

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 182

MAREK DEGÓRSKI

**PRZESTRZENNA ZMIENNOŚĆ
WŁAŚCIWOŚCI GLEB BIELICOZIEMNYCH
ŚRODKOWEJ I PÓŁNOCNEJ EUROPY
A GEOGRAFICZNE ZRÓŻNICOWANIE
CZYNNIKÓW PEDOGENICZNYCH**



WARSZAWA 2002

160. Krawczyk B., *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, 1993, s. 96, 14 il.
161. Banach M., *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, 1994, s. 176, 54 il., 35 fot
162. Zgliński W., *Kształtowanie się strefy żywicielskiej aglomeracji warszawskiej*, 1994, s. 164, 50 il.
163. Szulc H., *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*, 1995, s. 112, 40 il., 1 mapa.
164. Głazik R., *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, 1995, s. 190, 65 il.
165. Dąbrowska-Zielińska K., *Szacowanie ewapotranspiracji, wilgotności gleb zielonej łąk na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA*, 1995, s. 82, 26 il.
166. Plit J., *Antropogeniczne i naturalne przeobrażenia krajobrazów roślinnych Mazowsza (od schyłku XVIII w. do 1990 r.)*, 1996, s. 135, 45 il.
167. Grzeszczak J., *Tendencje kontrurbanizacyjne w Europie Zachodniej*, 1996, s. 82, 5 il.
168. Bański J., *Przemiany rolniczego użytkowania ziemi w Polsce w latach 1975–1988*, 1997, s. 105, 45 il.
169. Gałązka A., *Sytuacja mieszkaniowa ludności aglomeracji warszawskiej w latach 1970–1988. Zróżnicowania przestrzenne i tendencje zmian*, 1998, s. 154, 26 il.
170. Rykiel Z., *Przemiany struktury społeczno-przestrzennej miast polskich a świadomość terytorialna jego mieszkańców*, 1999, s. 148, 15 il.
171. Taylor Z., *Przestrzenna dostępność miejsc zatrudnienia, kształcenia i usług a codzienna ruchliwość ludności wiejskiej*, 1999, s. 239, 71 il.
172. Bański J., *Obszary problemowe w rolnictwie Polski*, 1999, s. 128, 36 il.
173. Grzeszczak J., *Bieguny wzrostu a formy przestrzeni spolaryzowanej*, 1999, s. 91, 3 il.
174. Kotarba A., Kozłowska A. (red.), *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, 1999, s. 132, 32 il., 3 fot., 4 mapy.
175. Taylor Z., *Przekształcenia sieci handlu detalicznego i gastronomii w okresie transformacji społeczno-gospodarczej Polski*, 2000, s.61, 16 il., 8 fot.
176. Gierszewski P., *Charakterystyka środowiska hydrochemicznego wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej*, 2000, s. 136, 47 il., 8 fot.
177. Komornicki T., *Potoki towarowe polskiego handlu zagranicznego a międzynarodowe powiązania transportu*, 2000, s. 102, 3., 21 tab
178. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Typologia zbiorowisk i kartografia roślinności w Polsce – rozważania nad stanem współczesnym*, 2001, s. 273, ,, 32 tab., 6 fot., 2 zał.
179. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Między geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, 2001, s. 330, ,, 31 tab., 20 fot.
180. Krawczyk B., Węclawowicz G. (red.), *Badania środowiska fizyczno-geograficznego aglomeracji warszawskiej*, 2001, s.147, 42 il., 20 tab.
181. Kupiszewski M., *Modelowanie dynamiki przemian ludności w warunkach wzrostu znaczenia migracji międzynarodowej*, 2002.

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 182

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 182

**THE SPATIAL VARIABILITY TO THE PROPERTIES
OF PODZOLIC SOILS IN CENTRAL AND NORTHERN
EUROPE AND THE GEOGRAPHICAL DIFFERENTIA-
TION OF PEDOGENIC FACTORS**

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 182

MAREK DEGÓRSKI

**PRZESTRZENNA ZMIENNOŚĆ
WŁAŚCIWOŚCI GLEB BIELICOZIEMNYCH
ŚRODKOWEJ I PÓŁNOCNEJ EUROPY
A GEOGRAFICZNE ZRÓŻNICOWANIE
CZYNNIKÓW PEDOGENICZNYCH**



WARSZAWA 2002

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Emmon Judge, Lydia Coudroy

Recenzenci tomu:

Krzysztof Błażejczyk, Zbigniew Prusinkiewicz

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
tel.: 6978-851
e.mail: e.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2002

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-06-3

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
Wydrukowano w Drukarni KLIMIUK, ul. Foksal 11, 00-372 Warszawa

SPIS TREŚCI

PRZEDMOWA	7
1. WSTĘP I CEL BADAŃ	9
2. ZAŁOŻENIA BADAŃ	14
3. POŁOŻENIE GEOGRAFICZNE POWIERZCHNI BADAWCZYCH	17
4. METODY	26
4.1. METODY ANALIZY CZYNNIKÓW PEDOGENICZNYCH	26
4.2. METODY BADAŃ GLEBOZNAWCZYCH	27
4.3. METODY OPRACOWANIA UZYSKANYCH WYNIKÓW	30
5. CZYNNIKI CZASU W KSZTAŁTOWANIU SIĘ BADANEJ POKRYWY GLEBOWEJ	31
6. GEOGRAFICZNE ZRÓŻNICOWANIE CZYNNIKÓW PEDOGENICZNYCH	33
6.1. WARUNKI MORFOLITOLOGICZNE	33
6.2. WARUNKI KLIMATYCZNE I WODNE	34
6.3. SZATA ROŚLINNA	38
7. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEBOWYCH I ICH ZMIENNOŚĆ PRZESTRZENNA	40
7.1. CECHY MORFOLOGICZNE	40
7.2. MATERIAL MINERALNY	45
7.2.1. Skład mineralny	45
7.2.2. Skład granulometryczny	49
7.2.3. Stopień obróbki ziarn kwarcowych	55
7.3. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE	59
7.3.1. Pierwotne właściwości fizyczne	59
7.3.2. Wtórne właściwości fizyczne	63
7.4. WŁAŚCIWOŚCI CHEMICZNE I BIOCHEMICZNE	71
7.4.1. Zawartość i zapas węgla organicznego	71
7.4.2. Zawartość azotu i stosunek C:N	80
7.4.3. Skład frakcyjny próchnicy	85
7.4.4. Aktywność biologiczna	89
7.4.5. Odczyn	93
7.4.6. Zawartość wymiennych kationów zasadowych i właściwości sorpcyjne	99
7.4.7. Formy żelaza i glinu	112
7.4.8. Fosfor ogółem i dostępny dla roślin	122
8. PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE WYBRANYCH CHEMICZNYCH, DIAGNOSTYCZNYCH WSKAŹNIKÓW PEDOGENICZNYCH GLEB BIELICOZIEMNYCH	128
9. WŁAŚCIWOŚCI PEDOLOGICZNE JAKO CECHY DIAGNOSTYCZNE GEOGRAFICZNEGO ZRÓŻNICOWANIA GLEB BIELICOZIEMNYCH	133
10. REGIONALNE ZRÓŻNICOWANIE GLEB BIELICOZIEMNYCH	138
10.1. GLEBY BIELICOWE	138
10.2. GLEBY BIELICOWO-RDZAWE	141
11. DYSKUSJA I PODSUMOWANIE WYNIKÓW	144
12. WNIOSKI	162
LITERATURA	165

PRZEDMOWA

Prezentowane w niniejszej pracy wyniki stanowią syntezę ponad dziesięcioletnich badań, jakie miałem przyjemność i możliwość prowadzić na terenie Finlandii, Estonii, Łotwy, Litwy, Białorusi, Niemiec i Polski, uczestnicząc w kilku programach badawczych, finansowanych przez Polską Akademię Nauk, Fińską Akademię Nauk, Uniwersytet w Oulu, Służby Leśne Stanów Zjednoczonych Ameryki Północnej (USDA Forest Service), Światowy Fundusz Pomocy dla Środowiska (Global Environment Facility) oraz Amerykańską Agencję Ochrony Środowiska (EPA).

W tym miejscu pragnę gorąco podziękować Osobom, które umożliwiły mi uczestnictwo w niniejszych programach, a szczególnie: prof. dr hab. Alicji Breymeyer (IG i PZ PAN), dr Andrzejowi Bytnerowiczowi (USDA Forest Service, Riverside), prof. dr Pavo Havasowi (Uniwersytet w Oulu), doc. dr Urho Mäkirincie (Uniwersytet w Oulu), prof. dr hab. Władysławowi Matuszkiewiczowi (IG i PZ PAN), prof. dr Reginaldowi Noblowi (Stanowy Uniwersytet Ohio w Bowling Green), prof. dr Rauni Ohtonen (Uniwersytet w Helsinkach), prof. dr Dawidowi Reedowi (Uniwersytet Techniczny Stanu Michigan w Houghton), dr Wethenowi Reedowi (Departament Rolnictwa Stanów Zjednoczonych w Waszyngtonie). Dziękuję również władzom Uniwersytetów w Helsinkach, Turku i Oulu oraz kierownikom stacji terenowych Fińskiej Służby Leśnej METLA za udostępnienie mi laboratoriów chemicznych, podczas prowadzenia badań terenowych oraz Pani Profesor dr hab. Barbarze Gworek, Dyrektorowi Instytutu Ochrony Środowiska w Warszawie, za pomoc w realizacji oznaczeń niektórych chemicznych właściwości gleb.

Wyrazy wdzięczności należą się również Panu Profesorowi Alojzemu Kowalkowskiemu i Panu Profesorowi Zbigniewowi Prusinkiewiczowi, którzy ponad dwadzieścia lat temu zainteresowali mnie problematyką przestrzennego zróżnicowania pokrywy glebowej.

Dziękuję również Wszystkim tym, dzięki którym niniejsza praca ma obecny kształt. Szczególnie gorące wyrazy wdzięczności kieruję do mojej żony Bożeny, która zawsze wspierała mnie dobrą radą, a zarazem wyrozumiałością.

Marek Degórski

1. WSTĘP

Gleby bielicowe jako typ „podzol” po raz pierwszy zostały wyróżnione w drugiej połowie XIX wieku przez gleboznawców rosyjskich (za Glinką 1926 i Karpaczewskim 1983). Pod koniec tegoż wieku, Sibircew wprowadził ten termin do klasyfikacji gleb (Yaalon 1997), jakkolwiek z tego samego okresu opisy gleb bielicowych można również znaleźć w pracach gleboznawców skandynawskich (Barth 1856; Forchhammer 1857; Muller 1887). Następnie określenie to przyjęli i zaczęli powszechnie stosować gleboznawcy w wielu krajach, niezależnie od obowiązujących klasyfikacji (Muir 1961; Ponomariewa 1969; Petersen 1976; Mokma, Buurman 1982; Boul i in. 1989). Służyło ono również do sformułowania nazw regionalnych, takich jak na przykład popiołoziem w Polsce (Chodzicki 1933). W naszym kraju nazwa ta nie zyskała jednak szerszej akceptacji i od początku XX wieku dla określenia tego typu gleb używano nazwy ludowej – bielicowa (Miklaszewski 1912), który to termin przetrwał do czasów współczesnych. W niniejszej pracy dla uniknięcia nieporozumień klasyfikacyjnych, jako kryterium wyróżniające gleby bielicowe przyjęto diagnostyczny poziom spodni zdefiniowany w amerykańskiej taksonomii gleb (*Soil Survey Staff* 1960, 1975) i klasyfikacjach FAO (Dudal 1968, 1969), a wprowadzony do systematyki gleb w Polsce pod koniec lat osiemdziesiątych (*Systematyka Gleb Polski* 1989). W polskiej systematyce gleby bielicoziemne, oprócz bielici i gleb bielicowych, obejmują również gleby rdzawe, z diagnostycznym poziomem syderic (Kowalkowski i in. 1981; Prusinkiewicz, Bednarek 1985; *Systematyka Gleb Polski* 1989).

Gleby bielicoziemne należą do gleb strefowych w borealnym oraz sub-borealnym pasie klimatyczno-roślinnym. W europejskich regionach swego strefowego występowania ich udział w ogólnej pokrywie glebowej jest jednak znacznie zróżnicowany. Przykładowo, na Niżu Środkowopolskim zajmują one około 39,7% ogólnej powierzchni gleb (Prusinkiewicz i in. 1980), na obszarze Równin Białoruskich 67,7% (Anoszko 1978), zaś w Finlandii ich udział wzrasta do ponad 75% (*Atlas of Finland* 1986). Jako gleby pozastrefowe (ekstrazonalne) na półkuli północnej występują również w pasie polarnym (Islandia, Spitsbergen) oraz w rejonie basenu śródziemnomorskiego (FAO/UNESCO 1978; Certini i in. 1998). Niezależnie od położenia geograficznego wykształcone są z utworów piaszczystych (Petaja-Ronkainen i in. 1992; Sepponen 1985; Degórski 1998a; Lundström i in. 2000a, b), a ich występowanie nawiązuje do regionów charakteryzujących się przewagą opadów nad ewapotranspiracją (Głazowska 1981; Mokma, Buurman 1982; Bednarek, Prusinkiewicz 1997; Degórski 1997b; Lundström i in. 2000a) i związane jest z ekosystemami acidofilnych zbiorowisk

roślinnych, najczęściej borów¹ (Crocker 1952; Matuszkiewicz W. 1981; Ugolini i in. 1981; Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski 1994; Lundström i in. 2000a; Matuszkiewicz J. 2001).

W światowej, a zwłaszcza europejskiej literaturze pedologicznej glebom bielicoziemnym poświęcono wiele miejsca. O mechanizmach procesów prowadzących do ich powstania pisali m.in. – Lundblad 1934, 1936a, b; Rode 1937; Ponomariewa 1964, 1969; McKeague i in. 1971; Sapek 1971; Prusinkiewicz 1972a, b; Kaniwec 1978; Pokojska 1979a, b, c; Mokma, Buurman 1982; Farmer, Fraser 1982; Mokma 1991; Raisanen 1996; Gustafsson, i in. 1995, 1999, 2000; Lundström i in. 2000b; Melkerud i in. 2000; Olsson, Melkerud 2000, natomiaast o wpływie procesów glebotwórczych na pionowe zróżnicowanie właściwości w glebach – Duchaufour 1982; Birkeland 1984; Skłodowski i in. 1988. Wyniki swoich badań dotyczących charakterystyki gleb bielicoziemnych w różnych częściach naszego kontynentu publikowali między innymi: dla północnej Europy – Jauhainen (1973), Hinneri (1974), Rajakorpi (1984), Koutaniemi, Koponen, Rajanen (1988), Petaja-Ronkainen i in. (1992), Kahkonen (1996), Kowalkowski (1995, 1998), Lundström i in. (2000 a, b), Melkerud i in. (2000), Olsson, Melkerud (2000), dla zachodniej Europy – Mokma, Buurman (1982), dla wschodniej Europy – Ponomariewa (1969), Głazowska (1981), Degórski (1995a, 1998b), Pietuchowa (1987), Khoroshev, Prozorov (2000) oraz dla południowych regionów kontynentu – Certini i in. (1998).

W Polsce, gleby bielicoziemne były badane w wielu mezoregionach fizyczno-geograficznych, między innymi: na Wyspach Uznam i Wolin (Prusinkiewicz 1961b, 1965, 1972b; Prusinkiewicz, Noryśkiewicz 1966; Jauhainen 1969; Plichta 1970), Wybrzeżu Słowińskim (Dzięciołowski 1963, 1974; Dzięciołowski, Kociałkowski, 1973; Tobolski i in. 1997), Pojezierzu Kaszubskim (Pondel 1961, 1963), w Borach Tucholskich (Bednarek 1991), na Pojezierzu Mrągowskim (Ugla, Roszko 1974), Pojezierzu Olsztyńskim (Ugla 1968), Pojezierzu Mrągowskim i Ełckim (Białosz 1978), w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich (Siuta 1961), na Pojezierzu Wielkopolskim (Marcinek 1960), w Kotlinie Toruńskiej (Prusinkiewicz 1969), Kotlinie Warszawskiej (Konecka-Betley 1983; Czepińska-Kamińska 1986; Konecka-Betley i in. 1994; Janowska 2001), na Równinie Warszawskiej (Musierowicz 1954), Wysoczyźnie Rawskiej (Degórski 1990; Janowska 2001), Równinie Kurpiowskiej (Kuźnicki i in. 1978a), Międzyrzecz łużyńskim (Kuźnicki i in. 1978b), Wysoczyźnie Podlasko-Białoruskiej (Prusinkiewicz, Michalczuk 1998), Wyżynie Kielecko-Sandomierskiej (Świercz 1997), Wzgórzach Ostrzeszowskich (Kowalkowski, Nowak 1968a, b), w Kotlinie Sandomierskiej (Chodorowski 1995), Beskidzie Żywieckim (Borowiec 1961) i Tatrach (Skiba 1977; Komornicki, Skiba 1996). Rządziej prace prowadzone były na większych obszarach Polski (Miklaszewski 1912; Czerwiński 1965).

Pomimo tak bogatej bibliografii, brak jest w literaturze prac, które wskazywałyby na przestrzenne zróżnicowanie właściwości gleb bielicoziemnych w skali ponadregionalnej i odnosiłyby je do geograficznej zmienności czynników

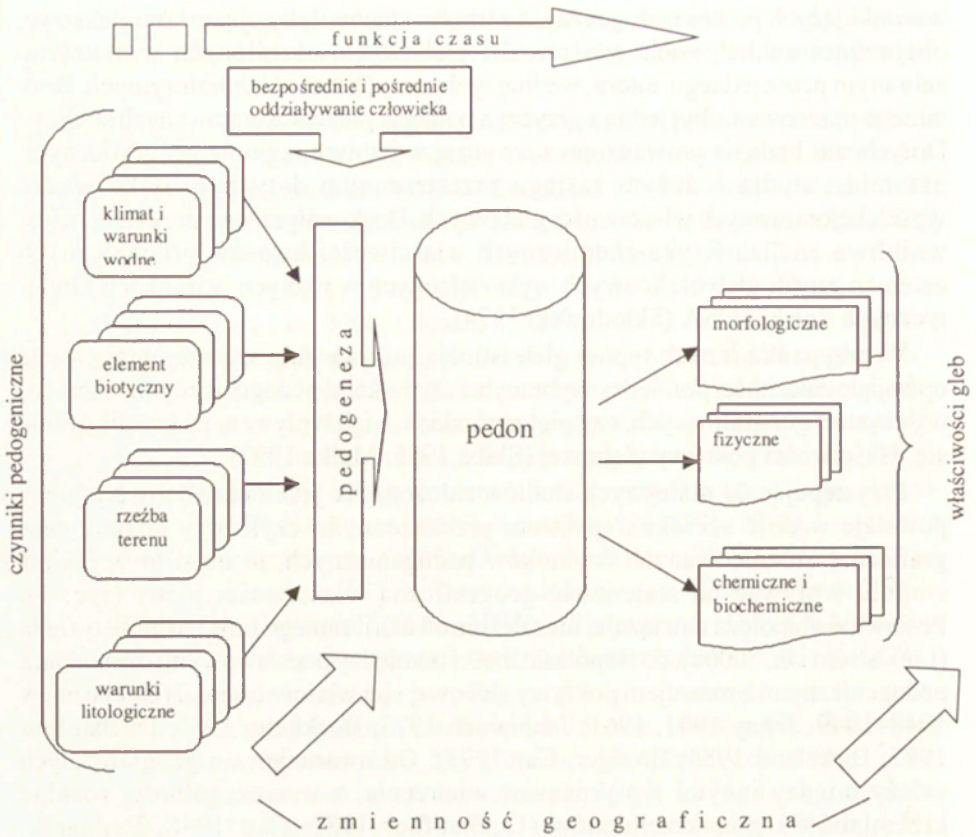
¹ w strefowym zasięgu gleb bielicoziemnych.

warunkujących proces pedogenezy, a zarazem stanowiłyby ujęcie kompleksowe, obejmujące analizą wiele właściwości glebowych, określonych w materiale zebranych przez jednego autora, według tych samych metod laboratoryjnych. Brak takiego opracowania był jedną z przyczyn podjęcia prezentowanych studiów. Dotychczas badania prowadzono zazwyczaj w jednym regionie geograficznym, natomiast studia o dużym zasięgu przestrzennym dotyczyły tylko wąsko wyselekcjonowanych właściwości glebowych. Doskonałym tego przykładem jest wnikliwa analiza fizyko-chemicznych właściwości kwasów próchnicznych czterech profili gleb bielcowych wykształconych w różnych warunkach klimatycznych Polski i USA (Skłodowski 1974).

W przypadku innych typów gleb istnieją już znacznie szersze opracowania opisujące zależności pomiędzy wybranymi czynnikami pedogenicznymi, a zmiennością stref geograficznych, czy pięter górskich, a ich wpływem na kształtowanie się właściwości pokrywy glebowej (Skiba 1985; Melke 1997).

Przystępując do niniejszych studiów założono, że jeżeli określony typ gleby powstaje w dość szerokim spektrum przestrzennym, czyli przy udziale geograficznie zróżnicowanych czynników pedogenicznych, to musi to w jakimś stopniu wpływać na zmienność geograficzną właściwości gleby (ryc. 1). Postawiona hipoteza nawiązuje, niezależnie od teorii samego procesu bielcowania (Lundström i in. 2000b), do współzależności pomiędzy podstawowymi czynnikami pedogenicznymi a rozwojem pokrywy glebowej i jej właściwościami (Dokuczajew 1948–1949; Jenny 1941, 1961; Jauhainen 1973; Bockheim 1980; Duchaufour 1982; Birkeland 1984; Bronger, Catt 1998). Od uwarunkowań geograficznych zależy między innymi typ procesów wietrzenia, a w szczególności rozkład krzemianów i glinokrzemianów (Duchaufour 1982; Catt 1988; Bednarek, Prusinkiewicz 1997), ilość i jakość materii organicznej (Jenny 1941; Crocker 1952; Prusinkiewicz 1961a; Sapek 1971; Liski 1995; Liski in. 1997; Degórski 2001c), zasięg profilowy oddziaływania procesów glebotwórczych (Yaalon 1975; Birkeland 1984; Kowalkowski i in. 1994) oraz przebieg elementarnych procesów pedologicznych (Jenny 1941; Catt 1988; Degórski 2000). Każdy proces rozwoju gleby składa się ze specyficznego, właściwego dla niego zespołu mikroprocesów pedogenicznych, działających w cyklach wielo- lub jednofazowych w środowisku glebowym (Catt 1987; Kowalkowski i in. 1994; Richter, Markewitz 2001). Cykle te są determinowane głównie poprzez czynniki: klimatyczny i biotyczny (Jenny 1941; Crocker 1952; Ugolini i in. 1981; Degórski 2001b), a procesy pedogeniczne zachodzące w czasie ich trwania mogą mieć wpływ na podstawowe cechy i morfologię współczesnej pokrywy glebowej. Rozwój profilu glebowego zachodzić może nawet przez kilkaset tysięcy lat (Catt 1988; Boul i in. 1989). Czas jest zatem tym istotnym elementem pedogenezy, od którego zależy stopień rozwoju gleby.

Według M. Głazowskiej (1981), w badaniach geograficznego zróżnicowania współczesnej pokrywy glebowej ważne są przede wszystkim „stałe” właściwości pedosfery. Do takich zalicza się: sekwencje poziomów genetycznych, skład mineralny, przemiany materii organicznej oraz te właściwości fizyko-chemiczne,



Ryc. 1. Zależności pomiędzy geograficznie zróżnicowanymi czynnikami pedogenicznymi a właściwościami gleb

Relationship between geographically-varied pedogenic factors and soil properties

które pozwalają określić rozwój procesów pedogenicznych. Dynamika wielu współcześnie zachodzących procesów w glebie (np. zmiany wilgotności, odczynu, aktywności roztworów glebowych), charakteryzuje tylko ich stan chwilowy. Dodatkowo, duża zmienność przestrzenna właściwości gleb, kształtujących się w wyniku przebiegu tych procesów na poziomie mikrosiedliskowym powoduje, że mogą one stanowić bardzo istotne uzupełnienie informacji o funkcjonowaniu danego pedonu lub polipedonu (Degórski 1995c, 1998c, 2000, 2001b).

Na procesy pedogeniczne wpływa również destrukcyjna działalność człowieka, zaburzająca ich naturalny przebieg w cyklu rozwojowym gleby oraz samą jej budowę wewnętrzną (Degórski 1995d; Manikowska 1999). Szczególnie dotyczy to bezpośredniego oddziaływania człowieka na glebę poprzez jej użytkowanie oraz pośredniego – poprzez transfer zanieczyszczeń (Degórski 1995d). Zbiorowiska borów sosnowych związane z glebami bielicoziemnymi, charakteryzują się natomiast największą przestrzenną trwałością użytkowania leśnego na obszarze naszego kraju (Degórska 1996) i na terenie północnej Europy (Jauhiainen 1973).

Podstawowym celem niniejszej pracy jest zatem określenie wpływu geograficznie zróżnicowanych czynników pedogenicznych na przestrzenną zmienność wybranych właściwości morfologicznych, fizycznych, chemicznych i biochemicznych gleb bielicoziemnych wschodnio- i północnoeuropejskiej krainy glebowej (w ujęciu M. Głazowskiej 1981), a następnie wskazanie ich różnic regionalnych oraz znaczenia diagnostycznego w badaniach przestrzennej zmienności pokrywy glebowej. Ponadto podjęto próbę oceny wpływu dwu grup czynników pedogenicznych: biotyczno-klimatycznych oraz morfologicznych, na współczesne, geograficzne zróżnicowanie właściwości gleb bielicoziemnych. Otrzymane wyniki przestrzennej zmienności gleb bielicoziemnych pod względem zróżnicowania ich określonych właściwości odniesiono do istniejących już geograficznych podziałów pedosfery (Vołobujev 1973; Głazowska 1981; Boul i in. 1989; Bednarek, Prusinkiewicz 1997; Uziak, Klimowicz 2000).

W prezentowanych badaniach skoncentrowano się na dwu jednostkach taksonomicznych z rzędu gleb bielicoziemnych, a mianowicie: glebach bielicowych i bielicowo-rdzawych², których nazewnictwo przyjęto zgodnie z *Systematyką Gleb Polski* (1989). W odniesieniu do tych ostatnich stosowane jest również określenie gleby rdzawe-bielicowane (*Klasyfikacja Gleb Leśnych Polski* 2000).

² Gleby bielicowo-rdzawe stanowią zgodnie z *Systematyką Gleb Polski* (1989) podtyp typu gleb rdzawych, zaś gleby bielicowe wydzielone zostały w randze typu.

2. ZAŁOŻENIA BADAŃ

Wpływ wielu endo- i egzogenicznych czynników środowiska geograficznego na zmienność przestrzenną pokrywy glebowej sprawia, że prowadzenie badań pedologicznych w skali geograficznej wymaga przyjęcia szeregu bardzo ściśle określonych założeń, jak i procedur, które pozwoliłyby na porównywanie pomiędzy sobą poszczególnych profili glebowych. Działania te dążyć powinny do uzyskania zbioru elementów (gleb), kształtowanych w podobnych warunkach przyrodniczych, przez te same czynniki siedliskowe, zróżnicowane tylko czasowo i przestrzennie. Dla oceny przebiegu procesów pedogenicznych ważny jest również taki dobór obiektów badań, ażeby analizowane gleby były jak najmniej zmienione w wyniku działalności ludzkiej (Mukherjee 1994; Degórski 1997a; Gworek, Degórski 1997). Uwzględniając wymienione założenia proceduralne, przy wyborze powierzchni badawczych kierowano się następującymi kryteriami:

- położenie na obszarze strefowego występowania gleb bielicoziemnych,
- autogeniczna gleba o endoperkolatywnym typie gospodarki wodnej,
- teren poniżej 300 m n.p.m.,
- powierzchnie płaskie o spadkach poniżej 2°,
- przepuszczalny materiał skalny,
- glacyjfluwialny typ osadów,
- ekosystem leśny z dominującą w drzewostanie sosną,
- drzewostan w wieku minimum 80 lat,
- brak bezpośredniego oddziaływania człowieka na ekosystemy.

Wyznaczając powierzchnie badawcze starano się także, ażeby były one reprezentatywne dla danego regionu geograficznego z uwagi na uwarunkowania geoekologiczne (Degórski 1997b).

Spośród 418 odkrywek gleb bielicowych i bielicowo-rdzawych jakie wykonano na badanym obszarze, do szczegółowej analizy wybrano 39 z nich, o najbardziej typowych cechach siedliskowych dla danej jednostki geograficznej (tab.1). Pozostałe posłużyły do weryfikacji wielu zmiennych związanych z morfologią profili oraz zróżnicowaniem niektórych właściwości glebowych (Degórski 1994a, 2001a).

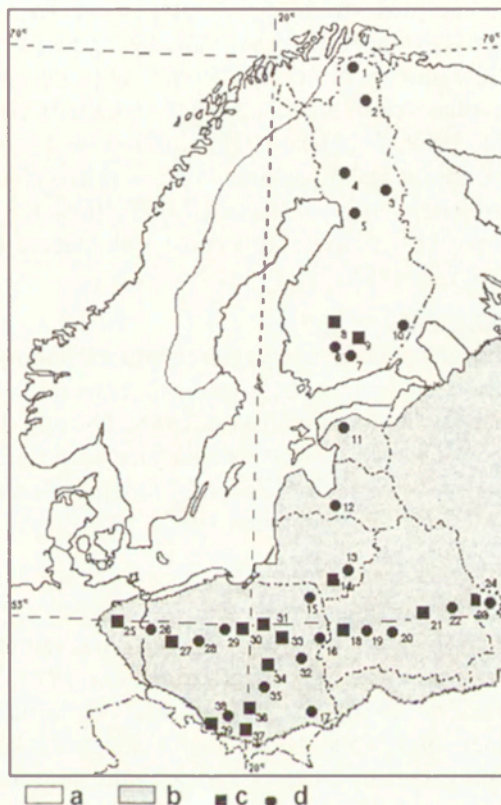
Tabela 1. Geograficzna lokalizacja badanych profili glebowych

Numer profilu	Lokalizacja profili glebowych				
	miejsce państwo	podprovincia	makroregion	szer. geogr. N	dł. geogr. E
a	b	c	d	e	f
1	Kevo Finlandia	Laponia	Północna Laponia	69°44'46,48"	27°01'20,78"
2	Kessi Finlandia	Laponia	Północna Laponia	69°01'23,21"	28°30'21,56"
3	Oulanka Finlandia	Laponia	Południowa Laponia	66°21'33,45"	29°21'34,12"
4	Tennila Finlandia	Laponia	Południowa Laponia	66°56'23,45"	25°56'21,34"
5	Muhos Finlandia	Ostrobotnia	Ostrobotnia Zachodnia	64°43'25,45"	26°01'48,40"
6	Luopioinen Finlandia	Pojezierza Fińskie	Hamme	61°32'34,28"	24°48'35,44"
7	Lammi Finlandia	Pojezierza Fińskie	Hamme	61°09'34,21"	25°00'12,08"
8	Hattula Finlandia	Pojezierza Fińskie	Hamme	61°11'45,38"	24°50'12,34"
9	Vitsiola Finlandia	Pojezierza Fińskie	Hamme	61°05'23,78"	24°55'57,32"
10	Punkaharju Finlandia	Pojezierza Fińskie	Pojezierze Karelskie	61°39'41,64"	29°16'54,88"
11	Tipu Estonia	Pobrzeża Wschodniobałtyckie	Nizina Estońska	58°18'59,84"	24°59'37,82"
12	Jaunjelgava Łotwa	Pojezierza Wschodniobałtyckie	Pojezierze Kurlandzkie	56°37'22,24"	24°53'16,61"
13	Mincia Litwa	Pojezierza Wschodniobałtyckie	Pojezierze Litewskie	55°25'50,32"	26°01'05,70"
14	Strazdai Litwa	Pojezierza Wschodniobałtyckie	Pojezierze Litewskie	55°08'31,45"	26°09'46,12"
15	Plaska Polska	Pojezierza Wschodniobałtyckie	Pojezierze Litewskie	53°52'27,92"	23°18'30,14"
16	Browsk Polska	Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie	Nizina Północnopodlaska	52°53'19,32"	23°37'10,05"
17	Józefów Polska	Północne Podkarpacie	Kotlina Sandomierska	50°28'38,42"	22°59'29,06"
18	Baranowicze Białoruś	Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie	Przedpolesie Zachodnie	52°56'47,68"	25°53'04,32"
19	Krasna Swoboda Białoruś	Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie	Przedpolesie Zachodnie	52°48'14,76"	27°08'51,96"
20	Soligorsk Białoruś	Nizina Berezyńsko- Desnańska	Przedpolesie Wschodnie	52°52'24,54"	28°25'49,66"

a	b	c	d	e	f
21	Bychów Białoruś	Nizina Berezynsko- Desnańska	Przedpolesie Wschodnie	53°14'22,35"	30°12'44,27"
22	Słowgorod Białoruś	Nizina Berezynsko- Desnańska	Przedpolesie Wschodnie	53°25'28,43"	31°06'47,80"
23	Chotimsk Białoruś	Nizina Berezynsko- Desnańska	Środkowe Podnieprze	53°20'57,29"	32°37'38,00"
24	Uzłogi Białoruś	Nizina Berezynsko- Desnańska	Środkowe Podnieprze	53°20'53,58"	32°35'54,04"
25	Chrisdorf Niemcy	Pojezierza Zachodnio- bałtyckie	Pojezierze Północno- meklemburskie	53°06'08,50"	12°25'47,91"
26	Namyślin Polska	Pojezierza Południobałtyckie	Pradolina Toruńsko- Eberswaldzka	52°39'41,36"	14°32'11,47"
27	Gościm Polska	Pojezierza Południobałtyckie	Pradolina Toruńsko- Eberswaldzka	52°44'22,33"	15°42'21,82"
28	Krucz Polska	Pojezierza Południobałtyckie	Pradolina Toruńsko- Eberswaldzka	52°47'17,81"	16°26'13,96"
29	Bobrowniki Polska	Pojezierza Południobałtyckie	Pradolina Toruńsko- Eberswaldzka	52°48'50,93"	19°00'44,18"
30	Skrwilno Polska	Pojezierza Południobałtyckie	Pojezierze Chełmińsko- Dobrzyńskie	52°48'10,81"	19°19'49,27"
31	Glinojec Polska	Niziny Środkowopolskie	Nizina Północnomazowiecka	52°49'36,93"	20°19'28,70"
32	Ceranów Polska	Niziny Środkowopolskie	Nizina Południowopodlaska	52°38'08,32"	22°16'57,40"
33	Brok Polska	Niziny Środkowopolskie	Nizina Środkowo- mazowiecka	52°40'36,50"	21°42'37,45"
34	Nowe Miasto Polska	Niziny Środkowopolskie	Wzniesienia Południowomazowieckie	51°35'02,64"	20°37'05,36"
35	Miedziera Polska	Wyżyna Środkowomłopolska	Wyżyna Przedborska	51°06'28,38"	20°25'06,86"
36	Złoty Potok Polska	Wyżyna Śląsko- Krakowska	Wyżyna Krakowsko- Częstochowska	50°43'16,10"	19°32'17,15"
37	Klucze Polska	Wyżyna Śląsko- Krakowska	Wyżyna Krakowsko- Częstochowska	50°20'59,05"	19°39'12,63"
38	Tworóg Polska	Niziny Środkowopolskie	Nizina Śląska	50°34'56,20"	18°44'21,35"
39	Kuźnia Raciborska Polska	Niziny Środkowopolskie	Nizina Śląska	50°10'58,78"	18°20'35,18"

3. POŁOŻENIE GEOGRAFICZNE POWIERZCHNI BADAWCZYCH

Badaniami objęto obszar strefowego występowania gleb bielicoziemnych, którego granicę zachodnią i południową stanowi naturalny zasięg świeżych borów sosnowych należących do związku *Dicrano–Pinion*, północną do związku *Phyllocladoc–Vaccinion* (Bohn i in. 1996), wschodnią – polityczna granica Rosji. Studia prowadzono zatem na terenie Niemiec, Polski, Białorusi, Litwy, Łotwy, Estonii i Finlandii, pomiędzy 12°25' a 32°37' długości geograficznej wschodniej i pomiędzy 50°10' a 69°44' szerokości geograficznej północnej³ (ryc. 2).



Ryc. 2. Rozmieszczenie badanych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych w obrębie północno- i wschodnioeuropejskiej krainy glebowej (w ujęciu M. Głazowskiej 1981) a – kraina północnoeuropejska, b – kraina wschodnioeuropejska, c – gleby bielcowo-rdzawe, d – gleby bielcowe, 1-39 – numery profili glebowych

Distribution of studied podzolic and podzolic-rusty soils in the northern and eastern European Soil Regions (according to the division by Głazowska 1981); a – Northern European Region, b – Eastern European Region, c – podzolic-rusty soils, d – podzolic soils, 1–39 – numbers of soil profiles

³ Współrzędne geograficzne określono na podstawie pomiarów przy użyciu Geo Explorer GPS, Trimble Nawigation, Model 17319.

Analizowane profile znajdowały się w 13 podprowincjach, obejmujących 23 makroregiony fizycznogeograficzne (tab. 1), które przyjęto zgodnie z regionalizacją fizycznogeograficzną Europy (Kondracki 1997), a ich nazewnictwo za Richterm (1968), Aartolahti (1977), Demietjewem i Romanowskim (1977) oraz Kondrackim (1992, 1994, 1995).

Laponia

Północna Laponia

Profil 1 – Kevo: gleba bielicowa (fot. 1)

Odkrywkę wykonano poza strefą wieloletniej zmarzliny, około 200 metrów na południe od jeziora Kevojarvi (Hinneri 1974, 1975), na równinie zbudowanej z materiału glacjafluwialnego silnie przekształconego peryglacialnie, akumulowanego w okresie atlantyckim holocenu (około 6 ka BP), z naturalnie rosnącą tu sosną (Kallio i in. 1969; Tobolski 1975; Kallio i in. 1986). Pod względem syntaksonomicznym zbiorowisko roślinne zostało zaklasyfikowane jako *Cladonio–Pinetum boreale betuletum tortuosae* (Roo-Zielińska, Solon 1997), a jego zasięg terytorialny w okolicach Kevo wynosi kilkanaście kilometrów kwadratowych (Heikkinen i in. 1998).

Profil 2 – Kessi: gleba bielicowa

Odkrywka usytuowana została na wypłaszczeniu zdenudowanego ozu, około 1 kilometra na wschód od jeziora Kessijarvi, na równinie Inari, zbudowanej z materiału glacjafluwialnego (Johansson 1988; Derone 1993; Johansson, Kujansuu 1995), akumulowanego w czasie deglacjacji około 7,2 ka BP (Sepponen 1985). Roślinność stanowi bór suchy *Cladonio–Pinetum boreale*, z 96%-owym udziałem sosny w drzewostanie (Sepponen 1985).

Południowa Laponia

Profil 3 – Oulanka: gleba bielicowa

Odkrywka wykonana była w pokrywie piaszczystej na rozmytej morenie dennej z wyraźnymi śladami procesów eolicznych (Koutaniemi 1979, 1981, 1984, 1987; Winkelmoen, Koutaniemi 1986). Deglacjacja zachodziła na badanym terenie od okresu preborealnego 9,3–9,5 ka BP do atlantyckiego 7,8 ka BP (Koutaniemi i in. 1988). Obszar porasta bór sosnowy świeży zaliczany według Euroli i in. (1991) do zespołu *Calamagrostio lapponicae–Pinetum*, zaś według W. Matuszkiewicza, A. Matuszkiewicz, J. Matuszkiewicz (1994) do zespołu *Empetro–Pinetum fenoscandicum*, który wykazuje duże podobieństwo do zbiorowiska boru sosnowego świeżego typu *Geranium–Myrtillus* w klasyfikacji fińskiej (Soyrink i in. 1977).

Profil 4 – Tennila: gleba bielicowa

Odkrywkę wykonano na zdenudowanym ozie, z zaznaczonymi procesami krioturbacji i deflacji (Van Vliet-Lamoe i in. 1993). Forma ta powstała w eoholocenie, zaś procesy eoliczne rozwinęły się w mezoholocenie (Seppala 1995). Roślinność należy do zbiorowiska boru sosnowego świeżego typu *Geranium–Myrtillus* (Sepponen i in. 1982).

Ostrobotnia

Ostrobotnia Zachodnia

Profil 5 – Muhos: gleba biellicowa

Rozległa równina nadmorska (około 25 km od linii brzegowej Zatoki Botnickiej), składa się z szeregu teras morskich podniesionych w wyniku procesów izostazji (Jauhiainen 1973). Obszar, na którym usytuowano odkrywkę, wyniesiony został około 5,8–6,0 ka BP (Pietilainen 1999). Odkrywkę wykonano w materiale glacyjfluwalnym, który akumulowany był w okresie atlantyckim, a następnie podlegał procesom eolicznym (Aartolahti 1973, Gibbard 1973). Roślinność stanowi bór sosnowy suchy *Cladonio–Pinetum boreale* (Roo-Zielińska, Solon 1997).

Pojezierza Fińskie

Hamme

Profil 6 – Luopioinen: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano w materiale glacyjfluwalnym na ozie (Wiśniewski 1973). Formy te powstały w czasie eoholocenijskiej deglacjacji i nałożyły się na wcześniejsze formy akumulacyjne: morenę denną i drumliny (Gluckert 1973; Rajakorpi 1984). Profil usytuowano około 4 km na południe od miejscowości Luopioinen. Roślinność stanowi zbiorowisko należące do zespołu *Empetro–Pinetum fenoscandicum* (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski 1994), co odpowiada w klasyfikacji fińskiej typowi siedliskowemu boru świeżego postaci z *Calluna* (Heikkinen 1991).

Profil 7 – Lammi: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano w materiale glacyjfluwalnym budującym jeden z eoholocenijskich ozów położonych w regionie Hamme (Wiśniewski 1973), około 2 km na południowy-zachód od miejscowości Tuulos (Degórski 1994a). Roślinność stanowi zbiorowisko należące do zespołu *Empetro–Pinetum fenoscandicum* (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski 1994), co odpowiada w klasyfikacji fińskiej typowi siedliskowemu boru świeżego postaci z *Calluna* (Heikkinen 1991).

Profil 8 – Hattula: gleba biellicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano w materiale glacyjfluwalnym ozu Hattula, położonego około 5 km na wschód od miejscowości o tej samej nazwie i powstałego w strefie marginalnej lobu Hameenkangas w okresie eoholocenu (Rajakorpi 1984). Roślinność stanowi bór sosnowy w typie boru mieszanego *Serratulo–Pinetum* (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski 1994), co odpowiada w klasyfikacji fińskiej typowi siedliskowemu boru świeżego postaci z *Vaccinium*, przy znacznym udziale w runie *Calamagrostis arundinacea* i *Galium boreale* (Heikkinen 1991).

Profil 9 – Vitsiola: gleba biellicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym związanym genetycznie z akumulacją osadów w czasie zaniku lobu Hameenkangas w eholocenie (Rajakorpi 1984), około 10 km na wschód od Hameenlinna. Roślinność stanowi bór sosnowy w typie boru mieszanego *Serratulo-Pinetum* (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski 1994), co odpowiada w klasyfikacji fińskiej typowi siedliskowemu boru świeżego postaci z *Vaccinium*, przy znacznym udziale w runie *Calamagrostis arundinacea* i *Galium boreale* (Hekkinen 1991).

*Pojezierze Karelskie*Profil 10 – Punkaharju: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym, sedymentacyjnie związanym z procesami deglacjacji w strefie marginalnej lobu lodowcowego ostatniej fazy vistulianu, około 10,6 ka BP (Kontturi 1984). Roślinność stanowi bór sosnowy suchy *Cladonio-Pinetum boreale* (Roo-Zielińska, Solon 1997), co odpowiada w klasyfikacji fińskiej typowi siedliskowemu boru sosnowego, postaci z *Myrtillus* (Tonteri i in. 1990).

Pobrzeża Wschodniobałtyckie*Nizina Estońska*Profil 11 – Tipu: gleba biellicowa (fot. 2)

Odkrywkę wykonano w powierzchniowo przewianym materiale glaciofluwialnym, w pradolinie Pamawy, około 15 km na wschód od wsi Tipu. Osady te związane są z akumulacją, jaka miała tu miejsce w późnym plejstocenie, około 12,5 ka. BP (Liivrand 1984). Roślinność stanowi sosnowy bór świeży *Vaccinio-Pinetum boreale* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1997).

Pojezierza Wschodniobałtyckie*Pojezierze Kurlandzkie*Profil 12 – Jaunielgava: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym, w pradolinie Dźwiny, około 4 km na południe od koryta rzeki. Osady te związane są z akumulacją, jaka miała tu miejsce w czasie deglacjacji w późnym vistulianie (Velichko i in. 1984). Roślinność stanowi subborealna odmiana boru świeżego *Peucedano-Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1997).

*Pojezierze Litewskie*Profil 13 – Mincia: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano na równinie sandrowej, na północ od jeziora Utenas, na której sedymentacja materiału glaciofluwialnego zakończyła się około 14 ka BP (Ceponiene, Sablevicius 1997). Porośnięta jest ona subborealną odmianą boru świeżego *Peucedano-Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1997).

Profil 14 – Strazdai: gleba biellicowo-rdzawa (fot. 3)

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym w pobliżu płatu moreny ablacyjnej, w części proksymalnej sandru, w obszarze deluwialnym (Bauziene 1999). Procesy akumulacji pokryw piaszczystych zakończyły się około 14 ka BP (Ceponiene, Sablevicius 1997). Roślinność stanowi tu bór mieszany *Quercus roboris*–*Pinetum* w postaci typowej (Solon – informacja niepublikowana).

Profil 15 – Płaska: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano na wschód od jeziora Płaska, w materiale glaciofluwialnym na równinie sandrowej, powstałej w fazie poznańskiej zlodowacenia Wisły (Żurek 1991; Banaszuk 2001), czyli około 17–17,7 ka BP (Kozarski 1995). Roślinność stanowi subborealna odmiana boru świeżego *Peucedano*–*Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1997).

Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie

Nizina Północnopodlaska

Profil 16 – Browsk: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano na akumulacyjnej równinie zbudowanej z materiału glaciofluwialnego, położonej w obrębie Wysoczyzny Bielskiej, w strefie jej kontaktu z doliną górnej Narwi. Obszar ten w czasie deglacjacji lądolodu fazy Wkry, stadiału Warty, zlodowacenia Odry był częścią systemu odprowadzającego wody roztopowe (Mojski 1973; Banaszuk 1996), a główna faza akumulacji materiału piaszczystego miała miejsce około 140 ka BP (Banaszuk 1996). Występuje tu subborealna odmiana boru świeżego *Peucedano*–*Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Północne Podkarpacie

Kotlina Sandomierska

Profil 17 – Józefów: gleba biellicowa

Odkrywkę usytuowano na Równinie Biłgorajskiej, na południowo-zachód od Józefowa, w bliskim sąsiedztwie strefy krawędziowej Roztocza. Piaszczysta równina, na której prowadzono badania powstała w wyniku oddziaływania procesów stokowych, jakie miały miejsce w czasie vistulianu. Piaski te przykrywają starsze osady zlodowacenia San II (Maruszczak, Wilgat 1956; Buraczyński 1993; Maruszczak 2001). Występuje tu bór świeży *Leucobryo*–*Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1997).

Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie

Przedpolesie Zachodnie

Profil 18 – Baranowicze: gleba biellicowo-rdzawa (fot. 4)

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym, na Równinie Baranowskiej, około 3 km na wschód od doliny Szary i około 16 km na południe od Baranowicz. Akumulacja materiału miała tu miejsce w czasie deglacjacji lądolodu sożskiego (Pietuchowa 1987), co odpowiada stadiałowi Warty zlo-

wacenia Odry. Roślinność stanowi bór mieszany *Quercus roboris*–*Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 19 – Krasna Swoboda): gleba bielicowa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym na Równinie Słuckiej, około 10 km na zachód od Doliny Słuczy i około 5 km na południe od miejscowości Krasna Swoboda. Akumulacja materiału miała tu miejsce w czasie deglacjacji lądolodu sońskiego (Pietuchowa 1987), co odpowiada stadiąłowi Warty zlodowacenia Odry. Występuje tu subborealna odmiana subkontynentalnego boru świeżego *Peucedano*–*Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Nizina Berezynsko-Desnańska

Przedpolesie Wschodnie

Profil 20 – Soligorsk: gleba bielicowa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym na Równinie Środkowo-berezynskiej, około 20 km na południe od miejscowości Staryje Dorogi. Akumulacja materiału miała tu miejsce podczas deglacjacji lądolodu sońskiego (Pietuchowa 1987), co odpowiada stadiąłowi Warty zlodowacenia Odry. Występuje tu subborealna odmiana subkontynentalnego boru świeżego *Peucedano*–*Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 21 – Bychow: gleba bielicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym w Dolinie Środkowego Dniepru, około 2 km na zachód od koryta rzeki i 20 km na południe od miejscowości Bychow. Akumulacja materiału miała tu miejsce podczas deglacjacji lądolodu sońskiego (Pietuchowa 1987), co odpowiada stadiąłowi Warty zlodowacenia Odry. Roślinność stanowi bór mieszany *Quercus roboris*–*Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 22 – Słowgorod: gleba bielicowa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym na Równinie Czczorskiej, około 3 km na południe od doliny Sożu i 4 km na wschód od miejscowości Słowgorod. Akumulacja materiału miała tu miejsce podczas deglacjacji lądolodu sońskiego (Pietuchowa 1987), co odpowiada stadiąłowi Warty zlodowacenia Odry. Występuje tu subborealna odmiana subkontynentalnego boru świeżego *Peucedano*–*Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Środkowe Podnieprze

Profil 23 – Chotimsk: gleba bielicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwialnym na Równinie Orszańsko-Mohylewskiej, około 10 km na południe od miejscowości Chotimsk. Główna akumulacja materiału geologicznego miała tu miejsce w czasie deglacjacji lądolodu dniprzańskiego (Pietuchowa 1987), co odpowiada według polskich klasyfikacji stadiąłowi przedmaksymalnemu i maksymalnemu zlodowacenia Odry. Roślinność stanowi bór mieszany *Quercus roboris*–*Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 24 – Uzłogi: gleba biellicowa (fot. 5)

Odkrywkę wykonano w materiale glaciofluwalnym powierzchniowo przewianym, akumulowanym w czasie deglacjacji lądolodu dnierprańskiego (Pietuchowa 1987), co odpowiada według polskich klasyfikacji stadiałowi przedmaksymalnemu i maksymalnemu zlodowacenia Odry. Zlokalizowano ją około 2 km na wschód od miejscowości Uzłogi i 5 km na południe od doliny Biesiedy. Występuje tu wilgotniejsza postać boru świeżego *Peucedano–Pinetum* z *Molinia caerulea* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Pojezierza Zachodniobałtyckie

Pojezierze Północnomeklemburskie

Profil 25 – Chrisdorf: gleba biellicowo-rdzawa

Odkrywka wykonana w materiale glaciofluwalnym równiny sandrowej (region Kyritz-Ruppiner Heide), której powstanie związane jest z fazą gardnieńską vistulianu. Zlokalizowano ją około 4 km na zachód od wsi Chrisdorf. Roślinność stanowi bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Pojezierza Południowobałtyckie

Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka

Profil 26 – Namyslin: gleba biellicowa (fot. 6)

Odkrywka wykonana została na północ od Namysłina na wyższej, prawobrzeżnej terasie doliny Odry, około 4 km od jej koryta (Kotlina Frelenwaldzka). Terasę budują głównie piaski glaciofluwalne, powierzchniowo przewiane, których akumulacja związana jest z deglacjacją lobu lodowcowego subfazy chojeńskiej, fazy gardnieńskiej vistulianu (Kozarski 1995). Występuje tu bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 27 – Gościm: gleba biellicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano na piaszczystej terasie glaciofluwalnej, rozciągającej się w dolinie dolnej Noteci, będącej częścią Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, której geneza związana jest z subfazą krajeńsko-wąbrzeską zlodowacenia Wisły (vistulianu), podczas odpływu na zachód wód roztopowych (Sylwestrzak 1978; Kozarski 1995), czyli około 16,8–17 ka BP (Kozarski 1995). Zlokalizowano ją około 7 km na zachód od wsi Gościm. Roślinność stanowi bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 28 – Krucz: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano na terasie zbudowanej z materiału glaciofluwalnego o wyraźnych śladach procesów eolicznych, w Obornickiej Dolinie Warty, około 14 km na północ od Wronek. Piaski w tym obszarze akumulowane były w czasie topnienia lobu subfazy chodzieskiej, czyli około 17,7 ka BP (Kozarski 1995). Występuje tu bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci wilgotniejszej z *Molinia caerulea* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 29 – Bobrowniki: gleba bielicowa

Odkrywkę usytuowano na Równinie Bobrownickiej, będącej częścią Kotliny Toruńskiej, na terasie zbudowanej z deglacacyjnych materiałów glaciofluwialnych pełnego vistulianu (Wiśniewski 1976), powierzchniowo przewianych. Występuje tu bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

*Pojezierze Chelmińsko-Dobrzyńskie*Profil 30 – Skrwilno: gleba bielicowo-rdzawa

Odkrywkę założono 12 kilometrów na wschód od Lipna na sandrze powstałym w czasie stagnacji lądolodu na linii moren dobrzyńskich w fazie poznańskiej vistulianu (Dylikowa 1982), czyli około 18 – 19 ka BP (Kozarski 1995). Roślinność stanowi bór mieszany *Quercu roboris–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Niziny Środkowopolskie*Nizina Północnomazowiecka*Profil 31 – Glinojec: gleba bielicowo-rdzawa

Odkrywkę usytuowano na Równinie Raciąskiej, ukształtowanej głównie podczas odpływu wód roztopowych pełnego vistulianu, w czasie stagnacji lądolodu na Równinie Urszulewskiej. Zlokalizowano ją około 4 km na wschód od Glinojeka. Występuje tu typowa postać boru mieszanego *Quercu roboris–Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

*Nizina Południowopodlaska*Profil 32 – Ceranów: gleba bielicowa

Odkrywkę wykonano na terasie nadzalewowej w dolinie Bugu (Podlaski Przełom Bugu), około 1 km na południe od koryta rzeki, w materiale glaciofluwialnym. W okresie deglacjacji, która miała tu miejsce w interglacjale eemskim był to szlak odpływu wód roztopowych. Występuje tu wilgotniejsza postać boru świeżego *Peucedano–Pinetum* z *Molinia caerulea* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

*Nizina Środkowomazowiecka*Profil 33 – Brok: gleba bielicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano na piaszczystej terasie w Dolinie Dolnego Bugu, około 10 km na zachód od Broka, w materiale glaciofluwialnym, powierzchniowo przewianym. Roślinność stanowi typowa postać boru mieszanego *Quercu roboris–Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

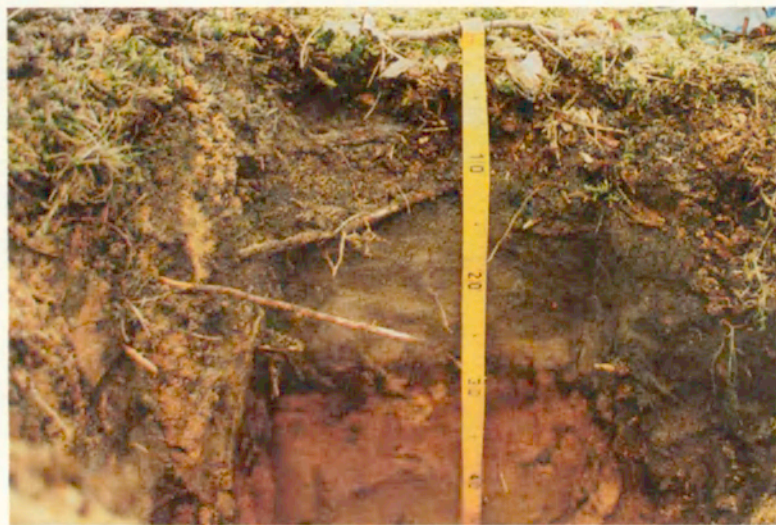
*Wzniesienia Południowomazowieckie*Profil 34 – Nowe Miasto: gleba bielicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano na terasie nadzalewowej doliny Pilicy (Dolina Białobrzaska), która w czasie maksymalnego zasięgu stadiału warciańskiego zlodowacenia Odry pełniła funkcję doliny marginalnej, odprowadzającej wody roztopowe. Zbudowana jest ona z piasków glaciofluwialnych, powierzchniowo

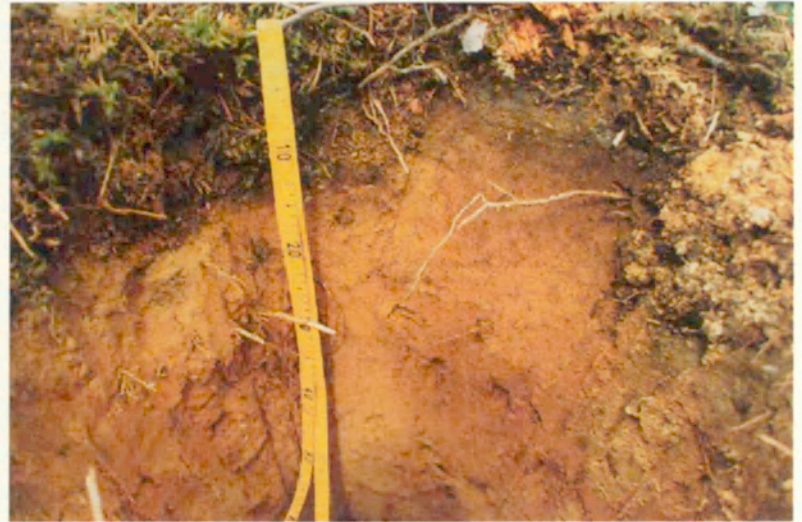


Fot. 1. Zbiorowisko boru *Cladonio-Pinetum boreale betuletum tortuosae* oraz profil gleby bielcowej w okolicach Kevo, Północna Laponia (profil 1)

The *Cladonio-Pinetum boreale betuletum tortuosae* pine forest community and podzolic soil profile near Kevo, Northern Lapland (profile 1)



Fot. 2. Zbiorowisko boru *Vaccinio-Pinetum* boreale oraz profil gleby bielcowej w okolicach Tipu, Nizina Estońska (profil 11)
The *Vaccinio-Pinetum* boreale pine forest community and podzolic soil profile near Tipu, Estonian Lowland (profile 11)



Fot. 3. Zbiorowisko boru miesznego *Quercus roboris*-*Pinetum* oraz profil gleby biellicowo-rdzawej w okolicach Strazdai, Pojezerze Litewskie (profil 14)

The *Quercus roboris*-*Pinetum* mixed-pine forest community and podzolic-rusty soil profile near Strazdai, Lithuanian Lakeland (profile 14)



Fot. 4. Zbiorowisko boru mieszanego *Quercus roboris-Pinetum* oraz profil gleby biellicowo-rdzawej pod Baranowiczami, Równina Baranowska (profil 18)

The *Quercus roboris-Pinetum* mixed-pine forest community and podzolic-rusty soil profile near Baranowicze, Baranowska Plain (profile 18)



Fot. 5. Zbiorowisko boru *Peucedano-Pinetum* oraz profil gleby biellicowej w okolicach Uzłóg, Nizina Berezynsko-Desnańska (profil 24)

The *Peucedano-Pinetum* pine forest community and podzolic soil profile near Uzlogi, Berezina-Desna Lowland

<http://rcin.org.pl>



Fot 6. Zbiorowisko boru *Leucobryo-Pinetum* oraz profil gleby bielcowej w okolicach Namysłina, Pojezierza Południowobałtyckie
[http://\(profil 26\).pl](http://profil26.pl)
The *Leucobryo-Pinetum* pine forest community and podzolic soil profile near Namyslin, Southern Baltic Lakeland, (profile 26)

przewianych, a porośnięta borem sosnowym świeżym *Leucobryo–Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Wyżyna Środkowomalopolska

Wyżyna Przedborska

Profil 35 – Miedzierzka: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano na południe od doliny Czarnej Koneckiej na piaszczystej równinie w materiale glacyjfluwalnym, akumulowanym w czasie stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry (Klimek 1966). Występuje tu bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Wyżyna Śląsko-Krakowska

Wyżyna Krakowsko-Częstochowska

Profil 36 – Złoty Potok: gleba biellicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano na piaszczystej równinie zbudowanej z osadów glacyjfluwalnych, akumulowanych w czasie stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry (Klimek 1966), na granicy dwóch jednostek fizycznogeograficznych: Równiny Janowskiej i Progu Lelowskiego. Roślinność stanowi bór mieszany *Quercus roboris–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 37 – Klucze: gleba biellicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano w dolinie Białej Przemszy na północny-wschód od Klucz, na terasie zbudowanej z materiału glacyjfluwalnego, akumulowanego w czasie stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry (Gilewska 1973). Występuje tu bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Niziny Środkowopolskie

Nizina Śląska

Profil 38 – Tworóg: gleba biellicowa

Odkrywkę wykonano około 4 km na południe od Małej Panwi (Równina Opolska), w materiale glacyjfluwalnym, którego akumulacja nastąpiła w czasie stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry (Klimek 1966). Osady te charakteryzują się powierzchniowym przewianiem i występowaniem licznych form eolicznych, które według L. Pernarowskiego (1968) powstały w vistulianie, podczas stadiału pomorskiego. Występuje tu bór świeży *Leucobryo–Pinetum* w postaci typowej (Roo-Zielińska, Solon 1998).

Profil 39 – Kuźnia Raciborska: gleba biellicowo-rdzawa

Odkrywkę wykonano w Kotlinie Raciborskiej (około 6 km na północ od wsi Nędza), na IV terasie akumulacyjnej zasypania odrzańskieg o charakterystycznym kształtem eolicznym materiału glacyjfluwalnego (Pernarowski 1968; Waga 1994). Roślinność stanowi wilgotniejsza postać boru mieszanego *Quercus roboris–Pinetum molinietosum* (Roo-Zielińska, Solon 1998).

4. METODY

4.1. METODY ANALIZY CZYNNIKÓW PEDOGENICZNYCH

Czynnikami pedogenicznymi, które poddano ocenie pod względem zróżnicowania przestrzennego na obszarze badań, były warunki klimatyczne, wodne i morfolitologiczne oraz szata roślinna.

W analizie współczesnych czynników klimatycznych wpływających na rozwój pokrywy glebowej uwzględniono przede wszystkim elementy odpowiedzialne za kształtowanie stosunków higrotermicznych na danym obszarze. Od nich bowiem zależy typ wietrzenia materiału litologicznego oraz funkcjonowanie całych ekosystemów. Do określenia podstawowych cech klimatu wykorzystano: informacje zawarte w syntetycznych opracowaniach klimatu (Seppala 1976; Chomicz 1977; Pakonen, Laine 1984; Gidrometeocentr 1987; Wyszowski 1987; Solantie 1990; Heino 1994) oraz źródłowe dane służb meteorologicznych Finlandii (dla lat 1961–1999), Estonii (dla lat 1945–1999), Łotwy (dla lat 1945–1998), Litwy (dla lat 1925–1997), Białorusi (dla lat 1945–1997) i Polski (dla lat 1951–1999)⁴. W celu uzyskania zbioru ortogonalnego wykorzystano dane dla lat 1950–1997. Na ich podstawie, przyjmując procedury według A. Vogel-Danielsa (1968); M. Molgi (1980) oraz T. Puchalskiego, Z. Prusinkiewicza (1990), obliczono następujące wskaźniki:

– amplitudy roczne temperatury (A_r), rozumiane jako różnice pomiędzy najwyższą i najniższą średnią miesięczną temperaturą powietrza,

– wskaźnik suchości klimatu de Martone'a (A),

$$A = P / (t + 10),$$

gdzie: P – roczna suma opadów w mm, t – średnia roczna temperatura powietrza,

– wskaźnik higrotermiczny Sielaninowa (H),

$$H = (P \cdot 10) / \sum t,$$

gdzie: P jak powyżej, $\sum t$ – roczna suma średnich temperatur dobowych,

– wskaźnik oceny stopnia oceanizmu i kontynentalizmu Conrada-Pollaka (K),

$$K = \{[1,7 \cdot A_r / \sin(\varphi + 10)] - 14\},$$

gdzie: A_r – roczna amplituda temperatury powietrza, φ – szerokość geograficzna.

Do oceny stopnia rozwoju analizowanych gleb wykorzystano wskaźniki morfologiczne, uwzględniające sekwencje i miąższości poziomów genetycznych oraz ich barwę (Schaetzl, Mokma 1988; Barrett, Schaetzl 1992; Bain i in. 1993), jak i wskaźniki chronosekwencyjne (Prusinkiewicz, Noryśkiewicz 1966; Jauhainen 1973; Vreeken 1975; Kowalkowski 1988; Bain i in. 1993). W dalszych etapach badań poddawano je weryfikacji, wykorzystując wyniki analiz che-

⁴ Dane obliczone na podstawie Miesięcznych Przeglądów Agrometeorologicznych, IMGW.

micznych dotyczących stopnia zwietrzenia skał (Bednarek, Pokojska 1996; Lundström 2000a).

Warunki morfologiczne powierzchni badawczych określono na podstawie badań własnych, w trakcie wielokrotnych wyjazdów terenowych w latach 1989–2000 oraz pozycji z literatury.

Ocenę struktury roślinności zbiorowisk leśnych na obszarze badań wykonano na podstawie danych fitosocjologicznych, zebranych bezpośrednio na powierzchniach badawczych, których wyniki zostały już częściowo opublikowane (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski 1994; Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Matuszkiewicz J. 1994; Roo-Zielińska, Solon 1998), lub też zamieszczone w niepublikowanych raportach dokumentacyjnych (Roo-Zielińska, Solon 1997).

4.2. METODY BADAŃ GLEBOZNAWCZYCH

Materiał glebowy pobierano jako próby mieszane dla każdego poziomu genetycznego gleb z 10 punktów, na każdej z 39 powierzchni badawczych, wytypowanych do badań szczegółowych. Rozwiązanie postawionych w niniejszej pracy problemów teoretycznych wymagało wykonania oznaczeń szeregu cech i właściwości glebowych. Wykorzystano metody przyjęte w gleboznawstwie. Określono wymienione poniżej cechy i właściwości gleb, stosując opisane procedury.

Cechy morfologiczne

– miąższość poziomów gleby, jako średnia arytmetyczna z 50 pomiarów, klasyfikacja pedonów zgodna z obowiązującą w Polsce systematyką gleb (*Systematyka Gleb Polski* 1989);

– barwa gleby według atlasu Munsella (1971).

Substrat glebowy

– skład mineralny dla czterech frakcji odpowiadających przedziałom uziarnienia 0,5–0,8 mm, 0,3–0,5 mm, 0,2–0,3 mm i 0,06–0,2 mm. Frakcję lekką badano pod lupą dwuoczną. Wobec trudności z rozfrakcjonowaniem “na sucho” niektórych próbek gleb scementowanych, wykonano preparaty proszkowe, które zbadano w imersji pod mikroskopem polaryzacyjnym. We frakcji 0,06–0,2 mm wyodrębniono w bromoformie minerały ciężkie. Obliczono sumę minerałów odpornych, średnio odpornych i nieodpornych (profile: 1, 3, 7, 11, 15, 16, 20, 24, 26, 29, 31, 35, 39)⁵;

– obróbka preparowanych ziarn kwarcu o średnicy 0,5–1 mm metodą graniformometrii mechanicznej B. Krygowskiego (1964) z użyciem graniformometru spychaczowego. Na podstawie otrzymanych wyników obliczono: wskaźnik obróbki (Wo) i wskaźnik niejednorodności materiału (Nm);

⁵ Analizę petrograficzną wykonano w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie pod kierunkiem prof. dr hab. Anny Maliszewskiej.

– uziarnienie metodą sit oraz areometryczną Bouyoucosa w modyfikacji Casagrande'a i Prószyńskiego. Podział materiału na frakcje i grupy granulometryczne podano według ustaleń Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego. 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 B. Folka i W. Warda (1957). Obliczeń dokonano wykorzystując program komputerowy "Analiza uziarnienia" – wersja 2.0 (Prusinkiewicz 1993).

Fizyczne właściwości gleb

– 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 organicznych⁶;

– gęstość właściwa (G_w) piknometrycznie;

– wilgotność chwilowa (W) metodą suszarkowo-wagową⁷;

– połowa pojemność wodna (PPW) metodą Kaczyńskiego w modyfikacji Królowej;

– maksymalna kapilarna pojemność wodna (KPW_{maks}) metodą Kaczyńskiego w modyfikacji Królowej;

– maksymalna higroskopijność (MH) metodą Nikołajewa.

Substancja organiczna gleb

– skład frakcyjny próchnicy w poziomach organicznych i próchnicznych metodą ekstrakcji i frakcjonowania związków próchnicznych P. Duchaufoura i F. Jacquin (1966); rozdzielenie na frakcję lekką (wolną) i ciężką (związaną) przez dekantację z użyciem roztworu pirofosforanu sodu – zgodnie z metodą G. Monnier i L. Ture (1962)⁸;

– aktywność dehydrogenazy mleczanowej w poziomach organicznych i próchnicznych metodą L. Casidy, D. Kleina i T. Santoro (1964)⁹;

– zawartość węgla organicznego (C_{org}) w poziomach ektopróchnicy metodą Altena, w poziomach mineralnych zmodyfikowaną metodą Tiurina;

– węgiel organiczny po ekstrakcji 0,1 M pirofosforanem sodu (C_p) przy pomocy automatycznego analizatora węgla SHIMADZU;

– gęstość objętościowa węgla organicznego (D_c) i zapas węgla (M_c) zgodnie z metodyką J. Liski, C. Westman (1995), gdzie $D_c = C_{org} \cdot G_o$ z uwzględnieniem poprawki na zawartość frakcji szkieletowej ($> 1 \text{ mm}$)¹⁰, zaś $M_c = 1 \text{ m}^2 \sum D_c$ każdego poziomu genetycznego.

⁶ Analizę powtórzono trzykrotnie w odstępach jednego roku.

⁷ Wilgotność chwilową gleb określono na podstawie 10 pomiarów wykonanych w miesiącach cieplej połowy roku (IV–X) w latach 1995–1998.

⁸ Skład frakcjonowany próchnicy wykonano w Zakładzie Gleboznawstwa i Ochrony Gleb Politechniki Warszawskiej pod kierunkiem prof. dr hab. Piotra Skłodowskiego.

⁹ Analizy wykonano w Katedrze Mikrobiologii SGGW-AR w Warszawie

¹⁰ Poprawkę obliczono na podstawie serii pomiarów, określając średnią zawartości frakcji szkieletowej.

