschen Tieflandes nach Ergebnissen der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Institute für Länderkunde*, Neue Folge, 23–24, s. 67–86.
- Kopp D., 1968, *Periglaziäre Umlagerungs- (Perstruktions)zonen im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung*, Tagungsberichte der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften, 102, Akademie Verlag, s. 55–81.
- Kopp D., 1969, *Die Waldstandorte des Tieflandes, Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik*, VEB Forstprojektion Potsdam, s. 9–141.
- Kopp D., Jäger K.-D., 1972, *Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im Nord mitteleuropäischen Tiefland*, Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 21 (2), s. 77–84.
- Kopp D., Kowalkowski A., 1990, *Cryogenic and pedogenic perstruction in tertiary and quaternary deposits as exemplified in the outcrop Sternebeck*, Quaternary Studies in Poland, 9, s. 51–71.

- Kopp D., Schwanecke W., 1994, *Standörtlich-naturräumliche Grundlagen ökologierechter Forstwirtschaft*, Deutscher Landwirtschaftsverlag, Berlin GmbH, s. 9–248.
- Kopp D., Schwanecke W., 2007, *Die Bodenformen beispielhafter mitteleuropäischer Naturraumregionen unter dem Aspekt ihrer periglaziären Merkmalskombination als Substrat-, Perstruktions- und Horizontprofil*, Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung, 46, 4, s. 17–34.
- Kopp D., Stephan G., 1955, *Standortslehre*, Lehrbriefe 6, Stoffliche Zusammensetzung und Entstehung des Bodens, Wittenberg.
- Kornaś J., Medwecka-Kornaś A., 2002, *Geografia roślin*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kosinkiewicz B., 1985, *Próba oceny biomasy mikroorganizmów w glebie*, Roczniki Gleboznawcze, 36, 3, s. 67–74.
- Kovda V.A., 1973, *Osnovy učeniya o počvach*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva.
- Kowaliński S., Licznar S., 1972, *Właściwości mikromorfologiczne niektórych gleb północnego stoku Karikonoszy*, Roczniki Gleboznawcze, 23, 29–50.
- Kowalkowski A., 1961, *Warunki wodne i niektóre cechy chemiczne właściwości gleb w lasach dębowych okolic Wągrowca*, Poznańskie TPN, Prace Komisji Nauk Rolniczych i Leśnych, 10, 1–2, s. 39–136.
- Kowalkowski A., 1966, *Główne kierunki rozwoju gleb w warunkach morfogenetycznych Wzgórz Dalkowskich*, Roczniki Gleboznawcze, 16, 2, s. 357–411.
- Kowalkowski A., 1968, *General regularities of free Si-, Al- and Fe-oxides profile distribution in podzolic soils of Ostrzeszów Hills*, Roczniki Gleboznawcze, 19 (dodatek), s. 113–122.
- Kowalkowski A., 1970a, *Zur Genese der Merkmale in den podzolierten Sandböden der Ostrzeszów-Anhöhen, Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktscher und rezenter Merkmale in der Volksrepublik Polen*, Tangugsber, D.A.L. zu Berlin, 102, s. 211–216.
- Kowalkowski A., 1970b, *Zusammenhänge zwischen Feuchtigkeitsdynamik und Profilgliederung an Bodentypen unter Eichenbestockung in der Volksrepublik Polen*, Mineralische Grundwasser und Staunässeböden, ihre Kennzeichnung, Gliederung, Melioration, Berlin, s. 171–180.
- Kowalkowski A., 1973, *Geneza i podstawy klasyfikacji gleb wytworzonych z utworów peryglacialnych*, [w:] *Przewodnik Zjazdu Naukowego pod hasłem „Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacialnie na Niżu Polskim”*, 20–26 sierpnia 1973, Suplement, PTG Warszawa, s. 93–129.
- Kowalkowski A., 1977a, *A paleopedological investigation of climate and dunes at Pomorsko*, Quaestiones Geographicae, 4, s. 43–50.
- Kowalkowski A., 1977b, *Dynamika rozwoju późnoplejstoceńskich i holocenijskich gleb z piasków wydmych w Pomorsku*, Roczniki Gleboznawcze, 28, 3–4, s. 19–34.
- Kowalkowski A., 1979, *The structure of altitudinal zonation of soils of the Donoin-Dzun-Nuruu Massif, Khangai Mts. (Mongolia)*, Geographia Polonica, 43, s. 111–123.
- Kowalkowski A., 1980, *Następstwo procesów glebowych w katenie gleb lessowych Kotliny Sądeckiej*, Roczniki Gleboznawcze, 31, 2, s. 65–76.
- Kowalkowski A., 1983a, *Soil mosaics*, [w:] Breymeyer A., Klimek K. (red.), *Mongolian dry steppe geosystems, a case study of Gurvan Turuu Area*, Geographical Studies, Special Issue, 2, IGSO PAS-Ossolineum, Wrocław, s. 57–65.
- Kowalkowski A., 1983b, *Hydrothermal properties of permafrost solonchaks in the Central Mongolian arid-steppe zone*, [w:] *Permafrost Fourth International Conference, Proceedings, July 17–22, 1983*, National Academy Press, Washington D.C., s. 666–671.
- Kowalkowski A., 1983c, *Metody badań stratygrafii osadów oraz gleb współczesnych i kopalnych ze szczególnym uwzględnieniem analizy morfoskopowej SEM*, Sprawozdania Naukowe Komisji Badań Czwartorzędu PAN, V, s. 86–87.
- Kowalkowski A., 1984a, *Stratygrafia gleb stanowiska kultury hamburskiej Siedlnica 17a, gmina Wschowa*, Śląskie Sprawozdania Archeologiczne, 22, s. 8–14.
- Kowalkowski A., 1984b, *Surface texture of quartz grains from tundra soils under electron microscope*, Quaternary Studies in Poland, 5, s. 75–79.
- Kowalkowski A., 1988a, *Cechy uziarnienia powierzchni ziarn piasku kwarcowego w kwaśnych i alkalicznych glebach klimatu zimnego*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 87–100.
- Kowalkowski A., 1988b, *Procesy wietrzenia na Spitsbergenie na podstawie badań w mikroskopie elektronowym*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań, s. 15.

- Kowalkowski A., 1988c, *Wiek i geneza gleb*, [w:] Starkel L. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 45–85.
- Kowalkowski A., 1989, *Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen V.R. und der V.R. Polen*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 133, s. 7–22.
- Kowalkowski A., 1990, *Evolution of Holocene soils in Poland*, *Questiones Geographicae*, 11–12, s. 93–120.
- Kowalkowski A., 1991, *Ewolucja gleb w holocenie*, [w:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 127–139.
- Kowalkowski A., 1992, *Warunki glebowe Gór Świętokrzyskich*, [w:] *Ekologiczne podstawy rolnictwa. Materiały z IV Konferencji Naukowej Klubu Ekologicznego PTG*, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce, s. 43–64.
- Kowalkowski A., 1993, *Problemy nazewnictwa i pojęć współczesnego gleboznawstwa w badaniach paleogeograficznych*, *Studia Kieleckie*, 2, s. 133–164.
- Kowalkowski A., 1994, *Počvy i procesy vyvietrivanija na territorii Polši. Plejstocenyje predposilki i ewolucija systemy počwiennogo pokrova v golocenie*, [w:] Velichko A., Starkel L. (red.), *Paleogeografičeskaja osnova sovremennyh landšaftov*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva, s. 134–137.
- Kowalkowski A., 1995a, *Chronosequence of Holocene Podzols on eolian sands at Troszyn*, *Quaternary Studies in Poland*, 13, s. 31–41.
- Kowalkowski A., 1995b, *Catena of podsolc soils on the northern slope of Västerskutan in the Massif of Areskutan, Jämtland*, *Questiones Geographicae*, Special Issue, 4, s. 185–193.
- Kowalkowski A., 1997, *Einige Indikatoren der diagnostischen Horizonte in Podzolböden aus fluvio-glazialen Sanden der brandenburger und pommerschen Fazies des Vistulians*, *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 85 III, s. 1191–1194.
- Kowalkowski A., 1998a, *Holocene rusty and rusty podzolic soils in the tundra and taiga of Middle Sweden*, *Roczniki Gleboznawcze*, 49, 1–2, s. 29–44.
- Kowalkowski A., 1988b, *Wiek i geneza gleb*, [w:] Kozłowski S. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszelchnica PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 45–85.
- Kowalkowski A., 1998c, *Genetic relationship between slope cover series and profile structure in mountain areas on an example of the Main Łysogóry Massif* (in Polish), [w:] *Mountain Soil Genesis, Properties and Threats*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 2, 464, s. 37–58.
- Kowalkowski A., 1998d, *Soil sequences in the Jasień dune*, [w:] Jäger K.-D., Kowalkowski A., Nowaczyk B., Schirmer W. (red.), *Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisła. Luckenwalde-Poznań-Belchatów. Guide Book INQUA*, Adam Mickiewicz University, Poznań, s. 107–126.
- Kowalkowski A., 2001a, *Gleba jako ciało przyrodnicze – wskaźnik klimofaz geo- i pedostratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi*, [w:] Józwiak M., Kowalkowski A. (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce, s. 237–252.
- Kowalkowski A., 2001b, *Relic cryogenic indicators of diagnostic horizons in rusty and parabraun soils in European Lowland*, *Acta Agrophysica*, 50, s. 147–168.
- Kowalkowski A., 2001c, *Morfogenetyczne uwarunkowania funkcjonowania geosystemu górskiego na przykładzie masywu Łysogór w Górach Świętokrzyskich*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych*, Monitoring, Ochrona, Edukacja, Poznań, s. 251–267.
- Kowalkowski A., 2002, *Wskaźniki ekochemicznego stanu gleb leśnych zagrożonych przez zakwaszenie*, [w:] Józwiak M., Kowalkowski A. (red.), *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, 3, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 31–43.
- Kowalkowski A., 2004a, *The Late Pleistocene-Holocene Chronosequence of soils in Western Poland*, maszynopis, Kielce.
- Kowalkowski A., 2004b, *Rozpoznanie i klasyfikacja wytworzonych w środowisku peryglacjalnym i ekstraperyglacjalnym stref przekształceń i glebopokryw stokowych*, [w:] Józwiak M., Kowalkowski A. (red.), *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, 5, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 47–94.
- Kowalkowski A., 2006, *Die Bedeutung periglaziärer Prozesse für die Bodenbeurteilung bei der Naturraumerkundung*, *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung*, 45, 3–4, s. 161–182.
- Kowalkowski A., 2007, *Plejstoceniško-holoceniške załoženia geomorfogeniczne razvoju gleb ziem górskich*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 520, cz. II, s. 835–844.

- Kowalkowski A., Berger L., 1972a, *Die Bedeutung der Conchylienfaunen für die Spätpleistozäne und Holozäne Sediment und Bodenstratigraphie*, Bulletin de la Société des amis des sciences et des lettres de Poznań, S.D. 12/13, s. 215–224.
- Kowalkowski A., Berger L., 1972b, *Subfossil malacofauna as a pedogenic index in the Holocene*, CINTES, Selected articles from Soil Science Ann., Warszawa, s. 58–62.
- Kowalkowski A., Borzyszkowski J., 1973, *The role of periglacial end extraperiglacial perstruktions in the formation of soil profile in Central Europe*, Folia Quaternaria, 49, s. 37–45.
- Kowalkowski A., Borzyszkowski J., 1977, *Badania nad związkami między morfologią powierzchni Ziemi a strukturą pokrywy glebowej*, Roczniki Gleboznawcze, 28, 3–4, s. 1–18.
- Kowalkowski A., Borzyszkowski J., 1985, *Earth hummocks in the dry steppe and in the forest steppe in Central Mongolia*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 19, s. 111–129.
- Kowalkowski A., Borzyszkowski J., 1989, *Plejstocenijskie założenia i holocenijskie przekształcenia pokrywy glebowej na przykładzie wybranego obszaru młodomorenowego*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 56, Geologia Morza, s. 301–310.
- Kowalkowski A., Borzyszkowski J., Porębska G., 1981, *Geologiczne podstawy rozpoznawania, klasyfikacji i kartografii gleb rdzawych*, Instytut Badawczy Leśnictwa, Warszawa–Sękocin.
- Kowalkowski A., Brogowski Z., 1983, *Features of cryogenic environment in soils of continental tundra and arid steppe on the southern Khangai Slope under electron microscope*, Catena, 10, 3, s. 199–205.
- Kowalkowski A., Brogowski Z., Kocoń J., 1986, *Properties of cryogenic horizons in the profile of rusty soil*, Quaternary Studies in Poland, 7, s. 25–37.
- Kowalkowski A., Degórski M., 2005, *Biogeomorfogeniczna odrębność górskich strukturalnych gleb rdzawych bielcowych*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 52, s. 7–16.
- Kowalkowski A., Degórski M., 2008, *Wskaźniki dawnych i aktualnych środowisk kształtujących cechy teksturalne powierzchni ziarn piasku kwarcowego przy zastosowaniu skaningowej mikroskopii elektronowej*, Roczniki Gleboznawcze, 59, 3–4, s. 160–174.
- Kowalkowski A., Kocoń J., 1991, *Procesy wietrzenia na Spitsbergenia na podstawie badań w skaningowym mikroskopie elektronowym*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, UAM, Seria Geografia, 50, s. 77–104.
- Kowalkowski A., Kocoń J., 1998, *Microtextures of cryopedogenic weathering in soils of the Mountain Tundra od Middle Sweden*, Roczniki Gleboznawcze, 49, 1–2, s. 53–59.
- Kowalkowski A., Kocoń J., Plichta W., 1988, *Badania cech morfoskopowych powierzchni ziarn piasku*, Sprawozdania z Badań Naukowych, 6, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa.
- Kowalkowski A., Mycielska-Dowgiało E., 1983, *The stratigraphy of fluvial and eolian deposits in the Kopanica River Valley based on sedimentological and pedological investigations*, Geologisches Jahrbuch, A71, s. 119–148.
- Kowalkowski A., Mycielska-Dowgiało E., 1985, *Weathering of quartz grains in the liquefied horizon of permafrost solonchaks in the arid steppe zone, Central Mongolia*, Catena, 12, 2–3, s. 179–190.
- Kowalkowski A., Mycielska-Dowgiało E., 1988, *Zarys historii rozwoju badań osadów i gleb w mikroskopie elektronowym*, [w:] Mycielska-Dowgiało E. (red.), *Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym*, Wydawnictwa UW, Warszawa, s. 7–18.
- Kowalkowski A., Nowaczyk B., Okuniewska-Nowaczyk I., 1999, *Chronosequence of biogenic deposits and fossil soils in the dune near Jasień, Western Poland*, [w:] Schirmer W. (red.), *Dunes and Fossil Soils*, GeoArchaeoRhein, 3, LIT Verlag, Münster–Hamburg–London, s. 107–126.
- Kowalkowski A., Nowak G., 1968, *Gleby bielcowe Wzgórz Ostrzeszowskich wytworzone z piasków akumulacji peryglacialnej. Cz. II, Właściwości gleb bielcowych*, Roczniki Gleboznawcze, 19, 3, s. 365–403.
- Kowalkowski A., Prusinkiewicz Z., 1963, *Wskaźniki granulometryczne jako kryterium jednorodności osadów lodowcowych*, Roczniki Gleboznawcze, 13, dodatek, s. 67–78.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1975, *Badania holocenu i problemy ewolucji środowiska przyrodniczego*, Postępy Nauk Rolniczych, 2/77, s. 141–144.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1984, *Altitudinal belts of geomorphic processes in Southern Khangai Mts. (Mongolia)*, Studia Geographica Carpatho-Balcanica, 18, s. 95–116.
- Kowalkowski A., Truszkowska R., Borzyszkowski J., 1995, *Mapa morfometryczno-glebowa Polski 1:500 000*, Prace Komisji Nauk, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, VII/15, s. 1–27.
- Kozarski S., 1972, *Mikroskopia elektronowa w badaniach morfologicznych cech powierzchni wzorcowych ziarn piasku wybranych środowisk sedymentacyjnych*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, Poznańskie TPN, 13, 1, s. 179–189.

- Kozarski S., 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Niziu Polskim*, Czasopismo Geograficzne, 37, 2, s. 247–270.
- Kozarski S., 1991, *Paleogeografia Polski w Vistuliamie*, [w:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 80–105.
- Kozarski S., 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (ok. 20 ka–10 ka)*, Dokumentacja Geograficzna, 1.
- Kravkov S.P., 1936, *Počvovedenije. Počva, jejo proischoždenije i svojstva*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva.
- Kreutzer K., Beier C., Bredemeier M., Blanck K., Cummins T., Farrell E.P., Lamersdorf N., Rasmussen L., Rothe A., De Visser P.H.B., Weiss W., Weiss T., Xu J.J., 1998, *Atmospheric deposition and soil acidification in five coniferous forest ecosystems: a comparison of the control plots of the EXMAN sites*, *Forest Ecology and Management*, 101, s. 125–142.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C., 1973, *Atlas of Quarto Sand Surface Textures*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Krinsley D.H., Smalley I. J., 1972, *Sand, the study of quartz sand in sediments provides much Information about ancient*, *Geological Environments, American Scientist*, 60, 3, s. 286–291.
- Królowa H., 1966, *Właściwości wodne gleb wytworzonych z piasków zlodowacenia środkowopolskiego*, *Pamiętniki Puławskie*, 21, s. 287–364.
- Krygowski B., 1964, *Graniformametrija mechaniczna*, *Prace Poznańskiego TPN, Komisja Geograficzno-Geologiczna*, 2, 4.
- Kuhn D., 1997, *Genese, Ökologie und Soziologie einer Bodengesellschaft in einen Periglazialgebiet der King George Insel, West-Antarktis*, *Schriftenreihe Institut für Pflanzernährung und Bodenkunde Universität Kiel*, 40, s. 1–173
- Kühn P., 2004, *Spätglaziale und holozäne Lessivegenese auf Jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands*, *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 28.
- Kuznetsova A., 2004, *Soil evolution on Rising Coastlines: From Sea Sediment to Podzols (White Sea, Russia)*, [w:] *Eurosoil 2004, Abstracts*, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Kuźnicki F., Białousz S., Rusiecka D., Skłodowski P., 1973, *Typologia i charakterystyka gleb górskich obszarów Sudetów*, *Roczniki Gleboznawcze*, 24, 2, s. 27–84.
- Lahde E., 1974, *Rate of decomposition of cellulose in forest soils in various parts of the Nordic countries*, *Reports of the Kevo Subarctic Research Station*, 11, s. 72–78.
- Lal R., 2004, *Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security*, *Science*, 304, s. 1623–1627.
- Lang G., Rybníček K., Rybníčková E., 2003, *Late-glacial and Holocene vegetation history of Europe*, [w:] Bohn U., Neuhausl R., von Gollub G., Hettwer C., Neuhauslova Z., Schlütter H., Weber H., 2000/2003, *Karte der natürlichen Vegetation Mitteleuropas/Map of the Natural Vegetation of Europe*, 1 : 2 500 000. Teil 1: Erläuterungstext mit CD-ROM, Landwirtschaftsverlag, Münster, s. 87–104.
- Langohr R., 1983, *The extension of permafrost in Western Europe in the period between 18.000 and 10.000 Years B.P. (Tradiglacial)*; *Information from soil studies*, [w:] *Permafrost, Fourth International Conference Proceedings*, National Academy, Washington D.C., s. 683–688.
- Langohr R., Van Vliet N., 1981, *Properties and distribution of Vistulian permafrost traces in today surface soils of Belgium, with special reference to the data provided by the Soil Survey*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 28, s. 137–148.
- Langohr R., Vermeire R., 1982, *Well drained soils with a "degraded" BT horizon in loess deposits in Belgium, relationship with paleoperiglacial process*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 29, s. 203–212.
- Lapeyrie F., Chilvers G.A., Bhem C.A., 1987, *Oxalic acid synthesis by the mycorrhizal fungus Paxillus involutus (Batsch. ex.Fr.)*, *New Phytologist*, 106, s. 139–146.
- Lauterbach R., 1956, *Forschungsbericht zu mikromagnetischen Vermessungen auf Usedom im Sommer 1956*, *Fraustädisches Zion Leipzig*.
- Lavelle P., Blanchart E., Martin A., Martin S., Spain A., Toutain F., Barois I., Schaefer R., 1993, *A hierarchical model for decomposition in terrestrial ecosystems, Application to soils of the humid tropics*, *Biotropica*, 25, s. 130–150.
- Le Ribault L., 1977, *L'exoscopie des quarto*, Masson, Paris.
- Liski J., 1995, *Variation in soil organic carbon and thickness of soil horizons within a boreal forest stand – effect of trees and implications for sampling*, *Silva Fennica*, 29 (4), s. 255–266.
- Liski J., 1997, *Carbon storage of forest soils in Finland*, Academic disertation, University of Helsinki, Department of Forest Ecology Publications, 16, s. 5–46.

- Liski J., Westman C., 1995, *Density of organic Carbon in soil at coniferous forest sites in southern Finland*, Biogeochemistry, 29, s. 183–197.
- Liski J., Westman C., 1997, *Carbon storage in forest soil of Finland. I – Effect of thermoclimate*, Biogeochemistry, 36, s. 239–260.
- Liski J., Ilvesniemi H., Makela A., Starr M., 1997, *Effect of soil age, forest fires and harvesting on the storage of organic carbon in podzolizing boreal forest soil. Carbon storage of forest soils in Finland*, Academic dissertation, Part V, University of Helsinki, s. 1–25.
- Little J., 1988, *Numerical analysis of soil development in a chronosequence on Frazer Island, South Eastern Queensland*, Australian Journal of Soil Research, 24, s. 321–330.
- Lumsdon D., Farmer V.C., 1995, *Solubility characteristics of proto-imogolite sols: how silicic acid can de-toxify aluminium solutions*, European Journal of Soil Science, 46, s. 179–186.
- Lundström U.S., van Breemen N., Bain D.C., 2000a, *The podzolization process*, Geoderma, 94, s. 91–356.
- Lundström U.S., van Breemen N., Bain D.C., van Hees P.A., Giesler R., Gustafsson H., Ilvesniemi H., Karlton E., Melkerud P.-A., Olsson P., Riise G., Wahlberg O., Bergelin A., Bishop K., Finlay R., Jongmans A.G., Magnusson T., Mannerkoski H., Nordgren A., Nyberg L., Starr M., Tau Strand L., 2000b, *Advances in understanding the podzolization process resulting from a multidisciplinary study of three coniferous forest soil in the Nordic Countries*, Geoderma, 94, s. 335–353.
- Lützw M. von, Kögel-Knabner I., Ludwig B., Matzner E., Flessa H., Ekschmitt K., Guggenberger G., Marschner B., Kalbitz K., 2008, *Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soil: development and application of a conceptual model*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science-Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 171, s. 111–124.
- Łotocki A., Żelawski W., 1973, *Effect of ammonium and nitrate source of nitrogen on productivity of photosynthesis in Scotch pine (Pinus silvestris L.) seedlings*, Acta Societatis Botanicorum Poloniae, 42, 4, s. 599–605.
- MacKay J.R., MacKay D.K., 1976, *Cryostatic pressures in nonsorted circles (mud Hummocks)*, Inuvik, Northwest Territories, Canadian Journal of Earth Sciences, 13, s. 889–892.
- Makejev O.V., 1971, *Merzlota i gornoje počvoobrazovanije*, Tez. Dokl. IV, Vsesoj. deleg. sjezda počvovedov, Alma Ata.
- Makejev O.V., 1975, *Biosphere, Cryosphere, Soil*, Reprint, Puschino, s. 3–20.
- Makejev O.V., 1981, *Facii počvennogo kriogeneza i osobennosti organizacii v nich počvennyh profilej*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva.
- Maksimov A.A., 1989, *Prirodnyje cikli, Priciny povtarjaemosti ekologičeskich processov*, Izdatel'stvo Nauka, Leningrad.
- Manikowska B., 1966, *Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 22.
- Manikowska B., 1969, *Les sols fossiles des periodes interstadiaries du Würm superieur (Paudorf? Alleröd) aux environs de Łódź*, Biuletyn Peryglacjalny, 18, s. 411–421.
- Manikowska B., 1985a, *Struktura ptytkowo-blokowa glin zwałowych okolic Łodzi jako świadectwo wieloletniej zmarzliny*, Acta Geographica Lodziensia, 50, s. 113–122.
- Manikowska B., 1985b, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej*, Acta Geographica Lodziensia, 52.
- Manikowska B., 1991, *Vistulian and Holocene eolian activity, pedostratigraphy and relief evolution in Central Poland*, Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement, 90, s. 131–141.
- Manikowska B., 1995a, *Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20–8ka BP*, Biuletyn Peryglacjalny, 34, s. 127–165.
- Manikowska B., 1995b, *The apogee of Vistulian cold in the periglacial Area of Central Poland – geological records*, Quaternary Studies in Poland, 13, s. 55–63.
- Manikowska B., 1996a, *Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce środkowej podczas Vistulianu*, Biuletyn PIG, 373, s. 97–106.
- Manikowska B., 1996b, *Katarzynów – sekwencja gleb i osadów postwarciańskich*, [w:] Konferencja „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleogeografii”, 26–28.06.1996, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź, s. 37–40.
- Manikowska B., 1997, *Peryglacjalne utwory pokrywowe i kształtowanie profilu glebowego na wysoczyźnie fluwioglacjalnej w Polsce środkowej*, Roczniki Gleboznawcze, 48, 3–4, s. 151–168.
- Manikowska B., 1998, *Rozwój pokrywy glebowej w Polsce środkowej po zlodowaceniu środkowopolskim na podstawie gleb kopalnych*, [w:] „Rola plejstocenijskich procesów peryglacjalnych w modelowaniu rzeźby Polski”. Materiały seminarium poświęconego pamięci Jana Dylaka, Uniwersytet Łódzki,

Łódź, s. 39–45.