Chemiczne właściwości gleb¹¹

- odczyn (pH_{H_2O} i pH_{KCl}) potencjometrycznie;
- azot ogółem (N) zmodyfikowaną metodą Kjeldahla;
- azot azotanowy ($N-NO_3^-$) w wyciągu 0,03 M kwasu octowego metodą destylacji w aparacie Bremnera z redukcją azotanów stopem Devarda;
- azot amonowy ($N-NH_4^+$) w wyciągu 0,03 M kwasu octowego metodą destylacji z MgO w aparacie Bremnera;
- fosfor ogółem (P_o) po ekstrakcji 20% HCl metodą kolorymetryczną z użyciem molibdenianu amonu i stosując do redukcji chlorek cynawy;
- fosfor dostępny dla roślin (P_a) po ekstrakcji NH_4Cl metodą kolorymetryczną;
- kationy wymienne (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) po ekstrakcji prób 1 M octanem amonowym o pH 6,8 metodą ASA;
- 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_w) związane w kompleksach próchnicy z półotratlenkami, w wyciągu 0,1 M pirofosforanu sodu metodą McKeague (1981)¹²;
- zawartość żelaza (Fe_z) ekstrahowana 20 HCl metodą Pejwe i Rinkisa, po uprzednim spaleniu substancji organicznej w piecu muflowym w temperaturze 450°C (Rinkis 1963);
- żelazo amorficzne (Fe_o) i glin amorficzny (Al_o) w wyciągu szczawianowym Tamma (Van Reeuwijk 1995);
- wolne żelazo (Fe_d) w wyciągu cytrynianowym z ditionitem sodu jako środkiem redukującym metodą Mehra i Jacksona (1960);

Na podstawie otrzymanych wyników obliczono również:

- porowatość ogólną (P_o) jako $(G_w - G_o)/G_w \cdot 100\%$;
- pojemność powietrzną (P_p) jako $P_o - PPW^{13}$;
- sumę 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 $S/T \cdot 100\%$;
- wskaźnik elastyczności gleb (Ui), jako $\sum Ca^{2+}Mg^{2+} \cdot T^{-1}$ (Ulrich i in.1984);
- zawartość nieorganicznych form żelaza (Fe_{ac}) jako $Fe_o - Fe_p$;
- zawartość nieorganicznych form glinu (Al_{ac}) jako $Al_o - Al_p$;

¹¹ Poza oznaczeniami własnymi autora, część analiz chemicznych wykonano w laboratoriach chemicznych: Instytutu Biologii Uniwersytetu w Oulu, Katedry Gleboznawstwa SGGW-AR w Warszawie, Zakładu Gleboznawstwa UMK w Toruniu, Instytutu Ochrony Środowiska w Warszawie, Zakładu Gleboznawstwa i Ochrony Gleb Politechniki Warszawskiej.

¹² Oznaczenia form żelaza i glinu: związanych z kompleksami próchnicy – “p”, żelaza i glinu amorficznego – “o” i żelaza wolnego “d” wykonano w profilach: 1, 3, 8, 12, 15, 16, 17 18, 24, 25, 26, 31, 39.

¹³ Określona według Kopeckiego (za Ugglą H., Ugglą Z. 1979).

- zawartość krzemianowych form żelaza (Fe_{gk}) jako $Fe_z - Fe_d$;
- zawartość niekrzemianowych, krystalicznych form żelaza (Fe_{kr}) jako $Fe_d - Fe_o$.

4.3. METODY OPRACOWANIA UZYSKANYCH WYNIKÓW

Na podstawie wyników empirycznych charakteryzujących poszczególne cechy glebowe w 39 obiektach (profilach glebowych), określono wzajemne podobieństwo pomiędzy nimi, wykorzystując do tego celu analizę skupień. Jako miary niepodobieństwa użyto odległości Euklidesa, zaś do grupowania – metody Warda (Hill 1973; Degórski 1999). Następnie dla każdej z otrzymanych istotnie statystycznie różnych grup obliczono wybrane parametry rozkładu prawdopodobieństw badanych zmiennych (właściwości glebowych): średnią arytmetyczną (n_s), zakres zmienności ($n_{min} - n_{maks}$), odchylenie standardowe (d)¹⁴.

Do oceny związków między poszczególnymi czynnikami pedogenicznymi a przestrzennym zróżnicowaniem badanych właściwości glebowych wykorzystano analizę wielomiarową i korelacji (Sokal, Rohlf 1969).

Zależności pomiędzy położeniem geograficznym a właściwościami analizowanych gleb (jako zmiennymi zależnymi) określono na podstawie analizy korelacji i regresji dla dwóch grup obiektów: gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych oraz dwu zmiennych niezależnych: szerokości i długości geograficznej. W przypadku badań na linii zachód-wschód, analizę tę przeprowadzono dla obiektów położonych od 12°25' do 32°37' długości geograficznej wschodniej w pasie pomiędzy 51° a 52° szerokości geograficznej północnej, zaś na linii południe-północ, od 50°28' do 69°44' szerokości geograficznej północnej w pasie pomiędzy 25° a 28° długości geograficznej wschodniej. Wyznaczono równania regresji oraz obliczono współczynniki korelacji (r) i odchylenie standardowe (d). Jako optymalny model regresji ze zbioru funkcji liniowych, potęgowych, wykładniczych i logarytmicznych, przyjmowano ten, który charakteryzował się najmniejszą wariancją składnika resztowego oraz najmniejszym odchyleniem standardowym i najwyższą wartością współczynnika korelacji (Pielou 1984).

Nie uwzględniono w analizie zmienności geograficznej tych cech glebowych, których nie oznaczono we wszystkich obiektach badań (np. formy żelaza i glinu). Starano się natomiast, ażeby każda z grup wyznaczonych na podstawie analizy skupień i charakteryzujących gleby danej jednostki przestrzennej, reprezentowana była przez dane dotyczące form żelaza i glinu z minimum jednego profilu.

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

¹⁴ Baza numeryczna zawierająca wszystkie wyniki analityczne, jak i statystyczne przechowywana jest w Zakładzie Geoekologii, Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie.

5. CZYNNIK CZASU W KSZTAŁTOWANIU SIĘ BADANEJ POKRYWY GLEBOWEJ

W okresie czwartorzędu, obszar na którym prowadzono badania znajdował się w zasięgu oddziaływania lądolodu skandynawskiego (Mojski 1985). Czas zakończenia pierwotnych procesów sedymentacji materiału geologicznego, który stanowił skałę macierzystą gleb, jest wyraźnie przestrzennie zróżnicowany. Najmłodsze osady występujące na północy Finlandii, związane są z procesami akumulacji zachodzącej w neoholocenie i mezoholocenie (Aartolahti 1977; Heikkinen, Kurimo 1977; Karczewski 1975; Koutaniemi 1987; Johansson 1995), natomiast w środkowej i południowej części tego kraju – w eholocenie (Aartolahti 1972; Zilliacus 1987). Najstarsze skały osadzone we wschodniej Białorusi związane są z deglacją lądolodu stadiału dnierprańskiego (Pietuchowa 1987), a w Polsce na północno-wschodnim obszarze Kotliny Sandomierskiej – ze zlodowaceniem Sanu II (Maruszczak, Wilgat 1956). Można zatem stwierdzić, że osady na obszarze Laponii i Ostrobotni akumulowane były około 6–8 ka BP (Hinneri 1974, 1975; Sepponen 1985; Koutaniemi i in. 1988; Pietilainen 1999), na Pojezierzu Karelskim – około 10,6 ka BP (Kontturi 1984), na Nizinie Estońskiej – około 12,5 ka BP (Liivrand 1984), na Pojezierzu Litewskim – około 14 ka BP (Ceponiene, Sablevicius 1997), we wschodniej części Niziny Berezynsko-Desnańskiej – około 150 ka BP (Pietuchowa 1987) oraz w Kotlinie Sandomierskiej – około 400 ka BP (Mojski 1985).

Rola czynnika czasu w kształtowaniu się pokrywy glebowej jest powszechnie znana, niemniej jednak rozwój badań paleośrodowiskowych pozwala na coraz dokładniejsze próby rekonstrukcji przebiegu procesów pedogenicznych i traktowanie ich jako *continuum* funkcjonujące w zmieniającej się czasoprzestrzeni (Morozowa 1994; Kowalkowski 1994, 2001; Friedrich i in. 1999). Dla współcześnie istniejącej gleby, jej rozwój jest wyznaczany od punktu inicjacji procesu glebotwórczego do terażniejszości (Kowalkowski 1988, 1993; Kowalkowski i in. 1994; Manikowska 1999; Richter, Markewitz 2001). Według wielu gleboznawców (Kopp 1965, 1970; Kowalkowski 1988, 2001a, b; Manikowska 1999; Blume i in. 1998) na terenach polodowcowych inicjacja ewolucyjnego rozwoju gleb miała już miejsce w kriogenicznym środowisku poglacialnym i peryglacialnym, w warunkach arktycznej tundry, zaś współczesne ich właściwości są wynikiem całego kompleksu procesów pedogenicznych i morfogenetycznych jakie zachodziły na danym obszarze. Według B. Manikowskiej (1999), po stadiale warciańskim zlodowacenia Odry, na obszarze środkowej Polski miały miejsce trzy główne okresy pedogenetyczne: eemsko-wczesnovistuliański, środkowoplenivistuliański i późnowistuliańsko-holoceniński. Z okresami tymi można zatem wiązać początki rozwoju badanych gleb w środkowych i południowych regionach analizowanego obszaru, pamiętając jednak o dwu fazach denudacji powierzchniowej i niszczenia pokrywy glebowej, jakie wystąpiły w dolnym i górnym plenivistulianie. Rozwój gleb należy zatem rozpatrywać jako proces mono- lub poligenetyczny (przy udziale różnych procesów pedogenicznych) odbywający się jedno lub wielofazowo, czyli przebiegający w różnych warunkach sie-

dliskowych (Aleksandrowski 1983; Catt 1988; Kowalkowski 1988; Bednarek 1991).

Najważniejszą fazą pedogeniczną dla obszaru środkowej Europy jest jednak okres późnego vistulianu i holocenu (Kowalkowski 1990, 2001a; Bednarek 1991; Nowaczyk 1994; Manikowska 1999), w którym kształtowała się współczesna pokrywa glebowa. Występujący w tym okresie na znacznych obszarach Polski brak akumulacji osadów powodował, że współczesna pokrywa glebowa w swoim rozwoju wykorzystywała zasoby starych gleb, "kumulując" się z nimi w jednym profilu (Manikowska 1999). Ogromny wpływ na kierunek procesów pedogenicznych wywierała sukcesja zbiorowisk roślinnych, a szczególnie pojawienie się roślinności leśnej (Catt 1988). Przykładowo ekspansja sosny na obszarze środkowej Europy w okresie młodszego dryasu (11,9 ka BP) i okresu preborealnego (11 ka BP) sprzyjała procesowi bielocowania (Friedrich i in 1999), który intensyfikował się do okresu atlantyckiego (Manikowska 1999).

W okresie późnego vistulianu i holocenu, część z gleb powstawała także z redeponowanego materiału przemieszczanego drogą transportu fluwialnego lub eolicznego. Na badanym obszarze, również i w przypadku procesów eolicznych, zróżnicowany był czas ich przebiegu w warstwach powierzchniowych osadów. W Laponii początek zjawisk eolicznych ocenia się na 4,8 ka BP, a czas ich trwania (powstawania wydym) na 1300 lat (Seppala 1995), w Polsce zaś na najstarszy dryas, a główne fazy wydymotwórcze wystąpiły w starszym i młodszym dryasie, czyli 12 – 10,2 ka BP (Kozarski 1986; Bednarek 1991; Waga 1994; Janowska 2001). Na wschodzie Białorusi procesy eoliczne były już bardzo zaawansowane w najstarszym dryasie, czyli około 14 ka BP (Sańko 1987).

Na podstawie danych dotyczących wieku sedymentacji pierwotnej materiału będącego substratem, jak i zastosowanych w niniejszych studiach kryteriów oceny stopnia rozwoju analizowanych gleb oraz zgodnie z koncepcją makrostrukturalnej powierzchniowej generacji gleb (Kowalkowski 1988), analizowane pedony podzielono na:

- mezoholoceno-neoholoceno, z sedymentacją materiału glebowego w mezoholocenie i główną fazą procesów pedogenicznych w neoholocenie (ostatnie 3 tysiące lat) – profile Laponii (1–4),
- holoceno, z sedymentacją materiału glebowego w eoholocenie i główną fazą procesów pedogenicznych w neoholocenie – profile Ostrobotnii i Pojezierzy Fińskich (5–10),
- młodoglacjalno-holoceno, z sedymentacją materiału w vistulianie, inicjacja pedogeniczna w późnym glacie i główną fazą procesów pedogenicznych w neoholocenie – profile Pobrzeży i Pojezierzy Bałtyckich (11–15 i 25–30),
- staroglacjalno-holoceno, z sedymentacją materiału w okresie starszych zlodowaceń, silnie przekształconego w okresie vistulianu, plejstoceno inicjacja pedogeniczna i holoceno główną fazą pedogeniczną – profile Północnego Podkarpacia (17), Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich (16, 18, 19), Niziny Berezyno-Desnańskiej (20–24), Nizin Środkowopolskich (31–34, 38, 39), Wyżyny Środkowomłopolskiej (35) i Śląsko-Krakowskiej (36, 37).

6. GEOGRAFICZNE ZRÓŻNICOWANIE CZYNNIKÓW PEDOGENICZNYCH

6.1. WARUNKI MORFOLITOLOGICZNE

Materiał litologiczny stanowiący skałę macierzystą gleb uważany jest za ważny czynnik różnorodności oraz zmienności w czasie, jak i przestrzeni populacji glebowych na powierzchni ziemi (Jenny 1980; Kowalkowski 2001a).

Z punktu widzenia morfogenetycznego, powierzchnie badawcze, na których wykonano odkrywki glebowe charakteryzują się stosunkowo dużą jednorodnością sedymentacyjną i litologiczną materiału geologicznego, będącego substratem dla rozwoju badanych gleb. Wszystkie gleby powstały z redeponowanych, poligenitycznych utworów glaciofluwialnych, których akumulacja miała miejsce w plejstocenie i holocenie (Kontturi 1984; Degórski 1998a). Z uwagi jednak na znaczne różnice w położeniu geograficznym analizowanych profili (zarówno wzdłuż rozciągłości południkowej i równoleżnikowej), pokrywowy materiał litologiczny podlegał i podlega zróżnicowanym procesom destrukcji (m.in. wietrzenia fizycznego, chemicznego) oraz transportu, co wpłynęło na jego właściwości teksturalne.

Stopień przekształcenia pierwotnego materiału litologicznego wynika również z przestrzennego zróżnicowania bezwzględnego wieku deglacji (patrz rozdział 5), który wpłynął między innymi na przebieg i czas trwania procesów peryglacialnych, a szczególnie wietrzenia kriogenicznego w warunkach wieloletniej zmarzliny. Podczas gdy południowe regiony obszaru badań już w późnym vistulianie wolne były od tego typu zjawisk (Starkel 1977, 1986, 1988a, b, 1998; Kozarski 1986), to tereny położone na północy jeszcze dzisiaj znajdują się w ich oddziaływaniu. Zjawiska kriogeniczne sprzyjają powstawaniu profilowych sekwencji przekształceń (perstrukcji), wpływających na właściwości substratu glebowego, na co zwracano uwagę w wielu regionach środkowej i północnej Europy (Kopp 1965, 1970; Kowalkowski 1984, 1988, 1995, 2001a, b; Degórski 1990; Blume i in. 1998).

Na przekształcenia pierwotnego materiału litologicznego miał również wpływ zasięg przestrzenny i intensywność transportu redeponowanego materiału litologicznego. Od tych procesów bowiem zależy między innymi stopień mechanicznej obróbki materiału pierwotnego. Stopień obtoczenia ziarn substratu oddziałuje między innymi na właściwości jonowymienne gleb (Catt 1985, 1987).

W plenivistulianie, na obszarach staroglacjalnych pomiędzy okresami pedogenicznymi zachodziła silna denudacja powierzchniowa (Manikowska 1999), zaś w późnym vistulianie i holocenie miały miejsce zjawiska eoliczne (Prusinkiewicz 1969; Konecka-Betley 1983; Bednarek 1991; Waga 1994), które także przekształcały pierwotny materiał litologiczny.

Zróżnicowane warunki termiczno-wilgotnościowe badanego obszaru wpływają również na typ wietrzenia wewnątrzglebowego (Degórski 1995a, 1998a),

na rozkład krzemianów i glinokrzemianów oraz tempo wymywania pierwiastków alkalicznych z powierzchniowych warstw zwietrzliny (Yaalon 1982; Catt 1988; Bednarek, Prusinkiewicz 1997; Sandstrom 1997). Skład chemiczny rezydium decyduje o syntezie wtórnych minerałów łąkowych, wśród których z północy na południe, w warunkach leśnej strefy Eurazji, wzrasta na przykład przewaga illitu (Bednarek, Prusinkiewicz 1997).

Mnogość czynników oddziałujących na pierwotny, stosunkowo jednorodny pod względem morfogenetycznym materiał sedymentacyjny sprawiła, że w wyniku dalszych procesów redepozycji, jak również wietrzenia i erozji wykształciły się zróżnicowane przestrzennie skały macierzyste dla gleb tworzących obecną pokrywę glebową. Na północy obszaru badań, młody pod względem sedymentacyjnym materiał litologiczny i mniej intensywnie redeponowany, charakteryzuje się mniejszym stopniem przekształcenia w porównaniu z osadami starogłacialnymi, które ulegały licznym procesom destrukcji i intensywnego transportu.

6.2. WARUNKI KLIMATYCZNE I WODNE

Klimat jest tym elementem środowiska geograficznego, który odgrywa niezwykle istotną rolę w przebiegu procesów glebotwórczych. Decyduje między innymi o typie wietrzenia, czy ruchu roztworów glebowych w profilu (Jenny 1941; Wołobujew 1973; Yaalon 1975; Catt 1988; Puchalski, Prusinkiewicz 1990; Solantie 1992). Z punktu widzenia rozwoju gleb bielicoziemnych, do najważniejszych elementów klimatu należy temperatura powietrza i opady, a przede wszystkim wzajemne relacje pomiędzy nimi, kształtujące warunki wodne i termiczne siedlisk.

Intensywność procesów klimatotwórczych, zależna od strefowych czynników geograficznych, różnicuje badany obszar w bardzo dużym stopniu, o czym świadczą podstawowe charakterystyki klimatyczne. Średnia roczna temperatura powietrza waha się od -1°C w północnej Finlandii (profile: 1, 2, 3) i 4°C we wschodniej Białorusi (profile: 22, 23, 24) do $8,5^{\circ}\text{C}$ w Brandenburgii (profil 25). Znaczną zmienność przestrzenną wykazują także inne charakterystyki termiczne klimatu jak: roczne amplitudy średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza (A_r) i wskaźnik oceny stopnia oceanizmu i kontynentalizmu Conrada-Pollaka (K), z tą różnicą, że pod względem kontynentalizmu warunki klimatyczne północnej Finlandii i wschodniej Białorusi są bardzo podobne (tab. 2).

Drugim z istotnych czynników klimatycznych, oddziałujących na rozwój pokrywy glebowej jest wilgotność powietrza, warunkowana wielkością opadów jak i jego temperaturą. Podobnie do stosunków termicznych, również i wilgotność charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem na obszarze badań. Krzywe przebiegu miesięcznych sum opadów i średnich miesięcznych temperatur powietrza na diagramach klimatycznych Waltera, skonstruowane na podstawie danych wieloletnich wskazują, że pomimo różnic w ich przebiegu wynikających ze zmienności geograficznej, na całym obszarze badań występują bardzo korzystne

Tabela 2. Wybrane charakterystyki klimatu

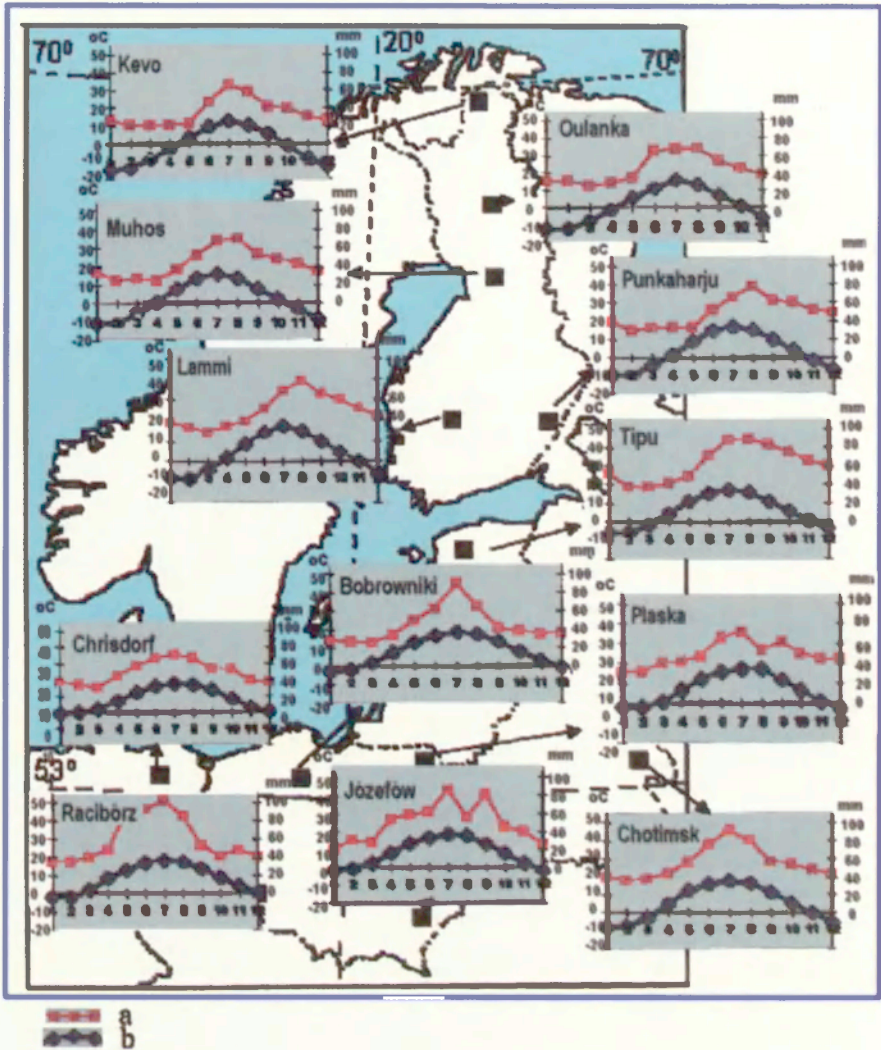
Nr profilu	Lokalizacja profilu	Ar	A	H	K
1	Kevo	28,8	51,1	2,61	36,00
2	Kessi	31,2	53,7	3,12	40,40
3	Oulanka	30,0	56,5	3,24	38,36
4	Tennila	29,1	48,2	2,37	37,17
5	Muhos	26,6	42,9	1,87	33,30
6	Luopioinen	26,1	50,3	1,80	32,80
7	Lammi	26,1	50,3	1,80	32,80
8	Hattula	26,1	50,3	1,80	32,80
9	Vitsiola	26,1	50,3	1,80	32,80
10	Punkaharju	26,4	43,6	1,75	33,00
11	Tipu	25,9	48,2	2,16	33,40
12	Jaunjelgava	24,2	44,2	1,75	30,86
13	Mincia	23,5	39,7	1,74	29,95
14	Strazdai	23,5	39,7	1,74	29,95
15	Plaska	23,0	36,1	1,57	29,54
16	Browsk	22,8	35,5	1,52	29,55
17	Józefów	22,2	34,7	1,49	29,38
18	Baranowicze	23,7	40,7	1,60	31,22
19	Krasna Swoboda	24,2	40,7	1,60	32,17
20	Soligorsk	24,8	40,6	1,60	33,32
21	Bychow	25,4	41,1	1,75	34,46
22	Slowgorod	25,8	41,9	1,76	35,10
23	Chotimsk	26,1	42,9	1,79	35,80
24	Uzlogi	26,1	42,9	1,79	35,80
25	Chrisdorf	18,5	29,6	1,30	21,30
26	Namyślin	19,4	28,2	1,27	23,18
27	Gościm	19,6	31,0	1,32	23,44
28	Krucz	20,2	30,9	1,28	24,58
29	Bobrowniki	21,1	30,1	1,30	26,30
30	Skrwilno	21,1	31,0	1,31	26,30
31	Glinojeck	21,8	30,1	1,28	27,64
32	Ceranów	22,3	30,8	1,33	28,72
33	Brok	22,2	32,4	1,32	28,79
34	Nowe Miasto	21,7	32,4	1,36	28,02
35	Miedzierza	21,6	40,9	1,63	27,94
36	Zloty Potok	20,7	39,4	1,66	26,33
37	Klucze	20,8	48,1	2,01	26,79
38	Tworóg	20,3	41,1	1,70	25,81
39	Kuźnia Raciborska	20,0	38,5	1,75	25,22

Ar – roczne amplitudy średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza

A – wskaźnik suchości klimatu de Martone'a

H – wskaźnik higrotermiczny Sielaninowa określony dla okresu IV-X

K – wskaźnik oceny stopnia oceanizmu i kontynentalizmu Conrada-Pollaka



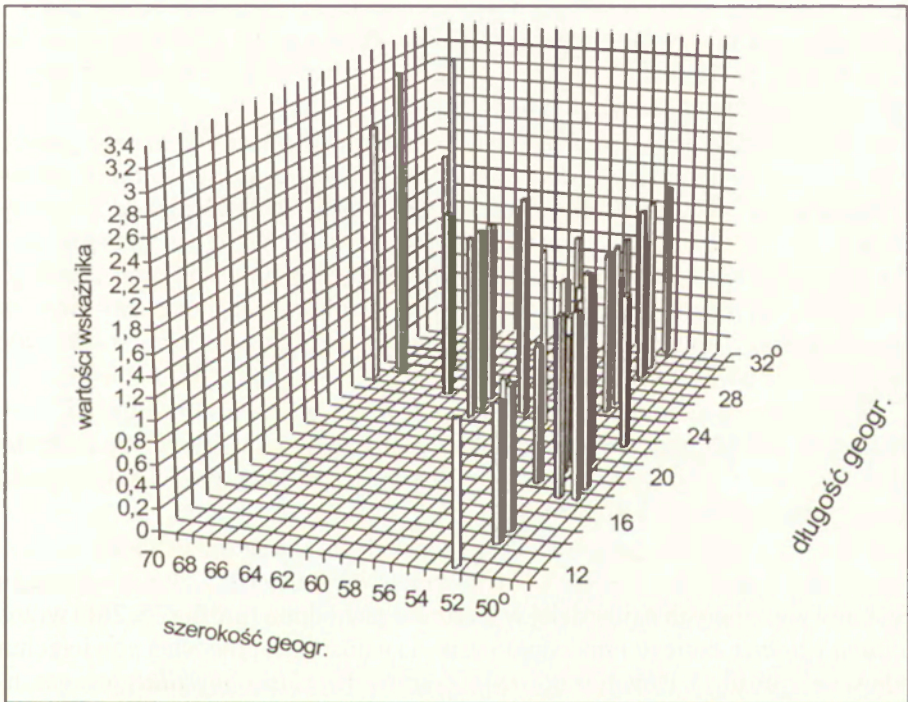
Ryc. 3. Diagramy klimatyczne Waltera charakteryzujące średnioroczne stosunki higrותרmiczne obszaru badań

(a – krzywa przebiegu miesięcznych sum opadów, b – krzywa przebiegu średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza)

Walter climatic diagrams characterising mean annual hydrothermal relations in the study area (a – distribution curve for monthly precipitation totals, b – distribution curve for mean monthly air temperatures)

warunki higrotermiczne z punktu widzenia rozwoju gleb bielicoziemnych. Wyraża się to we wzajemnym przebiegu krzywych, typowym dla klimatu humidowego (ryc. 3). Wilgotny charakter klimatu potwierdzają również określone dla ciepłej połowy roku (IV–X) wskaźniki higrotermiczne Sielaninowa, jakkolwiek ich wartość waha się od 1,3 na obszarze środkowej Polski do 3,2 w północno-wschodniej Finlandii (ryc. 4). Wskazuje to na przewagę opadów nad ewapotranspiracją, na wszystkich analizowanych powierzchniach. Szczególnie silne uwilgotnienie siedlisk występuje na północy oraz południu badanego obszaru (tab. 2). Dodatkowo północne regiony obszaru badań charakteryzują się najdłuższym zaleganiem pokrywy śnieżnej, średnio rocznie około 200–280 dni (Dankers i in. 2001) i najkrótszym okresem wegetacyjnym – od 110 do 120 dni (Solantie 1990). W krótkim okresie ciepłym następuje ablacja niwalna, a następnie przy udziale wód roztopowych oraz opadowych bardzo intensywne przemywanie profili glebowych.

Stosunki termiczno-wilgotnościowe panujące na całym badanym obszarze sprawiają, że wszystkie spośród analizowanych gleb charakteryzują się endoperkolatywną gospodarką wodną.



Ryc. 4. Wartości wskaźnika higrotermicznego Sielaninowa, określone dla ciepłej połowy roku (IV–X) jako funkcji położenia geograficznego

Values of Sielaninov index determined for warmer half of the year (April–October) as a function of geographical location.

6.3. ZBIOROWISKA ROŚLINNE

Szczególną rolę w zróżnicowaniu pokrywy glebowej odgrywa roślinność, która jest jednym z ważniejszych czynników glebotwórczych wpływających bezpośrednio na współczesną mozaikowość gleb (Crocker 1952; Ugolini i in. 1981; Puchalski, Prusinkiewicz 1990; Oksanen, Virtanen 1995; Degórski 1996, 2001b).

Prawie wszystkie zbiorowiska leśne występujące na powierzchniach badawczych, z wyjątkiem obszarów północnej Europy, reprezentują związek *Dicrano-Pinion*. W jego obrębie wyróżniono dwa zespoły borów świeżych: *Leucobryo-Pinetum* – charakterystyczny dla zachodnich regionów obszaru badań oraz *Peucedano-Pinetum* występujący we wschodniej jego części. Jak już zaznaczono we wstępie pracy, powierzchnie badawcze (profile 1 i 2) leżące najdalej na północy, w północnoborealnej strefie roślinnej (Hamet-Ahti 1981) zajmują zbiorowiska należące do związku *Phyllodoce-Vaccinion* (Bohn i in. 1996). Na północy obszaru badań, na czterech powierzchniach badawczych (1, 2, 5, 10) zbiorowisko roślinne zostało określone jako bór suchy *Cladonio-Pinetum boreale*. Zbiorowisko to choć zajmuje lokalnie najsuchsze siedliska, to i tak w warunkach klimatu ekstrapumidowego i humidowego charakteryzuje się dużą wilgotnością, a pierwszorzędne znaczenie warunkujące jego występowanie ma czynnik biocenotyczny – zgryzanie runa przez stada reniferów (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Matuszkiewicz J. 1994). Wszystkie z wymienionych zespołów borów sosnowych pokrywają analizowane gleby bielcowe.

Do związku *Dicrano-Pinion* należą także zbiorowiska boru mieszanego *Quercu roboris-Pinetum* (Roo-Zielińska, Solon 1997, 1998) oraz *Serratulo-Pinetum* (Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski 1994) związane z występowaniem analizowanych gleb bielcowo-rdzawych. W trzech przypadkach odnotowano natomiast gleby bielcowo-rdzawe pod roślinnością boru świeżego *Leucobryo-Pinetum*, rosnącego jednak na siedliskach kwaśnej buczyny – związek *Luzulo-Fagion* (profile 25, 27) lub boru mieszanego *Quercu roboris-Pinetum* (profil 37) – Roo-Zielińska, Solon (1998).

Dominującym gatunkiem warstwy drzew we wszystkich zbiorowiskach roślinnych pokrywających analizowane gleby jest sosna zwyczajna (*Pinus sylvestris*), która w większości borów sosnowych jest jedynym jej składnikiem (Roo-Zielińska, Solon 1997, 1998).

W warstwie runa do gatunków występujących prawie na wszystkich powierzchniach badawczych należą: borówka brusznica *Vaccinium vitis-idea*, z wyjątkiem regionów wysuniętych najbardziej w kierunku zachodnim (profile 25, 26) i wrzos *Calluna vulgaris*, którego brak odnotowano na najbardziej północnej powierzchni badawczej (profil 1). Również borówka czernica *Vaccinium myrtillus* jest gatunkiem występującym na ponad 90% powierzchni badawczych. Jej brak zaobserwowano w przypadku tylko czterech z nich (profile: 24, 26, 28, 29).

Bogactwo gatunkowe roślin runa wzrasta od zachodnich regionów obszaru badań w kierunku wschodnim (Nieppola, Carleton 1991; Roo-Zielińska, Solon

1998), jak również od Laponii do Pojezierza Litewskiego, a następnie zmniejsza się w kierunku południowym (Solon, Roo-Zielińska 2001). Można zatem przyjąć, że wschodnia część obszaru badań wyróżniająca się największym bogactwem runa, posiada lepsze warunki siedliskowe dla rozwoju omawianych zbiorowisk roślinnych w porównaniu z terenami położonymi w strefie marginalnej zasięgu borów sosnowych.

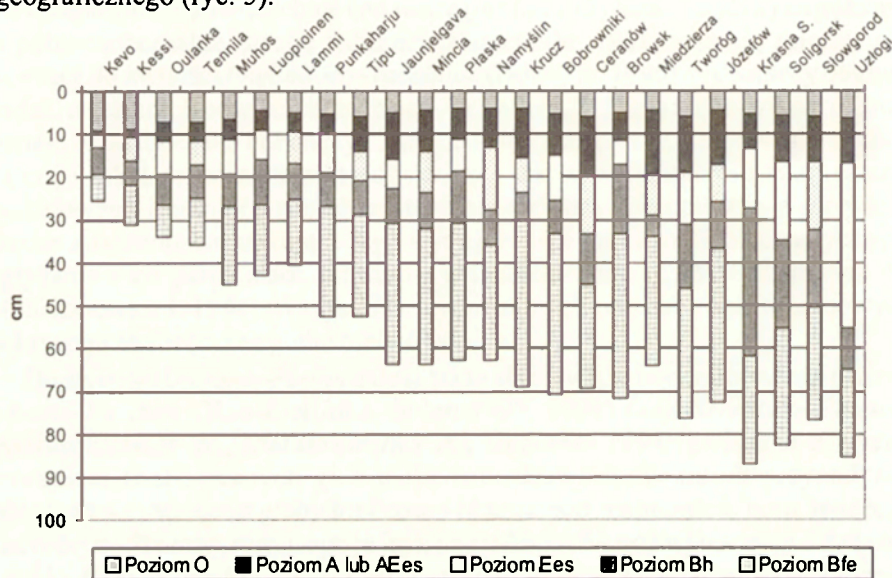
Warto podkreślić, że najbardziej naturalny charakter posiadają lasy północnej Europy, natomiast we wschodniej Europie jest to często druga, lub trzecia generacja lasu po jego wcześniejszym wyrębie (Degórski 1998a, Khotko 1998).

7. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEB I ICH ZMIENNOŚĆ PRZESTRZENNA

7.1. CECHY MORFOLOGICZNE

Gleby biellicowe

Gleby biellicowe (profile: 1–7, 10–13, 15–17, 19, 20, 22, 24, 26, 28, 29, 32, 35, 38) występujące na całym badanym obszarze związane są z zasięgiem borów sosnowych. Charakteryzują się one następującą sekwencją wyraźnie wykształconych poziomów genetycznych: O – AEes – Ees – Bh – Bfe – C lub O – A – Ees – Bh – Bfe – C, o różnej miąższości, zależnie od położenia geograficznego (ryc. 5).

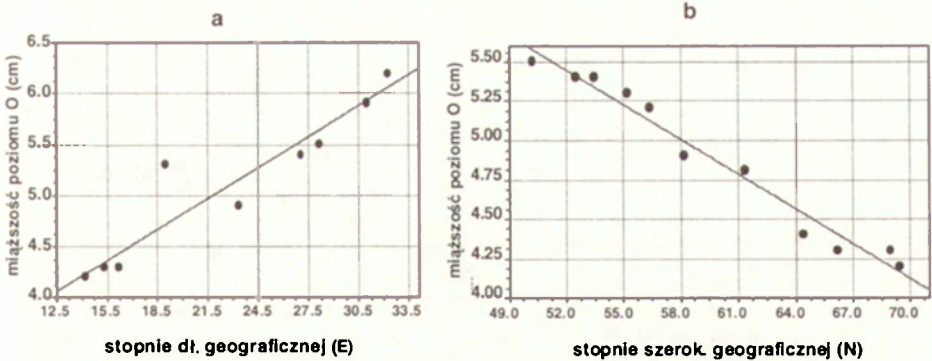


Ryc. 5. Miąższość poszczególnych poziomów genetycznych badanych gleb biellicowych

Thickness of different genetic horizons in the studied podzolic soils

Próchnica typu mor, z poziomem organicznym zróżnicowanym na trzy podpoziomy: surowinowy (Ol), butwinowy (Of) i epihumusowy (Oh), reprezentowana jest przez dwa podtypy: drosomor występujący w większości badanych profili i higromor, który jest charakterystyczny dla północnej Finlandii. W badanych glebach miąższość poziomu organicznego waha się od 4,4 cm w południowej Polsce (profil 17)¹⁵ do 9,1 cm w północnej Finlandii (profil 1), a jej zmienność przestrzenna związana jest z położeniem geograficznym, zarówno długością, jak i szerokością geograficzną. Związek ten najlepiej określają zależności liniowe, pokazujące wyraźny wzrost miąższości zarówno w kierunku wschodnim, jak i północnym (ryc. 6).

¹⁵ Wartości dotyczące miąższości poziomów genetycznych podane dla każdej gleby są średnią arytmetyczną z 30 pomiarów wykonanych na danej powierzchni badawczej.



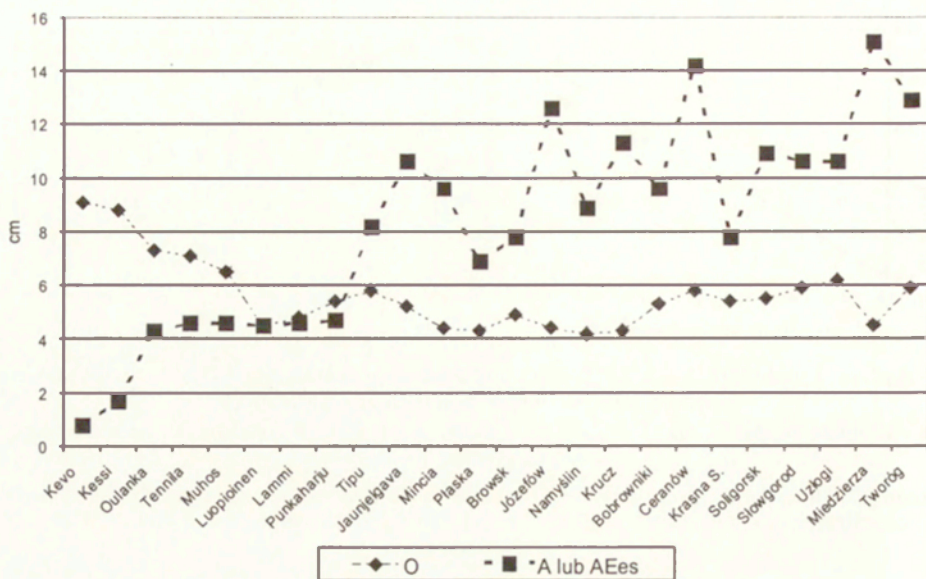
Ryc. 6. Linie regresji dla miąższości poziomu (O) organicznego gleb bielcowych w odniesieniu do współrzędnych geograficznych (a – długość geograficzna, $Y = 2,792 + 0,101x$, $r = 0,951$; b – szerokość geograficzna, $Y = 9,28 - 0,074x$, $r = 0,985$)

Regression lines for the thickness of organic horizons (O) in podzolic soils against geographical coordinates; (a – longitude $Y = 2,792 + 0,101x$, $r = 0,951$; b – latitude $Y = 9,28 - 0,074x$, $r = 0,985$)

Na podstawie analizy podobieństwa przestrzennej zmienności miąższości poziomu organicznego gleb bielcowych można wyróżnić cztery statystycznie istotne grupy. Pierwszą stanowią gleby północnej Finlandii (profile 1 i 2), w których średnia miąższość ektopróchnicy wynosi 9,0 cm ($d = 0,2$ cm). Następną grupę obejmuje trzy profile południowej Laponii (profile: 3, 4, 5), gdzie średnia miąższość poziomu O wynosi 7,0 cm ($d = 0,4$ cm). Kolejną grupę tworzą gleby południowo-wschodniej Finlandii, Estonii, Łotwy, Białorusi oraz środkowej i południowej Polski (profile: 10, 11, 12, 19, 20, 22, 24, 29, 32, 38), a charakteryzuje się ona średnią miąższością poziomu organicznego równą 5,6 cm ($d = 0,3$ cm). Najcieńszy poziom organiczny zalega na mineralnej części gleb w południowej Finlandii oraz środkowo-zachodniej i wschodniej Polsce (profile: 6, 7, 13, 15, 16, 17, 26, 28, 35).

Poziom próchniczny (A) również charakteryzuje się przestrzennym zróżnicowaniem miąższości. Na północy Finlandii (profile: 1 i 2) wynosi ona zaledwie 1,2 cm ($d = 0,6$ cm), w środkowej i południowej części tegoż państwa (profile: 3, 4, 5, 6, 7, 10) – 4,5 cm ($d = 0,1$ cm), na pozostałym obszarze badań średnio 10,4 cm ($d = 2,4$ cm). Jakkolwiek zmienność przestrzenna miąższości poziomu próchnicznego wykazuje tendencję wzrostu w kierunku południowym i wschodnim, to jednak jej zróżnicowanie wewnątrz grup jest na tyle duże, że jej zależność od położenia geograficznego wykazuje związki nieistotne statystycznie (ryc. 7). Barwa poziomu próchnicznego jest brunatnoszara (10YR 4/1), zaś beżowoszara (7,5YR 4/1) w przypadku obecności w poziomie próchnicznym (AEes) wyraźnych śladów procesu bielcowania.

Poziom eluwalny badanych gleb, o strukturze rozdzielnoziarnistej, jest bardzo silnie zróżnicowany pod względem miąższości, która waha się od około 3 cm w północnej Finlandii (profil 1) do ponad 38 cm we wschodniej Białorusi



Ryc. 7. Miąższość poziomu organicznego (O) i próchnicznego (A lub AEes) badanych gleb bielcowych

Thickness of organic (O) and humus (A or AEes) horizons in the studied podzolic soils

(profil 24). Pomimo tendencji wzrastania miąższości poziomu Ees wraz z szerokością geograficzną, trudno jest określić istotnie statystycznie różne grupy regionalne, co wynika z całego kompleksu czynników oddziałujących na tempo i zasięg procesów bielcowania w profilach glebowych. Różna jest również barwa poziomu, od szarobiałej (10 YR 7/1 – 5/1), szaro popielatej (10YR 4/1) do jasnopopielatej (7,5YR 6/1 – 5/2), która zależy głównie od lokalnych warunków biotycznych, między innymi od miąższości poziomu O, zasięgu i tempa rozkładu korzeni roślin runa.

Poniżej poziomu eluwalnego, na głębokości od 5 do 40 cm od powierzchni mineralnej części gleby wykształcony jest poziom wzbogacania. Najmniejsze odległości od powierzchni mineralnej części gleby zanotowano w dwóch profilach północnej Laponii, gdzie w profilu 1 odległość ta wynosi 5 cm, zaś w profilu 2, około 7,5 cm. Według kryteriów WRB (1998), gleby te nie spełniają warunku minimalnej odległości, która dla gleb bielcowych powinna wynosić 10 cm. Niemniej jednak, układ poziomów genetycznych jest zgodny z budową profili tego typu gleby (fot. 1), a przejście pomiędzy poziomami eluwalnym i wzbogacania jest ostre. Poziom wzbogacania będący poziomem diagnostycznym spodic, morfologicznie dzieli się na dwa podpoziomy: Bh – z iluwalną akumulacją materii organicznej i Bfe – z iluwalną akumulacją glinu i żelaza.

Podpoziom Bh osiąga, w większości profili, miąższość 6–10 cm. Jedynie we wschodniej Polsce oraz na Białorusi jest ona znacznie większa i maksymalnie wynosi 34 cm (profil 19). Spełnione jest zatem kryterium miąższości WRB (1998),

określające w glebach bielcowych wartości minimum podpoziomu Bh na 2,5 cm. W analizowanych pedonach posiada on barwę brunatnoczerwoną, różniącą się jasnością i nasyceniem. Odcień (hue) mieszczący się w przedziale 2,5YR–10YR charakteryzuje się największym nasyceniem czerwieni spośród wszystkich poziomów mineralnych gleby, które jest najsilniejsze w północnych regionach Europy (2,5 YR). Jasność barwy (value) dla próbek świeżych wynosząca 3–5, (najczęściej 4) oraz nasycenie barwą (chroma) wahające się od 2 do 6, osiągają najmniejszą wartość spośród wszystkich poziomów genetycznych położonych poniżej podpoziomu Bh.

Podpoziom Bfe osiąga miąższości od 6,5–9 cm w północnej Finlandii (profile 1–3), 10–25 cm w południowej części tegoż kraju i 20–40 cm na pozostałym obszarze. Jego barwa jest najczęściej pomarańczowobrunatna, o odcieniu 7,5 YR–10YR, jasności 5 i nasyceniu 6. Podpoziom ten charakteryzuje się znacznie mniejszym zróżnicowaniem przestrzennym w zakresie zmiany parametrów barwy. Przejście poziomu iluwialnego do poziomu skały macierzystej w większości profili jest łagodne.

Całkowita miąższość solum¹⁶ gleb bielcowych charakteryzuje się zmiennością geograficzną na co wskazuje wzrost jej wartości w kierunku południowym i wschodnim. Parametry regresji liniowej ($Y = a + bx$) dla tych zależności przedstawiono w tabeli 3.

Tabela 3. Parametry regresji liniowej i współczynniki korelacji dla miąższości poziomów mineralnych gleb bielcowych w odniesieniu do współrzędnych geograficznych

Zmienne niezależne	Parametry regresji		Współczynniki korelacji
	a	b	r
długość geograficzna	40,491	1,191	0,930
szerokość geograficzna	200,179	-2,581	0,983

Gleby bielcowo-rdzawe

Gleby bielcowo-rdzawe (profile: 8, 9, 14, 18, 21, 23, 25, 27, 30, 31, 33, 34, 36, 37, 39) występują na badanym obszarze od środkowej Finlandii do południowych oraz wschodnich jego granic i związane są z zasięgiem borów mieszanych. Gleby te odznaczają się następującą sekwencją poziomów genetycznych:

O – AEes – BfeBv – Bv – C lub O – AEes – BfeBv – Bv – BvC – C .

Na większości analizowanych powierzchni obszaru badań, próchnica typu drosomor, składa się w poziomie organicznym z trzech podpoziomów: surowinowego (Ol), butwinowego (Of) i epihumusowego (Oh), zaś w południowej jego części – typu droso-modermor, z dwoma podpoziomami ektopróchnicy: surowinowym (Ol) i butwinowym (Of). Podpoziomy słabo zhumifikowane (Ol)

¹⁶ Solum rozumiane jest jako mineralna część profilu glebowego, poziomy A, E i B, zgodnie z definicją Z. Prusinkiewicza (1976, s. 137).

i silnie zhumifikowane (Oh), odznaczają się niewielką miąższością (około 0,5 cm), natomiast podpoziom butwinowy stanowi około 75% całkowitej miąższości poziomu próchnicy nadkładowej. Średnia miąższość poziomu O dla wszystkich badanych gleb wynosi 4,2 cm ($d = 0,6$ cm). Pomimo małych różnic miąższości poziomu organicznego, jego zróżnicowanie nawiązuje do zmienności geograficznej wykazując tendencję wzrostu w kierunku północnym i wschodnim. W przypadku szerokości geograficznej jest to zależność liniowa ($Y = -3,749 + 0,135x$; $r = 0,939$), natomiast długości geograficznej – zależność opisana wielomianem drugiego stopnia ($Y = 6,802 - 0,31x + 0,008x^2$, $r = 0,772$).

Poziom próchniczny (A), bardzo często z morfologicznymi śladami wymycia żelaza i glinu, klasyfikowany jest jako próchniczno-eluwialny (AEes), o barwie brunatnoszarej (10YR 4/1 - 4/2 w stanie wilgotnym), z jaśniejszymi przebarwieniami plamistymi (10YR 5/1 w stanie wilgotnym). W badanych glebach jego miąższość jest zróżnicowana od 7 do 17 cm, a średnia dla wszystkich badanych profili wynosi 12,2 cm ($d = 2,8$ cm). Zróżnicowanie miąższości tego poziomu nie wykazuje prawidłowości przestrzennych.

Przejście poziomu AEes do poziomu diagnostycznego syderic jest zwykle bardzo łagodne, a miąższość poziomu wzbogacania jest zmienna od 34 do 61 cm (średnia 55,1 cm; $d = 9,8$ cm). W przypadku poziomu diagnostycznego syderic zaobserwowano mniejsze miąższości poziomu na północy badanego obszaru (36 cm) a największe w południowej Polsce (61 cm). Jednak z uwagi na małe zróżnicowanie jego miąższości w większości badanych regionów nie stwierdzono istotnej statystycznie zależności od położenia geograficznego.

Poziom diagnostyczny syderic we wszystkich badanych profilach składa się z dwóch poziomów genetycznych: rdzawo-iluwialanego (BfeBv) i rdzawego (Bv). Poziom BfeBv jest ciemniejszy (10YR 5/4 – 5/6 w stanie wilgotnym), a jego średnia miąższość wynosi 19,1 cm ($d = 3,3$ cm). Poziom Bv o średniej miąższości 26,2 cm ($d = 6,5$ cm) charakteryzuje się najczęściej barwą 10 YR 6/4 (w stanie świeżym). W analizowanych glebach barwa poziomów BfeBv i Bv jest prawie identyczna na całym obszarze badań.

Przejście poziomu Bv do skały macierzystej C w ośmiu profilach jest ostre, zaś w pozostałych łagodne poprzez przejściowy poziom BvC.

Miąższość solum gleb bielcowo-rdzawych wykazuje statystyczny związek z położeniem geograficznym, charakteryzujący się jego wzrostem wartości w kierunku południowym i wschodnim. Parametry modelu regresji tych zależności przedstawiono w tabeli 4.

Tabela 4. Parametry regresji i współczynniki korelacji dla miąższości poziomów mineralnych gleb bielcowo-rdzawych w odniesieniu do współrzędnych geograficznych

Zmienne niezależne	Parametry regresji			Współczynniki korelacji
	a	b	c	r
długość geograficzna	-14,559	6,517	-0,123	0,832
szerokość geograficzna	2233,39	-73,885	0,623	0,996

7.2. MATERIAŁ MINERALNY

7.2.1. SKŁAD MINERALNY

Analizowane gleby bielcowe i bielcowo-rdzawe zbudowane są głównie z ubogich piasków kwarcowych. Zawartość kwarcu w skale macierzystej waha się od około 50% w glebach północnej Finlandii do 98% w glebach wschodniej Białorusi. Skalenie stanowią od kilku do kilkunastu procent składu mineralnego (maksymalnie 15%), zaś udział minerałów ciężkich nie przekracza 10% (tab. 5). W profilach Finlandii skład ten odpowiada w bardzo dużym stopniu składowi petrograficznemu skał krystalicznych Fennoskandii (Lahtinen 1994; Simonen 1994). Trzeba jednak wspomnieć, że w przeprowadzonej analizie uwzględnione zostały również składniki organiczne, które w płytkich glebach północnych regionów Europy stanowią znaczący procent całkowitego składu prób, zaniżając bezwzględną zawartość kwarcu (tab. 5).

Cechą charakterystyczną przestrzennej zmienności składu mineralnego jest istotny statystycznie wzrost zawartości kwarcu oraz minerałów odpornych na czynniki egzogeniczne (np. granatu, cyrkonu), z jednoczesnym zmniejszaniem się zawartości skaleni i minerałów nieodpornych (głównie amfiboli) we frakcji ciężkiej gleb (0,06–0,2 mm), w glebach wykształconych w starszych osadach, związanych ze zlodowaczeniem Odry i Sanu II – ryc. 8. Stwierdzone zależności mogą wynikać z pierwotnej niejednorodności udziału poszczególnych minerałów w zróżnicowanych czasowo cyklach sedymentacyjnych, z czasu trwania procesów wietrzenia i erozji materiału litologicznego oraz z wietrzenia wewnątrzglebowego. Można domniemywać, że podczas transportu fluwialnego i eolicznego, czyli w trakcie wielokrotnej redepozycji materiału geologicznego, tracił on częściowo materiał mniej odporny na te procesy (pirokseny, amfibole) i następowało względne wzbogacanie w minerały odporne, mogące przetrwać nawet kilka cykli sedymentacyjnych (np. granat). Wartość wskaźnika zawartości minerałów nieodpornych waha się od kilku procent w glebach Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej do ponad 85% w glebach północnej Finlandii, zaś stosunek minerałów odpornych do nieodpornych i średnio odpornych waha się odpowiednio od 0,006 do 1,3 (tab. 6).

Zmienność geograficzna udziału minerałów nieodpornych w ogólnej zawartości minerałów ciężkich zarysowuje się bardzo wyraźnie zarówno w glebach bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych. Związek ten najlepiej określa w przypadku długości geograficznej model regresji liniowej ($Y = 95,959 - 2,93x$), zaś w przypadku szerokości geograficznej zależność liniowa opisana wielomianem drugiego stopnia ($Y = -647,128 + 21,12x + 0,151x^2$) – ryc. 9.

Z uwagi na zawartość minerałów nieodpornych na czynniki egzogeniczne badany obszar można podzielić na cztery regiony o statystycznie istotnie różnej ich zawartości, które nawiązują do wieku sedymentacji. Grupa pierwsza obejmuje profile fińskie, związane z akumulacją późnego vistulianu i holocenu. Grupa druga to gleby wykształcone w materiale zlodowaczenia vistuliańskiego, czyli z obszaru

Tabela 5. Skład mineralny frakcji lekkiej 0,5-0,8 mm (w % wagowych), w wybranych profilach glebowych

Nr profilu	Typ gleby	Poziom genetyczny	Kwarc	Skalenie	Okruchy skał	Lyszczyki	Węgliny	Agregaty żelazisto-humusowe	Składniki organiczne i fragmenty roślinne	Antropogeny	Amfibole	Pirokseny
1	b	AEes	59	0	1	0	1	4	35	0	0	0
		C	69	0	1	0	1	2	27	0	0	0
3	b	AEes	43	0	0	0	1	8	48	0	0	0
		C	74	0	1	0	1	1	23	0	0	0
7	b	AEes	31	0	0	0	1	12	56	0	0	0
		C	77	0	1	0	1	1	20	0	0	0
11	b	AEes	20	0	1	0	1	24	54	0	0	0
		C	78	3	1	0	1	2	15	0	+	0
15	b	AEes	10	0	1	0	1	43	45	0	0	0
		C	85	1	1	+	1	1	10	0	1	0
16	b	AEes	80	0	0	0	1	2	17	0	0	0
		C	89	0	0	0	0	0	10	0	0	0
26	b	AEes	25	10	+	1	0	12	50	0	2	0
		C	44	5	4	1	0	4	33	1	8	0
29	b	AEes	19	0	0	0	0	10	70	1	0	0
		C	95	2	2	0	0	+	1	0	0	0
31	br	AEes	50	15	18	15	0	0	0	0	0	2
		C	70	10	15	1	2	+	1	0	1	0
35	b	AEes	1	+	0	0	0	0	98	1	0	0
		C	85	0	4	0	1	0	10	0	0	0
39	br	AEes	5	1	2	0	0	0	92	+	0	0
		C	84	2	2	0	0	0	10	0	0	2
20	b	AEes	84	2	1	0	0	3	10	0	+	0
		C	93	3	1	0	0	1	0	0	2	0
24	b	AEes	12	1	+	0	0	+	85	1	1	0
		C	98	+	2	0	0	0	0	0	0	0

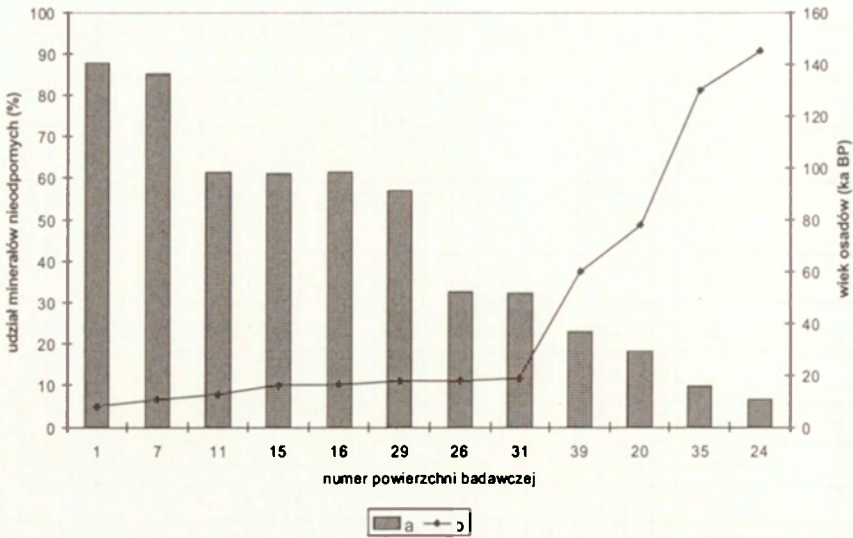
Estonii, Łotwy, Litwy oraz północnej Polski. Grupa trzecia związana jest z glebami wykształconymi w osadach stadiału warciańskiego (sożskiego) zlodowacenia odrzańskiego (dnieprzańskiego), czyli profilami środkowej Polski i zachodniej Białorusi. Grupa czwarta to gleby powstałe w najstarszym materiale zlodowacenia odrzańskiego (dnieprzańskiego), południowej Polski i wschodniej Białorusi (ryc. 10).

Uzyskane zawartości minerałów nieodpornych nie odbiegają od wyników wcześniej prowadzonych badań na terenie Polski, w różnowiekowych glebach wykształconych w piaskach glacjafluwalnych, przekształconych peryglacialnie (Turnau-Morawska 1955; Degórski 1990; Bednarek 1991).

Tabela 6. Skład mineralny frakcji ciężkiej (0,06 -0,2 mm) w procentach wagowych określony dla wybranych profili glebowych.

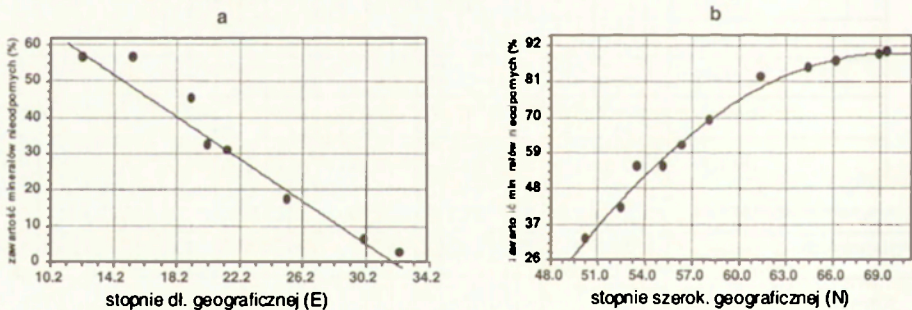
Numer profilu	Poziom genezychny	% wagowe	liczba zliczonych ziarn	Minerały nieprzezroczyste w %	Węglany w %	Minerały przezroczyste w %	Minerały przezroczyste (sum a 100%)																Udział w %			Wzajemne relacje pomiędzy zawartością minerałów						
							Amfibole	Andaluzyt	Apatyt	Biotyt	Chloryt	Cynkon	Dysytan	Epidoty	Grunaty	Prokseny	Rufyt	Staurolit	Syfenant	Topaz	Turmalin	Tytanit	MN	MS	MO	MO		MN	MS			
																										MN + MS	MO			MO	MN	MS
1	AEes	10,12	352	4,6	1,2	92,1	88,9	0	0,1	4,6	1,1	0	0	3,3	0,6	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,1	90,1	9,7	0,2	0,002	450,5	48,5	9,3
	C	7,96	344	1,4	0,6	98,0	85,2	0	0,3	5,6	1,2	0	0	4,4	0,3	2,4	0	0	0	0	0	0,3	0,3	87,6	11,8	0,6	0,006	146,0	19,7	7,4		
3	AEes	11,24	367	4,7	2,4	91,3	87,4	0	0,1	3,2	1,2	0	0	4,6	1,2	1,7	0	0,3	0	0	0,3	0,3	89,1	10,3	0,6	0,006	148,5	17,2	8,7			
	C	12,34	336	3,6	1,7	90,5	83,9	0	0,3	1,2	1,2	0	0	8,9	0,9	3,2	0	0	0	0	0,4	0	87,1	12,5	0,4	0,004	217,8	31,3	7,0			
7	AEes	10,33	318	9,7	3,1	87,2	85,3	0	0	0,7	1,4	0	1,1	4,7	2,5	3,6	0	1	0	0	0	0	0	88,9	9,3	1,8	0,020	49,4	5,2	9,6		
	C	6,54	349	5,7	2,6	91,7	80,9	0	0,3	0,6	0,3	0	0,3	11,5	1,7	4,1	0,3	0	0	0	0	0	0	85,0	14,4	0,6	0,006	141,7	24,0	5,9		
11	AEes	10,47	347	9,6	1,9	88,2	63,2	0	0,3	0,9	1,1	0,8	0,3	6,5	16,2	5,6	0	4,3	0	0	0,6	0,2	68,8	25,0	6,2	0,090	11,1	4,0	2,8			
	C	11,11	330	7,6	1,5	90,9	55,4	0	0,3	1,0	1,3	0,6	0,3	8,7	18,7	6,0	0	5,7	0	0	1,7	0,3	61,4	30,0	8,6	0,1	7,1	3,4	2,0			
15	AEes	8,75	339	8,2	1,7	84,4	49,2	0,7	0,3	1,1	0,9	0,8	1,1	12,9	20,5	5,4	0,9	3,7	0	0	2,1	0,4	54,6	35,7	9,7	0,1	5,6	3,7	1,5			
	C	4,23	337	6,1	2,8	90,5	52,3	1,1	0,3	0,9	1,2	0,9	0,6	11,6	16,0	8,9	0	0,4	0	0	4,8	1,0	61,2	30,0	8,8	0,1	6,9	3,4	2,0			
16	AEes	0,64	332	13,6	3,3	83,1	33,7	0	0	0	0,4	1,8	1,1	18,5	27,9	8,2	0	0	0,8	0	7,2	0,4	41,9	47,6	10,5	0,1	4,0	4,5	0,9			
	C	0,75	337	5,3	1,5	93,2	49,0	0,3	0,3	1,3	2,5	1,0	0,6	9,9	15,9	12,5	0,3	0	0	0,3	5,1	1,0	61,5	29,9	8,6	0,1	7,2	3,5	2,1			
29	AEes	0,77	339	14,7	7,1	78,2	34,0	0	0	0,8	2,3	0	1,1	18,1	26,4	11,3	0	0	0	0	4,9	1,1	45,3	47,6	7,1	0,1	6,4	6,7	1,0			
	C	0,05	373	15,3	0,5	84,2	46,6	0,3	0	1,9	1,6	3,8	1,6	13,4	14,6	10,2	0,3	0,6	0,3	0	4,5	0,3	56,8	31,8	11,4	0,1	5,0	2,8	1,8			
26	AEes	1,34	390	25,4	1,3	73,3	26,9	0,4	0	0,6	1,4	2,4	0,4	14,0	43,0	2,8	1,4	0,4	0	0,4	5,9	0	29,7	59,0	11,3	0,1	2,6	5,2	0,5			
	C	2,02	379	20,4	1,8	77,8	28,2	0,7	0	0	0,3	2,0	4,1	13,9	38,6	4,4	0	1,4	0,3	0,3	5,1	0,7	32,6	53,1	14,3	1,2	2,3	3,7	0,6			
31	AEes	1,16	330	16,4	7,0	76,6	23,7	0	0	1,2	0	3,2	2,4	19,8	37,2	1,2	2,4	0,7	0,7	1,2	6,3	0	24,9	58,9	16,2	1,2	1,5	3,6	0,4			
	C	1,36	339	20,4	1,8	77,8	27,6	0	0	0,4	0,4	4,5	0,8	19,8	31,8	4,5	0,4	1,1	0,4	0	7,2	1,1	32,1	52,8	15,1	0,2	2,1	3,5	0,6			
35	AEes	0,49	376	10,4	5,6	84,0	5,4	0,3	0	1,3	1,9	1,3	26,5	45,6	1,9	0,6	5,1	1,3	0,6	8,2	0	7,3	74,7	18,0	1,2	0,4	4,2	0,1				
	C	0,73	322	8,4	8,7	82,9	4,9	1,1	0	0,7	0	3,0	0,7	13,8	53,3	4,9	0,7	2,6	0,7	3,0	10,6	0	9,8	68,5	21,7	1,3	0,4	3,2	0,1			
39	AEes	0,13	510	28,2	9,2	62,6	6,5	0,6	0	1,9	0,3	10,3	1,3	26,7	27,0	3,1	4,7	3,4	1,3	0,3	7,8	2,8	11,6	51,2	29,2	0,5	0,4	1,7	0,2			
	C	0,38	421	21,6	3,8	74,6	16,2	2,9	0	1,9	1,6	4,5	1,3	19,6	29,0	6,7	2,9	1,9	0	1,3	8,9	1,3	22,9	52,1	25,0	0,3	0,9	2,1	0,4			
20	AEes	0,60	330	17,0	0,6	82,4	16,2	0,4	0	0,4	1,1	1,5	0,7	12,1	61,3	1,1	0	1,1	0,7	0	3,4	0	17,3	75,6	7,1	0,1	2,4	10,6	0,2			
	C	0,56	325	13,2	1,5	85,3	17,0	1,1	0	0,4	0,7	2,9	1,1	15,5	50,5	1,1	0	2,5	0	0,7	6,1	0,4	18,1	67,1	14,8	0,2	1,2	4,5	0,3			
24	AEes	0,21	346	12,4	1,4	86,2	1,3	1,7	0	0	0	1,0	0,3	10,4	62,1	1,7	0,3	9,1	0,7	0,7	10,7	0	3,0	73,2	23,8	0,3	0,1	3,1	0,04			
	C	0,25	321	9,3	0,9	89,8	2,4	0,3	0	0	0	3,5	0,3	11,1	72,7	4,2	0,3	2,1	0	0	3,1	0	6,6	83,8	9,6	0,1	0,7	8,7	0,1			

Oznaczenia: MN – minerały nieodporne, MS – minerały średnioodporne, MO – minerały odporne



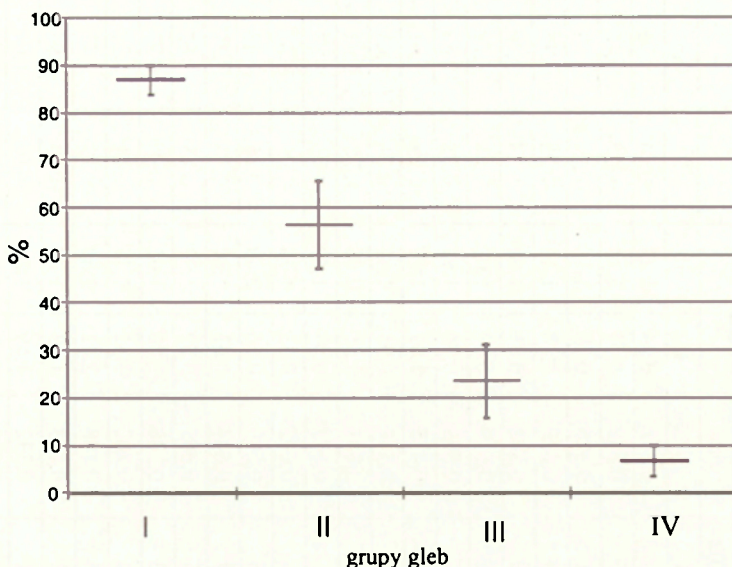
Ryc. 8. Wiek sedymentu glebowego BP, a zawartość minerałów nieodpornych we frakcji ciężkiej (0,06–0,2 mm) w skale macierzystej wybranych profili glebowych. (a – procentowy udział minerałów nieodpornych we frakcji ciężkiej (0,06–0,2 mm), b – wiek osadów w tysiącach lat BP określony metodą ^{14}C , przyjęty na podstawie literatury)

Age of soil sediments BP and content of unresistant minerals in heavy fraction (0.06–0.2 mm) of the parent rock of selected soil profiles (a – percentage share of unresistant minerals in heavy fraction (0.06–0.2 mm), b age of sediments in ka BP determined by ^{14}C method according data from other papers)



Ryc. 9. Wybrane modele regresji dla związku między wskaźnikiem zawartości minerałów nieodpornych (MN) w badanych glebach i współrzędnymi geograficznymi (a – MN w glebach bielcowo-rdzawych, – długość geograficzna $Y = 95,959 - 2,93x$; $r = 0,983$; b – MN w glebach bielcowych, – szerokość geograficzna $Y = -647,128 + 21,12x - 0,151x^2$; $r = 0,994$)

Some models of regressions for the content of unresistant minerals (MN) in studied soils against geographical coordinates (a – MN in podzolic-rusty soils at longitude $Y = 95.959 - 2.93x$; $r = 0.983$; b – MN in podzolic soils at latitude $Y = -647.128 + 21.12x - 0.151x^2$; $r = 0.994$)



Ryc. 10. Wartości średnie i odchylenia standardowego określone dla zawartości minerałów nieodpornych w wydzielonych istotnie statystycznie różnych grupach (grupy: I – profile: 1, 3, 7; II – profile: 11, 15, 16, 26, 29; III – profile: 20, 31, 35, 39; IV – profil 24)

Mean values and standard deviations obtained for the content of unresistant minerals in identified groups differing significantly (group I – profiles: 1, 3, 7; II – profiles: 11, 15, 16, 26, 29; III – profiles: 20, 31, 35, 39; IV – profile 24)

7.2.2. SKŁAD GRANULOMETRYCZNY

Procentowy udział poszczególnych klas ziarna w mineralnym tworzywie glebowym decyduje o wielu fizycznych i chemicznych właściwościach gleb (Królikowski i in. 1968; Prusinkiewicz i in. 1994). Pomimo morfologicznych różnic badanych powierzchni, wszystkie formy (ozy, sandry, równiny akumulacyjne, terasy dolinne) związane są genetycznie z procesami glaciofluwialnymi lub fluwialnymi. Wyraża się to w zbliżonym udziale danej frakcji w częściach ziemistych badanych gleb, z dominacją frakcji piasku we wszystkich profilach. Największe różnice w uziarnieniu występują w zawartości części szkieletowych.

W przeważającej części, analizowane utwory geologiczne pobrane z poszczególnych poziomów genetycznych klasyfikują się jako piaski luźne (tab. 7). Różnice, które zaznaczają się w składzie granulometrycznym poszczególnych substratów glebowych, wynikają z właściwości litologicznych podłoża, procesów wietrzenia (szczególnie mrozowego), procesów kształtujących rzeźbę badanego obszaru oraz procesów glebotwórczych. Terasy pradolin i dolin rzecznych zbudowane są z piasków charakteryzujących się wyraźnym przesortowaniem oraz małą zawartością frakcji szkieletowej (profile 29, 39), natomiast materiał glaciofluwialny obszarów sandrowych oraz ozów odznacza się dużo większym

Tabela 7. Uziarnienie oraz wskaźniki granulometryczne w wybranych profilach gleb bielcowych i bielcowo-rdżawych

Numer profilu	Poziom genetyczny	Zawartość frakcji w %							GSS		GSD	GSK	GSP
		>1,0	<1,0	w tym					mm	w.w			
		mm	mm	1-0,5	05 -0,25	0,25-0,1	0,1-0,02	<0,02					
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	ł	m
1	AEes	46,3	53,7	67,4	23,4	8,2	1	0	0,847	0,24	1,24	-0,14	1,36
	Ees	47,9	52,1	69,2	27,3	2,5	1	0	0,889	0,17	1,14	-0,23	1,22
	Bh	47,5	52,5	68,1	27,1	2,8	1	1	0,876	0,19	1,16	-0,21	1,24
	Bfe	56,7	43,3	69,2	27,0	2,8	1	0	0,880	0,18	1,14	-0,22	1,25
	C	62,3	37,7	70,4	27,3	2,3	0	0	0,862	0,21	1,08	-0,24	1,29
3	AEes	44,6	55,4	44,9	26,3	16,8	7	5	0,619	0,69	1,07	0,11	1,39
	Ees	41,4	58,6	46,0	24,1	16,9	8	5	0,589	0,76	1,91	0,13	1,45
	Bh	30,1	69,9	44,2	24,1	14,7	11	6	0,475	1,07	1,99	0,19	1,61
	Bfe	24,0	76,0	51,1	24,3	14,6	6	4	0,518	0,95	1,57	0,14	1,61
	C	19,7	80,3	41,4	21,6	24,0	8	5	0,341	1,55	2,05	0,28	1,31
7	AEes	45,6	54,4	44,2	32,2	13,6	7	3	0,673	0,57	1,69	0,03	1,33
	Ees	48,7	51,3	45,2	30,8	14,0	6	4	0,692	0,53	1,74	0,06	1,35
	Bh	44,6	55,4	42,3	26,4	17,3	8	6	0,589	0,76	2,00	0,14	1,43
	Bfe	49,2	50,8	52,2	16,2	19,6	8	4	0,644	0,63	1,89	0,13	1,37
	C	49,7	50,3	56,3	15,7	14,0	9	5	0,665	0,59	1,92	0,15	1,62
11	AEes	3,4	96,6	20,1	34,5	39,4	6	0	0,288	1,80	1,01	-0,02	0,97
	Ees	2,3	97,7	12,7	27,5	40,8	15	4	0,202	2,31	1,39	0,14	1,27
	Bh	2,5	97,5	15,6	20,9	41,5	16	6	0,188	2,41	1,69	0,18	1,43
	Bfe	4,5	95,5	25,3	20,5	42,2	10	2	0,263	1,93	1,27	-0,01	0,94
	C	8,9	91,1	28,3	28,7	36,0	6	1	0,332	1,59	1,25	-0,03	1,04
15	AEes	6,7	93,3	15,6	27,2	43,2	12	2	0,249	2,01	1,37	-0,01	1,24
	Ees	8,7	91,3	17,6	28,4	44,0	8	2	0,277	1,85	1,32	-0,11	1,17
	Bh	5,6	94,4	18,7	26,8	37,5	14	3	0,243	2,04	1,46	0,08	1,16
	Bfe	9,9	90,1	24,5	27,3	38,2	9	1	0,307	1,70	1,35	-0,07	1,06
	C	16,7	83,3	35,4	22,4	27,2	11	4	0,359	1,48	1,73	0,15	1,25

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	ł	m
16	AEes	16,4	83,6	42,0	40,6	10,4	7	0	0,497	1,01	1,22	0,03	1,57
	Ees	15,2	84,8	39,5	43,4	12,1	4	1	0,485	1,04	1,14	-0,02	1,46
	Bh	12,2	87,8	28,0	48,4	15,6	6	2	0,399	1,33	1,27	0,03	1,60
	Bfe	20,6	79,4	27,1	48,9	16,0	6	2	0,452	1,15	1,41	-0,05	1,49
	C	21,8	78,2	26,6	50,0	15,4	6	2	0,464	1,11	1,43	-0,06	1,49
29	AEes	3,5	96,5	8,9	59,9	27,2	4	0	0,293	1,77	0,80	0,05	1,41
	Ees	3,3	96,7	5,6	62,1	26,3	4	2	0,276	1,86	0,86	0,15	1,63
	Bh	1,4	98,6	1,0	76,5	18,5	2	2	0,287	1,80	0,56	0,27	1,73
	Bfe	0,7	99,3	0,8	79,3	15,9	2	2	0,291	1,78	0,52	0,27	1,84
	C	0,6	99,4	1,3	81,2	15,5	1	1	0,306	1,71	0,44	0,20	1,56
26	AEes	2,0	98,0	45,6	27,7	20,7	3	3	0,381	1,39	1,11	0,38	1,26
	Ees	7,0	93,0	54,5	33,0	8,5	2	2	0,500	1,00	0,90	0,18	1,43
	Bh	7,6	92,4	42,5	41,4	10,6	3	3	0,459	1,12	0,97	0,10	1,42
	Bfe	6,6	93,4	48,7	40,6	6,7	2	2	0,490	1,03	0,86	0,14	1,41
	C	6,2	93,8	21,7	62,2	14,1	1	1	0,400	1,32	0,80	-0,06	1,48
31	AEes	12,4	87,6	40,1	26,9	25,0	8	0	0,398	1,33	1,34	0,11	1,15
	Ees	9,2	90,8	39,0	36,1	17,9	5	2	0,405	1,30	1,22	0,13	1,38
	Bh	4,6	95,4	37,1	46,4	12,5	3	1	0,406	1,30	0,92	0,16	1,13
	Bfe	5,2	94,8	37,8	41,2	17,0	4	0	0,426	1,23	0,85	0,13	1,23
	C	3,7	96,3	15,0	63,0	18,0	3	1	0,339	1,56	0,81	0,05	1,58
35	AEes	3,4	96,6	21,5	32,3	38,2	7	1	0,283	1,82	1,09	0,03	0,98
	Ees	2,3	97,7	19,3	36,3	34,4	8	2	0,271	1,88	1,15	0,14	1,13
	Bh	1,8	98,2	18,2	37,1	33,7	8	3	0,264	1,92	1,20	0,18	1,22
	Bfe	1,7	98,3	18,3	37,9	34,8	7	2	0,271	1,88	1,11	0,15	1,17
	C	1,1	98,9	14,6	43,4	37,0	2	3	0,273	1,87	0,94	0,12	1,50

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	l	m
39	AEes	5,6	94,4	29,3	43,2	15,5	12	0	0,331	1,59	1,20	0,20	1,35
	Ees	4,8	95,2	32,1	39,8	16,1	10	2	0,331	1,59	1,24	0,26	1,33
	Bh	4,2	95,8	28,2	37,4	25,4	7	2	0,320	1,64	1,16	0,18	1,11
	Bfe	3,2	96,8	26,7	36,1	29,2	7	1	0,310	1,69	1,12	0,15	1,07
	C	4,6	95,4	24,6	38,8	30,6	5	1	0,321	1,64	1,05	0,07	1,03
20	AEes	7,0	93,0	30,3	20,1	36,6	13	0	0,292	1,78	1,41	0,02	1,01
	Ees	14,3	85,7	34,2	21,4	34,4	9	1	0,358	1,48	1,49	0,04	1,10
	Bh	5,0	95,0	24,9	27,6	28,5	13	6	0,241	2,05	1,74	0,27	1,30
	Bfe	12,2	87,8	24,0	30,1	30,9	12	3	0,306	1,71	1,62	0,06	1,26
	C	16,7	83,3	37,2	34,2	24,6	4	0	0,440	1,18	1,25	-0,03	1,16
24	AEes	0,0	100,0	21,1	18,5	53,4	7	0	0,244	2,03	0,95	-0,10	0,80
	Ees	14,0	86,0	23,6	21,6	47,8	7	0	0,318	1,65	1,38	-0,22	1,03
	Bh	8,0	92,0	24,5	19,0	44,5	7	5	0,272	1,88	1,57	0,02	1,28
	Bfe	12,3	87,7	25,3	19,8	44,9	5	5	0,301	1,73	1,62	-0,02	1,31
	C	16,9	83,1	30,2	20,1	39,7	6	4	0,350	1,52	1,64	0,01	1,21

Objaśnienia: GSS – przeciętna średnica ziarna, GSO – odchylenie standardowe, GSK – współczynnik asymetrii, GSP – wskaźnik kurtozy graficznej

udziałem ziarn piasku grubego i znaczną obecnością frakcji żwirowo-kamienistej o średnicy dochodzącej do kilku centymetrów (tab. 7)¹⁷. Jest to szczególnie widoczne w materiale pobranym na północy Europy, gdzie zawartość frakcji żwirowo-kamienistej (>1 cm) stanowi w niektórych poziomach genetycznych ponad 50% materiału mineralnego, a dominującą frakcją części ziemistych jest piasek gruby (do 70% w poziomie C profilu 1).

Powierzchniowe poziomy genetyczne gleb, zwłaszcza wykształconych w starszym materiale geologicznym, charakteryzują się nieznacznym wzrostem udziału frakcji ilastej i pylastej w składzie granulometrycznym, co jest następstwem ich intensywnego wietrzenia mrozowego i modelujących procesów eolicznych. W czasie vistulianu, na obszarze środkowej Polski okres wzmożonego oddziaływania tego typu procesów na pokrywy zwietrzelinowo-glebowe występował od 25 do 12 ka BP (Goździk 1991). Na wzbogacenie materiału we frakcję iltu pyłowego drobnego, poza wietrzeniem mrozowym, mogło również wpływać zjawisko korazji (Linde, Mycielska-Dowgiałło 1980). Najintensywniej procesy egzogeniczne przebiegały w strefie stropowej gleb. Poziomy genetyczne górnej części niektórych profili glebowych (np. profile: 11, 24, 26, 29, 35) odznaczają się umiarkowanie dobrym wysortowaniem, przejawiającym się minimalnym udziałem frakcji szkieletowej (do 5%), oraz bardzo dużą zawartością frakcji piasku średniego i drobnego (do 90%).

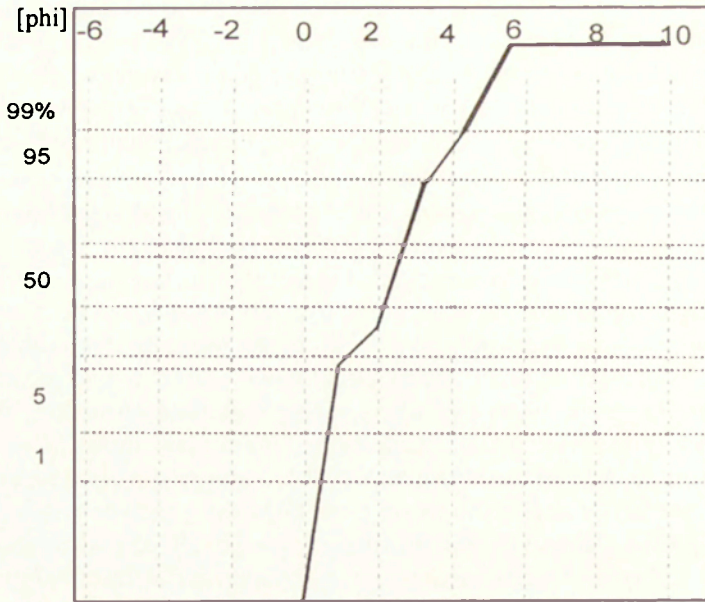
Wzbogacenie substratu glebowego we frakcję iltu koloidalnego wiązane bywa czasami z procesami geochemicznymi i pedogenicznymi (Chorley i in. 1984). W większości badanych gleb bielcowych zaobserwowano wzrost udziału frakcji iltu (od 0,5 do 1%) w podpoziomie wzbogacania (Bh) w odniesieniu do podpoziomu (Bfe) i poziomu eluwalnego (E).

Fluwialny charakter osadów oraz ich powierzchniowe przekształcenie eoliczne potwierdzają również obliczone wskaźniki granulometryczne. Krzywe kumulatywne skonstruowane w skali prawdopodobieństwa phi charakteryzujące te dwa typy sedymentu, wykazują pewne różnice (ryc. 11). Krzywe odnoszące się do składu granulometrycznego piasków fluwialnych są bardziej wypukłe, wyraźnie odchylają się od rozkładu logarytmnormalnego (GSK>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 posiadają rozkład mezokurtyczny lub platykurtyczny (GPS<1,2). Otrzymane charakterystyki uziarnienia nie różnią się od wyników uzyskanych przez innych autorów dla obszarów niżowej Polski (Grzegorzczak 1970; Nowaczyk 1976; Bednarek 1991), Litwy (Bauziene 1999), Finlandii (Sepponen 1985), jak i od wcześniejszych rezultatów badań prowadzonych przez autora (Degórski 1990, 1998a).

Różnice w uziarnieniu badanych gleb pozwalają stwierdzić istotne statystycznie prawidłowości przestrzenne tylko dla frakcji grubszych – zmniejszanie udziału

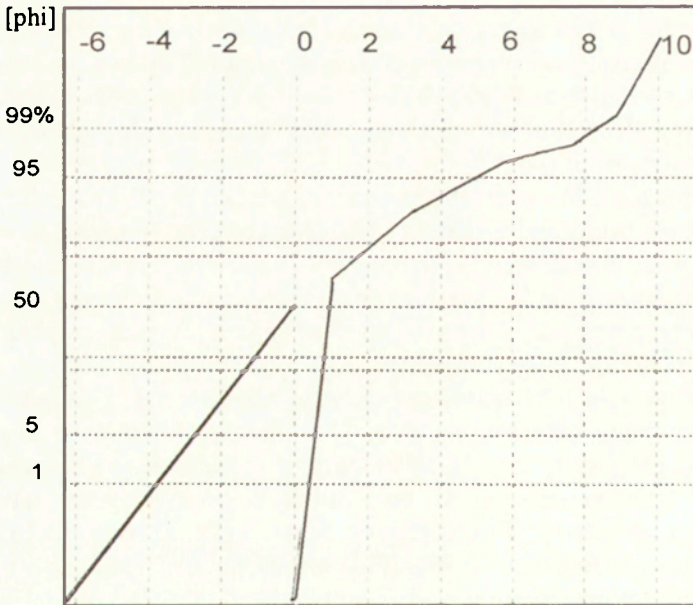
¹⁷ Dokumentację składu granulometrycznego dla obszaru Polski zawierają opracowania – Degórski 1994b, 1995b

a



Perc.1=0.45
 Perc.5=0.71
 Perc.16=0.93
 Perc.25=1.20
 Perc.50=2.20
 Perc.50=2.20
 Perc.75=2.69
 Perc.84=2.97
 Perc.95=3.62

b



Perc.1=-3.59
 Perc.5=-2.22
 Perc.16=-1.05
 Perc.25=-0.48
 Perc.50=0.44
 Perc.75=1.29
 Perc.84=2.37
 Perc.95=4.77

Ryc. 11. Przebieg krzywych kumulatywnych w skali prawdopodobieństwa phi (a – rozkład platykurtyczny, profil 24, poziom A; b – rozkład leptokurtyczny, profil 7, poziom C)

Cumulative curves on the probability scale phi. (a – platykurtic distribution characteristics for the sample from A horizon in profile 24, b – leptokurtic distribution characteristic for the sample from C horizon, profile 7)

frakcji szkieletowych oraz piasku grubego wraz ze wzrostem wieku osadów. W przypadku pozostałych frakcji, pomimo znacznych lokalnych różnic ich udziału w składzie granulometrycznym, nie stwierdzono istotnych statystycznie prawidłowości geograficznych.

7.2.3. STOPIEŃ OBRÓBKİ ZIARN KWARCOWYCH

Analiza graniformametryczna materiału mineralnego potwierdza fluwialny charakter sedymentacji wszystkich badanych próbek. Wskazuje na to typowa dla utworów fluwialnych przeważająca zawartość ziarn kwarcu staczających się na graniformametrze przy nachyleniu 12–16°. Niemniej jednak piaszczyste utwory macierzyste, podobnie jak w przypadku składu granulometrycznego, różnicuje obróbka ziarn kwarcu. We wszystkich badanych glebach dominują ziarna półgraniaste (typ dojrzały – β), a ich zawartość waha się od 52% na północy Finlandii do ponad 80% w południowej Polsce i Białorusi. Największy ich udział stwierdzono na powierzchniach, gdzie zaobserwowano najsilniejsze oddziaływanie procesów eolicznych (np. profil 35). Profile północne charakteryzują się najmniejszą zawartością ziarn obtoczonych (typ starczy – γ) wynoszącą od 1 do 9% i największym ze wszystkich badanych gleb udziałem ziarn graniastych (typ młodociany – α), który przekracza 40%, co wskazuje na pierwotne wietrzenie substratu, głównie kriogeniczne. Odwrotne proporcje zaznaczają się w piaskach wyraźnie przewianych, gdzie korazja i deflacja wpłynęły na zaokrąglenia ziarn kwarcu. Zawartość ziarn typu γ wynosi w tych osadach do 26% (tab. 8).

Wskaźnik obróbki ziarn (W_o) badanych piasków potwierdza różny stopień obtoczenia materiału. Najniższe wartości osiąga wskaźnik określony dla najmłodszych piasków glacyjfluwialnych Finlandii (800–1000), najwyższe dla najstarszych osadów środkowej Polski i Białorusi (1200–1380). Tak wysokie wartości W_o charakteryzują materiał litologiczny wielokrotnie redeponowany, głównie w wyniku transportu eolicznego (Nowaczyk 1976; Degórski 1990; Bednarek 1991). Jednocześnie piaski przekształcone w wyniku długotrwałych procesów egzogenicznych charakteryzują się znacznie większą niejednorodnością materiału. Dotyczy to przede wszystkim profili położonych na Wysoczyźnie Białorusko-Podlaskiej (profil 20) i Nizinie Berezynsko-Desnańskiej (profil 24), gdzie wskaźnik niejednorodności (N_m) osiąga wartość do 7,2 (tab. 8). Położenie punktów charakteryzujących wzajemne relacje obu parametrów (W_o i N_m), przedstawione w układzie prostokątnym, wykazuje silne ich skupienie w przedziale wartości 1000–1200 wskaźnika obróbki ziarna (W_o) i 4 – 6 wskaźnika niejednorodności materiału (N_m). Uzyskany rozkład potwierdza dojrzałość pedogeniczną większości badanych gleb (ryc. 12).

Zmienność geograficzna wartości wskaźnika obróbki ziarn (W_o), jak i niejednorodności materiału (N_m) jest bardzo wyraźna. Związek ten z długością i szerokością geograficzną w glebach bielcowych oraz z długością geograficzną w glebach bielcowo-rdzawych określa regresja liniowa opisana wielomianem drugiego stopnia ($Y = a + bx + cx^2$). Jedynie w przypadku zależności pomiędzy

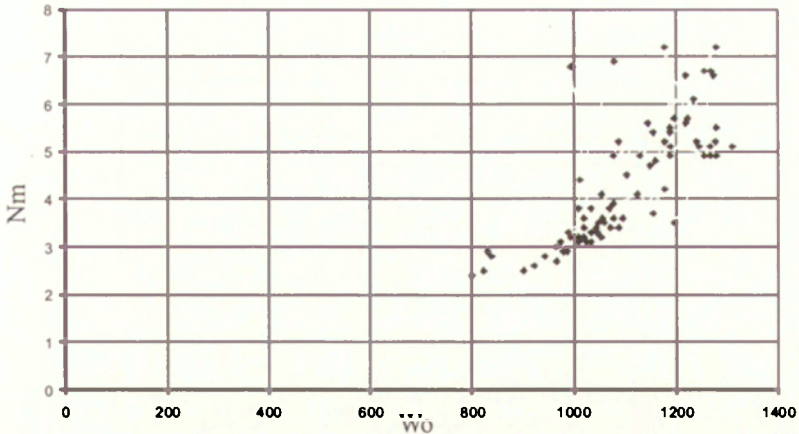
Tabela 8. Wartości udziału ziarn typu γ , β , α oraz wartości wskaźników obróbki (W_o) i niejednorodności materiału (N_m) w wybranych profilach gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych

Numer profilu	Poziom genetyczny	Udział ziarn (%)			W_o	N_m
		γ	β	α		
1	A Ees	1	53	46	839	2,8
	C	1	52	47	831	2,9
3	A Ees	2	57	41	902	2,5
	C	3	77	20	923	2,6
7	A Ees	9	53	38	994	3,2
	C	9	69	22	1020	3,6
11	A Ees	16	66	18	1072	3,4
	C	11	68	21	1178	4,2
15	A Ees	12	51	37	996	6,8
	C	19	50	31	1080	6,9
16	A Ees	12	64	24	1012	4,4
	C	19	65	22	1010	3,8
29	A Ees	12	68	20	1070	3,8
	C	14	70	16	1055	4,1
26	A Ees	17	65	18	1096	3,6
	C	16	69	15	1078	3,9
31	A Ees	19	74	7	1188	5,4
	C	19	76	5	1156	3,7
35	A Ees	10	73	17	1125	4,1
	C	12	83	5	1196	3,5
39	A Ees	19	70	11	1160	4,8
	C	19	73	8	1189	5,4
20	A Ees	21	58	21	1178	7,2
	C	18	77	5	1224	5,7
24	A Ees	26	64	11	1240	5,2
	C	24	65	11	1220	6,6

ziarna obtoczone, typ starczy – γ ,
 ziarna półgraniaste, typ dojrzały – β ,
 ziarna graniaste, typ młodociany – α .

Tabela 9. Parametry regresji i współczynniki korelacji dla wskaźników obróbki (W_o) i niejednorodności materiału (N_m) gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych w odniesieniu do współrzędnych geograficznych

Typ gleby	Zmienne zależne	Zmienne niezależne	Parametry regresji			Współczynniki korelacji
			a	b	c	r
bielcowa	W_o	długość geograficzna	1656,2	-59,884	1,462	0,943
		szerokość geograficzna	256,421	51,02	-0,502	0,887
bielcowo-rdzawa		długość geograficzna	915,19	14,71	-0,163	0,810
		szerokość geograficzna	2138	-18,985	-	0,844
bielcowa	N_m	długość geograficzna	-1,002	0,373	-0,005	0,798
		szerokość geograficzna	80,562	-2,362	0,018	0,935
bielcowo-rdzawa		długość geograficzna	3,710	-0,108	0,006	0,949
		szerokość geograficzna	26,763	-0,383	-	0,913



Ryc. 12. Pozycja ziarn kwarcu w układzie prostokątnym charakteryzowanym przez wskaźnik obróbki ziarn (W_o) – oś X i wskaźnik niejednorodności materiału (N_m) – oś Y

Location of quartz grains within the rectangular configuration characterised by the quartz grain abrasion index (W_o) – X axis and index of non homogeneity (N_m) – Y axis

szerokością geograficzną a zróżnicowaniem przestrzennym wskaźników W_o i N_m w glebach bielcowo-rdzawych, najbliższy jest model liniowy regresji ($Y = a + bx$) – tab. 9.

Analiza podobieństwa rozkładu wskaźników niejednorodności i obróbki ziarna badanego materiału, pozwoliła podzielić badane gleby na sześć grup o statystycznie istotnie różnych charakterystykach graniforma-metrycznych (ryc. 13):

- grupa I obejmuje tylko dwa profile wysunięte najbardziej na północ, z glebami wykształconymi z najmłodszych osadów glaciofluwialnych neoholocenu – $W_o < 900$; $N_m < 3$;

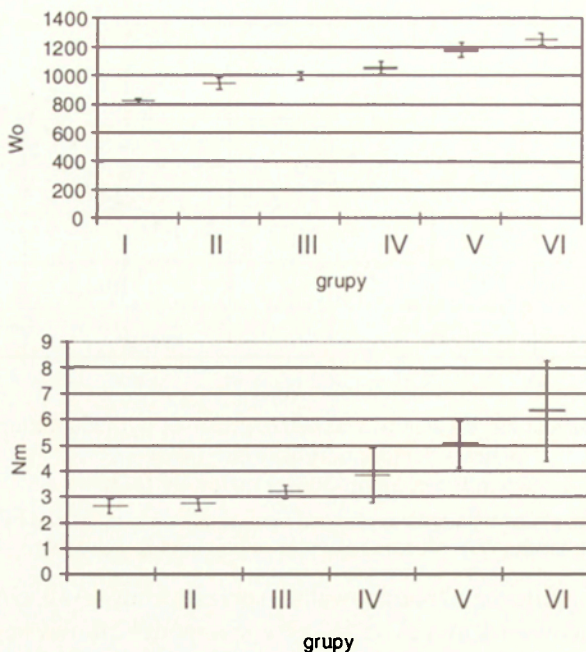
- grupa II obejmuje trzy profile gleb południowej Laponii, powstałe z osadów mezoholocenu – $W_o \approx 900$, $N_m < 3$;

- grupa III to gleby regionu Hamme, wykształcone z osadów eoholocenu – $W_o \approx 1000$, $3 < N_m < 4$;

- grupa IV obejmuje gleby szerokiego spektrum przestrzeni geograficznej: południowo-wschodnią Finlandię, Estonię, Łotwę, Litwę, Brandenburgię, zachodnią Polskę i północno-wschodnią Polskę, sedymentacyjnie związane z vistulianem – $1000 < W_o < 1100$, $4 < N_m < 6$;

- grupa V to gleby środkowej i wschodniej części Polski, wykształcone z osadów stadiału Warty zlodowacenia Odry – $1100 < W_o < 1200$, $4 < N_m < 6$;

- grupa VI obejmuje gleby obszarów związanych z najstarszymi osadami zlodowacenia odrzańskiego oraz zlodowacenia Sanu II (wschodnia Białoruś, południowa Polska), dla których $W_o > 1200$, zaś wartości N_m mieszczą się w przedziale od 5 do 8.



Ryc. 13. Wartości średnie i odchylenie standardowe określone dla wskaźników obróbki (Wo) i niejednorodności materiału (Nm) w istotnie statystycznie różnych grupach.

(grupy: I – profile 1–2; II – profile 3–5; III – profile 6–9;

IV – profile 10–16 i 25–29; V – profile 30–35 i 38–39; VI – profile 17, 20–24, 36–37)

Mean values and standard deviations obtained for the quartz grain abrasion index (Wo) and non homogenous index (Nm) in groups differing significantly

(groups: I – profiles 1–2, II profiles 3, 5, III – profiles 6–9, IV – profiles 10–16 and 25–29, V – profiles 30–35 and 38–39, VI – profiles 17, 20–24, 36–37)

Metoda graniformometrii B. Krygowskiego (1964) opracowana na podstawach geomorfologicznych nie uwzględnia wpływu procesów glebowych na kształt ziarn kwarcowych. Dlatego też trudno jest jednoznacznie ocenić, które cechy są następstwem procesów pedogenicznych, a które rzeźbotwórczych, szczególnie w tzw. „młodych glebach” (Rotnicki 1970). Uzupełnieniem metod analitycznych z użyciem graniformometru Krygowskiego do klasyfikacji genetycznej osadów oraz do badań nad pedogenezą, coraz częściej stosuje się oznaczenia oparte na bardzo precyzyjnych technikach diagnostycznych (Whalley 1979; Goździk 1991, 1995; Mycielska-Dowgiałło 1995). Bardzo pomocna w tych badaniach jest mikroskopia elektronowa (Whalley 1979; Kowalkowski 1984; Brogowski, Kocoń 1984; Kowalkowski, Brogowski, Kocoń 1986; Bednarek 1988, 1991; Kowalkowski, Kocoń 1998; Janowska 2001). Jakkolwiek zastosowanie takich technik wydaje się być bardzo potrzebne przy interpretacji środowiska genezy badanych gleb, to jednak zagadnienia te nie są celem prezentowanych badań.

7.3. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE

Właściwości fizyczne analizowanych gleb zostały omówione w dwu zasadniczych grupach, zgodnie z propozycją ich podziału H. Uggli i Z. Uggli (1979). W pierwszej z nich zaprezentowano pierwotne właściwości fizyczne, które są głównie związane z jakością materiału glebowego (gęstość objętościowa, gęstość właściwa, porowatość). W drugiej grupie właściwości wtórne, czyli wodne i powietrzne, wynikające z właściwości pierwotnych.

7.3.1. PIERWOTNE WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE

Pomimo wykazanego zróżnicowania teksturalnych właściwości materiału mineralnego będącego substratem, z którego wykształcone zostały badane gleby, pierwotne właściwości fizyczne charakteryzują się małą dyspersją wyników oraz brakiem wyraźnych (istotnych statystycznie) prawidłowości w zróżnicowaniu przestrzennym niektórych cech. Dominujący udział kwarcu (do 98%) i bardzo mała zawartość minerałów ciężkich (do 10%) w składzie petrograficznym oraz pionowe rozmieszczenie próchnicy w profilach wpływają determinująco na gęstość właściwą (G_w) badanych gleb. Jej średnie wartości określone dla poszczególnych mineralnych poziomów genetycznych gleb bielcowych wahają się od $2,34 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w poziomie próchnicznym do $2,60 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w poziomie skały macierzystej, zaś w przypadku gleb bielcowo-rdzawych od $2,36 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w poziomie próchnicznym do $2,61 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w skałe macierzystej (tab. 10). Większe różnice wartości G_w stwierdzone w poziomach próchnicznych, w porównaniu z poziomami mineralnymi, podkreślają duży wpływ materii organicznej na kształtowanie się omawianej cechy. Małe zróżnicowanie petrograficzne jest również przyczyną

Tabela 10. Wartości średnie (G_{w_f}) i ekstremalne ($G_{w_{mn}}$, $G_{w_{maks}}$) oraz odchylenie standardowe (d) gęstości właściwej w poszczególnych poziomach genetycznych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych

Poziom genetyczny	G_{w_f}	d	$G_{w_{mn}}$	Nr profilu z $G_{w_{mn}}$	$G_{w_{maks}}$	Nr profilu z $G_{w_{maks}}$
	$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$		$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$			
gleby bielcowe						
AEes	2,34	0,11	2,02	29	2,51	7
Ees	2,53	0,07	2,42	38	2,65	24
Bh	2,46	0,06	2,32	24, 29	2,59	10
Bfe	2,59	0,06	2,47	38	2,69	1
C	2,60	0,05	2,51	38	2,69	4
gleby bielcowo-rdzawe						
AEes	2,36	0,11	2,21	34	2,53	25
BfeBv	2,51	0,08	2,35	37	2,61	25, 24
Bv	2,58	0,06	2,51	8, 34	2,66	25
BvC	2,60	0,03	2,56	36	2,67	24
C	2,61	0,06	2,55	8	2,67	18

niewielkich odchylen wartości ekstremalnych gęstości właściwej, określonych w poszczególnych poziomach genetycznych solum, które różnią się od wartości średnich, od 13,7% w poziomie próchnicznym do 3,5% w skale macierzystej (tab. 10). We wszystkich profilach zaobserwowano zwiększanie się gęstości właściwej wraz z głębokością, jedynie w glebach bielcowych z uwagi na wzrost zawartości związków organicznych w poziomie diagnostycznym spodic, jego gęstość właściwa jest mniejsza od gęstości poziomów sąsiednich.

Zmienność przestrzenna gęstości właściwej nie dzieli badanego zbioru profili glebowych na statystycznie istotnie różne grupy. Cechę tę z punktu widzenia diagnostyki geograficznego położenia pedonów można uznać za neutralną.

Nieco odmiennie kształtuje się zmienność przestrzenna gęstości objętościowej (G_o), gdzie oprócz czynników litogenicznych dużą rolę odgrywają również warunki lokalne, głównie biogeniczne (zawartość materii organicznej, rozmieszczenie korzeni roślin itd.). Gęstość objętościowa uważana za jedną z ważniejszych cech fizycznych gleby (Derone i in. 1986; Alexander 1989; Manrique, Jones 1991; Tamminen, Starr 1994), przez wielu badaczy traktowana jest jako wypadkowa szeregu innych uwarunkowań rozwoju procesu glebowego (Alexander 1980; Strong, La Roi 1985; Huntington i in. 1989; Hillel 1998).

W badanych glebach, z uwagi na podobny opad organiczny (głównie igły sosny) oraz dominującą w runie grupę gatunków hemikryptofitów (Solon 1998), podpoziomy próchnicy nadkładowej charakteryzują się małym zróżnicowaniem przestrzennym gęstości objętościowej. W glebach bielcowych wynosi ona odpowiednio: w podpoziomie surowinowym: $0,152 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ($d = 0,004 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), w podpoziomie butwinowym: $0,195 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ($d = 0,031 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), zaś w podpoziomie epihumusowym $0,251 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ($d = 0,017 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Określone wartości wykazują tendencję rosnącą z północy na południe, co wiązać można z szybszą humifikacją materii organicznej w warunkach cieplejszego klimatu. W przypadku gleb bielcowo-rdzawych gęstość objętościowa poziomu organicznego jest jeszcze bardziej wyrównana niż w glebach bielcowych. We wszystkich profilach w podpoziomie surowinowym wynosi $0,15 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ($d = 0,012 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), w podpoziomie butwinowym $0,216 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ($d = 0,037 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), zaś epihumusowym $0,251 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ($d = 0,004 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Pomimo braku statystycznie istotnych różnic w zmienności przestrzennej G_o , większe wartości odnotowano w południowych regionach obszaru badań.

W poziomach solum wytworzonych z materiału piaszczystego, gęstość objętościowa rośnie wraz z głębokością, od około $1,05 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (profil 28) w poziomach próchnicznych do $1,76 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (profil 18) w skale macierzystej. Średnie wartości gęstości objętościowej w poszczególnych poziomach genetycznych gleb bielcowych wynoszą od $1,30 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w poziomie AEes do $1,58 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ w poziomie C, zaś w glebach bielcowo-rdzawych odpowiednio od $1,24 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ do $1,64 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (tab. 11). O pionowej i przestrzennej zmienności gęstości w profilach decyduje rozmieszczenie korzeni oraz zawartość substancji organicznej ($r = -0,522$ dla gleb

bielicowych i $r = -0,557$ dla gleb bielicowo-rdzawych), skład granulometryczny ($r = 0,376$)¹⁸, jak i intensywność procesu bielicowania.

We wszystkich profilach gleb bielicowych zaobserwowano wzrost gęstości objętościowej materiału w podpoziomie wzbogacania Bh w stosunku do poziomów sąsiednich (tab. 11). Względnie niskie wartości wskaźników korelacji (niemniej istotne statystycznie) potwierdzają złożoność czynników wpływających na gęstość objętościową badanych gleb. Z uwagi jednak na największą wartość wskaźnika jaką otrzymano w przypadku materii organicznej, uznać ją można za jeden z najważniejszych elementów determinujących pionowe i przestrzenne zróżnicowanie gęstości objętościowej w badanych profilach.

Na podstawie analizy statystycznej przestrzennej zmienności pionowego zróżnicowania gęstości objętościowej w glebach bielicowych na badanym obszarze wyodrębniono dwie statystycznie istotnie różne grupy profili. Pierwsza obejmuje gleby Laponii i Pojezierzy Fińskich (profile 1–7), druga zaś pozostałe profile (tab. 11). Największym zróżnicowaniem charakteryzują się poziomy: próchniczne (A lub AEes) i eluwalne (Ees), najmniejszym zaś podpoziom wzbogacania (Bh). W przypadku gleb bielicowo-rdzawych istotnie statystycznie różną grupę stanowią gleby Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej, które charakteryzują się najwyższymi wartościami G_0 w odniesieniu do pozostałych

Tabela 11. Wartości średnie (G_{0r}), ekstremalne (G_{0min} , G_{0maks}) i odchylenie standardowe (d) gęstości objętościowej w poszczególnych poziomach genetycznych wszystkich analizowanych gleb bielicowych, bielicowo-rdzawych oraz wydzielonych grup

Poziom genetyczny	Wszystkie gleby						Grupa I		Grupa II	
	G_{0r}	d	G_{0min}	nr profilu	G_{0maks}	nr profilu	G_{0r}	d	G_{0r}	d
	g·cm ⁻³			z G_{0min}	g·cm ⁻³		z G_{0maks}			
gleby bielicowe										
A Ees	1,30	0,12	1,05	28	1,49	3	1,42	0,04	1,3	0,09
Ees	1,42	0,11	1,12	28	1,58	3, 4	1,52	0,05	1,4	0,10
Bh	1,59	0,09	1,34	28	1,69	22, 32	1,61	0,04	1,6	0,09
Bfe	1,48	0,08	1,29	28	1,59	3, 4, 22	1,54	0,05	1,5	0,08
C	1,58	0,09	1,47	29	1,74	5	1,67	0,07	1,6	0,08
gleby bielicowo-rdzawe										
A Ees	1,24	0,12	1,10	8, 25	1,48	18	1,40	0,11	1,20	0,08
BfeBv	1,41	0,11	1,23	37	1,62	23	1,56	0,08	1,4	0,07
Bv	1,52	0,06	1,43	27	1,67	18	1,62	0,02	1,5	0,03
BvC	1,70	0,04	1,65	8, 21	1,74	18	1,72	0,02	1,7	0,01
C	1,64	0,1	1,52	8, 25	1,76	18	1,74	0,02	1,6	0,09

gleby bielicowe: grupa I – (profile 1–7); grupa II – pozostałe profile

gleby bielicowo-rdzawe: grupa I – (profile: 18, 21, 23); grupa II – pozostałe profile

¹⁸ Korelację pomiędzy wskaźnikiem GSS a G_0 określono dla wszystkich poziomów genetycznych badanych profili glebowych.

gleb. Niemniej jednak uwzględniając wszystkie badane profile nie stwierdzono zależności pomiędzy gęstością objętościową a położeniem geograficznym.

Z pionowym i przestrzennym rozmieszczeniem strukturotwórczej materii organicznej, która obok składu granulometrycznego determinuje gęstości badanych gleb, związana jest również ich porowatość ogólna (P_o). Współczynnik korelacji określony pomiędzy porowatością wszystkich poziomów genetycznych a zawartością w nich materii organicznej równa się 0,613, zaś pomiędzy badaną cechą a wskaźnikiem przeciętnej średnicy ziarna (GSS) określonej dla każdego poziomu genetycznego wynosi – 0,421. Uzyskane wyniki wskazują, że porowatość badanych gleb wzrasta wraz ze zwiększaniem się zawartości materii organicznej w poziomach genetycznych i zmniejszaniem się przeciętnej średnicy ziarn substratu glebowego.

W analizowanych profilach wartości porowatości ogólnej maleją od poziomów próchnicznych do skały macierzystej. W przypadku gleb bielcowych od 52,7% w poziomie AEes profilu 28 do 34,1% w poziomie C profilu 3, zaś gleb bielcowo-rdzawych, odpowiednio 56,5% w profilu 25 do 35,5% w profilu 37 (tab. 12).

Pomimo zbliżonych właściwości petrograficzno-litologicznych substratu oraz struktury gatunkowej roślinności, porowatość ogólna w badanych glebach charakteryzuje się przestrzennym zróżnicowaniem. Główną przyczyną tych różnic jest zmienność czynnika higrotermicznego, determinującego procesy mineralizacji i humifikacji materii organicznej, której zawartość w poszczególnych glebach wpływa na kształtowanie się ich gęstości.

Tabela 12. Wartości średnie ($P_{o_{sr}}$), ekstremalne ($P_{o_{min}}$, $P_{o_{maks}}$) oraz odchylenie standardowe (d) porowatości ogólnej w poszczególnych poziomach genetycznych wszystkich analizowanych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych oraz wydzielonych grup

Poziom genetyczny	Wszystkie gleby						Grupa I		Grupa II	
	$P_{o_{sr}}$	d	$P_{o_{min}}$	nr profilu z $P_{o_{min}}$	n_{maks}	nr profilu z $P_{o_{maks}}$	$P_{o_{sr}}$	d	$P_{o_{sr}}$	d
	%				%			%		
gleby bielcowe										
AEes	44,5	3,6	37,7	3	52,7	28	38,7	3,1	45,8	2,8
Ees	43,7	4,6	33,6	4	54,8	28	36,6	2,8	43,6	3,9
Bh	35,4	4,1	30,2	38	46,2	28	36,1	1,9	37,6	4,1
Bfe	42,9	3,1	36,7	4	46,1	29	40,1	2,9	43,6	2,7
C	41,4	3,0	34,1	3	45,3	32	37,9	2,3	42,3	2,5
gleby bielcowo-rdzawe										
AEes	47,4	6,1	36,8	18	56,5	25	39,5	3,4	49,4	4,5
BfeBv	43,7	4,4	34,7	18	48,3	27	37,5	2,6	45,3	3,1
Bv	41,3	2,9	35,0	18	45,6	27	37,4	2,2	42,2	2,1
BvC	37,1	1,2	35,7	34	38,7	21	35,7	0,1	37,0	1,2
C	39,1	3,3	35,5	37	44,3	27	36,1	0,4	40,0	3,2

gleby bielcowe: grupa I – (profile 1–5); grupa II – pozostałe profile

gleby bielcowo-rdzawe: grupa I – (profile: 18, 21, 23); grupa II – pozostałe profile

Z uwagi na przestrzenną zmienność porowatości ogólnej, gleby bielcowe tworzą dwie statystycznie istotne grupy. Pierwszą stanowią gleby Laponii i Ostrobotnii (profile 1–5), drugą, gleby reszty obszaru badań. Większa zawartość frakcji szkieletowej oraz frakcji piasku grubego w składzie granulometrycznym gleb północnych regionów obszaru badań, a przede wszystkim mniejsza zawartość materii organicznej w solum tych gleb decydują, że pedony te charakteryzują się mniejszą porowatością (tab. 12). Znamienna dla nich jest też mniejsza różnica porowatości pomiędzy podpoziomem wzbogacania Bh (36,1%) a poziomem eluwalnym Ees (36,6%) i podpoziomem wzbogacania Bfe (40,1%) w porównaniu ze starszymi glebami wschodnioeuropejskiej krainy glebowej. W glebach tej części kontynentu podpoziom Bh charakteryzuje się większą zbitością materiału, co wyraża się znacznie mniejszą porowatością (37,6%) w odniesieniu do poziomu eluwalnego Ees i podpoziomu wzbogacania Bfe (43,6%).

Podobnie jak w glebach bielcowych, zmienność przestrzenna porowatości w poszczególnych profilach gleb bielcowo-rdzawych pozwoliła wydzielić dwie istotnie statystycznie różne grupy gleb. W przypadku tych gleb, wyraźnie wyróżniają się profile położone we wschodnich regionach obszaru badań, czyli na Wysoczyznach Podlasko-Białoruskich i Nizinie Berezynsko-Desnańskiej. Pomimo, że substrat tych gleb był najbardziej przekształcony w wyniku oddziaływania procesów eolicznych w środowisku peryglacialnym, a tym samym występuje w nich wzbogacenie we frakcje pyłowe, to i tak ich porowatość jest najmniejsza spośród badanych gleb bielcowo-rdzawych. Jest to spowodowane niskim udziałem strukturotwórczej materii organicznej w solum tych gleb, co wiązać można z intensywną gospodarką leśną prowadzoną w przeszłości na tych obszarach (Jefremow, Degórski 1998). Działalność ludzka zabużyć więc mogła pierwotne właściwości gleby.

Otrzymane wyniki wskazują, że w pedonach o zbliżonym składzie granulometrycznym, znaczącą rolę w przestrzennym zróżnicowaniu pierwotnych właściwości glebowych odgrywa materia organiczna.

7.3.2. WTÓRNE WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE

Pierwotne właściwości fizyczne, właściwości litologiczne substratu oraz zawartość materii organicznej należą do podstawowych czynników determinujących wtórne właściwości fizyczne gleb. Pionowe zróżnicowanie kapilarnej (KPW) i polowej pojemności wodnej (PPW) w profilach gleb bielcowych oraz bielcowo-rdzawych wiąże się ze zmniejszaniem ich wartości wraz z głębokością (tab. 13), z wyjątkiem podpoziomów wzbogacania Bh w glebach bielcowych oraz poziomu skał macierzystych obu typów gleb. Zaznaczający się ponowny wzrost obu pojemności wodnych w skałach macierzystych może być powodowany nie tylko innym uziarnieniem osadów lecz również występującym wraz z głębokością wzrostem oddziaływania sił kapilarnych (Birecki, Trzecki 1964; Degórski 1990).

Tabela 13. Wartości średnie ($KPW_{\bar{x}}$, $PPW_{\bar{x}}$), ekstremalne (KPW_{min} , KPW_{maks} ; PPW_{min} , PPW_{maks}) oraz odchylenie standardowe (d) kapilarnej pojemności wodnej oraz polowej pojemności wodnej w poszczególnych poziomach genetycznych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych.

Poziom genetyczny	KPW						PPW					
	$KPW_{\bar{x}}$	d	KPW_{min}	nr profilu	KPW_{maks}	nr profilu	$PPW_{\bar{x}}$	d	PPW_{min}	nr profilu	PPW_{maks}	nr profilu
	% wag.			z KPW_{min}	% wag.	z KPW_{maks}	% wag.			z PPW_{min}	% wag.	z PPW_{maks}
gleby bielcowe												
O	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	162,4	30,9	104,5	2	198,4	24
AEes	22,7	3,2	19,5	7	30,6	16	13,6	2,6	8,2	10	18,3	22
Ees	15,6	2,4	11,2	10	18,9	24	9,2	1,2	6,7	10	11,3	1
Bh	19,7	5,5	11,8	7	35,5	15	9,8	2,2	7,7	7	13,9	19
Bfe	11,8	2,2	9,7	2	17,6	24	7,6	1,1	6,1	35	10,3	22, 24
C	13,1	1,2	10,8	2	15,9	24	7,4	1,0	5,3	19	9,6	5
gleby bielcowo-rdzawe												
O	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	187,0	22,9	141,2	8	214,2	18
AEes	26,7	5,2	19,5	9	36,9	30	17,5	4,2	9,1	9	23,7	30
BfeBv	18,2	2,6	13,2	9	23,9	37	12,0	3,2	7,4	8	18,4	21
Bv	14,6	1,3	11,8	9	16,5	21	8,9	1,1	6,8	8	11,2	21
BvC	13,4	1,0	11,8	39	14,3	34	8,5	0,4	7,9	39	9,0	18
C	15,7	1,4	14,2	23	17,3	36	9,7	1,3	8,1	8	13,6	30

Objaśnienia: n.o. – nie oznaczone

Przestrzenna zmienność KPW i PPW wykazuje wzrost wartości w glebach regionów położonych na obszarach staroglacjalnych. Gleby tych obszarów, wykształcone są z materiału o większym udziale frakcji pyłu (częściej niż w innych regionach geograficznych), występuje w nich większa akumulacja materii organicznej (patrz rozdział 7.4.1) oraz charakteryzują się znacznym udziałem koloidów glebowych (głównie organicznych), co wpływa na ich lepsze właściwości sorpcyjne (patrz rozdział 7.4.6) w porównaniu z pedonami pozostałych analizowanych regionów. Wyróżniają się również większymi zdolnościami adsorpcji pary wodnej w porównaniu z glebami wykształconymi w młodszym materiale geologicznym (tab. 14). Wskazują na to największe wartości maksymalnej higroskopijności (MH) w wielu poziomach genetycznych profili Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich, Niziny Berezynsko-Desnańskiej i Nizin Środkowopolskich. Przyczyn zróżnicowania pojemności wodnych pomiędzy badanymi profilami należy dopatrywać się w lokalnych warunkach siedliskowych, a szczególnie w zawartości materii organicznej w glebach. Pomimo stwierdzonych różnic przestrzennych omawianych cech, badane gleby nie tworzą istotnie statystycznie różnych grup regionalnych.

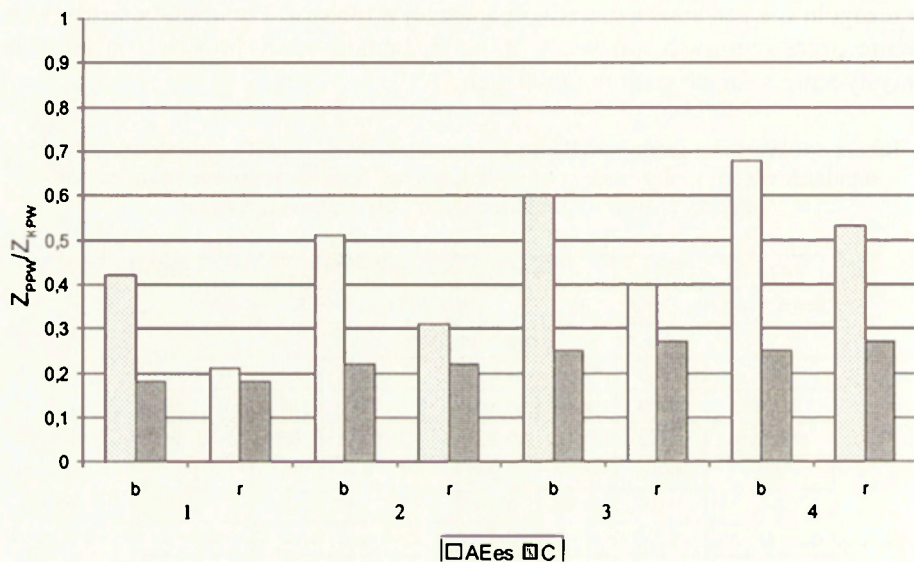
Tabela 14. Wartości średnie (MH_{sr}) i ekstremalne (MH_{min} , MH_{maks}) oraz odchylenie standardowe (d) maksymalnej higroskopijności w poszczególnych poziomach genetycznych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych

Poziom genetyczny	MH_{sr}	d	MH_{min}	Nr profilu z MH_{min}	MH_{maks}	Nr profilu z MH_{maks}
	%				%	
gleby bielcowe						
O	4,79	0,39	4,03	3	5,34	19
AEes	0,70	0,16	0,30	2	0,94	11
Ees	0,53	0,14	0,22	2	0,76	12, 28
Bh	0,56	0,14	0,24	2	0,79	12
Bfe	0,39	0,08	0,19	2	0,52	29
C	0,30	0,07	0,17	2	0,39	26
gleby bielcowo-rdzawe						
O	5,07	0,49	4,65	8	6,12	18
AEes	1,07	0,18	0,78	37	1,38	25
BfeBv	0,74	0,07	0,63	36	0,87	37
Bv	0,53	0,14	0,41	31, 36	0,84	23
BvC	0,37	0,05	0,32	36	0,45	39
C	0,31	0,05	0,22	36	0,43	33

Podobne tendencje w zróżnicowaniu przestrzennym wykazują właściwości retencyjne gleb wyrażone zapasami wody glebowej oznaczonymi w różnych warunkach wilgotnościowych. Zapasy wody w stanie kapilarnej (Z_{KPW}) jak i polowej (Z_{PPW}) pojemności wodnej określone dla poziomu organicznego oraz 100-centymetrowej warstwy mineralnej części gleby charakteryzują się wzrostem

adekwatnym do wieku materiału geologicznego i wieku gleb. Najniższe wartości występują w glebach północnych regionów obszaru badań, wykształconych w materiale litologicznym o znacznym udziale frakcji szkieletowych. Największe zapasy znajdują się w glebach, których skała macierzysta uległa najsilniejszym procesom dezintegracji, a udział frakcji pylastych i ilastych jest znaczący w składzie granulometrycznym. Dla gleb bielcowych zakres wartości Z_{PPW} waha się od 114,4 mm w profilu Punkaharju (nr 10) do 206 mm w profilu Słowgorod (nr 22), przy wartości średniej dla wszystkich gleb 146,3 mm ($d = 23,7$ mm), zaś w przypadku gleb bielcowo-rdzawych od 147,9 mm w profilu Hatulla (nr 8) do 224 mm w profilu Skrwilno (nr 30), przy średnim zapasie określonym dla wszystkich gleb wynoszącym 184 mm ($d = 22,2$ mm).

Różnicowanie regionalne właściwości retencyjnych znacznie lepiej pokazują stosunki pomiędzy zapasami wody w stanie kapilarnej (Z_{KPW}), połowej (Z_{PPW}),



Ryc. 14. Stosunek zapasów wody w stanie połowej pojemności wodnej (Z_{PPW}) do zapasów wody w stanie kapilarnej pojemności wodnej (Z_{KPW}) określony dla poziomu próchniczno-eluwialnego (AEes) i skały macierzystej (C) w regionach o statystycznie istotnie różnym rozkładzie cechy (b – gleby bielcowe, r – gleby bielcowo-rdzawe; 1. Laponia i Pojezierza Fińskie; 2. Pojezierza Zachodnio-, Południowo-, Wschodnio-bałtyckie; 3. Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Śląsko-Krakowska; 4. Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Nizina Berezynsko-Desnańska)

Relation between soil water stock in field capacity (Z_{PPW}) and soil water stock in capillary water capacity (Z_{KPW}) obtained for the humus-eluvial horizon (AEes) and parent rock horizon (C) in the regions with features differing significantly (b – podzolic soils, r – podzolic-rusty soils;

1. Lapland and the Finnish Lakelands; 2. Western, Southern and Eastern Baltic Lakelands, 3. Central Polish Lowland and Silesian-Cracovian Upland, 4. Podlasie-Byelorussian Uplands and Berezina-Desna Lowland)

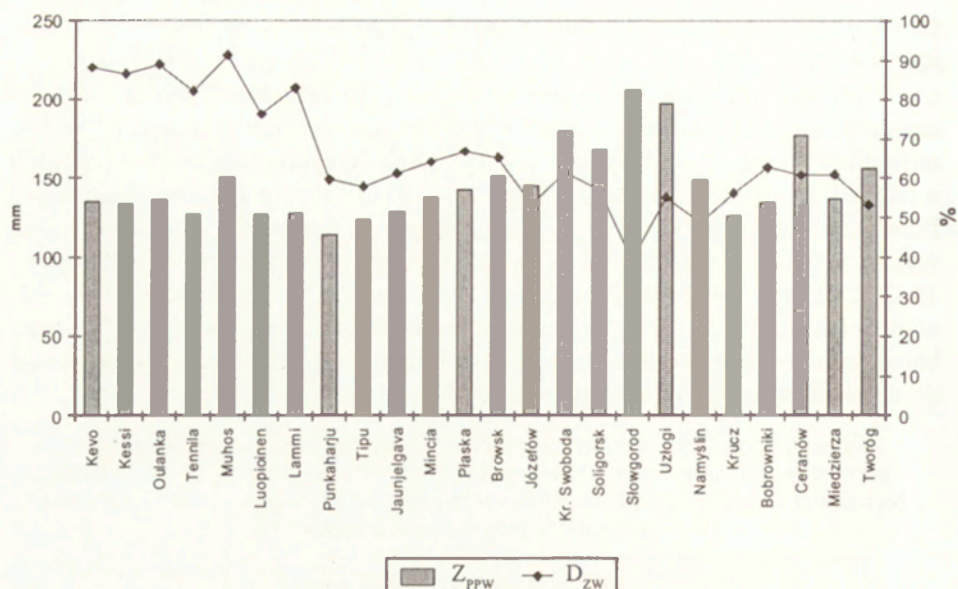
chwilowej (Z_{WN}) i niedostępnej dla roślin (Z_{WTTW}) pojemności wodnej, aniżeli same jej zapasy (ryc. 14).

W glebach biellicowych i biellicowo-rdzawych obszarów starogłacialnych stosunek zapasów wody w stanie PPW do zapasów wody w stanie KPW jest największy (ryc. 14). Wynika to z lepszych właściwości retencyjne gleb o większym udziale drobnych kapilar (Rode 1956). Wyniki uzyskane dla obszaru Polski nie odbiegają od rezultatów określonych przez innych autorów dla gleb wykształconych z piasków luźnych i słabogliniastych (Musierowicz, Królowa 1962; Królowa 1966; Prusinkiewicz i in. 1981; Degórski 1990). Tendencje wzrostu wartości stosunku Z_{PPW}/Z_{KPW} w kierunku południowym i wschodnim na obszarze badań potwierdzają modele regresji określone dla tej zależności w odniesieniu do współrzędnych geograficznych (tab. 15).

Tabela 15. Parametry regresji i współczynniki korelacji określone dla związku pomiędzy zapasami wody w stanie polowej i kapilarnej pojemności w glebach biellicowych i biellicowo-rdzawych (zmiennie zależne) a długością lub szerokością geograficzną (zmiennie niezależne)

Typ gleby	Zmiennie niezależne	Parametry regresji			Współczynniki korelacji
		a	b	c	
biellicowa	długość geograficzna	0,346	0,012	-	0,701
	szerokość geograficzna	-0,371	0,035	0,0003	0,469
biellicowo-rdzawa	długość geograficzna	-0,010	0,032	-0,001	0,716
	szerokość geograficzna	4,272	-0,137	0,001	0,983

Inaczej przebiega zmienność przestrzenna właściwości glebowych uzależnionych od współczesnego kształtowania się warunków klimatycznych. Cechą taką, silnie skorelowaną ze zmiennością wartości wskaźnika higrotermicznego Sielaninowa ($r = 0,680$) jest deficyt wilgotności w stosunku do polowej pojemności wodnej (Kowda 1984), określony jako procentowy udział zapasów wody w stanie wilgotności chwilowej do zapasów wody w stanie polowej pojemności wodnej. Miara ta z uwagi na duże wahania wilgotności w poszczególnych poziomach genetycznych analizowanych gleb (Degórski 1998c), jest również bardzo labilna. Jej średnie wartości wynoszą od 50% w części południowo-wschodniej badanego obszaru do około 90% w jego północnych regionach (ryc. 15). W przypadku rozciągłości południkowej, przestrzenne zróżnicowanie deficytu wilgotności wskazuje, że średni roczny zapas wody w profilach Laponii i Ostrobotnii jest tylko o około 10% niższy od zapasów wody w stanie polowej pojemności, zaś w glebach Północnego Podkarpacia wartość ta waha się od 40 do 50%. Zgodnie z rozciągłością równoleżnikową wyróżnić można natomiast dwa obszary większego deficytu, które obejmują Pojezierza Zachodnio- i PołudniowoBałtyckie na zachodzie oraz Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Nizinę Berezynsko-Desnańską na wschodzie. Obszar środkowej Polski cechuje najniższy deficyt wilgotności w glebie, gdzie średni roczny zapas wody glebowej jest mniejszy niż 40% zapasu równego polowej pojemności wodnej. Wartości omawianej cechy

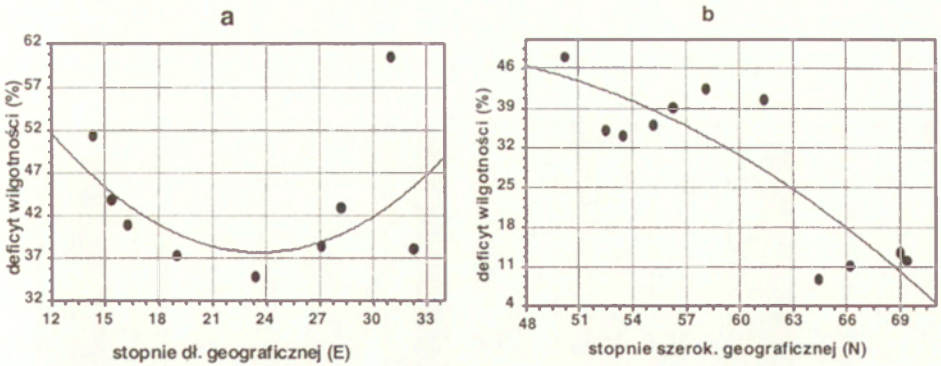


Ryc.15. Zapasy wody w stanie polowej pojemności wodnej (Z_{PPW}) oraz deficyt zapasu wody w stosunku do zapasu wody w stanie polowej pojemności wodnej (D_{ZW}) w glebach bielcowych

Soil water stock in field capacity (Z_{PPW}) and deficit of soil water stock (D_{ZW}) in relation to the soil water stock in field capacity (Z_{PPW}) in podzolic soils

otrzymane dla poszczególnych profili na linii zachód-wschód są jednak mało zróżnicowane, a na ich wielkość poza uwarunkowaniami higrotermicznymi duży wpływ mają potencjalne właściwości retencyjne gleb. Najlepiej jest on widoczny na obszarze Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej, gdzie pomimo wzrostu wilgotności klimatu w porównaniu z terenem Polski oraz pomimo większej, w przeszłości, ingerencji człowieka w ekosystemy leśne (Degórski 1998a; Khotko 1998), gleby tych regionów, z uwagi na największe możliwości zatrzymywania wody glebowej w stanie PPW charakteryzują się większym deficytem wilgotności. Obrazuje to przebieg krzywych regresji określony dla omawianej cechy w odniesieniu do współrzędnych geograficznych (ryc. 16). Podobne zróżnicowanie zależności pomiędzy deficytem wilgotności a położeniem geograficznym cechowało zarówno gleby bielcowe, jak i bielcowo-rdzawe.

Niewielką część ogólnych zapasów wody glebowej stanowią zapasy wody niedostępnej dla roślin (Z_{WTW}), czyli wody mocniej związanej siłami molekularnymi z fazą stałą gleby. W glebach bielcowych wielkość tego zapasu jest zróżnicowana i kształtuje się od 5,0 mm w północnej Laponii (profil 1) do 13,3 mm na Wysoczyznach Podlasko-Białoruskich (profil 19), zaś jej wartość średnia wynosi 9,8 mm ($d = 1,9$ mm). W przypadku gleb bielcowo-rdzawych zróżnicowanie to jest znacznie mniejsze, od 10,1 mm (profil 34) do 14,6 mm (profil 37), przy wartości średniej 12,2 mm ($d = 1,1$ mm). Zapasy wody glebowej niedostępnej dla



Ryc. 16. Krzywe regresji dla deficytu wilgotności w glebach bielcowych w odniesieniu do współrzędnych geograficznych

a – długości geograficznej, $Y = 95,106 - 4,863x + 0,103x^2$, $r = 0,407$;

b – szerokości geograficznej, $Y = -24,255 + 3,701x - 0,046x^2$, $r = 0,876$

Regression curves for the humidity deficit in podzolic soils at geographical coordinates

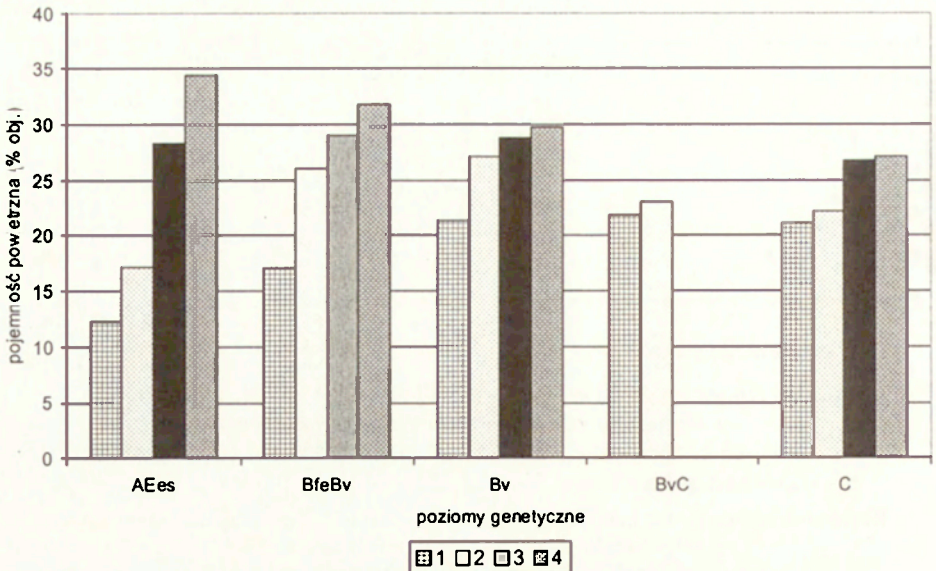
(a – longitude, $Y = 95.106 - 4.863x + 0.103x^2$, $r = 0.407$;

b – latitude, $Y = -24.255 + 3.701x - 0.046x^2$, $r = 0.876$)

roślin w glebach bielcowo-rdzawych nie wykazują również prawidłowości przestrzennych, co może być następstwem większej jednorodności materiału geologicznego, z którego wykształcone są te gleby oraz znacznie bardziej wyrównanej zawartości materii organicznej (patrz rozdział 7.4.1). Określone Z_{WTW} wynoszą od 3% do 13% w przypadku gleb bielcowych i od 6% do 20% w glebach bielcowo-rdzawych, zapasów wody glebowej w stanie połowej pojemności. Wartości te są zbliżone do określanych w innych glebach wykształconych z piasków luźnych i słabogliniastych (Królowska 1963, 1966; Degórski 1990).

Zmienność geograficzna ogólnej, kapilarnej oraz niekapilarnej pojemności powietrznej w glebach bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych charakteryzuje się bardzo podobnym zróżnicowaniem przestrzennym do właściwości wodnych. Najwyższe wartości pojemności powietrznej (P_p) stwierdzono w glebach regionów północnej Europy, najniższe zaś w obszarach staroglacjalnych środkowo-wschodniej Europy (ryc. 17). W ocenie W. Kowdy (1984), w miarę wzrostu kapilarnej pojemności powietrznej, trudniejsza staje się wymiana gazowa pomiędzy glebą a atmosferą. Zgodnie z tym założeniem można stwierdzić, że najlepsze warunki do wymiany powietrza glebowego z atmosferą wykazują gleby położone na obszarach o dojrzałej pokrywie glebowej. Dotyczy to zarówno gleb bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych. We wschodnich regionach obszaru badań charakteryzują się one najmniejszą kapilarną pojemnością powietrzną we wszystkich poziomach genetycznych (ryc. 17).

Odmienne przebiega zróżnicowanie pojemności powietrznej w profilach glebowych Laponii i Pojezierzy Fińskich w porównaniu z pozostałymi jednostkami fizycznogeograficznymi, w których prowadzono badania. W glebach wykształconych na północy kontynentu wartości pojemności powietrznych maleją wraz z głębokością, natomiast w pozostałych profilach rosną (ryc. 17). Na zróżnicowanie



Ryc. 17. Pojemność powietrzna poszczególnych poziomów genetycznych gleb bielcowo-rdzawych w regionach o statystycznie istotnie różnym rozkładzie cechy 1. Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Nizina Berezynsko-Desnańska; 2. Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Śląsko-Krakowska; 3. Pojezierza Zachodnio-, Południowo-, Wschodniobałtyckie; 4. Pojezierza Fińskie

Air capacity in particular genetic horizons of podzolic-rusty soils in the regions with a significantly different distribution of features; 1. Podlasie-Byelorussian Uplands and Berezina-Desna Lowland; 2. Central Polish Lowland and Silesian-Cracovian Upland; 3. Western, Southern and Eastern Baltic Lakelands; 4. Finnish Lakelands

to mogą mieć wpływ przede wszystkim trzy czynniki: płytkie korzenie się roślin, mała zawartość materii organicznej w solum gleby oraz silne oddziaływanie wietrzenia kriogenicznego na dezintegrację materiału geologicznego górnych poziomów gleb (Liira, Hietaranta 1998).

Pojemność powietrzna w poziomie próchnicznym zarówno gleb bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych charakteryzuje się istotnymi statystycznie zależnościami w odniesieniu do położenia geograficznego profilu (tab. 16). Wraz z głębokością maleją natomiast różnice międzyregionalne w przebiegu omawianej cechy. Wskazuje to na wpływ innych, niż tylko morfologicznych elementów środowiska glebowego na pionowy jej przebieg, zwłaszcza w stropowej części profilu.

W przypadku gleb bielcowych, bezwzględnie najmniejszą i najbardziej wyrównaną pojemność powietrzną posiadają podpoziomy wzbogacania Bh, od 14,0% objętości w glebach Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej do 19,3 % objętości w glebach regionów północnych.

Tabela 16. Parametry regresji i współczynniki korelacji określone dla związku pomiędzy pojemnością powietrzną w glebach bielcowych i bielcowo-rdzawych (zmienne zależne) a długością lub szerokością geograficzną (zmienne niezależne)

Typ gleby	Zmienne niezależne	Parametry regresji			Współczynniki korelacji
		a	b	c	r
bielcowa	długość geograficzna	11,652	1,057	-0,027	0,442
	szerokość geograficzna	29,367	-0,127	-	0,449
bielcowo-rdzawa	długość geograficzna	36,767	-0,767	-	0,796
	szerokość geograficzna	-1257,265	43,196	-0,361	0,991

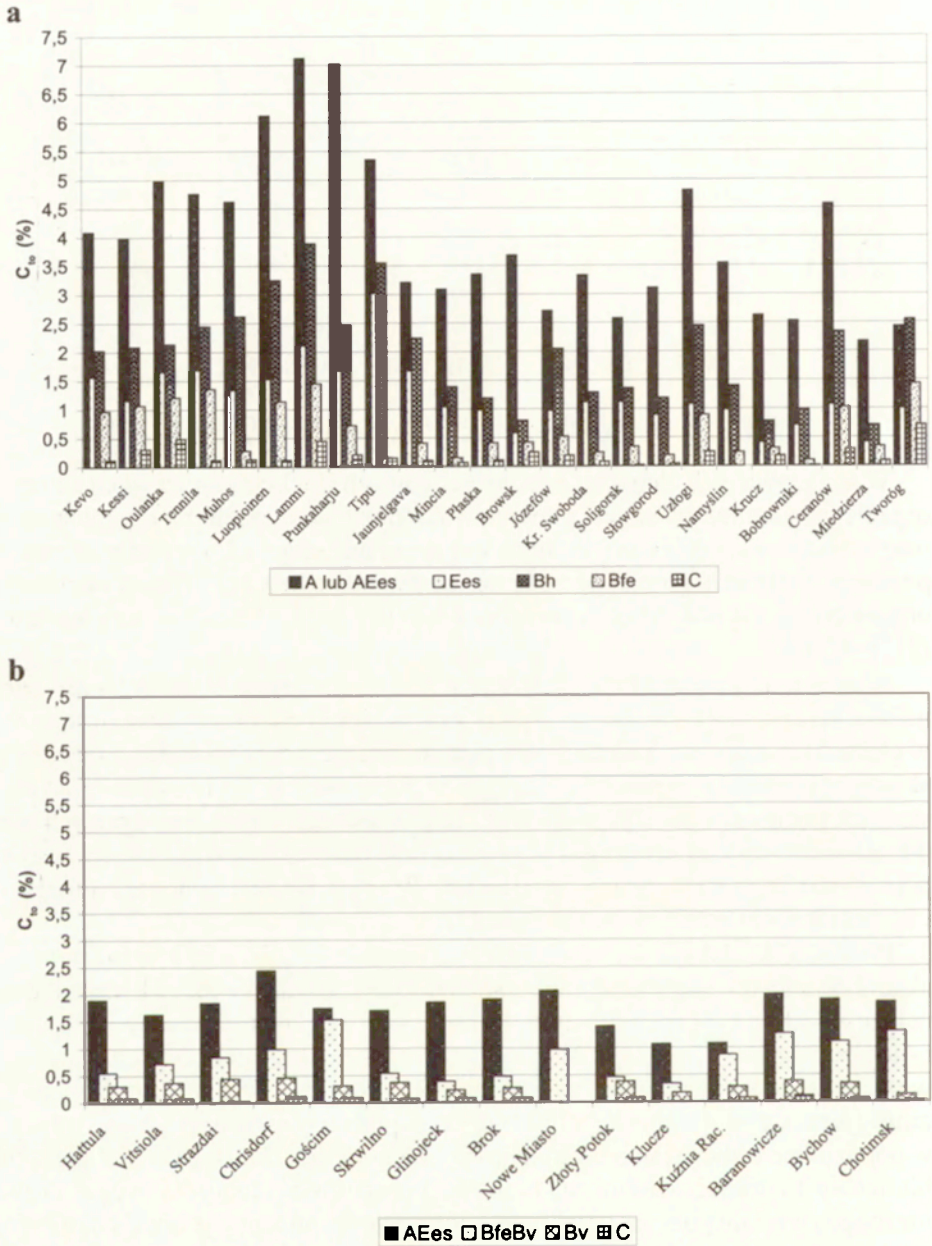
7.4. WŁAŚCIWOŚCI CHEMICZNE I BIOCHEMICZNE

7.4.1. ZAWARTOŚĆ I ZAPAS WĘGLA ORGANICZNEGO

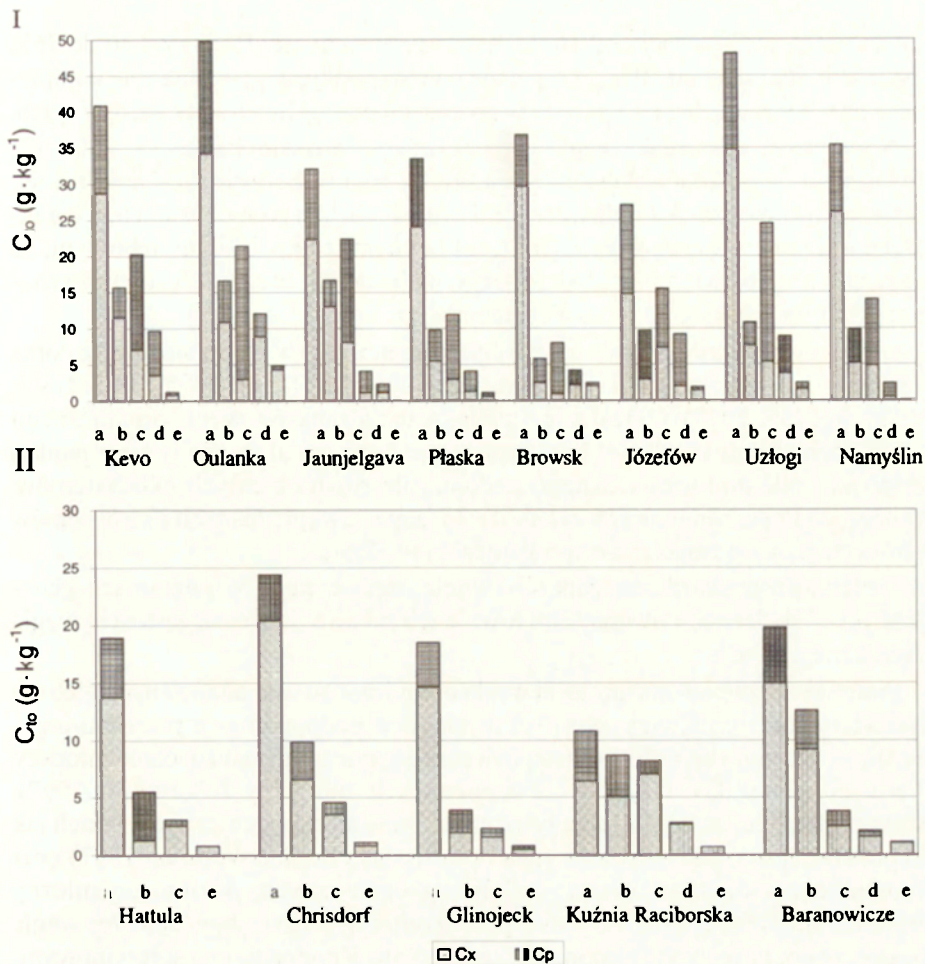
W analizowanych glebach zarówno bielcowych i bielcowo-rdzawych materia organiczna akumulowana jest głównie w podpoziomach poziomu organicznego oraz w poziomie próchnicznym. Ilość węgla organicznego (C_{10}) w podpoziomach poziomu organicznego maleje wraz ze wzrostem stopnia humifikacji materiału organicznego, od podpoziomu surowinowego (49,1–54,8%) do epihumusowego (21,3–42,8%).