- Manikowska B., 1999, *Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski Środkowej po zlodowaczeniu warciańskim*, [w:] *Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski*, Acta Geographica Lodziana, 76, s. 41–100.
- Manikowska B., Bednarek R., 1994, *Fossil preboreal soil on the dune sands in central Poland and its significance for the conception of rusty soil (cambic arenosols) genesis*, Roczniki Gleboznawcze, Supplement, 44, s. 27–39.
- Manil G., 1951, *Considérations sur la pédologie forestière à propos de récentes excursions*, Bulletin de la Société royale forestière de Belgique, 58, s. 164–174.
- Manil G., 1958, *L'humus forestier. Deuxième partie: une première application, la classification des sols forestiers*, Centre d'étude des sols forestiers de l'Ardenne et de la gaume à gembour (I.R.S.I.A.).
- Manil G., 1959, *Aspects pédologiques du problème de la classification des sols forestiers*, Pedologie, 9, s. 214–226.
- Marsland P., Woodruff J., 1937, *A study of the effects of wind transportation on grains of several minerals*, Journal of Sedimentary Petrology, 7, s. 18–30.
- Marszewska-Ziemięcka J., 1974, *Mikrobiologia gleby i nawozów organicznych*, PWRiL, Warszawa.
- Masuch G., 1993, *Biologie der Flechten*, UTB Quelle and Meyer, Heidelberg.
- Mattson S., Boratyński K., 1938, *The humate complex*, Lautbruks-Högskolans Annaler, 7.
- Mattson S., Nilsson J., 1935, *The chemical characteristic of soil profiles. III, The Podzol Complex*, Lantbruks-Högskolan Annaler, 2.
- Matuszkiewicz J.M., 2001, *Zespoły leśne Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz W., 2001, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, Vademecum Geobotanicum, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., 1975, *Mapa zbiorowisk roślinnych Karkonoskiego Parku Narodowego*, Ochrona Przyrody, 40, s. 45–112.
- Maurice L., Jones C., 1991, *Bulk density of soils in relation to physical and chemical properties*, Soil Science Society of America Journal, 55, s. 476–481.
- Mayer A., 1904, *Über die Huminsäuren des Bleichsandens und des Ortsteins*, Landwirtschaftliche Versuch-Station, 60, Berlin.
- McKeague J.A., 1967, *An evaluation of 0,1 M pyrophosphate-dithionite in comparison with oxalate as extractants of the accumulation products in Podzols and some other soils*, Canadian Journal of Soil Science, 47, s. 95–99.
- McKeague J.A. (red.), 1981, *Manual on Soil Sampling and Methods of Analysis*, Canadian Society of Soil Science, Ottawa.
- McKeague J.A., Brydon J., Miles N., 1971, *Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils*, Soil Science Society of America Proceedings, 35, s. 33–38.
- McKeague J.A., Schuppli P.A., 1982, *Changes in concentration of iron and aluminium in pyrophosphate extracts of soil and composition of sediment resulting from ultracentrifugation in relation to spodic horizon criteria*, Soil Science, 134, 4, s. 265–270.
- McKeague J.A., De Coninck F., Franzmeier D.P., 1983a, *Spodosols*, [w:] Wilding L.P., Smeck N.E., Hall G.F. (red.), *Pedogenesis and Soil Taxonomy. II, The Soil Orders*, Elsevier, Amsterdam, s. 217–252.
- McKeague J.A., Wang C.A., Coen G.M., DeKimpe C.R., Laverdiere M.R., Evans L.J., Klosterman B., Green A.J., 1983b, *Testing chemical criteria for spodic horizons in podzolic soils in Canada*, Soil Science Society of America Journal, 47, s. 1052–1054.
- Mehra O.P., Jackson M.L., 1960, *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*, Clay and Clay Minerals, 5, s. 317–327.
- Meiwes K.J., König N., Khanna P.K., Prenzel J., Ulrich B., 1984, *Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralböden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden*, Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben an der Universität Göttingen, 7, s. 1–67.
- Melke J., 1997, *Niektóre prawidłowości w składzie chemicznym gleb brunatnych różnych regionów geograficznych*, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Rozprawy habilitacyjne, 56, Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Melkerud P.-A., Bain D.C., Jongmans A., Tarvainen T., 2000, *Chemical, mineralogical and morphological characterization of three podzols developed on glacial deposits in Northern Europe*, Geoderma, 94, Special Issue, s. 125–148.

- Merilainen K., 1976, *The granulite complex and adjacent rock in Lapland, northern Finland*, Bulletin of Geological Survey of Finland, 281.
- Miehlich G., 1976, *Homogenität, Inhomogenität und Gleichheit von Bodenkörpern*, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 5, s. 597–609.
- Miklaszewski S., 1907, *Gleby Ziemi Polskiej*, Gebethner i Wolf, Warszawa.
- Miklaszewski S., 1908, *Contribution a la connaissance des sols nommés „bielice” de Konstantynów, gov. Siedlce, dans le Royaume Pologne*, Comptes Rendus de la Société des Sciences et des Lettres a Varsovie, I, 3.
- Miklaszewski S., 1922, *Powstawanie i kształtowanie się gleby*, Encyklopedia Gospodarstwa Wiejskiego, t. 27–30, Warszawa.
- Miklaszewski S., 1927, *Mapa gleb Polski (barwna) w skali 1 : 1 500 000*, Ministerstwo Reform Rolnych, Warszawa.
- Miklaszewski S., 1930, *Gleby Polski*, Państwowy Bank Rolny, Warszawa.
- Mirek Z., Piękoś-Mirek H., Zajac A., Zajac M., 2002, *Flowering plants and pteridophytes of Poland. A checklist*, [w:] Mirek Z. (red.), *Biodiversity of Poland*, 1, W. Szafer Institute of Botany PAS, Kraków.
- Mocek A., 1988, *Żelazo w vertisolach i mollisolach okolic Shahrazoor i Raniya w północno-wschodniej części Iraku*, Roczniki Gleboznawcze, 39, 3, s. 45–55.
- Mojski J.E., 1985, *Geology of Poland, 1. Stratigraphy, Part 3: Cainozoic*, Publishing House Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw.
- Mojski J.E., 2005, *Ziemia Polska w czwartorzędzie, zarys monograficzny*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mokma D., 1983, *New chemical criteria for defining the spodic horizon*, Soil Science of America Journal, 47, 5, s. 972–976.
- Mokma D., 1991, *Genesis of spodosols in Michigan, USA*, Trends in Soil Science, 1, s. 25–32.
- Mokma D., Buurman P., 1982, *Podzols and podzolization in temperate regions*, ISM Monography, 1, International Soil Museum, Wageningen.
- Mokma D., Szafranek A., 2001, *Sustainable crop production of Spodosols in Michigan, United States of America, and Poland*, Soil Survey Horizons, Spring, s. 4–10.
- Morozova T., 1994, *Etapy počvoobrazovanija v Vostočnoj Evropie*, [w:] Veličko A., Starkel L. (red.), *Paleogeografičeskaja osnova sovremennyh landšaftov*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva, s. 137–140.
- Morrison T.M., English D.A., 1967, *The significance of mycorrhizal nodules of agathis australis*, New Phytologist, 66, s. 245–250.
- Mortensen J.L., 1963, *Complexing of metals by soil organic matter*, Soil Science Society of America Proceedings, 27, s. 179–189.
- Moss A.J., 1966, *Origin, shaping, and significance of quartz sand grains*, Journal of the Geological Society of Australia, 13, s. 97–136.
- Mückenhausen E., 1997, *Developments of soil science in Germany in the 19th century*, [w:] Yaalon D., Berkowicz S. (red.), *History of Soil Science – International Perspective*, Advances in Geoecology, 29, s. 261–275.
- Muir A., 1961, *The Podzol and Podzolic Soils*, Advances in Agronomy, 13.
- Müller P.E., 1887, *Studien über die natürlichen Humusformen und deren Einwirkung auf Vegetation und Boden*, Berlin.
- Müller S., 1965, *Lessivierung in Abhängigkeit von Kleinklima*, Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 4, s. 65–70.
- Müller F., Fath B., 1998, *Physical basis of ecological goal functions – An integrative discussion*, [w:] Müller F., Laupelt M. (red.), *Eco Targets, Goal Functions and orientors*, Springer, New York–Berlin, s. 269–285.
- Musierowicz A., Królowa H., 1962, *Współzależność między polową pojemnością wodną i kapilarną gleb*, Roczniki Gleboznawcze, 12, s. 161–177.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1988, *Cechy urzeźbienia powierzchni ziaren kwarcu plaż różnych regionów klimatycznych świata*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym*, Wydawnictwa UW, Warszawa, s. 27–46.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa, s. 29–105.

- Mycielska E., Nowakowska T., 1955, *Asymetria pokryw peryglacialnych w Górach Izerskich*, Biuletyn Peryglacialny, 2.
- Mysków W., Stachyra A., Zięba S., Masiak D., 1996, *Aktywność biologiczna gleby jako wskaźnik jej żyzności i urodzajności*, Roczniki Gleboznawcze, 47, 1–2, s. 89–99.
- Newmann G.S., Arthur M.A., Muller R.N., 2006, *Above-and belowground net primary production in a temperate mixed deciduous forest*, Ecosystems, 9, s. 317–329.
- Nogina N.A., 1984, *Vlijanije prirodných uslovij na processy počvoobrazovanija*, Počvennyj pokrov i počvy Mongolii, Moskva, s. 36–46.
- Nogina N.A., Rode A.A., 1977, *Podzolistyje počvy zapada evropejskoj časti SSSR*, Kolos, Moskva.
- Nowaczyk B., 1976, *Geneza i rozwój wydm śródlądowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej w świetle badań struktury uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów*, Prace Poznańskiego TPN, Komisja Geograficzno-Geologiczna, 16.
- Nowaczyk B., 1994, *Holoceńskie przeobrażenia wydm w okolicy Osieczy koło Konina*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Vistuliańskie i holoceńskie zjawiska i procesy eoliczne*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, s. 47–55.
- Oleksynowa K., Skiba S., 1976, *Geochemical characterization of a polygonal soil on the flatterings of Krzyżne Pass in the Tatra Mts.*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 10, s. 27–47.
- Oleksynowa K., Skiba S., 1977, *Characteristics of some soils in the Tatra Mts.*, Roczniki Gleboznawcze, 28, 1, s. 293–312.
- Olsson M.T., Melkerud P.-A., 2000, *Weathering in three podzolized pedons on glacial deposits in Northern Sweden and central Finland*, Geoderma, 94, Special Issue, s. 146–161.
- Ostroumov V.E., Makejev O.V., 1985, *Temperaturnoje pole počv, zakonovernosti rozvittija i počvoobrazujuščaja rol*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva, s. 7–189.
- Oyama M., Takehara H., 1967, *Revised Standard Soil Color Charts*, 2nd Edition, Research council for agriculture, forestry and fisheries, Ministry of Agriculture and Forestry, Tokyo.
- Paleopedology Glossary*, 1995, INQUA/ISSS Paleopedology Commission, Newsletter, 11, 2.
- Panikov N.S., Flanagan P.W., Oechel W.C., Mastepanow M.A., Christensen T.R., 2006, *Microbial activity in soils frozen to –39°C*, Soils Biology and Biochemistry, 38, s. 784–795.
- Partsch J., 1892, *Die Gletscher der Vorzeit in der Karpaten und Mittelgebirgen Deutschlands*, Wilhelm Koenner, Berlin
- Payton R.W., 1992, *Fragipan formation in Argillic Brown Earths (Fragiudalfs) on the Milfield Plain north-east England. I. Evidence for a Periglacial Stage of Development*, Journal of Soil Science, 43 (4), s. 621–644.
- Pelišek J., 1957, *Nove nalezy thufurowych půd a soliflukčních jevů v Krkonosích*, Ochrana přírody, 2, s. 17–26.
- Pelišek J., 1974, *Půdy Krkonošského národního parku*, Opera Corcontica, 11, s. 7–35.
- Petersen L., 1976, *Podzols and Podzolization*, Ph.D. dissertation, Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen.
- Pewe T.L., 1969, *The periglacial environment*, [w:] Pewe T.L. (red.) *The Periglacial Environment*, McGill-Queens University Press, Montreal, s. 1–9.
- Pielou E., 1984, *The Interpretation of Ecological Data*, John Wiley and Sons, New York.
- Piper E., 1904, *Bei den Glowern*, [w:] Uecker F. (red.), *Pommern in Wort und Bild*, Stettin, s. 182–186.
- Plichta W., Licińska M., 1988, *Blue-green algae and their influence on development of tundra soils in Kaffiöyra, Oscar I Land, Spitsbergen*, Polish Polar Research, 9, s. 475–484.
- Pokojska U., 1976, *Istota procesu bielnicowania w świetle analizy profilowego rozmieszczenia różnych form Fe, Al, Si, P*, [w:] *Materiały II Krajowej Konferencji „Proces bielnicowania”*, PTG, Toruń, s. 75–97.
- Pokojska U., 1979a, *Geochemical studies on podzolization. Part I. Podzolization in the light of the profile distribution of various forms of iron and aluminium*, Roczniki Gleboznawcze, 30, 1, s. 189–215.
- Pokojska U., 1979b, *Geochemical studies on podzolization. Part II. Silicon in podzolization*, Roczniki Gleboznawcze, 30, 2, s. 143–151.
- Pokojska U., 1979c, *Geochemical studies on podzolization. Part III. Phosphorus in podzolization*, Roczniki Gleboznawcze, 30, 2, s. 153–161.
- Pokojska U., 1992, *Adsorpcja i wymiana kationów w próchnicach leśnych*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Ponomariewa V.V., 1950, *Novyje dannyje k poznaniu podzoloobrazowatielnogo processa*, Vestnik LGY, 7.
- Ponomariewa V.V., 1964, *Teorija podzoloobrazowatielnogo processa*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva–Leninograd.

- Ponomarieva V.V., Blotnikova T.A., 1977, *O rostvorimosti v vode huminowych kislot raznyh tipov počv*, Tezy Dokladov Vsechsojuznogo Zjezda Počvovedov, Minsk.
- Ponomarieva V.V., Blotnikova T.A., 1980, *Gumus i počvoobrazovanije*, Izdatel'stvo Nauka, Leningrad.
- Poppshötz R., 2001, *Beobachtungen zur Dünenentwicklung östlich von Heinersbrück. Ausgrabungen in Niederlausitzer Braunkohlenrevier*, Arbeitsberichte zur Bodendenkmalspflege in Brandenburg, 8, s. 43–54.
- Poppshötz R., Bussemer S., Kowalkowski A., Jäger K.-D., 2003, *A differentiated dune exposure including buried soils of late Vistulian and Holocene age near Jänschwalde in Lower Lusitania (province of Brandenburg Germany)*, maszynopis, UJK Kielce.
- Post W., Emanuel W., Zinke P., Stangenbauer A., 1982, *Soil carbon pools and world life zones*, Nature, 298, s. 156–159.
- Post W., Peng T., Emanuel W., King A., Dale V., De Angelis D., 1990, *The global carbon cycle*, American Science, 78, s. 310–326.
- Prigogine I., 2000, *Kres pewności, czas, chaos i nowe prawa natury*, Wyd. Cis, W.A.B., Warszawa.
- Prusinkiewicz Z., 1961, *Zagadnienia leśno-gleboznawcze na obszarze wydm nadmorskich Bramy Świny*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, VII, Poznań, s. 25–127.
- Prusinkiewicz Z., 1965, *Ustalenie wieku chronosekwencji glebowej na mierzjach Bramy Świny metodą radiowęglową ¹⁴C*, Roczniki Gleboznawcze, 15, Dodatek, s. 433–436.
- Prusinkiewicz Z., 1969, *Gleby wydm śródlądowych w Polsce*, [w:] *Procesy i formy wydmowe w Polsce*, Prace Geograficzne, IG PAN, 75, s. 117–144.
- Prusinkiewicz Z., 1976, *Polskie badania gleb bielcowych i procesu bielcowania w 30-leciu 1946–1975*, Prace Komisji Nauk PTG, 5, 31, PTG, Warszawa, s. 3–22.
- Prusinkiewicz Z., 1993, *Analiza uziarnienia wersja 2.0, obsługa pakietu*, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Prusinkiewicz Z., 1994, *Leksykon ekologiczno-gleboznawczy*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Prusinkiewicz Z., 1996, *Wiek gleb i problemy paleopedologii*, [w:] Manikowska B. (red.), „*Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych paleogeografii*”. Konferencja 26–28 czerwca 1996, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź, s. 7–14.
- Prusinkiewicz Z., Bednarek R., 1985, *The origin age and stratigraphic significance of some rusty (sideric) soils in Poland*; INQUA/ISSS, Paleopedology Commission, 5, s. 13 i 14.
- Prusinkiewicz Z., Bednarek R., 1999, *Gleby*, [w:] Starkel L. (red), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 373–395.
- Prusinkiewicz Z., Bednarek R., Grelewicz A., Degórski M., 1981, *The water regime of sandy soil in a dry pine forest (Cladonio-Pinetum) in the northern part of the glacial outwash plains of the Brda and Wda rivers*, Ekologia Polska 29, 2, s. 283–309.
- Prusinkiewicz Z., Kowalkowski A., 1964, *Studia gleboznawcze w Białowieskim Parku Narodowym*, Roczniki Gleboznawcze, 14, 2, s. 161–304.
- Puchalski T., Prusinkiewicz Z., 1990, *Ekologiczne podstawy siedliskoznawstwa leśnego*, PWRiL, Warszawa.
- Raisanen M., 1996, *Geochemistry of podzolized tills and the implications for aluminium mobility near industrial sites: a study in Kuopio, Eastern Finland*, Geological Survey of Finland, Bulletin 387.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Nalepka D., Goslar T., 2003, *Some problems of forest transformation at the transition to the oligaric/Homo sapiens phase of the Holocene interglacial in northern lowlands of Central Europe*, Vegetation History and Archaeobotany, 12, s. 233–247.
- Ramann E., 1911, *Bodenkunde*, III Auflage, Berlin.
- Remezov N.P., 1937, *K teorii podzoloobrazovatel'nogo processa*, Počvovedenije, 8.
- Remezov N.P., 1947, *O processe obrazovanija podzolistogo gorizonta*, Počvovedenije, 5.
- Retallack G., 2001, *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*, Blackwell Science, Oxford.
- Reuss J.O., 1991, *The transfer of acidity from soils to surface waters*, [w:] Ulrich B., Summer M.E. (red.), *Soil Acidity*, Springer, Berlin, s. 203–217.
- Reuss J.O., Johnson D., 1986, *Acid deposition and the acidification of soils and waters*, Ecological Studies, 59, s. 1–120.
- Reuter G., 1958, *Bodentypen in Mecklenburg*, Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Rostock, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 78, s. 59–66.
- Reuter G., 1962, *Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs*, Wissenschaftliche Abhandlungen der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften, 49, Akademie Verlag.

- Reuter G., 1990, *Disharmonische Bodenentwicklung auf glaziären Sedimenten unter dem Einfluss der postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung in Mitteleuropa*, Hohenheimer Arbeiten, Tagungsband Ernst-Schlichting-Gedächtniss Kolloquium, s. 69–74.
- Reuter G., 1998, *Polimorphologische Studie zur „disharmonischen“ Polygenese von Podzolen*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 162, 1, s. 97–106.
- Richards B., 1979, *Wstęp do ekologii gleby*, PWN, Warszawa.
- Riedl R., 2000, *Strukturen der Komplexität, Eine Morphologie des Erkennens und Erklärens*, Springer, Berlin Heidelberg.
- Riise G., van Hees P.A., Lundström U., Strand L., 2000, *Mobility of different size fraction of organic carbon, Al, Fe, Mn, and Si in podzols*, Geoderma, 94, s. 237–247.
- Rode A.A., 1937, *Podzoloobrazovatelnyj process*, Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva–Leningrad.
- Rode A.A., 1956, *Woda w glebie*, PWRiL, Warszawa.
- Rode A.A., 1980, *O „počvie-pamjati” i „počvie-momente” i dvuedinstve počvy*, Počvovedenije, 3.
- Rosa B., 1990, *Współczesny etap rozwoju brzegów Pomorza i etapy wcześniejsze*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 55, Brzeg Morski, 1, 5–12.
- Rosa B., Wypych K., 1980, *O mierzejach wybrzeża południowobałtyckiego*, Peribalticum, 1.
- Röver M., Kaiser E.A., 1999, *Spatial heterogeneity within the plough layer: low and moderate variability of soil properties*, Soil Biology & Biochemistry, 31, s. 175–187.
- Rozanov B.G., 1975, *Genetičeskaja morfologija počv*, Izdatel'stvo MGU, Moskva.
- Rozanov B.G., 1983, *Morfologija počv*, Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta, Moskva.
- Sandström H., 1997, *The analytical methods and the precision of the element determinations used in the regional bedrock geochemistry in the Tampere – Hämeenlinna area, southern Finland*, Geological Survey of Finland, Bulletin, 393.
- Sapek A., 1971, *Rola kompleksotwórczych substancji humusowych w procesie bielicowania*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C, 6, 5, s. 1–93.
- Sarkanen K.V., Ludwig C.H., 1971, *Lignins*, Wiley-Interscience, New York.
- Sauer D., 2002, *Genesis, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge – anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel*, Boden und Landschaft, Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskultur und Landschaftsökologie, 36, Dissertation, Giessen.
- Sauer D., Sponagel H., Sommer M., Giani L., Jahn R., Stahr K., 2007, *Podzol: Soil of the year 2007, A review on its genesis occurrence and functions*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 5, s. 581–597.
- Scheidegger A., Borkovec M., Sticher A., 1992, *Coating of Silica Sand with Goethite: Preparation and Analytical Identification*, maszynopis.
- Schilling W., 1962, *Jungpleistozäne periglaziale Deckschichten als Ausgangssubstrat der Bodenbildung im thüringisch-sächsischen Mittelgebirgsraum*, Drudea, 2, 5/6, s. 41–44.
- Schilling W., Wiefel H., 1962, *Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes*, Geologie, 11, Berlin, s. 428–460.
- Schlaak N., 1993, *Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal*, Berliner Geogr. Arb., 76.
- Schlaak N., 1997, *Äolische Dynamik im brandenburgischen Tiefland seit dem Weichselperiglazial*, Arbeitsberichte des Geographischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin, 24.
- Schlaak N., 1998, *Der Finowboden-Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs*, Münchener Geographische Abhandlungen, A49, s. 143–148.
- Schlaak N., 1999, *Postdüne (Eberswalder Urstromtal, Exkursionspunkt 3)*, [w:] Schmidt R., Bork H.R., Fischer-Zujkow U. (red.), *Exkursionsführer Paläoböden und Kolluvien auf glazialen Sedimenten Nordostdeutschlands*, ZALF-Bericht, 37, Müncheberg, s. 62–67.
- Schlaak N., 2002, *Coastal dynamics and coastal protection of the Isle of Usedom*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 27, 8, s. 131–134.
- Schönhals E., 1996, *Ergebnisse bodenkundlicher Untersuchungen in der Hessischen Lössprovinz mit Beiträgen zur Genese des Würm-Lösses*, Boden und Landschaft, 8, Justus-Liebig-Universität Giessen.
- Schüllli I., Sauer D., Stahr K., Wagner S., Sperstad R., Sorensen R., 2004, *Soil Formation in Marine Sediments of S-Norway, Investigation of Soil Chronosequences in the Oslofjord Region*, [w:] Eurosoil 2004. Abstracts, University of Freiburg, Freiburg.
- Schumacher W., 2002, *Coastal evolution of the Schaabe spit and the shoreline displacement curve for Rügen Island*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 27, s. 55–60.