W mineralnej części profili glebowych (solum) zawartość węgla organicznego maleje wraz z głębokością, z wyjątkiem poziomu diagnostycznego spodic w glebach bielcowych. Szczególnie w podpoziomie wzbogacania (Bh), z iluwialną akumulacją materii organicznej następuje istotny wzrost C_{10} w stosunku do sąsiednich poziomów genetycznych (ryc. 18). W glebach bielcowo-rdzawych nie odnotowano wzrostu zawartości C_{10} w poziomie diagnostycznym syderic. Wręcz przeciwnie, jego zawartość w poziomach BfeBv i Bv jest znacznie mniejsza i wynosi średnio od 0,5% do 1% (ryc. 18).

Podobnie kształtuje się w profilach zawartość frakcji węgla organicznego ekstrahowanej 0,1 M pirofosforanem sodu (C_p), wchodzącej w skład kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych (kompleksy węgla organicznego z półtoratlenkami glinu i żelaza). W mineralnej części gleb bielcowych ilość C_p w poziomie próchnicznym wynosi średnio 11,1 g·kg⁻¹ tj. 1,1%, po czym wyraźnie zmniejsza się w poziomie eluwialnym i ponownie następuje jej wzrost w popoziomie wzbogacania Bh średnio do 12,3 g·kg⁻¹ tj. 1,2% (ryc. 19). W glebach bielcowo-rdzawych natomiast, pionowa procentowa zawartość węgla organicznego związanego w kompleksach z półtoratlenkami zmniejsza się stopniowo od stropu do spągu profilu, co świadczy o słabo zaawansowanym procesie iluwiacji i małej zawartości organicznych połączeń żelaza i glinu w poziomie diagnostycznym syderic w porównaniu do poziomu diagnostycznego spodic gleb bielcowych (ryc. 19).



Ryc. 18. Zawartość węgla organicznego (C_{org}) w poszczególnych poziomach mineralnych badanych gleb (a – gleby bielcowe, b – gleby bielcowo-rdzawe)
Content of organic carbon (C_{org}) in particular genetic horizons of the mineral horizons of the studied soils (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soils)



Ryc. 19. Zawartość węgla organicznego ogółem (C_0) jako C_x oraz C_p ekstrahowanego 0,1 M pirofosforanem sodu w wybranych pedonach: (I – gleby bielcowe, a–e poziomy genetyczne: a – A lub AEes, b – Ees, c – Bh, d – Bfe, e – C; II – bielcowo-rdzawe, a–e poziomy genetyczne: a – AEes, b – BfeBv, c – Bv, d – BvC, e – C)

Content of organic carbon (C_0) as a C_x and C_p extracted by 0.1 M pyrophosphate in selected pedons (I – podzolic soils; a–e genetic horizons: a – A or AEes, b – Ees, c – Bh, d – Bfe, e – C; II – podzolic-rusty soils; a–e genetic horizons: a – AEes, b – BfeBv, c – Bv, d – BvC, e – C)

Niezależnie jednak od zróżnicowania pionowego zawartości C_p , cechą charakterystyczną badanych gleb jest znaczny wzrost udziału frakcji C_p w C_0 w ich poziomach diagnostycznych w porównaniu z innymi poziomami genetycznymi, w tym również z poziomem próchnicznym. W poziomach spodic wskaźnik $C_p/C_0 \cdot 100\%$ wynosi od 53 do 86%, gdy w poziomach próchnicznych gleb bielcowych udział C_p w C_0 mieści się w przedziale 20–40%. W glebach bielcowo-rdzawych różnice w wartościach omawianego wskaźnika pomiędzy poziomem próchnicznym a poziomem wzbogacania są znacznie mniejsze. Dla poziomu AEes

zawartość C_p w C_{10} wynosi od 16 do 40%, zaś w poziomie BfeBv od 36 do 76% i poziomie Bv od 30 do 40%. Otrzymane wyniki podkreślają istotną rolę kompleksów próchnicy z żelazem i glinem w procesach pedogenicznych badanych gleb.

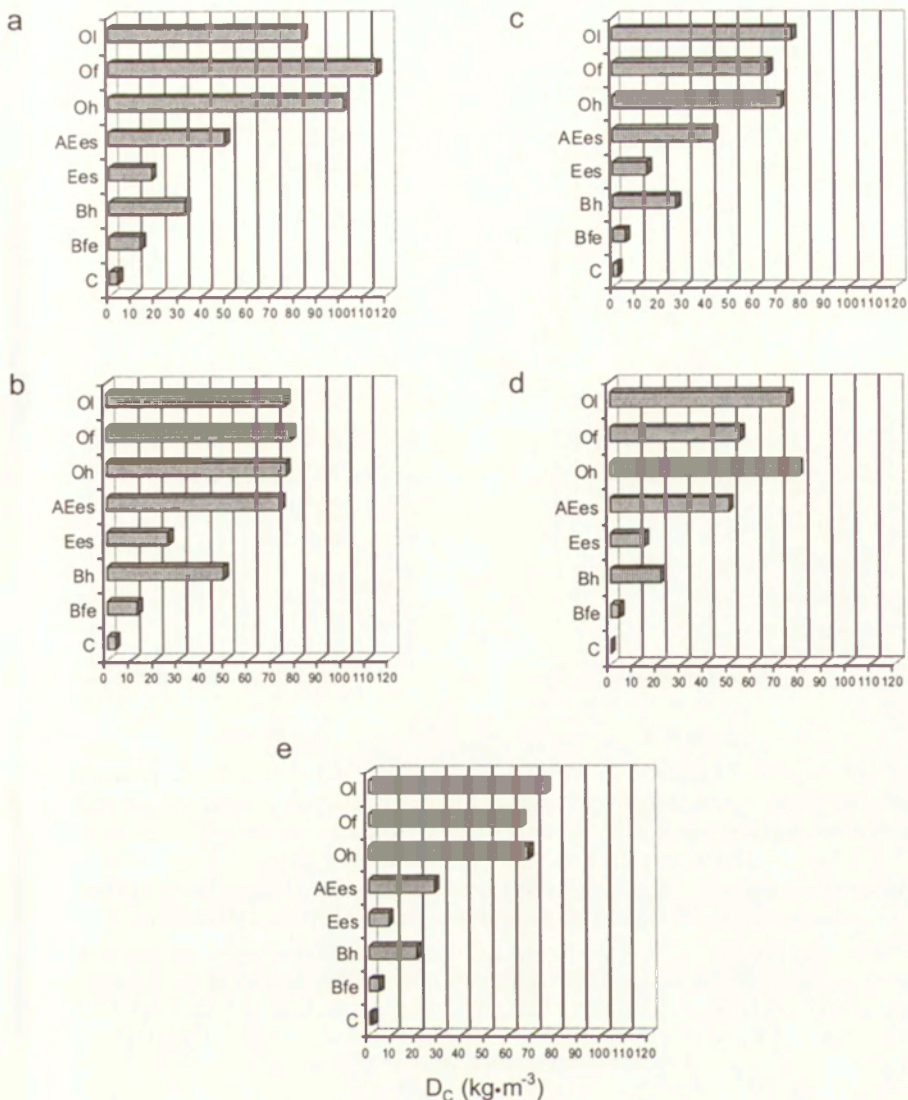
Największą zawartość węgla organicznego, zarówno frakcji C_p , jak i C_{10} stwierdzono w profilach Pojezierzy Fińskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej, co wskazuje na dużą akumulację materii organicznej na tych obszarach. Charakteryzują się one współcześnie najmniej aktywnym środowiskiem glebowym, co może być następstwem najchłodniejszego na badanym obszarze klimatu i związanego z tym krótkiego okresu wegetacyjnego.

Do oceny zmienności zawartości węgla organicznego w glebie stosuje się coraz częściej miary jego gęstości – DC oraz zapasów – MC (Liski 1995, 1997; Liski, Westman 1995, 1997). Określenie rozmieszczenia zapasów węgla organicznego w profilach gleb leśnych jest bardzo ważnym zagadnieniem nie tylko z punktu widzenia funkcjonowania danego pedonu, ale również całych ekosystemów. Według W. Posta i innych (1990) około 2/3 zapasu węgla leśnych ekosystemów lądowych stanowi zapas materii organicznej w glebie.

Zmienność przestrzenna zapasów węgla organicznego w poziomach genetycznych gleb determinowana jest głównie ich miąższością oraz gęstością węgla organicznego (DC).

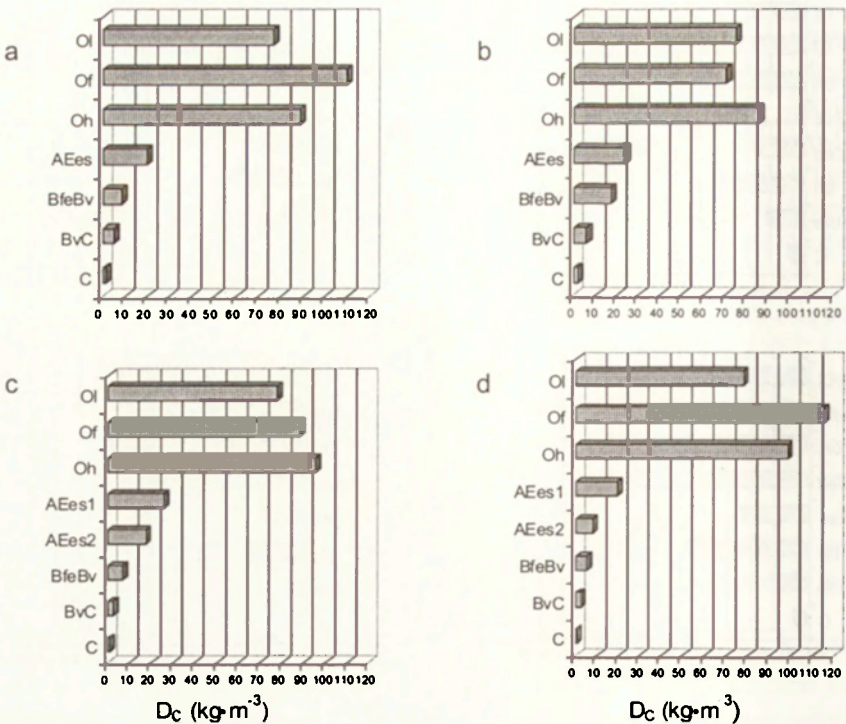
Pionowe zróżnicowanie gęstości węgla organicznego w analizowanych glebach charakteryzuje się największymi wartościami w podpoziomach poziomu organicznego. Węgiel akumulowany w poziomie organicznym jest znacznie młodszy i bardziej jednorodny wiekowo niż w poziomach mineralnych (Liski i in. 1997). Warto podkreślić, że pomimo wpływu czynników antropogenicznych, takich jak gospodarka leśna, pozyskiwanie runa i pożary lasu (Liski, Westman 1997) oraz omówionego zróżnicowania czynników egzogenicznych, poziom organiczny posiada najmniejsze zróżnicowanie przestrzenne gęstości objętościowej węgla organicznego. W jego podpoziomach, szczególnie w podpoziomie surowinowym, gęstość węgla organicznego jest bardzo wyrównana i wynosi od 75 do 83 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ w przypadku gleb bielcowych oraz 75–77 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ w glebach bielcowo-rdzawych (ryc. 20 i 21). Nieco większe zróżnicowanie gęstości węgla organicznego występuje w podpoziomach butwinowym Of i epihumusowym Oh (90–110 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Szczególnie znaczący wzrost wartości widoczny jest w epihumusie gleb położonych w regionach północnej Europy, to jest w Laponii, Ostrobotnii i na Pojezierzach Fińskich (ryc. 20 i 21).

W solum badanych gleb gęstości węgla organicznego wahają się od 28,1 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ w poziomie próchnicznym gleb bielcowych na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej i Środkowomałopolskiej do 73,1 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ na obszarze Pojezierzy Fińskich, a w skale macierzystej odpowiednio od 1,5 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ do 3,5 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$. W glebach bielcowo-rdzawych wartości te wynoszą odpowiednio od 7,8 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ do 23,4 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ w poziomie próchnicznym i od 0,4 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ do 1,2 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ w poziomie skały macierzystej. Uzyskane wyniki potwierdzają tezę o wzroście gęstości węgla organicznego w warunkach klimatu zimnego i wilgotnego (Post i in. 1982; Liski 1997; Liski, Westman 1997).



Ryc. 20. Gęstość objętościowa węgla organicznego (D_c) określona dla poszczególnych poziomów genetycznych gleb bielocowych w pięciu grupach regionów geograficznych, o statystycznie różnym rozkładzie zjawiska (a – Laponia i Ostrobotnia; b – Pojezierza Fińskie i Pobrzeża Wschodniobałtyckie; c – Pojezierza Wschodniobałtyckie, Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Nizina Berezynsko-Desnańska, Północne Podkarpacie; d – Pojezierza Zachodniobałtyckie; e – Pojezierza Południowobałtyckie, Wyżyna Śląsko-Krakowska i Środkowomałopolska)

Density by volume of organic carbon (D_c) determined for the particular genetic horizons of podzolic soils in five groups of geographical regions with a significantly different distribution of the phenomenon (a – Lappland and Ostro-Bothnia; b – Finnish Lakelands and Eastern Baltic Littoral Region; c – Eastern Baltic Lakelands, Podlasie-Byelorussian Uplands, Berezina-Desna Lowland, Northern Pre-Carpathian Uplands; d – Western Baltic Lakelands; e – Southern Baltic Lakelands, Silesian-Cracovian Upland and Central Malopolska Upland)

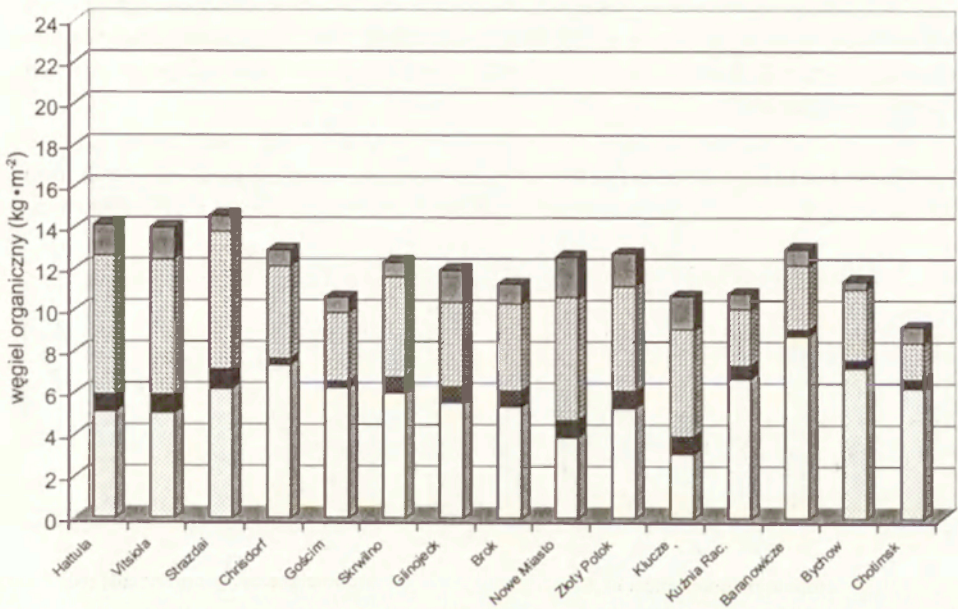
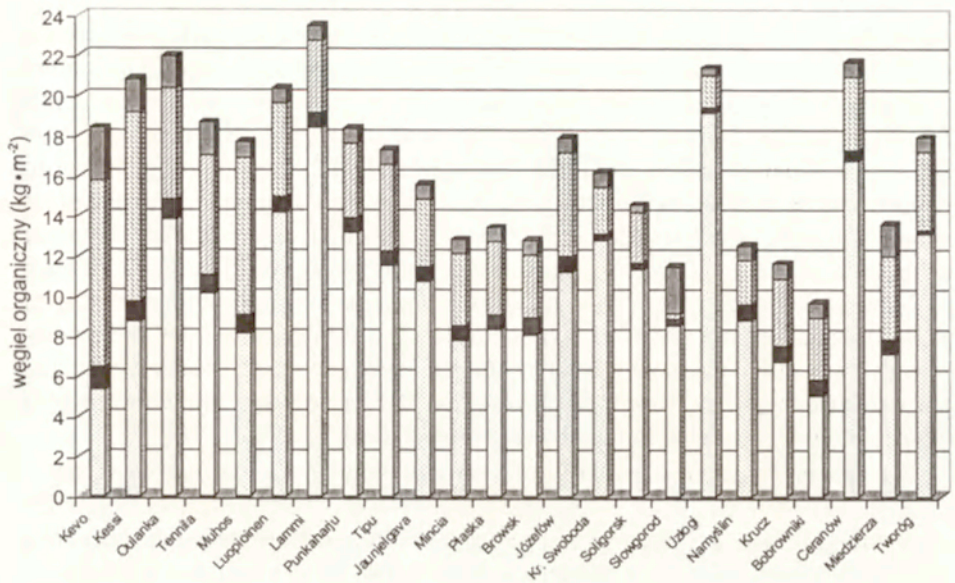


Ryc. 21. Gęstość objętościowa węgla organicznego (DC) określona dla poszczególnych poziomów genetycznych gleb bielcowo-rdzawych w czterech grupach regionów geograficznych, o statystycznie różnym rozkładzie zjawiska. a – Pojezierze Fińskie; b – Pojezierza Zachodnio- i Południowobałtyckie; c – Pojezierza Wschodniobałtyckie, Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Nizina Berezynsko-Desnańska; d – Niziny Środkowopolskie, Wyżyna Śląsko-Krakowska

Carbon density (DC) determined for the particular genetic horizons of podzolic-rusty soils in four groups of geographical regions with significantly different distributions of the phenomenon. a – Finnish Lakelands; b – Western and Southern Baltic Lakelands; c – Eastern Baltic Lakelands, Podlasie-Byelorussian Uplands, Berezina-Desna Lowland; d – Central Polish Lowland and Silesian-Cracovian Upland.

W niniejszych badaniach zapasy węgla organicznego (MC), określone dla pedonów o powierzchni 1 m² zawierających poziom organiczny i poziomy mineralne do głębokości 100 cm, są bardzo zróżnicowane (ryc. 22). Ilość węgla akumulowana w tych pedonach wynosi średnio w przypadku gleb bielcowych 16,4 kg (od 9,7 kg na Pojezierzach Południowobałtyckich – profil 29 do 23,5 kg na Pojezierzach Fińskich – profil 7), zaś w glebach bielcowo-rdzawych 12,3 kg (od 9,2 kg na Nizinie Berezynsko-Desnańskiej – profil 23 do 14,6 kg na Pojezierzach Wschodniobałtyckich – profil 14).

Przyczyną znacznie większych zapasów węgla organicznego w glebach bielcowych jest zapewne mniejsza troficzność i mniejsza aktywność biologiczna ich środowiska glebowego, w porównaniu z glebami bielcowo-rdzawymi. Gleby



□ poziomy mineralne; podpoziomy organiczne: ■ Oh ▨ Of ■ Oi

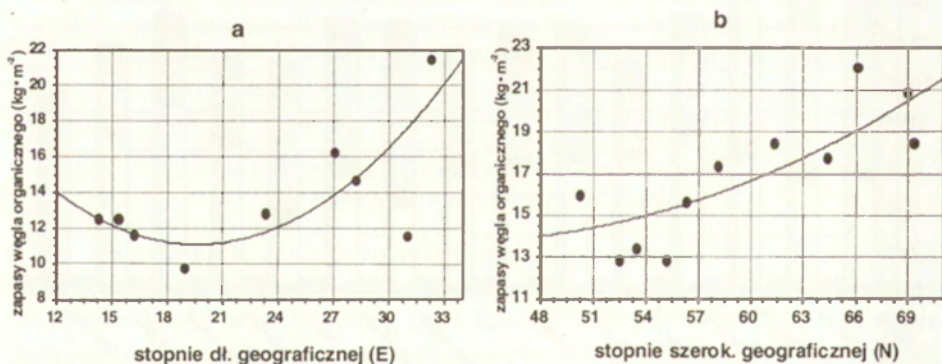
Ryc. 22. Zapas węgla organicznego określony dla pedonu o powierzchni 1 m², składającego się z podpoziomów poziomu organicznego i części mineralnej do głębokości 1 metra (a – gleby bielcowe; b – gleby bielcowo-rdzawe)

Carbon storage determined for the pedon about 1 m² surface, contains organic horizon and mineral part to the 1 m deep (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soil)

bielicowe charakteryzują się również większym zróżnicowaniem badanej cechy pomiędzy profilami. Niewielkie różnice w zapasach węgla organicznego w glebach bielicowo-rdzawych mogą być spowodowane mniejszym zasięgiem terytorialnym tych gleb na obszarze badań, a tym samym bardziej zbliżonymi warunkami biotycznie-klimatycznymi oraz mniejszą ich mozaikowością. Niemalże znaczenie ma również słabsze przemieszczanie się związków próchnicznych w głąb profili, w porównaniu z glebami bielicowymi, w których w poziomie diagnostycznym spodoc notuje się bardzo istotny wzrost zawartości węgla organicznego. Czynniki te sprawiają, że w glebach bielicowych zapasy węgla są większe niż w glebach bielicowo-rdzawych (ryc. 22), a udział C_{10} poziomu organicznego w ogólnym zapasie węgla organicznego gleb bielicowych jest mniejszy od gleb bielicowo-rdzawych. Niemniej jednak, w dwu badanych typach gleb bielicoziemnych udział ten jest bardzo wysoki i wynosi od 28% do 68% w glebach bielicowych oraz od 41% do 64% w glebach bielicowo-rdzawych (tab. 17).

Na podstawie analizy przestrzennego rozmieszczenia zapasów węgla organicznego w badanych glebach stwierdzono istotny statystycznie związek pomiędzy jego wielkością w profilach a współrzędnymi geograficznymi (jako zmienną niezależną), podkreślający tendencje jego wzrostu w kierunku wschodnim i północnym, jakkolwiek na południu badanego obszaru zarejestrowano ponowny wzrost MC (ryc. 23). Uzyskany wynik wskazywać może na największą współczesną aktywność biologiczną środowiska glebowego na obszarach pojeziernych środkowej Europy.

W celu określenia różnic regionalnych w przestrzennej zmienności zapasu węgla organicznego na badanym obszarze wykonano analizę podobieństwa jego zmienności przestrzennej, na podstawie której w glebach bielicowych i bielicowo-



Ryc. 23. Krzywe regresji dla zapasu węgla organicznego w glebach bielicowych w odniesieniu do współrzędnych geograficznych

(a – długości geograficznej, $Y = 30,363 - 1,965x + 0,05x^2$, $r = 0,790$;

b – szerokości geograficznej, $Y = 31,217 - 0,822x + 0,01x^2$, $r = 0,802$)

Regression curves for the carbon storage in podzolic soils on geographical coordinates

(a – longitude, $Y = 30,363 - 1,965x + 0,05x^2$, $r = 0,790$;

b – latitude, $Y = 31,217 - 0,822x + 0,01x^2$, $r = 0,802$)

Tabela 17. Średnie zapasy węgla organicznego (MC) określone dla pedonów o powierzchni 1m² zawierających poziom organiczny i część mineralną do głębokości 1 metra, w regionach o istotnie różnym statystycznie rozkładzie cechy

Grupa nr	Liczba profili	Poziom organiczny		Poziomy mineralne do głębokości 1 m		Cały profil	
		MC _{fr}	d	MC _{fr}	d	MC _{fr}	d
		kg·m ⁻²					
gleby bielcowe							
I	5	10,3	3,2	9,2	3,4	19,5	5,4
II	4	5,6	0,5	14,3	4,0	19,9	5,9
III	10	4,3	1,2	11,5	4,3	15,8	4,5
IV	1	3,7	0,0	8,8	0,0	12,5	0,0
V	4	5,2	0,7	6,4	0,8	11,6	1,4
gleby bielcowo-rdzawe							
I	2	9,0	0,0	5,1	0,0	14,1	0,1
II	4	5,0	2,0	7,1	1,0	12,1	2,0
III	2	5,1	0,6	6,8	0,6	11,8	1,2
IV	6	7,0	1,5	5,1	1,2	12,0	0,8

Gleby bielcowe, grupy:

I. Laponia (profil: 1, 2, 3, 4, 5); II. Pojezierza Fińskie (profil: 6, 7, 10) i Pobrzeża Wschodniobałtyckie (profil 11); III. Pojezierza Wschodniobałtyckie (profil: 12, 13, 15), Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie (profil: 16, 19, 32), Nizina Berezynsko-Desnańska (profil: 20, 22, 24), Północne Podkarpacie (profil 17); IV. Pojezierza Zachodniobałtyckie (profil 26); V. Pojezierza Południowobałtyckie (profil: 28, 29), Wyżyna Śląsko-Krakowska i Środkowomałopolska (profil: 35, 38); Gleby bielcowo-rdzawe, grupy:

I. Pojezierze Fińskie (profil: 8, 9); II. Pojezierza Wschodniobałtyckie (profil 14); Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie (profil 18), Nizina Berezynsko-Desnańska (profil: 21, 23); III. Niziny Środkowopolskie (profil: 30, 31, 34, 39), Wyżyna Śląsko-Krakowska (profil: 36, 37); IV. Pojezierza Zachodniobałtyckie (profil 25), Pojezierza Południowobałtyckie (profil 27).

rdzawych wydzielono grupy regionów geograficznych, istotnie statystycznie różnych pod względem wartości tej cechy. Gleby bielcowe podzielono na 5 grup. Największe zapasy węgla w poziomie O nagromadzone są w glebach Laponii, zaś w mineralnej części profili w glebach Pojezierzy Fińskich i Wschodniobałtyckich (tab. 17). Zapas węgla organicznego łącznie w organicznej i mineralnej części gleb bielcowych osiąga również najwyższe wartości na północy badanego obszaru. Podobnie w glebach bielcowo-rdzawych największe zapasy węgla zarejestrowano na Pojezierzach Fińskich w poziomie organicznym, natomiast na Pojezierzach Wschodniobałtyckich, Wysoczyznach Podlasko-Białoruskich i Nizinie Berezynsko-Desnańskiej w solum. Analogicznie do gleb bielcowych, najzasobniejsze w węgiel organiczny w całym profilu, czyli charakteryzujące się największym całkowitym jego zapasem są gleby bielcowo-rdzawe północnych regionów obszaru badań. Niemniej jednak w glebach tych różnice pomiędzy uzyskanymi grupami są znacznie mniejsze w porównaniu z glebami bielcowymi (tab. 17).

Na podstawie otrzymanych wyników można zatem stwierdzić, że zapasy węgla organicznego w glebach bielicowych są znacznie większe niż w glebach bielicoworodzawych. Powodowane jest to głównie mniejszą aktywnością biologiczną gleb bielicowych (patrz rozdział 7.4.4), większą iluwacją i przemieszczeniem związków próchnicznych w głąb profilu. Stwierdzono również, że zapasy te wzrastają wraz z wilgotnością klimatu, na co wskazują wyższe jego wartości w północnej i wschodniej części badanego obszaru. Podobne uwarunkowania przestrzennej zmienności zapasów węgla organicznego w glebach bielicoziemnych na obszarze Skandynawii przedstawili Liski i Westman (1995), a dla północnych regionów USA – Michaelson i in. (1996).

7.4.2. ZAWARTOŚĆ AZOTU I STOSUNEK C:N

Azot, obok węgla, należy do najważniejszych pierwiastków biogenicznych, decydujących o aktywności procesów biochemicznych w glebach. Jego zawartość w analizowanych glebach bielicowych i bielicoworodzawych nie odbiega od danych uzyskanych dla tego typu pedonów przez innych autorów (Białousz 1978; Sepponen 1985; Bednarek 1991; Raisanen 1996). W podpoziomie epihumusowym Oh gleb bielicowych zawartość azotu waha się od 0,42% do 1,12 % (tab. 18), osiągając wartość średnią 0,64% ($d = 0,16\%$). W poziomach mineralnych średnia zawartość azotu kształtuje się odpowiednio: w poziomie A – 0,16% ($d = 0,07\%$), Ees – 0,07% ($d = 0,04\%$), Bh – 0,08% ($d = 0,05\%$), Bfe – 0,03% ($d = 0,02\%$), C – 0,01% ($d = 0,01\%$). W glebach bielicoworodzawych zanotowano nieco wyższe zawartości azotu, a ich wartości średnie w poszczególnych poziomach genetycznych są następujące: Oh – 0,93% ($d = 0,23\%$), AEes – 0,19% ($d = 0,18\%$), BfeBv – 0,09% ($d = 0,06\%$), BvC 0,06% ($d = 0,04\%$), C – 0,02% ($d = 0,02\%$). Otrzymane odchylenia standardowe wskazują na duże przestrzenne zróżnicowanie wartości tej cechy. Największą zawartość azotu zarówno w glebach bielicowych, jak i bielicoworodzawych stwierdzono w profilach Pojezierzy Fińskich, najmniejszą zaś na obszarze południowej Polski (ryc. 24). Niemniej jednak brak jest istotnych statystycznie zależności pomiędzy zawartością azotu ogółem w badanych glebach a położeniem geograficznym. Jediną istotną zależność zaobserwowano pomiędzy zawartością N a szerokością geograficzną w glebach bielicoworodzawych. Związek ten najlepiej oddaje model liniowy regresji:

$$Y = -2,262 + 0,047x \quad (r = 0,984).$$

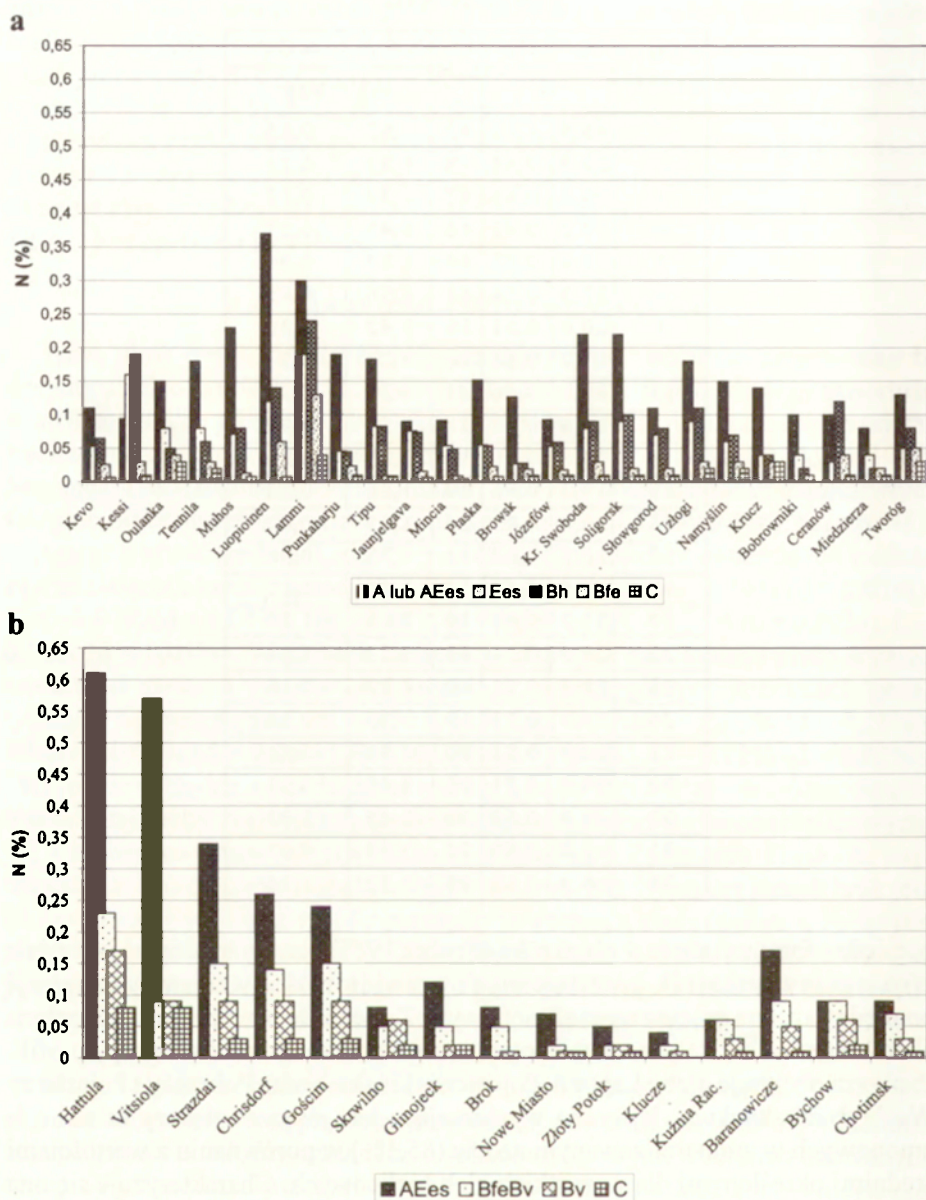
Istotne z punktu widzenia procesu pedogenicznego, jak również funkcjonowania ekosystemów są przemiany organicznych form azotu w formy mineralne oraz proporcje pomiędzy azotanami a solami amonowymi w zmineralizowanym azocie. W literaturze przedmiotu zwraca się uwagę na fakt korzystniejszego wpływu azotu amonowego (w porównaniu z azotanowym), na rozwój sosny zwyczajnej *Pinus sylvestris* (Łotocki, Żelawski 1973; Adamczyk za Ugglą H., Ugglą Z. 1979) oraz siedlisk borowych (Brożek 1985). W zmineralizowanym azocie epihusosu badanych gleb bielicowych, azotany stanowią średnio 24,7%, a sole amonowe 75,3% ($d = 12,8\%$)¹⁹. Biorąc pod uwagę dużą zmienność proporcji

¹⁹ Próby pobierano w okresie letnim.

Tabela 18. Azot ogółem (N), jego formy mineralne (N-NH_4^+ , N-NO_3^-) oraz zawartość węgla organicznego (C) i stosunek C:N w podpoziomie epihumusowym gleb biellicowych

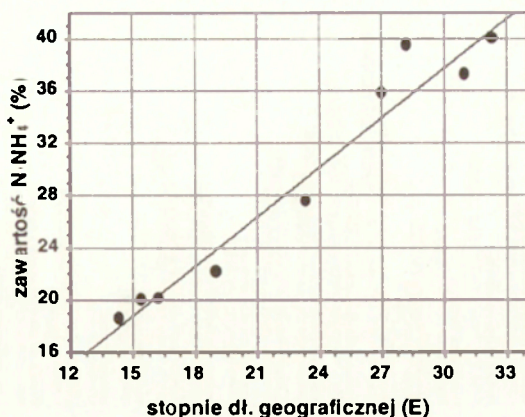
Numer profilu	C	N	C:N	NH_4^+	NO_3^-
	%			$\text{mg} \cdot 100\text{g}^{-1}$	
1	46,6	1,12	42	1,67	0,15
2	20,9	0,44	48	1,89	0,23
3	20,3	0,43	47	1,39	0,12
4	19,2	0,42	46	1,45	0,22
5	18,4	0,42	44	1,57	0,34
6	22,3	0,54	41	1,56	0,45
7	20,0	0,51	39	1,42	0,36
10	17,2	0,38	46	1,23	0,21
11	17,7	0,66	27	1,34	0,26
12	18,6	0,67	28	1,56	0,35
13	20,1	0,66	31	1,23	0,21
15	19,3	0,66	29	1,06	0,32
16	20,8	0,75	28	1,05	0,42
17	23,5	0,68	35	1,78	0,98
19	24,6	0,68	36	2,56	1,12
20	25,9	0,66	39	2,89	1,67
22	26,6	0,71	37	3,13	1,34
24	28,9	0,72	40	4,12	2,16
26	14,3	0,77	19	1,75	0,14
28	14,9	0,73	20	2,59	3,36
29	15,9	0,71	22	9,45	6,03
32	18,9	0,62	30	2,45	2,03
35	17,2	0,69	25	1,19	0,63
38	16,9	0,68	25	3,22	1,26

między formami azotu w ciągu roku (Brożek 1985), należy traktować ją jedynie jako ogólny wskaźnik przestrzennych prawidłowości wzajemnych relacji między azotem azotanowym a amonowym. Zmienność przestrzenna tych relacji charakteryzuje się statystycznie istotnym zróżnicowaniem na dwie grupy profili. Pierwsza obejmuje gleby Laponii, Pojezierzy Fińskich oraz Pobrzeży i Pojezierzy Wschodniobałtyckich. Jej cechą wyróżniającą jest jeszcze większy udział soli amonowych w zmineralizowanym azocie (85,1%) w porównaniu z wartościami średnimi określonymi dla wszystkich gleb biellicowych. Charakteryzuje się ona również dużą jednorodnością wewnętrzną uzyskanych wartości ($d = 4,6\%$). Druga grupa obejmuje pozostałe profile gleb biellicowych Nizy Środkowoeuropejskiego, a średni udział soli amonowych w zmineralizowanym azocie tych gleb stanowi 67,0%. W grupie tej otrzymane wartości są również bardziej zróżnicowane między sobą ($d = 11,4\%$).



Ryc. 24. Zawartość azotu ogółem (N) w poszczególnych poziomach genetycznych badanych gleb (a – gleby bielcowe, b – gleby bielcowo-rdzawe)
 Contain of total nitrogen (N) in particular genetic horizons of studied soils
 (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soils)

Pomimo tak znaczących różnic udziału poszczególnych form azotu w badanych glebach, tylko w przypadku zawartości $N-NH_4^+$ w epihumusie gleb bielcowych zaobserwowano istotny statystycznie związek z długością geograficzną (ryc. 25).

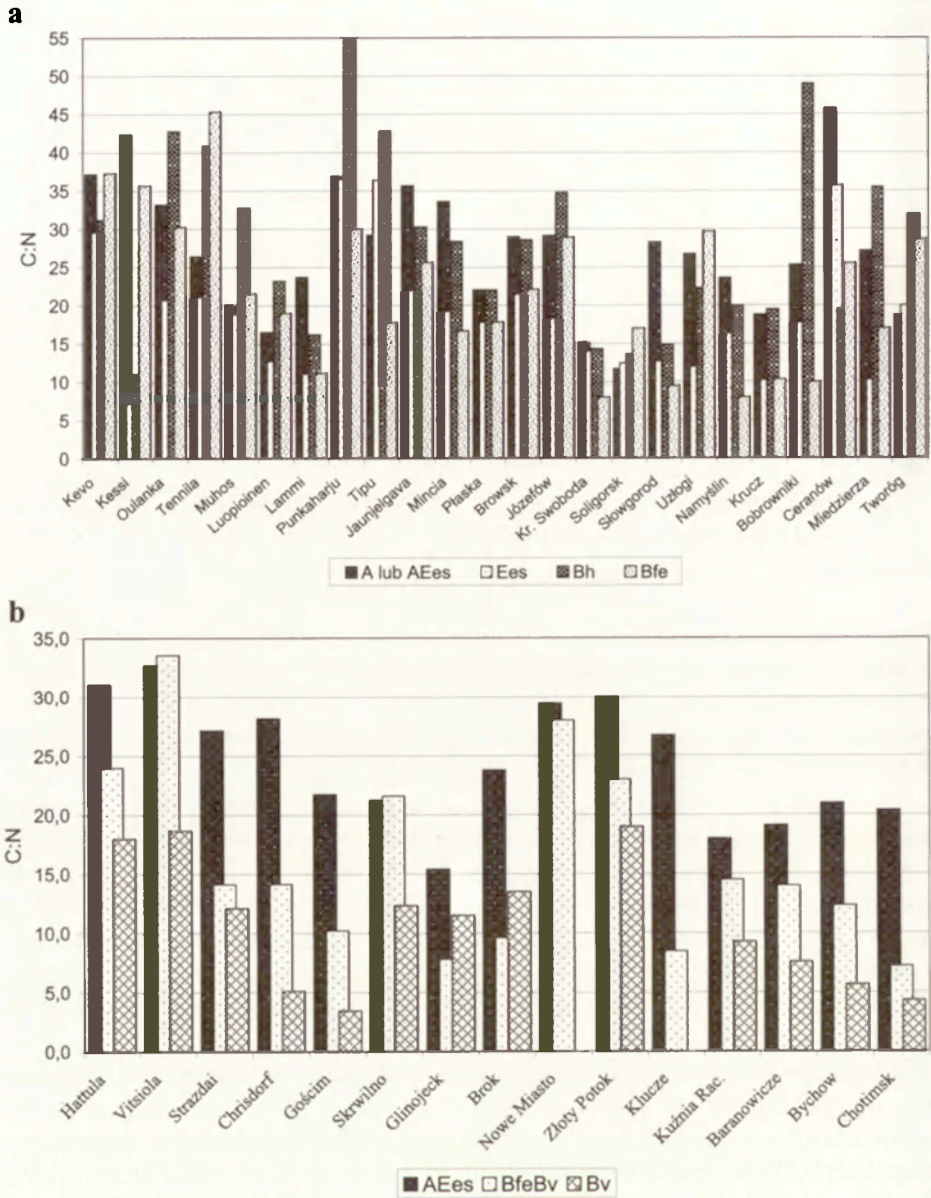


Ryc. 25. Linia regresji dla zawartości $N-NH_4^+$ w epihumusie gleb bielcowych, w odniesieniu do rozciągłości równoleżnikowej ($Y = 0,051 + 1,256x$, $r = 0,980$)

Regression line for the content of $N-NH_4^+$ in epihumus subhorizon of podzolic soils on longitude ($Y = 0,051 + 1,256x$, $r = 0,980$)

Przestrzenna zmienność różnych form azotu w glebach bielcowo-rdzawych w relacji do długości i szerokości geograficznej, jak i w glebach bielcowych w odniesieniu do szerokości geograficznej jest istotna statystycznie, jednak siła związku jest słaba. Zawartość azotu ogółem oraz jego form mineralnych w epihumusie gleb bielcowych przedstawiono w tabeli 18.

Stosunek C:N w poszczególnych poziomach genetycznych badanych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych jest bardzo zmienny (ryc. 26). W glebach bielcowych wartości średnie i odchylenia standardowe obliczone dla poszczególnych poziomów kształtują się następująco: A – 27,3 ($d = 8,5$), Ees – 18,9 ($d = 3$), Bh – 28,3 ($d = 11,8$), Bfe 21,8 ($d = 10,1$). W glebach bielcowo-rdzawych stosunek ten jest nieco mniejszy i wynosi odpowiednio w poziomie AEes – 24,4 ($d = 5,3$), BfeBv – 16,2 ($d = 8,0$), BvC – 9,4 ($d = 6,3$), z zachowaniem tendencji zmniejszania się wraz z głębokością. Otrzymane wyniki wskazują, że w większości profili gleb bielcowych występuje powolna mineralizacja substancji organicznej, szczególnie na północy badanego obszaru. Najlepsze właściwości bioekologiczne wśród analizowanych pedonów posiadają gleby bielcowo-rdzawe Nizin Środkowopolskich, Wysoczyzn Białorusko-Podlaskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej. Średnia wartość stosunku C:N określona dla poziomów próchnicznych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych tych regionów równa jest 20, podpoziomu Bh gleb bielcowych – 16 oraz podpoziomu BfeBv gleb rdzawych – 11, czyli jest niższa od wartości średnich obliczonych dla całego obszaru badań. Czynnikiem, które wpływają na sprawność ekosystemów tych prowincji fizycznogeograficznych są ciepły i dostatecznie wilgotny klimat oraz ich niewielkie



Ryc. 26. Stosunek węgla organicznego do azotu ogółem (C:N) w poszczególnych poziomach genetycznych badanych gleb (a – gleby biellicowe, b – gleby biellicowo-rdzawe)

Carbon to nitrogen ratio (C:N) in particular genetic horizons of studied soils (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soils)

przekształcenie antropogeniczne (Degórski 1998a). Sprzyja to między innymi rozwojowi mikro- i makrofauny glebowej, która osiąga na tym obszarze największą biomasę całkowitą (Jefremow, Degórski 1998; Khotko 1998; Olechowicz 1998).

Przestrzenna zmienność stosunku węgla organicznego do azotu charakteryzuje się istotną statystycznie zależnością, zarówno w przypadku gleb biellicowych, jak i biellicowo-rdzawych w odniesieniu do szerokości geograficznej, natomiast bardzo słabą do długości geograficznej (i to tylko w glebach biellicowych). Zależność pomiędzy wartościami C:N a szerokością geograficzną najbliższa jest modelowi liniowemu regresji, którego formuła matematyczna dla gleb biellicowych ma postać: $Y = -29,425 + 1,101x$ ($r = 0,878$), zaś dla gleb biellicowo-rdzawych: $Y = -45,804 + 247x$ ($r = 0,894$). Przebieg linii regresji wskazuje na tendencje wzrostu stosunku węgla organicznego do azotu w kierunku północnym, na co wpływa opisany kierunek zmian aktywności biologicznej gleb.

7.4.3. SKŁAD FRAKCYJNY PRÓCHNICY

W badaniach pokrywy glebowej, analiza składu frakcyjnego próchnicy umożliwia uchwycenie cech wspólnych, niezmiennych lub tylko nieznacznie zmieniających się z upływem czasu (Duchaufour 1964; Bednarek 1991). W składzie frakcyjnym próchnicy badanych gleb biellicowych i biellicowo-rdzawych, na kontakcie podpoziomu epihumusowego lub butwinowego poziomu organicznego (O) z poziomem próchnicznym (A) dominują kwasy fulwowe frakcji lekkiej (F1 + F2), czyli wolne kwasy fulwowe oraz kwasy związane z ruchliwymi formami R_2O_3 . Ich ilość stanowi od 4 do 18% ogólnej zawartości węgla w przypadku gleb biellicowych oraz od 4 do 19% w glebach biellicowo-rdzawych. Również w grupie kwasów huminowych przeważa frakcja lekka (H1 + H2), jakkolwiek w przypadku gleb biellicowo-rdzawych różnice pomiędzy frakcją lekką i ciężką są mniejsze niż w glebach biellicowych, a na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej przeważają nawet kwasy huminowe frakcji ciężkiej 2 i 3 ekstrakcji. Wskazuje to na większą polimeryzację brunatnych kwasów huminowych, która doprowadza do powstania pewnej ilości kwasów huminowych o większej drobinie, tak zwanych szarych kwasów huminowych, bardzo istotnych w procesach mineralizacji ściółki. Posiadają one wyższą aniżeli kwasy fulwowe zdolność sorpcyjną i lepsze właściwości hydrofilne (Jefremow, Degórski 1998).

Z paleopedologicznego punktu widzenia jedną z najważniejszych cech próchnicy jest stosunek węgla kwasów huminowych – Ch do węgla kwasów fulwowych – Cf (Duchaufour 1964; Bednarek 1991). Stosunek ten świadczy o kierunku przebiegu procesu glebotwórczego, charakterze przemian materii organicznej i o wieku gleby (Skłodowski 1974; Bednarek 1991).

W strefie kontaktowej poziomu organicznego z górną częścią poziomu próchnicznego gleb biellicowych Laponii, czyli w glebach najmłodszych, stosunek ten jest najniższy (0,33–0,36), zaś w glebach najstarszych wschodniej Europy – najwyższy (0,61–0,72). Ze wzrostem wartości stosunku Ch:Cf wzrasta również stopień humifikacji, wyrażający sumaryczny udział węgla kwasów fulwowych,

Tabela 19. Sumaryczna zawartość różnych form związków organicznych w poszczególnych frakcjach próchnicy i wartości charakteryzujące humifikację materii organicznej podpoziomu epihumusowego próchnicy nadkładowej badanych gleb

Numer profilu	C ogółem %	C kwasów fulwowych, huminowych i humin w % C ogółem					Stosunek Ch:Cf	Stopień humifikacji	Procentowa zawartość C poszczególnych frakcji w stosunku do masy próbki						
		frakcja lekka		frakcja ciężka					frakcja lekka			frakcja ciężka			
		F1+F2	H1+H2	F3+F4+F5	H3+H4+H5	huminy			R	F1+F2	H1+H2	F3+F4+F5	H3+H4+H5	huminy	
		a	b	c	d	e			f	g	h	i	j	k	l
gleby bielcowe															
1	29,12	6,34	2,05	0,14	0,12	0,95	0,33	9,6	26,321	1,849	0,598	0,041	0,035	0,276	
2	26,53	4,42	1,47	0,18	0,17	2,65	0,36	8,9	24,170	1,173	0,389	0,049	0,045	0,703	
5	25,68	5,00	2,50	0,18	0,17	1,55	0,64	9,4	23,264	1,284	0,642	0,046	0,045	0,399	
7	19,12	4,84	1,63	0,28	0,25	4,75	0,37	11,8	16,873	0,925	0,312	0,053	0,048	0,909	
10	12,15	5,74	1,93	0,55	0,58	7,84	0,40	16,6	10,126	0,698	0,234	0,067	0,070	0,952	
11	9,24	3,87	1,45	0,77	0,80	7,49	0,48	14,4	7,911	0,358	0,134	0,071	0,074	0,692	
13	7,23	6,31	2,17	1,16	1,02	7,11	0,42	17,8	5,945	0,456	0,157	0,084	0,074	0,514	
15	15,91	4,12	1,71	0,43	0,47	4,17	0,47	11,0	14,166	0,660	0,270	0,070	0,076	0,664	
16	4,88	12,79	2,22	3,48	0,69	14,67	0,18	33,9	3,228	0,624	0,108	0,170	0,034	0,716	
17	3,72	10,27	4,81	2,93	2,69	12,34	0,57	33,0	2,491	0,382	0,179	0,109	0,100	0,459	
19	4,12	6,92	4,05	2,26	2,16	11,87	0,68	27,3	2,997	0,285	0,167	0,093	0,089	0,489	
20	3,79	7,36	3,56	3,27	2,88	12,27	0,61	29,3	2,678	0,279	0,135	0,124	0,109	0,465	
22	6,24	6,33	4,31	2,45	1,71	9,66	0,69	24,5	4,713	0,395	0,269	0,153	0,107	0,603	
24	4,98	6,00	3,59	1,14	1,59	14,74	0,72	27,1	3,632	0,299	0,179	0,057	0,079	0,734	

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	ł	m	n
26	7,27	3,00	2,35	0,64	1,37	8,58	0,60	15,9	6,111	0,221	0,168	0,046	0,098	0,624
28	4,85	4,43	1,69	1,14	0,93	9,07	0,47	17,3	4,013	0,215	0,082	0,055	0,045	0,440
29	5,38	3,87	1,80	1,97	1,54	11,62	0,57	20,8	4,261	0,208	0,097	0,106	0,083	0,625
32	3,26	7,42	4,08	7,32	4,38	6,99	0,57	27,2	2,275	0,242	0,133	0,239	0,143	0,228
35	2,15	11,63	4,19	4,00	4,97	8,23	0,59	33,0	1,440	0,250	0,090	0,086	0,107	0,177
38	2,86	8,84	3,32	7,65	4,72	8,95	0,49	26,5	1,902	0,253	0,095	0,219	0,135	0,256
gleby biellicowo-rdzawe														
9	15,34	8,75	6,40	2,84	1,23	3,80	0,66	23,0	11,809	1,342	0,982	0,435	0,189	0,583
14	6,23	9,10	6,60	2,68	1,88	2,83	0,72	23,1	4,792	0,567	0,411	0,167	0,117	0,176
18	3,49	18,88	17,16	3,55	3,50	21,43	0,92	64,5	1,238	0,659	0,599	0,124	0,122	0,748
21	3,89	17,43	14,58	2,80	2,75	11,31	0,86	48,9	1,989	0,678	0,567	0,109	0,107	0,440
25	5,31	11,13	1,71	2,01	1,74	13,01	0,26	29,6	3,738	0,591	0,091	0,107	0,092	0,691
27	5,37	9,06	2,27	2,14	1,05	11,51	0,30	26,0	3,972	0,486	0,122	0,115	0,057	0,618
30	10,30	7,98	2,61	1,43	0,58	5,77	0,41	16,7	8,584	0,647	0,269	0,147	0,059	0,594
31	5,55	6,84	1,59	2,74	1,29	7,86	0,30	20,3	4,422	0,380	0,088	0,152	0,072	0,436
33	9,18	6,34	5,04	1,29	0,92	5,69	0,80	19,1	7,425	0,582	0,463	0,104	0,084	0,522
36	1,68	3,39	2,09	4,76	5,71	14,50	0,96	18,6	1,168	0,057	0,035	0,080	0,096	0,244
37	2,81	3,88	3,74	10,29	4,34	8,50	0,57	30,8	1,946	0,109	0,105	0,289	0,122	0,239
39	5,86	7,36	2,32	2,49	1,34	11,52	0,37	25,0	4,393	0,431	0,136	0,146	0,069	0,792

huminiowych i humin w procentowej zawartości węgla ogółem. Jego wartość w glebach regionów północnych wynosi 8,89–9,60%, zaś we wschodniej i południowej części obszaru badań 24,47–33,85% (tab. 19). Stwierdzone różnice w wartościach stosunku Ch:Cf oraz stopnia humifikacji świadczą o wzbogaceniu próchnicy gleb obszarów staroglacjalnych w bardziej dojrzałe frakcje kwasów huminowych. W glebach tych zaobserwowano również większy udział niehydrolizujących pozostałości frakcji ciężkiej, czyli najbardziej trwałych związków próchnicznych (głównie humin), jak i mniejsze zawartości węgla w residuum, co również można uznać za geograficzny wskaźnik diagnostyczny gleb.

Analogiczną zmienność przestrzenną wskaźników diagnostycznych uzyskano dla gleb biellicowo-rdzawych, jakkolwiek w tych glebach stosunek Ch:Cf jest znacznie wyższy i wynosi od 0,26–0,30 na Pojezierzach Zachodniobałtyckich do 0,92–0,96 na Wysoczyznach Podlasko-Białoruskich, Nizinie Berezynsko-Desnańskiej i Wyżynie Śląsko-Krakowskiej. W podprowincjach Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej zaobserwowano również najwyższy stopień humifikacji materii organicznej wynoszący 48,9–64,5% (tab. 19).

Tendencje wzrostu wartości stosunku Ch:Cf oraz stopnia humifikacji w kierunku południowym i wschodnim potwierdza rozkład zależności pomiędzy tymi cechami a współrzędnymi geograficznymi. Parametry funkcji regresji oraz współczynniki korelacji dla tych zależności przedstawiono w tabeli 20.

Tabela 20. Parametry regresji i współczynniki korelacji określone dla związku pomiędzy wybranymi cechami składu frakcyjnego próchnicy (Ch:Cf, stopień humifikacji) w poziomach organicznych i próchnicznych gleb biellicowych i biellicowo-rdzawych (zmienne zależne) a długością lub szerokością geograficzną (zmienne niezależne)

Typ gleby	Zmienne zależne	Zmienne niezależne	Parametry regresji			Współczynniki korelacji
			a	b	c	
biellicowa	Ch:Cf	długość geograficzna	-44,524	5,597	-0,106	0,910
		szerokość geograficzna	1,090	-0,017	9,184	0,384
biellicowo-rdzawa		długość geograficzna	-0,231	0,037	-	0,889
		szerokość geograficzna	27,625	-0,950	0,008	0,363
biellicowa	stopień humifikacji	długość geograficzna	0,362	0,009	-	0,414
		szerokość geograficzna	416,373	-12,371	0,094	0,870
biellicowo-rdzawa		długość geograficzna	36,547	-1,992	0,078	0,720
		szerokość geograficzna	207,885	-3,090	-	0,642

Niezależnie od typu badanych gleb i uzyskanych wyników, we wszystkich profilach stosunek zawartości węgla kwasów huminowych do węgla kwasów fulwowych jest mniejszy od jedności, co w klasyfikacji N. Kononowej (1968) odpowiada pierwszemu typowi próchnicy, charakteryzującemu się niewielkim stopniem kondensacji pierścieni aromatycznych.

7.4.4. AKTYWNOŚĆ BIOLOGICZNA

Aktywność biologiczna gleb decyduje w głównej mierze o przemianach materii organicznej i jest jednym z najważniejszych elementów funkcjonowania pedosfery (Kononowa 1968; Richards 1979; Puchalski, Prusinkiewicz 1990; Wood 1995; Breemen i in. 2000). Próchnica glebowa jako substancja jonowymienna o dużej pojemności sorpcyjnej ma szczególne znaczenie w ekosystemach wykształconych na biotopach gleb lekkich, charakteryzujących się bardzo małym kompleksem sorpcyjnym (Pokojska 1992; Berggren, Mulder 1995).

W procesach humifikacji i mineralizacji próchnicy decydującą rolę odgrywają drobnoustroje. Z dotychczasowych badań wynika, że 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 in. 1996; Jefremow 1999). Na podstawie badań mikrobiologicznych przeprowadzonych przez A. Jefremowa i M. Degórskiego (1998) w 16 (spośród 39 analizowanych w niniejszej pracy) profilach glebowych położonych od Pojezierzy Zachodniobałtyckich do Niziny Berezynsko-Desnańskiej, można stwierdzić, że zróżnicowanie biomasy mikroorganizmów oraz zawartość kwasów nukleinowych zależy przede wszystkim od lokalnych warunków siedliskowych, a także od zmienności przestrzennej czynników egzogenicznych determinowanych położeniem geograficznym. Określone dla 16 profili glebowych podstawowe charakterystyki mikrobiologiczne nie odbiegają od wyników uzyskanych w glebach bielicoziemnych Nizin Środkowoeuropejskich (Jefremow 1998). Stosunek RNA:DNA, wskazujący na aktywność metaboliczną kompleksu mikrobiologicznego (Jefremow 1990), w poziomach organicznych 16 profili gleb wynosi od 0,75 do 0,92, a w poziomach mineralnych od 0,58 do 0,68 (Jefremow, Degórski 1998). Masa mikroorganizmów²⁰ w 0,5 m warstwie badanych gleb o powierzchni 1 metra kwadratowego wynosi od 167g w glebach bielicowych do 433g w glebach bielicowo-rdzawych, zaś zawartość kwasów nukleinowych waha się od 44 do 122g, z czego DNA stanowi 58–60%, a RNA 40–42%. W ogólnej biomacie mikroorganizmów bakterie stanowią 8–12%, grzyby 88–92%, a stosunek wyróżnionych zespołów bakterii do grzybów wynosi 1:7 i 1:12. W profilach stwierdzono gwałtowne zmniejszanie się długości strzępków grzybni w poziomie próchnicznym w odniesieniu do poziomu organicznego (2,5–6 krotne). Podobne zróżnicowanie uzyskano w przypadku komórek bakterii, ale od 1,3 do 2,3 razy

²⁰ Liczebność bakterii, biomasa grzybni, długość jej strzępków oraz zawartość kwasów nukleinowych określono w Laboratorium Enzymologii Glebowej, Białoruskiej Akademii Nauk w Mińsku. Dokładny opis metod oznaczania zamieszczono w pracy Jefremow, Degórski (1998).

mniej. Silny rozwój grzybów wewnątrz i na powierzchni próchnicy nadkładowej badanych gleb o bardzo kwaśnym odczynie, jest zjawiskiem naturalnym, ale niekorzystnym z punktu widzenia sprawności biologicznej ekosystemów. Wiele gatunków grzybów występujących na analizowanych powierzchniach odznacza się właściwościami toksycznymi (Smyk 1974; Vare i in. 1996).

Do pionowego rozmieszczenia mikroorganizmów w profilach nawiązuje również tempo dekompozycji materii organicznej. Badania przeprowadzone w profilach położonych na obszarze Polski z użyciem pasków bawełnianych wykazały, że niezależnie od pory roku najszybszy rozkład bawełny następuje na styku epihumusu i poziomu próchnicznego (Degórski, Reed 1998).

Według badań W. Myśkova i in. (1996) z rozwojem mikroorganizmów glebowych wiąże się ich aktywność metaboliczna. Przyjmując, że aktywność ta przejawia się w aktywności enzymów, jako wskaźnik biologicznej sprawności gleb wzięto pod uwagę dehydrogenazę mleczanową. Uzyskano istotną korelację pomiędzy aktywnością dehydrogenazy mleczanowej w poziomie próchnicznym 16 badanych gleb a biomasa bakterii ($r = 0,821$) i grzybów ($r = 0,816$).

W przeciwieństwie do określania liczebności wybranych grup drobnoustrojów oznaczanie enzymów jest prostsze i łatwiejsze do przeprowadzania seryjnych analiz (Myśków i in. 1996). Dlatego też w celu określenia aktywności biologicznej gleb na całym badanym obszarze wykorzystano analizę aktywności dehydrogenazy mleczanowej. Średnia ilość, otrzymanego w czasie analizy, formazanu wskazującego na aktywność dehydrogenazy w glebach bielcowych wynosiła w poziomie organicznym $0,749 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby, zaś w poziomie próchnicznym $0,865 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby. W glebach bielcowo-rdzawych odpowiednio $0,441$ i $1,211 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby. Zmienność przestrzenna aktywności dehydrogenazy mleczanowej w glebach bielcowo-rdzawych ma znacznie bardziej wyrównany przebieg w porównaniu z glebami bielcowymi. Zróżnicowanie dehydrogenazy mleczanowej w poziomie organicznym, pomiędzy profilami o największej i najmniejszej ilości uzyskanego formazanu, w glebach bielcowo-rdzawych jest blisko trzykrotne, od $0,258 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby w profilu 31 do $0,750 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby w profilu 27, zaś w glebach bielcowych blisko 39-krotne od $0,058 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby w profilu 10 do $2,292 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby w profilu 15. W poziomach próchnicznych gleb bielcowo-rdzawych zróżnicowanie to jest blisko sześciokrotne (od $0,362 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ w profilu 27 do $2,078 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ w profilu 33), natomiast w glebach bielcowych 25-krotne (od $0,067 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ gleby w profilu 26, do $1,675 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ w profilu 20). Pomimo dużych różnic w aktywności dehydrogenazy mleczanowej pomiędzy poszczególnymi glebami, jak i pomiędzy podpoziomem butwinowym a powierzchnią częścią poziomu próchnicznego, zmienność zjawiska wykazuje prawidłowości przestrzenne, które mogą być następstwem geograficznie zróżnicowanych właściwości higrotermicznych klimatu. Wraz ze zmniejszaniem się wilgotności i amplitud temperatury następuje wzrost aktywności enzymu w poziomie próchnicznym badanych gleb, zaś maleje w podpoziomie butwinowym poziomu organicznego. Wskaźnik korelacji

określony dla zależności pomiędzy amplitudą roczną temperatury a aktywnością dehydrogenazy w poziomie O wynosi: $r = -0,588$, zaś dla poziomu próchniczego (A), $r = 0,639$.

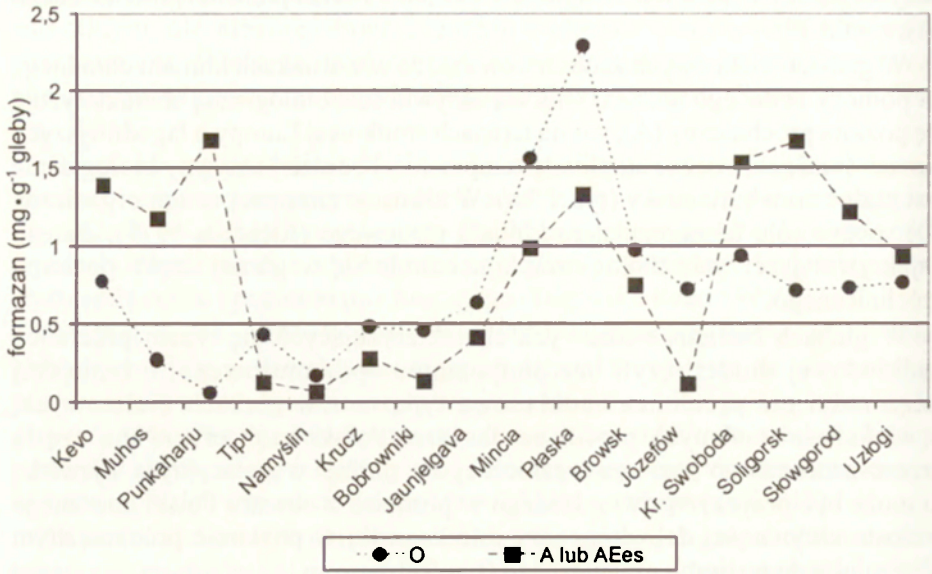
W glebach biellicowych zaobserwowano, że w warunkach klimatu chłodnego na północy badanego obszaru większą aktywnością biologiczną charakteryzuje się poziom próchniczny (A), zaś na terenach środkowej Europy o łagodniejszych zimach (mniejsze roczne amplitudy temperatury) bardziej aktywny biologicznie jest podpoziom butwinowy (ryc. 27 a). W klimacie zimnym poziom organiczny (O) spełnia rolę termoregulatora klimatu glebowego (Richards 1979), dlatego najaktywniejsze życie biologiczne koncentruje się w górnej części poziomu próchniczego.

W glebach biellicowo-rdzawych charakteryzujących się typem próchnicy nadkładowej moder, czyli bez podpoziomu epihumusowego, o mniejszej miąższości niż próchnica nadkładowa typu mor w glebach biellicowych, w większości badanych profili na obszarze Polski zaobserwowano częste przesuszenie całego poziomu organicznego w okresie wegetacyjnym. Zjawisko to może być przyczyną stwierdzonego w profilach z obszaru Polski znacznego wzrostu aktywności dehydrogenazy mleczanowej w poziomie próchnicznym w stosunku do poziomu organicznego (ryc. 27b).

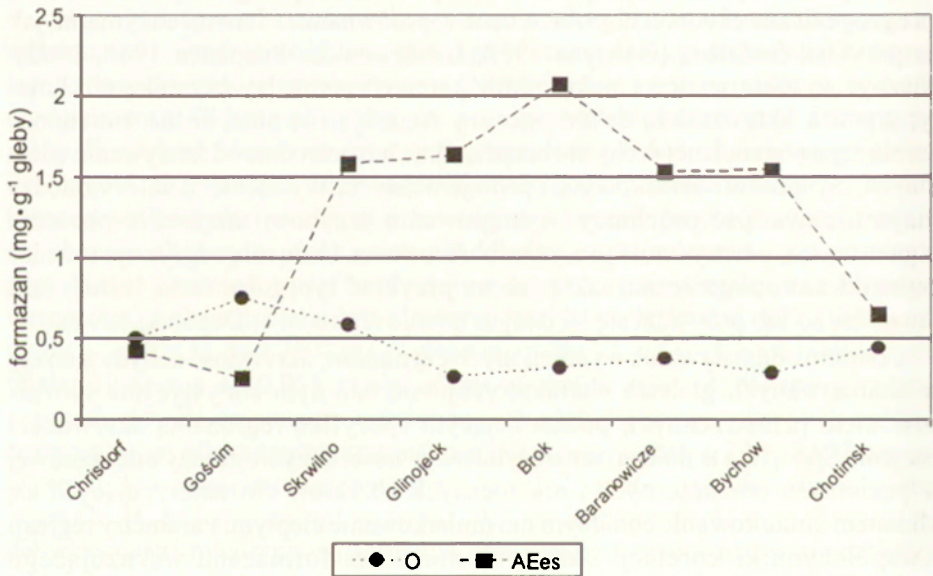
Otrzymane wyniki wskazują na małą odporność dehydrogenazy mleczanowej na egzogeniczne czynniki higrotermiczne w porównaniu z innymi enzymami, jak na przykład fosfatazą (Galstyan 1982; Lahdesmakki, Piispanen 1988, 1992). Niezbyt wysokie wartości wskaźników korelacji pomiędzy czynnikami klimatycznymi a aktywnością dehydrogenazy sugerują również, że na zmienność przestrzenną omawianej cechy ma bezpośrednie lub pośrednie oddziaływanie wiele innych czynników siedliskowych i pedogenicznych. Wymienić tu należy między innymi: zawartość próchnicy, występowanie grzybów, miąższość poziomu organicznego, intensywność procesów biellicowania. Dużą rolę odgrywają również czynniki antropogeniczne, takie jak na przykład typ gospodarki leśnej, jaki prowadzono lub prowadzi się na danym terenie (Jefremow, Degórski 1998).