- Schumacher W., Bayerl K.A., 1997, *Die Sedimentationsgeschichte der Schaabe und der holozäne Transgressionsverlauf auf Rügen (Südliche Ostsee)*, Meyniana, 49, s. 151–168.
- Schumacher W., Bayerl K.A., 1999, *The shoreline displacement curve of Rügen Island (Southern Baltic Sea)*, Quaternary International, 56, Pergamon, s. 107–113.
- Schumacher W., Endtmann E., 2000, *Chronostratigraphische Korrelation terrestrischer und litoraler Sedimentabfolgen NO-Rügens-Darstellung des Wandels der Geo- und Biosphäre seit dem Spätpleistozän*, Rep. Institut für geologische Wissenschaften, Greifswald.
- Schunke E., 1975, *Die periglazial Erscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat*, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Mathematisch-Physikalische Klasse III Folge, 30.
- Schüllli I., Sauer D., Stahr K., Sperstad R., Sorensen R., 2005, *Entwicklung von Podzolen auf datierten Strandsanden in Süd-Norwegen*, Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 187, 1, s. 403–404.
- Schwanecke W., 1970, *Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Bedeutung*, [w:] *Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktscher und rezenter Merkmale*, Tagungsbericht der DAL zu Berlin, 102, s. 83–107.
- Schwertmann U., 1964, *Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung*, Zeitschrift für Pflanzenernährung Düngung Bodenkunde, 105, s. 194–202.
- Semmel A., 1964, *Junge Schuttdecken im hessischen Mittelgebirge*, Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung, 92, s. 275–285.
- Semmel A., 1968, *Studien über den Verlauf der jungpleistozäner Formung in Hessen*, Frankfurter Geographische Hefte, 45.
- Semmel A., 1977, *Grundzüge der Bodengeographie*, Stuttgart III Auflage, Darmstadt.
- Semmel A., 1994, *Periglazialmorphologie*, Erträge der Forschung, Darmstadt.
- Semmel A., 2002, *Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren*, Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, 46, 2, s. 167–180.
- Senft F., 1862, *Die Humus, Marsch, Torf- und Limonitbildungen als Erzeugungsmittel neuer Erdrindlagen*, Leipzig.
- Seppälä M., 1976, *Periglacial character of the climate of the Kevo region (Finish Lapland) on the basis of meteorological observations 1962–71*, Reports of the Kevo Subarctic Research Station, 13, s. 1–11.
- Seppälä M., 1982, *An experimental study of the formation of palsas*, [w:] *4th Canadian Permafrost Conference Proceedings*, National Research Council of Canada, Ottawa, s. 36–42.
- Seppälä M., 1995, *Deflation and redeposition of sand dunes in Finish Lapland*, Quaternary Science Reviews, 14, 7, s. 799–809.
- Seppälä M., 2002, *Relief control of summer wind direction and velocity: a case study from Finish Lapland*, Norwegian Journal of Geography, 56, s. 117–121.
- Seppälä M., 2003, *Surface abrasion of palsa by wind action in Finish Lapland*, Geomorphology, 52, s. 141–148.
- Sepponen P., 1985, *The ecological classification of sorted forest soils of varying genesis in Northern Finland*, Communicationes Instituti Forestalis Fenniae, 129.
- Shaw C.E., 1970, *Forest Ecology*, Ecology, 51, 2, s. 239–245.
- Sibircev N.M., 1899, *Počvovedenije*, Izdatel'stvo 2, Sankt Petersburg.
- Simonson R.W., 1959, *Outline of a generalized theory of soil genesis*, Proceedings of the Soil Science Society of America, 23, s. 152–156.
- Siuta J., 1963, *Wpływ procesu glejowego na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego*, Pamiętnik Puławski, 9, s. 123–150.
- Skiba M., Skiba S., 2005, *Chemical and mineralogical index of podzolization of the Granite regolith Soils*, Polish Journal of Soil Science, 38, 2, s. 153–161.
- Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego i innych Krajów Słowiańskich*, 1882, T. III. Warszawa.
- Smagin A.V., 1989, *Počva kak rezultat samoorganizacji biogeocenoza*, Doklady AN SSSR, 308, 3, s. 729–731.
- Smalley I.J., Dawin J.E., 1982, *Fragipanhorizon in soils, a bibliographic study and review of some hard layers in loess and other materials*, New Zealand Soil Bureau Bibliographic Reports, 30.
- Smith G.D., 1965, *Soil Classification*, Pedologie, 4.
- Smith G.D., 1986, *Rationale for Concepts in Soil Taxonomy*, Soil Management Support Services Technical Monograph, 11.

- Sobolev S.S., 1952, *V.V. Dokučajev i sozdanije „Russkogo černozeza”*, [w:] Dokučajev V.V., *Russkij černozezem*, Gosudarstvennyje Izdatel'stvo Selskochozjajstvennoj Literatury, Moskva, s. 16–58.
- Soil Survey Staff, 1998, *Keys to Soil Taxonomy*, U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C.
- Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*, 1975, Agricultural Handbook, 436.
- Sokal R., Rohlf F., 1969, *Biometry*, H. Freeman and Company, San Francisco.
- Sokolovskij D., 1924, *K poznaniju svojstv koloidalnoj časti počv*, *Počvovedenije*, 1–2, s. 11–23.
- Solantie R., 1990, *The Climate of Finland in Relation to its Hydrology, Ecology and Culture*, Finnish Meteorological Institute Contributions, 2.
- Solantie R., 1992, *Snow and soil in finnish forests, interdependencies between climate, flora, fauna and early culture in the province of Uusimaa*, *Silva Fennica*, 27, 4, s. 32–55.
- Sombroek W.G., 1966, *Amazon Soils: A reconnaissance of the Soils of the Brazilian Amazon Region*, Centre of Agricultural Publications and Documentation, Wageningen.
- Sonesson M., Wielgolaski F.E., Kallio P., 1975, *Description of Fennoscandian tundra ecosystems*, [w:] Wielgolaski F.E. (red.), *Fennoscandian tundra ecosystems, Part 1: Plants and microorganisms*, Springer, Berlin–Heidelberg–New York, s. 3–28.
- Stable P.S., Wright I.K., 1959, *Modern Concepts of the Genesis of Podzols Process*, Soil Science Society of America Proceedings, 23, 2.
- Stahr K., 1973, *Die Stellung der Böden mit Fe-Bändchen-Horizont (thin-iron-pan) in der Bodengesellschaft der nördlichen Schwarzwaldberge*, *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart N.F.*, 69, s. 85–183.
- Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Starkel L., 1986, *The role of the Vistulian and Holocene in the transformation of the relief in Poland*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 31, s. 231–273.
- Starkel L., 1988, *Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet*, *Geographia Polonica*, 55, s. 151–163.
- Starkel L., 1998, *Geneza i przemiany krajobrazów dolin rzecznych Polski*, [w:] *Krajobraz dolin rzecznych po katastrofie*, Politechnika Krakowska, Kraków, s. 17–20.
- Stonehouse B., 1999, *Biological processes in cold soil*, *Polar Record*, 35, s. 192.
- Strachov N.M., 1974, *Železorudnyje facii i ich analogi v istorii Zemli*, *Trudy Instituta geologičeskich nauk AN SSSR*, 73, *Geologičeskaja Serija*, 22, Moskva.
- Strong W., La Roi G., 1985, *Root density – soil relationship in selected boreal forests of central Alberta, Canada*, *Forest Ecology and Management*, 12, 3–4, s. 233–251.
- Sullivan T., 1994, *Progress in quantifying the role of aluminium in acidification of surface and soil waters*, *Journal of Chemical Ecology*, 3, 3, s. 157–168.
- Svedrup H., Warfvinge P., 1995, *Critical loads of acidity to Swedish forest soils*, *Reports of Ecology and Environmental Engineering*, 5, s. 1–104.
- Szafranek A., 2000, *Właściwości oraz przydatność rolnicza gleb płowych i rdzawych Wysoczyzny Kałużyńskiej*, *Rozprawy Naukowe i Monografie*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- Szerszeń L., 1974, *Wpływ czynników bioklimatycznych na procesy zachodzące w glebach Sudetów i Spitsbergenu*, *Roczniki Gleboznawcze*, 28, 1, s. 53–95.
- Środoń A., 1972, *Roślinność Polski w czwartorzędzie*, [w:] Szafer W., Zarzycki K. (red.), *Szata roślinna Polski*, PWN, Warszawa, t. 1, s. 527–569.
- Tamm C., 1922, *Om bestämning av de oorganiska komponenterna i markens gelkomplex*, *Meddelanden från Statens Skogsforsöksanst*, 19, s. 385–404.
- Tamm C., 1932, *Über die Oxalathmethode in der chemischen Bodenanalyse*, *Meddelanden från Statens Skogsforsöksanst*, 27, s.1–20.
- Targuljan V.O., 1971, *Počvoobrazovanie i vyvetrivanije v choldnyh gumidnyh oblastijach*, *Izdatel'stvo Nauka*, Moskva.
- Targuljan, V.O., Krasilnikov, P., 2004, *Essence, Time-Scale and Reversibility of Pedogenic Processes-an Environmental Significance*, [w:] *Eurosoil 2004, Abstracts*, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Targuljan V.O., Sokolov I.A., 1978, *Strukturnyj i funkcjonalnyj podchod k počve: „počva–pamjat” i „počva–moment”*, *Matematičeskoje modelirovanije v ekologii*, *Izdatel'stvo Nauka*, Moskva.
- Tarnocai C., Ballard M., 1994, *Organic carbon in Canadian soils*, [w:] Rattan L., Kimble J.M., Levine E. (red.), *Soil Processes and Greenhouse Effect*, USDA Soil Conservation Service, s. 31–45.

- Tarnocai C., Zoltai S.C., 1978, *Earth hummocks of the Canadian Arctic and Subarctic*, Arctic and Alpine Research, 10, 3, s. 581–595.
- Tavernier R., Smith G., 1957, *The concept of Braunerde (Brown Forest Soil) in Europe and the United States*, Advances in Agronomy, 9, s. 217–289.
- Tedrow J.C.F., 1977, *Soils of the Polar Landscapes*, Rutgers University Press, New Brunswick.
- Tedrow J.C.F., Hill D.E., 1955, *Arctic brown soil*, Soil Science, 80, Baltimore, s. 265–276.
- Terberger Th., 2002, *The early medieval trading site of Ralswiek and the development of the depression*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 27, B2, s. 27–35.
- Terlikowski F.K., 1948, *Gleby Polski*, [rękopis w:] Kwinichidze M., Boratyński K. (red.), *Prof. dr F.K. Terlikowski, Prace wybrane z dziedziny gleboznawstwa, chemii rolnej i nawożenia*, PWRiL, Warszawa 1958, s. 99–128.
- Thompson C.H., 1992, *Genesis of podzols on coastal dunes in Southern Queensland, Part I, Field relationships and profile morphology*, Australian Journal of Soil Research, 30, s. 593–613.
- Tobolski K., 1975, *Studium palinologiczne gleb kopalnych Mierzei Lebskiej*, Poznańskie TPN, Prace Komisji Biologicznej, 41.
- Tobolski K., 1979, *Przemiany lokalnej szaty roślinnej na podstawie badań subfosalnych osadów bagiennych w strefie plaży koło Łeby*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 32A, s. 151–168.
- Tobolski K., Mocek A., Dzieciółowski W., 1997, *Gleby Słowińskiego Parku Narodowego w świetle historii roślinności i podłoża*, Wyd. Homini, Bydgoszcz–Poznań.
- Tomaszewski J., 1952, *Stadia rozwojowe niektórych typów gleb*, Roczniki Gleboznawcze II, s. 28–46.
- Tomaszewski J., 1964, *Nauka o glebie*, PWRiL, Warszawa.
- Tomczak A., Domachowska I., 1992, *O kształcie Półwyspu Helskiego w czasach historycznych w świetle źródeł kartograficznych*, Przegląd Geodezyjny, 8, 472, s. 485–490.
- Tomczak A., Kowalkowski A., 1994, *Młodsze fazy ewolucji Półwyspu Helskiego*, [w:] Mojski J.E. (red.), *Konferencja „Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku”*, Akademia Pomorska, Słupsk, s. 56.
- Tonkoganov V., Lebedeva I., Gerasimova M., 2004, *On the time stages of soil memory*, [w:] Eurosoil 2004. Abstracts, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Traczyk A., Engel Z., 2002, *Glacialna i peryglacialna geomorfologia Karkonoszy*, [w:] Migoń P. (red.), *Przyroda Sudetów Zachodnich, Suplement 1, Geomorfologia Sudetów Zachodnich*, Jelenia Góra, s. 5–22.
- Tricart J.L., 1965, *Principles of methods of the geomorphologie*, Masson, Paris.
- Tricart J.L., 1974, *Phénomènes demesures et regime permanent dans les bassins montagnards*, Revue Geomorphologie Dynamique, 23, 3, s. 99–114.
- Tricart J.L., 1989, *Slopes, Dynamique des versants. Recent advances in French geomorphology*, [w:] Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt, s. 103–111.
- Troll C., 1950, *Die geographische Landschaft und ihre Erforschung*, Studium Generale 3, s. 163–181.
- Tsatskin A., 1997, *A history of Soviet paleopedology studies and their relation to soil science and Quaternary geology*, [w:] Yaalon D., Berkowicz S. (red.), *History of Soil Science – International Perspectives*, Advances in Geocology, 29, s. 277–291.
- Ugolini F.C., Dahlgren R., 1987, *The mechanism of podzolization as revealed by soil solution studies*, [w:] Roghi D., Chanvel A. (red.), *Podzols and Podzolization*, INRA, Association Française pour l'Étude du Sol, Plaisir at Paris, Paris.
- Ugolini F.C., Reanier R.E., Rau G.H., Hedges J.J., 1981, *Pedological isotopic and geochemical investigations of the soils at the boreal forest and alpine tundra transition in Northern Alaska*, Soil Science, 131, s. 359–374.
- Ugolini F.C., Sletten R.S., 1988, *Genesis of arctic brown soils (Pergelic cryodwep) in Svalbard*, [w:] Permafrost. V International Conference in Trondheim. Proceedings, 1, Trondheim, Tapir Publishers, s. 478–483.
- Ulrich B., 1981, *Ökologische Gruppierung von Böden nach ihren chemischen Bodenzustand*, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 144, s. 289–305.
- Ulrich B., 1988, *Ökochemische Kennwerte des Bodens*, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 151, s. 171–176.
- Ulrich B., Mayer R., Khanna P.K., 1979, *Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling*, Schriften aus der Forstlichen Fakultät der Universität Göttingen und der Niedersächsischen Forstlichen Versuchsanstalt, 58, Sauerländer Verlag, Frankfurt.
- Ulrich B., Meiwes K., König N., Khanna P.K., 1984, *Untersuchungsverfahren und Kriterien zur Bewertung der Versauerung und ihrer Folgen in Waldböden*, Forst und Holz, 39, 1, s. 278–286.

- Unestam T., 1991, *Water repellency, mat formation, and leaf-stimulated growth of some ectomycorrhizal*, Mycorrhiza, 1, s. 13–20.
- Uściłowicz S., 2003, *Relative Sea-level Changes, Glacio-isostatic Rebound and Ahoreline Displacement in the Southern Baltic*, Polish Geological Institute, Special Papers, 10.
- Vageler P., 1955, *Zur Bodengeographie Algiers. Faktoren der Bodenbildung und verteilung*, Die Catena als bodengenetsche Einheit. VEB Hermann Haack, Gotha.
- Van Reuwijk L., 1955, *Procedures for Soil Analysis*, Technical paper, 9, International Soil Reference and Information Centre, Utrecht.
- Van Vliet B., Langohr R., 1979, *Correlation between fragipans and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits of Belgium and Northern France*, Catena, 8, s. 137–154.
- Van Vliet B., Langohr R., 1981, *Correlation between fragipan and permafrost – with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and France*, Catena 8, s. 137–154.
- Van Vliet-Lanoe B., 1990, *The genesis and age of the agrillic horizon in Weichselian loess of Northwestern Europe*, Quaternary International, 5, s. 49–56.
- Van Vliet-Lanoe B., 1998, *Frost and soils implications for paleosols, Paleoclimate and stratigraphy*, Catena, 34, s. 157–183.
- Van Vliet-Lanoe B., Seppälä M., 2002, *Stratigraphy, age and formation of peaty earth hummock (ponus)*, *Finish Lapland*, The Holocene, 12, 2, s. 187–199.
- Velichko A.A., Bogucki A., Morozova T., Udartsev V., Khalcheva T., Tsatskin A., 1984, *Periglacial landscape of the East European Plain*, [w:] *Quaternary Environments of the Soviet Union*, University of Minnesota Press, Minneapolis, s. 95–118.
- Velichko A.A., Morozova T.D., 1994, *Stages of soils formation in East Europe*, [w:] Velichko A.A., Starkel L. (red.), *Paleogeographical Basis of the Modern Landscapes. Results of the Russian-Polish Research*, Izdatel'stvo Nauka, Moscow, s. 137–140.
- Viernadskij V.I., 1980, *Problemy biogeochimii*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva.
- Volobujev V.C., 1973, *Sistema počv mira*, Ęlm, Baku.
- Volobujev V.C., 1963, *Ecology of Soils*, Israel Program for Scientific Translations, Davey, Jerusalem.
- Vreeken W.J. van, 1975, *Principal kinds of chronosequences and their significance in soil history*, Journal of the Soil Science, 26, s. 378–394.
- Waga J., 1994, *Rzeźba eoliczna na obszarze wschodniej części Niecki Kozielskiej*, Scripta Rudensia, 2, Rudy Wielkie.
- Walczak W., 1948, *Gleby strukturalne Karkonoszy*, Przegląd Geograficzny, 21, 3–4, s. 227–241.
- Walczak W., 1968, *Sudety*, PWN, Warszawa.
- Walczak W., 1976, *Jak powstała rzeźba Polski*, PWN, Warszawa.
- Wang C., Rees H.W., 1980, *Characteristics and classification of noncemented sandy soils in New Brunswick*, Canadian Journal of Soil Science, 60, s. 71–81.
- Washburn A.L., 1973, *Periglacial Prozesse and Enviroments*, Edward Arnold, London.
- Wernicke W., 1930, *Die Küste der Insel Usedom und Wollin von Peenemünder Hacken bis zur Swinhöft*, I. Beiheft zum 47/48 Jahrbuch der Pommerschen Geographischen Gesellschaft (1929/1930), Greifswald.
- Whalley W., 1975, *Quartz soil production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environment*, Scanning Electron Microscopy, 1, s. 547–554.
- Wicik B., 1986, *Asynchroniczność procesów wietrzenia i sedymentacji w zbiornikach jeziornych Tatr i Karkonoszy w postglacjale*, Przegląd Geograficzny, 58, 4, s. 809–823.
- Wil'jams W.P., 1936, *Počvovedenije s osnovami zemledelija*, Selchozgziz, Moskva.
- Winner S., 1974, *Podzolic processes and bioelement pools in subarctic forest soils at the Kevo Station, Finnish Lapland*, Reports of the Kevo Subarctic Research Station, 11, s. 26–34.
- Wojtanowicz J., 1999, *Problem of occurrence and age (TL) of inland Plenivistulian dunes in Poland (on the example of Sandomierz Basin)*, GeoArchaeoRhein, 3, Münster, s. 43–53.
- Wolters V., 2000, *Invertebrate control of soil organic matter stability*, Biology and Fertility of Soils, 31, s. 1–19.
- Woodley S., 1993, *Monitoring and measuring ecosystem integrity in Canadian natural parks*, [w:] Woodley S., Kay S., Francis G. (red.), *Ecological Integrity and the Management Ecosystems*, St. Lucie Press, Ottawa, s. 155–176.
- World Reference Base for Soil Resources (WRB)*, 1998, World Soil Resources Reports, 84, FAO, ISRIC and ISSS, Rome.

- World Reference Base for Soil Resources (WRB). A Framework for International Classification Correlation and Communication*, 2006, World Soil Resources Reports, 103, FAO, Rome.
- Yaalon D., 1971, *Soil-forming processes in time and space*, [w:] Yaalon D. (red.), *Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols*, International Soil Society and Israel Universities Press, Jerusalem, s. 29–39.
- Yaalon D., 1975, *Conceptual models in pedogenesis can soil forming factors be solved?*, *Geoderma*, 14, s. 189–205.
- Yaalon D., 1982, *Arctic Soils and Geomorphic Processes*, *Catena*, Supplement, 1.
- Yaalon D., 1997, *History of soil science in context: international perspective*, *Advances in Geocology*, 29, s. 1–13.
- Zacharov S.A., 1927, *Kurs počvovedenija*, Gosudarstvennyje Izdatel'stvo, Moskva–Leningrad.
- Zawadzka E., 1990, *Morfodynamika wybranych odcinków nabrzeży wydymowych*, *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 55, Brzeg Morski 1, s. 45–66.
- Zetterberg P., Eronem M., Briffa K., 1994, *Evidence on climatic variability and prehistoric human activities between 165 B.C. and A.D. 1400 derived from subfossil scots pine (*Pinus sylvestris* L.) found in a lake in Utsjoki, northernmost Finland*, *Bulletin of the Geological Society of Finland*, s. 107–124.
- Zonn S.V., 1966, *Burozemoobrazowanije, psevdopodzolivanije i podzoloobrazowanije*, *Počvovedenije*, 7.
- Zonn S.V., Urušadze M.F., 1974, *Naučnyje osnovy i metodičeskiye ukazanije k biogeocenotičeskomu izučeniju počv gornych lesov*, Tbilisi.
- Žestkova T. N., 1982, *Formirovanije kriogennogo strojenija gruntov*, Izdatel'stvo Nauka, Moskva.
- Żmudziński L., 2004, *Morze Bałtyckie. Warunki środowiskowe i przeobrażenia*, Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk.