Pomimo oddziaływania wymienionych czynników, aktywność dehydrogenazy w analizowanych glebach charakteryzuje się istotnym statystycznie zróżnicowaniem przestrzennym, podkreślającym specyfikę regionalną aktywności enzymu. Specyfika ta polega na różnej intensywności dehydrogenazy mleczanowej w poziomach próchnicznych i organicznych obszarów charakteryzujących się klimatem umiarkowanie chłodnym lub umiarkowanie ciepłym. Parametry regresji i współczynniki korelacji określone dla ilości formazanu wskazującego na aktywność dehydrogenazy mleczanowej w poziomach próchnicznych i próchniczno-eluwialnych gleb biellicowych i biellicowo-rdzawych w odniesieniu do współrzędnych geograficznych przedstawiono w tabeli 21.

a



b



Ryc. 27. Ilość formazanu wskazującego na aktywność dehydrogenazy mlezanowej w poziomie organicznym (O) i próchnicznym (A) lub próchniczno-eluwialnym (AEes) badanych gleb (a – gleby bielcowe, b – gleby bielcowo-rdzawe)

Value of formazan as an indicator of dehydrogenase activity in organic horizon (O) and humus horizon (A) or humus-eluvial horizon (AEes) of studied soils (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soils)

Tabela 21. Parametry regresji i współczynniki korelacji określone dla związku pomiędzy aktywnością dehydrogenazy mleczanowej w poziomach próchnicznych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych (zmiennie zależne) a długością lub szerokością geograficzną (zmiennie niezależne)

Typ gleby	Zmiennie niezależne	Parametry regresji			Współczynniki korelacji
		a	b	c	r
bielcowo a	długość geograficzna	-0,659	0,059	-	0,775
	szerokość geograficzna	-12,960	0,414	-0,003	0,749
bielcowo-rdzawa	długość geograficzna	-3,814	0,426	-0,080	0,856
	szerokość geograficzna	-0,577	0,042	-	0,998

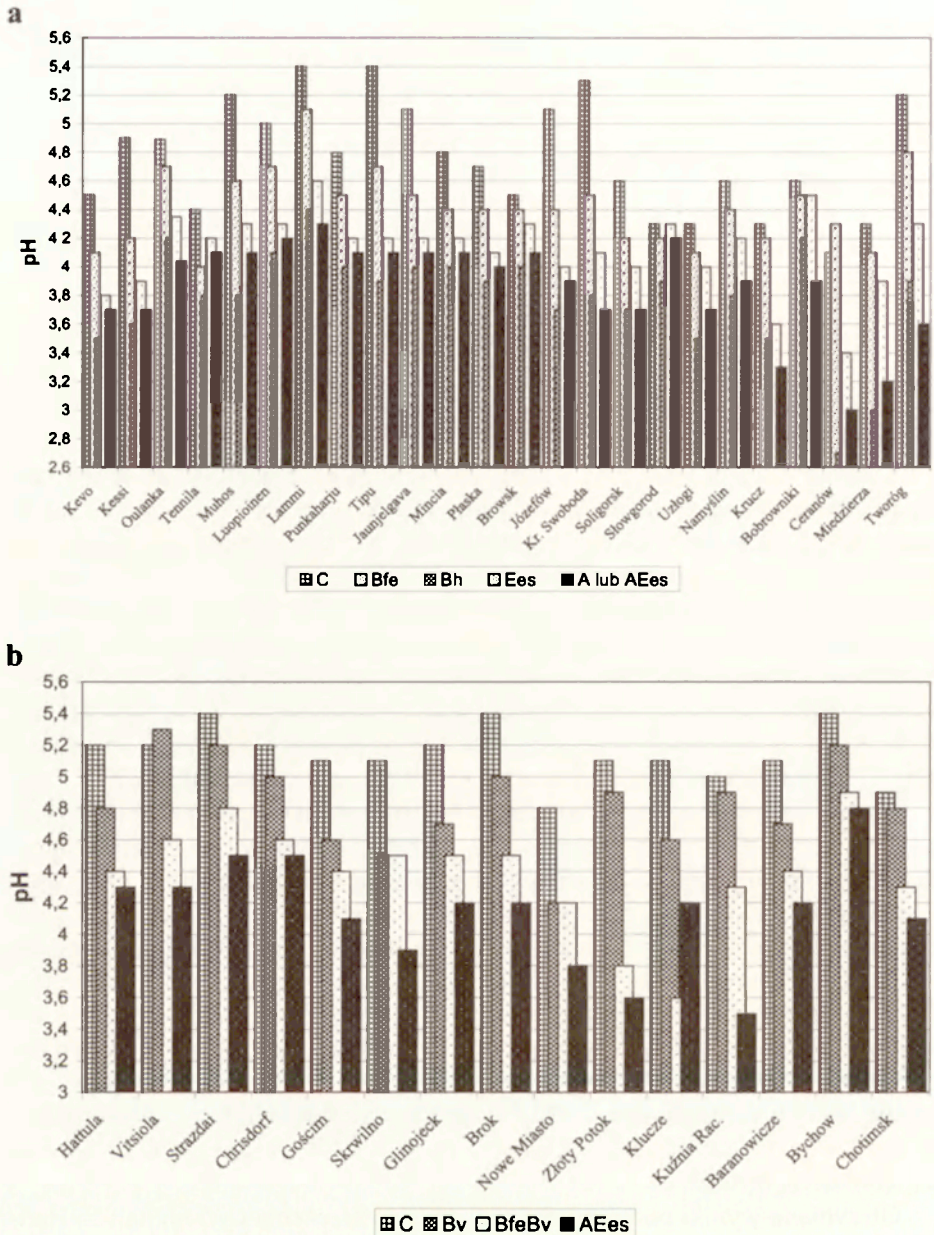
7.4.5. ODCZYN

Kwaśny odczyn jest jedną z diagnostycznych cech gleb bielicoziemnych. Analizowane gleby bielcowe jak i bielcowo-rdzawe nie odbiegają zakresem odczynu od analogicznych w innych regionach Nizin Środkowoeuropejskich i Skandynawii. Najniższymi wartościami pH_{KCl} i pH_{H_2O} charakteryzuje się poziom organiczny, w którym wartości indeksów były o 0,1–0,3 jednostki pH niższe niż poziomach A lub AEes. W solum gleby wartości pH_{KCl} wynoszą od 3,1 w poziomach próchnicznych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych do 4,8–5,0 w skałach macierzystych. Najniższe wartości pH_{KCl} zanotowano w podpoziomie wzbogacania Bhfe wynoszące nawet 2,6–2,8. Podobne zróżnicowanie uzyskano w przypadku pH_{H_2O} , tylko indeksy charakteryzują się wyższymi wartościami (ryc. 28)²¹.

Jakkolwiek zmienność przestrzenna odczynu zarówno w glebach bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych nie wykazuje istotnego statystycznie zróżnicowania regionalnego, to jednak zaobserwowano pewne tendencje zmian. W przypadku gleb bielcowych jest to wzrost wartości wskaźników pH wraz ze zmniejszaniem się szerokości geograficznej ku środkowej Europie, a następnie dość wyrównany ich przebieg na tym obszarze we wszystkich poziomach genetycznych (ryc. 28a). Różnice odczynu pomiędzy poszczególnymi profilami zależą głównie, od uwarunkowań lokalno-siedliskowych. W glebach bielcowo-rdzawych odczyn charakteryzuje się bardziej wyrównaną zmiennością przestrzenną. Największe różnice pomiędzy poszczególnymi profilami w wartościach indeksu pH występują w poziomie próchnicznym, które następnie ulegają zmniejszaniu wraz z głębokością (ryc. 28 b).

Otrzymane wyniki potwierdzają również spostrzeżenia C. Tamma i L. Hallbackena (1988) o różnym stopniu oddziaływania kwasów organicznych na kształtowanie się odczynu gleby zależnie od położenia geograficznego. W północnych regionach obszaru badań różnice pH pomiędzy poziomem próchnicznym a skałą macierzystą były wyraźnie mniejsze, niż w części południowej. Dowodzi to znacznie mniejszego biologicznego zakwaszania gleby

²¹ Wartości pH_{H_2O} są średnią z 10 pomiarów wykonanych w różnych porach roku, w czasie 3–5 lat.



Ryc. 28. Odczyn ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) poszczególnych poziomów genetycznych badanych gleb
(a – gleby bielcowe, b – gleby bielcowo-rdzawe)

Reaction ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) of particular genetic horizons of studied soils (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soils)

pod wpływem acidofilnej roślinności w regionach o krótkim okresie wegetacyjnym oraz wymywania kwasów próchnicznych poza solum o małej miąższości w warunkach klimatu nadmiernie wilgotnego. Nie bez znaczenia jest również wiek gleb. Młode gleby północnej Europy są jeszcze bardzo aktywnym środowiskiem pedogenicznym, w którym współczesne procesy glebotwórcze zachodzą bardzo aktywnie.

Mnogość czynników glebowych i pozaglebowych wpływających na kształtowanie się odczynu badanych gleb sprawia, że zróżnicowanie przestrzenne pH określone na podstawie analizy statystycznej jest słabo związane z położeniem geograficznym profilu.

Kwasowość wymienna badanych gleb powodowana jest głównie przez jony wymiennego glinu, których średnia zawartość wynosi w poziomie próchnicznym gleb bielcowych $3,1 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ ($d = 1,4 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) zaś gleb bielcowo-rdzawych $3,6 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ ($d = 2,8 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) oraz w podpoziomie wzbogacania Bh gleb bielcowych $2,8 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ ($d = 2,5 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$). Udział Al^{3+} w ogólnej kwasowości wymiennej wynosi średnio w poziomie próchnicznym gleb bielcowych 74,4% ($d = 19,3\%$), w poziomie eluwalnym 81% ($d = 8,9\%$), zaś w podpoziomie wzbogacania Bh 83,9 ($d = 8,7\%$) – ryc. 29. W glebach bielcowo-rdzawych wielkości te są zbliżone w całym profilu, od 84,7% ($d = 16,8\%$) w poziomie próchnicznym, 87,6% ($d = 16,5\%$) w poziomie BfeBv do 89,6% ($d = 13,5\%$) w poziomie BvC (ryc. 30).

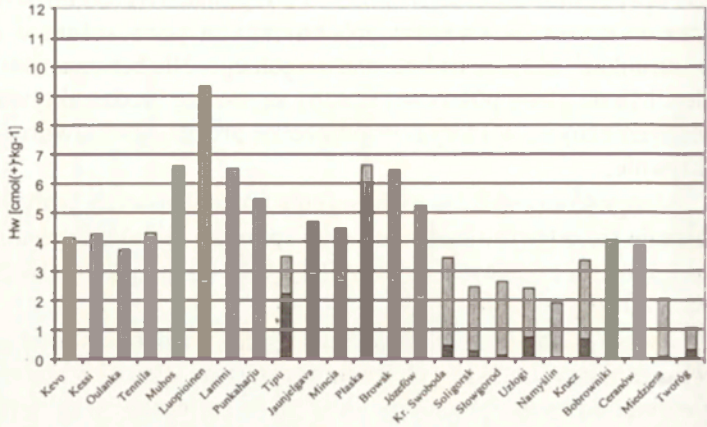
Przestrzenna zmienność udziału glinu w kwasowości wymiennej nawiązuje do odczynu poszczególnych profili glebowych. Zależności pomiędzy zawartością różnych postaci glinu, w tym glinu wymiennego a odczynem są znane z literatury (Ulrich 1981, 1989; Berggren 1992, 1994; Sullivan 1994). Na szybkie uwalnianie jonów Al^{3+} przy pH gleby od 3,8 do 4,2 wskazał między innymi H. Ulrich (1981).

Zaobserwowane zwiększanie się udziału wymiennego glinu w kwasowości wymiennej w profilach położonych na średnich szerokościach geograficznych, sugerować może działanie czynników pozaglebowych. Niektórzy autorzy, wzrost zawartości wymiennego glinu w glebach środkowej Europy upatrują w większym zanieczyszczeniu środowiska (Filipek 1989, 1994).

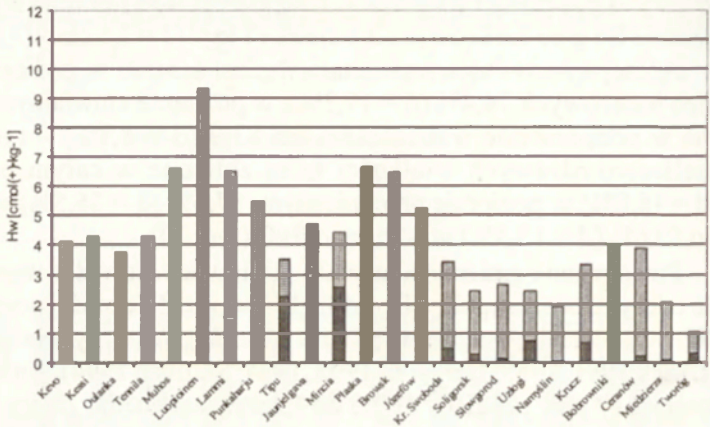
Zmienność przestrzenna wymiennego wodoru, wymiennego glinu i kwasowości wymiennej na badanym obszarze charakteryzuje się istotnym statystycznie związkiem z położeniem geograficznym profilu. Zależność ta jest jednak determinowana wpływem wielu czynników. Pierwsze wynikają z lokalnych uwarunkowań siedliskowych oraz wieku gleb drugie z mechanizmu i aktywności samych procesów. Funkcje regresji aproksymujące zależności każdej z cech w odniesieniu do współrzędnych geograficznych podkreślają wpływ tych czynników (tab. 22).

Następstwem mechanizmu samych procesów glebotwórczych jest różne przestrzenne zróżnicowanie zawartości wymiennego wodoru i glinu oraz kwasowości wymiennej w poszczególnych poziomach genetycznych. Sprawia to, że przy zbliżonych bezwzględnych wartościach współczynników korelacji,

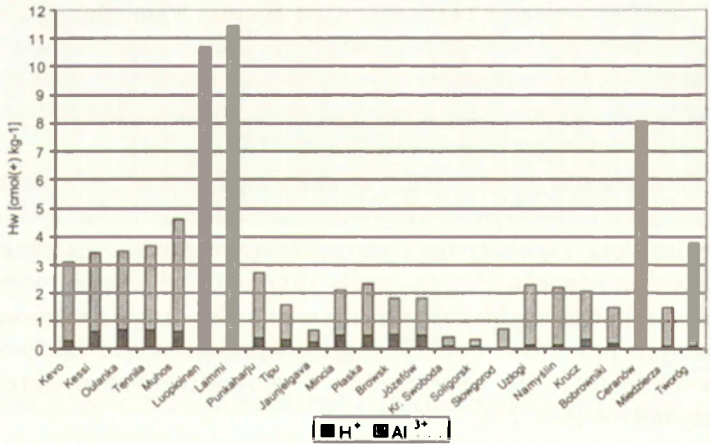
Poziom A lub AEes



Poziom Ees

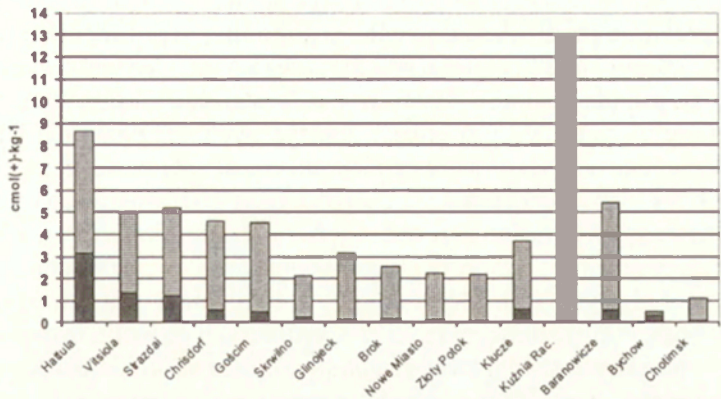


Poziom Bh

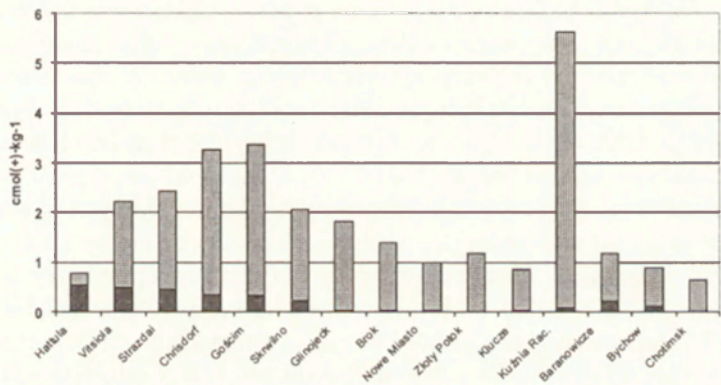


Ryc. 29. Wymienny wodór (H⁺) i wymienny glin (Al³⁺) określające kwasowość wymienną (H_w) wybranych poziomów genetycznych gleb bieloczych
 Exchangeable hydrogen (H⁺) and exchangeable aluminium (Al³⁺) as an exchange acidity (H_w) in some genetic horizons of podzolic soils

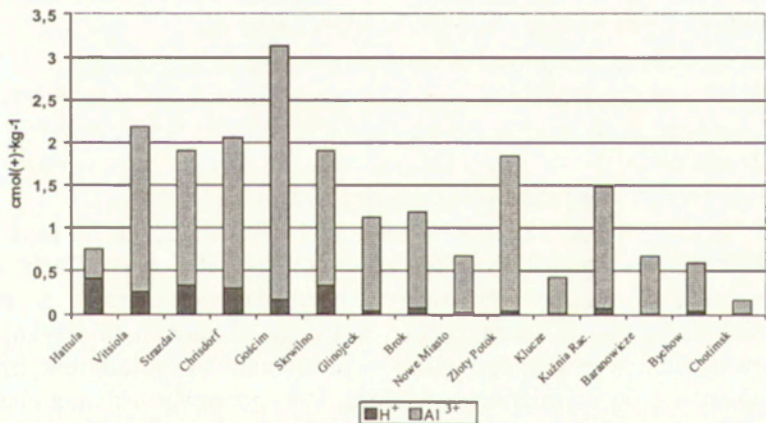
Poziom AEes



Poziom BfeBv



Poziom Bv



Ryc. 30. Wymienny wodór (H^+) i wymienny glin (Al^{3+}) określające wymienną kwasowość (H_w) wybranych poziomów genetycznych gleb bielocowo-rdzawych
Exchangeable hydrogen (H^+) and exchangeable aluminium (Al^{3+}) as an exchange acidity (H_w) in some genetic horizons of podzolic-rusty soils

kierunki zmienności są różne. Przykładowo, wartość współczynnika korelacji określonego dla kwasowości wymiennej i położenia profilu na danym równoleżniku, dla poziomu próchnicznego AEes gleb bielcowo-rdzawych wynosi 0,75, zaś dla poziomu BfeBv, $r = -0,70$. Zwraca uwagę odwrotność zmienności cechy w tych dwu poziomach genetycznych. W poziomie BfeBv kwasowość wymienna wzrasta wraz ze zmniejszaniem się szerokości geograficznej, podobnie jak w badanych poziomach genetycznych gleb bielcowych (ryc. 30). Odmienny przebieg stwierdzono natomiast w poziomie próchnicznym, w którym następuje zmniejszenie się zawartości jonów wymiennego glinu i wodoru w kierunku niższej szerokości geograficznej. Przestrzenne zróżnicowanie kwasowości wymiennej w poziomie próchnicznym między profilami gleb bielcowo-rdzawych może być również następstwem zwiększania się wilgotności klimatu w kierunku wschodnim i wzrostu intensywności procesu przemývania w pedonach.

Warunki siedliskowe wyrażone poprzez cechy biotopów w toposekwencjach (między innymi: warunki wilgotnościowe, odczyn gleb, zasobność i skład materii organicznej), charakteryzują się również statystycznie istotnymi związkami z pionowym i przestrzennym zróżnicowaniem kwasowości wymiennej. Geograficzna zmienność H_w w analizowanych glebach zależna jest zatem od wielu lokalnych czynników siedliskowych. Dla przykładu, wzrost zawartości materii organicznej w poziomie próchnicznym gleb bielcowych nawiązuje do wzrostu kwasowości wymiennej we wszystkich badanych glebach bielcowych. Wartość współczynnika korelacji określonego dla zależności pomiędzy zawartością materii organicznej a wielkością H_w we wszystkich badanych glebach bielcowych wynosi 0,53. Jeszcze wyższą wartość współczynnika korelacji ($r = -0,63$), uzyskano dla zagregowanego wskaźnika siedliskowego, uwzględniającego poza odczynem i zawartością materii organicznej w glebach, również ich właściwości powietrzno-wodne, co potwierdza złożony charakter zależności.

Najwyższe zawartości wymiennego glinu w profilu z Kuźni Raciborskiej (nr 39), wskazują natomiast na jego antropogeniczny charakter. Profil ten położony w uprzemysłowionym regionie Polski, jakim jest Śląsk, znajduje się w strefie silnego oddziaływania zanieczyszczeń, które wraz z powietrzem i opadami atmosferycznymi przenikają do gleby (Degórski 1998d).

Niezależnie od czynników lokalnych wpływających na kształtowanie się wielkości kwasowości wymiennej w poszczególnych profilach, można zaobserwować ogólne prawidłowości przestrzennego zróżnicowania tej cechy. Poziomy próchniczne gleb północnej części badanego obszaru charakteryzują się większą zawartością wymiennego glinu w porównaniu z południowymi regionami, przeciwnie do wymiennego wodoru, którego zawartość w glebach wyraźnie wzrasta ku południowi. Bezwzględne różnice w zawartości tych wymiennych kationów wskazują na odmienny zakres zmienności. Glin charakteryzuje się znacznie mniej zróżnicowaną zmiennością przestrzenną w przekroju północ – południe, niż wymienny wodór, którego wzrost jest na tyle duży, że zgodnie ze zwiększaniem się jego zawartości ku południowi, następuje również wzrost kwasowości wymiennej.

Parametry regresji i współczynniki korelacji dla kwasowości wymiennej, wymiennego glinu i wymiennego wodoru w poziomie próchnicznym, w odniesieniu do współrzędnych geograficznych przedstawiono w tabeli 22.

Tabela 22. Parametry regresji i współczynniki korelacji określone dla związku pomiędzy zawartością wymiennego wodoru (H^+) i glinu (Al^{3+}) oraz kwasowością wymienną (H_w) w poziomie próchnicznym gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych (zmiennie zależne) a długością lub szerokością geograficzną (zmiennie niezależne)

Typ gleby	Zmiennie zależne	Zmiennie niezależne	Parametry regresji			Współczynniki korelacji
			a	b	c	r
bielcowa	H^+	długość geograficzna	-6,388	0,676	-0,015	0,601
		szerokość geograficzna	-19,249	0,841	-0,008	0,839
bielcowo-rdzawa		długość geograficzna	1,030	-0,053	0,001	0,536
		szerokość geograficzna	-9,715	0,196	-	0,821
bielcowa	Al^{3+}	długość geograficzna	-6,595	0,850	-0,018	0,838
		szerokość geograficzna	25,325	-0,814	0,007	0,419
bielcowo-rdzawa		długość geograficzna	3,339	0,104	-0,006	0,716
		szerokość geograficzna	151,006	-5,246	0,047	0,459
bielcowa	H_w	długość geograficzna	-12,280	1,474	-0,032	0,768
		szerokość geograficzna	5,989	0,031	-0,001	0,404
bielcowo-rdzawa		długość geograficzna	4,369	0,051	-0,005	0,712
		szerokość geograficzna	151,467	-5,412	0,050	0,754

7.4.6. ZAWARTOŚĆ WYMIENNYCH KATIONÓW ZASADOWYCH I WŁAŚCIWOŚCI SORPCYJNE

Na podstawie uzyskanych wyników oraz danych z kilkudziesięciu innych profili wcześniej przeanalizowanych pod kątem zawartości kationów wymiennych w makroregionach: Hamme (Degórski 1994a) i Południowa Laponia (Degórski 2001a), nie stwierdzono istotnych statystycznie różnic w ich zróżnicowaniu przestrzennym (tab. 23). Każdy z badanych kationów wymiennych cechuje znaczna zmienność przestrzenna, której wielkość jest raczej związana z lokalnymi uwarunkowaniami siedliskowymi, aniżeli z geograficzną zmiennością czynników pedogenicznych. Zakres zmienności poszczególnych kationów wymiennych jest bardzo szeroki (tab. 24). Różnica (R) pomiędzy zanotowaną maksymalną zawartością danego kationu (n_{maks}) a zawartością minimalną (n_{min}) określoną dla wszystkich badanych profili glebowych wskazuje, że zarówno w glebach bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych największą zmiennością przestrzenną charakteryzują się poziomy skał macierzystych (odpowiednio $R = 26,1 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$ i $R = 16,8 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$). Najmniejsze zaś różnice w zawartościach kationów wymiennych zaobserwowano w poziomie AEes ($R = 6,9 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) oraz Bh ($R = 8,7 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) gleb bielcowych i poziomach BvC

Tabela 23. Wybrane właściwości sorpcyjne badanych gleb

Numer profilu	Poziom	H ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S	T	V	V _H	V _{Ca}	V _{Mg}	V _K	V _{Na}	Ca:Mg	Mg:K	Ca+Mg K+Na	Ca+Mg T	100%
		cmol(+) kg ⁻¹								%									
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r	s	t	
gleby biellicowe																			
1	AEes	9,19	0,53	0,09	0,30	0,19	1,11	10,30	10,8	89,2	5,15	0,87	2,91	1,84	5,9	0,3	1,3	6,0	
	Ees	6,23	0,45	0,07	0,16	0,04	0,72	6,95	10,4	89,6	6,47	1,01	2,30	0,58	6,4	0,4	2,6	7,5	
	Bh	8,72	0,38	0,06	0,27	0,20	0,98	9,70	10,1	89,9	4,64	0,62	2,78	2,06	7,5	0,2	1,1	5,3	
	Bfe	4,22	0,32	0,06	0,09	0,09	0,56	4,78	11,7	88,3	6,69	1,26	1,88	1,88	5,3	0,7	2,1	7,9	
	C	4,08	0,49	0,08	0,06	0,08	0,71	4,79	14,8	85,2	10,23	1,67	1,25	1,67	6,1	1,3	4,1	11,9	
2	AEes	12,34	0,61	0,14	0,19	0,13	1,07	13,41	8,0	92,0	4,55	1,04	1,42	0,97	4,4	0,7	2,3	5,6	
	Ees	7,12	0,53	0,07	0,14	0,05	0,79	7,91	10,0	90,0	6,70	0,88	1,77	0,63	7,6	0,5	3,2	7,6	
	Bh	9,34	0,34	0,07	0,19	0,16	0,76	10,10	7,5	92,5	3,37	0,69	1,88	1,58	4,9	0,4	1,2	4,1	
	Bfe	4,11	0,17	0,04	0,12	0,20	0,53	4,64	11,4	88,6	3,66	0,86	2,59	4,31	4,3	0,3	0,7	4,5	
	C	3,23	0,15	0,03	0,03	0,08	0,29	3,52	8,2	91,8	4,26	0,85	0,85	2,27	5,0	1,0	1,6	5,1	
3	AEes	23,50	0,52	0,65	0,24	0,18	1,58	25,08	6,3	93,7	2,06	2,58	0,97	0,70	0,8	2,7	2,8	4,6	
	Ees	3,45	0,18	0,07	0,03	0,12	0,39	3,84	10,2	89,8	4,56	1,74	0,73	3,14	2,6	2,4	1,6	6,3	
	Bh	6,47	0,13	0,05	0,04	0,13	0,35	6,82	5,2	94,8	1,95	0,77	0,52	1,95	2,5	1,5	1,1	2,7	
	Bfe	3,90	0,11	0,05	0,04	0,10	0,30	4,20	7,1	92,9	2,62	1,19	0,95	2,38	2,2	1,3	1,1	3,8	
	C	2,89	0,11	0,05	0,02	0,11	0,30	3,19	9,3	90,7	3,52	1,60	0,73	3,42	2,2	2,2	1,2	5,1	
4	AEes	22,45	0,58	0,15	0,12	0,15	1,00	23,45	4,3	95,7	2,47	0,64	0,51	0,64	3,9	1,3	2,7	3,1	
	Ees	2,78	0,08	0,08	0,02	0,03	0,21	2,99	7,0	93,0	2,68	2,68	0,67	1,00	1,0	4,0	3,2	5,4	
	Bh	6,32	0,11	0,02	0,06	0,06	0,25	6,57	3,8	96,2	1,67	0,30	0,91	0,91	5,5	0,3	1,1	2,0	
	Bfe	2,78	0,16	0,03	0,04	0,03	0,26	3,04	8,6	91,4	5,26	0,99	1,32	0,99	5,3	0,8	2,7	6,3	
	C	1,37	0,14	0,01	0,02	0,01	0,18	1,55	11,6	88,4	9,03	0,65	1,29	0,65	14,0	0,5	5,0	9,7	
5	AEes	12,90	0,62	0,20	0,42	0,37	1,61	14,51	11,1	88,9	4,27	1,38	2,89	2,55	3,1	0,5	1,0	5,7	
	Ees	5,32	0,12	0,06	0,09	0,08	0,35	5,67	6,2	93,8	2,12	1,06	1,59	1,41	2,0	0,7	1,1	3,2	
	Bh	6,23	0,24	0,08	0,16	0,12	0,60	6,83	8,8	91,2	3,51	1,17	2,34	1,76	3,0	0,5	1,1	4,7	
	Bfe	6,12	0,92	0,15	0,25	0,15	1,47	7,59	19,4	80,6	12,12	1,98	3,29	1,98	6,1	0,6	2,7	14,1	
	C	5,14	0,82	0,14	0,29	0,20	1,45	6,59	22,0	78,0	12,44	2,12	4,40	3,03	5,9	0,5	2,0	14,6	

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r	s	t
6	AEes	15,59	0,85	0,40	0,29	0,22	1,76	17,35	10,1	89,9	4,90	2,31	1,67	1,27	2,1	1,4	2,5	7,2
	Ees	8,89	0,31	0,07	0,03	0,10	0,51	9,40	5,4	94,6	3,30	0,74	0,32	1,06	4,4	2,3	2,9	4,0
	Bh	10,40	0,21	0,03	0,04	0,11	0,39	10,79	3,6	96,4	1,95	0,28	0,37	1,02	7,0	0,8	1,6	2,2
	Bfe	6,49	0,26	0,04	0,03	0,09	0,42	6,91	6,1	93,9	3,76	0,58	0,43	1,30	6,5	1,3	2,5	4,3
	C	1,00	0,15	0,02	0,02	0,01	0,20	1,20	16,7	83,3	12,50	1,67	1,67	0,83	7,5	1,0	5,7	14,2
7	AEes	9,10	0,69	0,40	0,41	0,26	1,76	10,86	16,2	83,8	6,35	3,68	3,78	2,39	1,7	1,0	1,6	10,0
	Ees	5,20	0,56	0,10	0,12	0,10	0,88	6,08	14,5	85,5	9,21	1,64	1,97	1,64	5,6	0,8	3,0	10,9
	Bh	12,23	0,27	0,12	0,15	0,14	0,68	12,91	5,3	94,7	2,09	0,93	1,16	1,08	2,3	0,8	1,3	3,0
	Bfe	4,12	0,14	0,07	0,12	0,12	0,45	4,57	9,8	90,2	3,06	1,53	2,63	2,63	2,0	0,6	0,9	4,6
	C	1,09	0,03	0,05	0,02	0,03	0,13	1,22	10,7	89,3	2,46	4,10	1,64	2,46	0,6	2,5	1,6	6,6
10	AEes	6,53	0,74	0,15	0,34	0,26	1,49	8,02	18,6	81,4	9,23	1,87	4,24	3,24	4,9	0,4	1,5	11,1
	Ees	5,11	0,48	0,08	0,11	0,10	0,77	5,88	13,1	86,9	8,16	1,36	1,87	1,70	6,0	0,7	2,7	9,5
	Bh	10,41	0,32	0,12	0,16	0,16	0,76	11,17	6,8	93,2	2,86	1,07	1,43	1,43	2,7	0,8	1,4	3,9
	Bfe	4,39	0,67	0,23	0,23	0,20	1,33	5,72	23,3	76,7	11,71	4,02	4,02	3,50	2,9	1,0	2,1	15,7
	C	3,86	0,81	0,25	0,34	0,24	1,64	5,50	29,8	70,2	14,73	4,55	6,18	4,36	3,2	0,7	1,8	19,3
11	AEes	15,60	0,63	0,10	0,32	0,18	1,23	16,83	7,3	92,7	3,74	0,59	1,90	1,07	6,3	0,3	1,5	4,3
	Ees	5,51	0,46	0,05	0,10	0,11	0,72	6,23	11,6	88,4	7,38	0,80	1,61	1,77	9,2	0,5	2,4	8,2
	Bh	10,34	0,28	0,09	0,34	0,17	0,88	11,22	7,8	92,2	2,50	0,80	3,03	1,52	3,1	0,3	0,7	3,3
	Bfe	5,78	0,56	0,09	0,30	0,20	1,15	6,93	16,6	83,4	8,08	1,30	4,33	2,89	6,2	0,3	1,3	9,4
	C	3,00	0,46	0,09	0,30	0,26	1,11	4,11	27,0	73,0	11,19	2,19	7,30	6,33	5,1	0,3	1,0	13,4
12	AEes	6,45	0,84	0,24	0,33	0,19	1,60	8,05	19,9	80,1	10,43	2,98	4,10	2,36	3,5	0,7	2,1	13,4
	Ees	5,23	0,76	0,21	0,24	0,12	1,33	6,56	20,3	79,7	11,59	3,20	3,66	1,83	3,6	0,9	2,7	14,8
	Bh	8,43	0,65	0,22	0,31	0,15	1,33	9,76	13,6	86,4	6,66	2,25	3,18	1,54	3,0	0,7	1,9	8,9
	Bfe	2,34	0,57	0,13	0,30	0,16	1,16	3,50	33,1	66,9	16,29	3,71	8,57	4,57	4,4	0,4	1,5	20,0
	C	1,43	0,43	0,08	0,27	0,18	0,96	2,39	40,2	59,8	17,99	3,35	11,30	7,53	5,4	0,3	1,1	21,3
13	AEes	8,32	0,73	0,18	0,28	0,16	1,35	9,67	14,0	86,0	7,55	1,86	2,90	1,65	4,1	0,6	2,1	9,4
	Ees	4,29	0,76	0,16	0,20	0,12	1,24	5,53	22,4	77,6	13,74	2,89	3,62	2,17	4,8	0,8	2,9	16,6
	Bh	6,12	0,31	0,18	0,23	0,13	0,85	6,97	12,2	87,8	4,45	2,58	3,30	1,87	1,7	0,8	1,4	7,0
	Bfe	2,98	0,34	0,15	0,19	0,10	0,78	3,76	20,7	79,3	9,04	3,99	5,05	2,66	2,3	0,8	1,7	13,0
	C	2,01	0,31	0,14	0,14	0,09	0,68	2,69	25,3	74,7	11,52	5,20	5,20	3,35	2,2	1,0	2,0	16,7

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r	s	t
15	AEes	2,85	0,64	0,14	0,35	0,17	1,30	4,15	31,3	68,7	15,42	3,37	8,43	4,10	4,6	0,4	1,5	18,8
	Ees	2,76	0,66	0,12	0,23	0,11	1,12	3,88	28,9	71,1	17,01	3,09	5,93	2,84	5,5	0,5	2,3	20,1
	Bh	5,68	0,34	0,18	0,27	0,15	0,94	6,62	14,2	85,8	5,14	2,72	4,08	2,27	1,9	0,7	1,2	7,9
	Bfe	1,78	0,53	0,09	0,28	0,15	1,05	2,83	37,1	62,9	18,73	3,18	9,89	5,30	5,9	0,3	1,4	21,9
	C	1,31	0,45	0,07	0,28	0,14	0,94	2,25	41,8	58,2	20,00	3,11	12,44	6,22	6,4	0,3	1,2	23,1
16	AEes	15,00	0,69	0,13	0,18	0,22	1,22	16,22	7,5	92,5	4,25	0,80	1,11	1,36	5,3	0,7	2,1	5,1
	Ees	3,45	0,61	0,11	0,10	0,16	0,98	4,43	22,1	77,9	13,77	2,48	2,26	3,61	5,5	1,1	2,8	16,3
	Bh	5,67	0,56	0,14	0,12	0,18	1,00	6,67	15,0	85,0	8,40	2,10	1,80	2,70	4,0	1,2	2,3	10,5
	Bfe	5,11	0,41	0,10	0,11	0,17	0,79	5,90	13,4	86,6	6,95	1,69	1,86	2,88	4,1	0,9	1,8	8,6
	C	2,62	0,23	0,07	0,10	0,16	0,56	3,18	17,6	82,4	7,23	2,20	3,14	5,03	3,3	0,7	1,2	9,4
17	AEes	4,39	0,49	0,09	0,28	0,13	0,99	5,38	18,4	81,6	9,11	1,67	5,20	2,42	5,4	0,3	1,4	10,8
	Ees	3,11	0,64	0,07	0,14	0,07	0,92	4,03	22,8	77,2	15,88	1,74	3,47	1,74	9,1	0,5	3,4	17,6
	Bh	4,12	0,56	0,11	0,30	0,16	1,13	5,25	21,5	78,5	10,67	2,10	5,71	3,05	5,1	0,4	1,5	12,8
	Bfe	2,67	0,41	0,08	0,27	0,16	0,92	3,59	25,6	74,4	11,42	2,23	7,52	4,46	5,1	0,3	1,1	13,6
	C	1,58	0,39	0,06	0,27	0,14	0,86	2,44	35,2	64,8	15,98	2,46	11,07	5,74	6,5	0,2	1,1	18,4
19	AEes	12,56	0,80	0,11	0,28	0,13	1,32	13,88	9,5	90,5	5,76	0,79	2,02	0,94	7,3	0,4	2,2	6,6
	Ees	3,76	0,78	0,08	0,13	0,08	1,07	4,83	22,2	77,8	16,15	1,66	2,69	1,66	9,8	0,6	4,1	17,8
	Bh	4,67	0,42	0,11	0,32	0,19	1,04	5,71	18,2	81,8	7,36	1,93	5,60	3,33	3,8	0,3	1,0	9,3
	Bfe	2,51	0,66	0,10	0,31	0,15	1,22	3,73	32,7	67,3	17,69	2,68	8,31	4,02	6,6	0,3	1,7	20,4
	C	1,84	0,65	0,10	0,27	0,16	1,18	3,02	39,1	60,9	21,52	3,31	8,94	5,30	6,5	0,4	1,7	24,8
20	AEes	8,18	0,48	0,06	0,29	0,12	0,95	9,13	10,4	89,6	5,26	0,66	3,18	1,31	8,0	0,2	1,3	5,9
	Ees	3,11	0,89	0,05	0,18	0,08	1,20	4,31	27,8	72,2	20,65	1,16	4,18	1,86	17,8	0,3	3,6	21,8
	Bh	4,21	0,41	0,21	0,43	0,19	1,24	5,45	22,8	77,2	7,52	3,85	7,89	3,49	2,0	0,5	1,0	11,4
	Bfe	3,45	1,03	0,15	0,39	0,15	1,72	5,17	33,3	66,7	19,92	2,90	7,54	2,90	6,9	0,4	2,2	22,8
	C	2,66	0,93	0,21	0,39	0,18	1,71	4,37	39,1	60,9	21,28	4,81	8,92	4,12	4,4	0,5	2,0	26,1
22	AEes	5,81	1,14	0,18	0,35	0,17	1,84	7,65	24,1	75,9	14,90	2,35	4,58	2,22	6,3	0,5	2,5	17,3
	Ees	3,09	1,23	0,11	0,29	0,12	1,75	4,84	36,2	63,8	25,41	2,27	5,99	2,48	11,2	0,4	3,3	27,7
	Bh	4,29	0,78	0,27	0,43	0,19	1,67	5,96	28,0	72,0	13,09	4,53	7,21	3,19	2,9	0,6	1,7	17,6
	Bfe	2,79	1,09	0,25	0,40	0,17	1,91	4,70	40,6	59,4	23,19	5,32	8,51	3,62	4,4	0,6	2,4	28,5
	C	1,86	1,02	0,21	0,39	0,17	1,79	3,65	49,0	51,0	27,95	5,75	10,68	4,66	4,9	0,5	2,2	33,7

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r	s	t
24	AEes	9,69	0,50	0,11	0,30	0,19	1,10	10,79	10,2	89,8	4,63	1,02	2,78	1,76	4,5	0,4	1,2	5,7
	Ees	7,19	0,52	0,09	0,23	0,12	0,96	8,15	11,8	88,2	6,38	1,10	2,82	1,47	5,8	0,4	1,7	7,5
	Bh	8,45	0,31	0,23	0,40	0,16	1,10	9,55	11,5	88,5	3,25	2,41	4,19	1,68	1,3	0,6	1,0	5,7
	Bfe	9,34	0,55	0,21	0,37	0,14	1,27	10,61	12,0	88,0	5,18	1,98	3,49	1,32	2,6	0,6	1,5	7,2
	C	5,40	0,47	0,17	0,28	0,20	1,12	6,52	17,2	82,8	7,21	2,61	4,29	3,07	2,8	0,6	1,3	9,8
26	AEes	3,47	0,23	0,06	0,09	0,15	0,53	4,00	13,3	86,8	5,75	1,50	2,25	3,75	3,8	0,7	1,2	7,3
	Ees	5,87	0,31	0,07	0,10	0,14	0,62	6,49	9,6	90,4	4,78	1,08	1,54	2,16	4,4	0,7	1,6	5,9
	Bh	8,48	0,58	0,11	0,12	0,16	0,97	9,45	10,3	89,7	6,14	1,16	1,27	1,69	5,3	0,9	2,5	7,3
	Bfe	3,12	0,15	0,04	0,08	0,12	0,39	3,51	11,1	88,9	4,27	1,14	2,28	3,42	3,8	0,5	1,0	5,4
	C	1,53	0,17	0,06	0,08	0,13	0,44	1,97	22,3	77,7	8,63	3,05	4,06	6,60	2,8	0,8	1,1	11,7
28	AEes	21,98	1,05	0,21	0,23	0,16	1,65	23,63	7,0	93,0	4,44	0,89	0,97	0,68	5,0	0,9	3,2	5,3
	Ees	4,45	0,36	0,08	0,11	0,15	0,70	5,15	13,6	86,4	6,99	1,55	2,14	2,91	4,5	0,7	1,7	8,5
	Bh	5,30	0,24	0,11	0,15	0,17	0,67	5,97	11,2	88,8	4,02	1,84	2,51	2,85	2,2	0,7	1,1	5,9
	Bfe	4,24	0,18	0,06	0,11	0,15	0,50	4,74	10,5	89,5	3,80	1,27	2,32	3,16	3,0	0,5	0,9	5,1
	C	4,06	0,18	0,06	0,10	0,14	0,48	4,54	10,6	89,4	3,96	1,32	2,20	3,08	3,0	0,6	1,0	5,3
29	AEes	12,30	0,73	0,15	0,16	0,15	1,19	13,49	8,8	91,2	5,41	1,11	1,19	1,11	4,9	0,9	2,8	6,5
	Ees	3,54	0,21	0,05	0,10	0,06	0,42	3,96	10,6	89,4	5,30	1,26	2,53	1,52	4,2	0,5	1,6	6,6
	Bh	4,86	0,27	0,06	0,11	0,16	0,60	5,46	11,0	89,0	4,95	1,10	2,01	2,93	4,5	0,5	1,2	6,0
	Bfe	2,82	0,16	0,05	0,09	0,10	0,40	3,22	12,4	87,6	4,97	1,55	2,80	3,11	3,2	0,6	1,1	6,5
	C	2,28	0,15	0,07	0,09	0,15	0,46	2,74	16,8	83,2	5,47	2,55	3,28	5,47	2,1	0,8	0,9	8,0
32	AEes	13,62	0,19	0,09	0,07	0,11	0,46	14,08	3,3	96,7	1,35	0,64	0,50	0,78	2,1	1,3	1,6	2,0
	Ees	4,92	0,12	0,04	0,04	0,08	0,28	5,20	5,4	94,6	2,31	0,77	0,77	1,54	3,0	1,0	1,3	3,1
	Bh	6,26	0,13	0,06	0,09	0,11	0,39	6,65	5,9	94,1	1,95	0,90	1,35	1,65	2,2	0,7	1,0	2,9
	Bfe	3,12	0,11	0,04	0,05	0,10	0,30	3,42	8,8	91,2	3,22	1,17	1,46	2,92	2,8	0,8	1,0	4,4
	C	2,29	0,10	0,03	0,04	0,09	0,26	2,55	10,2	89,8	3,92	1,18	1,57	3,53	3,3	0,8	1,0	5,1
35	AEes	7,08	0,19	0,06	0,09	0,12	0,46	7,54	6,1	93,9	2,52	0,80	1,19	1,59	3,2	0,7	1,2	3,3
	Ees	4,78	0,12	0,04	0,05	0,09	0,30	5,08	5,9	94,1	2,36	0,79	0,98	1,77	3,0	0,8	1,1	3,1
	Bh	12,82	0,15	0,05	0,07	0,13	0,40	13,22	3,0	97,0	1,13	0,38	0,53	0,98	3,0	0,7	1,0	1,5
	Bfe	2,71	0,09	0,04	0,04	0,08	0,25	2,96	8,4	91,6	3,04	1,35	1,35	2,70	2,3	1,0	1,1	4,4
	C	1,25	0,08	0,03	0,04	0,09	0,24	1,49	16,1	83,9	5,37	2,01	2,68	6,04	2,7	0,8	0,8	7,4

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r	s	t
38	AEes	10,81	0,40	0,10	0,11	0,08	0,69	11,50	6,0	94,0	3,48	0,87	0,96	0,70	4,0	0,9	2,6	4,3
	Ees	5,99	0,24	0,07	0,07	0,08	0,46	6,45	7,1	92,9	3,72	1,09	1,09	1,24	3,4	1,0	2,1	4,8
	Bh	6,24	0,22	0,05	0,07	0,08	0,42	6,66	6,3	93,7	4,72	1,07	1,50	1,72	4,4	0,7	1,8	4,1
	Bfe	4,11	0,24	0,05	0,07	0,08	0,44	4,55	9,7	90,3	5,27	1,10	1,54	1,76	4,8	0,7	1,9	6,4
	C	1,67	0,09	0,03	0,04	0,07	0,23	1,90	12,1	87,9	4,74	1,58	2,11	3,68	3,0	0,8	1,1	6,3
gleby bielcowo-rdzawe																		
8	AEes	10,52	2,83	1,34	1,11	0,68	5,97	16,49	36,2	63,8	17,14	8,15	6,75	4,15	2,1	1,2	2,3	25,3
	BfeBv	5,60	0,18	0,24	0,23	0,27	0,91	6,51	14,0	86,0	2,81	3,62	3,50	4,08	0,8	1,0	0,8	6,4
	Bv	2,96	0,06	0,13	0,17	0,18	0,54	3,50	15,4	84,6	1,69	3,83	4,77	5,09	0,4	0,8	0,6	5,5
	C	1,35	0,05	0,11	0,14	0,14	0,45	1,80	24,9	75,1	2,84	6,12	7,90	8,01	0,5	0,8	0,6	9,0
9	AEes	7,95	1,44	0,82	0,54	0,31	3,11	11,06	28,1	71,9	13,00	7,39	4,90	2,80	1,8	1,5	2,6	20,4
	BfeBv	4,58	0,14	0,17	0,11	0,13	0,56	5,14	10,9	89,1	2,80	3,35	2,18	2,57	0,8	1,5	1,3	6,2
	Bv	2,93	0,13	0,11	0,07	0,10	0,42	3,34	12,5	87,5	3,98	3,38	2,12	2,99	1,2	1,6	1,4	7,4
	C	1,13	0,12	0,13	0,08	0,10	0,42	1,55	27,3	72,7	7,43	8,14	5,10	6,65	0,9	1,6	1,3	15,6
14	AEes	7,34	1,12	0,65	0,42	0,27	2,46	9,80	25,1	74,9	11,43	6,63	4,29	2,76	1,7	1,5	2,6	18,1
	BfeBv	6,24	0,73	0,43	0,31	0,17	1,64	7,88	20,8	79,2	9,26	5,46	3,93	2,16	1,7	1,4	2,4	14,7
	Bv	4,12	0,45	0,24	0,19	0,09	0,97	5,09	19,1	80,9	8,84	4,72	3,73	1,77	1,9	1,3	2,5	13,6
	C	1,91	0,12	0,11	0,09	0,07	0,39	2,30	17,0	83,0	5,22	4,78	3,91	3,04	1,1	1,2	1,4	10,0
25	AEes	11,93	1,42	0,45	0,33	0,21	2,41	14,34	16,8	83,2	9,90	3,14	2,30	1,46	3,2	1,4	3,5	13,0
	BfeBv	9,54	0,89	0,44	0,30	0,18	1,81	11,35	15,9	84,1	7,84	3,88	2,64	1,59	2,0	1,5	2,8	11,7
	Bv	8,12	0,45	0,26	0,19	0,14	1,04	9,16	11,4	88,6	4,91	2,84	2,07	1,53	1,7	1,4	2,2	7,8
	C	2,11	0,20	0,09	0,08	0,05	0,42	2,53	16,6	83,4	7,91	3,56	3,16	1,98	2,2	1,1	2,2	11,5
27	AEes	16,64	1,39	0,31	0,21	0,16	2,07	18,71	11,1	88,9	7,43	1,66	1,12	0,86	4,5	1,5	4,6	9,1
	BfeBv	8,85	0,64	0,14	0,14	0,15	1,07	9,92	10,8	89,2	6,45	1,41	1,41	1,51	4,6	1,0	2,7	7,9
	Bv	6,59	0,29	0,08	0,10	0,14	0,61	7,20	8,5	91,5	4,03	1,11	1,39	1,94	3,6	0,8	1,5	5,1
	C	2,38	0,20	0,06	0,09	0,14	0,49	2,87	17,1	82,9	6,97	2,09	3,14	4,88	3,3	0,7	1,1	9,1
30	AEes	12,38	0,51	0,14	0,15	0,14	0,94	13,32	7,1	92,9	3,83	1,05	1,13	1,05	3,6	0,9	2,2	4,9
	BfeBv	4,79	0,29	0,08	0,11	0,14	0,62	5,41	11,5	88,5	5,36	1,48	2,03	2,59	3,6	0,7	1,5	6,8
	Bv	4,53	0,25	0,07	0,09	0,14	1,05	5,58	18,8	81,2	4,48	1,25	10,57	2,51	3,6	0,1	0,4	5,7
	C	2,11	0,16	0,09	0,09	0,07	0,41	2,52	16,3	83,7	6,35	3,57	3,57	2,78	1,8	1,0	1,6	9,9

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r	s	t
31	AEes	10,14	0,64	0,14	0,04	0,15	0,97	11,11	8,7	91,3	5,76	1,26	0,36	1,35	4,6	3,5	4,1	7,0
	BfeBv	4,67	0,22	0,08	0,02	0,15	0,47	5,14	9,1	90,9	4,28	1,56	0,39	2,92	2,8	4,0	1,8	5,8
	Bv	3,08	0,18	0,10	0,03	0,15	0,46	3,54	13,0	87,0	5,08	2,82	0,85	4,24	1,8	3,3	1,6	7,9
	C	1,51	0,13	0,10	0,03	0,05	0,31	1,82	17,0	83,0	7,14	5,49	1,65	2,75	1,3	3,3	2,9	12,6
33	AEes	10,76	0,64	0,15	0,05	0,16	1,00	11,76	8,5	91,5	5,44	1,28	0,43	1,36	4,3	3,0	3,8	6,7
	BfeBv	4,44	0,18	0,05	0,02	0,10	0,35	4,79	7,3	92,7	3,76	1,04	0,42	2,09	3,6	2,5	1,9	4,8
	Bv	3,45	0,18	0,06	0,02	0,14	0,40	3,85	10,4	89,6	4,68	1,56	0,52	3,64	3,0	3,0	1,5	6,2
	C	1,32	0,15	0,04	0,01	0,06	0,26	1,58	16,5	83,5	9,49	2,53	0,63	3,80	3,8	4,0	2,7	12,0
34	AEes	8,36	0,62	0,11	0,10	0,09	0,92	9,28	9,9	90,1	6,68	1,19	1,08	0,97	5,6	1,1	3,8	7,9
	BfeBv	3,02	0,12	0,05	0,06	0,14	0,37	3,39	10,9	89,1	3,54	1,47	1,77	4,13	2,4	0,8	0,9	5,0
	Bv	1,83	0,09	0,03	0,05	0,11	0,28	2,11	13,3	86,7	4,27	1,42	2,37	5,21	3,0	0,6	0,8	5,7
	BvC	1,76	0,09	0,03	0,05	0,12	0,29	2,05	14,1	85,9	4,39	1,46	2,44	5,85	3,0	0,6	0,7	5,9
C	1,47	0,10	0,06	0,06	0,04	0,26	1,73	15,0	85,0	5,78	3,47	3,47	2,31	1,7	1,0	1,6	9,2	
36	AEes ₁	7,23	0,25	0,06	0,07	0,08	0,46	7,69	6,0	94,0	3,25	0,78	0,91	1,04	4,2	0,9	2,1	4,0
	AEes ₂	2,37	0,15	0,05	0,05	0,10	0,35	2,72	12,9	87,1	5,51	1,84	1,84	3,68	3,0	1,0	1,3	7,4
	BfeBv	2,92	0,17	0,05	0,06	0,09	0,37	3,29	11,2	88,8	5,17	1,52	1,82	2,74	3,4	0,8	1,5	6,7
	Bv	2,21	0,18	0,05	0,05	0,09	0,37	2,58	14,3	85,7	6,98	1,94	1,94	3,49	3,6	1,0	1,6	8,9
C	1,12	0,10	0,06	0,04	0,03	0,23	1,35	17,0	83,0	7,41	4,44	2,96	2,22	1,7	1,5	2,3	11,9	
37	AEes	3,71	0,29	0,06	0,10	0,09	0,54	4,25	12,7	87,3	6,82	1,41	2,35	2,12	4,8	0,6	1,8	8,2
	BfeBv	2,07	0,22	0,05	0,06	0,09	0,42	2,49	16,9	83,1	8,84	2,01	2,41	3,61	4,4	0,8	1,8	10,8
	Bv	1,49	0,15	0,05	0,06	0,10	0,36	1,85	19,5	80,5	8,11	2,70	3,24	5,41	3,0	0,8	1,3	10,8
	C	0,69	0,19	0,04	0,05	0,04	0,32	1,01	31,7	68,3	18,81	3,96	4,95	3,96	4,8	0,8	2,6	22,8
39	AEes	32,81	2,30	0,56	0,33	0,16	3,35	36,16	9,3	90,7	6,36	1,55	0,91	0,44	4,1	1,7	5,8	7,9
	BfeBv	7,22	0,31	0,08	0,06	0,09	0,54	7,76	7,0	93,0	3,99	1,03	0,77	1,16	3,9	1,3	2,6	5,0
	Bv	9,69	0,51	0,10	0,07	0,10	0,78	10,47	7,4	92,6	4,87	0,96	0,67	0,96	5,1	1,4	3,6	5,8
	BvC	3,31	0,20	0,06	0,06	0,09	0,41	3,72	11,0	89,0	5,38	1,61	1,61	2,42	3,3	1,0	1,7	7,0
C	1,45	0,18	0,06	0,04	0,06	0,34	1,79	19,0	81,0	10,06	3,35	2,23	3,35	3,0	1,5	2,4	13,4	

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	r	s	t
18	AEs	18,34	0,64	0,11	0,30	0,16	1,21	19,55	6,2	93,8	3,27	0,56	1,53	0,82	5,8	0,4	1,6	3,8
	BfeBv	5,12	0,54	0,09	0,06	0,09	0,78	5,90	13,2	86,8	9,15	1,53	1,02	1,53	6,0	1,5	4,2	10,7
	Bv	3,65	0,45	0,08	0,06	0,08	0,67	4,32	15,5	84,5	10,42	1,85	1,39	1,85	5,6	1,3	3,8	12,3
	BvC	2,99	0,34	0,11	0,04	0,03	0,52	3,51	14,8	85,2	9,69	3,13	1,14	0,85	3,1	2,8	6,4	12,8
	C	2,66	0,74	0,15	0,34	0,26	1,49	4,15	35,9	64,1	17,83	3,61	8,19	6,27	4,9	0,4	1,5	21,4
21	AEs	3,68	0,57	0,09	0,29	0,16	1,11	4,79	23,2	76,8	11,90	1,88	6,05	3,34	6,3	0,3	1,5	13,8
	BfeBv	3,25	0,51	0,11	0,12	0,09	0,83	4,08	20,3	79,7	12,50	2,70	2,94	2,21	4,6	0,9	3,0	15,2
	Bv	2,98	0,48	0,10	0,08	0,05	0,71	3,69	19,2	80,8	13,01	2,71	2,17	1,36	4,8	1,3	4,5	15,7
	BvC	2,02	0,43	0,08	0,04	0,03	0,58	2,60	22,3	77,7	16,54	3,08	1,54	1,15	5,4	2,0	7,3	19,6
	C	1,91	0,49	0,07	0,44	0,13	1,13	3,04	37,2	62,8	16,12	2,30	14,47	4,28	7,0	0,2	1,0	18,4
23	AEs ₁	5,25	1,08	0,13	0,29	0,12	1,62	6,87	23,6	76,4	15,72	1,89	4,22	1,75	8,3	0,4	3,0	17,6
	AEs ₂	4,12	0,57	0,12	0,11	0,07	0,87	4,99	17,4	82,6	11,42	2,40	2,20	1,40	4,8	1,1	3,8	13,8
	BfeBv	3,96	0,42	0,12	0,09	0,06	0,69	4,65	14,8	85,2	9,03	2,58	1,94	1,29	3,5	1,3	3,6	11,6
	Bv	3,28	0,41	0,10	0,06	0,03	0,60	3,88	15,5	84,5	10,57	2,58	1,55	0,77	4,1	1,7	5,7	13,1
	C	2,96	0,57	0,09	0,29	0,16	1,11	4,07	27,3	72,7	14,00	2,21	7,13	3,93	6,3	0,3	1,5	16,2

Tabela 24. Wartości średnia ($\text{Ca}^{2+}_{\text{sr}}$, $\text{Mg}^{2+}_{\text{sr}}$, K^{+}_{sr} , $\text{Na}^{+}_{\text{sr}}$) i ekstremalne ($\text{Ca}^{2+}_{\text{min}}$ – $\text{Ca}^{2+}_{\text{maks}}$; $\text{Mg}^{2+}_{\text{min}}$ – $\text{Mg}^{2+}_{\text{maks}}$; $\text{K}^{+}_{\text{min}}$ – $\text{K}^{+}_{\text{maks}}$; $\text{Na}^{+}_{\text{min}}$ – $\text{Na}^{+}_{\text{maks}}$) oraz odchylenie standardowe (d) zawartości wymiennych kationów zasadowych w poszczególnych poziomach genetycznych badanych gleb

Poziom genetyczny	Ca^{2+}			Mg^{2+}			K^{+}			Na^{+}		
	$\text{Ca}^{2+}_{\text{sr}}$	d	$\text{Ca}^{2+}_{\text{min}}$ - $\text{Ca}^{2+}_{\text{maks}}$	$\text{Mg}^{2+}_{\text{sr}}$	d	$\text{Mg}^{2+}_{\text{min}}$ - $\text{Mg}^{2+}_{\text{maks}}$	K^{+}_{sr}	d	$\text{K}^{+}_{\text{min}}$ - $\text{K}^{+}_{\text{maks}}$	$\text{Na}^{+}_{\text{sr}}$	d	$\text{Na}^{+}_{\text{min}}$ - $\text{Na}^{+}_{\text{maks}}$
$\text{cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$												
gleby bielcowe												
A Ees	0,62	0,23	0,19 - 1,14	0,17	0,13	0,06 - 0,65	0,25	0,10	0,07 - 0,42	0,17	0,06	0,08 - 0,37
Ees	0,47	0,28	0,08 - 1,23	0,08	0,04	0,05 - 0,21	0,13	0,07	0,02 - 0,29	0,10	0,03	0,03 - 0,16
Bh	0,34	0,17	0,11 - 0,78	0,11	0,07	0,02 - 0,27	0,20	0,12	0,04 - 0,43	0,14	0,03	0,06 - 0,20
Bfe	0,41	0,29	0,11 - 1,09	0,10	0,06	0,03 - 0,25	0,18	0,12	0,03 - 0,40	0,13	0,04	0,03 - 0,20
C	0,37	0,29	0,03 - 1,02	0,09	0,06	0,01 - 0,25	0,16	0,13	0,02 - 0,39	0,12	0,06	0,01 - 0,26
gleby bielcowo-rdzawe												
A Ees	1,12	0,71	0,29 - 2,83	0,36	0,36	0,11 - 1,34	0,30	0,26	0,07 - 1,11	0,21	0,14	0,08 - 0,68
BfeBv	0,40	0,24	0,12 - 0,89	0,16	0,12	0,05 - 0,44	0,13	0,09	0,02 - 0,31	0,14	0,05	0,07 - 0,27
Bv	0,30	0,15	0,13 - 0,51	0,11	0,06	0,05 - 0,26	0,13	0,13	0,02 - 0,59	0,11	0,03	0,05 - 0,18
BvC	0,28	0,13	0,09 - 0,43	0,07	0,03	0,03 - 0,11	0,05	0,01	0,04 - 0,06	0,07	0,04	0,03 - 0,12
C	0,25	0,19	0,05 - 0,57	0,09	0,03	0,04 - 0,13	0,13	0,12	0,01 - 0,44	0,10	0,06	0,03 - 0,26

($R = 3,3 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) i Bv ($R = 5,4 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) gleb bielcowo-rdzawych. Porównując natomiast R określone dla poszczególnych kationów stwierdzono, że największym zróżnicowaniem zawartości w glebach bielcowych charakteryzuje się wymienny wapń, a następnie potas, magnez i sód ($\text{Ca} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Na}$). W glebach bielcowo-rdzawych kationy można uszeregować następująco: $\text{K} > \text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg}$.

Pionowe rozmieszczenie zawartości wymiennych kationów o charakterze zasadowym w glebach bielcowych przebiegało odmiennie w przypadku kationów jedno- i dwuwartościowych. W profilowej zmienności jednowartościowych kationów wymiennych zaobserwowano wyraźne zmniejszanie się ich w poziomie eluwalnym, a następnie wzrost w podpoziomie Bh i ponowny spadek w głębszych poziomach mineralnych. Zawartość wymiennego wapnia, jak również wymiennego magnezu w większości profili zmniejsza się wraz z głębokością (tab. 23). W przypadku gleb bielcowo-rdzawych wszystkie kationy wymienne o charakterze zasadowym charakteryzują się systematycznym zmniejszaniem ich zawartości wraz z głębokością (tab. 23).

Wielkości zmian w zawartości poszczególnych kationów wymiennych o charakterze zasadowym pomiędzy sąsiednimi poziomami genetycznymi określone na podstawie wskaźnika "ubytków zawartości"²² (Bain i in. 1993) pokazują, że w glebach bielcowych sekwencja kationów, od kationu charakteryzującego się największą zmiennością do najmniej zróżnicowanego pomiędzy poziomami genetycznymi, przedstawia się następująco: $\text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}$. Różnice wartości wskaźnika W_{uz} określone dla poszczególnych kationów nie są jednak duże i wahają się od 62,5% do 75,5% (tab. 25). Analogiczne wyniki dla chronosekwencji gleb bielcowych Szkocji zaprezentował w swojej pracy

Tabela 25. Procentowa zmienność zawartości poszczególnych kationów wymiennych w sąsiadujących ze sobą poziomach genetycznych

Gleby bielcowe					
kationy	A Ees/Ees	Bh/Ees	Bh/Bfe	Bfe/C	n_{tr}
Ca^{2+}	99	55	56	40	62,5
Mg^{2+}	129	68	46	38	70,3
K^+	138	65	34	56	73,2
Na^+	119	72	38	73	75,5
Gleby bielcowo-rdzawe					
kationy	A Ees/BfeBv	BfeBv/Bv	Bv/BvC	BvC/C	n_{tr}
Ca^{2+}	291	51	55	45	110,5
Mg^{2+}	145	35	42	30	63,0
K^+	142	52	69	368	157,8
Na^+	55	28	78	324	121,1

²² Wskaźnik ubytków zawartości W_{uz} definiowany jest jako $[1 - x_a/x_b] \cdot 100$, gdzie x_a oznacza zawartość danego kationu wymiennego w poziomie a, zaś x_b zawartość danego kationu wymiennego w poziomie b.

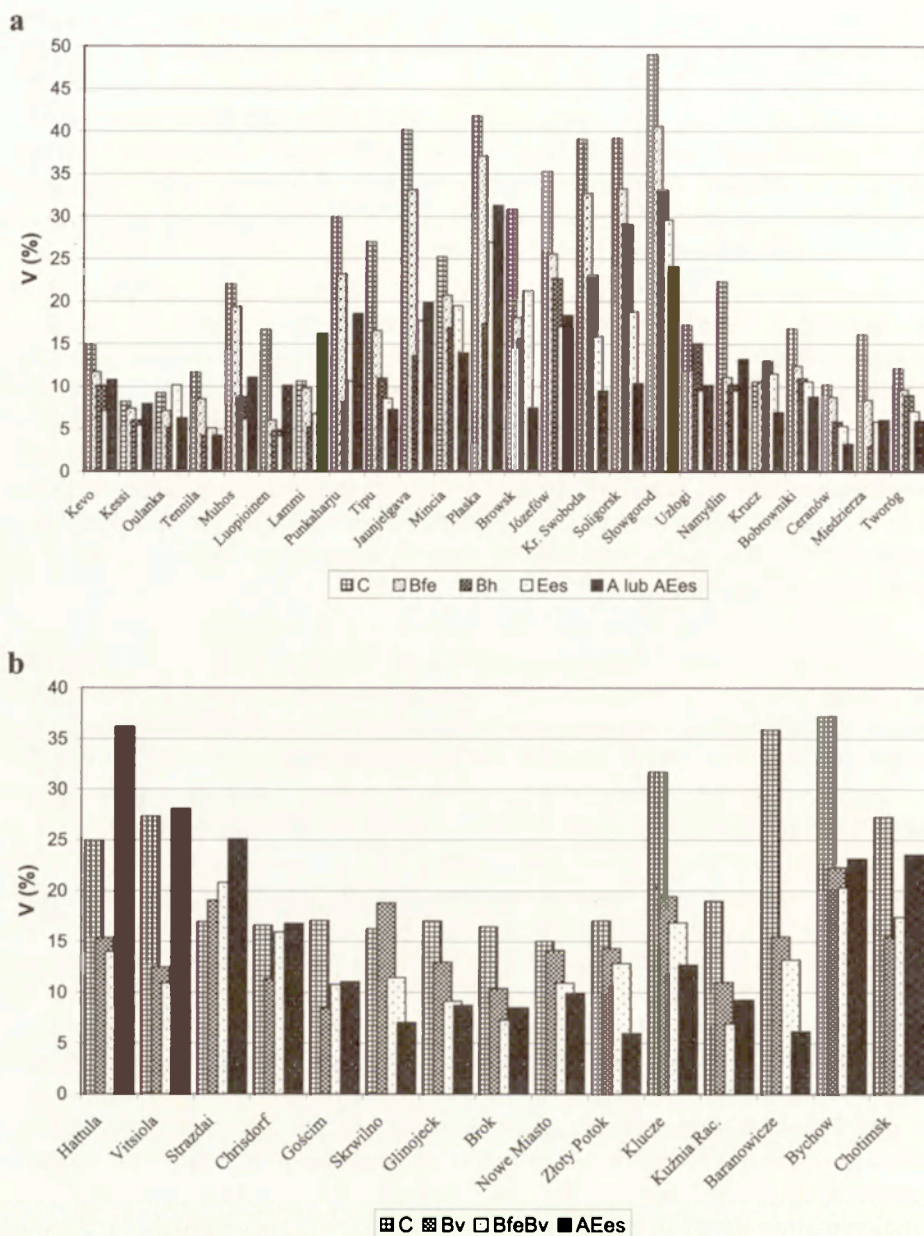
D. Bain i in. (1993). Nieco odmienną kolejność kationów, z uwagi na wartości wskaźnika W_{uz} uzyskano w glebach bielcowo-rdzawych. W tych glebach największe ubytki pomiędzy poziomami genetycznymi zanotowano w przypadku wymiennego potasu, a wszystkie spośród analizowanych kationów można uszeregować następująco: $K > Na > Ca > Mg$. Najbardziej równomierne rozmieszczenie zawartości wymiennego magnezu w profilach wynikać może z jego małej labilności prowadzącej do wyrównywania zawartości w poszczególnych poziomach genetycznych (Olsson, Melkerud 2000).

Wartości sumy kationów zasadowych (S) we wszystkich analizowanych glebach są niewielkie i podobnie jak zawartość poszczególnych kationów wymiennych o charakterze zasadowym maleją w dół profilu do poziomu skały macierzystej. W glebach bielcowych, S w poziomie próchniczo-eluwialnym (AEes) wynosi od 0,46 do 1,84 $cmol(+) \cdot kg^{-1}$. W wielu profilach w poziomie C następuje niewielki wzrost jej wartości. W niektórych glebach zaobserwowano również wzrost wartości sumy kationów o charakterze zasadowym w podpoziomie Bh. W glebach bielcowo-rdzawych wartości sumy kationów zasadowych są większe. Przykładowo w poziomie eluwialno-próchnicznym wynoszą od 0,46 do 5,97 $cmol(+) \cdot kg^{-1}$ (tab. 23).

Podobne zróżnicowanie pionowe cechuje pojemność sorpcyjną (T) analizowanych gleb. Jediną różnicą w przypadku tej cechy jest silny wzrost jej wartości w podpoziomie wzbogacania Bh w stosunku do sąsiednich poziomów genetycznych, występujący we wszystkich badanych glebach bielcowych. Bardzo często, w odniesieniu do poziomu eluwialnego wzrost ten przekracza 50% (tab. 23).

Istotnymi zagadnieniami w ocenie funkcjonowania pedonów są proporcje pomiędzy zawartością poszczególnych kationów wymiennych w kompleksie sorpcyjnym. Niezależnie od położenia geograficznego, w badanych glebach wśród kationów o charakterze zasadowym dominują kationy dwuwartościowe (Ca^{2+} i Mg^{2+}), a więc o dużej zdolności wymiennej. Ich udział w ogólnej sumie kationów wymiennych o charakterze zasadowym wynosi do 85% w glebach bielcowych i do 95% w glebach bielcowo-rdzawych (tab. 23). Niemniej jednak kompleks sorpcyjny analizowanych gleb jest wysycony głównie kationami wodoru, które stanowią od 70 do ponad 90% pojemności sorpcyjnej (tab. 23). Suma kationów zasadowych stanowi najczęściej kilka lub kilkanaście procent ogółu kationów w kompleksie sorpcyjnym, a maksymalny ich udział nie przekracza 40%. Największy udział mają kationy wymienne wapnia (maksymalnie do ponad 20%), magnezu (maksymalnie do 5%), potasu (maksymalnie do kilkunastu procent) i sodu (maksymalnie do 5%), a ich zawartość wzrasta wraz z głębokością. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego wymiennymi kationami o charakterze zasadowym w analizowanych glebach jest zatem bardzo mały, co wskazuje na ich oligotroficzność (ryc. 31).

Zwraca uwagę również niezbyt szeroki zakres stosunków między kationami wymiennymi, przede wszystkim między wapniem i magnezem, wapniem i potasem oraz magnezem i potasem. Uzyskane wyniki potwierdzają wcześniejsze spostrzeżenia T. Filipka (1990) i A. Szafranka (2000) o wprost proporcjonalnym



Ryc. 31. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami wymiennymi o charakterze zasadowym (V) w poszczególnych poziomach genetycznych badanych gleb (a – gleby bielcowe, b – gleby bielcowo-rdzawe)

Degree of base saturation (V) particular genetic horizons of studied soils (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soils)

wpływie kwasowości czynnej na wielkości tych stosunków oraz o odwrotnie proporcjonalnej zależności pomiędzy odczynem a udziałem kationów wymiennych potasu. Najlepiej zależności te można zaobserwować w glebach bielcowych, gdzie wraz ze zmniejszaniem się pH gleb, następuje zawężanie się stosunków pomiędzy kationami wymiennymi oraz wzrost zawartości wymiennego potasu (tab. 23). Z badań J. Reussa i D. Johansona (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 statystycznie związki pomiędzy pH a zawartością kationów wymiennych o charakterze zasadowym stwierdzono w bardzo kwaśnych poziomach organicznych, próchnicznych i wzbogacania gleb bielcowych, co może potwierdzać prawidłowości określone przez wymienionych autorów.

Wszystkie spośród badanych gleb zarówno bielcowych, jak bielcowo-rdzawych mają małą lub średnią odporność na czynniki zewnętrzne (antropogeniczne). W większości analizowanych profili średnie wartości wskaźnika elastyczności (Ulrich i in. 1984)²³, określone dla poszczególnych poziomów genetycznych są mniejsze od 15, czyli pozwalają zakwalifikować analizowane gleby do mało stabilnych pod względem czynników egzogenicznych (Degórski 1990). Analiza przestrzennej zmienności uzyskanych wartości wskaźnika Ulricha wykazała, że jest on jedyną sorpcyjną charakterystyką gleb, statystycznie istotnie różnicującą badane profile na dwie grupy. Stwierdzono, że gleby bielcowe położone we wschodniej Polsce oraz na Białorusi (profile 15, 17, 19, 20, 22) mają znacznie wyższe wartości wskaźnika, odpowiadające w większości poziomów genetycznych glebom średnio odpornym (wartość wskaźnika Ulricha > 15). Jedynie w poziomie próchniczno-eluwialnym i podpoziomie Bh, w których głównym sorbentem jest materia organiczna, średnia wartość wskaźnika wynosi 11,8, wskazując na najmniejszą odporność tych poziomów na czynniki zewnętrzne (tab. 26). W przypadku gleb bielcowo-rdzawych wszystkie analizowane profile stanowiły jedną grupę, niemniej zróżnicowaną wewnętrznie, o czym świadczą szerokie zakresy wartości wskaźnika obliczone dla poszczególnych poziomów genetycznych (tab. 26).

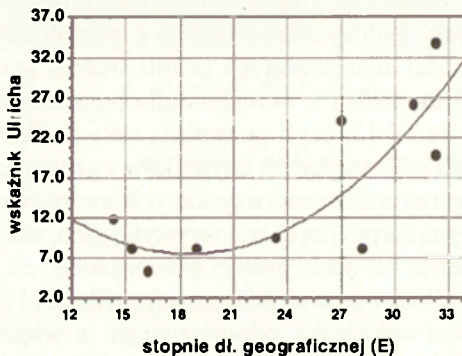
Tabela 26. Wartości średnie (U_{i_r}) i ekstremalne ($U_{i_{mn}}$ - $U_{i_{mak}}$) oraz odchylenie standardowe (d) wskaźnika Ulricha, w poszczególnych poziomach genetycznych wszystkich analizowanych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych

poziom genetyczny	Gleby bielcowe						Gleby bielcowo-rdzawe			
	grupa I			grupa II			poziom genetyczny	wszystkie profile		
	U_{i_r}	d	$U_{i_{mn}} - U_{i_{maks}}$	n_{kr}	d	$U_{i_{mn}} - U_{i_{maks}}$		U_{i_r}	d	$U_{i_{mn}} - U_{i_{mak}}$
A Ees	6,3	2,8	2,0 - 13,4	11,8	5,3	5,9 - 18,8	A Ees	12,0	6,3	3,8 - 25,3
Ees	7,9	4,1	3,1 - 16,6	21,0	3,7	17,6 - 27,7	BfeBv	9,5	3,6	4,8 - 15,2
Bh	4,8	2,4	1,5 - 8,9	11,8	3,4	9,3 - 17,6	Bv	9,1	3,2	5,1 - 15,7
Bfe	9,0	4,4	3,8 - 20,0	21,5	4,8	13,6 - 28,5	BvC	11,2	4,6	5,9 - 19,6
C	10,6	4,8	5,1 - 21,3	25,2	5,0	18,4 - 33,7	C	14,5	4,3	9,0 - 22,8

Grupa I – profile gleb bielcowych z wyłączeniem profili grupy II; Grupa II – profile: 15, 17, 19, 20, 22 (wschodniej Polski i Białorusi)

²³ Wskaźnik elastyczności gleb określony jest jako $\sum Ca^{2+}Mg^{2+}T^{-1}$ (Ulrich i in. 1984).

Większość analizowanych charakterystyk właściwości sorpcyjnych nie wykazuje istotnych statystycznie związków z położeniem geograficznym. Bardzo istotne zależności stwierdzono jedynie w przypadku stopnia wysycenia kompleksu sorpcyjnego gleb bielcowo-rdzawych kationami wapnia i wodoru. Zmienność południkowa V_{Ca} charakteryzuje się spadkiem wartości cechy w kierunku południowym, a zależność przedstawia model regresji opisany wielomianem drugiego stopnia ($Y = -660,34 + 22,784x - 0,192x^2$; $r = 0,951$), gdy V_{H^+} silnie wzrasta w tym samym kierunku. Formuła matematyczna modelu regresji dla stopnia wysycenia kompleksu sorpcyjnego badanych gleb kationami wodoru w odniesieniu do szerokości geograficznej ma postać: $Y = 1966,257 - 64,523x + 0,547x^2$, ($r = 0,971$). Istotna również okazała się równoleżnikowa zmienność wartości wskaźnika Ulricha w glebach bielcowych (ryc. 32).



Ryc. 32. Krzywa regresji dla wartości wskaźnika Ulricha określonego dla gleb bielcowych, w odniesieniu do długości geograficznej

$$Y = 42,528 - 3,778x + 0,102x^2, r = 0,819$$

Regression curves for the values of Ulrich index in podzolic soils on longitude

$$Y = 42,528 - 3,778x + 0,102x^2, r = 0,819$$

7.4.7. FORMY ŻELAZA I GLINU

Rola żelaza i glinu, jako pierwiastków pedogenicznych w powstawaniu i rozwoju gleb bielicoziemnych jest udokumentowana w literaturze przedmiotu (Aleksandrowa 1960; Schwertmann 1964; Blume, Schwertmann 1969; McKeague i in. 1971; Borggard 1976; Pokojska 1976, 1979a; Bednarek 1991; Bednarek, Pokojska 1996; Giesler i in. 2000; Hess, Lundström 2000; Riise i in. 2000). Szczególnie ważne w przebiegu procesu bielcowania są wzajemne relacje pomiędzy poszczególnymi formami tych pierwiastków. Podczas gdy ogólna zawartość żelaza i glinu w glebie wynika z zasobności skały macierzystej w te pierwiastki, to zawartość form ruchliwych (niekrzemianowych) oraz tlenków krystalicznych charakteryzuje przebieg procesu glebotwórczego i jego intensywność (Fridland 1957; Konecka-Betley 1968; Petersen 1976; Pokojska 1979a; Mokma, Buurman 1982; Bednarek, Pokojska 1996; Melke 1997; Giesler i in 2000; Lundström i in 2000b).

Zawartość żelaza charakteryzującego zasobność siedlisk (Fe_2)

Ilość żelaza ekstrahowanego 20% HCl przyjmowana jest przez wielu autorów jako miara zasobności siedlisk w ten pierwiastek (Prusinkiewicz, Kowalkowski 1964; Białousz 1978; Szafranek 1990). Stanowi ona zapas żelaza, który może być uwalniany na bieżąco w glebie z minerałów pierwotnych i wtórnych oraz rozkładającej się substancji organicznej. W glebach lekkich jest to od 90 do 100% całkowitej zawartości tego pierwiastka (Gworek 1985; Szafranek 2000), oznaczanego metodą roztworzenia próbek kwasem fluorowodorowym i nadchlorowym (Mocek 1988; Melke 1997; Szafranek 2000) lub też metodą stopu z Na_2CO_3 (Konecka-Betley 1968; Bednarek 1991). Można zatem przyjąć, że z uwagi na bardzo ubogi skład mineralny, w zwietrzałej części gleby żelazo zawarte w minerałach o nienaruszonej siatce krystalicznej, którego nie można oznaczyć tą metodą, stanowi znikomą część całkowitej zawartości tego pierwiastka, nie przekraczającą kilku procent. A. Szafranek (2000) wskazał również na wysoce istotne zależności statystyczne pomiędzy zawartością żelaza oznaczanego w 20% HCl a całkowitą zawartością Fe_1 w glebach rdzawych środkowej Polski, wykazując że wzrost Fe_1 i Fe_2 jest wprost proporcjonalny.

Zawartość żelaza (Fe_2) w badanych glebach bielcowych waha się od 1,1 do 8,2 g·kg⁻¹ w poziomie A i od 3,5 do 6,2 g·kg⁻¹ w poziomie C. W glebach bielcowo-rdzawych zakres zmienności jest mniejszy i w poziomie A wynosi od 6,5 do 10 g·kg⁻¹, zaś w skale macierzystej od 3 do 6 g·kg⁻¹ (tab. 27). Wyższa zawartość żelaza (Fe_2) w stropowych poziomach genetycznych wynika z silniejszego oddziaływania procesów wietrzenia na substrat glebowy oraz akumulacji materii organicznej. Różnice w zawartości Fe_2 pomiędzy poziomem próchnicznym a poziomami zalegającymi pod nim nie przekraczają 1–2 g·kg⁻¹ gleby (tab. 27). Stwierdzony natomiast wzrost Fe_2 w poziomach diagnostycznych spodic w odniesieniu do poziomu eluwalnego i materiału macierzystego podkreśla tendencje do akumulacji żelaza, zwłaszcza w podpoziomie wzbogacania Bh, a na północy obszaru badań również w podpoziomie wzbogacania Bfe. Tam też odnotowano najsilniejsze zróżnicowanie zawartości Fe_2 pomiędzy poziomem eluwalnym a poziomem diagnostycznym spodic, wynoszące 34-krotność w profilu 1 i 35-krotność w profilu 3. Na obszarze Niżu Europejskiego różnice te są znacznie mniejsze i wynoszą 200–300%. W niektórych profilach, czynnikiem który mógł wpłynąć na zróżnicowanie zawartości tej formy żelaza jest również sedymentacyjna laminacja warstw materiału litologicznego o zróżnicowanej zawartości Fe_2 . Wyrazem tego jest na przykład wzrost Fe_2 w poziomie skały macierzystej (profil 25) – tabela 27.

W glebach bielcowo-rdzawych Pojezierzy Fińskich (profil 8), Niziny Śląskiej (profil 39) i Wysoczyzn Białoruskich (profil 18) zanotowano wzrost omawianej formy żelaza w poziomie BfeBv w porównaniu z poziomem próchnicznym. W pozostałych z analizowanych profili, wartość Fe_2 maleje od poziomu próchnicznego do skały macierzystej (tab. 27).

Tabela 27. Zawartość różnych form glinu i żelaza w wybranych profilach glebowych

Numer profilu	Poziom genetyczny	Al _o	Al _{lc}	Al _p	Fe _z	Fe _d	Fe _{gt}	Fe _o	Fe _{tr}	Fe _{ac}	Fe _p
		g · kg ⁻¹									
gleby bielcowe											
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l
1	A Ees	0,90	0,53	0,37	1,27	0,79	0,48	0,49	0,30	0,35	0,14
	Ees	0,58	0,44	0,14	0,37	0,16	0,21	0,12	0,04	0,06	0,06
	Bh	3,98	2,85	1,13	5,45	2,69	2,76	2,12	0,57	1,87	0,25
	Bfe	5,65	3,99	1,66	12,06	6,03	6,03	4,43	1,60	3,79	0,64
	C	1,65	1,34	0,31	3,45	1,68	1,77	0,59	1,09	0,46	0,13
3	A Ees	1,46	1,16	0,30	1,10	0,68	0,42	0,47	0,21	0,21	0,26
	Ees	0,46	0,39	0,07	0,44	0,26	0,18	0,20	0,06	0,09	0,11
	Bh	9,43	5,66	3,77	15,61	7,14	8,47	4,37	2,77	2,77	1,60
	Bfe	3,58	2,75	0,83	6,62	3,57	3,05	2,08	1,49	1,71	0,37
	C	1,35	0,98	0,37	4,60	1,05	3,55	0,59	0,46	0,47	0,12
12	A Ees	1,70	1,44	0,26	3,12	1,32	1,80	1,13	0,19	1,00	0,13
	Ees	0,52	0,30	0,22	1,79	0,78	1,01	0,72	0,06	0,63	0,09
	Bh	3,75	1,03	2,72	8,21	3,88	4,33	1,53	2,35	0,93	0,60
	Bfe	2,54	0,90	1,64	1,57	0,85	0,72	0,28	0,57	0,17	0,11
	C	1,33	0,21	1,12	1,44	0,56	0,88	0,13	0,43	0,05	0,08
15	A Ees	1,79	1,37	0,42	5,23	2,56	2,67	1,46	1,10	0,97	0,49
	Ees	0,93	0,69	0,24	3,40	0,62	2,78	0,26	0,36	0,16	0,10
	Bh	5,14	3,13	2,01	8,53	3,86	4,67	2,24	1,62	0,90	1,34
	Bfe	1,63	1,07	0,56	8,34	2,61	5,73	1,57	1,04	0,69	0,88
	C	0,98	0,75	0,23	3,53	1,24	2,29	0,78	0,46	0,24	0,54
16	A Ees	1,62	1,33	0,29	5,34	1,32	4,02	0,96	0,36	0,62	0,34
	Ees	0,88	0,74	0,14	3,11	0,65	2,46	0,23	0,42	0,14	0,09
	Bh	2,98	1,19	1,79	9,08	2,68	6,40	1,68	1,00	0,45	1,23
	Bfe	1,72	1,17	0,55	4,57	1,97	2,60	1,24	0,73	0,26	0,98
	C	0,72	0,55	0,17	3,40	1,11	2,29	0,56	0,55	0,35	0,21
17	A Ees	1,70	1,29	0,41	5,12	2,06	3,06	1,77	0,29	1,49	0,28
	Ees	0,46	0,31	0,15	2,06	0,33	1,73	0,24	0,09	0,09	0,15
	Bh	2,72	0,72	2,00	9,56	6,15	3,41	1,98	4,53	0,51	1,11
	Bfe	2,54	0,82	1,72	4,28	2,13	2,15	0,65	1,48	0,22	0,43
	C	1,33	0,39	0,94	1,11	0,58	0,53	0,28	0,30	0,07	0,21
24	A Ees	0,98	0,40	0,58	8,19	3,37	4,82	1,25	2,12	0,78	0,47
	Ees	0,72	0,56	0,16	6,78	1,42	5,36	0,34	1,08	0,25	0,09
	Bh	6,78	2,22	4,56	11,97	7,39	4,58	2,96	4,43	0,39	2,57
	Bfe	3,77	0,98	2,79	10,42	6,05	4,37	2,07	3,98	0,99	1,08
	C	1,83	0,93	0,90	6,20	3,56	2,64	0,89	2,67	0,48	0,41
26	A Ees	1,89	1,51	0,38	4,31	2,34	1,97	1,45	0,89	0,93	0,52
	Ees	0,89	0,62	0,27	3,09	1,11	1,98	0,61	0,50	0,56	0,05
	Bh	3,81	1,92	1,89	5,89	2,98	2,91	2,08	0,90	0,81	1,27
	Bfe	1,87	1,29	0,58	5,45	1,98	3,47	1,26	0,72	0,47	0,79
	C	0,89	0,87	0,02	4,18	0,93	3,25	0,34	0,59	0,31	0,03

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l
gleby bielcowo-rdzawe											
8	A Ees	0,95	0,70	0,25	3,68	2,69	0,99	1,48	1,21	1,15	0,33
	BfeBv	3,87	3,25	0,62	3,92	3,04	0,88	2,36	0,68	1,81	0,55
	Bv	1,12	0,99	0,13	3,45	1,36	2,09	0,85	0,51	0,76	0,09
	C	0,73	0,71	0,02	4,16	0,99	3,17	0,47	0,52	0,46	0,01
25	A Ees	0,69	0,42	0,27	6,52	1,56	4,96	0,98	0,58	0,64	0,34
	BfeBv	1,56	1,13	0,43	5,60	2,43	3,17	1,66	0,77	1,26	0,40
	Bv	1,21	1,05	0,16	5,27	1,23	4,04	0,35	0,89	0,24	0,11
	C	0,28	0,24	0,04	5,71	0,87	4,84	0,23	0,64	0,20	0,03
31	A Ees	0,69	0,48	0,21	7,91	1,18	6,73	0,59	0,59	0,33	0,26
	BfeBv	2,23	1,73	0,50	7,75	1,53	6,22	0,96	0,57	0,67	0,29
	Bv	1,15	0,85	0,30	6,20	0,97	5,23	0,41	0,56	0,26	0,15
	C	0,28	0,10	0,18	5,39	0,67	4,72	0,33	0,34	0,21	0,12
39	A Ees	0,76	0,50	0,26	5,79	1,89	3,90	0,98	0,91	0,69	0,29
	BfeBv	1,33	0,97	0,36	9,71	2,79	6,92	1,46	1,33	0,95	0,51
	Bv	0,98	0,79	0,19	3,88	1,66	2,22	0,68	0,98	0,51	0,17
	BvC	0,78	0,70	0,08	2,76	0,86	1,90	0,39	0,47	0,36	0,03
	C	0,67	0,66	0,01	2,98	0,71	2,27	0,30	0,41	0,30	0,00
18	A Ees	0,54	0,35	0,19	7,78	1,76	6,02	1,06	0,70	0,81	0,25
	BfeBv	1,46	0,99	0,47	8,52	2,98	5,54	2,08	0,90	2,39	0,59
	Bv	3,46	3,24	0,22	6,83	1,35	5,48	0,73	0,62	0,54	0,19
	BvC	0,92	0,85	0,07	7,09	1,07	6,02	0,35	0,72	0,28	0,07
	C	0,45	0,42	0,03	5,01	0,85	4,16	0,21	0,64	0,20	0,01

Objaśnienia użytych skrótów:

Al_0 – amorficzne formy glinu; Al_{nc} – nieorganiczne formy glinu ($Al_0 - Al_p$); Al_p – organiczne formy glinu; Fe_z – zawartość żelaza ekstrahowanego 20% HCl; Fe_d – żelazo wolne; Fe_{kr} – krzemianowa forma żelaza; ($Fe_z - Fe_d$); Fe_0 – amorficzne formy żelaza; Fe_{kr} – niekrzemianowe, krystaliczne formy żelaza ($Fe_d - Fe_p$); Fe_{nc} – nieorganiczne formy żelaza ($Fe_0 - Fe_p$); Fe_p – organiczne formy żelaza.

Uzyskane wyniki wskazują, że materiał litologiczny, z którego wykształcone są gleby bielicoziemne jest ubogi w półtoratlenki metali, niezależnie od położenia geograficznego. Na niską zawartość półtoratlenków metali w glebach bielicoziemnych różnych regionów Skandynawii i Polski zwracali już uwagę w swoich wcześniejszych badaniach Jauhainen (1973), Bednarek (1991), Kowalkowski 1995; Szafranek (1998), Melkerud i in. (2000) oraz Janowska (2001).

Żelazo wolne (Fe_d)

Zawartość wolnego żelaza, niekrzemianowego i niezwiązanego z siatką krystaliczną krzemianów, wskazuje na stopień zwietrzenia minerałów pierwotnych, jak i na zaawansowanie procesów pedogenicznych (Kowalkowski 1968; Mokma, Buurman 1982; Bednarek 1991; Bednarek, Pokojska 1996; Melke 1997). 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 zaobserwowano bezwzględnie największą zawartość wolnego żelaza w poziomie spodic (gleby bielicowe) i syderic (gleby bielicowo-rdzawe) – tab. 27. Podobnie procentowy udział Fe_d w Fe_z jest najwyższy w poziomach diagnostycznych tych gleb (tab. 28). W profilu z Niziny Berezynsko-Desnańskiej (profil 24), w podpoziomiu Bh wartość wskaźnika $Fe_d/Fe_z \cdot 100\%$ przekracza 60%. Tak duży udział omawianej formy żelaza w Fe_z może być wynikiem długotrwałego procesu wietrzenia materiału mineralnego gleby, jak również długiego okresu akumulacji Fe_d jaka zachodziła w następstwie procesu bielicowania. Profil ten reprezentuje najstarszą glebę bielicową, ze wszystkich badanych gleb (tab. 28). Wysoki udział Fe_d w Fe_z stwierdzono również w bardzo młodych glebach Laponii (profile 1 i 3), gdzie w poziomie wzbogacania waha się od 46 do 54%. Tak duży udział form wolnego żelaza w Fe_z , w młodym materiale sedymentacyjnym może być wynikiem bardzo intensywnego wietrzenia kriogenicznego, zarówno fizycznego, jak i chemicznego, które zachodzi w bogatszych w glinokrzemiany skałach macierzystych, w porównaniu z podłożem innych badanych gleb. Poniżej poziomów diagnostycznych, zawartość żelaza wolnego i procentowego udziału Fe_d w Fe_z maleje wraz z głębokością. W poziomie skały macierzystej gleb bielicowych, jak i bielicowo-rdzawych bezwzględna zawartość tej formy żelaza wynosi około $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (tab. 27), zaś udział Fe_d w Fe_z już tylko 10–20% (tab. 28).

Amorficzne formy żelaza (Fe_o) i glinu (Al_o)

Amorficzne lub tzw. słabo uporządkowane struktury tlenków żelaza i glinu, ekstrahowane w odczynniku szczawianowym, określają świeżo strącone tlenki tych pierwiastków (Tamm 1922, 1932; McKeague i in. 1971; Mokma, Buurman 1982; Bednarek 1991; Bednarek, Pokojaska 1996; Melke 1997; Gustafsson i in. 1998; Lundström i in. 2000b; Hees i in. 2000). Podobnie jak w przypadku wolnego żelaza, największą zawartością Fe_o i Al_o oraz procentowym udziałem Fe_o w Fe_z charakteryzują się podpoziomy Bh wszystkich badanych gleb bielicowych, jak i poziomy BfeBv gleb bielicowo-rdzawych (tab. 27). Gleby, w których stwierdzono największą zawartość amorficznych form żelaza i glinu położone są na obszarach występowania najmłodszych pedonów, a mianowicie w Laponii (profile 1, 3), na Pojezierzach Fińskich (profil 8) oraz na Pojezierzach Zachodniobałtyckich (profil 25). Charakteryzują się one również największym udziałem Fe_o w Fe_z (do 45%), który w starszych glebach (profile: 18, 24) zmniejsza się do około 20-25% (tab. 28).

Świeżo strącone tlenki żelaza, najczęściej bezpostaciowe lub słabokrystaliczne, ulegają stopniowo procesom starzenia, polegającym na odwadnianiu i krystalizacji (Bednarek, Pokojaska 1996). Jednym ze sposobów oceny stanu zaawansowania tych procesów jest wskaźnik aktywności Schwertmanna (1964). Określa on współzależności między najbardziej reaktywnymi, amorficznymi formami żelaza (Fe_o), a amorficznymi i krystalicznymi, niekrzemianowymi jego formami (Fe_d). Większa wartość stosunku Fe_o/Fe_d wskazuje na mniejszy stopień krystalizacji związków żelaza i większą aktywność żelaza w procesie glebotwórczym.

W poziomie A wszystkich badanych gleb wartości wskaźnika Schwertmanna wahają się od 0,4 do 0,7. W glebach bielcowych (poza profilami 1 i 3), w poziomach eluwalnych następuje obniżanie się jego wartości i ponowny wzrost w poziomie wzbogacania do 0,8, co potwierdza utrudnioną krystalizację w warunkach wzrostu zawartości materii organicznej w podpoziomie wzbogacania Bh. Bardzo wysoki stosunek Fe_o/Fe_d jest typowy dla poziomu diagnostycznego spodic gleb bielcowych i wynosi zwykle ponad 0,6 (Schwertmann 1964; Blume, Schwertmann 1969; Pokojska 1976, 1979a). W trzech profilach analizowanych gleb jego wartość jest niższa. Dotyczy to najstarszych gleb Niziny Berezynsko-Desnańskiej (profil 24) i Kotliny Sandomierskiej (profil 17) oraz profilu z Niziny Kurlandzkiej (profil 12) – tab. 28.

W glebach bielcowo-rdzawych najwyższą wartością wskaźnika Schwertmanna (od 0,5 do 0,8) charakteryzują się poziomy wzbogacania, i jest ona wyższa od wartości określonych dla poziomu próchniczno-eluwalnego (0,5–0,6) – tab. 28.

Organiczne formy żelaza (Fe_p) i glinu (Al_p)

Kompleksy żelazisto-glinowo-próchniczne ulegają przemieszczeniu w profilach gleb bielicoziemnych, wpływając bezpośrednio na sekwencje poziomów genetycznych oraz ich właściwości (Alexandrowa 1960; McKeague 1967; Mokma, Buurman 1982; Bednarek 1991; Bednarek, Pokojska 1996; Szafranek 1998; Mokma, Szafranek 2001). We wszystkich badanych glebach bielcowych największą zawartością form żelaza i glinu, ekstrahowanych w 0,1 M pirofosforanie sodu (Fe_p i Al_p) charakteryzują się poziomy spodic, zaś w przypadku gleb bielcowo-rdzawych poziomy diagnostyczne syderic (tab. 27). W większości poziomów wzbogacania zaobserwowano, że w Bh przeważa Al_p nad Fe_p , zaś w Bfe Fe_p dominuje nad Al_p . Dotyczy to szczególnie profili położonych na nizinach Polski. W przypadku gleb bielcowo-rdzawych, zawsze największa zawartość Fe_p i Al_p występuje w poziomie BfeBv. W glebach młodszych, w poziomie wzbogacania dominuje forma glinu Al_p (profile 8, 25), zaś w profilach starszych forma żelaza Fe_p (profile 18, 39).

Organiczne formy żelaza, będące częścią formy amorficznej, w poziomach próchnicznych gleb bielcowych stanowią około 30–40% Fe_o , zaś w poziomach wzbogacania nawet do 80% (profil 16). W przypadku gleb bielcowo-rdzawych, w poziomie próchniczno-eluwalnym Fe_p stanowi 30–40% Fe_o , zaś w poziomie wzbogacania 24–34% (tab. 28).

W stosunku do ogólnej zawartości żelaza Fe_z (ekstrahowanego 20% HCl), formy organiczne tego pierwiastka stanowią odpowiednio od kilku procent w poziomie próchnicznym do ponad 20% w podpoziomie Bh gleb bielcowych (tab. 28). Poniżej poziomu diagnostycznego spodic udział ten zmniejsza się, osiągając wartość 1–5% w poziomie skały macierzystej. W glebach Laponii zanotowano największy udział Fe_p w Fe_z w poziomie eluwalnym, natomiast w pozostałych profilach w poziomie wzbogacania. Zróżnicowanie takie wynikać może z oddziaływania dwu czynników. Z jednej strony bardzo mała miąższość poziomów i silne wietrzenie kriogeniczne może wpływać na uwalnianie żelaza w poziomie E,

Tabela 28. Relacje pomiędzy różnymi formami glinu i żelaza w wybranych profilach glebowych

Numer profilu	Poziom genetyczny	Procentowy udział								Fe _p /Fe _d	Fe _o /Fe _d	C _p +Al _p +Fe _p %	C _p /(Al _p +Fe _p)	Al _o +1/2F _o %
		Fe _o /Fe _z	Fe _{ok} /Fe _z	Fe _o /Fe _z	Fe _{ok} /Fe _z	Fe _o /Fe _z	Fe _{ok} /Fe _z	Fe _o /Fe _z	Fe _{ok} /Fe _o					
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	ł	m	n
gleby bielcowe														
1	AEes	62,2	37,8	38,6	23,6	27,6	11,0	28,6	41,1	0,18	0,62	1,27	62,7	0,11
	Ees	43,2	56,8	32,4	10,8	16,2	16,2	50,0	24,1	0,38	0,75	0,43	55,0	0,06
	Bh	49,4	50,6	38,9	10,5	34,3	4,6	11,8	28,4	0,09	0,79	1,45	23,7	0,50
	Bfe	50,0	50,0	36,7	13,3	31,4	5,3	14,4	29,4	0,11	0,73	0,85	7,0	0,79
	C	48,7	51,3	17,1	31,6	13,3	3,8	22,0	18,8	0,08	0,35	0,08	2,2	0,19
3	AEes	61,8	38,2	42,7	19,1	19,1	23,6	55,3	20,5	0,38	0,69	1,61	82,2	0,17
	Ees	59,1	40,9	45,5	13,6	20,5	25,0	55,0	15,2	0,42	0,77	0,59	103,6	0,06
	Bh	45,7	54,3	28,0	17,7	17,7	10,2	36,6	40,0	0,22	0,61	2,38	9,1	1,16
	Bfe	53,9	46,1	31,4	22,5	25,8	5,6	17,8	23,2	0,10	0,58	0,44	7,1	0,46
	C	22,8	77,2	12,8	10,0	10,2	2,6	20,3	27,4	0,11	0,56	0,11	3,0	0,16
12	AEes	42,3	57,7	36,2	6,1	32,1	4,2	11,5	15,3	0,10	0,86	1,02	68,0	0,23
	Ees	43,6	56,4	40,2	3,4	35,2	5,0	12,5	42,3	0,12	0,92	0,39	30,9	0,09
	Bh	47,3	52,7	18,6	28,6	11,3	7,3	39,2	72,5	0,15	0,39	1,76	10,7	0,45
	Bfe	54,1	45,9	17,8	36,3	10,8	7,0	39,3	64,6	0,13	0,33	0,47	3,9	0,27
	C	38,9	61,1	9,0	29,9	3,5	5,6	61,5	84,2	0,14	0,23	0,24	2,4	0,14
15	AEes	48,9	51,1	27,9	21,0	18,6	9,3	33,4	23,5	0,19	0,57	1,04	32,4	0,25
	Ees	18,2	81,8	7,6	10,6	4,7	2,9	38,5	25,8	0,16	0,42	0,47	29,0	0,11
	Bh	45,3	54,7	26,3	19,0	10,6	15,7	59,8	39,1	0,35	0,58	1,23	7,6	0,63
	Bfe	31,3	68,7	18,8	12,5	8,3	10,5	55,9	34,4	0,34	0,60	0,42	6,4	0,24
	C	35,1	64,9	22,1	13,0	6,8	15,3	69,2	23,5	0,44	0,63	0,13	2,3	0,14
16	AEes	24,7	75,3	18,0	6,7	11,6	6,4	35,4	17,9	0,26	0,73	0,78	35,5	0,21
	Ees	20,9	79,1	7,4	13,5	4,5	2,9	39,1	15,9	0,14	0,35	0,35	40,2	0,10
	Bh	29,5	70,5	18,5	11,0	5,0	13,5	73,2	59,9	0,46	0,63	1,00	6,6	0,38
	Bfe	43,1	56,9	27,1	16,0	5,7	21,4	79,0	32,0	0,50	0,63	0,36	4,4	0,23
	C	32,6	67,4	16,5	16,2	10,3	6,2	37,5	23,6	0,19	0,50	0,08	3,7	0,10
17	AEes	40,2	59,8	34,6	5,7	29,1	5,5	15,8	24,1	0,14	0,86	1,30	50,8	0,26
	Ees	16,0	84,0	11,7	4,4	4,4	7,3	62,5	32,6	0,45	0,73	0,71	68,3	0,06
	Bh	64,3	35,7	16,9	47,4	5,3	11,6	68,5	73,5	0,18	0,32	1,13	7,2	0,35
	Bfe	49,8	50,2	15,2	34,6	5,1	10,0	66,2	67,7	0,20	0,31	0,93	8,4	0,29
	C	52,3	47,7	25,2	27,0	6,3	18,9	75,0	70,7	0,36	0,48	0,16	0,9	0,15

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	l	m	n
24	AEes	41,1	58,9	15,3	25,9	9,5	5,7	37,6	59,2	0,14	0,37	1,44	37,0	0,16
	Ees	21,0	79,0	5,0	15,9	3,7	1,3	26,5	22,2	0,06	0,24	0,34	34,7	0,09
	Bh	61,7	38,3	24,7	37,0	3,3	21,5	86,8	67,3	0,35	0,40	2,62	7,4	0,83
	Bfe	58,1	41,9	19,9	38,2	9,5	10,4	52,2	74,0	0,18	0,34	0,90	3,5	0,48
	C	57,5	42,5	14,4	43,1	7,7	6,6	46,1	49,2	0,12	0,25	0,22	1,8	0,23
26	AEes	54,3	45,7	33,7	20,7	21,6	12,1	35,9	20,1	0,22	0,62	1,02	33,2	0,26
	Ees	36,0	64,0	19,8	16,2	18,2	1,6	8,2	30,3	0,05	0,55	0,49	35,2	0,12
	Bh	50,6	49,4	35,3	15,3	13,7	21,6	61,1	49,6	0,43	0,70	1,22	8,2	0,49
	Bfe	36,4	63,6	23,1	13,2	8,6	14,5	62,7	31,0	0,40	0,64	0,33	4,4	0,25
	C	22,2	77,8	8,1	14,1	7,4	0,7	8,8	2,2	0,03	0,37	0,01	1,3	0,11
gleby biellicowo-rdzawe														
8	AEes	73,0	27,0	40,2	32,9	31,2	9,0	22,3	26,3	0,12	0,55	0,57	29,4	0,17
	BfeBv	77,6	22,4	60,2	17,3	46,2	14,0	23,3	16,0	0,18	0,78	0,53	10,7	0,51
	Bv	39,4	60,6	24,6	14,8	22,0	2,6	10,6	11,6	0,07	0,63	0,15	13,7	0,15
	C	23,8	76,2	11,3	12,5	11,1	0,2	2,1	2,7	0,01	0,47	0,02	4,6	0,10
25	AEes	23,9	76,1	15,0	8,9	9,8	5,2	34,7	39,1	0,22	0,63	0,46	25,0	0,12
	BfeBv	43,4	56,6	29,6	13,7	22,5	7,1	24,1	27,6	0,16	0,68	0,41	11,8	0,24
	Bv	23,4	76,6	6,5	16,8	4,5	2,1	31,9	13,2	0,09	0,28	0,14	22,8	0,14
	C	15,2	84,8	4,0	11,2	3,5	0,5	13,0	14,3	0,03	0,26	0,03	20,9	0,04
31	AEes	14,9	85,1	7,5	7,5	4,2	3,3	44,1	30,4	0,22	0,50	0,43	25,9	0,10
	BfeBv	19,8	80,2	12,4	7,4	8,7	3,7	30,2	22,4	0,19	0,63	0,27	6,8	0,27
	Bv	15,7	84,3	6,6	9,0	4,2	2,4	36,6	26,1	0,15	0,42	0,12	4,3	0,14
	C	12,4	87,6	6,1	6,3	3,9	2,2	36,4	64,3	0,18	0,49	0,06	2,9	0,04
39	AEes	32,6	67,4	16,9	15,7	11,9	5,0	29,6	34,2	0,15	0,52	0,47	34,7	0,13
	BfeBv	28,7	71,3	15,0	13,7	9,8	5,3	34,9	27,1	0,18	0,52	0,45	16,7	0,21
	Bv	42,8	57,2	17,5	25,3	13,1	4,4	25,0	19,4	0,10	0,41	0,25	15,6	0,13
	BvC	31,2	68,8	14,1	17,0	13,0	1,1	7,7	10,3	0,03	0,45	0,07	11,6	0,10
	C	23,8	76,2	10,1	13,8	10,1	0,0	0,0	1,5	0,00	0,42	0,01	2,2	0,08
18	AEes	22,6	77,4	13,6	9,0	10,4	3,2	23,6	35,2	0,14	0,60	0,53	45,0	0,11
	BfeBv	35,0	65,0	24,4	10,6	28,1	6,9	28,4	32,2	0,20	0,70	0,44	13,3	0,25
	Bv	19,8	80,2	10,7	9,1	7,9	2,8	26,0	6,4	0,14	0,54	0,17	16,2	0,38
	BvC	15,1	84,9	4,9	10,2	4,0	1,0	20,0	7,6	0,07	0,33	0,07	17,6	0,11
	C	17,0	83,0	4,2	12,8	4,0	0,2	4,8	6,7	0,01	0,25	0,03	11,6	0,06

z drugiej zaś bardzo niskie pH ograniczać może szybkie przemieszczanie się żelaza i glinu jako kompleksów organicznych w profilu. Według A. Sapka (1971) silnie kwaśny odczyn gleby sprzyja koagulacji połączeń związków próchnicznych z metalami.

Nieorganiczne formy żelaza (Fe_{ac}) i glinu (Al_{ac})

Pochodną formy szczawianowej i pirofosforanowej jest zawartość nieorganicznego żelaza i glinu, którą oblicza się z różnicy pomiędzy zawartością amorficznych, organicznie związanych połączeń żelaza i glinu (o), a organicznymi formami tych pierwiastków (p).

Formy żelaza pochodzące z różnicy $Fe_o - Fe_p$ określane są jako żelazo nieorganiczne i niekryształiczne (Bascomb 1968; McKeague i in. 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 proces bielcowania, który przez niektórych gleboznawców, głównie skandynawskich, wiązany jest z przemieszczaniem w profilu zoli glinu z krzemem (jako proto-imogolit), czy też tworzeniu się rozpuszczalnych kompleksów Fe–Al (Farmer i in. 1980; Farmer, Fraser 1982; Lumsdon, Farmer 1995; Gustafsson i in. 1995, 1998, 1999; Lundström i in. 2000b).

W profilach badanych gleb, zmienność nieorganicznych form żelaza i glinu jest podobna do rozmieszczenia form organicznych i amorficznych. W glebach bielcowych wzrost ich zawartości następuje w poziomie diagnostycznym spodic, zaś w glebach bielcowo-rdzawych w poziomie syderic (tab. 27). Największe różnice w zawartościach nieorganicznych form żelaza i glinu pomiędzy poziomami Ees i B_n stwierdzono w najmłodszych glebach Laponii (profile 1 i 3). Różnice te następnie zmniejszają się wraz z wiekiem gleb. Podobnie, największe bezwzględne zawartości Fe_{ac} i najwyższy udział form nieorganicznych w żelazie ogółem stwierdzono w glebach Laponii (profile 1 i 3) – tab. 28.

Krzemianowa forma żelaza (Fe_{gk})

Zawartość krzemianowej formy żelaza w glebie uzyskuje się z różnicy pomiędzy całkowitą zawartością żelaza – Fe, a zawartością żelaza wolnego – Fe_d . Określenie zawartości Fe_{gk} w glebie może być pomocne przy ocenie stopnia zwietrzenia materiału, jak i wieku gleby (Mokma, Buurman 1982; Mocek 1988; Bednarek, Pokojska 1996; Melke 1997). Z uwagi na posiadane tylko charakterystyki zawartości żelaza ekstrahowanego 20% HCl (Fe_2), które są o kilka procent mniejsze od całkowitej zawartości Fe w glebie (Gworek 1985; Szafranek 2000), otrzymane wyniki należy traktować jedynie jako wielkości wskazujące na kierunek zróżnicowania Fe_{gk} w profilach oraz jego zmienność przestrzenną.

W glebach bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych zawartość krzemianowej formy żelaza maleje w głąb profilu, osiągając najniższe wartości w poziomie skały macierzystej, co zgodne jest ze zróżnicowaniem oddziaływania procesów wietrzenia na poszczególne poziomy genetyczne (tab. 27). Dane z literatury wskazują, że krzemianowe formy żelaza po wietrzeniu materiału macierzystego nie przemieszczają się w głąb profilu (Karlton i in. 2000; Szafranek 2000).

Rozmieszczenie w profilach żelaza Fe_{gk} jest przeciwstawne do formy wolnego żelaza Fe_d . Najlepiej zaznacza się to w glebach obszarów staroglacjalnych, gdzie w poziomach diagnostycznych udział wolnego żelaza jest dwukrotnie wyższy niż żelaza krzemianowego. W obszarach młodoglacjalnych proporcje te są bardziej wyrównane.

Analizując przestrzenną zmienność wielkości Fe_{gk} zaobserwowano, że najczęściej tej formy żelaza zawierają najmłodsze gleby Łaponii (profile 1 i 3) oraz Pojezierzy Zachodnio- i Południowobałtyckich (profile 25, 26), położone na obszarach, których materiał litologiczny zawiera w swoim składzie mineralnym najczęściej glinokrzemianów (np. skaleni), czy krzemianów (np. amfiboli). Regiony te charakteryzują się również znaczną wilgotnością klimatu, co wpływa na przyspieszenie procesów wietrzenia pierwotnego materiału geologicznego.

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 in 2000). Niekrzemianowa, krystaliczna forma żelaza określana jest jako różnica pomiędzy zawartością wolnego żelaza (Fe_d) a formą żelaza amorficznego i organicznego (Fe_o).

Udział formy żelaza krystalicznego w żelazie ogółem osiąga największe wartości, wynoszące ponad 20% w najstarszych glebach (profil 24 i 39) – tab. 28. Wzrost zawartości Fe_{kr} oraz większy udział Fe_{kr} w Fe_z gleb na obszarach staroglacjalnych potwierdzać może wcześniejsze spostrzeżenia innych autorów o roli czynnika czasu w przebiegu krystalizacji żelaza w glebach bielcowych (Bednarek, Pokojska 1996). Poza samym wiekiem gleby, na zawartość krystalicznych form żelaza w pedonach wpływ ma również klimat oraz czynniki utrudniające krystalizację do których należą: znacząca zawartość próchnicy, jonów fosforanowych i krzemianowych (Bednarek, Pokojska 1996). Tym tłumaczyć można znaczną zasobność w Fe_{kr} poziomów skał macierzystych analizowanych gleb, szczególnie w profilu najbardziej wysuniętym na północ, charakteryzującym się małą miąższością, gdzie zawartość tej formy żelaza w poziomie C wynosi ponad $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Najniższym stopniem krystalizacji tlenków Fe i największą aktywnością tego pierwiastka w procesie kształtowania się analizowanych gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych charakteryzują się przede wszystkim poziomy próchniczne oraz poziomy eluwialne gleb bielcowych. Poniżej nich, w poziomach diagnostycznych spodic w przypadku gleb bielcowych i syderic – gleb bielcowo-rdzawych (z wyjątkiem profili 8 i 31), stwierdzono wzrost udziału form krystalicznych żelaza (tab. 27). Jakkolwiek większa zawartość materii organicznej

w podpoziomie wzbogacania Bh jest elementem utrudniającym krystalizację, to jednak następuje w nim kumulacja tej formy żelaza. Niemniej, prawie we wszystkich poziomach spodic i syderic dominują nadal aktywne formy amorficznego Fe. Wyjątek stanowią gleby najstarsze (profile 17 i 24). W nich stwierdzono również największe różnice w zawartości Fe_{kr} pomiędzy poziomem próchnicznym, eluwalnym a podpoziomem wzbogacania Bh.

7.4.8. FOSFOR OGÓLEM I DOSTĘPNY DLA ROŚLIN

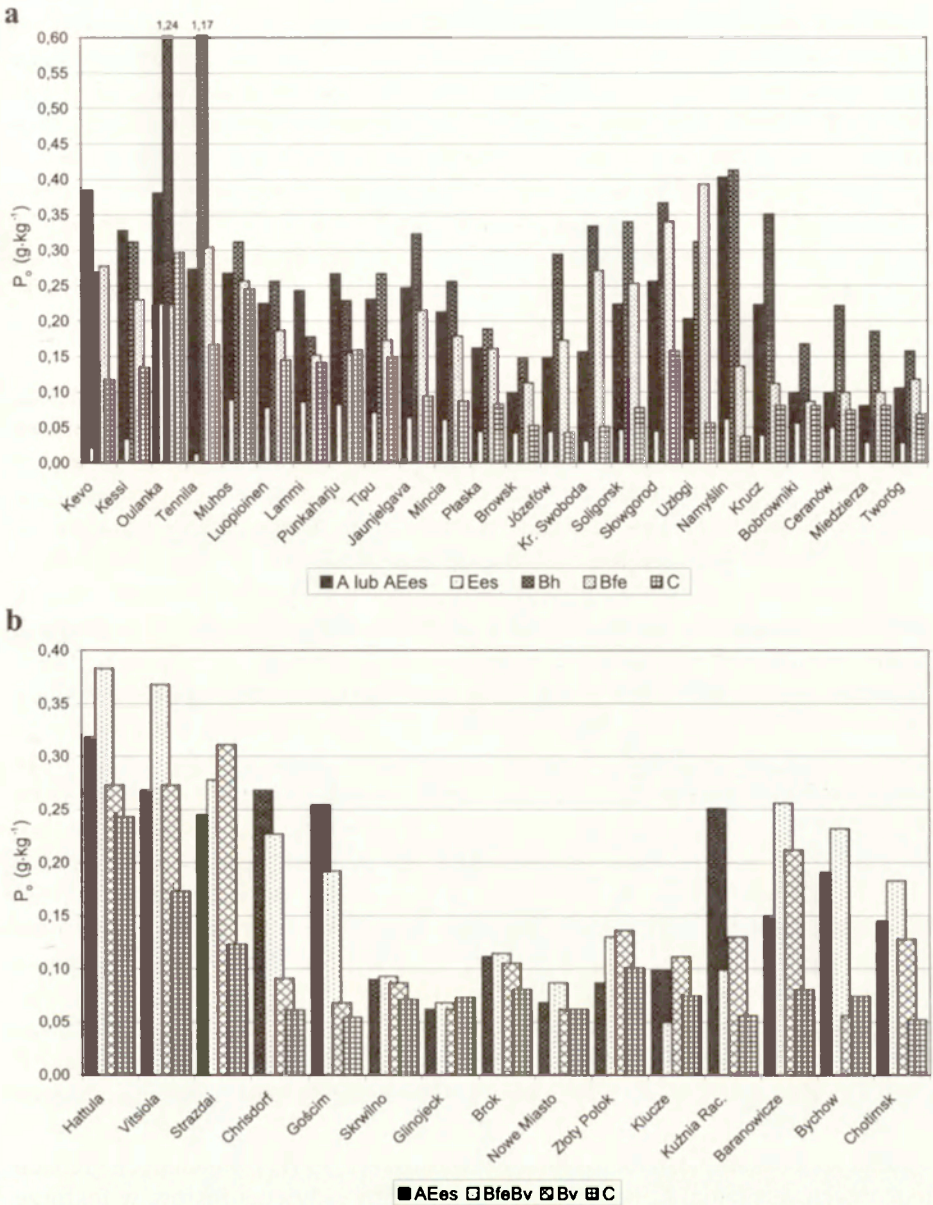
W glebach fosfor występuje w różnych formach (Brogowski 1966a; Stewart, McKercher 1985; Czępińska-Kamińska 1992). Ich profilowe rozmieszczenie uważane jest za cechę diagnostyczną w procesie bielicowania (Kundler 1956; Pokojka 1976, 1979c), oraz przydatną w ocenie wieku gleb w chronosekwencjach (Bain i in. 1993). W badanych glebach określono dwie formy fosforu: fosfor rozpuszczalny w 20% HCl, jako formę reprezentującą ogólny zapas tego pierwiastka w glebie (Musierowicz 1955; Uggla, Uggla 1979; Sepponen 1985), która jest tylko o kilka procent mniejsza od zawartości całkowitej (Musierowicz 1955) oraz najbardziej aktywny – fosfor, występujący w roztworze glebowym w postaci jonowej $H_2PO_4^-$, będący formą dostępną dla roślin (Musierowicz 1955; Chang, Jackson 1958).

Zawartość fosforu ogółem (P_o) w badanych glebach bielicowych oraz bielicowo-rdzawych jest niska i nie odbiega od wyników uzyskanych dla gleb wykształconych z materiału fluwioglacjalnego na obszarze Polski (Brogowski 1966b; Czępińska-Kamińska 1992²⁴) czy Skandynawii (Sepponen 1985; Olsson, Melkerud 2000). W poziomie skały macierzystej zawartość P_o nie przekracza $0,3 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, zaś w poziomach próchnicznych $0,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (ryc. 33).

W glebach bielicowych najwyższe wartości P_o występują w podpoziomie Bh, najniższe zaś w poziomie eluwalnym, co wskazuje na przemieszczanie się tej formy fosforu w badanych profilach. Stopień zróżnicowania zawartości fosforu ogółem pomiędzy poziomem eluwalnym a poziomem wzbogacania, wyrażony stosunkiem P_oB/P_oE jest bardzo duży, a wartości wskaźnika wahają się od 12,2 w profilu 1 do 2,1 w profilu 7. Wskaźnik ten różnicuje badane gleby na trzy istotnie statystycznie różne grupy. Grupę pierwszą stanowi pięć najdalej na północ wysuniętych profili (1–5), o średniej wartości wskaźnika 9,3 ($d = 2,7$). Grupa druga to profile gleb wykształconych w najstarszym materiale sedymentacyjnym Północnego Podkarpacia, Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich, Niziny Berezynsko-Desnańskiej (profile: 17, 19, 20, 22, 24), charakteryzująca się średnią wartością wskaźnika 8,4 ($d = 1,6$). Pozostałe z badanych gleb stanowią grupę trzecią, dla której średnia wartość wskaźnika równa się 4,0 ($d = 1,2$).

W glebach bielicowo-rdzawych, w 11 spośród 15 badanych profili stwierdzono większą zawartość fosforu ogółem w poziomach wzbogacania niż w poziomach eluwalno-próchnicznych. Różnice wynosiły od około 10 do 40%. Na podstawie zawartości tej formy fosforu w poziomach AEes i BvBfe, badane gleby można

²⁴ Autorka oznaczała zawartość całkowitą fosforu.



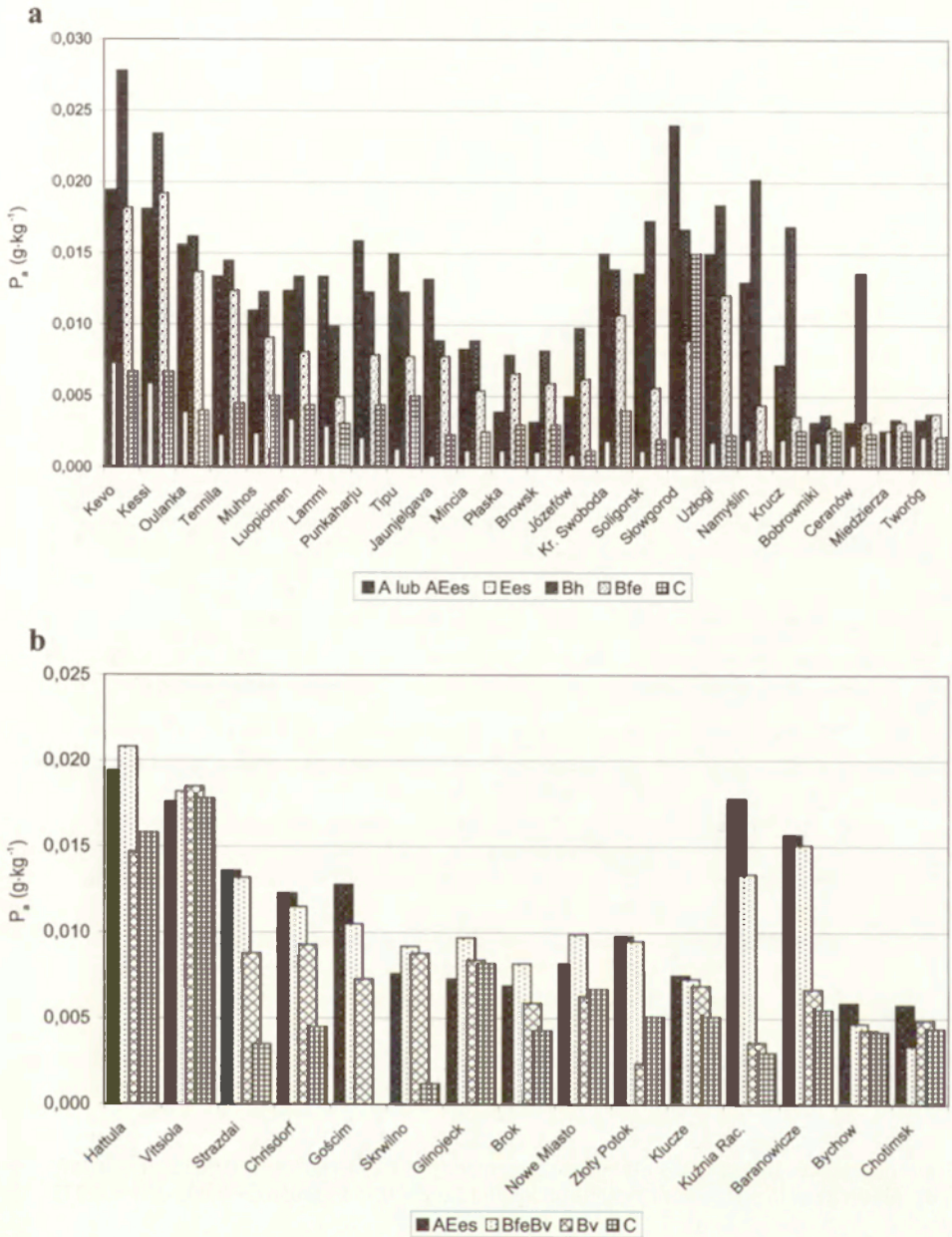
Ryc. 33. Zawartość fosforu ogółem (P_t) w poszczególnych poziomach genetycznych badanych gleb (a – gleby bielcowe, b – gleby bielcowo-rdzawe)

Content of total phosphorus (P_t) in particular genetic horizons of the studied soils (a – podzolic soils, b – podzolic-rustic soils)

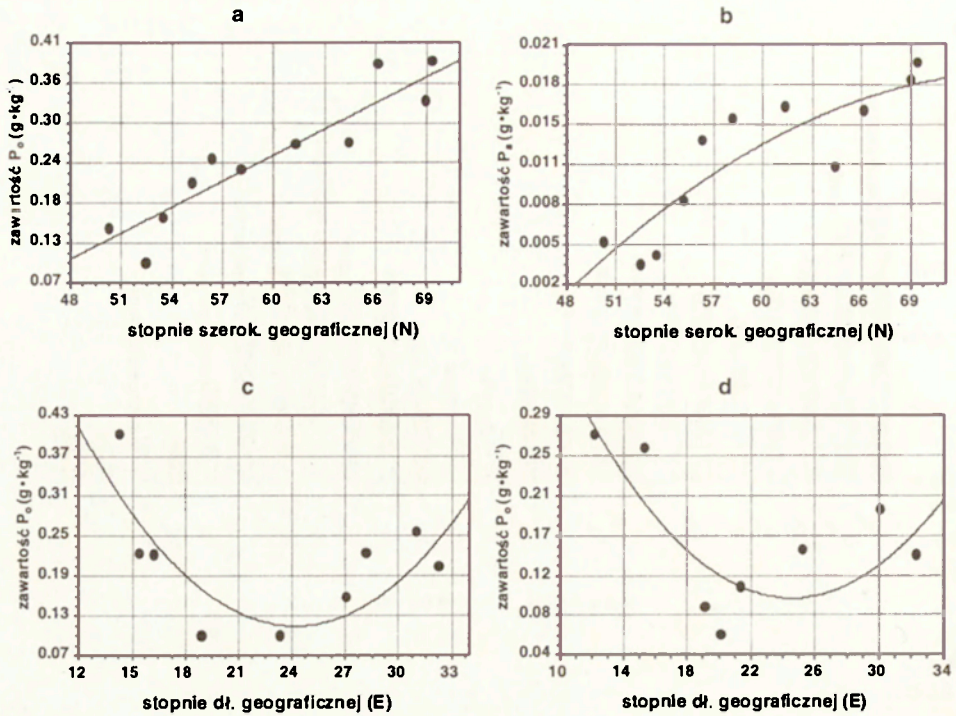
podzielić na trzy istotnie statystycznie różne grupy. Grupa pierwsza obejmuje obszary gleb najmłodszych: Pojezierzy Fińskich, Wschodniobałtyckich i Południobałtyckich (profile: 8, 9, 14, 25, 27) o średniej zawartości fosforu ogólnego w poziomie AEes – $0,27 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,03 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) i w poziomie BvBfe – $0,29 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,08 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Grupa druga to gleby najstarsze Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich, Niziny Berezynsko-Desnańskiej i Niziny Śląskiej (profile: 18, 21, 23, 39), w których średnia zawartość fosforu ogółem wynosi w poziomie AEes – $0,18 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,05 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$), zaś w poziomie BvBfe – $0,19 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,06 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Pozostałe profile położone w środkowo-wschodniej oraz południowej Polsce tworzą grupę trzecią, stosunkowo jednorodną wewnątrznie. Średnia zawartość P_o w poziomie AEes wynosi $0,09 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,01 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$), zaś w poziomie BvBfe – $0,10 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,03 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$).

Fosfor dostępny dla roślin jest formą bardzo labilną tego pierwiastka, występującą głównie w postaci jonowej (Fotyma, Mercik 1995). Jony fosforanowe uwalniane zarówno podczas wietrzenia minerałów, jak i mineralizacji substancji organicznej w glebie podlegają stosunkowo szybko zjawisku retrogradacji (Stewart, McKercher 1985), a ich zdolność migracyjna zależy głównie od rozpuszczalności samych połączeń organiczno-metalicznych (Pokojska 1976). Z uwagi na ubogie skały macierzyste oraz bardzo kwaśny odczyn badanych gleb, zawartość fosforu dostępnego dla roślin jest niewielka (ryc. 34). W poziomach próchnicznych gleb bielcowych wynosi ona $0,011 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,006 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) a bielcowo-rdzawych $0,011 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,004 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$), zaś w poziomie skały macierzystej odpowiednio $0,004 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,002 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) i $0,006 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($d = 0,003 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Podobnie jak w przypadku formy fosforu ogółem, najwyższe zawartości fosforu aktywnego w glebach bielcowych występują w podpoziomie Bh, najniższe zaś w poziomie eluwalnym. Stosunek $P_{\text{B}}/P_{\text{E}}$ różnicuje badane gleby na dwie statystycznie istotnie różne grupy. Pierwszą stanowią profile położone w Finlandii (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10), dla których średnia wartość wskaźnika wynosi 4,6 ($d = 1,0$). Pozostałe gleby bielcowe nie tworzą istotnie różnych grup, jakkolwiek różnią się między sobą. Średnia wartość wskaźnika $P_{\text{B}}/P_{\text{E}}$ określona dla tej grupy gleb wynosi 8,6 ($d = 2,9$). W glebach bielcowo-rdzawych zawartość fosforu aktywnego jest podobna w poziomach próchniczno-eluwalnym i rdzawym-iluwilnym, a stosunek $P_{\text{BvBfe}}/P_{\text{AEes}}$ wynosi 1,0 ($d = 0,2$), co oznacza, że w tych glebach fosfor dostępny dla roślin przemieszcza się bardzo słabo.

Relacje pomiędzy zróżnicowaniem zawartości (P_o) a (P_a) w badanych glebach bielcowych wskazują, że największy udział formy aktywnej fosforu w fosforze ogółem występuje w poziomach eluwalnych. Waha się on od 5–10% w glebach południowo-wschodniej części obszaru badań do około 30% w najbardziej północnym profilu. Pomimo bezwzględного wzrostu wartości dwu form fosforu w podpoziomie Bh, wskaźnik P_a/P_o maleje, co wskazuje na słabszy wzrost zawartości jonów fosforanowych w stosunku do formy fosforu ogółem w tym podpoziomie. Spowodowane jest to zapewne większą sorpcją jonów fosforanowych. W silnie kwaśnych glebach bielcowych jony fosforanowe reagują na



Ryc. 34. Zawartość fosforu dostępnego dla roślin (P_a) w poszczególnych poziomach genetycznych badanych gleb (a – gleby bielcowe, b – gleby bielcowo-rdzawe)
Content of phosphorus accessible to plants (P_a) in particular genetic horizons of the studied soils (a – podzolic soils, b – podzolic-rusty soils)



Ryc. 35. Modele regresji dla związku między fosforem ogółem (P_0) i fosforem dostępnym dla roślin (P_a) w poziomie próchnicznym badanych gleb a współrzędnymi geograficznymi

a – fosfor ogółem w glebach bielcowych a szerokość geograficzna,
 $Y = -0,483 + 0,012x$, $r = 0,934$;

b – fosfor dostępny dla roślin w glebach bielcowych a szerokość geograficzna,
 $Y = -0,112 + 0,003x - 2,271x^2$, $r = 0,893$;

c – fosfor ogółem w glebach bielcowych a długość geograficzna,
 $Y = 1,297 - 0,098x + 0,002x^2$, $r = 0,757$;

d – fosfor ogółem w glebach bielcowo-rdzawych a długość geograficzna,
 $Y = 0,793 - 0,056x + 0,001x^2$, $r = 0,772$

Models of regression for content of total phosphorus (P_0) and content of phosphorus accessible to plants (P_a) in humus horizon of the studied soils against geographical coordinates

a – total P in podzolic soils against latitude, $Y = -0.483 + 0.012x$, $r = 0.934$;

b – phosphorus accessible to plants against latitude, $Y = -0.112 + 0.003x - 2.271x^2$, $r = 0.893$;

c – phosphorus in podzolic soils against longitude, $Y = 1.297 - 0.098x + 0.002x^2$, $r = 0.757$;

d – phosphorus in podzolic-rusty soils on longitude, $Y = 0.793 - 0.056x + 0.001x^2$, $r = 0.772$.

zasadzie sorpcji wymiennej z kationami glinu, żelaza, jak i wodorotlenkami tych pierwiastków, wśród których formy żelaza są silniejszymi sorbentami w porównaniu z różnymi formami glinu (Sinha 1971; Pokojka 1976, 1979c; Czepińska-Kamińska 1992; Szafranek 2000). W głębszych poziomach mineralnych udział fosforu dostępnego dla roślin wynosi już tylko 1–5% ogólnego zapasu fosforu.

W glebach biellicowo-rdzawych udział P_a w P_o zmniejsza się wraz ze wzrostem głębokości w profilu. W poziomach próchniczo-eluwialnych wynosi około 10% po czym obniża się do 1–5% w poziomie skały macierzystej. W poziomie tym można, w kilku profilach zaobserwować lekki wzrost udziału fosforu dostępnego dla roślin w odniesieniu do formy ogólnego zapasu tego pierwiastka. Wskazywać to może na przemieszczanie się tej formy fosforu w głąb gleby, jak również może być powodowane mniejszym pobieraniem fosforu z dolnych części profili glebowych przez rośliny.

Zawartość fosforu ogółem, jak i fosforu dostępnego dla roślin w poziomie próchnicznym zarówno gleb biellicowych, jak i gleb biellicowo-rdzawych, charakteryzuje się istotnym statystycznie związkiem z położeniem geograficznym. Biorąc pod uwagę rozciągłość południkową, można zaobserwować wyraźny wzrost zawartości tych dwu form fosforu w kierunku północnym (ryc. 35 a, b). Natomiast w przypadku rozciągłości równoleżnikowej obniżanie się ich wielkości na obszarze Polski. Szczególnie dotyczy to zawartości ogólnej fosforu, zarówno w glebach biellicowych, jak i biellicowo-rdzawych (ryc. 35 c, d).

8. PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE WYBRANYCH CHEMICZNYCH, DIAGNOSTYCZNYCH WSKAŹNIKÓW PEDOGENICZNYCH GLEB BIELICOZIEMNYCH

Na podstawie zawartości różnych form żelaza i glinu oraz ich wzajemnych relacji określa się nie tylko takie kryteria paleopedologiczne, jak na przykład stopień zwietrzenia materiału (patrz rozdział 7.4.8), ale również stopień zaawansowania procesów pedogenicznych w rozwoju danej gleby. Zależności jakie występują 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 do zdefiniowania diagnostycznych kryteriów wydzielania poziomu spodic w przypadku gleb bielicowych i syderic w glebach rdzawych (Mokma, Buurman 1982; Mokma 1983; Bednarek 1991; WRB 1998).

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 (1998) kryteriów, suma amorficznego glinu (Al_e) i 1/2 amorficznego żelaza (Fe_e) winny stanowić minimum 0,5% masy gleby. W badanych glebach bielicowych wartość ta kształtuje się na poziomie od 0,35% w profilu 17 do 1,16% w profilu 3 (tab. 29), zaś w glebach bielicowo-rdzawych od 0,21% (w profilu 39) do 0,51% (w profilu 8). Cztery spośród analizowanych gleb bielicowych spełniają niniejsze wymagania (profile: 1, 3, 15, 24), natomiast wśród gleb bielicowo-rdzawych, tylko profil z północnej Finlandii charakteryzuje się wartością wskaźnika ponad 0,5%, co wskazuje na silny proces bielicowania tej gleby. Ostatnio, pojawiły się jednak liczne opinie środowiska gleboznawców wykazujące, że zaproponowana przez WRB (1998) wartość wskaźnika jest zbyt wysoka, ponieważ wiele gleb bielicowych spełniających pozostałe kryteria morfologiczno-chemiczne, charakteryzuje się jego wartością poniżej 0,5%²⁵. Zdarza się również, że większa koncentracja amorficznego glinu i żelaza występuje w podpoziomie Bfe w porównaniu z Bh, lub poziomie Bv w zestawieniu z BfeBv. Taki przebieg zjawiska zarejestrowano w profilu 3 i 18 analizowanych gleb.

Przestrzenna zmienność wskaźnika zawartości amorficznego żelaza i glinu w glebach bielicowych charakteryzuje się wzrostem jego wartości w poziomie diagnostycznym spodic gleb najmłodszych, będących obecnie pod najsilniejszym oddziaływaniem czynników egzogenicznych (profile 1, 3) oraz najstarszych spośród analizowanych pedonów (profili 24). Podobne spostrzeżenia można znaleźć w opisie gleb bielicowych stanu Michigan w USA (Mokma 1991), w którym autor zwrócił uwagę na wzrost zawartości amorficznego glinu i żelaza, jaki następuje w poziomie spodic wraz z wiekiem gleb.

²⁵ Między innymi, taka sugestia padła podczas seminarium polsko-niemieckiego w roku 2000 (R. Bednarek – informacja niepublikowana).

Tabela 29. Wartości wskaźników charakteryzujących chemiczne kryteria procesu bielcowania

Numer profilu	$Al_0 + 1/2 Fe_0 B$	$\frac{Al_0 + 1/2 Fe_0 B}{Al_0 + 1/2 Fe_0 E}$	$\frac{Fe_d B}{Fe_d E}$	W_i	$C_p + Al_p + Fe_p B$	$\frac{C_p + Al_p + Fe_p B}{C_p + Al_p + Fe_p A}$	$\frac{C_p B}{Al_p + Fe_p B}$
	%		%				
	a	b	c		d	e	
gleby bielcowe							
1	0,50	13,0	16,8	1,03	1,45	112	23,7
3	1,16	20,8	27,5	1,79	2,38	130	9,1
12	0,45	5,2	5,0	1,37	2,41	173	10,7
15	0,63	5,9	6,2	0,76	1,22	104	7,6
16	0,38	3,8	4,2	0,65	1,00	110	6,6
17	0,35	6,1	18,6	0,42	1,13	115	7,2
24	0,83	9,3	6,2	2,29	2,62	159	7,4
26	0,49	4,0	2,7	0,57	1,22	106	8,2
gleby bielcowo-rdzawe							
8	0,51	3,0	1,1	0,03	0,53	86	10,7
25	0,24	2,0	1,6	0,05	0,41	88	11,8
31	0,27	2,7	1,3	0,16	0,27	58	6,8
39	0,21	1,6	1,5	0,02	0,45	86	16,7
18	0,25	2,3	1,7	0,08	0,44	73	13,3

Objaśnienia:

a. wskaźnik zawartości amorficznego żelaza i glinu w poziomie wzbogacania, wg WRB (1998); b. wskaźnik przemieszczania amorficznego żelaza i glinu wg WRB (1998); c. wskaźnik przemieszczania wolnego żelaza, wg Koneckiej-Betley (1968) i Bednarek (1991); d. wskaźnik iluwacji (W) według Mokmy (1983); e. wskaźnik zawartości kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych w poziomie wzbogacania, wg Mokmy (1983); f. relacje pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym a poziomach diagnostycznych spodic i syderic, wg Mokmy (1983) i Bednarek (1991); g. charakterystyki kompleksów nieruchliwych (Mokma 1983)

Innym kryterium diagnostycznym używanym do klasyfikacji gleb bielicoziemnych, a zaproponowanym przez WRB (1998), jest wskaźnik przemieszczania amorficznych form żelaza i glinu, określony jako stosunek ich zawartości w poziomie eluwalnym (diagnostycznym albie) do wzbogacania (diagnostycznego spodic lub syderic), wyrażony matematycznie jako: $(Al_0 + 1/2 Fe_0 B) / (Al_0 + 1/2 Fe_0 E)$. Według propozycji WRB (1998), minimalna wartość tego wskaźnika w przypadku gleb bielcowych powinna wynosić 2, co wskazuje, że poziomy diagnostyczne spodic powinny zawierać co najmniej dwa razy więcej amorficznych form żelaza i glinu, aniżeli poziom eluwalny. Wszystkie spośród analizowanych gleb bielcowych spełniają to kryterium bowiem wartość wskaźnika waha się od 3,8 w profilu 16 do 20,8 w profilu 3. Najwyższe wartości występują w glebach północnych regionów (profile 1 i 3) oraz w profilu położonym we wschodniej części obszaru badań na Nizinie Berezynsko-Desnańskiej (profil 24), najniższe zaś na obszarze Polski (tab. 29). Również w przypadku gleb bielcowo-rdzawych największą wartość wskaźnika odnotowano w glebie położonej w środkowej

Finlandii (profil 8). Jakkolwiek w glebach bielcowo-rdzawych wartości te są znacznie mniejsze i wynoszą od 1,6 w profilu 39 do 3,0 w profilu 8, to zgodnie z wytycznymi WRB (1998) tylko profil 39 charakteryzuje się mniejszym przemieszczeniem amorficznego żelaza i glinu aniżeli wymogi stawiane jako kryterium klasyfikacyjne dla gleb powstałych w wyniku lub też przy współdziałaniu procesu bielcowania. Uzyskany wynik wskazuje na dość silny proces iluwiacji, jaki zachodzi w analizowanych glebach bielcowo-rdzawych.