Spis rycin

Rycina 1.1. Rozmieszczenie powierzchni badawczych na tle zasięgów zlodowaceń plejstocenijskich w środkowej i północno-zachodniej Europie oraz chronoizoplek deglacjacji zasięgów zlodowacenia Wisły (Vistulianu)

1 – zlodowacenie południowopolskie, 2 – zlodowacenia Odry i Warty, 3 – zlodowacenie Wisły, 4 i 5 – holocenijskie fazy recesji lądolodu

Rycina 2.1. Przestrzenno-czasowa asymetria i nieliniowość powstawania plejstocenijsko-holocenijskich sekwencji gleb w lodowcowych osadach stadium frankfurckiego Vistulianu na zrównanej glacyogenicznie powierzchni porwaka piasków trzeciorzędowych z wkładkami ablacyjnych piasków gliniastych i glin, z wczesnoholocenijskim stokiem wytopiska martwego lodu w odkrywce Sternebeck (Kopp i Kowalkowski 1990)

1 – uwarstwione piaski trzeciorzędowe, niezmiennione (η_2), 2 – ablacyjne piaski gliniaste i gliny (η_1), 3 – neoholocenijska pokrywa piasków eolicznych, 4 – późnoglacialna peryglacialna strefa przekształceń mrozowych (δ) z brukiem graniaków, 5 – plejstocenijskie linie nieciągłości litologicznych, 6 – ekstraperylacialne biogeniczne przekształcenia w piaskach trzeciorzędowych na młodym eoholocenijskim stoku ($\eta+\beta_1$ i $\eta+\beta_2$), 7 – peryglacialne krio- i biogeniczne przekształcenia piasków trzeciorzędowych (objaśnienia znaków greckich w tabeli 3.3), 8 – peryglacialne krio- i biogeniczne przekształcenia piasków i glin ablacyjnych

Rycina 2.2. Ekstraperylacialny pedokompleks gleb bielcowych wytworzonych z wielokrotnie rezydementowanych piasków wydmy pedogenicznie przekształconych na podłożu piasków glacyofluwialnych na Równinie Odrzańsko-Zalewowej, w Dolinie Dolnej Odry (wg: Kowalkowski 1995)

Rycina 2.3. Peryglacialno-ekstraperylacialna sekwencja następcza faz osadów i gleb w odkrywce Heinersbrück 45 w Dolnych Łużycach (wg: Poppschötz i inni 2003, uzupełnione)

Kolejność faz sedymentacji osadów i rozwoju gleb:

I – wodnolodowcowe drobno uwarstwione piaski drobno- i średnioziarniste, przewarstwione piaskami gruboziarnistymi, pyłami i ilami, z epigenetycznymi klinami mrozowymi, niewęglanowe;

II – peryglacialne piaski pokrywowe poziomo uwarstwione, drobno- i średnioziarniste z większą domieszką frakcji pyłowej z epigenetycznymi klinami mrozowymi, duże struktury kongelitalurbacyjne;

III – peryglacialne piaski eoliczne stoku wydmy podłużnej z wczesnego górnego pleniglacialu Vistulianu, z peryglacialną glebą rdzawą o miąższości 40–60 cm z właściwościami mrozowego lessiważu frakcji pyłowych i ilowych (BvBtk), datowana odłamkami węgla drzewnego i artefaktami kultury ahrensburkiej na młodszy dryas; w części wierzchowinowej zdegradowana, w dół stoku i w obniżeniu z silną agradacją brunatnym deluwium stokowym, w obniżonej części pseudomorfoza klina mrozowego epigenetycznego sięgającego do osadów facji I;

IV – ekstraperylacialne, mezo-, neoholocenijskie dwie następcze warstwy wybielonych szarobiałych piasków grubo- i średnioziarnistych, ubogich we frakcje pyłowe i ilowe z ciągłym iluwialnym ironpan 3–5 cm w stropie warstwy piasku, w młodszej białej warstwie liczne drobne rozgałęzione korzenie; rozproszone artefakty neolityczne z okresu brązu, przejście równe i ostre;

V – ekstraperylacialne neoholocenijskie piaski denudacyjno-eoliczne pedogenicznie przekształcone, w stropie gleba bielcowa z wybielonymi poziomami Ahe i Ae o miąższości 15–25 cm, z całkowitym zniszczeniem struktur sedymentacyjnych do głębokości 40 cm, na powierzchni 10 cm warstwa butwiny współczesnego lasu sosnowego

Rycina 2.4. Związki przyczynowe pomiędzy morfologią reliktywnej bielicy a zróżnicowaniem profilowym uziarnienia i chemicznych właściwości oraz sekwencjami stref przekształceń peryglacialnych i genetycznych poziomów, wytworzonych w glacialogennym porwaku piasków trzeciorzędowych (Kopp i Kowalkowski 1990)

Rycina 2.5. Chronotoposekwencja klimato-biogenicznej samoorganizacji gleb rdzawych, rdzawych bielcowych, bieliec glejowych i torfiastoglejowych, następczej peryglacialno-ekstraperyglacialnej genezy z nakładaniem, wytworzonych z piasków glaciofluwalnych, uwarunkowana wilgotnością siedliska z współczesnymi zbiorowiskami leśnymi (wg: Kowalkowski i Nowak 1986)

Rycina 2.6. Przykład malejącego natężenia procesu glebotwórczego w mezo- i neoholocenie w pedokompleksie gleb murszowatych z pięciu serii piasków eolicznych zakumulowanych na warstwie torfu podścielanej gytią węglanową w Pomorsku, na południowym skraju Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (wg: Kowalkowski 1977a)

Rycina 2.7. Związek faz wydmotwórczych i przekształceń pedogenicznych od późnego plejstocenu do neoholocenu, na przykładzie badanych dużych odsłoneń w zachodniej części Polski (wg: Kowalkowski 1977a, 1983c, 1984a, 1988a, 1995a, 2004a; Kowalkowski i Mycielska-Dowgiałło 1983; Kowalkowski i inni 1999)

1 – fazy transformacji wydm, 2 – fazy rozwoju wydm, 3 – fazy powstawania gleb bielcowych, 4 – fazy rozwoju gleb rdzawych, 5 – fazy powstawania poziomów próchnicznych, 6 – fazy powstawania kopalnych poziomów próchnicznych, 7 – fazy powstawania poziomów glejowo-torfiastych, 8 – warstwy gytii, 9 – warstwy kredy jeziornej, 10 – poziomy gruntowoglejowe, 11 – znaleziska artefaktów archeologicznych, 12 – występowanie węgla drzewnych, 13 – kliny mrozowe wypełnione młodszym piaskiem, 14 – fazy klimatu zimnego – humidowego, 15 – granice faz stratygraficznych

Rycina 2.8. Schemat powstawania profilu przekształceń mrozowych i profilu poziomów w glebach zmarzlinowych w środowisku peryglacialnym nad zmarzliną ubogą w lód z powstawaniem poziomu rdzawego (Bv) w stropie warstwy czynnej zmarzliny i poziomu krioiluwalnego (Bkfe) w jej spągu, z kierunkami migracji wód glebowych z frakcjami pyłu i łu oraz próchnicą, Fe i Al w profilu migracji

Rycina 2.9. Schemat powstawania profilu przekształceń mrozowych i profilu poziomów w glebach zmarzlinowych w środowisku peryglacialnym nad zmarzliną bogatą w lód, z powstawaniem poziomu pyłowego wybielonego nad wieloletnią zmarzliną, fragmentarycznym poziomem orsztynowo-iluwalnym i ciśnieniowymi krioturbacjami bezpośrednio nad wieloletnią zmarzliną, z kierunkami migracji wód glebowych z frakcjami pyłu i łu oraz próchnicą, Fe i Al w profilu migracji

Rycina 2.10. Profile morfologii, poziomów genetycznych, uziarnienia i warunków wodnych we współcześnie aktywnym zmarzlinowym sołnczaku darniowo-łąkowym, wytworzonym z kriogenicznej zwietrzliny bazaltowej z procesami segregacji mrozowej, tiksotropowym i krioiluwalnym nad płytką wieloletnią zmarzliną wyspową (wg: Kowalkowski 1983)

Zawartość frakcji i właściwości wodne w glebie o nienaruszonej strukturze

Frakcje: 1 – >1,0 mm, 2 – 1,0–0,1 mm, 3 – 0,1–0,01 mm, 4 – 0,01–0,002 mm, 5 – < 0,002 mm; pojemność: 6 – powietrza aktualna, 7 – wodna kapilarna, 8 – wodna połowa, 9 – wodna trwałego więdnięcia

Rycina 2.11. Plejstoceniśko-holoceniśka chronosekwencja transgresyjna bez nakładania pięciu faz rozwoju glebopokrywy w pedokompleksie: ranker → opadowoglejowa → rdzawa → rdzawa kriobielicowa → rdzawa bielicowa na wysokiej terasie krioplanacyjnej w Górach Świętokrzyskich (Kowalkowski 2004b)

Fazy rozwojowe: 0 – skaliste podłoże niezmienione, I – peryglacialna zwietrzelina kamienista mrozowa na skalistym podłożu *in situ* (ranker), II – peryglacialna soliflukcyjna glebopokrywa dolna silnie skolmatowana z opadowym oglejeniem, III – peryglacialna deluwialna glebopokrywa środkowa-akumulacyjna ze stokowego jednolicie żółtobrunatnie zabarwione kamienistego materiału wietrzeniowo-glebowego i pyłu eolicznego, luźna z migracją frakcji pyłowej i ilowej (czapeczki na górnej części odłamków skalnych) z procesem rdzawienia, IV – peryglacialna glebopokrywa górna na podłożu wieloletniej zmarzliny z intensywnymi przekształceniami mrozowymi gelifrakcji, deskwamacji, pelityzacji, lessiważu, agregacji, reagregacji, akumulacji materii organicznej, V – ekstraperyglacialne nałożenie przekształceń biogenicznych, z poziomami O i AhEes, Ees i BvBhfe

Rycina 2.12. Plejstoceno-holocenońska chronosekwencja transgresywna bez nakładania trzech faz rozwoju glebopokryw w pedokompleksie: ranker → rdzawa → rdzawa bielicowa w Górach Świętokrzyskich, na wypukłym stoku o ekspozycji N (za: Kowalkowski 2004 b,c)

Fazy rozwojowe: 0 – skaliste podłoże niezmienione, I – peryglacialna zwietrzelina kamienista mrozowa na skalistym podłożu, lokalny niedaleki transport stokowy, II – peryglacialna soliflukcyjna dolna pokrywa wielowarstwowa z różnoziarnistego materiału glebowego o zabarwieniu żółtobrunatnym zdenudowanego z wyżej leżącej glebopokrywy środkowej akumulacyjnej na rozległej terasie krioplanacyjnej, silnie zbita, na górnych powierzchniach odłamków skalnych czapeczki osadzonego pyłu i ilu, III – peryglacialna soliflukcyjna glebopokrywa górna kamienista, bogata we frakcje pyłowe, przemyta, IV – ekstraperyglacialne przekształcenia glebopokrywy górnej z wytworzeniem poziomów O, AhEes, Ees i BvBhfe

Rycina 2.13. Profile morfologii, poziomów genetycznych i przekształceń peryglacialno-ekstraperyglacialnych reliktywnej tundrowej gleby rdzawej bielicowej, wytworzonej z plejstocenońskiej zwietrzliny granitowego podłoża na Równi pod Śnieżką (wg: Kowalkowski, Degórski 2005, zmieniony) Profil przekształcenia tej gleby składa się od powierzchni ze stref przekształceń: biogenicznej peryglacialnej i ekstraperyglacialnej (β), peryglacialnej pokrywowej z peryglacialnymi i ekstraperyglacialnymi biotycznymi przekształceniami ($\delta+\beta$), peryglacialnej dolnej – część krioturbacyjna (ξ) oraz słabo zmienionego substratu (η) i niezmiennego podłoża (ω)

Rycina 2.14. Przestrzenny układ wielkości wskaźnika kontynentalności klimatu (K) w środkowej i zachodniej Europie, z jej gradientami (wg: Degórski 1985)

Rycina 4.1. Lokalizacja powierzchni badawczych

A. Równia pod Śnieżką

1 – zrównania grzbietowe i stokowe, 2 – załomy stokowe, 3 – cyrki lodowcowe, 4 – gleby strukturalne, 5 – wzgórze i grzbiety morenowe, 6 – badane profile glebowe

B. Puszcza Białowieska

C. Kevo

1 – wody powierzchniowe, 2 – podmokłości, 3 – morza kamieni, 4 – drogi, 5 – gleby strukturalne

D. Półwysep Helski

E. Mierzeja Schaabe

Rycina 5.1. Schemat systemu przekształceń (perstrukcji) litopedogenicznych w uzależnionych od położenia geograficznego środowisk peryglacialnych i ekstraperyglacialnych aktywnych równocześnie lub następujących po sobie w czasie geologicznym z procesami kriogenicznymi, fito- i zoogenicznymi oraz antropogenicznymi (wg: Kowalkowski 2006 oraz Altermann i inni 2008, uzupełnione)

Rycina 7.1. Profil stanu gleby zmarzlinowej, opadowoglejowej, słonej darniowo-stepowej z tiksotropią z kontaktowym krioiluwium (Bksag) nad stropem wieloletniej zmarzliny (Cisag) na Wyżynie Chałchaskiej, Mongolia (Kowalkowski, Borzyszkowski 1985); objaśnienia jak na rycinie 2.10

Rycina 7.2. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej plejstocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielicowej na Równi pod Śnieżką wytworzonej *in situ* z kriogenicznej zwietrzliny skały granitowej

Profil uziarnienia: 1 - >2,0 mm; 2 - 2,0-1,0 mm; 3 - 1,0-0,5 mm; 4 - 0,5-0,25-0,10 mm; 6 - 0,10-0,05 mm; 7 - 0,05-0,02 mm; 8 - 0,02-0,002 mm; 9 - 0,002-0,0002 mm; 10 - <0,0002 mm; 11 - 2,0>0,05 mm (S); 12 - 0,05>0,002 mm (Si); 13 - <0,002 mm (T); 14 - C : N; 15 - Gv; 16 - pH; 17 - C

Rycina 7.3. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej plejstocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielicowej wytworzonej z peryglacialnych soliflukcyjnych glebopokryw stokowych zwietrzliny skały granitowej poniżej Równi pod Śnieżką 2 (2); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.4. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej plejstocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielicowej wytworzonej z peryglacialnych soliflukcyjnych glebopokryw stokowych zwietrzliny skały granitowej na Równi pod Śnieżką 3 (3); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.5. Profilowe układy niektórych właściwości w reliktovej plejstocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej słabo bielicowej w wytworzonej z ablacyjnych piasków morenowych deluwialnych na głębokich piaskach glacyjfluwalnych w Puszczy Białowieskiej 1 (4); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.6. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej plejstocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielicowej głęboko gruntowogłejowej wytworzonej z ablacyjnych piasków morenowych deluwialnych na średnio głębokich piaskach glacyjfluwalnych w Puszczy Białowieskiej 2 (5); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.7. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w peryglacialno-ekstraperyglacialnej plejstocenijsko-holocenijskiej glebie bielicowej średnio głęboko gruntowogłejowej wytworzonej z głębokich piasków glacyjfluwalnych w Puszczy Białowieskiej 3 (6); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.8. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w eo-mezoholocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielicowej wytworzonej *in situ* w kriogenicznej zwietrzlinie skały granulatowej w Kevo 1 (7); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.9. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej eo-mezoholocenijskiej peryglacialnej glebie rdzawej bielicowej gruntowogłejowej wytworzonej z peryglacialnych soliflukcyjnych glebopokryw zwietrzliny granulitowej w Kevo 2 (8); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.10. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej eo-mezoholocenijskiej peryglacialnej glebie bielicowej właściwej wytworzonej z głębokich piasków glacyjfluwalnych w Kevo 3 (9); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.11. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej ekstraperyglacialnej mezo- i neoholocenijskiej, subatlantyckiej bielicy próchniczno-żelazistej orsztynowej głęboko gruntowogłejowej wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym brunatnym w Juracie 1 (10); objaśnienia jak na rycinie 7.2

Rycina 7.12. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktovej ekstraperyglacialnej mezo- i neoholocenijskiej, subatlantyckiej bielicy próchniczno-żelazistej, głęboko gruntowogłejowej wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym brunatnym w Juracie 2 (11); objaśnienia jak na rycinie 7.2

- Rycina 7.13. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w reliktowym ekstraperyglacjalnym mezo-neoholocenijskim subatlantyckim arenosolu bielcowym wytworzonym z piasków sedimentacji morskiej przekształconych eolicznie w wydmy szare w Juracie 3 (12); objaśnienia jak na rycinie 7.2
- Rycina 7.14. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w ekstraperyglacjalnym neoholocenijskim atlantyckim arenosolu bielcowym wytworzonym z piasków sedimentacji morskiej przekształconych eolicznie w wydmy szare na mierzei Schaabe 1 (13); objaśnienia jak na rycinie 7.2
- Rycina 7.15. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w ekstraperyglacjalnej neoholocenijskiej subatlantyckiej glebie bielcowej inicjalnej wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym żółtym na mierzei Schaabe 2 (14); objaśnienia jak na rycinie 7.2
- Rycina 7.16. Profilowy układ niektórych cech i właściwości w ekstraperyglacjalnej subatlantyckiej glebie bielcowej gruntowoglejowej wytworzonej z piasków sedimentacji morskiej w wale brzegowym brunatnym na mierzei Schaabe 3 (15); objaśnienia jak na rycinie 7.2
- Rycina 8.1. Zgrupowanie wskaźników uziarnienia mineralnego materiału w poziomach badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych
- Rycina 8.2. Wielomodalne krzywe uziarnienia gleb rdzawych bielcowych na Równi pod Śnieżką 1 – zwietrzliny *in situ* na zrównaniu krioplanacyjnym, 2 – glebopokrywy na terasach krioplanacyjnych, na stoku północnym, poniżej zrównania
- Rycina 8.3. Jedno- i dwumodalne krzywe uziarnienia gleb rdzawych bielcowych, wytworzonych ze zwietrzliny *in situ* i z glebopokryw stokowych oraz gleby bielcowej z osadów fluwialnych. Kevo 1 – poziomy glebowe E, 2 – inne poziomy glebowe i skały macierzyste
- Rycina 8.4. Jednomodalne krzywe uziarnienia gleb rdzawych bielcowych, wytworzonych z deluwiów morenowych na piaskach glaciofluwialnych oraz gleby bielcowej gruntowoglejowej z osadów glaciofluwialnych. Puszcza Białowieska 1 – poziomy glebowe, 2 – skały macierzyste (substraty)
- Rycina 8.5. Jednomodalny układ krzywych uziarnienia w poziomach gleb bielcowych, wytworzonych z osadów wałów brzegowych i osadów eolicznych. Jurata, Półwysep Helski 1 – arenosol bielcowy, 2 – gleby bielcowe
- Rycina 8.6. Jednomodalne krzywe uziarnienia młodych gleb bielcowych wytworzonych z osadów brzegowych i eolicznych. Mierzeja Schaabe 1 – poziomy glebowe, 2 – skały macierzyste (substraty)
- Rycina 8.7. Krzywe kumulatywne uziarnienia
- Rycina 9.1. Histogramy i typy obtoczenia ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm w przykładowych poziomach gleb rdzawych bielcowych (profile 1, 4, 7)
- Rycina 9.2. Histogramy i typy obtoczenia ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm w przykładowych poziomach gleb bielcowych (profile 11, 15)
- Rycina 11.1. Zróżnicowanie gęstości objętościowej w profilach poziomów badanych gleb

Rycina 11.2. Krzywa regresji dla porowatości poszczególnych poziomów genetycznych gleb bielico-
wych w odniesieniu do zawartości w nich materii organicznej
($y = 17,866 - 0,953x + 0,013x^2$, $r = 0,740$)

Rycina 11.3. Krzywa regresji dla P_o w odniesieniu do PPW w poziomach genetycznych badanych gleb
($y = 39,920 + 0,021x + 0,015x^2$ $r = 0,467$)

Rycina 11.4. Krzywa regresji dla P_o w odniesieniu do KPW w poziomach genetycznych badanych gleb
($y = 35,216 + 0,447x - 0,002x^2$, $r = 0,439$)

Rycina 11.5. Profile głębokościowe KPW z ich gradientami w poziomach genetycznych glebowych
katen w różnych regionach geograficznych

Rycina 11.6. Sumy zapasów wody w stanie kapilarnej pojemności wodnej (Z_{KPW}) i połowej pojemności
wodnej (Z_{PPW}) określone dla 100 cm porównawczej miąższości poszczególnych badanych profili
w katenach glebowych

Rycina 11.7. Zapasy wody w stanie połowej pojemności wodnej (Z_{PPW}) do zapasów wody w stanie
kapilarnej pojemności wodnej (Z_{KPW}) określone dla 100 cm porównywalnej miąższości poszcze-
gólnych badanych profili w katenach glebowych

Rycina 11.8. Zapasy wody niedostępnej dla roślin (Z_{WNR}) w 100 cm porównywalnej miąższości po-
szczególnych badanych profili w katenach glebowych

Rycina 11.9. Zapasy wody glebowej dostępnej dla roślin w zakresach stanów połowej pojemności
wodnej (Z_{PPW}) gleb w porównywalnej 100-centymetrowej warstwie katen glebowych w różnych
środowiskach geograficznych

Rycina 12.1. Gradienty linii głębokościowych profilu C_{to} w katenach gleb rdzawych bielicowych na
Równi pod Śnieżką (profile 1–3) oraz w Kevo (profile 7–9)

Rycina 12.2. Gradienty linii głębokościowych profilu C_{to} w katenach gleb rdzawych bielicowych (pro-
file 4, 5) i gleby bielicowej (profil 6) w Puszczy Białowieskiej

Rycina 12.3. Gradienty linii głębokościowych profilu C_{to} w katenach gleb bielicowych w Juracie (pro-
file 10–12) i na mierzei Schaabe (profile 13–15)

Rycina 12.4. Zapas węgla organicznego określony dla pedonu o powierzchni 1 m², składającego się
z poziomów organicznych (O) i mineralnych (MN)

Rycina 12.5. Charakterystyczne zawartości N_{og} w poziomach gleb różnych regionów geograficznych
i zróżnicowanego wieku

Rycina 12.6. Zróżnicowanie wartości pH i EC w profilach badanych gleb rdzawych bielicowych na
Równi pod Śnieżką (profile 1–3) na tle zakresów buforowości pH

Rycina 12.7. Zróżnicowanie wartości pH i EC w profilach badanych gleb rdzawych bielicowych (pro-
file 4, 5) i gleby bielicowej (profil 6) w Puszczy Białowieskiej na tle zakresów buforowości pH

Rycina 12.8. Zróżnicowanie wartości pH i EC w badanych glebach rdzawych bielicowych (profile 7, 8)
i glebie bielicowej (profil 9) w Kevo na tle zakresów buforowości pH

Rycina 12.9. Zróżnicowanie wartości pH i EC w badanych glebach bielcowych Półwyspu Helskiego (Jurata) na tle zakresów buforowości pH

Rycina 12.10. Zróżnicowanie wartości pH i EC w badanych glebach bielcowych mierzei Schaabe na tle zakresów buforowości pH

Rycina 12.11. Wymienny wodór (Hw) i wymienny glin (Alw) określające wymienną kwasowość poszczególnych poziomów genetycznych badanych gleb

Rycina 12.12. Zróżnicowanie pH_{KCl} i stopnia kwasowości wyrażonego udziałem molarnym kationów kwasowych w roztworze glebowym

Rycina 12.13. Krzywa regresji dla zawartości Ma (%) w odniesieniu do odczynu gleby pH_{KCl}
($y = 9,05 + 0,07x + 0,001x^2$, $r = 0,657$)

Rycina 12.14. Krzywe regresji dla stosunku Ca : Al w odniesieniu do Ma,
 $y = 90,54 + 35,43x + 13,44x^2$, $r = 0,735$ oraz stosunku Ca : Al w odniesieniu do pH_{KCl}
 $y = 9,05 + 0,07x + 0,001x^2$, $r = 0,657$

Spis tabel

Tabela 3.1. Miąższość gleby

Tabela 3.2. Symbolika opisu poziomów i warstw w profilu glebowym zastosowana w opracowaniu, przyjęta na podstawie *Klasyfikacji gleb leśnych Polski* (2000) oraz *Bodenkartieranleitung – BK5* (2005)

Tabela 3.3. Serie stref przekształceń i pokryw stokowych (glebopokryw) z diagnostycznymi poziomami glebowymi w centralnej i północnej Europie uzależnione od dominującego czynnika litomorfopedogenicznego (wg: Kowalkowski 2001, 2004, 2006 oraz Altermann i inni 2008, uzupełnione)

Tabela 3.4. Zawartość próchnicy w glebach mineralnych

Tabela 3.5. Intensywność ukorzeniaenia poziomów glebowych

Tabela 3.6. Fizjologiczna głębokość gleby

Tabela 3.7. Przejścia między poziomami glebowymi

Tabela 3.8. Klasyfikacja odczynu gleb leśnych na podstawie $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$

Tabela 5.1. Wybrane charakterystyki klimatu badanych obszarów modelowych

Tabela 6.1. Zbiorowiska roślinne badanych powierzchni na Równi pod Śnieżką

1. *Carici rigidae-Nardetum*
2. *Pinetum mugo sudeticum*
3. *Calamagrostio villosae-Piceetum*

Tabela 6.2. Zbiorowiska roślinne badanych powierzchni w Puszczy Białowieskiej

Tabela 6.3. Zbiorowiska roślinne badanych powierzchni w Kevo

1. *Empetro-Betuletum pubescentis* Nordhagen 1943 (2.2.1.1. – *Betula pubescens subsp. czerepanovii-Empetrum hermaphroditum-Cladonia spp.-type*)
2. *Barbilophophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* Br.-Bl. et al. 1939, emend. Kiellan-Lund 1967 (2.1.1.2. – *Pinus sylvestris-Calluna vulgaris-Empetrum spp.-type*)
3. *Barbilophophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* Br.-Bl. et al. 1939, emend. Kiellan-Lund 1967 (2.1.1.2. – *Pinus sylvestris-Calluna vulgaris-Empetrum spp.-type*)

Tabela 6.4. Zbiorowiska roślinne (*Empetro nigri-Pinetum*) badanych powierzchni w Juracie

Tabela 6.5. Zbiorowiska roślinne (*Empetro nigri-Pinetum*) badanych powierzchni na mierzei Schaabe

Tabela 7.1. Opis profilu glebowego nr 1

Tabela 7.2. Opis profilu glebowego nr 2

Tabela 7.3. Opis profilu glebowego nr 3

Tabela 7.4. Opis profilu glebowego nr 4

- Tabela 7.5. Opis profilu glebowego nr 5
- Tabela 7.6. Opis profilu glebowego nr 6
- Tabela 7.7. Opis profilu glebowego nr 7
- Tabela 7.8. Opis profilu glebowego nr 8
- Tabela 7.9. Opis profilu glebowego nr 9
- Tabela 7.10. Opis profilu glebowego nr 10
- Tabela 7.11. Opis profilu glebowego nr 11
- Tabela 7.12. Opis profilu glebowego nr 12
- Tabela 7.13. Opis profilu glebowego nr 13
- Tabela 7.14. Opis profilu glebowego nr 14
- Tabela 7.15. Opis profilu glebowego nr 15
- Tabela 7.16. Dominujące i towarzyszące barwy w grupach poziomów glebowych w zależności od środowiska przekształceń skał macierzystych oraz udziału substancji barwiących
- Tabela 7.17. Zróżnicowanie miąższości poszczególnych poziomów w profilach badanych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych w różnych warunkach środowiska geograficznego w dm
- Tabela 7.18. Morfologiczne poziomy diagnostyczne badanych gleb rdzawych bielcowych i bielcowych różnej genety i wieku oraz odpowiadające im poziomy genetyczne
- Tabela 8.1. Różnorodność uziarnienia oraz podgrupy granulometryczne w profilach poziomów genetycznych badanych gleb
- Tabela 8.2. Wybrane wskaźniki uziarnienia: asymetrii (GSA), odchylenia standardowego (GSD), graficznej kurtozy (GSK) oraz przeciętnej średnicy ziarna (GSS) określone dla wybranych poziomów genetycznych badanych gleb
- Tabela 8.3. Wskaźniki jednorodności uziarnienia w poziomach i w profilu gleb wytworzonych ze zwierzeli *in situ* oraz w glebopokrywach stokowych
- Tabela 8.4. Wskaźniki jednorodności uziarnienia w poziomach i w profilu gleb wytworzonych z osadów deluwialno-fluwialnych oraz z osadów morskich i eolicznych
- Tabela 8.5. Zestawienie udziału frakcji w kształtowaniu krzywych uziarnienia poziomów gleb bielcowych w Juracie
- Tabela 9.1. Liczba ziarn kwarcu o średnicach 0,6–0,8 mm staczających się przy rosnących kątach nachylenia stolika graniformometru spychaczowego standardowego według L. i B. Krygowskich w trzech powtórzeniach populacji 100 ziarn

Tabela 9.2. Udział procentowy ziarn piasku kwarcowego frakcji 0,6–0,8 mm w typach obróbki ziarn, wskaźników obtoczenia (W_o) i niejednorodności (Nm) w poziomach typowych gleb badanych katen geograficznych

Tabela 10.1. Charakterystyka ultramorfoskopowych cech powierzchni ziarn piasku (0,6–0,8 mm) w zależności od ich pochodzenia morfogenetycznego w różnych środowiskach geograficznych

Tabela 10.2. Zróżnicowanie ultramorfoskopowych cech procesów mechanicznego rozkładu ziarn piasku w poziomach gleb bielcowych w zależności od ich pochodzenia w różnych warunkach środowiska geograficznego

Tabela 10.3. Zróżnicowanie ultramorfoskopowych cech procesów chemicznego rozkładu ziarn piasku w poziomach gleb bielcowych w zależności od ich pochodzenia w różnych warunkach środowiska geograficznego

Tabela 11.1. Profilowe zróżnicowanie podstawowych fizycznych właściwości w katenach gleb bielcowych badanych areałów geograficznych

Tabela 11.2. Porównanie przedziałów wielkości gęstości objętościowej (G_o) oraz porowatości całkowitej (P_v) w poziomach gleb Równi pod Śnieżką i Kevo (1) oraz na Półwyspie Helskim i mierzei Schaabe (2)

Tabela 11.3. Wskaźniki porowatości (P_i) określone dla poszczególnych profili badanych gleb

Tabela 11.4. Wskaźniki stanów pojemności wodnych i zapasów wód w profilach poziomów badanych katen glebowych: w stanie kapilarnej pojemności wodnej maksymalnej (KPW_{max} , Z_{KPW}), połowej pojemności wodnej (PPW , Z_{PPW}), wilgotności chwilowej (WCH , Z_{WCH}), jak i maksymalnej higroskopijności (MH) oraz zapasy wody niedostępnej dla roślin (Z_{WNR}) i dostępnej dla roślin w stanie połowej pojemności wodnej ($Z_{WDR-PPW}$)

Tabela 11.5. Zróżnicowanie geograficzne wskaźników maksymalnej kapilarnej pojemności wodnej (KPW_{max}) i połowej pojemności wodnej (PPW) w badanych glebach

Tabela 12.1. Zawartość węgla organicznego i azotu ogółem, stosunki C : N i zasoby C_{iv} w profilach badanych gleb rdzawych bielcowych i bielcowych

Tabela 12.2. Porównanie zawartości C_{io} (% s.m.) w poziomach gleb rdzawych bielcowych oraz gleb bielcowych w różnych geograficznych areałach

Tabela 12.3. Zasoby węgla organicznego C_{iv} (kg/m^3) łącznie w poziomach Ofh i Ahe badanych gleb

Tabela 12.4. Zasoby węgla organicznego C_{iv} (kg/m^3) łącznie w poziomach BvBhf i Bhfe badanych gleb

Tabela 12.5. Stosunek zawartości węgla organicznego (C_{iv}) w poziomach Ofh do sumy zawartości węgla organicznego w mineralnych poziomach glebowych (C_{iv})

Tabela 12.6. Stosunki ilościowe C_p do C_{io} w profilach poziomów reprezentatywnych gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych badanych areałów geograficznych

Tabela 12.7. Porównanie zawartości N_{og} % w poziomach gleb rdzawych bielcowych oraz gleb bielcowych w różnych geograficznych areałach

- Tabela 12.8. Porównanie stosunków C : N w poziomach gleb rdzawych bielcowych oraz gleb bielcowych w różnych geograficznych arealach
- Tabela 12.9. Formy próchnicy w poziomach Ofh badanych katen gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych w różnych środowiskach geograficznych w warunkach dysharmonii między zawartością N wyrażoną przez C : N, Nc i pH (według klasyfikacji D. Koppa i W. Schwanecke 1994)
- Tabela 12.10. Profilowe zróżnicowanie pH oraz EC w próbkach pobranych bezpośrednio w profilach gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych różnych regionów geograficznych
- Tabela 12.11. Profilowe zróżnicowanie zakresów pH oznaczonego bezpośrednio w terenie w poziomach katen gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych różnych regionów geograficznych
- Tabela 12.12. Profilowe zróżnicowanie zakresów przewodności elektrolitycznej EC oznaczonej bezpośrednio w terenie w poziomach katen gleb rdzawych bielcowych i gleb bielcowych różnych regionów geograficznych
- Tabela 12.13. Substancje buforujące, zakresy $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ buforowania, związane chemiczne zmiany stałej fazy w glebach
- Tabela 12.14. Zawartość wybranych kationów wymiennych w badanych glebach
- Tabela 12.15. Wybrane właściwości sorpcyjne badanych gleb
- Tabela 12.16. Zawartość wybranych anionów w badanych glebach
- Tabela 12.17. Składniki rozpuszczalne w wodzie
- Tabela 12.18. Zawartość różnych form żelaza w wybranych profilach glebowych
- Tabela 12.19. Zawartość różnych form glinu w wybranych profilach glebowych
- Tabela 12.20. Formy pirofosforanowe oraz szczawianowe glinu i żelaza w wybranych profilach glebowych
- Tabela 12.21. Wartości wskaźników charakteryzujących chemiczne kryteria procesu bielcowania
- Tabela 12.22. Charakterystyki badanych gleb według ich cech morfologicznych oraz analizy uziarnienia w proponowanym systemie podziału gleb

Spis fotografii

- Fotografia 6.1. *Carici rigidae-Nardetum* na Równi pod Śnieżką, powierzchnia 1
- Fotografia 6.2. *Pinetum mugo sudeticum* na Równi pod Śnieżką, powierzchnia 2
- Fotografia 6.3. *Calamagrostio villosae-Piceetum* na Równi pod Śnieżką, powierzchnia 3
- Fotografia 6.4. *Peucedano-Pinetum* – Puszcza Białowieska, powierzchnia 1
- Fotografia 6.5. *Peucedano-Pinetum* – Puszcza Białowieska, powierzchnia 2
- Fotografia 6.6. *Peucedano-Pinetum* – Puszcza Białowieska, powierzchnia 3
- Fotografia 6.7. *Empetro-Betuletum pubescentis* – Kevo, powierzchnia 1
- Fotografia 6.8. *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* – Kevo, powierzchnia 2
- Fotografia 6.9. *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* – Kevo, powierzchnia 3
- Fotografia 6.10. *Empetro nigri-Pinetum* – Jurata, powierzchnia 1
- Fotografia 6.11. *Empetro nigri-Pinetum* – Jurata, powierzchnia 2
- Fotografia 6.12. *Empetro nigri-Pinetum* – Jurata, powierzchnia 3
- Fotografia 6.13. *Empetro nigri-Pinetum* – mierzeja Schaabe, powierzchnia 1
- Fotografia 6.14. *Empetro nigri-Pinetum* – mierzeja Schaabe, powierzchnia 2
- Fotografia 6.15. *Empetro nigri-Pinetum* – mierzeja Schaabe, powierzchnia 3
- Fotografia 7.1. Reliktowa plejstocenska gleba rdzawa bielicowa na Równi pod Śnieżką
- Fotografia 7.2. Reliktowa plejstocenska gleba rdzawa bielicowa poniżej Równi pod Śnieżką porośnięta kosodrzewiną
- Fotografia 7.3. Reliktowa plejstocenska gleba rdzawa bielicowa poniżej Równi pod Śnieżką porośnięta lasem
- Fotografia 7.4. Reliktowa plejstocenska gleba rdzawa słabo bielicowana
- Fotografia 7.5. Reliktowa plejstocenska gleba rdzawa bielicowa głęboko gruntowoglejowa
- Fotografia 7.6. Plejstocensko-holocenska gleba bielicowa średnio głęboko gruntowoglejowa
- Fotografia 7.7. Eo-mezoholocenska gleba rdzawa bielicowa w Kevo
- Fotografia 7.8. Eo-mezoholocenska gleba rdzawa bielicowa gruntowoglejowa w Kevo

Fotografia 7.9. Eo-mezoholocenska gleba bielkowa wlasiciwa w Kevo

Fotografia 7.10. Bielica prouchniczno-zelazista, orsztynowa glęboko gruntowoglejowa w Juracie

Fotografia 7.11. Bielica prouchniczno-zelazista, glęboko gruntowoglejowa w Juracie

Fotografia 7.12. Arenosol bielcowany w Juracie

Fotografia 7.13. Arenosol bielcowany na mierzei Schaabe

Fotografia 7.14. Gleba bielkowa inicjalna na mierzei Schaabe

Fotografia 7.15. Gleba bielkowa gruntowoglejowa na mierzei Schaabe

Fotografia 9.1. Graniaste i pógrianiaste krioklasty kwarcu, o przewazajacym srednim reliefie powierzchni i ksztalcie zblizonym do sferycznego i dyskoidalnego, powstale w srodowisku dlugotrwalogo peryglacialnego i holocenskigo mrozowego wietrzenia *in situ* w poziomie Ahe gleby rdzawej bielkowej na Rowni pod Sniezka (profil 1, powiekszenie 120x)

Fotografia 9.2. Graniaste i pógrianiaste krioklasty kwarcu o przewazajacym wysokim i srednim reliefie powierzchni i ksztalcie zróżnicowanym powstale w srodowisku holocenskigo mrozowego wietrzenia *in situ* w poziomie Bv gleby rdzawej bielkowej w Kevo (profil 7, powiekszenie 120x)

Fotografia 9.3. Zaokrąglone i dobrze zaokrąglone ziarna kwarcu o częściowo średnim i niskim relikto-
wym reliefie powierzchni i ksztalcie zblizonym do sferycznego w piaskach walu brzegowego, poziom E1 neoholocenskigo gleby rdzawej bielkowej orsztynowej w Juracie (profil 11, powiekszenie 240x)

Fotografia 9.4. Dobrze zaokrąglone i spłaszczone ziarna kwarcu o częściowo niskim relikto-
wym reliefie powierzchni i ksztalcie sferycznym do dyskoidalnego w osadzie plazowym pod walem brzegowym z neoholocenskigo gleby rdzawej bielkowej orsztynowej w Juracie (profil 11, powiekszenie 240x)

Fotografia 10.1. Gładkościenna, graniasta płytka odłamka krzemienia, naturalny matowy połysk, relief wysoki i średni ostrokrawędzisty, na krawędziach kawerny wyłamania o muszlowym prze-
łamie, brak cech transportu wodnego i eolicznego (powiekszenie 72x, poziom C, glębokość 110–115 cm, mierzeja Schaabe, namywy morskie)

Fotografia 10.2. Niezmienione gładkie ściany z przelamami wyłamania muszlowych na krawędzi ziarna krzemienia z linijną teksturą krystalizacyjną (powiekszenie 3000x, fragment ziarna z fot. 10.1)

Fotografia 10.3. Sferoidalne graniaste ziarno kwarcu o średnim i wysokim reliefie z ostrokrawędzistymi, muszlowymi ściankami błyszczącymi ziarnistego i płytkowego wietrzenia mechanicznego (po-
wiekszenie 94x, poziom Ees, glębokość 8–10 cm, Rownia pod Sniezka, reliktowe peryglacialne zrównanie)

Fotografia 10.4. Graniasty ksztalt powierzchni o średnim i wysokim reliefie z ostrokrawędzistymi muszlowymi ściankami błyszczącymi, część ścianek matowa wskutek chemicznego procesu wy-
trawiania i naskorupień w szczelinach mrozowego rozsadzania, brak cech transportu (powiekszenie 300x, fragment fot. 10.3)

Fotografia 10.5. Sferoidalne ziarno skalenia z reliktowym kształtem graniastym i reliefem wysokim oraz średnim granularnego i blokowego rozpadu mechanicznego, całkowicie zmatowiałe i zaokrąglone wskutek dominacji młodszych procesów chemicznych wytrawiania i naskorupień oraz następczego pelitowego zluszczenia (powiększenie 72×, poziom AhE, głębokość 4–8 cm, Równia pod Śnieżką, peryglacialne zrównanie)

Fotografia 10.6. Gąbczaste wietrzenie chemiczne z siecią kawern wytrawiania oraz gładkimi ściankami błyszczącymi następczego mechanicznego rozpadu (powiększenie 10 000×, fragment fot. 10.5)

Fotografia 10.7. Sferoidalne półgraniaste i półzaokrąglone ziarno kwarcu o średnim i wysokim reliefie, błyszczące ściany przełamów muszlowych z krawędziami częściowo ostrymi i zaokrąglonymi przez wyłamania i odprysnięcia naciskowe egzaracji lodowcowej (powiększenie 72×, poziom AhE, głębokość 2–10 cm, Puszcza Białowieska, kongeliflukcyjne osady moreny końcowej)

Fotografia 10.8. Sferoidalne zaokrąglone ziarno kwarcu o niskim reliefie oraz wyrównanej przez oskorupienia i częściowo wybłyszczzonej powierzchni przez transport wodny, z zaokrąglonymi, wypukłymi krawędziami reliktowymi głębokich wyłamań i szerokich łukowatych odprysnięć egzaracji i transportu lodowcowego (powiększenie 72×, poziom C, głębokość 110–120 cm, Puszcza Białowieska, glaciofluwialny osad pod pokrywą kongeliflukcyjną morenowego materiału)

Fotografia 10.9. Sferoidalne półgraniaste i półzaokrąglone ziarno kwarcu o reliktowym reliefie wysokim i średnim transportu lodowcowego oraz z zaokrąglonymi krawędziami i wypukłościami o reliefie średnim i niskim morskiego transportu, krawędzie silnie wyłamane z powierzchniami ścianek błyszczącymi i zmatowiałymi (powiększenie 94×, poziom C, głębokość 120–130 cm, Półwysep Helski, wał brzegowy)

Fotografia 10.10. Sferoidalne półzaokrąglone i zaokrąglone ziarno kwarcu o niskim reliefie dominującym i częściowo średnim, wybłyszczzone z obróbką plażową, liczne relikty wyłamań płytkowych i ziarnistych z przełamaniami muszlowymi transportu lodowcowego (powiększenie 78×, poziom Bfe, głębokość 70–78 cm, Półwysep Helski, wał brzegowy)

Fotografia 10.11. Reliktowe wyłamania z błyszczącymi ostrokrawędziastymi ściankami o przełamacz muszlowych, górne krawędzie zaokrąglone, na wyrównanej powierzchni liczne częściowo nakładające się odprysnięcia V-kształtne i półkoliste jednokierunkowe mechanicznej obróbki plażowej i morskiej (powiększenie 3000×, fragment fot. 10.10)

Fotografia 10.12. Sferoidalne zaokrąglone i spłaszczone ziarno kwarcu o niskim reliefie, silnie wygładzone i wybłyszczzone z nielicznymi relikdami średniego i wysokiego reliefu dużych wyłamań i odłamań muszlowych łukowatych (powiększenie 86×, poziom D, głębokość 180–190 cm, plaża pod wałem brzegowym, Półwysep Helski)

Fotografia 10.13. Reliktowe ciągi długich łukowatych ostrokrawędziastych den wyłamań muszlowych, płaska, wyrównana powierzchnia zaokrąglona z licznymi skupieniami V-kształtnych i półokrągłych, częściowo nakładających się odprysnięć mechanicznej obróbki plażowej jednokierunkowo usytuowanych na powierzchni ziarna kwarcu (powiększenie 3000×, fragment fot. 10.12)

Fotografia 10.14. Sferoidalne zaokrąglone zmatowiałe ziarno kwarcu o niskim i częściowo wysokim reliktowym reliefie dużych wyłamań muszlowych o zaokrąglonych krawędziach, wypukłe krawędzie pokryte wyłamaniami i odprysnięciami ziarnistymi mechanicznej obróbki eolicznej (powiększenie 72×, poziom Ees, głębokość 15–20 cm, stropowa część wału brzegowego, Półwysep Helski)

- Fotografia 10.15. Krawędź zaokrąglonego zmatowiałego ziarna kwarcu z U- i V-kształtnymi wielokierunkowymi wyłamaniami i odprysnięciami obróbki mechanicznej eolicznej (powiększenie 300×, fragment fot. 10.14)
- Fotografia 10.16. Krawędź zaokrąglonego zmatowiałego ziarna kwarcu ze starymi dużymi wyłamaniami muszlowymi oraz wypukłymi ścianami z silną obróbką eoliczną (powiększenie 300×, poziom Bhfe, głębokość 31–36 cm, pokrywa eoliczna na wale brzegowym, Półwysep Helski)
- Fotografia 10.17. V-kształtne i owalne, różnej wielkości ostrokrawędziste odprysnięcia saltacji wodnej na gładkim, naskorupieniu widocznym w lewej części półokrągłego ziarna wodnego transportu (powiększenie 10 000×, poziom Bhfe, 60–70 cm, mierzeja Schaabe)
- Fotografia 10.18. Zaokrąglona krawędź wygładzonej powierzchni abrazji plażowej z relikami ukierunkowanych wyłamań płytkowych ostrokrawędzistych transportu lodowcowego oraz skupienia V-kształtnych i półkolistych odprysnięć transportu wodnego (powiększenie 3000×, podłoże plażowe wału brzegowego, poziom D, 180–190 cm, Półwysep Helski)
- Fotografia 10.19. V-kształtne i półkoliste, różnej wielkości i głębokości odprysnięcia transportu eolicznego na wygładzonej powierzchni ziarna plażowego w wale brzegowym (powiększenie 10 000×, poziom Eh2, 15–20 cm, Półwysep Helski)
- Fotografia 10.20. Ściany różnokierunkowych dachówkowych przełamów muszlowych z szczelinami mrozowego rozsadzania blokowego dużego przy krawędzi graniastego ziarna silnie zwietrzałego mechanicznie (powiększenie 3000×, poziom BvtBfe, 10–14 cm, Kevo)
- Fotografia 10.21. System szczelin rozsadzania ziarnistego z ostrymi krawędziami, przy krawędzi półgraniastego ziarna morenowego w namywach morskich, w środkowej prawej części krawędzie powierzchniowego zluszczenia płytkowego (powiększenie 3000×, poziom Cfegg, 110–115 cm, mierzeja Schaabe)
- Fotografia 10.22. Sieć szczelin ziarnistego mrozowego rozsadzania, powierzchniowe ścianki agregatów pokryte błonkami oskorupienia, ziarno pochodzenia morenowego (powiększenie 3000×, poziom Bfe, 70–78 cm, Puszcza Białowieska)
- Fotografia 10.23. Sieć szczelin z ostrokrawędzistymi płytkami i ziarnami mrozowego rozsadzania na powierzchni przykrawędziowej ziarna graniastego zwietrzlinowego, na starszych ściankach drobnoziarniste naskorupienia (powiększenie 2000×, poziom Bvt, 14–25 cm, Kevo)
- Fotografia 10.24. Sieć szczelin drobnoziarnistego rozsadzania w dnie kawerny, lewa jej ściana pokryta drobnoziarnistymi naskorupieniami, ziarno piasku glaciofluwialnego pochodzenia w podłożu nasuniętego deluwium morenowego (powiększenie 3000×, poziom D, 110–120 cm, Półwysep Helski)
- Fotografia 10.25. Płytkowo-ziarnista rozluźniona powierzchnia zluszczenia z drobnoziarnistymi i płytkowymi agregatami naskorupień w dnie kawerny graniastego ziarna wietrzeniowego pochodzenia (powiększenie 3000×, poziom Ahe, 2–10 cm, Równia pod Śnieżką)
- Fotografia 10.26. Płytkowo-łuskowa ostrokrawędzista ścianka w kawernie zluszczenia na graniastym ziarnie wietrzeniowym (powiększenie 2000×, poziom CBvt, 25–35 cm, Kevo)

- Fotografia 10.27. Nierówna powierzchnia drobnych i dużych wyłamań płytkowych i ziarnistych z ostrymi graniami na krawędzi ziarna pochodzenia morenowego w wale brzegowym (powiększenie 3000×, poziom Ahe, 2–10 cm, Puszcza Białowieska)
- Fotografia 10.28. Półkoliste ostrokrawędziste głębokie wyłamania lodowcowe na wygładzonej powierzchni ziarna plażowego w plażowym podłożu pod wałem brzegowym (powiększenie 1500×, poziom D, 110–120 cm, Półwysep Helski)
- Fotografia 10.29. Duży przełam stopniowy mrozowego rozsadzania szczelinowego na ziarnie graniastym; na stopniach przełamu drobne naskorupienia ziarniste i mostkowe (powiększenie 3000×, poziom BvtBhf, 15–25 cm, Równia pod Śnieżką)
- Fotografia 10.30. Różnokierunkowe przełamy muszlowe stopniowe i dachówkowe wyłamań płytkowych, ziarnistych i łuskowych na zaokrąglonej krawędzi ziarna morenowego pochodzenia w namywach morskich (powiększenie 1000×, poziom Bfe, 60–70 cm, mierzeja Schaabe)
- Fotografia 10.31. Stary, duży przełam stopniowy z cechami abrazyj wodnej, na obrzeżeniach pokryty oskorupieniami błonkowo-ziarnistymi, w wodnolodowcowym podłożu deluwii morenowych (powiększenie 1000×, poziom D, 110–120 cm, profil 4)
- Fotografia 10.32. Szczeliny wysychania w naskorupieniu ziarnistym na wklęsłej powierzchni ziarna pochodzenia morenowego (powiększenie 4000×, poziom BvBfe, 10–15 cm, Puszcza Białowieska)
- Fotografia 10.33. Błonkowo-ziarniste naskorupienie bezpostaciowej krzemionki przechodzące w ziarna kwiatu krzemionkowego nałożone na podłoże dużego przełamu stopniowego bez cech korozji mechanicznej, na ziarnie morenowym w osadach namywów morskich (powiększenie 3000×, poziom E1Bhf, 35–40 cm, mierzeja Schaabe)
- Fotografia 10.34. Ziarniste naskorupienia kwiatu krzemionkowego na ziarnie plażowym z reliktywnym wyłamanem pokrytym naskorupieniem, w osadach namywów morskich (powiększenie 7800×, poziom E2, 12–20 cm, profil 15)
- Fotografia 10.35. Błonkowe bezpostaciowe oskorupienie nałożone częściowo na muszlowe przełamy dachówkowe oraz na głębokie wyłamanie płytkowe i łuskowe przy krawędzi ziarna plażowego w wale brzegowym (powiększenie 300×, poziom Eh2, 15–20 cm, Półwysep Helski)
- Fotografia 10.36. Błaskowe i mostkowe oskorupienia z błonkową bezpostaciową okrywą naskorupienia przy krawędzi ziarna morenowego z zaokrąglonymi graniami przez abrazyję wodnego transportu w namywach morskich (powiększenie 3000×, poziom Cfegg, 110–115 cm, mierzeja Schaabe)
- Fotografia 10.37. Gąbczaste oskorupienia z szczelinami wysychania na powierzchni ziarna z zaokrąglonymi krawędziami i wypukłościami wodnej abrazyj transportowej w wale brzegowym (powiększenie 3000×, poziom Bhfe, 31–36 cm, profil 11)
- Fotografia 10.38. Gruboziarniste oskorupienie krzemianowe z szczelinami spękań na krawędziach zaokrąglonego ziarna wietrzeniowego (powiększenie 8600×, poziom BvBfe, 10–14 cm, profil 7)
- Fotografia 10.39. Komórkowe (plaster miodu) wytrawienia w kawernach z krawędziami zaokrąglonymi abrazyją wodnego transportu, na krawędzi ziarna morenowego, w namywach morskich (powiększenie 8600×, poziom Bfe, 60–70 cm, mierzeja Schaabe)

Fotografia 10.40. V-kształtne wytrawienia na ścianie bocznej wylamania lodowcowego, częściowo z ziarnistymi naskorupieniami, na wypukłych krawędziach liczne V-kształtne odprysnięcia i ziarniste wylamania, na półzaokrąglonym ziarnie wodnego transportu w wale brzegowym (powiększenie 3000×, poziom Bhfe, 32–36 cm, Półwysep Helski)

Fotografia 10.41. V-kształtne wytrawienia na powierzchni rozległego przełamu na ziarnie graniastym z ostrymi krawędziami powstałymi w procesie wietrzenia mechanicznego (powiększenie 10 000×, poziom Bvt, 14–25 cm, Kevo)

Fotografia 10.42. Żeberkowe wytrawienia na gładkim przełomie z ostrymi krawędziami na ziarnie graniastym wietrzenia mechanicznego (powiększenie 4000×, poziom Bvt, 14–25 cm, Kevo)

Fotografia 10.43. Gąbczaste wytrawienia na zmatowiałym graniastym ziarnie wietrzeniowym (powiększenie 10 000×, poziom Ehl, 8–12 cm, Równia pod Śnieżką)

Fotografia 10.44. Wytrawienie dendrytowe na błyszczącej powierzchni spłaszczonego dyskoidalnie ziarna płażowego w wale brzegowym (powiększenie 1000×, poziom Bfe2, 70–78 cm, Półwysep Helski)

Summary

Podzolic Earths – Geographical Trends and Discontinuities in the Development

Sustainable soil use and soil protection that preserve the multiple functions soils play in the environment and their natural fertility in the setting of multifaceted anthropic pressures are not possible without our re-creation and understanding of the history of development of soil mosaics and their ecological consequences within a specific and continuously developing geographical environment. The prevailing approach to soil diagnosis, based on morphological features of a soil profile and analytically unravelled clusters of soil characteristics secondary to temporally variable morpho- and pedogenic processes, is subject to continuous modification and refinement. New analytical techniques are supplying increasingly more information on the genesis and functioning of the system of the pedogenic environment, presented, among others, as sequences of profiles of soil horizons mutually related to profiles of their characteristics and properties.