Podobne zróżnicowanie przestrzenne wykazuje wskaźnik iluwiacji (W) określony przez Mokmę (1983) jako: $\sum_B C_p Al_p Fe_p - \sum_A C_p Al_p Fe_p$. Wśród gleb bielcowych najwyższą jego wartość (2,29) uzyskano dla profilu położonego na Nizinie Berezynsko-Desnańskiej (profil 24), a następnie w glebach północnej Laponii (profil 1 i 3), gdzie wynosi odpowiednio 1,03 i 1,79 (tab. 29). Gleby z obszaru naszego kraju charakteryzują się małą zmiennością wartości wskaźnika (0,42–0,76). W glebach bielcowo-rdzawych wartość wskaźnika iluwiacji waha się od 0,02 do 0,16, czyli jest niewiele większa od 0, co jest charakterystyczne dla tego typu gleb (*Systematyka Gleb Polski* 1989).

Wskaźnik przemieszczania wolnego żelaza Wp_{Fe} , zaproponowany został przez K. Konecką-Betley (1968) i określony jako stosunek zawartości F_d w dwu sąsiednich poziomach genetycznych: próchniczo-eluwialnym lub eluwialnym a spodic w glebach bielcowych, lub syderic w glebach rdzawych. W analizowanych glebach bielcoziemnych wskaźnik ten charakteryzuje się zróżnicowanymi wartościami. W przypadku gleb bielcowych jego wartość waha się od 2,7 w profilu 26 do 27,5 w profilu 3 (tab. 29). Wskazuje to na znaczne różnice w przemieszczaniu wolnego żelaza w analizowanych glebach. Najwyższe wartości odnotowano w glebach położonych w północnych regionach (profile 1 i 3), czyli obszarach najsilniejszego (współcześnie) oddziaływania czynników egzogenicznych oraz, w okolicach Józefowa w południowej Polsce, w najstarszych osadach związanych ze zlodowaceniem Sanu II (profil 17). Pozostałe gleby nie wykazywały istotnych różnic, a uzyskane wartości wahały się od 2,7 do 6,2. Podobne wyniki dla obszaru naszego kraju uzyskała K. Konecka-Betley (1968). Zupełnie inaczej wartości wskaźnika kształtują się w glebach bielcowo-rdzawych (tab. 29). Wartość wskaźnika, jak i jego zróżnicowanie pomiędzy profilami jest dużo mniejsze i waha się od 1,1 w profilu 8 do 1,7 w profilu 18. Porównywalne wyniki dla gleb bielcowo-rdzawych północnej Polski przedstawiła R. Bednarek (1991).

Kolejnym, istotnym kryterium diagnostycznym w ocenie procesów bielcowania jest stosunek molowy węgla organicznego do sumy glinu i żelaza oznaczonych w wyciągu pirofosforanowym. Bardzo często jest on wykorzystywany do wyznaczania poziomów diagnostycznych spodic i syderic (Mokma, Buurman 1982; Bednarek 1991; Karlton i in 2000). Na nim opartych jest wiele klasyfikacji gleb, w tym również w naszym kraju (*Systematyka Gleb Polski* 1989). Według D. Mokmy (1983), kompleksy żelazowo-glinowo-próchniczne charakteryzują się różnym stopniem ruchliwości. Ustalił on, że gdy stosunek ten jest

większy od 5,8, ale mniejszy od 25, to kompleksy te stają się nieruchliwe. W poziomach diagnostycznych spodic wszystkich analizowanych gleb bielcowych, jak i poziomach syderic gleb bielcowo-rdzawych, uzyskane stosunki molowe $C_p/(Al_p+Fe_p)$ spełniają niniejsze kryterium (tab. 29), a wartość tego wskaźnika waha się od 6,6 w profilu 16 do 23,7 w profilu 1. W poziomach eluwalnych położonych powyżej poziomu spodic, wartości omawianego stosunku molowego były dużo wyższe i wynosiły od 29 w profilu 15 do 103,6 w profilu 3. Podobnie, w poziomach próchniczno-eluwalnych gleb bielcowo-rdzawych określone stosunki molowe były większe od 25 (tab. 29). Świadczy to o ruchliwości kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w górnych partiach analizowanych profili glebowych i ich bardzo ograniczonej mobilności w poziomach diagnostycznych spodic i syderic.

D. Mokma (1983) zaproponował jeszcze dwa wskaźniki diagnozujące przebieg procesów bielcowania w profilach glebowych, a opartych na ocenach zawartości kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poszczególnych poziomach genetycznych. Wskazał on na następującą prawidłowość – poziom diagnostyczny spodic winien zawierać ponad 0,5% kompleksowych połączeń próchnicy z R_2O_3 określanych na podstawie wyników uzyskiwanych w czasie ekstrahowania prób w pirofosforanie sodu. Wszystkie z badanych gleb bielcowych spełniają to kryterium, bowiem wartość sumy $C_p+Al_p+Fe_p$ waha się od 1,0% w profilu 16 do 2,64% w profilu 24. W przypadku gleb bielcowo-rdzawych jest ona znacznie niższa i wynosi od 0,27% w profilu 31 do 0,53% w profilu 8 (tab. 29). Wyniki te również odpowiadają kryteriom klasyfikacji gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych zaproponowanym przez R. Bednarek (1991), w której autorka wartość wskaźnika 0,5% określiła jako graniczną, pomiędzy tymi dwoma typami gleb. Przestrzenne zróżnicowanie zawartości kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomach diagnostycznych spodic i syderic charakteryzuje się największym ich udziałem w glebach położonych w północnych (profile: 1, 3, 8) oraz wschodnich (profil 24) regionach obszaru badań.

Drugi wskaźnik wykorzystuje relacje jakie zachodzą pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym i poziomach diagnostycznych spodic oraz syderic. Według D. Mokmy (1983), a następnie R. Bednarek (1991), zawartość kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie diagnostycznym spodic jest większa od ich udziału w poziomie próchnicznym, natomiast w glebach bielcowo-rdzawych poziom próchniczny charakteryzuje się większym ich udziałem w stosunku do poziomu diagnostycznego syderic. Wszystkie spośród analizowanych profili zarówno gleb bielcowych, jak i gleb bielcowo-rdzawych spełniają również to kryterium (tab. 29). W glebach bielcowych największe różnice pomiędzy zawartością kompleksów w omawianych poziomach występują w profilach: 12 (73%), 24 (159%) i 3 (130%), co wskazuje na najsilniejsze przemieszczanie kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w glebach najstarszych oraz położonych w obszarach o współcześnie bardzo intensywnie przebiegających procesach

przemiywania. W glebach biellicowo-rdzawych duże różnice pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym a diagnostycznym syderic charakteryzują najsłabszy proces ich przemieszczania, w wyniku którego zdecydowana większość omawianych kompleksów chemicznych akumulowana jest w poziomie A. Największe różnice w ich zawartości stwierdzono w najstarszych glebach Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich – profil 18 (73%) – tab. 29.

9. WŁAŚCIWOŚCI PEDOLOGICZNE JAKO CECHY DIAGNOSTYCZNE GEOGRAFICZNEGO ZRÓŻNICOWANIA GLEB BIELICOZIEMNYCH

Na podstawie statystycznej oceny związków (analizy regresji i korelacji) pomiędzy określonymi właściwościami morfologicznymi, fizycznymi i biochemicznymi poziomów próchnicznych, diagnostycznych oraz skały macierzystej gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych a szerokością i długością geograficzną wykazano, że niektóre spośród właściwości charakteryzują się przestrzenną zmiennością wartości, które istotnie związane są z położeniem geograficznym profilu (patrz rozdział 6). Właściwości te uznano za cechy diagnostyczne przestrzennego zróżnicowania pedologicznego. Trzeba zaznaczyć, że w przypadku stwierdzenia (pomimo uzyskanej innej siły związku i formuły matematycznej dla tej zależności) diagnostycznej roli, jaką spełnia dana właściwość gleby w jednym z poziomów genetycznych, była ona również istotna dla pozostałych poziomów w profilu.

Z uwagi na różne sekwencje cech, które uzyskano w poszczególnych kombinacjach analizy (typy gleb – współrzędne geograficzne), podzielono je na dwie grupy. Pierwsza objęła właściwości, które okazały się statystycznie istotnie związane z położeniem geograficznym we wszystkich czterech wariantach analizy, to znaczy określonych dla gleb bielcowych oraz bielcowo-rdzawych w odniesieniu do długości i szerokości geograficznej. Nazwano je diagnostycznymi cechami uniwersalnymi. Natomiast te, które wystąpiły tylko w jednym typie gleby lub w przypadku jednej współrzędnej geograficznej określono jako diagnostyczne cechy specyficzne.

Spośród 51 właściwości gleb²⁶ i czterech podstawowych charakterystyk gleb²⁷ analizowanych we wszystkich profilach oraz relacji pomiędzy różnymi formami glinu i żelaza określonymi dla wybranych profili, tylko 24 można uznać za cechy diagnostyczne (ryc. 36 i 37), z czego 17 wykazuje istotne różnice we wszystkich wariantach analizy statystycznej, czyli można je uznać jako cechy uniwersalne. Wśród nich znalazły się dwie cechy morfologiczne, trzy substraty glebowe, trzy właściwości fizyczne i dziewięć właściwości biochemicznych (tab. 30). Pozostałe siedem to cechy specyficzne, typowe tylko dla jednej grupy systematycznej gleb (bielcowych lub bielcowo-rdzawych) oraz jednej z dwóch (południkowej lub równoleżnikowej) rozciągłości geograficznych.

²⁶ Miąższość poziomów: O, A i mineralnych; barwa poziomów diagnostycznych; zawartość frakcji: szkieletowej, piasku, pyłu, części spławialnych; zawartość minerałów nieodpornych; gęstość właściwa i objętościowa; porowatość; wilgotność chwilowa; pojemności wodne: polowa i kapilarna; zapasy wody glebowej w stanie polowej i kapilarnej pojemności wodnej; maksymalna higroskopijność; pojemność powietrzna; zawartość: węgla organicznego, azotu ogółem, azotu amonowego i azotanowego; C:N, Ch:Cf; stopień humifikacji; zawartość wymiennych kationów zasadowych: Ca, Mg, K, Na; suma zasadowych kationów wymiennych; pojemność sorpcyjna; stopień nasycenia kompleksu sorpcyjnego kationami: $V_{Ca}, V_{Mg}, V_{K}, V_{Na}, V_{H}$; suma kationów o charakterze zasadowym; wymienny wodór i glin; kwasowości: czynna, wymienna i hydrolityczna; aktywność dehydrogenazy mleczanowej; fosfor ogółem i dostępny dla roślin.

²⁷ Wskaźniki: Nm, Wo, Z_{ppw}/Z_{kpw} , Ui.

Tabela 30. Wykaz geograficznie zróżnicowanych właściwości gleb uznanych za uniwersalne cechy diagnostyczne zmienności przestrzennej gleb bielicoziemnych

Cechy diagnostyczne		
właściwości morfologicznych	substratu oraz właściwości fizycznych	właściwości biochemicznych
<ul style="list-style-type: none"> • miąższość poziomu O • miąższość solum gleby 	<ul style="list-style-type: none"> • zawartość mineralów nieodpornych we frakcji ciężkiej • wskaźnik niejednorodności materiału • wskaźnik obróbki materiału • wskaźnik deficytu wilgotności chwilowej gleby w stosunku do wilgotności w stanie PPW • stosunek zapasu wody glebowej w stanie polowej pojemności wodnej do kapilarnej pojemności wodnej • pojemność powietrzna 	<ul style="list-style-type: none"> • zapas węgla organicznego • stosunek zawartości węgla kwasów huminowych do węgla kwasów fulwowych • stopień humifikacji • aktywność dehydrogenazy mleczanowej w poziomach O i A • zawartość fosforu ogółem i dostępnego dla roślin • wymienny glin • wymienny wodór • kwasowość wymienna • relacje pomiędzy różnymi formami glinu i żelaza

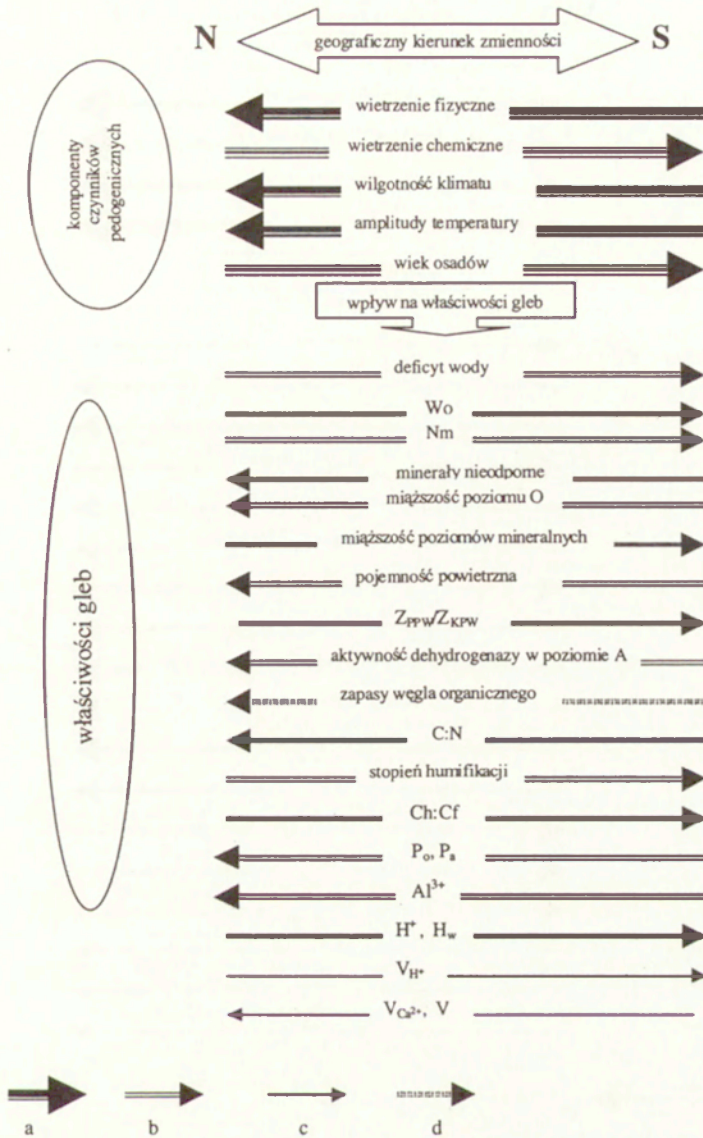
Badając przestrzenną zmienność właściwości gleb w poszczególnych ich typach w odniesieniu do współrzędnych geograficznych stwierdzono, że liczba cech diagnostycznych charakteryzujących poszczególne zależności przedstawia się następująco (ryc. 36, 37):

– gleby bielico-rdzawe w relacji z szerokością geograficzną – 22 cechy, w tym 17 uniwersalnych oraz 5 specyficznych: stosunek C:N, V_{c2+} , V_{H+} , V, N;

– gleby bielicowe w relacji z długością geograficzną – 20 cech, w tym 17 uniwersalnych oraz 3 specyficzne: wskaźnik elastyczności gleb Ulricha, C:N, $N-NH_4^{+}$

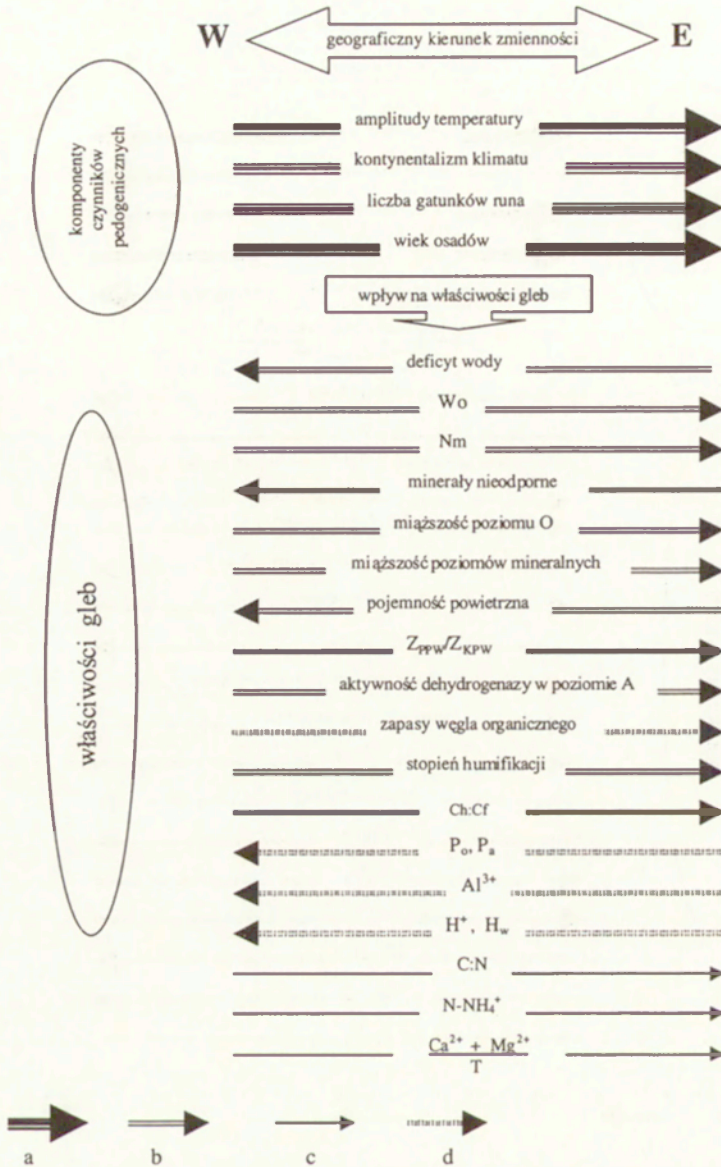
– gleby bielicowe w relacji z szerokością geograficzną – 19 cech, w tym 17 uniwersalnych oraz 2 specyficzne: nasycenie barwy podpoziomu Bh, stosunek C:N;

– gleby bielico-rdzawe w relacji z długością geograficzną – 17 cech, tylko uniwersalne.



Ryc. 36. Kierunki wzrostu oddziaływania wybranych czynników pedogenicznych na badane gleby i wielkości danej cechy diagnostycznej wzdłuż rozciągłości południkowej (a – linie kierunków wzrostu czynników pedogenicznych, b – kierunki wzrostu wartości cechy w glebach bielcowych i bielcowo-rdzawych, c – kierunki wzrostu wartości cechy tylko w glebach bielcowo-rdzawych, d – cecha charakteryzująca się silnym wpływem warunków lokalnych na jej zmienność przestrzenną)

Directions of increase in the impact of selected pedogenic factors on the studied soils and magnitudes of the given diagnostic feature along the meridian (a – direction lines for the increased impact of pedogenic factors, b – directions to increase in values of features in podzolic and podzolic-rusty soils, c – directions to increase in values of feature in podzolic-rusty soils only, d – feature characterising strong influence of local conditions on its spatial variability)



Ryc. 37. Kierunki wzrostu oddziaływania wybranych czynników pedogenicznych na badane gleby i wielkości danej cechy diagnostycznej wzdłuż rozciągłości równoleżnikowej (a – linie kierunków wzrostu czynników pedogenicznych, b – kierunki wzrostu wartości cechy w glebach bielcowych i bielcowo-rdzawych, c – kierunki wzrostu wartości cechy tylko w glebach bielcowych, d – cecha charakteryzująca się silnym wpływem warunków lokalnych na jej zmienność przestrzenną)

Directions to increase in impact of selected pedogenic factors on the studied soils and magnitude of given diagnostic feature along parallel (a – direction lines for the increased impact of pedogenic factors, b – directions to increase in values of features in podzolic and podzolic-rusty soils, c – directions to increase in values of features in podzolic-rusty soils only, d – feature characterising strong influence of local conditions on its spatial variability)

Z uwagi na zróżnicowanie przestrzenne analizowane cechy diagnostyczne podzielić można na dwie grupy.

Grupa I – zmienność geograficzna ma charakter ciągły o czym decydują głównie czynniki w skali ponadregionalnej, a zależność pomiędzy cechą a współrzędnymi geograficznymi wyrażona jest modelem regresji liniowej. W grupie tej wyróżniono 3 cechy diagnostyczne:

- miąższość poziomu organicznego (ryc. 6),
- zawartość minerałów nieodpornych (ryc. 9),
- zawartość $N-NH_4^+$ (ryc. 25).

Grupa II – zmienność geograficzną cech gleby wyraża model regresji opisany wielomianem drugiego stopnia (pozostałe cechy diagnostyczne), a jej charakter związany jest z silnym, modyfikującym wpływem warunków lokalnych lub regionalnych.

Inne z analizowanych właściwości zachowują się neutralnie w stosunku do położenia geograficznego, co oznacza, że ich przestrzenne zróżnicowanie jest bardziej wyrównane od zróżnicowania cech diagnostycznych, lub wykazuje dużą zmienność losową. Wynika to z determinującego wpływu czynników lokalnych (siedliskowych) na kształtowanie się zmienności danej cechy w profilu glebowym w odróżnieniu od pedologicznych cech diagnostycznych, gdzie wpływ na nie wywarły czynniki pedogeniczne, a zwłaszcza wiek osadów, warunki higrotermiczne oraz szata roślinna. Szerzej zależności te zostaną omówione w rozdziale 11.

10. REGIONALNE ZRÓŻNICOWANIE GLEB BIELICOZIEMNYCH

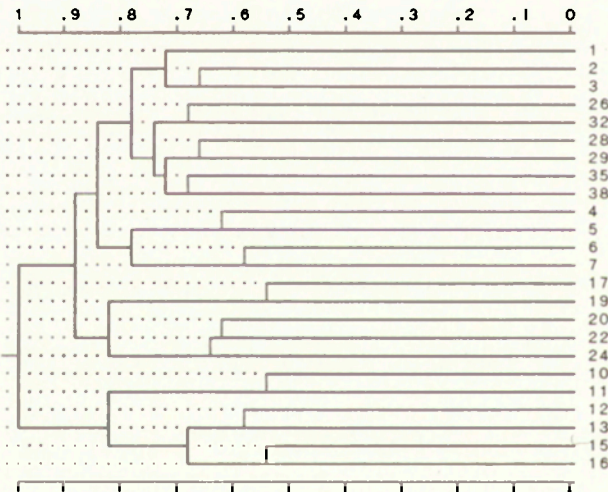
10.1. GLEBY BIELICOWE

Zróżnicowanie właściwości gleb w poziomie próchnicznym

Na podstawie analizy podobieństwa właściwości gleb w poziomach próchnicznych wszystkie badane profile można podzielić na dwie grupy. Pierwszą tworzą głównie gleby Pojezierza Karelskiego, Pojezierzy Wschodniobałtyckich i zachodniej części Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich (profile: 10, 11, 12, 13, 15, 16), drugą zaś pozostałe profile. Należy jednak zaznaczyć, że grupa druga dzieli się na cztery jednostki niższego rzędu, obejmujące następujące regiony geograficzne:

- Laponia (profile: 1, 2, 3);
- Pojezierza Południobałtyckie, Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Środkowomałopolska (profile: 26, 28, 29, 32, 35, 38);
- Ostrobotnia i Pojezierza Fińskie (profile: 4, 5, 6, 7);
- Północne Podkarpacie, Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Nizina Berezyno-Desnańska (profile: 17, 19, 20, 22, 24).

W uzyskanym obrazie zróżnicowania przestrzennego, zwraca uwagę fakt bardzo dużego podobieństwa pomiędzy właściwościami gleb północnej Finlandii i zachodniej Polski (ryc. 38), a więc młodych pedonów kształtujących się w warunkach klimatu wilgotnego.



Ryc. 38. Dendrogram podobieństwa właściwości poziomów próchnicznych w badanych glebach bielicoznych (podobieństwo określone na podstawie odległości Euklidesa, grupowanie metodą Warda)

Dendrogram showing similarity of humus-horizon properties in the studied podzolic soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)

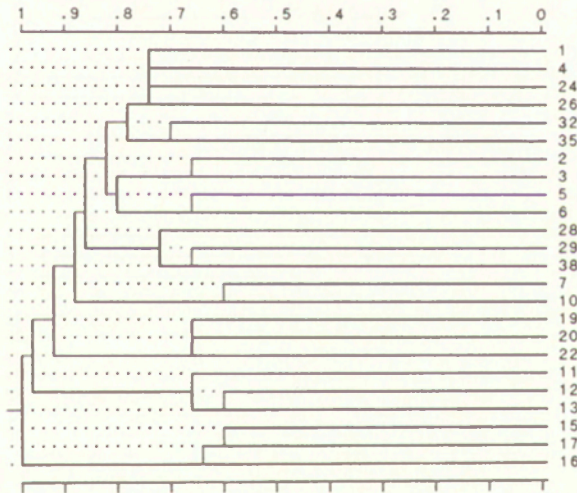
Zróznicowanie właściwości gleb w poziomie skały macierzystej

Analiza podobieństwa właściwości gleb skał macierzystych poszczególnych gleb bielcowych wskazuje na znacznie większe zróżnicowanie badanych profili, w porównaniu z poziomem próchnicznym. Uzyskany podział obejmuje osiem jednostek podstawowych, dodatkowo zróżnicowanych wewnętrznie (ryc. 39):

- Północna Laponia (profile: 2, 3);
- Ostrobotnia i północna część Pojezierza Fińskiego (profile: 5, 6);
- południowa część Pojezierza Fińskiego i Pojezierze Karelskie (profile: 7, 10);
- Pobrzeża i Pojezierza Wschodniobałtyckie (profile: 11, 12, 13);
- południowa część Pojezierza Litewskiego, zachodnia części Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich i Północne Podkarpacie (profile: 15, 16, 17);
- Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Nizina Berezynsko-Desnańska (profile: 19, 20, 22);
- Pojezierza Południobałtyckie i zachodnia część Nizin Środkowopolskich (profile: 28, 29, 38);
- wschodnia część Nizin Środkowopolskich i Wyżyna Środkowomałopolska (profile: 32, 35).

Poziomy skał macierzystych w trzech profilach (1, 4, 24) uznać można za jednostki jednoobiektywne, różniące się od pozostałych.

Uzyskane wyniki potwierdzają dwie hipotezy zaprezentowane w niniejszych badaniach. Pierwszą, o wpływie podobnej pod względem gatunkowym roślinności jako głównego elementu próchnicotwórczego, na niwelowanie różnic prze-



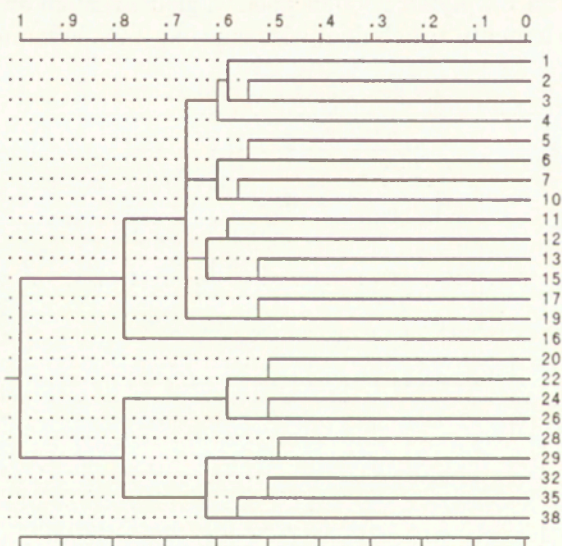
Ryc. 39. Dendrogram podobieństwa właściwości poziomów skały macierzystej w badanych glebach bielcowych (podobieństwa określone na podstawie odległości Euklidesa, grupowanie metodą Warda)

Dendrogram showing similarity of parent rock-horizon properties in the studied podzolic soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)

strzennych właściwości poziomu organicznego i próchnicznego w stosunku do zróżnicowania poziomów mineralnych. Drugą, wskazującą na silne powiązania pomiędzy wiekiem substratu glebowego i wiekiem gleby a jej właściwościami. Świadczy o tym duże podobieństwo pomiędzy właściwościami poziomu C pedonów z obszarów Finlandii oraz północno-zachodniej Polski, czyli pomiędzy glebami wykształconymi w materiale akumulowanym w ostatnim stadiale vistulianu i w holocenie, które istotnie różnią się od gleb wschodniej części obszaru badań powstałych w materiale akumulowanym w czasie zlodowacenia Odry.

Zróżnicowanie właściwości gleb we wszystkich poziomach genetycznych
 Analiza wszystkich właściwości gleb biellicowych określonych dla całego profilu (poziomów mineralnych i organicznego) umożliwiła określenie podobieństwa pomiędzy badanymi glebami. Różnicują się one na dwie duże grupy, dzieląc badany obszar na część północną i południową (ryc. 40). W obrębie każdej z grup można wydzielić mniejsze jednostki, bardzo spójne wewnątrznie. W sumie, gleby biellicowe tworzą sześć jednostek, z uwagi na przestrzenne zróżnicowanie właściwości morfologicznych, fizycznych i biochemicznych. Podział ten wygląda następująco:

- Laponia (profile: 1, 2, 3, 4);
- Ostrobotnia, Pojezierza Fińskie i Pojezierze Karelskie (profile: 5, 6, 7, 10);
- Pobrzeża i Pojezierza Wschodniobałtyckie (profile: 11, 12, 13, 15);



Ryc. 40. Dendrogram podobieństwa badanych gleb biellicowych skonstruowany na podstawie przestrzennego zróżnicowania właściwości gleb we wszystkich poziomach genetycznych (podobieństwo określone za pomocą odległości Euklidesa, grupowanie metodą Warda)

Dendrogram showing similarity of properties in all genetic horizons of the studied podzolic soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)

- Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Północne Podkarpacie (profile: 16, 17, 19);
- Nizina Berezynsko-Desnańska (profile: 20, 22, 24) oraz profil 26;
- Pojezierza Południowobałtyckie, Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Środkowomłopolska (profile: 28, 29 32, 35, 38).

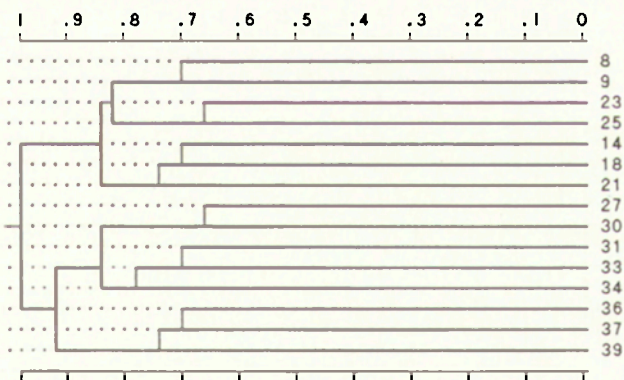
W otrzymanym uporządkowaniu zwraca uwagę pozycja profilu z zachodniej części Pojezierza Południowobałtyckich (nr 26), który charakteryzuje się dużym podobieństwem do gleb Niziny Berezynsko-Desnańskiej. Pomimo znaczących różnic morfologicznych i składu petrograficznego, wiele właściwości fizycznych i chemicznych tych gleb wykazuje duże wzajemne podobieństwo, szczególnie w poziomach powierzchniowych. Otrzymany wynik wskazuje, jak silnie lokalne warunki siedliskowe mogą zaburzać geograficzne zróżnicowanie właściwości gleb, będących następstwem przestrzennej zmienności czynników pedogenicznych, na co zwracano już uwagę we wcześniejszych badaniach autora (Degórski 1998b).

10.2. GLEBY BIELICOWO-RDZAWE

Zróżnicowanie właściwości gleb w poziomie próchnicznym

Analiza podobieństwa właściwości gleb w poziomach próchnicznych poszczególnych profili gleb bielcowo-rdzawych, wskazuje na występowanie dwu dużych grup profili. Pierwszą tworzą gleby północnych i wschodnich regionów obszaru badań, drugą zaś pozostałe, to znaczy położone w jego części południowo-zachodniej (ryc. 41). Następnie każda z nich dzieli się na dwie jednostki niższego rzędu, co w konsekwencji pozwala na wydzielenie czterech grup, statystycznie różnych pod względem analizowanych właściwości gleb. Należą do nich:

- Pojezierza Fińskie i Zachodniobałtyckie (profile: 8, 9, 25);



Ryc. 41. Dendrogram podobieństwa właściwości poziomów próchnicznych w badanych glebach bielcowo-rdzawych (podobieństwo określone na podstawie odległości Euklidesa, grupowanie metoda Warda)

Dendrogram showing similarity of humus-horizon properties in the studied podzolic-rusty soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)

– Pojezierza Południowobałtyckie i Niziny Środkowopolskie (profile: 27, 30, 31, 33, 34);

– Pojezierza Wschodniobałtyckie, Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie, Nizina Berezyno-Desnańska (profile: 14, 18, 21);

– Wyżyna Śląsko-Krakowska i Nizina Śląska (profile: 36, 37, 39).

W poziomie próchnicznym gleb bielcowo-rdzawych zaobserwowano duże podobieństwo właściwości gleb profilu 25 położonego na Pojezierzu Zachodniobałtyckim i profilu 23 leżącego na Nizinie Berezyno-Desnańskiej, czyli pedonów zróżnicowanych pod względem wieku, podobnie jak pomiędzy profilem 26 a profilami 20, 22, 24 w glebach bielcowych.

Zróżnicowanie właściwości gleb w poziomie skały macierzystej

Właściwości poziomu skały macierzystej dzielą analizowane gleby bielcowo-rdzawe na trzy podstawowe grupy ze względu na ich przestrzenne zróżnicowanie: północną, południowo-wschodnią i zachodnią (ryc. 42). Dalsze podziały na jednostki bardziej spójne wewnątrz, z uwagi na podobieństwo kształtowania się właściwości gleb w analizowanych profilach, umożliwiają wydzielenie sześciu grup:

– Pojezierza Fińskie (profile: 8, 9);

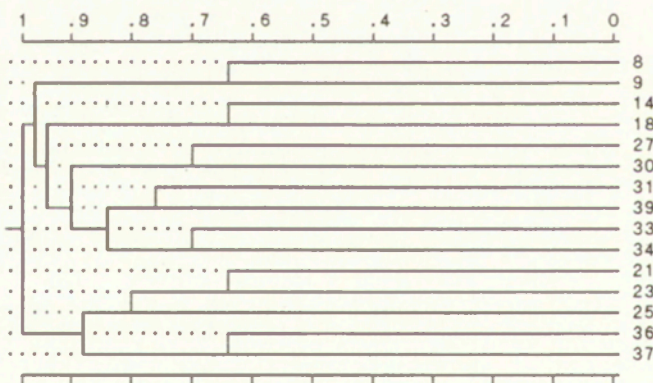
– Pojezierza Wschodniobałtyckie i Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie (profile: 14, 18);

– Pojezierza Południowobałtyckie (profile: 27, 30);

– Niziny Środkowopolskie (profile 31, 33, 34, 39);

– Nizina Berezyno-Desnańska (profile: 21, 23);

– Pojezierza Zachodniobałtyckie i Wyżyna Śląsko-Krakowska (profile: 25, 36, 37).



Ryc. 42. Dendrogram podobieństwa właściwości poziomów skały macierzystej w badanych glebach bielcowo-rdzawych (podobieństwo określone na podstawie odległości Euklidesa, grupowanie metodą Warda)

Dendrogram showing similarity of parent rock-horizon properties in the studied podzolic-rusty soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)

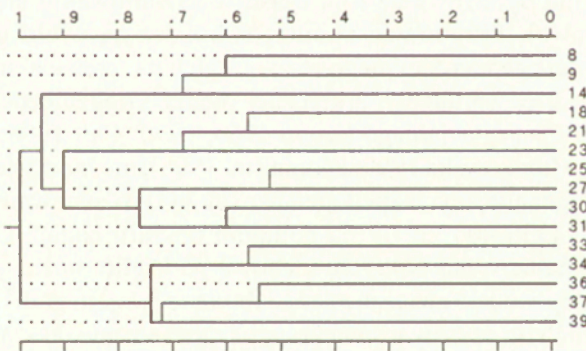
Podobnie jak w glebach bielcowych, również i w glebach bielcowo-rdzawych uzyskano większe zróżnicowanie regionalne z uwagi na zmienność przestrzenną ich właściwości w poziomie skały macierzystej, w porównaniu z poziomami próchnicznymi.

Zróżnicowanie właściwości gleb we wszystkich poziomach genetycznych

Gleby bielcowo-rdzawe w porównaniu z glebami bielcowymi charakteryzują się mniejszym przestrzennym zróżnicowaniem ich właściwości (ryc. 43). Analiza podobieństwa właściwości gleb pomiędzy poszczególnymi profilami gleb bielcowo-rdzawych wskazuje, że tworzą one dwie duże grupy. Pierwsza zawiera profile północnej części obszaru, druga zaś południowej. Gleby północnej części tworzą trzy jednostki regionalne, zaś pozostałe gleby tworzą jedną grupę, o dużym podobieństwie wewnętrznym (ryc. 43). Podział ten przedstawia się następująco:

- Pojezierza Fińskie i Wschodniobałtyckie (profile: 8, 9, 14);
- Pojezierza Zachodnio- i Południobałtyckie (profile: 25, 27, 30) oraz profil 31²⁸;
- Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Nizina Berezynsko-Desnańska (profile: 18, 21, 23);
- Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Śląsko-Krakowska (profile: 33, 34, 36, 37, 39).

Zróżnicowanie pomiędzy właściwościami gleb bielcowo-rdzawych jest dużo większe wzdłuż rozciągłości południkowej (od Finlandii do środkowej Europy), niż w porównaniu ze zróżnicowaniem wzdłuż rozciągłości równoleżnikowej. Sugerować to może, że wiek gleb i element biotyczny-kimatyyczny są czynnikami pedogenicznymi, które najsilniej wpływają na zmienność przestrzenną właściwości analizowanych gleb bielcowo-rdzawych.



Ryc. 43. Dendrogram podobieństwa badanych gleb bielcowo-rdzawych skonstruowany na podstawie przestrzennego zróżnicowania właściwości gleb we wszystkich poziomach genetycznych (podobieństwo określone za pomocą odległości Euklidesa, grupowanie metodą Warda)

Dendrogram showing similarity of properties in all genetic horizons in the studied podzolic-rusty soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)

²⁸ Profil 31 położony jest na Nizinie Północnomazowieckiej.

11. Dyskusja i podsumowanie wyników

Analiza związków pomiędzy czynnikami pedogenicznymi a właściwościami gleb stanowi jeden z głównych nurtów badawczych w gleboznawstwie, którego początki rozwoju wiązać można z powstaniem tej dyscypliny naukowej (Glinka 1926; Yaalon 1997), a zakres przestrzenny takich studiów ograniczony był głównie możliwościami technicznymi. W pracach dotyczących geografii gleb, prezentujących studia przestrzenne w skali ponadregionalnej, do opisu zmienności pokrywy glebowej oraz analizy związków pomiędzy czynnikami pedogenicznymi a właściwościami pedonów, autorzy wykorzystują zwykle kompilację wyników punktowych, zbieranych i opracowywanych przez wiele ośrodków naukowych (Głazowska 1981; Boul i in. 1989; Bednarek, Prusinkiewicz 1997). Prace te mają wartość poznawczą, jednak z uwagi na niejednorodność materiału nie można było zastosować w nich matematycznej analizy podobieństwa do oceny przestrzennej zmienności właściwości gleb.

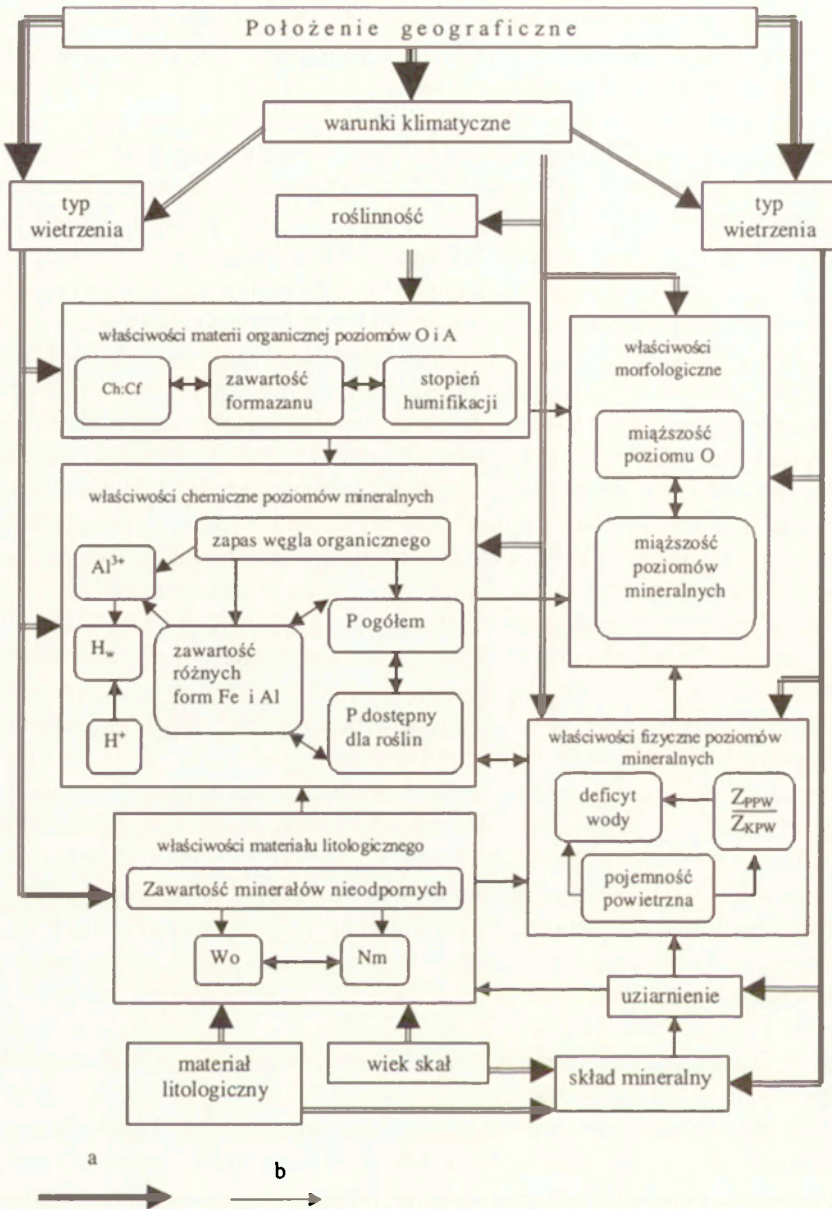
Wyniki zaprezentowane w niniejszej pracy, uzyskane w trakcie wieloletnich badań, mogły być wykorzystane do przeprowadzenia szerokiej analizy porównawczej ponieważ przyjęte procedury dotyczące doboru powierzchni badawczych ograniczały wpływ wielu czynników zewnętrznych, jako dodatkowych zmiennych oddziałujących na przebieg procesów pedogenicznych (patrz rozdział 2). Ważne było także, stosowanie jednakowych metod w badaniach terenowych oraz wykorzystanie tych samych technik analitycznych. Uzyskano zatem dane, które wydają się być cennym uzupełnieniem dotychczasowego stanu wiedzy na temat geografii gleb bielicoziemnych w Europie i współzależności pomiędzy zmiennością przestrzenną ich właściwości a czynnikami pedogenicznymi, wynikającymi z uwarunkowań środowiska przyrodniczego.

Bardzo istotna była również rola czasu w kształtowaniu się analizowanej pokrywy glebowej. Przyjmując zgodnie z koncepcją wielu gleboznawców założenie, że inicjacja ewolucyjnego rozwoju gleb na terenach polodowcowych miała już miejsce w warunkach arktycznej tundry kriogenicznego środowiska postglacjalnego i peryglacjalnego (Kopp 1965, 1970; Catt 1988; Kowalkowski 1988, 2001a, b; Manikowska 1999; Blume i in. 1998), można stwierdzić, że okres procesów morfogenetycznych i pedogenicznych był zróżnicowany od 6–8 ka BP na północy do około 400 ka BP na południu obszaru badań. Czynniki, które ukształtowały analizowaną pokrywę glebową podzielić można zatem na dwie grupy, paleopedogeniczne związane z inicjalnym rozwojem gleb i pedogeniczne, zachodzące w nich do czasów współczesnych. Niezależnie od klasyfikacji genetyczno-czasowej, obie grupy czynników są bezpośrednio zależne od morfogenezy (warunków morfolitologicznych) obszaru badań, uważanej przez wielu gleboznawców za element warunkujący rozwój pokrywy glebowej (Jenny 1961; Huggett 1975; Yaalon 1982; Catt 1988; Kowalkowski 1993, 2001a; Janowska 2001) oraz od zmieniających się w czasie czynników biotyczno-klimatycznych, które determinują dynamikę i typ wietrzenia, ilość i jakość materii organicznej, jak

również cykliczny rozwój całych ekosystemów. Są one uważane za element sterujący rozwojem pedosfery (Jenny 1961; Huggett 1975, 1985; Duchaufour 1982; Birkeland 1984; Kowalkowski 1988; Lundström i in. 2000). Wzajemne powiązania funkcjonalne pomiędzy czynnikami pedogenicznymi sprawiają, że w badanej pokrywie gleb bielicoziemnych ich oddziaływanie jest synergiczne. Trudno jest więc jednoznacznie ocenić, który z zespołu czynników jest istotniejszy w procesie glebotwórczym (ryc. 44).

Dobrym przykładem wieloczynnikowego oddziaływania elementów egzogenicznych zarówno morfologicznych, jak i biotyczno-klimatycznych na właściwości badanych gleb jest stopień przemycia profili wyrażony wskaźnikiem iluwacji ($\sum_B C_p Al Fe_p - \sum_A C_p Al_p Fe_p$) zaproponowanym przez D. Mokmę (1983). Na wartość tego wskaźnika z jednej strony wpływ mają pierwotne właściwości materiału litologicznego determinujące między innymi zasobność gleby w składniki odżywcze, z drugiej zaś czynniki biotyczno-klimatyczne, które poprzez warunki higrotermiczne decydują między innymi o typie i tempie wietrzenia substratu, składzie gatunkowym roślinności, tempie dekompozycji materii organicznej oraz procesów humifikacji i mineralizacji. Na istotność zależności pomiędzy ilością próchnicy w glebach a intensywnością procesu iluwacji zwracano już uwagę w literaturze przedmiotu (Konecka-Betley 1976, 1977; Catt 1988; Janowska 2001). W analizowanych glebach najwyższe wartości wskaźnika iluwacji uzyskano dla pedonów położonych na obszarach o najwilgotniejszym klimacie, jak również o największych zapasach węgla organicznego, czyli w północnej Finlandii i wschodniej Białorusi.

Innym przykładem wspólnego oddziaływania omawianych czynników pedogenicznych jest udział minerałów nieodpornych we frakcji ciężkiej składu mineralnego badanych gleb. Z jednej strony rozwój morfogenetyczny determinował skład mineralny substratu glebowego, ale z drugiej oddziaływanie czynnika biotyczno-klimatycznego poprzez typ wietrzenia fizycznego, chemicznego i biochemicznego również wpływało na ten skład. Stopień zmian wywołanych procesami egzogenicznymi w odniesieniu do właściwości pierwotnych materiału glebowego zależał dodatkowo od czasu ich trwania. Świadczy o tym wprost proporcjonalnie zmniejszający się udział minerałów nieodpornych w substratach glebowych wraz ze wzrostem wieku materiału litologicznego, czasu oddziaływania na niego procesów destrukcyjnych oraz intensywności przebiegu chemicznych lub biochemicznych procesów rozkładu minerałów pierwotnych. Na rolę wietrzenia w tworzeniu się rezyduum oraz jego wpływu na syntezę wtórnych minerałów iłowych zwracano już uwagę w literaturze gleboznawczej (Yaalon 1975; Whalley 1979; Duchaufour 1982; Catt 1988; Lahtinen 1994; Bednarek, Prusinkiewicz 1997). Wskazywano również między innymi na oddziaływanie wtórnych minerałów iłowych na kształtowanie się właściwości chemicznych gleb, szczególnie proporcji w zawartości poszczególnych wymiennych kationów (Farmer, Fraser 1982) oraz na buforowanie kwasów (Ulrich 1981, 1988). W prezentowanych badaniach zaobserwowano



Ryc. 44. Związki pomiędzy czynnikami pedogenicznymi a cechami diagnostycznymi geograficznego zróżnicowania badanych gleb bielocziemnych (a – kierunki oddziaływania czynników pedogenicznych na cechy glebowe, b – powiązania pomiędzy właściwościami glebowymi)

Relationships between pedogenic factors and diagnostic features of geographical variability in the studied podzolic soils (a – directions of influence of pedogenic factors into the soil properties, b – relationship between soil properties)

wzrost udziału wymiennych kationów dwuwartościowych w kompleksie sorpcyjnym gleb wykształconych w południowych i wschodnich regionach, czyli na obszarach o najstarszej pokrywie glebowej, charakteryzujących się największą zawartością wtórnych minerałów ilowych. Na wzrost minerałów ilowych na terenach Białorusi wskazywała N. Pietuchowa (1987).

Z wzajemnym oddziaływaniem czynnika morfolitologicznego i biotyczno-klimatycznego na kształtowanie się właściwości pokrywy glebowej związany jest podział regionalny badanych gleb, uzyskany na drodze analizy statystycznej. Większość analizowanych profili glebowych tworzy grupy, wyznaczone na podstawie podobieństwa właściwości pedonów, nawiązujące do zasięgów poszczególnych zlodowaceń, lub ich stadiów, co może być potwierdzeniem warunkującej roli czynnika morfolitologicznego w procesie pedogenezy. Niekiedy jednak siła związku pomiędzy właściwościami gleb wykształconych z utworów o bardzo różnym wieku sedimentacji pierwotnej była wyższa aniżeli na obszarach położonych w obrębie tego samego lub sąsiednich glacjałów. Dla przykładu, zróżnicowanie między właściwościami gleb wykształconych w najstarszym materiale sedimentacyjnym (Nizina Berezynsko-Desnańska, Północne Podkarpackie) a najmłodszym (Laponia), w przypadku niektórych profili gleb bielcowych i gleb bielcowo-rdzawych było mniejsze, aniżeli pomiędzy glebami powstałymi w utworach zlodowacenia vistulianu (Pojezierza Południowobałtyckie) i Odry (Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie), a więc mniej różniących się wiekiem sedimentacji. Również w przypadku części właściwości gleb bielcowych, nie stwierdzono istotnych statystycznie różnic pomiędzy profilami Pojezierzy Południowobałtyckich, Nizin Środkowopolskich i Wyżyny Środkowo-małopolskiej, czyli pomiędzy obszarami, na których gleby zostały wykształcone w materiale akumulowanym w czasie dwu różnych zlodowaceń (Odry i Wisły). Wynik ten podkreśla dobitnie sterującą rolę czynnika biotyczno-klimatycznego w rozwoju pokrywy glebowej, na którą zwracano uwagę w wielu opracowaniach z zakresu geografii gleb (Terlikowski 1951; Crocker 1952; Prusinkiewicz 1961a; Ugolini i in. 1981; Degórski 1985; Huggett 1985; Catt 1988; Bednarek, Prusinkiewicz 1997; Liski i in. 1997; Manikowska 1999).

Współczesne położenie badanego obszaru w dwu fizjonomiczno-ekologicznych formacjach roślinnych: mezofilnych i higrofilnych lasach iglastych oraz mezofilnych lasach i borach mieszanych (Bohn i in. 1996) wpływa na zróżnicowanie czynnika biotycznego, a zatem na obecny przebieg procesów pedogenicznych. Od położenia geograficznego pedonu w danej przestrzennej jednostce roślinno-ekologicznej, determinowanej również warunkami klimatycznymi, zależał i zależy w ogromnym stopniu przebieg akumulacji, dekompozycji i pionowego rozmieszczenia materii organicznej w profilach, która obok części mineralnej uważana jest za zasadniczą i integralną część każdej gleby (Duchaufour 1982; Catt 1988; Puchalski, Prusinkiewicz 1991).

Wzajemne oddziaływanie tych dwu grup czynników pedogenicznych (morfolitologicznych i biotyczno-klimatycznych) ukształtowało analizowaną

pokrywą glebową, która z uwagi na badane właściwości charakteryzuje się następującym zróżnicowaniem przestrzennym:

1. Gleby wykształcone z najmłodszych, glacjafluwialnych osadów mezozo- i neoholocenu, z silnymi współcześnie procesami destrukcji substratu glebowego (bardzo istotnie różne od pozostałych) – Laponia;

2. Gleby wykształcone z glacjafluwialnych osadów późnego wistulianu i eoholocenu (w przypadku gleb biellicowo-rdzawych wykazujące duże podobieństwo do powstałych w materiale akumulowanym w plenivistulianie) – Ostrobotnia, Pojezierza Fińskie, Pobrzeża i Pojezierza Wschodniobałtyckie;

3. Gleby wykształcone z glacjafluwialnych osadów plenivistulianu (w przypadku gleb biellicowych zachodniej części obszaru badań, nie wykazujące różnic w stosunku do powstałych w materiale stadiału Warty zlodowacenia Odry) – Pojezierza Zachodnio i Południowobałtyckie;

4. Gleby wykształcone z glacjafluwialnych osadów zlodowacenia Odry – zróżnicowane na trzy jednostki, zależnie od położenia geograficznego wzdłuż rozciągłości równoleżnikowej:

– Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Środkowomałopolska (zachodnia część obszaru badań), o największym stopniu oceaniczności klimatu, materiał akumulowany głównie w stadiale Warty zlodowacenia Odry;

– Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie (środkowa część obszaru badań), charakteryzujące się klimatem przejściowym pomiędzy zachodnią a wschodnią częścią analizowanego obszaru, związane z akumulacją materiału geologicznego w stadiale maksymalnym zlodowacenia Odry;

– Nizina Berezyńsko-Desnańska (wschodnia część obszaru badań), o największym kontynentalizmie klimatu, materiał akumulowany w stadiale przedmaksymalnym zlodowacenia Odry.

Nie stwierdzono natomiast istotnych statystycznie różnic pomiędzy profilem wykształconym w najstarszym z badanych sedymentów, związanym ze zlodowaceniem Sanu II, a glebami wykształconymi w osadach zlodowacenia Odry. Profil ten wykazywał dużo cech wspólnych z glebami Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich. Na brak istotnych różnic pomiędzy właściwościami tych gleb mogło mieć wpływ powierzchniowe przykrycie starszych osadów młodszym sedymentem (Maruszczak, Wilgat 1956; Buraczyński 1993; Maruszczak 2001). Rozwój gleb w tym regionie zachodził zatem w zbliżonych uwarunkowaniach litologicznych, biotycznych i klimatycznych do wykształconych w młodszym materiale geologicznym.

Uzyskano również dużą zgodność uporządkowania badanych profili na podstawie analizy podobieństwa właściwości pedonów z przyjętym podziałem makrostrukturalnej, powierzchniowej generacji gleb według A. Kowalkowskiego (1988). Pomimo mniejszego zasięgu przestrzennego gleb biellicowo-rdzawych, których występowania nie stwierdzono w Laponii, w pozostałej części obszaru badań istotność związku statystycznego pomiędzy dwoma typami analizowanych gleb bielicoziemnych a zróżnicowaniem przestrzennym jednostek makro-

strukturalnej, powierzchniowej generacji gleb jest duża. Jakkolwiek gleby bielcowo-rdzawe charakteryzują się mniejszą siłą związku statystycznego z właściwościami litologicznymi substratu w porównaniu z glebami bielcowymi.

Otrzymane na podstawie analizy statystycznej wyniki podziału przestrzennego badanej pokrywy glebowej dowiodły złożonego charakteru oddziaływania czynników pedogenicznych, które dodatkowo uzależnione są od funkcji czasu w procesie pedogenezy.

Procesy pedogeniczne jako zjawiska dynamiczne, określane przez niektórych gleboznawców cykliczno-pulasacyjnymi (Jenny 1941; Kowalkowski 1988, 1993), przebiegają w zmieniających się w czasie warunkach środowiska przyrodniczego (Yaalon 1975; Catt 1989; Manikowska 1999). Zgodnie z wynikami wieloletnich badań nad pedogenezą gleb środkowej Polski prowadzonych przez B. Manikowską (1999) można przyjąć, że w środkowych i południowych regionach analizowanego obszaru, po stadiale warciańskim zlodowacenia Odry, miały miejsce trzy główne okresy pedogenetyczne: eemsko-wczesnovistuliański, środkowo-plenivistuliański i późnowistuliańsko-holoceniński. Z okresami tymi można zatem wiązać początki rozwoju badanych gleb. Najważniejszą jednak fazą pedogeniczną, w której kształtowała się współczesna pokrywa glebowa regionów, na terenie których położone są badane profile, jest okres późnego vistulianu i holocenu (Catt 1988; Kowalkowski 1990, 2001; Bednarek 1991; Nowaczyk 1994; Bronger, Catt 1998; Manikowska 1999). Zgodnie z koncepcją rozwoju pedologicznych układów przestrzenno-czasowych (Jenny 1983, Kowalkowski 1993), w której traktuje się pokrywę glebową jako *kontinuum* funkcjonujące w zmieniającej się czasoprzestrzeni (Morozowa 1994; Manikowska 1999; Friedrich 1999; Kowalkowski 2001), analizowane gleby bielcowe oraz bielcowo-rdzawe środkowej i północnej Europy stanowią chronosekwencję (w rozumieniu Vreekena 1975), charakteryzującą się tym samym kierunkiem rozwoju. Wykształcona ona została w podobnym pod względem morfogenetycznym materiale geologicznym (Aho 1979; Lahtinen, Korhonen 1996; Degórski 1998a), lecz różniącym się wiekiem sedymentacji pierwotnej, jak i okresem oddziaływania procesów egzogenicznych na substrat oraz długością przebiegu procesów wietrzenia wewnątrzglebowego, związanego z acidofilnymi zbiorowiskami roślinnymi. Materiał litologiczny stanowią redeponowane, poligenetyczne piaszczyste utwory glacjafluwalne, o różnym czasie akumulacji. Pomimo podobnej morfogenezy badanych powierzchni (glacjafluwalna akumulacja materiału), która w zasadniczy sposób decydowała o cechach litologicznych materiału geologicznego, stwierdzono pewne zasadnicze różnice i prawidłowości w przestrzennej zmienności teksturalnych właściwości substratu glebowego, nawiązujące nie tylko do wieku osadów, ale również i typu procesów egzogenicznych. Im młodszy materiał sedymentacyjny, charakteryzujący się krótszym okresem dezintegracji i przemywania, tym bogatszy w skalenie i minerały nieodporne we frakcji ciężkiej, o czym wspomniano już we wstępie rozdziału. Młodsze osady o znacznie krótszej drodze transportu ziarn piasku, charakteryzują się również ich słabszym obtoczeniem oraz znacznie mniejszą niejednorodnością materiału w stosunku do starszych utworów, które

podlegały przynajmniej dwukrotnie procesom denudacji powierzchniowej w dolnym i górnym plenivistulianie (Manikowska 1999). Materiał starszych utworów był również przemieszczany na dłuższe dystanse, co wpływało na stopień obróbki ziarn kwarcu. W młodszych utworach natomiast dodatkowym czynnikiem wpływającym na zwiększony udział ziarn graniastych (α) w składzie graniformametrycznym substratu są współczesne intensywne procesy wietrzenia mrozo-wego, jakie zachodzą w północnej części badanego obszaru (Laponia). Wzrost ziarn graniastych kwarcu (charakterystycznych dla typu młodocianego ziarn) w obszarach współcześnie aktywnych wykazywali już w swoich badaniach (Whalley 1975; Yaalon 1975; Kowalkowski; Mycielska-Dowgiałło 1985; Catt 1988; Kowalkowski 1993; Kowalkowski, Kocóń 1998).

Z uwagi na udział części ziemistych w składzie granulometrycznym, badane gleby nie różnią się istotnie pomiędzy sobą. Materiał glacyjfluwalny, z którego zostały one wykształcone, reprezentują piaski luźne, jednak o bardzo różnym udziale frakcji szkieletowej. Największą zawartością tej frakcji charakteryzują się gleby północnej części badanego obszaru, co potwierdza istnienie tam do czasów współczesnych bardzo aktywnego środowiska morfo- i pedogenicznego oraz wskazuje na niewielki transport materiału litologicznego.

Aktywne środowisko morfogenetyczne jest również przyczyną powierzchniowego wzbogacenia gleb północnych regionów obszaru badań we frakcje pyłu. Jej wzrost w uziarnieniu zaobserwowano także w glebach związanych z utworami zlodowacenia Odry, przekształconymi w wyniku procesów peryglacialnych, jakie miały miejsce na tych obszarach głównie w vistulianie. Jest to najlepiej widoczne w glebach Białorusi i południowej Polski. Na podobne prawidłowości w zróżnicowaniu przestrzennym składu granulometrycznego gleb brunatnych północnej i środkowej Europy wskazał J. Melke (1997).

Uziarnienie jest jednym z czynników wpływających na gęstość badanych gleb. Wykazano, że w północnej części Europy wzrost gęstości objętościowej powodowany jest również dużą zawartością węgla organicznego oraz koncentracją korzeni roślin w górnej części profilu. Wpływ materii organicznej na kształtowanie się gęstości objętościowej gleb bielcowych wykazali już w innych częściach świata między innymi E. Alexander (1989) oraz T. Huntington i in. (1989).

W miarę przesuwania się na południe, zwiększa się oddziaływanie wietrzenia chemicznego, które jest czynnikiem powodującym wzrost cząstek koloidalnych. Niemniej jednak w kwaśnym środowisku gleb bielicoziemnych są one niestabilne, rozpuszczane i wymywane z gleb, co sprawia, że korelacje pomiędzy położeniem geograficznym profilu a zawartością cząstek koloidalnych są nieistotne statystycznie. Notowany wzrost frakcji ilastej w niektórych profilach ma charakter lokalny. Niemniej jednak wzrost ten wpływa na troficzność siedlisk. W ubogich glebach jakimi są gleby bielicoziemne, duże znaczenie w kształtowaniu ich właściwości fizyko-chemicznych mają nawet bardzo małe różnice w zawartości frakcji ilastej, szczególnie iltu koloidalnego (Adamczyk 1965; Białousz 1978; Catt 1988; Boul i in. 1989; Degórski 1990, 1998a) czy też różnice we właściwościach teksturalnych ziarn kwarcu (Whalley 1979).

Niezależnie od skali geograficznego zróżnicowania właściwości petrograficznych, granulometrycznych i graniformometrycznych, materiał litologiczny wywierał wpływ na kształtowanie się innych właściwości fizycznych i chemicznych badanych gleb (ryc. 44). Większy udział frakcji drobnych w składzie granulometrycznym gleb bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich, Niziny Berezynsko-Desnańskiej oraz Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, czyli wykształconych w staroglacjalnym materiale litologicznym, który podlegał najdłużej procesom wietrzenia ze wszystkich badanych pedonów, łącznie z dużą zawartością i najlepszą jakością próchnicy (najwyższa wartość Ch:Cf) jest jedną z przyczyn lepszych właściwości wodno-powietrznych tych gleb. W ich profilach zatrzymywana jest największa ilość wody w stanie kapilarnej pojemności wodnej (KPW), utrzymują one największą wilgotność przy swobodnym odpływie grawitacyjnym (PPW) oraz charakteryzują się maksymalną adsorpcją pary wodnej (MH), przy jednocześnie dobrych warunkach aeracji. Sprzyja temu dodatkowo większa porowatość tych gleb w odniesieniu do pozostałych z badanych profili.

Do przestrzennej zmienności właściwości substratu nawiązuje również kierunek zmienności biochemicznych właściwości gleb, które najsilniej związane są z elementami biotyczno-klimatycznymi, takimi jak: stosunki higrotermiczne, czy też typ wietrzenia biochemicznego. Występujący w północnych i wschodnich regionach krótszy okres aktywności biologicznej środowiska, w porównaniu z pozostałymi częściami obszaru badań, ogranicza procesy humifikacji i mineralizacji oraz sprzyja gromadzeniu się materii organicznej, o czym świadczy zróżnicowanie przestrzenne zapasów węgla organicznego (Degórski 2001c). W literaturze przyjmuje się, że różnice regionalne w zapasach węgla organicznego wynikają z czasu jego akumulacji w poziomach glebowych (Liski i in. 1997). Stwierdzono, że na obszarach charakteryzujących się wolniejszymi procesami mineralizacji i humifikacji materii organicznej, w poziomach diagnostycznych występują starsze frakcje węgla niż na terenach o większej aktywności biologicznej. Na podstawie wykonanych w różnych regionach Europy datowań materii organicznej metodą ^{14}C w poziomach diagnostycznych wykazano, że najstarsze frakcje węgla w poziomie Bh określone na 1942 lata występują w północnej Szwecji, na 1260 lat w środkowej Szwecji (Tamm, Ostlund 1960), zaś na 560 lat we Francji (Guillet 1979). Można zatem przyjąć, że w mineralnych częściach profili północnych regionów, proces akumulacji węgla organicznego, a następnie jego mineralizacji zachodzi trzy- czterokrotnie wolniej, aniżeli w glebach południowej części badanego obszaru. Małą aktywność biologiczną gleb położonych na północy i wschodzie obszaru badań, potwierdza mała aktywność dehydrogenazy mleczanowej w poziomie organicznym. Niska temperatura oraz spowolnienie pobierania azotu przez mikroorganizmy i czasowe jego unieruchomienie w nich może być jedną z przyczyn takiego właśnie przebiegu tego procesu (Coleman, Crossley 1995; Robertson i in. 1999). Tereny te charakteryzują się również mniejszą biomasą całkowitą makro- i mikrofauny

glebowej, w porównaniu z południowo-zachodnimi regionami obszaru badań (Jefremow, Degórski 1998; Khotko 1998; Olechowicz 1998).

Biorąc pod uwagę dotychczasową wiedzę dotyczącą geograficznego zróżnicowania zasobów węgla organicznego w glebach bielicoziemnych można przyjąć, że jednym z czynników determinujących jego wielkość są warunki higr termiczne, wpływające na tempo procesów dekompozycji materii organicznej (Prusinkiewicz 1961a; Kononowa 1968; Dziadowiec 1990; Breymeyer, Degórski, Reed 1997, 1998; Breymeyer 1998; Breymeyer, Laskowski 1999), jej humifikację i mineralizację (Wołobujew 1964; Witkamp 1966; Lahdesmaki, Piispanen 1988; Dziadowiec 1990), a następnie obieg węgla w ekosystemie uwarunkowany żyznością siedlisk i strukturą roślinności (Liski 1995).

W przekroju północ-południe największa zawartość węgla organicznego ogółem C_{10} , jak i ekstrahowanego pirofosforanem sodu C_p występuje w glebach południowej Laponii i Pojezierza Fińskiego, zaś z zachodu na wschód w glebach Niziny Berezynsko-Desnańskiej. Zwiększona wilgotność oraz krótszy okres aktywności biologicznej środowiska ograniczają procesy mineralizacji i sprzyjają gromadzeniu się materii organicznej w tych regionach.

W ekosystemach leśnych, a zwłaszcza borowych, istnieją specyficzne warunki tworzenia się próchnicy glebowej. Jej powstawaniu sprzyja ciągły opad organiczny o kwaśnym odczynie (Wołobujew 1964; Puchalski, Prusinkiewicz 1990). Z reguły jest to próchnica nienasycona o stosunkowo dużej ilości grup funkcyjnych zawierających tlen (Kononowa 1968) oraz charakteryzująca się bardzo dużym udziałem frakcji najbardziej ruchliwych. Próchnica o takim składzie chemicznym wykazuje powinowactwo tworzenia połączeń z żelazem i glinem (Dziadowiec 1976, 1990; Pokojska 1992; Bergelin i in. 2000), które w warunkach silnego przemywania gleby łatwo ulegają przemieszczaniu w głąb jej profilu (Lundström i in. 2000b). W poziomie organicznym wszystkich badanych gleb bielicoziemnych, wśród kwasów próchnicznych dominują kwasy fulwowe pierwszej ekstrakcji. Jakkolwiek zaobserwowano wzrost udziału kwasów huminowych i humin wraz z wiekiem gleb, to jednak we wszystkich badanych glebach stosunek kwasów huminowych do kwasów fulwowych jest mniejszy od jedności (od 0,26 do 0,96), co wskazuje na próchnicę o niewielkim stopniu kondensacji pierścieni aromatycznych, czyli bardzo typową dla gleb z zaawansowanymi procesami iluwacji (Kononowa 1968).

Uzyskane wyniki określające zróżnicowanie przestrzenne zawartości form żelaza (Fe_p) i glinu (Al_p) związanych z substancją organiczną zgodne są z geograficzną zmiennością zasobów węgla organicznego. Największe ich wartości stwierdzono w glebach północnej i wschodniej części obszaru badań. W regionach północnych na wzrost ilości połączeń pedogenicznych, szczególnie z substancją organiczną (p), mogą dodatkowo wpływać: największa zawartość żelaza i glinu w materiale macierzystym spośród badanych pedonów, intensywnie przebiegające współcześnie wietrzenie materiału glebowego, jak również wspomniany już frakcyjny skład próchnicy, charakteryzujący się trzykrotną przewagą kwasów fulwowych nad huminowymi oraz dominacją kwasów pierwszej frakcji, które

odpowiedzialne są za połączenia z metalami (Konecka-Betley 1968; Yaalon 1975; Bednarek 1991; Melke 1997; Bergelin i in. 2000; Lundström 2000b).

W północnej części obszaru badań stwierdzono również największe zawartości analizowanych form fosforu (fosfor ogółem i dostępny dla roślin). W dotychczasowych badaniach zwrócono uwagę na duże powinowactwo zawartości nieorganicznych form żelaza (Fe_{oc}) i glinu (Al_{oc}) do fosforanów (Mc Keague i in. 1971; Pokojaska 1979c; Mokma 1991). W prezentowanych studiach, największe ilości nieorganicznych form żelaza i glinu, jak i zapasów węgla stwierdzono właśnie w glebach Laponii. Z tym faktem, można wiązać również wzrost zawartości fosforu w tych glebach. Z danych zamieszczonych w literaturze gleboznawczej wynika również, że przemieszczanie fosforu w glebach bielcowych odbywa się w trójskładnikowych kompleksach: kwas próchniczny–metal–fosforan (Sinha 1971; Pokojaska 1976, 1979c; Czępińska-Kamińska 1992). W analizowanych glebach północnej i wschodniej części obszaru badań odnotowano największe różnice w pionowym zróżnicowaniu określonych form fosforu w pedonach o największych zawartościach nieorganicznych form żelaza i glinu oraz próchnicy. Wzrost nieorganicznych form żelaza i glinu oraz zawartości materii organicznej w porównaniu ze środkową częścią obszaru badań stwierdzono także w glebach najstarszych na Wysoczyznach Podlasko-Białoruskich i Nizinie Berezynsko-Desnańskiej. Jedną z przyczyn mniejszej zawartości form nieorganicznych żelaza (Fe_{oc}) i glinu (Al_{oc}) w glebach tej części kontynentu może wynikać z inhibicyjnego wpływu materii organicznej na procesy krystalizacyjne związków żelaza i glinu (Schwertmann 1966; Pokojaska 1979c), szczególnie kwasów huminowych (Skłodowski 1974; Bergelin i in. 2000), których udział w składzie frakcyjnym próchnicy gleb polskich i białoruskich wzrasta w porównaniu z pedonami regionów położonych na północy obszaru badań.