The aim of the studies presented in this volume was to conduct a quantitative and qualitative assessment of the developmental conditions and ecological status of podzolic earths in soil catenas of different age formed in regions characterised at present by similar edaphic conditions but different intensity of soil-formation processes and different soil productivity. Following the assumption that a diagnostic value can be ascribed to the effect of soil-formation processes expressed in morphological traces that can be observed and measured in a soil profile, this summary formulates several specific research tasks and objectives related to the identification of correlations between a dynamic view of morphogenesis in study areas and soil properties, the diagnosis thereof and, subsequently, the prediction of directions of future change in ecosystems under study.

Thus, the papers in this volume bring together information with regard to the functioning of podzolic earths determined by geographically diverse properties of

the natural environment and the time span of the influence of morpholithopedologic processes on the development of the soil cover. A milestone outcome of these papers is the identification of correlations between soil age and the quality and intensity of on-going soil formation processes in catenas of polypedons in different geographical regions. Additional outcomes comprise the determination of diagnostic indicators of phases of soil development in catenas, based on clusters of morphogenetic, pedogenic and biogenic properties of the soil cover in time; the development of a set of indicators for identifying the status of pedons and predicting the directions of change of pedons in response to changes in the activity of a cluster of natural factors and human impacts; the development of assumptions serving the purpose of rapid assessment of the status of the soil cover for economic and planning purposes; and the arrangement of diagnostic indicators in a coherent system that forms the basis for assumptions underlying the genetic taxonomy of soils.

The scientific reasoning that informs this summary is thus a compilation of previous knowledge of the development and functioning of podzolic earths under various geographical conditions and the results of studies conducted in five regions of Central and Northern Europe. The studies were designed to verify existing views on podzolic earths and add new data or propose a new approach to some issues associated, in particular, with spatially and temporally determined development of these soils.

In accordance with the assumed objectives of this research project, empirical studies were carried out in five selected geographical areas characterised by different constellations of soil-forming factors, including the age and qualitative-quantitative composition of the substrate, age brackets of the soil catenas, cycles of lithomorphogenic processes and their associated phases of pedogenic processes, and the dynamics of historical and contemporary morphogenetic and pedogenic processes that gave or give rise to the diagnostic features of podzolisation. The selection of study areas also accounted for the degree of anthropogenic transformation of ecosystems, with particular attention to plant communities containing elements of coniferous forests but exhibiting specific regional geographical features.

Two of the study areas encompass old catenas of Pleistocene-Holocene soils:

- ▶ in the upper subalpine forest zone of the Karkonosze Mts., with patches of old thufur soils of high-montane tundra that have mainly developed in shallow late-glacial residual granite deposits and solifluctive soil cover on slopes in areas of intensive impact of destructive exogenic processes – Równia pod Śnieżką, age >290 000 years,
- ▶ with a cover of late-glacial and Eoholocene soils that developed from glacial till and fluvio-glacial sediment of the Oder glaciation and was strongly transformed several times due to exogenic processes, especially in periglacial environments of the Vistulian glaciation – the area of Białowieża Primeval Forest, age >18 000 years,

- ▶ while three involve Old and Young Holocene soil catenas:
- ▶ with a soil cover that developed from meso- and neoholocene cryogenic residual deposits and solifluctive soil cover on slopes and glaciofluvial sediments following deglaciation of the Scandinavian ice sheet – northern Lapland (Finland), age < 9900 years;
- ▶ with a Neoholocene soil cover developed from stable spill banks and eolic sands, with a currently active environment influencing the development of podzolic soil catenas – Hel Peninsula, age < 2700 years;
- ▶ with a Young Holocene soil cover developed in the Schaabe sand bar in marine sands with a spatially diversified active sedimentary environment shaped by the destructive processes of shore abrasion, transport, sedimentation, deflation, with subsequent development of young soils – northern edge of Rugia island, age < 1500 years.

The initiation and development of the study catenas of rusty podzolic soils and podzolic soils over small distances occurred in chronosequences of both extraperiglacial environments of the Holocene and initially periglacial environments of the Pleistocene and subsequently extraperiglacial environments of the Holocene. The identification of a three-dimensional, spatial organisation of the soil cover in isolation from its current and past dynamics of development in the fourth dimension of time (WRB 2006) is not possible without the inclusion in the profiles of temporal succession of diagnostic genetic horizons and soil layers along with their lithopedomorphogenetic transformations in periglacial and extraperiglacial environments. To demonstrate the verity of this claim, tentative brief comprehensive descriptions of the diagnostic pedomorphogenetic features of the soils of interest are presented.

The data obtained in five soil catenas selected in geographical regions differing with regard to age and parent rock show unequivocally that each of these regions has been and still is characterised by separate systems of constellations of soil-forming factors compatible with local geomorphopedogenic conditions and exerting a variable influence during the life span of a given catena. The conclusions that follows is that geographically conditioned geomorpholithopedogenic processes need to be identified first to enable the development of a system of indicator features that make possible the elaboration of diagnosis of diagnostic soil horizons for soils as natural components of the geographical environment.

Existing knowledge of the development of podzolic soils enables the formulation of several general statements:

1. There is a wide geographical diversity of podzolic soils, whose shared indicators involve the presence of a *carbic* (O), *albic* (E) and *spodic* (Bhfe) horizon.

2. The biochemical process of podzolisation is temporally continuous (occurring in different geological periods) and at the same time climatically discontinuous (cyclic nature of thermal and aquic conditions and the associated dynamics of development of Earth surface relief). It is thus a non-linear process.
3. Four theories have been advanced to elucidate the nature of podzolisation: (1) formation and depth transport of organically complexed Al and Fe, (2) weathering of silicates and depth transport of Al and Si in inorganic colloidal peds, (3) mobilisation of Fe and Mn and transport of these ions with organic acids in the setting of increased moisture conditions, (4) colloidal-chemical transport of peds.
4. The non-linearity of podzolic soil development seen in spatial and spatiotemporal polypedonic mosaics is characterised by diversity that depends on their entire Pleistocene-Holocene or Holocene developmental history.
5. Pleistocene and Holocene cryosols in proglacial and periglacial environments, with clusters of appropriate diagnostic features and properties, invariably became the substrates for clusters of diagnostic features and properties developing in extraperiglacial environments with some influence from plant communities of different successive climatic zones.
6. Specific clusters of aggregate macro- and microstructures and evidence of migration of small-sized mineral fractions in the genetic horizons forming the soil and in the mother rock represent unique permanent contemporary, relic and fossilised indicators of this history.
7. There are two soil facies with a bleached podzolic horizon associated with distinct types of water regime: percolative-stagnant and periodically percolative.
8. Rusty podzolic soil profiles with a periodically percolative water regime in large areas of Central and Northern Europe have an eluvial and illuvial horizon overlapping with the top part of a weathering-related *sideric* or *cambic* horizon.
9. Profiles of zones of transformation and slope soil cover resting on pedogenically intact substrates with corresponding profiles of genetic soil horizons developed in response to temporal (from the Pleistocene and in the Holocene) and spatial change in systems of dominant and co-acting orientors: phytogenic, geomorphogenic, climatogenic, biogenic and anthropogenic.
10. The comprehensive and spatio-temporally diversified action of these factors on soil profiles produces surface and subsurface diagnostic horizons, serving as indices of the history of evolutionary development of the soil cover.
11. The surface diagnostic horizons of podzolic soils are the *albic* and/or *spodic* horizons, which determine the soil's order and type in the classification system; conjugated with these horizons are subsurface diagnostic horizons: *sideric*, *ochric*, *argic*, *haplic*, *cambic*, *ferric*, *carbic*, *gleyospodic*, *gleyic*, *gelic*, *fragipan*, *densipan*, used for distinguishing soil division units of subtype ranks.

12. In the evolutionary history of the development of the soil cover, individual contemporary subsurface diagnostic horizons might correspond to past surface diagnostic horizons.
13. Each sequence of diagnostic horizons forming a soil horizon profile contains quantitative and qualitative information on changes in environmental conditions and associated cryogenic morpho-litho-pedogenetic transformations (perstructions) in proglacial and periglacial environments, biotransformations in periglacial and extraperiglacial environments and anthropogenic transformations mainly in extraperiglacial habitats, with minor impacts seen in periglacial ones.
14. The system of evolution of cryogenic soils (cryosols) in the periglacial climate range (formerly in the Pleistocene and at present, in the Holocene) is characterised by the following processes: decalcification and calcium deposition, formation and migration of silt and clay fractions, aggregation, accumulation of organic matter, "rusting", podzolisation, bleaching and ground water, stagnant water and precipitation-supplied gleying (redoximorphic) processes.

These statements have been verified by our studies, and the results of our studies have been added to this body of knowledge. They served to identify several indices of pedogenesis and indicators of status of podzolic earths relative to their functioning and development.

1. Diagnostic data on the environment of morphopedogenesis and the age of the soil substrate are provided by graniformametric analysis of grains of quartz sand of the 0.6-0.8 mm fraction on the basis of their surface morphology and roundedness combined with the determination of buffering capacity and stability of lithological and soil profiles. These indices, however, should be interpreted holistically, together with precise analytical data on other properties of the morpho- and pedogenesis of soil catenas obtained from appropriately collected soil samples. Of considerable use in such studies is integrated and separate diagnosis by means of SEM and TEM ultramorphoscopy and ultraanalysis of the surface of mineral grains.
2. Depth gradients of grain size in profiles are indicators of the processes of pedogenic transformation of soils. The course of depth lines of the content of individual fractions and their mutual relations define the action of individual pedomorphogenetic processes that have contributed to a particular pedon.
3. The index of homogeneity of grain size is a very good indicator of the intensity of morphopedogenic processes. It assumes significantly different values for soils differing in morphopedogenic features and similar values between individual classification units within each soil catena under study. The podzolic soils of different origin and age investigated in this study revealed the least homogene-

ous distribution of grain size in the profile in soils developed from cryogenic residual material and slope soil cover in Równia pod Śnieżką and in the soils in Kevo.

4. The environment of litho- and pedomorphogenesis of the mineral components of the soils under study is reflected in the course and shape of curves describing the content of specific grain size fractions in soil horizons and layers within the profile. This allows the identification of sequences of exogenic and pedogenic processes underlying the properties of the soil substrate.
5. The percentage contribution of identified categories of properties of chemical processes on the surface of quartz grains is an index of pedogenic environments. Two categories characterise silicate crusts and amorphous precipitations and one characterises dissolution. Crusts usually occupy small surfaces of grains and are formed by poorly soluble silicates of local origin, washed in and deposited as laminae, cells, bridges, grains, rods and sponge formations. They are primarily characteristic of pedogenic processes in an aquic environment. Amorphous precipitations are larger and more extensive coherent forms that are also found on grains in beach environments, but of older sedimentations. Areas of dissolution are characteristic of active aquic environments, most marked in young soils.
6. Values of indices of volume density and porosity are indicators of frost processes imprinted in soil profiles. All horizons of two soil types under study subject to intense weathering in Równia pod Śnieżką and in Kevo, formed in periglacial environments, and in soils in the Hel Peninsula and the Schaabe sand bar, formed from sediments in extraperiglacial environments, have G_o and P_v values different from those calculated for the substrate horizons C and D. This is doubtless due to the effect of geographically and temporally diversified constellations of soil-formation factors. This is characteristically reflected in the increasing values of P_v in successive horizons towards the surface (CB_v, B_vB_{fe} up to B_vB_{hfe}), with a decrease in horizon E and another rise to their extreme values in A_{he}. In the soils of Równia pod Śnieżką and Kevo (1), these assume higher values than in the corresponding CB_{fe}, B_{fe}, B_{hfe}, E and A_{he} horizons in the soil catenas in Jurata and the Schaabe sand bar (2). Differences in volume density (G_o) follow an inversely proportional course.
7. Aquic properties of soils that are related to lithological and physicochemical soil determinants are indicators of soil trophicity. However, these indicators will change over time and also depend on the seasonal dynamics of the climate and local seasonal dynamics of weather conditions in a landscape. Consequently, their diagnostic value relies above all on what is known about extremes of these properties, that is, the highest and lowest moisture content, water capacity and soil water resources as indicators of soil status and potential.

8. Anisotropy of humus in the soil space is a diagnostic feature in many soils. Our studies showed a high anisotropy of the depth profiles of humus in old rusty podzolic soils. Younger rusty podzols and podzolic soils represent a unique pattern of very poor anisotropy of C_{10} distribution across their vertical space. The depth line is close to the vertical line, with slight right-sided gradients visible above the depth of 50 cm in the CBv and Bv horizons and poorly left-sided gradients at the transition into the E horizon.
9. The dynamics of soil-formation is indicated by the depth variation in pH, as well as buffering capacity and electrolytic conductance. The course of curves of these parameters across the soil profile is an index of such properties as contemporary intensity of mineral distribution in soils or the degree of enrichment of soil horizons in exchangeable and free base cations. Indices of pH variation across the profile and EC of the soil solution of the rusty podzols and podzolic soils under study clearly divide them into old balanced and young unbalanced cryogenic soils of periglacial environments formed from residual deposits and slope soil cover. A separate group consists of soils formed in a periglacial environment from old morainic and glaciofluvial glacial sediments derived from one environment, and by young non-cryogenic soils in an extraperiglacial environment formed from Neoholocene marine sediments consisting of a mixture of materials derived from a number of environments (terrestrial glacial and extraperiglacial marine).
10. The molar ratio of Ca^{2+} and Al^{n+} cations is a pedoecological index of the process of soil acidification. Our studies confirm that the negative effect of aluminium ions in plants is offset with increasing content of silica and base cations in the solution. This index is also physiologically important as high aluminium levels are better tolerated by roots when Ca^{2+} is present. This ratio was very unfavourable in the soils under study. In the mineral horizons, molar concentrations of aluminium were several dozen times higher than molar concentrations of calcium, leading to Ca : Al ratios below 0.1 in a vast majority of genetic horizons. Higher Ca : Al ratios (from 1 to 3) were found in organic horizons. However, assessment of the significance of this ratio is difficult in these horizons due to difficulties in separating aluminium conjugated with organic substances. Accordingly, it can be stated that, according to the classification of Ca : Al molar ratios developed by Cronan and Grigal (1995), all soils under study are potentially subject to aluminium stress. Apart from low Ca : Al ratios, all the soils also have low base saturation and high levels of deposition of strong mineral acids, which increases the probability of aluminium stress developing.
11. The content of free iron (Fe_o) relative to the total soil content of iron (Fe_t) is a palaeopedologic index of soils formed in similar lithologic material and under

similar topoclimatic conditions. Our studies of the five model areas confirm the previously described correlation that the degree of conversion of iron silicates into oxides increases with age, with older soils being characterised by a higher proportion of free iron relative to total iron content compared to young soils.

12. Indicators of the stage of podzolisation in soils are those used in the WRB classifications and based on the content of various forms of iron. Our studies show that they are not only pedogenic indices, but also indicators of spatial and temporal differentiation of soils. The youngest of the podzolic soils studies are characterised by the highest value of iluviation index comparison with the older pedons.
13. A pedogenic index that is helpful in determining the stage of podzolisation in a soil is the percentage of Fe_p in Fe_o . Our studies reveal a distinct pattern of greater accumulation of organic iron (Fe_p) as a component of amorphous iron (Fe_o) in subsurface horizons of rusty podzolic soils, with a maximum in the Ahe horizon, and in podzolic soils, in the lower parts of the profile with a maximum in the Bhfe horizon.

The results of our studies indicate that, despite the quest for universal measures, soil diagnosis should use as its plane of reference latitudinal belts, found in post-glacial areas in Europe, of systems of permanent and variable morphological forms of terrestrial surface, mantle rock and mineral and organic sediments and soils that developed from them in a process mediated by communities of living organisms. These conclusions are in line with the partial suggestions made by D. Kopp (1961, 1965), D. Kopp and K.D. Jäger (1972), S.W. Buol et al. (1989), M. Glazovska (1981), W. Schilling and H. Wiefel (1962), A. Kowalkowski (1988c), A. Kowalkowski et al. (1995) and M. Degórski (1995, 1999, 2002) on the need to provide a rationale for causative diagnosis and grouping of pedons and polypedons in soil cover mosaics within the ranges of morphogenetic regions of the Earth's surface.

The results of our studies presented in this volume coupled with the results of analysis of existing hypotheses and theories of the development of rusty and podzolic earths demonstrate the complexity of the process of soil cover development and the difficulty of the procedure of scientific recognition of their origin and quantification of specific properties relevant with regard to their qualitative work-up. The multitude of factors influencing soil development, their mutual spatial and temporal interactions, combined with frequent and abrupt qualitative and quantitative changes that these factors tend to be subjected to, underlie the mounting difficulties and interpretation failures.

A full understanding of pedogenic processes and events that have taken place or still take place in the soil cover is only possible via systemic approaches. A systemic approach to studies of the soil cover is in line with a research paradigm that

assumes a holistic and systemic view of the geographical environment. The soil is an element of the geographical environment and is invariably linked to other elements. The place of the soil within the system of geographical environment determines the dependence of the soil on this system as a whole, while also contributing to the whole that the geographical environment is.

The systemic approach to pedosphere research views soil as an open system subject to both inflow and loss of matter and energy and operating within the dimensions of space and time. Soil profiles contain the entire history of their development, from the early stages of initial processes, often mediated by simple organisms, up until present times, characterised by a considerable contribution of anthropogenic processes. Accordingly, the first research postulate is to strengthen the systemic and holistic direction in investigations of the spatial structure and functioning of the soil cover, not only in rusty and podzolic earths.

The quest for optimisation of the quality of measures involves a search for indicators that would describe environmental conditions during the formation of the soil and identify current environmental properties (both natural and anthropogenically transformed), while also being instrumental in interpretation of events and processes that have been taking place in the geographical environment (Degórski 2004b). As our studies show, it is very difficult to develop such indicators. That is due to several features of the soil system that lie behind its operation, the most important of which are as follows:

- ▶ soils are often polygenetic material formations that develop under various temporally different conditions of the geographical environment;
- ▶ present-day soil cover is characterised by varying intensity of the same pedogenic processes; sometimes a polypedon will reveal discontinuity of a soil type, which means that that soil type is not compatible with current environmental determinants;
- ▶ the soil is a component of the natural environment that is slow to respond to changes in other components;
- ▶ each individual soil possesses a particular resilience (buffering capacity) to the effects of external factors (stress), both natural and anthropogenic.

This complexity of underlying determinants of the development of soil cover accounts for the considerable difficulty and frequent failures in our quest for synthetic diagnostic indicators to determine pedogenic and pedologic properties. Our studies show that this can be partially achieved via interpretation of many defined sets of soil properties. It is often possible to aggregate these sets with one leading property that characterises an entire cluster of properties attesting to a particular type of the leading geolithomorphogenetic process in a given environment. Identification of such properties as universal measures and indicators is our second

research postulate that should be continued not only with regard to rusty and podzolic earths but also to other soil types.

As an element of the geographical space, soil is not a collection of discrete objects, but, in the individual dimension, is a conceptual entity resulting from a thought process in humans. Z. Prusinkiewicz and R. Bednarek (1985), S. Buol et al. (1989) and M. Degórski (2004b) believe that soils as constructs of a subjective division of a continuum make no sense in isolation from exemplars to which they can be compared. These exemplars are described both by qualitative characteristics and by quantified criteria of physical, chemical and biological soil properties. Each pedon as a unitary real object of soil cover is liable to scientific classification. The taxonomical interpretation of pedons is additionally compounded by their variability in time and the multidirectional nature of soil processes, which occur in space and time, with the profile preserving the morphological features of each phase of their genetic development. As our studies show, a multidirectional analysis of the soil cover equips us with dozens of criteria that can be used for soil taxonomy purposes. Presented as clusters of characteristics of diagnostic surface horizons (epipedons) and diagnostic subsurface horizons (endopedons), these criteria make possible a continuous process of monitoring and review of existing classifications of soil types according to the scientific method, i.e. they meet the criteria of separation, exhaustion of individual objects and consistent use of equivalent diagnostic criteria (Prusinkiewicz & R. Bednarek 1985, 1999; Buol et al. 1989; Degórski 2004b). Any classification based on intersubjective, empirical and quantified criteria, both pedogenic and pedological, represents a more precise instrument of scientific classification than a subjectively biased typology.

Our studies and analysis of state-of-the-art knowledge prompt another research postulate, this time referring to the need for further work on soil taxonomy, as exemplified by the proposal for classifying the study soils presented above. Soil taxonomy studies should rely increasingly more on quantified and comprehensively described soil characteristics set against their entire history and their place in the geographical environment of the Earth surface as spatial systems of pedons form mosaics of soils specific to a given landscape that have formed in particular natural structures and have given rise to non-random polypedons whose location is related to the geological, geomorphological and climatic history of the area. Their agglomerations form the structure of the soil cover, which, depending on the spatial scale, may be analysed causally in any geographical micro-, meso- or macroregion.

Nevertheless, with regard to our considerations on the essence of cognition, with input from constructivist conceptions and Husserl's phenomenological tradition, our studies need to be regarded as serving something more than the formation of a knowledge base to allow the approximation, at a given velocity, of the ultimate truth about spatial and temporal patterns of development of podzolic and

rusty earths – as a synoptic presentation of knowledge of a genetically determined order of events that the authors impose on reality and that allows the authors to learn more about reality.

The results of our studies leave future researchers with a number of open questions regarding the role of time in the development of properties of the soil cover as it is today and its spatial mosaics; they may also provide a stimulus for further efforts aiming at regionalisation and taxonomy of the soil cover in accordance with the diversity of forms on Earth.

List of Figures

Figure 1.1. Location of study sites and extent of Pleistocene glaciations in Central and North-Western Europe and chronoisopleths of deglaciations within the range of the Vistulian glaciation

1 – South Polish glaciation (San II), 2 – Oder and Warta glaciations, 3 – Vistulian glaciation, 4 i 5 – phases of ice-sheet recession in the Holocene

Figure 2.1. Spatio-temporal asymmetry and non-linearity of the formation of Pleistocene-Holocene soil sequences in glacial sediments of the Frankfurt stage of the Vistulian glaciation on a glaciogenically planated surface of a tertiary sand xenolith with inclusions of ablation clayey sands and clays, with an early Holocene slope of a dead ice kettle hole in the Sternebeck exposure (Kopp i Kowalkowski 1990)

1 – Layered Tertiary sands, unaltered (η_2), 2 – Ablation clayey sands and clays (η_1), 3 – Neoholocene cover of aeolian sands, 4 – Late-glacial periglacial zone of frost-dependent transformation (δ) with a ventifact pavement, 5 – Pleistocene lines of lithological discontinuity, 6 – Extraperiglacial biogenic transformations in Tertiary sands on a young Eoholocene slope ($\eta+\beta_1$ i $\eta+\beta_2$), 7 – Periglacial cryo- and biogenic transformations of Tertiary sands (see Table 3.3 for key to Greek characters), 8 – Periglacial cryo- and biogenic transformations of ablation sands and clays

Figure 2.2. Extraperiglacial pedocomplex of podzolic soils formed from dune sands following multiple re-sedimentations and pedogenic transformation of a substrate of fluvioglacial sands in the Oder Floodplain, in the Lower Oder Valley (after: Kowalkowski 1995)

Figure 2.3. Periglacial-extraperiglacial succession of phases of sediments and soils in the Heinersbrück 45 exposure in Lower Lusatia (after: Poppschötz et al. 2003, with additions)

Sequence of phases of sedimentation and soil formation:

I – fluvioglacial fine-layered sands of fine and medium grain size, interspersed with layers of coarse-grained sand, silt and clay, with epigenetic ice wedges, non-carbonate;

II – periglacial horizontally layered cover sands of fine and medium grain size with a higher admixture of the silt fraction and epigenetic ice wedges, large congeliturbates;

III – periglacial aeolian sands on the slope of a longitudinal dune of the early upper Vistulian pleniglacial, with a periglacial rusty soil 40–60 cm in thickness bearing properties of frost-dependent lessivage of silt and clay fractions (BvBtk), dated by charcoal chips and artefacts of the Ahrenburg culture to Younger Dryas; degraded in the top part, downslope and in the depression there is marked accumulation of a brown slope deluvium, and in the depressed part there is a pseudomorph after an epigenetic ice wedge reaching down to facies I sediments;

IV – two successive extraperiglacial, Meso- and Neoholocene layers of bleached grey-white coarse- and medium-grained sands, poor in silt and clay fractions with a 3–5 cm continuous illuvial ironpan in the top of the sand layer, with numerous small branching roots in a younger white layer; scattered Neolithic artefacts of the Bronze Age, the transition is even and distinct;

V – extraperiglacial Neoholocene pedogenically transformed denudation-aeolian sands, the top contains a podzolic soil with bleached Ahe and Ae horizons 15–25 cm in thickness, with completely destroyed sedimentation structures to a depth of 40 cm, and a 10 cm layer of rotting matter from a contemporary pine forest on the surface

Figure 2.4. Causal relationships between the morphology of a relic podzol and diversification of grain size and chemical properties across the soil profile as well as sequences of periglacial transformation zones and genetic horizons formed in a glaciogenic Tertiary sand xenolith (Kopp i Kowalkowski 1990)

1 – $\varnothing > 1.0$ mm, 2 – $\varnothing 1.0\text{--}0.5$ mm, 3 – $\varnothing 0.5\text{--}0.25$ mm, 4 – $\varnothing 0.25\text{--}0.10$ mm, 5 – $\varnothing 0.10\text{--}0.02$ mm, 6 – $\varnothing < 0.02$ mm

Figure 2.5. Chronotoposequence of a climato- and biogenic self-organisation of rusty, rusty podzolic, gley podzolic and peat podzolic soils formed from fluvioglacial sands, subsequent periglacial-extraperiglacial genesis with superimposition, determined by environmental moisture content with contemporary forest communities (after: Kowalkowski & Nowak 1986)

Figure 2.6. An example of decreasing intensity of the soil-formation process in Meso- and Neoholocene in a pedocomplex of muck soils from five series of Aeolian sands accumulated on a layer of peat on a carbonate gytja bedding in Pomorsk, at the southern edge of Warsaw-Berlin Urmstrontal (after: Kowalkowski 1977a)

Figure 2.7. Relation between dune-forming phases and pedogenic transformations from late Pleistocene to Neoholocene: large outcrops in a study area in western Poland (after: Kowalkowski 1977a, 1983c, 1984a, 1988a, 1995a, 2004a, Kowalkowski & Mycielska-Dowgiałło 1983, Kowalkowski et al. 1999)

1 – Phases of dune transformation, 2 – Phases of dune development, 3 – Phases of podzol formation, 4 – Phases of rusty soil development, 5 – Phases of formation of humic horizons, 6 – Phases of formation of fossil humic horizons, 7 – Phases of formation of gley-peat horizons, 8 – Layers of gytja, 9 – Layers of lacustrine chalk, 10 – Groundwater gley horizons, 11 – Sites of archeological artefacts, 12 – Charcoal presence, 13 – Ice wedges filled with younger sand, 14 – Phases of cold (humid) climate, 15 – Borders of stratigraphic phases

Figure 2.8. Schema of development of a profile of frost-dependent transformations and profile of horizons in permafrost soils in a periglacial environment over ice-deficient permafrost with the development of a rusty horizon (Bv) in the top of the active layer of the permafrost and a cryoilluvial horizon (Bkfe) in the bottom, showing the directions of soil water migration, with silt and clay fractions and with humus, Fe and Al in the migration profile

Figure 2.9. Schema of development of a profile of frost-dependent transformations and profile of horizons in permafrost soils in a periglacial environment over ice-rich permafrost, with the development of a bleached silt horizon over long-term permafrost with a fragmentary hardpan illuvial horizon and pressure cryoturbations. Directly over the long-term permafrost showing the directions of soil water migration, with silt and clay fractions and with humus, Fe and Al in the migration profile

Figure 2.10. Profiles of morphology, genetic horizons, grain size and aqic conditions in a currently active permafrost sod-meadow solonchak formed from a cryogenic weathered basalt with processes of ice segregation, thixotropic and cryoilluvial, over shallow long-term permafrost (after: Kowalkowski 1983)

Content of fractions and aqic properties in intact soil:

1 – $\varnothing > 1.0$ mm, 2 – $\varnothing 1.0\text{--}0.1$ mm, 3 – $\varnothing 0.1\text{--}0.01$ mm, 4 – $\varnothing 0.01\text{--}0.002$ mm, 5 – $\varnothing < 0.002$ mm, 6 – actual air capacity, 7 – capillary water capacity, 8 – field water capacity, 9 – permanent wilting capacity

Figure 2.11. Pleistocene-Holocene transgressive chronosequence without superimposition of five phases of soil cover development in the pedocomplex: ranker → pseudogley → rusty → rusty cryopodzolic → rusty podzolic soil on a high cryoplanation terrace in Góry Świętokrzyskie (Kowalkowski 2004b) Developmental phases: 0 – unaltered rocky substrate, I – residual periglacial stony frost weathered material on a rocky substrate (ranker), II – markedly colmated periglacial solifluctive

lower soil cover with pseudogley formation, III – periglacial deluvial middle (accumulation) soil cover from uniformly yellow-brown coloured stony weathered and soil material from the slope and Aeolian silt, loose, with migration of the silt and clay fraction (caps on upper part of rocky chips) with rusting, IV periglacial upper soil cover over long-term permafrost with intensive frost-dependent transformations (gelifraction, desquamation, pelltisation, lessivage, aggregation, reaggregation, organic matter accumulation), V – extraperiglacial superimposition of biogenic transformations, with O and AhEes, Ees and BvBhfe horizons

Figure 2.12. Pleistocene-Holocene transgressive chronosequence without superimposition of three phases of soil cover development in the pedocomplex: ranker → rusty → rusty podzolic in Góry Świętokrzyskie, on a convex slope facing N (after: Kowalkowski 2004b,c)

Developmental phases: 0 – unaltered rocky bedding, I – periglacial stony frost weathered material on a rocky substrate, local near slope transport, II – periglacial solifluctive many-layered lower cover from yellow-brown soil material of various sizes denuded from a higher positioned middle (accumulation) soil cover on an extensive cryoplanation terrace, markedly compact, caps of settled silt and clay on upper aspects of rocky chips, III – periglacial solifluctive upper stony soil cover, rich in silt fractions, percolated, IV – extraperiglacial transformations of upper soil cover with formation of O, AhEes, Ees and BvBhfe horizons

Figure 2.13. Profiles of morphology, genetic horizons and periglacial-extraperiglacial transformations of a relic tundra rusty podzolic soil, formed of weathered Pleistocene granite substrate on Równia pod Śnieżką (after: Kowalkowski & Degórski 2005, modified)

The transformation profile of this soil comprises the following transformation zones (from the surface downwards): biogenic periglacial and extraperiglacial (β), periglacial covering with periglacial and extraperiglacial biotic transformations ($\delta+\beta$), lower periglacial – cryoturbation part (ξ_3) and weakly altered substrate (η) and unaltered bedding (ω)

Figure 2.14. Spatial pattern of climatic continentality (K) index in Central and Western Europe, with gradients (after: Degórski 1985)

Figure 4.1. Location of study sites

A Równia pod Śnieżką

1 – peak and slope planations, 2 – slope breaks, 3 – cirques, 4 – structural soils, 5 – moraine hills and ridges, 6 – soil profiles under study

B. Białowieża Primeval Forest

C. Kevo

1 – surface waters, 2 – waterlogged areas, 3 – stone seas, 4 – roads, 5 – structural soils

D. Hel Peninsula

E. Schaabe sand bar

Figure 5.1. Schema of a system of lithopedogenic transformations (perstruptions) in location-dependent periglacial and extraperiglacial environments parallel to or preceding, on the geological time scale, cryogenic, phyto- and zoogenic and anthropogenic processes (after: Kowalkowski 2006 and Altermann et al. 2008, with additions)

Figure 7.1. Profile of the state of a permafrost, pseudogley, salty sod-steppe soil with thixotropy and contact cryoilluvium (Bksag) over the top of long-term permafrost (Cisag) on Khalkhan Upland, Mongolia (Kowalkowski & Borzyszkowski 1985); for key to symbols, see Fig. 2.10

Figure 7.2. Pattern of some features and properties across the profile of a relic Pleistocene periglacial rusty podzolic soil in Równia pod Śnieżką formed from residual cryogenic weathered granite

Grain size profile: 1 – $\varnothing >2.0$ mm; 2 – $\varnothing 2.0-1.0$ mm; 3 – $\varnothing 1.0-0.5$ mm; 4 – $\varnothing 0.5-0.25$ mm; 5 – $\varnothing 0.25-0.10$ mm; 6 – $\varnothing 0.10-0.05$ mm; 7 – $\varnothing 0.05-0.02$ mm; 8 – $\varnothing 0.02-0.002$ mm; 9 – $\varnothing 0.002-0.0002$ mm; 10 – $\varnothing <0.0002$ mm; 11 – $\varnothing 2.0 > 0.5$ mm (S); 12 – $\varnothing 0.05 > 0.002$ mm (Si); 13 – $\varnothing < 0.002$ mm (T); 14 – C:N; 15 – Gv; 16 – pH; 17 – C

Figure 7.3. Pattern of some features and properties across the profile of a relic Pleistocene periglacial rusty podzolic soil formed from a periglacial solifluctive slope soil cover of weathered granite rock below Równia pod Śnieżką 2 (2); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.4. Pattern of some features and properties across the profile of a relic Pleistocene periglacial rusty podzolic soil formed from a periglacial solifluctive slope soil cover of weathered granite rock in Równia pod Śnieżką 3 (3); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.5. Patterns of some properties across the profile of a relic Pleistocene periglacial rusty poorly podzolic soil formed from ablation morainic deluvial sands on deep-lying glaciofluvial sands in Białowieża Primeval Forest 1 (4); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.6. Pattern of some features and properties across the profile of a relic Pleistocene periglacial rusty deeply groundwater gley podzolic soil formed from ablation morainic deluvial sands on mid-deep-lying glaciofluvial sands in Białowieża Primeval Forest 2 (5); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.7. Pattern of some features and properties across the profile of a Pleistocene-Holocene periglacial-extraperiglacial mid-deeply groundwater gley podzolic soil formed from deep glaciofluvial sands in Białowieża Primeval Forest 3 (6); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.8. Pattern of some features and properties across the profile of an Eo-Meso-Holocene periglacial rusty podzolic soil formed in residual cryogenic weathered granule rock in Kevo 1 (7); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.9. Pattern of some features and properties across the profile of a relic Eo-Meso-Holocene periglacial rusty groundwater gley podzolic soil formed from periglacial solifluctive soil covers of weathered granule in Kevo 2 (8); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.10. Pattern of some features and properties across the profile of a relic Eo-Meso-Holocene periglacial typical podzolic soil formed from deep glaciofluvial sands in Kevo 3 (9); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.11. Pattern of some features and properties across the profile of a relic extraperiglacial Meso- and Neoholocene subatlantic humic-ferric hardpan deeply groundwater gley podzolic soil formed from marine sedimentation sands in a brown berm in Jurata 1 (10); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.12. Pattern of some features and properties across the profile of a relic extraperiglacial Meso- and Neoholocene subatlantic humic-ferric hardpan deeply groundwater gley podzolic soil formed from marine sedimentation sands in a brown berm in Jurata 2 (11); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.13. Pattern of some features and properties across the profile of a relic extraperiglacial Meso- and Neoholocene subatlantic podzolic arenosol formed from marine sedimentation sands aeolically transformed into grey dunes in Jurata 3 (12); for key to symbols, see Fig. 7.2

Figure 7.14. Pattern of some features and properties across the profile of an extraperiglacial Neoholocene atlantic podzolic arenosol formed from marine sedimentation sands aeolically transformed into grey dunes in the Schaabe sand bar 1 (13); for key to symbols, see Fig. 7.2

- Figure 7.15. Pattern of some features and properties across the profile of an extraperiglacial Neoholocene subatlantic initial podzolic soil formed from marine sedimentation sands in a yellow berm in the Schaabe sand bar 2 (14); for key to symbols, see Fig. 7.2
- Figure 7.16. Pattern of some features and properties across the profile of an extraperiglacial subatlantic groundwater gley podzolic soil formed from marine sedimentation sands in a brown berm in the Schaabe sand bar 3 (15); for key to symbols, see Fig. 7.2
- Figure 8.1. Grouping of grain size indices of mineral material in horizons of rusty podzolic and podzolic soils investigated in our studies
- Figure 8.2. Multimodal grain size curves for rusty podzolic soils in Równia pod Śnieżką.
1- residual weathered formations on a cryoplanation 2- soil covers on cryoplanation terraces, northern slope below the planation
- Figure 8.3. Uni- and bimodal grain size curves for rusty podzolic soils formed from residual weathered material and slope soil covers and a podzolic soil from fluvial deposits. Kevo
1 – E horizons, 2 – other soil horizons and parent rock
- Figure 8.4. Unimodal grain size curves for rusty podzolic soils formed from moraine deluvia on fluvio-glacial sands and a groundwater gley podzolic soil from fluvio-glacial sediments. Białowieża Primeval Forest
1 – soil horizons, 2 – parent rocks (substrates)
- Figure 8.5. Unimodal system of grain size curves in horizons of podzolic soils formed from berm and Aeolian sediments. Jurata, Hel Peninsula
1- podzolic arenosol, 2 – podzolic soils
- Figure 8.6. Unimodal grain size curves for young podzolic soils formed from berm and Aeolian sediments Schaabe sand bar
1 – soil horizons, 2 – parent rocks (substrates)
- Figure 8.7. Cumulative grain size curves
- Figure 9.1. Histograms and grain roundness types for quartz sand of the 0.6–0.8 mm fraction in sample horizons of rusty podzolic soils (profiles 1, 4, 7)
- Figure 9.2. Histograms and grain roundness types for quartz sand of the 0.6–0.8 mm fraction in sample horizons of podzolic soils (profiles 11 and 15)
- Figure 11.1. Diversification of volume density in horizon profiles of the soils investigated in our studies
- Figure 11.2. Regression curve for porosity of individual genetic horizons of podzolic soils relative to organic matter content
($y = 17.866 - 0.953x + 0.013x^2$, $r = 0.740$)
- Figure 11.3. Regression curve for P_0 relative to field water capacity in genetic horizons of soils investigated ($y = 39.920 + 0.021x + 0.015x^2$, $r = 0.467$)
- Figure 11.4. Regression curve for P_0 relative to capillary water capacity in genetic horizons of soils investigated ($y = 35,216 + 0,447x - 0,002x^2$, $r = 0,439$)

Figure 11.5. Depth profiles of capillary water capacity with their gradients in genetic horizons of soil catenas in different geographical regions

Figure 11.6. Total water content at field capacity (Z_{ppw}) relative to capillary capacity (Z_{kpw}) defined for 100 cm comparative thickness of individual profiles in the soil catenas investigated in our studies

Figure 11.7. Total water content at capillary capacity (Z_{kpw}) and field capacity (Z_{ppw}) defined for 100 cm comparative thickness of individual profiles in the soil catenas investigated in our studies

Figure 11.8. Unavailable water content (Z_{wnr}) defined for 100 cm comparative thickness of individual profiles in the soil catenas investigated in our studies

Figure 11.9. Available water content within ranges of field water capacity (Z_{ppw}) of soils defined for 100 cm comparative layers of soil catenas in different geographical environments

Figure 12.1. Depth line gradients of C_{to} profile in catenas of rusty podzolic soils in Równia pod Śnieżką (profiles 1–3) and in Kevo (profiles 7–9)

Figure 12.2. Depth line gradients of C_{to} profile in catenas of rusty podzolic soils (profiles 4, 5) and a podzolic soil (profile 6) in Białowieża Primeval Forest

Figure 12.3. Depth line gradients of C_{to} profile in catenas of podzolic soils in Jurata (profiles 10–12) and the Schaabe sand bar (profiles 13–15)

Figure 12.4. Organic carbon resources defined for a 1 m² pedon comprising organic (O) and mineral (MN) horizons

Figure 12.5. Characteristic N_{og} content in soil horizons from various geographical regions and in various ages.

Figure 12.6. Diversification of pH and EC values in profiles of rusty podzolic soils investigated on Równia pod Śnieżką (profiles 1–3) relative to ranges of buffering capacity of pH

Figure 12.7. Diversification of pH and EC values in profiles of rusty podzolic soils (profiles 4, 5) and podzolic soil (profile 6) investigated in Białowieża Primeval Forest relative to ranges of buffering capacity of pH

Figure 12.8. Diversification of pH and EC values in rusty podzolic soils (profiles 7, 8) and a podzolic soil (profile 9) investigated in northern Lapland (Kevo) relative to ranges of buffering capacity of pH

Figure 12.9. Diversification of pH and EC values in podzolic soils investigated in the Hel Peninsula (Jurata) relative to ranges of buffering capacity of pH

Figure 12.10. Diversification of pH and EC values in profiles of podzolic soils investigated in the Schaabe sand bar relative to ranges of buffering capacity of pH

Figure 12.11. Exchangeable hydrogen (Hw) and exchangeable aluminium (Alw) defining exchangeable acidity of individual genetic horizons of the soils under investigation

Figure 12.12. Diversification of pH_{KCl} degree of acidity expressed as the molar proportion of acidic cations in the soil solution

Figure 12.13. Regression curve for Ma content (%) relative to soil reaction pH_{KCl}
($y = 9.05 + 0.07x + 0.001x^2$, $r = 0.657$)

Figure 12.14. Regression curves for Ca:Al ratio relative to Ma,
 $y = 90.54 + 35.43x + 13.44x^2$, $r = 0.735$ and Ca : Al ratio relative to pH_{KCl}
 $y = 9.05 + 0.07x + 0.001x^2$, $r = 0.657$

List of Tables

Table 3.1. Soil thickness

Table 3.2. Key to symbols used in descriptions of horizons and layers in soil profiles in this volume, based on *Klasyfikacja gleb leśnych Polski* (2000) [Classification of forest soils of Poland] and *Bodenkartieranleitung* – BK5 (2005)

Table 3.3. Series of transformation zones and slope soil covers with diagnostic soil horizons in Central and Northern Europe by dominant lithomorphopedogenic factor (according to Kowalkowski 2001, 2004, 2006 and Altermann et al. 2008, with additions)

Table 3.4. Humus content in mineral soils

Table 3.5. Rooting intensity in soil horizons

Table 3.6. Physiological soil depth

Table 3.7. Transitions between soil horizons

Table 3.8. Classification of forest soil reaction based on $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$

Table 5.1. Selected characteristics of climate of model areas investigated in our studies

Table 6.1. Plant communities of sites investigated on Równia pod Śnieżką

1. *Carici rigidae-Nardetum*
2. *Pinetum mugo sudeticum*
3. *Calamagrostio villosae-Piceetum*

Table 6.2. Plant communities of sites investigated in Białowieża Primeval Forest

Table 6.3. Plant communities of sites investigated in Kevo

1. *Empetro-Betuletum pubescentis* Nordhagen 1943 (2.2.1.1. – *Betula pubescens* subsp. *czerepanovii*-*Empetrum hermaphroditum*-*Cladonia* spp.-type)
2. *Barbilophophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* Br.-Bl. et al. 1939, emend. Kiellan-Lund 1967 (2.1.1.2. – *Pinus sylvestris-Calluna vulgaris-Empetrum* spp.-type)
3. *Barbilophophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* Br.-Bl. et al. 1939, emend. Kiellan-Lund 1967 (2.1.1.2. – *Pinus sylvestris-Calluna vulgaris-Empetrum* spp.-type)

Table 6.4. Plant communities (*Empetro nigri-Pinetum*) of sites investigated in Jurata

Table 6.5. Plant communities (*Empetro nigri-Pinetum*) of sites investigated in Schaabe sand bar

Table 7.1. Description of soil profile 1

Table 7.2. Description of soil profile 2

Table 7.3. Description of soil profile 3

Table 7.4. Description of soil profile 4

Table 7.5. Description of soil profile 5

Table 7.6. Description of soil profile 6

Table 7.7. Description of soil profile. 7

Table 7.8. Description of soil profile 8

Table 7.9. Description of soil profile 9

Table 7.10. Description of soil profile 10

Table 7.11. Description of soil profile 11

Table 7.12. Description of soil profile 12

Table 7.13. Description of soil profile 13

Table 7.14. Description of soil profile 14

Table 7.15. Description of soil profile 15

Table 7.16. Dominant and accompanying colours in groups of soil horizons relative to the environment of parent rock transformation and contribution of colouring substances

Table 7.17. Diversification of thickness of individual horizons in the profiles of the rusty podzolic and podzolic soils investigated in our studies relative to different conditions of the geographical environment (dm)

Table 7.18. Morphological diagnostic horizons of the rusty podzolic and podzolic soils of different origin and age investigated in our studies, with their corresponding genetic horizons

Table 8.1. Diversity of grain size and granulometric subgroups in profiles of genetic horizons of the soils investigated in our studies

Table 8.2. Selected grain size indices: asymmetry (GSA), standard deviation (GSD), graphic kurtosis (GSK) and average grain diameter (GSS) defined for selected genetic horizons of the soils investigated in our studies

Table 8.3. Indices of grain size homogeneity in horizons and in the profile of soils formed from residual weathered material and in slope soil covers

Table 8.4. Indices of grain size homogeneity in horizons and in the profile of soils formed from deluvial-fluvial sediments and marine and Aeolian sediments

Table 8.5. Comparison of the contribution of fractions to grain size curves in horizons of podzolic soils in Jurata

Table 9.1. Numbers of quartz grains 0.6–0.8 mm in diameter rolling down at increasing inclination

angles of L. & B. Krygowski's standard bulldozer graniformamater with three replications in a population of 100 grains

Table 9.2. Percentage of grains of quartz sand of the 0.6–0.8 mm fraction in grain roundness types, roundness indices (Wo) and non-homogeneity indices (Nm) in typical horizons of soils in the geographical catenas investigated in our studies

Table 10.1. Ultramorphoscopic characteristics of sand grain surface (0.6–0.8 mm) relative to their morphogenetic origin in different geographical environments

Table 10.2. Diversification of ultramorphoscopic characteristics of the processes of mechanical decomposition of sand grains in horizons of podzolic soils relative to their origin in different conditions of the geographical environment

Table 10.3. Diversification of ultramorphoscopic characteristics of the processes of chemical decomposition of sand grains in horizons of podzolic soils relative to their origin in different conditions of the geographical environment

Table 11.1. Profile diversification of basic physical properties in catenas of podzolic soils in the geographical areas investigated in our studies

Table 11.2. Comparison of ranges of volume density (Go) and total porosity (Pv) in soil horizons in Równia pod Śnieżką and in Kevo (1) and in the Hel Peninsula and Schaabe sand bar (2)

Table 11.3. Porosity indices (Pi) determined for individual profiles of the soils investigated in our studies

Table 11.4. Indices of water capacity states and water content in profiles of horizons of soil catenas investigated in the study: at maximum capillary water capacity (KPW_{max} , Z_{KPW}), at field water capacity (PPW , Z_{PPW}), moisture at sampling (WCH , Z_{WCH}), and maximum hygroscopicity (MH) and unavailable (Z_{WNR}) and available water content at field water capacity ($Z_{WDR-PPW}$)

Table 11.5. Geographical diversification of indices of maximum capillary water capacity (KPW_{max}) and field water capacity (PPW) in the soils investigated in our studies

Table 12.1. Organic carbon and total nitrogen content, C : N ratios and C_{tv} resources in profiles of rusty podzolic and podzolic soils investigated in our studies

Table 12.2. Comparison of C_{to} % (mass concentration) in horizons of rusty podzolic and podzolic soils in different geographical areas

Table 12.3. Organic carbon resources C_{tv} (kg/m^3) total in Ofh and Ahe horizons of the soils investigated in our studies

Table 12.4. Organic carbon resources C_{tv} (kg/m^3) total in BvBhfe and Bhfe horizons of the soils investigated in our studies

Table 12.5. Ratio of organic carbon content (C_{tv}) in Ofh horizons to sums of organic carbon content in mineral soil horizons (C_{tvi})

Table 12.6. Quantitative $C_p : C_{to}$ ratios in profiles of representative horizons of rusty podzolic and podzolic soils of the geographical areas investigated in our studies

- Table 12.7. Comparison of N_{og} % content in horizons of rusty podzolic and podzolic soils in various geographical areas
- Table 12.8. Comparison of C : N ratios in horizons of rusty podzolic and podzolic soils in different geographical areas
- Table 12.9. Forms of humus in Ofh horizons in catenas of rusty podzolic and podzolic soils investigated in different geographical environments under conditions of dysharmony between N content expressed as C : N, Nc and pH (according to classification of D. Kopp and W. Schwanecke 1994)
- Table 12.10. Profile diversification of pH and EC ranges determined in the samples collected directly in the field in horizons of catenas of rusty podzolic and podzolic soils of different geographical regions
- Table 12.11. Profile diversification of pH ranges determined directly in the field in horizons of catenas of rusty podzolic and podzolic soils of different geographical regions
- Table 12.12. Profile diversification of ranges of electrolytic conductivity EC determined directly in the field in horizons of catenas of rusty podzolic and podzolic soils of different geographical regions.
- Table 12.13. Buffering substances, buffering pH_{H_2O} ranges, chemically mediated changes of solid phase in soils
- Table 12.14. Content of selected exchangeable cations in the soils investigated in our studies
- Table 12.15. Selected sorptive properties of the soils investigated in our studies
- Table 12.16. Content of selected anions in the soils investigated in our studies
- Table 12.17. Water-soluble constituents
- Table 12.18. Content of different forms of iron in selected soil profiles
- Table 12.19. Content of various forms of aluminium in selected soil profiles
- Table 12.20. Pyrophosphate and oxalate forms of aluminium and iron in selected profiles
- Table 12.21. Values of indices descriptive of criteria of podzolisation
- Table 12.22. Some characteristics of studied soil according to their morphology and grain composition in the proposed system of soil division

List of Photos

Photo 6.1. *Carici rigidae-Nardetum* on Równia pod Śnieżką (site 1)

Photo 6.2. *Pinetum mugo sudeticum* on Równia pod Śnieżką (site 2)

Photo 6.3. *Calamagrostio villosae-Piceetum* on Równia pod Śnieżką (site 3)

Photo 6.4. *Peucedano-Pinetum* (Białowieża Primeval Forest – site 1)

Photo 6.5. *Peucedano-Pinetum* (Białowieża Primeval Forest – site 2)

Photo 6.6. *Peucedano-Pinetum* (Białowieża Primeval Forest – site 3)

Photo 6.7. *Empetro-Betuletum pubescentis* (Kevo – site 1)

Photo 6.8. *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* (Kevo – site 2)

Photo 6.9. *Barbilophozio (lycopodioides)-Pinetum lapponicae* (Kevo – site 3)

Photo 6.10. *Empetro nigri-Pinetum* (Jurata – site 1)

Photo 6.11. *Empetro nigri-Pinetum* (Jurata – site 2)

Photo 6.12. *Empetro nigri-Pinetum* (Jurata – site 3)

Photo 6.13. *Empetro nigri-Pinetum* (Schaabe sand bar – site 1)

Photo 6.14. *Empetro nigri-Pinetum* (Schaabe sand bar – site 2)

Photo 6.15. *Empetro nigri-Pinetum* (Schaabe sand bar – site 3)

Photo 7.1. Relic Pleistocene rusty podzolic soil on Równia pod Śnieżką

Photo 7.2. Relic Pleistocene rusty podzolic soil below Równia pod Śnieżką supporting mountain pine

Photo 7.3. Relic Pleistocene rusty podzolic soil below Równia pod Śnieżką supporting a forest

Photo 7.4. Relic Pleistocene rusty poorly podzolic soil

Photo 7.5. Relic Pleistocene rusty deeply groundwater gley podzolic soil

Photo 7.6. Pleistocene-Holocene podzolic mid-deeply groundwater gley podzolic soil

Photo 7.7. Eo- Mesoholocene rusty podzolic soil in Kevo

Photo 7.8. Eo- Mesoholocene rusty groundwater gley podzolic soil in Kevo

Photo 7.9. Eo-Mesoholocene typical podzolic soil in Kevo

- Photo 7.10. Humic-ferric hardpan deeply groundwater gley podzolic soil in Jurata
- Photo 7.11. Humic-ferric deeply groundwater gley podzolic soil in Jurata
- Photo 7.12. Podzolic arenosol in Jurata
- Photo 7.13. Podzolic arenosol on Schaabe sand bar
- Photo 7.14. Initial podzolic soil on Schaabe sand bar
- Photo 7.15. Groundwater gley podzolic soil on Schaabe sand bar
- Photo 9.1. Unrounded and half-unrounded quartz cryoclasts with a predominant intermediate surface relief and near spherical or discoid shape formed in an environment of prolonged periglacial and Holocene frost weathering *in situ* in the Ahe horizon of a rusty podzolic soil on Równia pod Śnieżką (profile 1, magnification 120×)
- Photo 9.2. Unrounded and half-unrounded quartz cryoclasts with a predominant high and medium surface relief and varied shape formed in an environment of Holocene frost weathering *in situ* in the Bv horizon of a rusty podzolic soil in Kevo (profile 7, magnification 120×)
- Photo 9.3. Rounded and well-rounded quartz grains with partly medium and low relic surface relief and a near spherical shape in berm sands, E1 horizon of a Neoholocene hardpan rusty podzolic soil in Jurata (profile 11, magnification 240×)
- Photo 9.4. Well-rounded and flattened quartz grains with a partly low relic surface relief and spherical-to-discoid shape in a beach sediment under a berm from a Neoholocene hardpan rusty podzolic soil in Jurata (profile 11, magnification 240×)
- Photo 10.1. Smooth-walled unrounded plate of a flint chip, natural matt gloss, high and medium sharp-edged relief, with caverns of etches with a conchoidal fracture, with no evidence of water or Aeolian transport (magnification 72×, C horizon, depth 110–115 cm, Schaabe sand bar, marine accumulation)
- Photo 10.2. Unaltered smooth walls with fractures of conchoidal etches on the border of a flint grain with a linear crystalline texture (magnification 3000×, fragment of the grain in Photo 10.1)
- Photo 10.3. Spheroidal unrounded quartz grain of a medium and high relief with sharp-edged conchoidal glossy walls of granular and plate mechanical weathering (magnification 94×, Ees horizon, depth 8–10 cm, Równia pod Śnieżką, relic periglacial planation)
- Photo 10.4. Unrounded shape of a surface with a medium and high relief with sharp-edged conchoidal glossy walls, with some walls matt due to chemical dissolution and crusting in ice bursting cracks, no evidence of transport (magnification 300×, fragment of Photo 10.3)
- Photo 10.5. Spheroidal grain of feldspar with a relic unrounded shape and a high and medium relief of granular and block mechanical decomposition, completely matt and rounded due to dominance of younger chemical processes of dissolution and crusting and subsequent pelitic exfoliation (magnification 72×, AhE horizon, depth 4–8 cm, Równia pod Śnieżką, periglacial planation)

Photo 10.6. Spongy chemical weathering with a network of caverns of dissolution and smooth glossy walls of subsequent mechanical decomposition (magnification 10 000×, fragment of Photo 10.5)

Photo 10.7. Spheroidal half-unrounded and half-rounded quartz grain of a medium and high relief, glossy walls of conchoidal fractures with edges partly sharp and rounded by etches and pressure chippings of glacier exaration (magnification 72×, AhE horizon, depth 2–10 cm, Białowieża Primeval Forest, congelifluctive sediments of terminal moraine)

Photo 10.8. Spheroidal rounded quartz grain of a low relief and the surface smoothed by crusting and glossy by water transport, with rounded convex relic edges of deep etches and wide arch-like chippings of glacier exaration and transport (magnification 72×, C horizon, depth 110–120 cm, Białowieża, fluvioglacial sediment under a congelifluctive cover of moraine material)

Photo 10.9. Spheroidal half-unrounded and half-rounded quartz grain of a relic high and medium relief of glacier transport and with rounded edges and convexities of medium and low relief of marine transport, markedly etched edges with glossy and matt wall surfaces (magnification 94×, C horizon, depth 120–130 cm, Hel Peninsula, berm)

Photo 10.10. Spheroidal half-rounded and rounded quartz grain of a dominant low and partly medium relief, made glossy with beach rounding, with numerous relics of plate and granular etches with conchoidal fractures of glacier transport (magnification 78×, Bfe horizon, depth 70–78 cm, Hel Peninsula, berm)

Photo 10.11. Relic etches with glossy sharp-edged walls with conchoidal fractures, rounded upper edges, the smoothed surface shows numerous partly overlapping V-shaped chippings and semicircular unidirectional chippings produced by mechanical beach and marine rounding (magnification 3000×, fragment of Photo 10.10)

Photo 10.12. Spheroidal rounded and flattened quartz grain of low relief, strongly smoothed and made glossy with few relics of medium and high relief of large etches and conchoidal arch-like breakages (magnification 86×, D horizon, depth 180–190 cm, beach under berm, Hel Peninsula)

Photo 10.13. Relic series of long arch-like sharp-edged bottoms of conchoidal incisions, flat, evened rounded surface with numerous groups of V-shaped and semicircular, partly overlapping chippings produced by mechanical beach rounding situated unidirectionally on the surface of a quartz grain (magnification 3000×, fragment of Photo 10.12)

Photo 10.14. Spheroidal rounded matt quartz grain of a low and partly high relic relief of large conchoidal etches with rounded edges, convex edges covered in etches and granular chippings produced by mechanical Aeolian rounding (magnification 72×, Ees horizon, depth 15–20 cm, top section of a berm, Hel Peninsula)

Photo 10.15. Edge of rounded matt quartz grain with U- i V-shaped multidirectional etches and chippings produced by mechanical Aeolian rounding (magnification 300×, fragment of Photo 10.14)

Photo 10.16. Edge of a rounded matt quartz grain with large old conchoidal etches and convex walls produced by strong Aeolian rounding (magnification 300×, Bhfe horizon, depth 31–36 cm, Aeolian cover on a berm, Hel Peninsula)

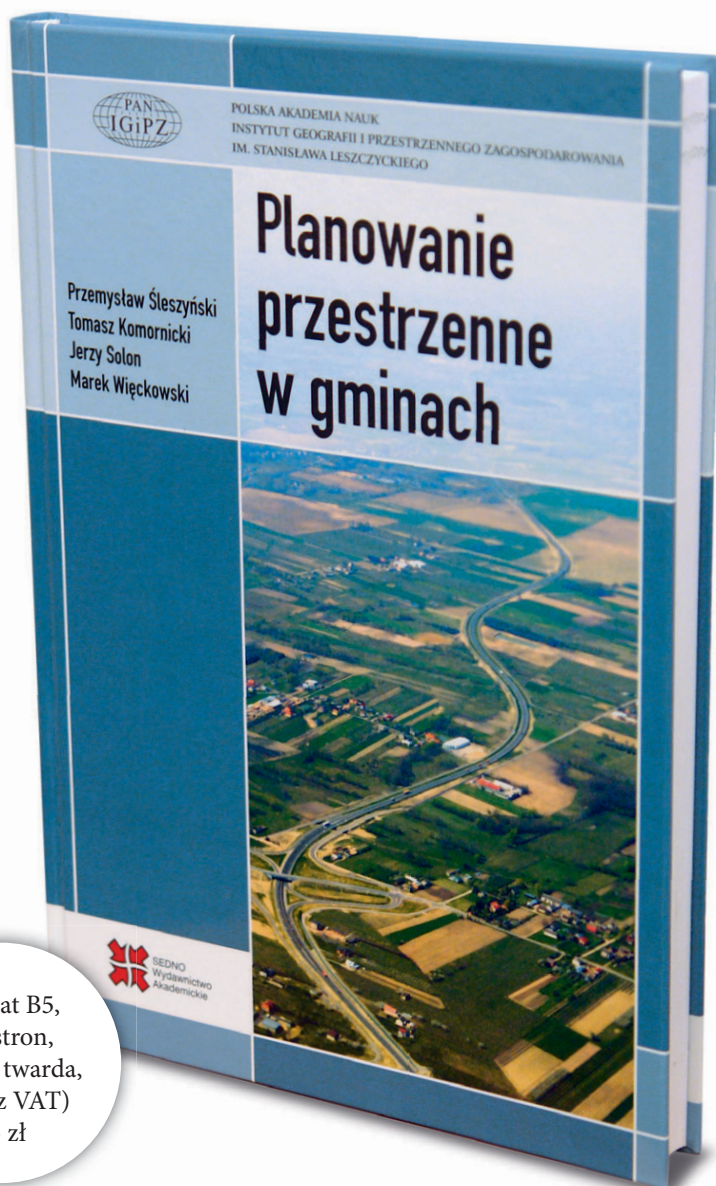
- Photo 10.17. V-shaped and oval, variously-sized sharp-edged chippings produced by water saltation on a smooth crust on the left part of a semicircular grain produced by water transport (magnification 10 000×, Bhfe horizon, 60–70 cm, Schaabe sand bar)
- Photo 10.18. Rounded edge of smoothed surface of beach abrasion with relics of directional sharp-edged plate etches of glacier transport and groups of V-shaped and semicircular chippings produced by water transport (magnification 3000×, beach substrate of berm D, 180–190 cm, Hel Peninsula)
- Photo 10.19. V-shaped and semicircular chippings produced by Aeolian transport of various sizes and depths on a smoothed surface of a beach grain in a berm (magnification 10 000×, Eh2 horizon 15–20 cm, Hel Peninsula)
- Photo 10.20. Walls of multidirectional tile-like conchoidal fractures with cracks of large block frost bursting near the edge of an unrounded strongly mechanically weathered grain (magnification 3000×, BvtBfe horizon, 10–14 cm, Kevo)
- Photo 10.21. System of cracks of granular bursting with sharp edges, near the edge of a half-unrounded moraine grain in marine accumulation, with edges of surface plate exfoliation in the right middle part (magnification 3000×, Cfegg horizon, 110–115 cm, Schaabe sand bar)
- Photo 10.22. Network of cracks of granular frost bursting, surface walls of aggregates covered with films of amorphous precipitation, grain of moraine origin (magnification 3000×, Bfe horizon, 70–78 cm, Białowieża Primeval Forest)
- Photo 10.23. Network of cracks with sharp-edged plates and grains of frost bursting on the near-edge surface of an unrounded weathered grain, with fine-granular crusts on older walls (magnification 2000×, Bvt horizon, 14–25 cm, Kevo)
- Photo 10.24. Network of cracks of fine-granular bursting in the bottom of a cavern, with its left wall covered in fine-granular crusts, grain of sand of fluvioglacial origin in the substrate of a superimposed moraine deluvium (magnification 3000×, D horizon, 110–120 cm, Hel Peninsula)
- Photo 10.25. Loosened plate and grain exfoliation surface with fine-granular and plate aggregations of crusts in the bottom of a cavern of an unrounded grain of weathering origin (magnification 3000×, Ahe horizon, 2–10 cm, Równia pod Śnieżką)
- Photo 10.26. Sharp-edged plate and scale wall in an exfoliation cavern on an unrounded grain of weathering origin (magnification 2000×, CBvt horizon, 25–35 cm, Kevo)
- Photo 10.27. Uneven surface of small and large plate and granular etches with sharp edges at the edge of a grain of moraine origin in a berm (magnification 3000×, Ahe horizon, 2–10 cm, Białowieża Primeval Forest)
- Photo 10.28. Semicircular sharp-edged deep glacier etches on a smoothed surface of a beach grain in a beach substrate below a berm (magnification 1500×, D horizon, 110–120 cm, Hel Peninsula).
- Photo 10.29. Large graded fracture of frost crack bursting on an unrounded grain; fracture grades show small granular and bridge-like crusts (magnification 3000×, BvtBhfe horizon, 15–25 cm, Równia pod Śnieżką)

- Photo 10.30. Various directional graded and tile-like conchoidal fractures of plate, granular and scale etches on the rounded surface of a grain of moraine origin in marine accumulation (magnification 1000×, Bfe horizon, 60–70 cm, Schaabe sand bar)
- Photo 10.31. Old large graded fracture with evidence of water abrasion, covered with film and granular crusts at borders, in a fluvio-glacial substrate of moraine deluvia (magnification 1000×, D horizon, 110–120 cm, profile 4)
- Photo 10.32. Cracks of drying in a granular crust on a concave surface of a grain of moraine origin (magnification 4000×, BvBfe horizon, 10–15 cm, Białowieża Primeval Forest)
- Photo 10.33. Film and granular crust of amorphous silica continuous with grains of silica flower superimposed on the base of a large graded fracture without evidence of mechanical corrosion, on a moraine grain in sediments of marine accumulation (magnification 3000×, E1Bhfe horizon, 35–40 cm, Schaabe sand bar)
- Photo 10.34. Granular crusts of silica flower on a beach grain with a relic etch covered with a crust, in sediments of marine accumulation (magnification 7800×, E2 horizon, 12–20 cm, profil 15)
- Photo 10.35. Film-like amorphous precipitation partly superimposed on conchoidal tile-like fractures and deep plate and scale etches at the border of a beach grain in a berm (magnification 300×, Eh2 horizon, 15–20 cm, Hel Peninsula)
- Photo 10.36. Laminar and bridge-like amorphous precipitations with film-like amorphous crust cover at the border of a grain of moraine origin with edges rounded by abrasion of water transport in marine accumulation (magnification 3000×, Cfegg horizon, 110–115 cm, Schaabe sand bar)
- Photo 10.37. Spongy amorphous precipitations with cracks of drying on the surface of a grain with rounded edges and convexities of water transport abrasion in a berm (magnification 3000×, Bhfe horizon, 31–36 cm, profile 11)
- Photo 10.38. Coarse-granular silicate amorphous precipitation with cracks of fissures at the edges of a rounded weathered grain (magnification 8600×, BvBfe horizon, 10–14 cm, profile 7)
- Photo 10.39. Cellular (honeycomb) dissolution in caverns with edges rounded by water transport abrasion, at borders of a grain of moraine origin, in marine accumulation (magnification 8600×, Bfe horizon, 60–70 cm, Schaabe sand bar)
- Photo 10.40. V-shaped dissolutions on a lateral wall of a glacier etch, partly with granular crusts, with numerous V-shaped chippings and granular etches on convex edges, on a half-rounded grain of water transport origin in a berm (magnification 3000×, Bhfe horizon, 32–36 cm, Hel Peninsula)
- Photo 10.41. V-shaped dissolutions on the surface of an extensive fracture on an unrounded grain with sharp edges formed by mechanical weathering (magnification 10 000×, Bvt horizon, 14–25 cm, Kevo)
- Photo 10.42. Rib-like dissolutions on a smooth fracture with sharp edges on an unrounded grain formed by mechanical weathering (magnification 4000×, Bvt horizon, 14–25 cm, Kevo)

Photo 10.43. Spongy dissolution on a matt unrounded weathered grain (magnification 10 000×, Ehl horizon, 8–12 cm, Równia pod Śnieżką)

Photo 10.44. Dendrite dissolution on a glossy surface of a discoidally flattened beach grain in a berm (magnification 1000×, Bfe2 horizon, 70–78 cm, Jurata)

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk
oraz Wydawnictwo Akademickie SEDNO
wspólnie wydają serię publikacji książkowych pracowników IGiPZ PAN



Format B5,
240 stron,
oprawa twarda,
cena (z VAT)
45 zł

Monografia *Planowanie przestrzenne w gminach* stanowi unikalną, kompleksową analizę stanu zaawansowania oraz uwarunkowań prac w zakresie planowania przestrzennego w gminach. Ma ona dużą wartość dla wszystkich czytelników zainteresowanych problematyką planowania przestrzennego, w tym dla samorządowych podmiotów decyzyjnych oraz podmiotów, takich jak Ministerstwo Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej, które mogą inicjować zmiany w funkcjonującym obecnie systemie.

Wydawnictwo Akademickie SEDNO
Wydanie pierwsze
Arkuszy drukarskich: 24
Skład i łamanie: Janusz Fajto
Druk i oprawa: Wrocławska Drukarnia Naukowa PAN
<http://rcin.org.pl>

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk oraz Wydawnictwo Akademickie SEDNO wspólnie wydają serię książek pracowników IGiPZ PAN. Praca M. Degórskiego, A. Kowalkowskiego i A. Kozłowskiej ***Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju*** jest drugą publikacją w serii; wcześniej ukazała się monografia ***Planowanie przestrzenne w gminach*** autorstwa P. Śleszyńskiego, T. Komornickiego, J. Solona i M. Więckowskiego.

W książce *Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju* omówiono koncepcję badań trendów i dyskontynuacji procesów bielicowania. Podkreślono, że tylko zastosowanie kompleksowej rekonstrukcji całości środowiska geograficznego i jego zmienności w czasie i przestrzeni może być źródłem pełnej wiedzy o dotychczasowej dyskontynuacyjnej genezie gleb, o ich dawnych i aktualnych właściwościach oraz trendach współczesnego rozwoju. Znamienne jest łączenie przez autorów procesu rdzawienia ze środowiskiem peryglacjalnym i określania gleb bielicoziemnych – sięgających swą genezą do tego środowiska – glebami rdzawymi bielicowanymi. Taka sugestia znajduje uzasadnienie w danych paleopedologicznych, które mają charakter gleb rdzawych, zaś bielicowanie pojawia się później i nakłada na reliktową glebę rdzawą.

Z recenzji prof. dr hab. Barbary Manikowskiej

Publikacja posiada duży walor naukowy. Jest przykładem kompletnego opracowania, gdyż poza własnymi wynikami, problem badawczy został poparty całym dotychczasowym dorobkiem naukowym krajowym i zagranicznym. W pracy przeprowadzono szeroką polemikę na podstawie prawie 700 pozycji literatury polskiej i światowej.

Z recenzji prof. dr. hab. Zygmunta Brogowskiego

WYDAWNICTWO AKADEMICKIE SEDNO
00-696 Warszawa, ul. J. Pankiewicza 3
tel./fax +48 22 46 48 797
www.wydawnictwosedno.pl
info@wydawnictwosedno.pl

Cena 55 zł (w tym VAT)

ISBN 978-83-63354-22-0



9 788363 354220 >