Większa zawartość kwasów huminowych w składzie frakcyjnym próchnicy gleb powstałych z materiału starogłacialnego w porównaniu z pozostałymi glebami, może być również przyczyną utrudnionej krystalizacji tlenków żelaza w południowych i wschodnich regionach obszaru badań. Rola próchnicy w procesie spowalniania krystalizacji żelaza przez substancję organiczną i jony fosforanowe została już udokumentowana w literaturze przedmiotu (Schwertmann 1964, 1966; Pokojaska 1976; Bednarek, Pokojaska 1996; Melke 1997). Pomimo, że w badanych glebach, wraz z wiekiem osadów oraz gleb, następuje zmniejszanie się wartości wskaźnika Schwertmanna (Fe_o/Fe_d), to jednak różnice jego wartości pomiędzy poszczególnymi profilami są istotne statystycznie, przy wysokim ryzyku błędu. To małe zróżnicowanie może być następstwem wzrostu form aktywnych próchnicy w kierunku południowym i wschodnim badanego obszaru. Jedynie gleba z terenu najbardziej wysuniętego na wschód (profil 24), wykształcona w najstarszym materiale sedymentacyjnym, charakteryzuje się najmniejszą zawartością "młodych" tlenków żelaza.

W wielu pracach z zakresu paleopedologii wskazywano, że w glebach wykształconych w podobnym materiale litologicznym i o zbliżonych warunkach topoklimatu, wraz z ich wiekiem wzrasta stopień przekształcenia krzemianów

żelaza w tlenki tego pierwiastka (Pokojska 1979a; Catt 1988; Arduino i in. 1986; Mokma 1991; Bednarek, Pokojska 1996). Wyrazem tego jest między innymi wzrost udziału żelaza wolnego (Fe_0) w ogólnej zawartości tego pierwiastka w glebie. Uzyskane wyniki badań są zgodne z tymi prawidłowościami. Największą zawartość Fe_0 w Fe_z zanotowano w profilach Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich i Niziny Berezynsko-Desnańskiej, czyli obszarach o silnie przekształconym materiale litologicznym, w bardzo długim okresie czasu, głównie w warunkach peryglacjalnych.

Ponadto, wysoki udział Fe_0 w Fe_z stwierdzono również w glebach Laponii, które są wykształcone w najmłodszym materiale geologicznym, ale rozwój ich zachodzi w warunkach silnego wietrzenia, głównie kriogenicznego oraz bardzo wysokiej wilgotności gleb. Wskazuje to na bardzo aktywne współcześnie środowisko pedogeniczne. Podobne spostrzeżenia z obszarów północnej Europy (Szwecji i Spitsbergenu) przedstawili w swoich opracowaniach: D. Yaalon (1975); J. Catt (1988); W. Plichta, J. Kuczyńska (1991); A. Kowalkowski (1995, 1998) i J. Melke (1997), zaś Antarktydy – H. Blume i in. (1996), wskazując na rolę, jaką odgrywa bardzo aktywne środowisko pedogeniczne w przekształceniu krzemianów żelaza w tlenki tego pierwiastka.

Zróznicowanie czynników klimatycznych determinujących procesy wietrzenia wpływa również na przebieg obecnie zachodzących procesów pedogenicznych i kształtowanie się właściwości gleb (np. stosunki wodne, kwasowość, właściwości sorpcyjne itd.) – ryc. 44. W północnej i wschodniej części badanego obszaru wietrzenie skał jest na tyle duże, że pomimo przewagi opadów nad ewapotranspiracją i silnym przemywaniem profili, zawartość wymiennych kationów zasadowych, a szczególnie magnezu w poziomie eluwalnym jest większa, aniżeli w podpoziomach Bh. Natomiast w regionach południowo-zachodnich, charakteryzujących się najniższymi wartościami wskaźników higrotermicznych, zaobserwować można wzrost zawartości kationów wymiennych (głównie dwuwartościowych) w podpoziomie wzbogacania Bh w porównaniu z poziomem eluwalnym, pomimo niesprzyjających warunków dla przebiegu sorpcji w tym podpoziomie (np. kwaśny odczyn) oraz małej labilności kationów dwuwartościowych. Świadczy to nie tylko o szybszym wietrzeniu jakie zachodzi na północy badanego obszaru, ale również o silnym przemywaniu profili i wymywaniu kationów wymiennych. Bardzo często wymywanie wymiennego magnezu, jak i innych zasadowych kationów wymiennych z poziomu E jest większe niż ilości uwalniane z wietrzejących skał (Alexander i in. 1994), pomimo, że skały macierzyste tej części Europy w porównaniu ze skałami macierzystymi innych badanych obszarów są bogatsze w ten pierwiastek (Sairanen 1990; Lahtinen 1994). Według J. Jersaka, R. Amundsona i G. Brimhalla (1995) w holocenijskich glebach bielcowych północno-wschodnich regionów USA, charakteryzujących się typową dla tych obszarów intensywnością wietrzenia i przemywania profili, ubytek całkowitej masy sumy zasadowych kationów wymiennych wynosi 10^2 - 10^5 $kg \cdot ha^{-1}$, a równoważony jest on po części przez materię organiczną, która stanowi ważne źródło zasadowych kationów wymiennych.

Rozpatrując zmienność przestrzenną właściwości chemicznych i fizycznych w poszczególnych poziomach genetycznych, należy stwierdzić, że największe różnice ich wielkości pomiędzy profilami występują w skałach macierzystych badanych gleb. Ubogie w składniki chemiczne piaski, charakteryzujące się niekorzystnymi z punktu widzenia funkcjonowania pedosfery właściwościami fizycznymi, są elementem bardzo dynamicznym, zmieniającym swoje właściwości w szerokim spektrum wartości przy niewielkich zmianach czynników pedogenicznych. Największą zaś heterogenicznością charakteryzuje się poziom organiczny, co autor podkreślał w swoich wcześniejszych badaniach (Degórski 2001b). Niemniej jednak, z uwagi na podobny skład próchnicy nadkładowej, której głównymi komponentami są igły sosny i obumarłe części roślin runa należących do hemikryptofitów, mchów i porostów (Solon 1998), a także ze względu na stosowaną przy pobieraniu materiału metodę tzw. "próby mieszanej", wpływ lokalnego zróżnicowania siedliskowego na przestrzenną zmienność właściwości poziomu A został w znacznym stopniu ograniczony. Materia organiczna okazała się zatem czynnikiem niwelującym zróżnicowanie właściwości fizyko-chemicznych w poziomach organicznych i próchnicznych, co w konsekwencji spowodowało, że było ono mniejsze niż w poziomie skały macierzystej. Wynik ten potwierdził wcześniejsze badania autora przeprowadzone w katenie glebowej na obszarze środkowej Polski (Degórski 1990). Największym podobieństwem pomiędzy profilami charakteryzował się natomiast poziom diagnostyczny syderic (Bv) w glebach bielcowo-rdzawych oraz podpoziom wzbogacania Bfe w glebach bielcowych.

Pionowa i pozioma zmienność właściwości badanych gleb bielicoziemnych determinowana przestrzennym zróżnicowaniem czynników pedogenicznych tylko w przypadku 47% analizowanych cech (24 z 51) związana jest z prawidłowościami wynikającymi z geograficznego położenia pedonów. Właściwości te są najsilniej związane z przestrzenną zmiennością czynników pedogenicznych, jak również wiele z nich jest synergicznych względem siebie (ryc. 44). Można je zatem uznać jako diagnostyczne wskaźniki geograficznej zmienności warunków pedogenicznych. W kształtowaniu się pozostałych cech glebowych elementem determinującym są lokalne uwarunkowania siedliskowe.

Na uwagę zasługuje fakt, że ponad 70% (17 z 24) spośród właściwości mających wartość diagnostyczną dla przestrzennego zróżnicowania badanej pokrywy glebowej (wykazujących związki statystyczne z położeniem geograficznym wzdłuż rozciągłości południkowej i równoleżnikowej), występuje zarówno w glebach bielcowych, jak i bielcowo-rdzawych. Uznano je jako tak zwane cechy uniwersalne dla położenia geograficznego analizowanych dwu typów pedonów. Należą do nich: miąższość poziomu organicznego, miąższość solum gleby, zawartość minerałów nieodpornych we frakcji ciężkiej gleby, niejednorodność granulometryczna substratu glebowego, stopień obróbki materiału litologicznego, deficyt wilgotności chwilowej w stosunku do połowej pojemności wodnej, stosunek zapasu wody glebowej w stanie połowej pojemności wodnej do zapasu w stanie kapilarnej pojemności wodnej, pojemność powietrzna, zapas węgla

organicznego, stosunek Ch do Cf, stopień humifikacji, aktywność dehydrogenazy mleczanowej, zawartość fosforu ogółem i dostępnego dla roślin, zawartość wymiennego glinu, zawartość wymiennego wodoru, kwasowość wymienna oraz relacje pomiędzy różnymi formami glinu i żelaza. Otrzymane wysokie wartości współczynników korelacji pomiędzy zmiennością przestrzenną uniwersalnych cech glebowych oraz wskaźnikami charakteryzującymi czynniki pedogeniczne pozwalają stwierdzić, że bielcowanie jest procesem, który wpłynął zasadniczo na ich współczesne właściwości²⁹. Intensywność iluwacji jest na tyle duża w analizowanych glebach, że na przykład wartości wskaźnika przemieszczania amorficznych form żelaza i glinu $[(Al_0 + 1/2 Fe_0B)/(Al_0 + 1/2 Fe_0E \text{ lub } AE)]$ poza jednym profilem (39), we wszystkich pozostałych spełniają wymogi zaproponowane i przyjęte przez WRB (1998), jako jedno z kryteriów oceny występowania procesu bielcowania w profilach. Potwierdza to jednocześnie słuszność wspólnego rozpatrywania przestrzennej zmienności właściwości gleb bielcowych i bielcowo-rdzawych będącej wynikiem oddziaływania podobnego zespołu geograficznie zróżnicowanych czynników glebotwórczych, zarówno morfolologicznych, jak i biotyczno-klimatycznych na analizowanym obszarze.

Podsumowując uzyskane wyniki można stwierdzić, że podobieństwo analizowanych pedonów określone na podstawie statystycznej analizy ich właściwości oraz oceny przestrzennego zróżnicowania czynników pedogenicznych, pozwala na dokonanie geograficznego podziału badanych gleb bielicoziemnych na dwie strefy (I i II) i podstrefy regionalne (A, B, C).

Strefa I – Holocieńskie i późnovistuliańsko-holocieńskie gleby bielicoziemne borów i borów mieszanych roślinnej formacji mezofilnych i higromezofilnych lasów szpilkowych klimatu umiarkowanie chłodnego.

Podstrefy:

A) Mezoholocieńsko-neoholocieńskie gleby bielicowe iluwialno-humusowe borów, regionalnej formacji roślinnej północnoborealnych lasów szpilkowych, występujące w warunkach klimatu ekstrahumidowego, o znaczącej przewadze opadów nad parowaniem, na obszarze charakteryzującym się współcześnie bardzo aktywnym środowiskiem pedogenicznym, gdzie substratem glebowym są osady mezoholocenu i najmłodszego eholocenu (Laponia). Gleby te cechują się małą miąższością oraz intensywnym przemywaniem, czemu sprzyja materiał glacyjfluwalny odznaczający się dużym udziałem ziarn piasku grubego i frakcji żwirowo-kamienistej. Typowa jest dla nich znaczna akumulacja próchnicy w poziomie organicznym oraz większa aktywność biologiczna w górnej części poziomu próchnicznego w porównaniu z poziomem organicznym. W składzie frakcyjnym próchnicy dominują kwasy fulwowe I ekstrakcji (to jest związane z ruchliwymi formami R_2O_3), a stosunek kwasów fulwowych do huminowych jest mniejszy od 0,4. Stosunek C:N jest największy spośród badanych gleb

²⁹Według B. Manikowskiej (1999) i E. Janowskiej (2001), w późnovistuliańsko-holocieńskiej fazie rozwoju pokrywy glebowej w środkowej Polsce, optimum powstawania gleb rdzawych przypadało na okres preborealny i borealny, zaś gleb bielcowych na okres atlantycki, powodując silne przemywanie istniejącej pokrywy glebowej.

(tab. 31). Dominuje forma amonowa azotu, co sprzyja rozwojowi ekosystemów sosnowych. Intensywność procesów wietrzenia kriogenicznego, zarówno fizycznego, jak i chemicznego przyspiesza rozkład glinokrzemianów. Gleby te zawierają znaczne ilości żelaza wolnego (Fe_o) oraz amorficznych form żelaza (Fe_o) i glinu (Al_o), jak i posiadają najwyższą zawartość krzemianowych form żelaza (Fe_{gk}). Proces bielcowania przebiega bardzo intensywnie, o czym świadczą bardzo wysokie wartości wskaźników: $iluwacji - \sum_B C_p Al_p Fe_p - \sum_A C_p Al_p Fe_p$ – określonego według kryteriów Mokmy (1983), zawartości kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych w poziomie wzbogacania ($C_p + Al_p + Fe_o$), przemieszczania amorficznego żelaza i glinu ($Al_o + 1/2 Fe_o$ w poziomie B do $Al_o + 1/2 Fe_o$ w poziomie E) oraz przemieszczania wolnego żelaza (Fe_o w poziomie B do Fe_o w poziomie E lub AE) – tab. 31.

B) Późnovistuliańsko-holocieńskie gleby bielicowe i bielicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, wykształcone z osadów głównie eoholocenu i późnego vistulianu (Ostrobotnia, Pojezierza Fińskie, Pobrzeża i Pojezierza Wschodniobałtyckie), występujące współcześnie w warunkach klimatu silnie humidowego, w strefie regionalnej formacji roślinnej środkowo- i południowoborealnych lasów szpilkowych. W porównaniu z glebami północnoborealnych lasów szpilkowych charakteryzują się większą miąższością oraz lepszymi właściwościami fizycznymi. Zawierają również znacznie więcej materii organicznej. W składzie frakcyjnym próchnicy zwiększa się udział kwasów huminowych, jakkolwiek stosunek kwasów fulwowych do huminowych jest nadal bardzo mały i wynosi od 0,4 do 0,6 (tab. 31). Ciepłszy klimat w porównaniu z obszarami Laponii sprawia, że największą aktywnością biologiczną charakteryzuje się już poziom organiczny, w którym aktywność dehydrogenazy mleczanowej jest większa niż w poziomie próchnicznym.

Strefa II – gleby bielicoziemne borów i borów mieszanych roślinnej formacji mezofilnych lasów i borów mieszanych klimatu umiarkowanie ciepłego.

Podstrefy:

A) Plenivistuliańsko-holocieńskie gleby bielicowe i bielicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, wykształcone z osadów plenivistulianu (Pojezierza Zachodnio- i Południowobałtyckie), występujące współcześnie w warunkach umiarkowanie humidowego klimatu, w strefie nizinnej postaci regionalnej formacji roślinnej lasów bukowych i mieszanych lasów bukowych. Podobnie jak gleby Laponii i Pojezierzy Fińskich charakteryzują się największą zawartością amorficznych form żelaza i glinu oraz małym udziałem form krystalicznych Fe, co świadczy o młodym wieku badanych gleb. Niewielki stopień zwietrzenia materiału glebowego potwierdza również duży udział minerałów nieodpornych w składzie mineralnym frakcji ciężkiej oraz duży udział formy krzemianowej żelaza (Fe_{gk}). Charakteryzują się one także bardzo niskim udziałem kwasów huminowych w składzie frakcyjnym próchnicy. Stosunek Ch:Cf dla gleb bielicowo-rdzawych tej podstrefy osiąga najniższą wartość ze wszystkich analizowanych pedonów (tab. 31).

Tabela 31 Wybrane charakterystyki czynników pedogenicznych i właściwości gleb określone dla wydzielonych stref (I i II) i podstref (A, B, C) regionalnego zróżnicowania gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy (n_{tr} – wartości średnie cech, d – odchylenie standardowe)

Charakterystyki czynników pedogenicznych i właściwości gleb a	Miano b	Strefy i podstrefy regionalne									
		I					II				
		A		B			A		B		C
		c	d	e	f	g	h	i	j	k	l
czynnik czasu w kształtowaniu się pokrywy glebowej											
wiek sedymentacji osadów	ka BP	< 9,3		< 14			< 20		< 310		< 400
czynniki pedogeniczne											
wybrane charakterystyki czynników biotyczno-klimatycznych		n_{tr}	d	n_{tr}	d	n_{tr}	d	n_{tr}	d	n_{tr}	d
amplitudy roczne temperatury	°C	29,8	0,9	25,9	0,7	20,0	0,9	21,6	0,9	25,2	0,9
wskaznik suchości klimatu (A)	—	52,4	3,1	47,5	3,1	30,1	1,0	36,2	5,5	41,4	0,9
wskaznik higrotermiczny (H)	—	2,84	0,36	1,84	0,13	1,30	0,0	1,54	0,24	1,70	0,09
wskaznik kontynentalizmu (K)	—	38,0	1,6	32,7	0,7	24,2	1,8	27,8	1,5	34,0	1,7
właściwości gleb											
wybrane właściwości		n_{tr}	d	n_{tr}	d	n_{tr}	d	n_{tr}	d	n_{tr}	d
gleby bielcowe											
Wo	—	874	39	1066	70	1075	15	1130	72	1216	22,9
Nm	—	2,7	0,2	3,6	0,4	3,9	0,2	4,4	0,7	6,2	0,8
MN we frakcji ciężkiej	%	88,5	1,2	76,0	11,3	54,5	5,8	32,2	8,1	10,4	2,4
GSS	mm	0,69	0,19	0,45	0,20	0,32	0,13	0,38	0,08	0,30	0,04
miąższość poziomu O	cm	8,1	0,9	5,4	0,6	4,5	0,4	5,1	0,5	5,6	0,6
miąższość solum	cm	23,5	4,6	47,7	9,1	63,1	2,7	66,1	4,1	77,1	4,1
Z _{ppw} /Z _{KPW} w AEes	—	0,40	0,04	0,42	0,09	0,52	0,11	0,60	0,13	0,68	0,14
C:N w AEes	—	38	4	25	6	28	10	27	3	20	7
Ch:Cf w O/AEes	—	0,35	0,02	0,45	0,06	0,46	0,17	0,56	0,04	0,68	0,04
MC w O i solum do 1 m	kg·m ⁻²	20,0	1,5	17,4	3,3	13,9	4,6	14,7	2,3	16,3	3,3
kwasowość wymienna w AEes	cmol(+)·kg ⁻¹	4,05	0,22	5,72	1,60	3,29	0,83	3,70	1,22	2,74	0,42
kwasowość wymienna w Bh	cmol(+)·kg ⁻¹	3,32	0,17	4,42	1,71	3,45	1,67	2,21	0,89	0,94	0,59
Al _o w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	6,70	2,72	4,45	0,69	3,81	—	2,85	0,13	6,78	0,12
Fe _o w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	6,59	0,50	3,87	0,01	2,98	—	2,68	0,11	6,77	0,62
Fe _e w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	4,40	0,03	1,89	0,36	2,08	—	1,84	0,15	2,96	0,12
Fe _{gh} w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	7,25	1,22	4,50	0,17	4,65	—	6,40	0,11	3,95	0,59
Fe _o /Fed w poziomie Bh	—	0,70	0,08	0,49	0,09	0,70	—	0,63	0,08	0,36	0,04
C _p (Al _b +Fe _p) w poziomie Bh	—	16,4	4,3	9,1	1,5	8,2	—	6,6	0,7	7,3	0,1
Al _o +1/2Fe _o w poziomie Bh	%	0,83	0,32	0,53	0,09	0,49	—	0,38	0,07	0,59	0,24
C _p +Al _p +Fe _p w poziomie Bh	%	1,92	0,38	1,49	0,30	1,22	—	1,06	0,12	2,62	0,24
Σ _i C _p Al _p Fe _p - Σ _i C _p Al _p Fe _p	—	1,41	0,38	1,06	0,31	0,57	—	0,53	0,12	2,29	0,12
(Al _o +1/2Fe _o)/B/(Al _b +1/2Fe _e)	%	16,9	3,3	5,6	0,4	4	—	4,5	1,2	9,3	0,6
Fe _o w Bh do Fe _e w E	—	22,2	5,4	5,6	0,6	2,7	—	4,2	0,2	12,4	6,2
gleby bielcowo-rdzawe											
Wo	—	—	—	1066	70	1087	9	1173	15	1201	22,9
Nm	—	—	—	3,6	0,4	3,8	0,1	4,8	0,7	6,4	0,8
MN we frakcji ciężkiej	%	—	—	75,8	11,4	31,2	1,5	28,5	3,6	11,9	7,6
GSS	mm	—	—	0,45	0,20	0,35	0,17	0,35	0,04	0,32	0,06
miąższość poziomu O	cm	—	—	4,4	0,1	5,8	0,3	3,8	0,2	5,3	0,3
miąższość solum	cm	—	—	46,5	1,5	58,0	2,0	66,7	4,2	72,3	6,9
Z _{ppw} /Z _{KPW} w AEes	—	—	—	0,21	0,03	0,31	0,11	0,40	0,09	0,53	0,11

a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l
C:N w AEes	—	—	—	30	2	24	3	25	5	20	1
Ch:Cf w O/AEes	—	—	—	0,69	0,03	0,54	0,06	0,60	0,25	0,89	0,03
MC w O i solum do 1 m	kg·m ⁻²	—	—	14,2	0,2	12,0	1,0	11,7	0,8	11,2	1,5
kwasowość wymienna w AEes	cmol(+)·kg ⁻¹	—	—	6,28	1,64	3,74	1,15	2,78	0,58	2,36	1,18
kwasowość wymienna w Bv	cmol(+)·kg ⁻¹	—	—	1,82	0,73	2,90	0,59	1,25	0,34	0,91	0,22
Al _o w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	—	—	3,87	—	1,56	—	1,60	0,25	3,46	0,21
Fe _d w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	—	—	3,04	—	2,43	—	1,53	0,11	2,89	0,09
Fe _o w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	—	—	2,36	—	1,66	—	0,82	0,12	2,08	0,21
Fe _{ok} w poziomie Bh	g·kg ⁻¹	—	—	2,09	—	4,04	—	5,23	0,21	3,69	1,12
Fe _o /Fe _d w poziomie Bh	—	—	—	0,78	—	0,68	—	0,42	0,09	0,48	0,05
C _p (Al _o +Fe _o) w poziomie Bh	—	—	—	10,7	—	11,8	—	6,8	0,1	15,0	0,4
Al _o +1/2Fe _o w poziomie Bh	%	—	—	0,51	—	0,24	—	0,27	0,03	0,23	0,01
C _p +Al _o +Fe _o w poziomie Bh	%	—	—	0,53	—	0,41	—	0,27	0,07	0,45	0,01
Σ _B C _p Al _o Fe _o - Σ _A C _p Al _o Fe _o	—	—	—	0,03	—	0,05	—	0,09	0,02	0,05	0,03
(Al _o +1/2Fe _o)(Al _o +1/2Fe _o E)	%	—	—	3,0	—	2,0	—	2,2	0,2	2,3	0,1
Fe _d w Bh do Fe _d w E	—	—	—	1,1	—	1,6	—	1,3	0,0	1,6	0,1

Objaśnienia:

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; Wo – wskaźnik obróbki materiału; Nm – wskaźnik niejednorodności materiału; MN – zawartość minerałów nieodpornych we frakcji ciężkiej; Z_{ppw}/Z_{kpw} – stosunek zapasów wody glebowej w stanie polowej pojemności wodnej do zapasów wody glebowej w stanie kapilarnej pojemności wodnej; Al_o – amorficzne formy glinu; Al – organiczne formy glinu; Fe_d – żelazo wolne; Fe_o – krzemianowa forma żelaza; Fe_o – amorficzne formy żelaza; Fe_p – organiczne formy żelaza. Użyte wzory, jak w tabeli 29.

B) Neoplejstocześnie-holocenijskie gleby biellicowe i biellicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, o jedno lub wielofazowym cyklu rozwoju, wykształcone z osadów stadiału Warty zlodowacenia Odry (Niziny Środkowopolskie, Wyżyna Środkowo-małopolska, Wyżyna Śląsko-Krakowska), występujące współcześnie w warunkach dostatecznie humidowego klimatu, w strefie nizinnej postaci regionalnej formacji roślinnej mieszanych lasów łąkowych. Geograficzna przejściowość obszaru, na którym wykształcone są omawiane gleby wpłynęła również na ich właściwości, których wartości są pośrednie pomiędzy charakterystycznymi dla obszarów o najmłodszej i najstarszej pokrywie glebowej (tab. 31).

C) Mezo- i neoplejstocześnie-holocenijskie gleby biellicowe i biellicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, o jedno lub wielofazowym cyklu rozwoju, wykształcone z osadów zlodowacenia Sanu II oraz stadiału przedmaksymalnego i maksymalnego zlodowacenia Odry (Północne Podkarpacie, Wysoczyzna Podlasko-Białoruskie, Nizina Berezynsko-Desnańska), występujące współcześnie w warunkach klimatu humidowego, w hemiborealnej i nemoralnej strefie nizinnej postaci regionalnej formacji roślinnej borów sosnowych. Z uwagi na najdłuższy okres oddziaływania czynników egzogenicznych na substrat glebowy, charakteryzują się one najlepszymi właściwościami fizycznymi spośród badanych pedonów. W składzie granulometrycznym stwierdzono największy udział frakcji pyłu i iłu. Mają one również największą zawartością materii organicznej, co łącznie z uziarnieniem ma wpływ na ich najkorzystniejszą porowatość. We wschodniej

części podstrefy, podobnie jak w północnej Skandynawii, większą aktywnością biologiczną odznacza się górna część poziomu próchnicznego, w porównaniu z poziomem O. W składzie frakcyjnym próchnicy dominują kwasy fulwowe I ekstrakcji, podobnie jak i w glebach innych jednostek geograficznych, ale stosunek kwasów fulwowych do huminowych jest największy i wynosi w glebach bielcowych 0,6–0,7, zaś w glebach bielcowo-rdzawych 0,9–1,0. Stosunek C:N jest w omawianej podstrefie najmniejszy, co wskazuje na największą aktywność biologiczną tych gleb wyrażoną również najsilniejszą aktywnością dehydrogenazy mleczanowej. Gleby te wyróżniają się także większym udziałem kationów dwuwartościowych w kompleksie sorpcyjnym, jak i stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami wymiennymi o charakterze zasadowym. O większym udziale kationów dwuwartościowych zadecydował w tych glebach wzrost wtórnych minerałów ilowych w stosunku do gleb młodszych, powstałych w innych podstrefach regionalnych. Długotrwałe oddziaływanie czynników destrukcji na substrat glebowy oraz przebieg procesów pedogenicznych widoczny jest nie tylko w teksturalnych właściwościach sedymentów (np. bardzo mały udział minerałów nieodpornych we frakcji ciężkiej materiału litologicznego), ale również we właściwościach fizyko-chemicznych gleb. Najlepiej oddają to diagnostyczne wskaźniki chemiczne. Gleby omawianej podstrefy regionalnej charakteryzują się najwyższą wartością wskaźnika Fe_0/Fe_2 , co potwierdza ich najsilniejsze zwietrzenie (najwięcej krzemianów Fe zamienionych w tlenki) oraz najniższym stosunkiem Fe_0 do Fe_2 świadczącym o "starości" strąconych tlenków Fe i ich krystalizacji (Bednarek, Pokojka 1996), pomimo, że warunki klimatyczne panujące w omawianej podstrefie nie sprzyjają tym procesom. Bardzo długo trwający oraz intensywny proces bielcowania w tych pedonach potwierdza najwyższa wartość wskaźnika iluwiacji ($\sum_B C_p Al_p Fe_p - \sum_A C_p Al_p Fe_p$) określonego według kryteriów Mokemy (1983), jak i wskaźnika zawartości amorficznego żelaza i glinu ($Al_0 + 1 Fe_0$ w poziomie B do $Al_0 + 1 Fe_0$ w poziomie Ees lub AEes) – tab. 31.

Zaproponowany podział stanowić może uzupełnienie istniejących regionalizacji glebowo-geograficznych (Głazowska 1981; Boul i in. 1989; Bednarek, Prusinkiewicz 1997). W porównaniu z nimi, w prezentowanej propozycji podziału geograficznego gleb bielcoziemnych, połączono w jedną jednostkę przestrzenną podstrefę tajgi środkowej i południowej. Zróżnicowanie analizowanych właściwości glebowych w tych dwu podstrefach nie było istotne statystycznie. Jedną z głównych przyczyn, która mogła wpłynąć na uzyskany wynik może wiązać się z analizą przestrzenną pokrywy glebowej zawężoną tylko do gleb leśnych. Według badaczy rosyjskich bardzo charakterystyczne dla wylesionych obszarów tajgi południowej są gleby darniowo-bielcowe, których specyfika właściwości fizycznych i chemicznych jest istotnym czynnikiem taksonomicznym w podziale gleb bielcowych bezmarzłociowej strefy tajgi (Głazowska 1981). W świetle obowiązującej w Polsce systematyki gleb, są one bliższe glebom płowym.

W przedstawionym przestrzennym zróżnicowaniu analizowanych gleb zaproponowano również podział strefy gleb bielcoziemnych w pasie klimatu umiarkowanego ciepłego na podstrefy regionalne. Uzyskany przestrzenny podział tego

obszaru, wynikający ze zróżnicowanych właściwości gleb, znajduje również potwierdzenie w przyjętej obecnie koncepcji przestrzennego zróżnicowania fizjologiczno-ekologicznych formacji roślinnych Europy (Bohn i in. 1996) oraz w zmienności morfologicznych właściwości substratu, z którego są one wykształcone.

Zaprezentowane studia potwierdziły trudności metodyczne i interpretacyjne, jakie są związane z prowadzeniem badań przestrzennej zmienności pokrywy glebowej na poziomie ponadregionalnym. Gleba jako komponent krajobrazu (Huggett 1975; Kowalkowski 1993, 2001a; Degórski 2001b), czyli jednostka przestrzenna będąca produktem środowiska przyrodniczego i kształtująca to środowisko (Terlikowski 1951; Catt 1988; Szafranek 2000; Richter, Markewitz 2001), charakteryzuje się dużą zmiennością swych właściwości, niezależnie od poziomu organizacji przestrzenni (Degórski 2001b). Ta interakcyjna zależność pomiędzy glebą a środowiskiem sprawia, że jej właściwości kształtowane są przez zespół czynników pedogenicznych, które z jednej strony zależą od takich uwarunkowań jak na przykład (morfologia i litologia terenu, warunki klimatyczne), z drugiej zaś strony sama gleba kreuje niektóre warunki swojego rozwoju (np. struktura przestrzenna roślinności), które następnie wpływają na wiele jej właściwości. Podział właściwości gleb zaproponowany przez M. Głazowską (1981) na tzw. stałe, czyli związane z pedogenezą danej gleby i uzupełniające, wynikające ze wzajemnych dynamicznych związków jakie zachodzą ciągle pomiędzy pedonem a środowiskiem przyrodniczym można uznać za słuszny.

Poznanie zależności jakie zachodzą pomiędzy pedosferą a czynnikami ją kształtującymi nabiera w ostatnich latach szczególnego znaczenia. W czasach nasilającej się antropopresji i globalnych zmian w środowisku przyrodniczym, dokładna znajomość relacji pomiędzy przestrzenną zmiennością właściwości gleb a geograficznym zróżnicowaniem czynników pedogenicznych może okazać się bardzo pomocna w prognozowaniu kierunków przemian pedosfery. Dlatego też, pomimo wielu trudności metodycznych oraz technicznych, jak i długiego okresu badań, na pewno warto je kontynuować a także rozszerzać o inne typy gleb oraz na inne obszary.

12. WNIOSKI

1. Potwierdzona została zależna od funkcji czasu warunkująca rola czynnika morfologicznego oraz sterująca czynnika biotycznie-klimatycznego w procesie pedogenezy badanych gleb bielicoziemnych.

2. Podział przestrzenny badanych gleb bielicoziemnych, otrzymany na podstawie analizy podobieństwa ich właściwości określających kierunek i typ procesów pedogenicznych, nawiązuje do: wieku sedymentacji pierwotnej osadów wyrażonej zasięgami poszczególnych zlodowaceń, teksturalnych właściwości substratu, z którego wykształcone są pedony oraz ekologiczno-fizjologicznych formacji roślinnych i warunków klimatycznych, szczególnie higrotermicznych.

3. Gleby występujące w zbliżonych warunkach higrotermicznych, a wykształcone z materiału litologicznego różnych okresów geologicznych wykazują czasami podobieństwo niektórych właściwości chemicznych, co wskazuje na istotny wpływ czynnika biotycznie-klimatycznego w kształtowaniu procesów glebo-twórczych w zróżnicowanym wiekowo środowisku pedogenicznym.

4. W warunkach występowania na całym obszarze badań zbliżonej jakościowo substancji próchnicotwórczej, czynnikiem decydującym o geograficznym zróżnicowaniu ilości materii organicznej w pedonach jest zależna od właściwości higrotermicznych klimatu aktywność biologiczna gleb wyrażona m.in. przez aktywność enzymatyczną.

5. Skład frakcyjny próchnicy odznacza się wzrostem udziału kwasów huminowych i humin wraz z wiekiem gleb, jakkolwiek we wszystkich badanych pedonach stosunek kwasów huminowych do kwasów fulwowych jest mniejszy od jedności.

6. W glebach o zbliżonym składzie granulometrycznym, poza różnicą w zawartości poszczególnych frakcji uziarnienia, dużą rolę w przestrzennym zróżnicowaniu pierwotnych i wtórnych właściwości fizycznych oraz niektórych właściwości chemicznych odgrywają lokalne uwarunkowania siedliskowe, a zwłaszcza zawartość materii organicznej.

7. Niektóre diagnostyczne cechy pedogeniczne uznać można za diagnostyczne wskaźniki przestrzennej zmienności gleb. Należą do nich:

– zawartość amorficznego żelaza i glinu ($Al_0 + 1/2 Fe_0$) w poziomie wzbogacenia (spodic i syderic),

– zawartość kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych ($C_p + Al_p + Fe_p$) w poziomie wzbogacania, zarówno spodic, jak i syderic,

– wielkość wskaźnika przemieszczania się wolnego żelaza w profilach (stosunek Fe_d w B do Fe_d w E),

– stopień iluwiacji ($\sum_B C_p Al_p Fe_p - \sum_A C_p Al_p Fe_p$),

– stosunek molowy [$C_p / (Fe_p + Al_p)$] w poziomie wzbogacania spodic i syderic.

8. Spośród właściwości gleb bielicowych i bielicowo-rdzawych, jako uniwersalne cechy diagnostyczne geograficznego ich zróżnicowania uznano:

- zawartość minerałów nieodpornych we frakcji ciężkiej gleby,
- niejednorodność granulometryczną substratu glebowego,
- stopień obróbki materiału litologicznego,
- miąższość poziomu organicznego,
- miąższość solum gleby,
- deficyt wilgotności chwilowej w stosunku do połowej pojemności wodnej,
- stosunek zapasu wody glebowej w stanie połowej pojemności wodnej do zapasu w stanie kapilarnej pojemności wodnej,
- pojemność powietrzną,
- zapas węgla organicznego,
- stosunek zawartości węgla kwasów huminowych do węgla kwasów fulwowych,
- stopień humifikacji,
- aktywność dehydrogenazy mleczanowej,
- zawartość fosforu ogółem i dostępnego dla roślin,
- zawartość wymiennego glinu,
- zawartość wymiennego wodoru,
- kwasowość wymienną,
- relacje pomiędzy formami glinu i żelaza.

9. Z uwagi na statystyczne podobieństwo wszystkich badanych właściwości pedogenicznych i pedologicznych, uzyskano podział na następujące grupy regionów:

- gleb bielcowych na 6 grup:
 - Laponia,
 - Ostrobotnia i Pojezierza Fińskie,
 - Pobrzeża i Pojezierza Wschodniobałtyckie,
 - Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Północne Podkarpacie,
 - Nizina Berezynsko-Desnańska,
 - Pojezierza Południobałtyckie, Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Środkowomałopolska.
- gleb bielcowo-rdzawych na 4 grupy:
 - Pojezierza Fińskie i Wschodniobałtyckie,
 - Pojezierza Zachodnio- i Południobałtyckie,
 - Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie i Nizina Berezynsko-Desnańska,
 - Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Śląsko-Krakowska.

10. Przestrzenne zróżnicowanie właściwości gleb na jednostki istotnie statystycznie różne jest większe w poziomie skały macierzystej niż w poziomie próchnicznym.

11. Analiza przestrzennej zmienności czynników pedogenicznych i właściwości badanych gleb dała podstawy do wyróżnienia w geograficznym zróżnicowaniu gleb bielicoziemnych dwu stref i pięciu podstref regionalnych:

- holocieńskie i późnovistuliańsko-holocieńskie gleby bielicoziemne borów i borów mieszanych roślinnej formacji mezofilnych i higromezofilnych lasów szpilkowych klimatu umiarkowanie chłodnego:

- mezoholocieńsko-neoholocieńskie gleby bielicowe iluwialno-humusowe borów regionalnej formacji roślinnej północnoborealnych lasów szpilkowych, występujące w warunkach klimatu ekstrahumidowego, na obszarze charakteryzującym się współcześnie bardzo aktywnym środowiskiem pedogenicznym, gdzie substratem glebowym są osady mezoholocenu i najmłodszego eoholocenu,

- późnovistuliańsko-holocieńskie gleby bielicowe i bielicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, wykształcone z osadów eoholocenu i późnego vistulianu, występujące współcześnie w warunkach klimatu humidowego, w strefie regionalnej formacji roślinnej środkowo- i południowoborealnych lasów szpilkowych,

- plejstocieńsko-holocieńskie gleby bielicoziemne borów i borów mieszanych roślinnej formacji mezofilnych lasów i borów mieszanych klimatu umiarkowanie ciepłego:

- plenivistuliańsko-holocieńskie gleby bielicowe i bielicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, wykształcone z osadów plenivistulianu, występujące współcześnie w warunkach umiarkowanie humidowego klimatu w strefie nizinnej postaci regionalnej formacji roślinnej lasów bukowych i mieszanych lasów bukowych,

- neoplejstocieńsko-holocieńskie gleby bielicowe i bielicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, wykształcone z osadów stadiału Warty zlodowacenia Odry, występujące współcześnie w warunkach dostatecznie humidowego klimatu, w strefie nizinnej postaci regionalnej formacji roślinnej mieszanych lasów łąkowych,

- mezo- i neoplejstocieńsko-holocieńskie gleby bielicowe i bielicowo-rdzawe borów i borów mieszanych, wykształcone z osadów zlodowacenia Sanu II oraz stadiału przedmaksymalnego i maksymalnego zlodowacenia Odry, występujące współcześnie w warunkach klimatu humidowego, w hemiborealnej i nemoralnej strefie nizinnej postaci regionalnej formacji roślinnej borów sosnowych.

LITERATURA

- Aartolahti T., 1972, *On deglaciation in Southern and Western Finland*, Fennia, 114, 84ss.
- 1973, *Morphology, vegetation and development of Rokuanvaara, an esker and dune complex in Finland*, Fennia, 127, 53ss.
- 1977, *Suomen geomorfologia*, Helsingin Yliopiston Maantieteen Laitoksen Opeustusmonisteita, 12, 150ss.
- Adamczyk B., 1965, *Studia nad kształtowaniem się związków pomiędzy podłożem skalnym a glebą*, Acta Agraria et Silvastria, Ser. Leśna, 5, s. 3-60.
- Aho L., 1979, *Petrogenetic and geochronological studies of metavolcanic rocks and associated granitoids in the Pihtipudas area, Central Finland*. Geol. Surv. Finland, Bull. 300, Espoo, 22ss.
- Aleksandrowa Ł., 1960, *O primienienii pirofosfata natria dla wydzielenia iz poczw swobodnych gumusowych wieszczestw i ich organo-mineralnych soiedinienii*, Poczwowiedienie 2, s. 90-97.
- Aleksandrowski A., 1983, *Ewolucija poczw Wostoczno-Jewropejskiej rawniny w golocenie*, Nauka, Moskwa.
- Alexander E., 1980, *Bulk density of California soils in relation to other soil properties*, Soil Science Society of America Journal, 44, s. 689-692.
- 1989, *Bulk density equations for southern Alaska soils*, Canadian Journal of Soil Sciences, 69, s. 177-180.
- Alexander E., Ping C., Krosse P., 1994, *Podzolisation in ultramafic materials in southeast Alaska*, Soil Sci., 157, s. 46-52
- Anozko W., 1978, *Melioratiwnaja geografia Bielarusi*, Wyższa Szkoła, Mińsk, 239ss.
- Arduino E., Bariberis E., Ajmone-Masan F., Zanini E., Franciini M., 1986, *Iron oxide and clay minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy*, Geoderma, 37, s. 45-55
- Atlas of Finland*, 1986, Units 124, 125, 131, Geograph. Society of Finland, Helsinki.
- Bain D., Mellor A., Robertson-Rintoul M., Bucland S., 1993, *Variations in weatering processes and rates with time in a chronosequence of soils from Glen Feshie, Scotland*, Geoderma, 57, s. 275-293.
- Banaszuk H., 1996, *Paleogeografia, naturalne i antropogeniczne przekształcenia Doliny Górnej Narwi*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok, 213ss.
- 2001, *O zasięgu zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termolumi-nescencyjnych*, Przegl. Geogr., 73(3), s. 281-305.
- Barrett L., Schaetzl R., 1992, *An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions*, Can. Journal of Soil Sci., 72, s. 527-541.
- Barth J., 1856, *De Danske Heder og deres Dannelse*, Nordisk Universitets-Tidskrift, 2, s. 1-22.
- Bascomb C., 1968, *Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups*, Journal of Soil Sci., s. 251-268.

- Bauziene I., 1999, *Granulometric composition of deluvial soils*, Geografijos metraštis, 32, Vilnius, s. 213-219.
- Bednarek R., 1988, *Próba zastosowania mikroskopii elektronowej i mikroanalizy rentgenowskiej w badaniach genezy poziomów rdzawych w niektórych glebach piaskowych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym*, UW, Warszawa, s. 115-124.
- 1991, *Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań paleopedologicznych w okolicach Osia (Bory Tucholskie)*, Rozprawy UMK, Toruń, 102ss.
- Bednarek R., Pokojaska U., 1996, *Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych*, Konferencja "Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii". Łódź, s. 25-29.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1997, *Geografia gleb*, PWN, Warszawa, 288ss.
- Bergelin A., Hess P., Wahlberg O., Lundström U., 2000, *The acid-base properties of high and low molecular weight organic acids solutions of podzolic soils*, Geoderma, 94, s. 223-235.
- Berggren D., 1992, *Speciation and mobilization of aluminium and cadmium in podzols and cambisols of Southern Sweden*, Water, Air and Soil Pollut., 63, s. 125-156.
- 1994, *Aluminium release in acid forest soil-mechanisms and implications for long-term modeling*, J. Ecol. Chem., 3 (3), s. 253-267.
- Berggren D., Mulder J., 1995, *The role of organic matter in controlling aluminium solubility in acidic mineral soil horizons*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 59ss.
- Białousz S., 1978, *Wpływ morfogenezy Pojezierza Mazurskiego na kształtowanie się gleb*, Roczn. Nauk Roln., Seria D-Monografie, 166, s. 87-152.
- 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*, Roczn. Gleb., dod., 14, s. 23-32.
- Birkeland P., 1984, *Soil and geomorphology*, Oxford University Press, New York, 291ss.
- Blume H., Beyer L., Schneider D., 1998, *Soils of the southern Circumpolar Region and their classification*, Eurasian Soil Science, 31, 5, s. 477-485.
- Blume H., Schneider D., Bolter M., 1996, *Organic matter accumulation in and podzolization of Antarctic soils*, Z. Pflanzen. Bodenkd., 159, s. 411-412.
- Blume H., Schwertmann U., 1969, *Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides*, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, s. 438-444.
- Bockheim J., 1980, *Solution and use of chronofunctions in studying soil development*, Geoderma, 24, s. 71-85.
- Bohn U., Katenina G., Komarov J., 1996, *General Map of Nature Vegetation of Europe, 1: 10 000 000*, Federal Agency for Nature Conservation, Bonn.
- Borggard O., 1976, *Selective extraction of amorphous iron oxide by EDTA from the mixture of amorphous iron oxide, goethite, and hematite*, J. of Soil Sci., 27, s. 478-486.
- Borowiec S., 1961, *Charakterystyka gleb bielcowych i brunatnych kwaśnych w ważniejszych zespołach Babiogórskiego Parku Narodowego*, Sylwan, 105 (3), s. 1-12.
- Boul S., Hole F., McCracken, 1989, *Soil genesis and classification*, Iowa State University Press, Ames, 446ss.
- Breemen N., Lundström U., Jongmans A., 2000, *Do plants drive podzolization via rock-eating mycorrhizal fungi*, Geoderma, 94, s. 163-171.

- Breymeyer A., Degórski M., Reed D., 1997, *Decomposition of pine-litter organic matter and chemical properties of upper soil layers; transect studies*, Environmental Pollution, 98 (3), s. 361-367.
- 1998, *Transect studies on pine litter organic matter. Decomposition and chemical properties of upper soil layers in Polish forest*, Proceedings of the International Symposium on Air Pollution and Climate Change Effects on Forest Ecosystems. Pacific Southwest Research Station, USDA Forest Service General Report, PSW-GTR, 166, s. 179-187.
- Breymeyer A., Laskowski R., 1999, *Ecosystem process studies along a climatic transect at 52-53°N. (12-32°E): pine litter decomposition*, Geogr. Pol., 72(2), s. 45-64.
- Breymeyer A., Mroz G., Reed D., Degórski M., 1998, *Warunkowanie tempa dekompozycji ściółki sosnowej przez zmieniający się klimat i skład chemiczny substratu. Badania na transektach*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokum. Geogr., 13, s. 187-206.
- Brogowski Z., 1966a, *Metodyka oznaczania mineralnego i organicznego fosforu w glebie*, Roczniki Gleb., 16(1), s. 193-208.
- 1966b, *Fosfor organiczny i mineralny w niektórych glebach piaskowych Polski*, Roczniki Gleb., 16(1), s. 209-240.
- Brogowski Z., Kocoń J., 1984, *Morfologia powierzchni ziarn piasku w różnych poziomach genetycznych gleby brunatnej wytworzonej z gliny ciężkiej*, Roczniki Gleb., 35(1), s. 115-124.
- 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*, Roczn. Gleb., 36(3), s. 91-108.
- Buraczyński J., 1993, *Rozwój procesów eolicznych piętra Wisły na Roztoczu i Kotlinie Sandomierskiej*, UMCS, Lublin, 64ss.
- Casidy L., Klein D., Santoro T., 1964, *Soil dehydrogenases activity*, Soil Sci., 98, s. 371-376.
- Catt J., 1985, *Soil particle size distribution and mineralogy as indicators of pedogenic and geomorphic history*, [w:] K. Richards; R. Arnet; S. Ellis, (red.), *Geomorphology and soils*, George Allen and Unwin, London, s. 202-218.
- 1986, *Soils and Quaternary geology*, Clarendon Press, Oxford, 293ss.
- 1987, *Effects of the Devensian cold stage on soil characteristics and distribution in eastern England*, [w:] J. Boardman (red.), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, Cambridge Univ Press, s. 145-152.
- 1988, *Quaternary geology for scientists and engineers*, John Wiley and Sons, New-York-Chichester-Brisbane-Toronto, 335ss.
- Ceponiene I., Sablevicius B., 1997, *The Aukštaitija National Park*, Atkula, Vilnius, 16ss.
- Certini G., Ugolini F. C., Corti G., Agnelli A., 1998, *Early stages of podzolization under Corsican pine (Pinus nigra Arn. ssp. laricio)*, Geoderma, 83, s. 103-125.
- Chang S., Jackson L., 1958, *Soil phosphorus in some representative soils*, J. Soil Sc., 9, s. 109-118.
- Chodorowski J., 1995, *Wstępna charakterystyka przestrzennej zmienności gleb bielicoziemnych i glejowo-bielicowych Lasów Janowskich. Gleby i klimat Lubelszczyzny, Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny*, Lublin, s. 23-30.

- Chodzicki E., 1933, *Badania mikrobiologiczne nad wpływem zmiany składu gatunkowego drzewostanów na stan gleby*, Kasa im. Mianowskiego, Warszawa, 298ss.
- Chomicz K., 1977, *Materiały do poznania agroklimatu Polski*, PWN, Warszawa, 296ss.
- Chorley R., Schumm S., Sudgen D., 1984, *Geomorphology*, Methuen, London, New York.
- Coleman D., Crossley D., 1995, *Fundamentals of soil ecology*, Academic Press, San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto, 205ss.
- Crocker R., 1952, *Soil genesis and the pedogenic factors*, Quart. Rev. Biology, 27, s. 139-168.
- Czerwiński Z., 1965, *Gleby biellicowe leśne i uprawne wytworzone z piasków różnego pochodzenia geologicznego*, SGGW, Warszawa, 99ss.
- Czępińska-Kamińska D., 1986, *Zależności między rzeźbą terenu a typami gleb obszarów wycmowych Puszczy Kampinoskiej*, [w:] *Wpływ działalności człowieka na środowisko glebowe Kampinoskiego Parku Narodowego*, Wyd. SGGW-AR, Warszawa, s. 5-70.
- 1992, *Wpływ procesów glebotwórczych na rozmieszczenie mineralnych związków fosforu w glebach*, Rozprawy Naukowe i Monografie, SGGW Warszawa 78ss.
- Dankers R., Christensen O., Middelkoop H., 2001, *Climate change impact on snow cover dynamics in the Tana river basin, Northern Fennoscandia*, Proceedings, 13 th International Symposium and Workshop for the Northern Research Basins, Saariselka-Murmansk, s. 81-90.
- Degórska B., 1996, *Zmiany lesistości wschodniej części Kujaw w ostatnim dwustuleciu, jako wynik oddziaływania człowieka na środowisko*, Przegl. Geogr., 68(1-2), s. 115-136.
- Degórski M., 1985, *An investigation into the spatial variability of continentality in West and Central Europe by the Ellenberg method*, Docum. Phytosoc., 9, Camerino, s. 337-349.
- 1990, *Warunki siedliskowe kateny ekosystemów leśnych na Wysoczyźnie Rawskiej, ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki wodno-troficznych właściwości gleb*, Dokum Geogr., 5-6, Warszawa, 240ss.
- 1994a, *Zróżnicowanie właściwości gleb wykształconych w glaciefluwalnym materiale akumulacji ozowej na przykładzie regionu Hamme w południowej Finlandii*, Zeszyty IGiPZ PAN, 25, Warszawa, s. 5-24.
- 1994b, *Characterization of soils on a research transect associated with Poland's (west-east) climate gradient. Preliminary lithogenic characterization of the soil substratum soil granulometry and composition by fractions of humus*. Effects of Atmospheric deposition and climate change on forest ecosystems in Eastern Europe and the United States. Report 1993, Warsaw, s. 91-144 (maszynopis powielony).
- 1995a, *Zróżnicowanie morfologiogeniczne gleb bielicoziemnych wschodniej i północno-europejskiej krainy glebowej*, Człowiek a środowisko, 44 Zjazd PTG, Toruń, s. 43-46.
- 1995b, *Some aspects of soil conditions on reserach transect connected with distribution of pollution in Poland. Preliminary studies of pollutrd forest ecosystems in Poland*. Warsaw, s. 39-50 (maszynopis powielony).
- 1995c, *Analysis of a catenary complex of soils and forest plant communities in the South Mazovia Uplands (Central Poland)*, Ekol. Pol., 42 (3-4), s. 265-289.
- 1995d, *Direction of soil degradation in Poland*, Aquilo Ser. Bot. 35, Oulu, s. 53-63.
- 1996, *Differentiation of forest habitat as evident disparate soil features in particular plant associations*, Aquilo Ser. Bot. 36, Oulu, s. 1-8.

- 1997a, *Rekultywacja, rewaloryzacja i restytucja środowiska pedologicznego w koncepcji ekorozwoju*, *Problemy Ekologii Krajobrazu 1. Zastosowanie ekologii krajobrazu w ekorozwoju*. Warszawa, s. 80-85.
 - 1997b, *Geoekologiczne uwarunkowania rozwoju gleb bielicoziemnych we wschodnio-północnoeuropejskiej krainie glebowej*, Wystąpienia 46 Zjazdu PTG „Przyrodnicze i społeczne walory Mazowsza w dobie restrukturyzacji, Rynia nad Zalewem Zegrzyńskim, s. 41-42.
 - 1998a, *Charakterystyka morfologiczna siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12o do 32°E) i "śląskim"*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, *Dokum. Geogr.*, 13, s. 31-40.
 - 1998b, *Zróżnicowanie fizykochemicznych właściwości gleb siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12o do 32°E) i "śląskim"*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, *Dokum. Geogr.*, 13, s. 41-54.
 - 1998c, *Sezonowa dynamika wybranych gleb siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12o do 32°E) i "śląskim"*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, *Dokum. Geogr.*, 13, s. 55-62.
 - 1998d, *Spatial and vertical distribution of soil physico-chemical properties and the content of heavy metals in the pedosphere in Poland*. Proceedings of the International Symposium on Air Pollution and Climate Change Effects on Forest Ecosystems. Pacific Southwest Research Station, USDA Forest Service General Report, PSW-GTR, Riverside, 166, s. 169-179.
 - 1999, *Zróżnicowanie pokrywy glebowej pięter wysokogórskich w bezwęgłanowych rejonach Tatr Polskich*, [w:] A. Kotarba, A. Kozłowska (red.), *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, *Prace Geogr.*, 174, s. 25-36.
 - 2000, *Is a geodiversity a part of landscape diversity*, [w:] J. Brandt, B. Tress, G. Tress (red.), *Multifunctional Landscapes, interdisciplinary approaches to landscape research and management*, Published by the Centre for Landscape Research, Roskilde, s. 215-216.
 - 2001a, *Zróżnicowanie właściwości gleb w zbiorowiskach roślinnych Parku Narodowego Oulanka*, [w:] E. Roo-Zielińska, J. Solon (red.), *Typologia zbiorowisk i kartografia roślinności w Polsce – rozważania nad stanem współczesnym*, *Prace Geogr.*, 178, s. 123-144.
 - 2001b, *Pedosfera – element środowiska łączący abiotyczną i biotyczną różnorodność*, [w:] E. Roo-Zielińska, J. Solon (red.), *Między geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, *Prace Geogr.*, 179, s. 227-238.
 - 2001c, *The total store of organic carbon in the soil of pine ecosystems in Northern and Central Europe*, Abstracts. Ecol. Soc. of America, Madison, Wisconsin, 271ss.
- Degórski M., Reed D., 1998, *Horizontal differentiation in cotton strip decomposition in pine ecosystem soils in Poland*, Abstracts. Earth's Changing Land. GCTE-LUCC Open Science Conference, Barcelona, s. 165.
- Demietjew W., Romanowski M., 1977, *Geografia Białarusi*, Wysz. Szkl., Mińsk, 319ss.

- Derone J., 1993, *The Lapland forest project*, Russian-Finish cooperation report, Finnish Forest Research Institute, Rovaniemi, 57ss.
- Derone J., Kukkola M., Malkonen E., 1986, *Forest liming on mineral soils. Results of Finnish experiments*, National Swedish Environmental Protection Board Report, 3084, 105ss.
- Dokuczajew W., 1948-1949, *Izbrannyje soczinenija*, Izd. Sielskochoz. Literatury, Moskwa.
- Duchaufour P., 1964, *Evolution de l'aluminium et du fer complexes par la matiere organique dans certains sols*, Scien. du Sol., 2, Nancy, s. 1-15.
- 1982, *Pedology, pedogenesis and classification*, George Allen and Unwin, London, 322ss.
- Duchaufour P., Jacquin F., 1966, *Nouvelles recherches sur l'extraction et le fractionnement des composées humiques*, Extrait Bull. l'Ecol., S.A., de Nancy 8, 1, 24ss.
- Dudal R., 1968, *Definitions of soil units for the Soil Map of the World*, World Soil Res. Office, FAO, Rep. No 33, Rome.
- 1969, *Supplement to definitions of soil units for the Soil Map of the World*, World Soil Res. Office, FAO, Rep. No 37, Rome.
- Dylikowa A., 1982, *Środowisko geograficzne i przyrodnicze*, [w] *Województwo włocławskie – monografia regionalna*, Uniwersytet Łódzki, Łódź-Włocławek, s. 11-114.
- Dziadowiec H., 1976, *Zmiany zawartości żelaza i glinu w próchnicy nadkładowej gleb biellicowych w procesie humifikacji*, Materiały II Krajowej Konferencji "Proces biellicowania". PTG, Toruń, s. 147-152.
- 1990, *Rozkład ściółek w wybranych ekosystemach leśnych*, Rozprawy UMK, Toruń, 137ss.
- Dzięciołowski W., 1963, *Warunki rozwojowe drzewostanów sosnowych na niektórych glebach biellicowych*, PTPN, Prace Kom. Nauk Roln. i Kom. Nauk Leśnych, 15 (1), Poznań, s. 3-66.
- 1974, *Mezotraficzne gleby biellicowe murszaste w Słowińskim Parku Narodowym*, Roczniki AR w Poznaniu, 73, Poznań, s. 27-49.
- Dzięciołowski W., Kociałkowski Z., 1973, *Mikroskładniki w bielicach przybaltyckich*, Roczn. Gleb. 24 (2), s. 241-260.
- Eurola S., Kaikkonen K., Leinonen S., Sepponen P., 1991, *Forest vegetation of the upland areas of the province of Kainuu, eastern Finland (64°N, 28°E)*, Aquilo, Bot., 30, s. 1-23.
- FAO/UNESCO, 1978, *Soil map of the world*, Sheet V-1, Europe, Paris.
- Farmer V., 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., 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.
- Filipek T., 1989, *Występowanie glinu ruchomego w glebie i jego oddziaływanie na rośliny*, Post. Nauk Roln., 4-6, s. 3-14.
- 1990, *Kształtowanie się równowagi jomowej w zależności od wysycenia gleb kationami*, Roczn. Gleb., 41, (1/2), s. 47-55.
- 1994, *The content of exchangeable aluminium in soils and plant growth*, Journal of Ecological Chem., 3 (3), s. 367-375.

- Folk R., Ward W., 1957, *Brazos River bar a study in the significance of grain size parameters*, Jour. Sedim. Petro., 27(1), s. 124-136.
- Forchhammer J., 1857, *Barth om de danske heder och deres dannelse*, Nordisk Universitets, Tidskrift, 3, s. 74-83.
- Fotyma M., Mercik S., 1995, *Chemia rolna*, PWN, Warszawa, 356ss.
- Fridland V., 1957, *Podzolization and illmerization*, Dokuchaev Inst. Akad. Nauk Sov. Union, s. 1006-1009.
- Friedrich M., Kromer B., Spurk M., Hofmann J., Felix Kaiser K., 1999, *Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies*, Quaternary International, 61(1), s. 27-39.
- Galstyan A., 1982, *Soil enzyme stability*, Poczwowiedzenie, 4, s. 108-110.
- Gibbard P., 1973, *Late pleistocene stratigraphy of the area around Muhos, North Finland*, Annales Acad. Scien. Fennicae, Seria A, 129, Helsinki, 38ss.
- Gidrometeocentr, 1987, *Nauczno-prikladnoj spravocznik po klimatu SSSR*, Seria 3, Wypusk 7, Leningrad, 420ss.
- Giesler R., Ilvesniemi H., Nyberg L., Hees P., Starr M., Bishop T., Kareinen T., Lundsstrom 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., 1973, *Wyżyna Śląsko-Malopolska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski t. I*, PWN, Warszawa, s. 232-339.
- Glinka K., 1926, *Guosudarstwiennoje Sielskohozaistwiennoje Izdatiestwo. Moskwa*, [w:] *Treatise on soil*, Israel Progr. Sci. Transl., Jerusalem.
- Gluckert G., 1973, *The large drumlin fields in Central Finland*, Fennia, 120, 37ss.
- Głazowska M., 1981, *Gleby kuli ziemskiej*, PWN, 435ss.
- Goździk J., 1991, *Sedimentological record of eolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni and Late Vistulian in Central Poland*, Z. Geomorph. N.F. Suppl. BD. 90, Berlin-Stuttgart.
- 1995, *Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiąłło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, UW, Warszawa, s. 115-150.
- Grzegorzczak M., 1970, *Metody przedstawiania uziarnienia osadów*, Prace Geogr. Geol. Poznań. Tow. Przyj. Nauk., 10(2), s. 18-62.
- Guillet B., 1979, *Study of the turnover of soil organic matter using radio-isotopes (¹⁴C)*, [w:] M. Bonneau, B. Souchier (red.), *Constituents and properties of soils*, Academic Press, London, s. 238-257.
- Gustafsson J., Bhattacharya P., Bain D., Fraser A., McHardy W., 1995, *Podzolization mechanisms and the synthesis of imogolite in northern Scandinavia*, Geoderma, 66, s. 167-184.
- 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., Hees P., Starr M., Karlton E., Lundstrom U., 2000, *Partitioning of base cations and sulphate between solid and dissolved phases in three podsolised forest soils*, Geoderma, 94, s. 311-333.
- Gustafsson J., Lumsdon D., Simonsson M., 1998, *Aluminium solubility characteristics of spodic B horizons containing imogolite-type materials*, Clay Minerals, 33, s. 77-86.

- Gworek B., 1985, *Pierwiastki śladowe w glebach uprawnych wytworzonych z glin zwalowych i utworów pyłowych północno-wschodniego regionu Polski*, Roczn. Gleb., 36(2), s. 43-59.
- Gworek B., Degórski M., 1997, *Przestrzenne i profilowe rozmieszczenie pierwiastków śladowych i żelaza w glebach zbiorowisk borowych*, Roczn. Gleb., 68 (1-2), s. 19-30.
- Hamet-Ahti L., 1981, *The boreal zone and its biotic subdivision*, Fennia, 159(1), s. 69-75.
- Heikkinen R., 1991, *Multivariate analysis of esker vegetation in southern Hame, S. Finland*, Ann. Bot. Fennici, 28, s. 201-224.
- Heikkinen R., Birkst J., Kalliola R., 1998, *A numerical analysis of the mesoscale distribution patterns of vascular plants in the subarctic Kevo Nature Reserve, northern Finland*, Journal of Biogeography, 25, s. 123-146.
- Heikkinen O., Kurimo H., 1977, *The postglacial history of Kittajarvi, North-eastern Finland, as indicated by trend analysis and radio-carbon dating*, Fennia, 153, s. 1-32.
- Heino R., 1994, *Climate in Finland during the period of meteorological observation*, Finnish Meteorological Institute Contributions, 12, Helsinki, 209ss.
- Hess P., Lundström U., 2000, *Equilibrium models of aluminium and iron complexation with different organic acids in soil solution*, Geoderma, 94, s. 201-221.
- Hess P., Lundström U., Starr M., Giesler R., 2000, *Factors influencing aluminium concentration in soil solution from podzols*, Geoderma, 94, s. 289-310.
- Hill M., 1973, *Reciprocal averaging: an eigenvector method of ordination*, J. Ecol., 61, s. 237-249.
- Hillel D., 1998, *Environmental soil physics*, Academic Press, San Diego, London, Boston, 771ss.
- Hinneri S., 1974, *Podzolic processes and bioelement pools in subarctic forest soils at the Kevo, Finnish Lapland*, Report Kevo Subarctic Research Station, 11, s. 26-34.
- 1975, *On the water chemistry of the Ustjoki River System and its significance for the evaluation of edaphic conditions*, Report Kevo Subarctic Research Station, 12, s. 10-24.
- Huggett R., 1975, *Soil landscape system, a model of soil genesis*, Geoderma, 13, s. 1-22.
- 1985, *Earth surface systems*, Springer Verl. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 270ss.
- 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.
- Janowska E., 2001, *Geneza i właściwości gleb rdzawych na obszarze zlodowacenia środkowopolskiego*, Fundacja Rozwój SGGW, Warszawa, 75ss.
- Jauhainen E., 1969, *On soils in the boreal coniferous region, central Finland-Lapland-northern Poland*, Fennia, 98(5), s. 1-123.
- 1973, *Age and degree of podzolisation of sand soils on the coastal plain of northwest Finland*, Commentationes Biologicae, Societas Scientiarum Fennica, 82, s. 1-30.
- Jefremow A., 1990, *Sodierżanie nukleinowych kwasów i biomasa mikroorganizmów niektórych liśnych poczwach Białorusi*, Poczwowiedzenie, 4, s. 134-139.
- 1998, *The composition of microbiota and pool of nucleic acids in soil microbial cenoses of coniferous ecosystems in Eastern and Central Europe*, Eurasian Soil Science, 31(10), s. 114-120.
- 1999, *Zonalno-tipologiczeczki analiz biogenychnych procesow w poczwach sosnowych lesow Białorusi*, Hacijonalna Akademia Nauk Białorusi, Mińsk, 40ss.

- Jefremow A., Degórski M., 1998, *Właściwości humusu, biomasa mikroorganizmów i zawartość kwasów nukleinowych w glebach siedlisk borów i borów mieszanych na transekcje klimatycznym*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokum. Geogr., 13, s. 63-78.
- Jenny H., 1941, *Factors and soil formation*, Mc Graw-Hill, 377ss.
- 1961, Derivation of state factor equations of soils and ecosystems, *Soil Science Society of America Proceedings*, 25, s. 385-388.
- 1980, *The soil resource. Origin and behavior*, Springer Verl., New York, Heidelberg, Berlin, 377ss.
- 1983, *The soil resource. Origin and behavior*, Springer Verl. New York-Heidelberg-Berlin, 456ss.
- Jersak J., Amundson R., Brimhall G., 1995, *A mass balance analysis of podzolization: examples from the northeastern United States*, *Geoderma*, 66(1-2), s. 5-42.
- Johansson P., 1988, *Deglaciation pattern and ice-dammed lakes along the Saariselka mountain range in northeastern Finland*, *Boreas*, 17, s. 541-552.
- 1995, *The deglaciation in the eastern part of Weichselian ice divide in Finnish Lapland*, Geological Survey of Finland, Rovaniemi, s. 1-72.
- Johansson P., Kujansuu R., 1995, *Observations of three subglacial drainage systems of different age in Savukoski, eastern Finnish Lapland*, Geological Survey of Finland, Rovaniemi, s. 83-93.
- Józefowicz-Kotlarz J., Prusinkiewicz Z., 2000, *Dynamika odżywiania 70 letniej sosny zwyczajnej (Pinus sylvestris) na siedlisku boru suchego (Cladonio-Pinetum)*, *Roczn. Gleb.*, 51(12), s. 47-64.
- Kahkonen A., 1996, *The geochemistry of podzol soils and its relation to lake water chemistry, Finnish Lapland*, *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 385, Espoo, 89ss.
- 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*, *Rep. Kevo Subarctic Res. Stat.*, 5 Turku, s. 1-108.
- Kaniwec W., 1978, *O buroziemach i darnowo-podzolistnych poczwach*, *Poczwowiedzenie*, 5, s. 150-159.
- Karczewski A., 1975, *Morphology and textural-structural features of ground and hummocky morine in the Paistunturit area, Finnish Lapland*, *Report Kevo Subarctic Research Station*, 12, s. 34-44.
- Karlton E., Bain D., 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.
- Karpaczewski A., 1983, *Zerkalo lądshafta, Mysl Moskwa*, 155s.
- Khoroshev A., Prozorov A., 2000, *Dynamics of alkali-acid conditions in the soils of middle taiga landscapes*, *Gieografia*, 1, s. 49-55.
- Khotko E., 1998, *Zespoły biegaczowatych (Coleoptera Carabidae) w biogeo-cenozach leśnych wzdłuż transektu klimatycznego (W-E) w strefie środkowoeuropejskiej*. [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokum. Geogr., 13, s. 131-143.
- Klasyfikacja Gleb Leśnych Polski*, 2000, Centrum Informacji Lasów Państwowych, Warszawa, 123ss.

- Klimek K., 1966, *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*, Prace Geogr., 53, 136ss.
- Komornicki T., Skiba S., 1996, Gleby. [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego, Tatrzański Park Narodowy*, Kraków-Zakopane, s. 215-226.
- Kondracki J., 1992, *Republika Białoruska*, Geografia w Szkole, 45(1), s. 24-28.
- 1994, *Geografia Polski – mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa, 340ss.
- 1995, *Fizycznogeograficzna regionalizacja Europy Wschodniej w układzie dziesiątym*, Przegl. Geogr., 67(3-4), s. 349-354.
- 1997, *Regionalizacja fizycznogeograficzna. Encyklopedia Geografii Świata*, Wiedza Powszechna, Warszawa, s. 31-33.
- Konecka-Betley K., 1968, *Zagadnienia żelaza w procesie glebotwórczym*, Roczniki Gleb., 19(1), s. 51-97.
- 1976, *Porównawcza charakterystyka rozmieszczenia składników wolnych w glebach bielicowych, rdzawych i płowych*, Materiały II Krajowej Konferencji: Proces bielicowania. Warszawa-Toruń, s. 41-58.
- 1977, *Soils of dune areas of Central Poland in late glacial and holocene*, Folia Quaternalia, 49, Kraków, s. 42-61.
- 1983, *Geneza gleb Kampinoskiego Parku Narodowego*, [w:] *Wpływ działalności człowieka na środowisko glebowe w Kampinoskim Parku Narodowym*, Wyd. SGGW-AR, Warszawa, s. 21-37.
- Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., Janowska E., 1994, *Właściwości fizyko-chemiczne i chemiczne gleb w Kampinoskim Parku Narodowym*, [w:] *Prognozowanie przemian właściwości gleb Kampinoskiego Parku Narodowego na tle innych komponentów środowiska przyrodniczego*, Wyd. SGGW, s. 17-70.
- Kononowa N., 1968, *Substancje organiczne gleby, ich budowa, właściwości i metody badań*, PWRiL, Warszawa, 321ss.
- Kontturi O., 1984, *The development of the state of glaciofluvial landscape in Finland*, Fennia, 162, s. 63-80.
- Kopp D., 1965, *Die periglaziare Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung*, Ber. Geol. Ges. DDR, 10, s. 739-771.
- 1970, *Periglaziare umlagerungs- (Perstruktions-) zonen im nordostd-deutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung*, Tag.-Ber. Dt. Akad. Landwirtsch.-wiss., 102, s. 55-81.
- Kosinkiewicz B., 1985, *Próba oceny biomasy mikroorganizmów w glebie*, Roczn. Gleb., 36(3), s. 67-74.
- Koutaniemi L., 1979, *Late glacial and post glacial development of the valleys of the Oulanka River Basin, north-eastern Finland*, Fennia, 157(1), s. 13-73.
- 1981, *Characteristics of the relief of the Kuusamo Uplands and the Oulanka Region*, Nordia, 7, Oulu, 17ss.
- 1984, *The Oulanka valley*, Oulanka Reports, 5, Oulu, s. 50-53.
- 1987, *Palaeohydrology of the rivers Ivalojoeki and Oulankajoki*, Finland, Fennia, 165, 1, s. 91-128.
- Koutaniemi L., Koponen R., Rajanen K., 1988, *Podzolization as studied from terraces of various ages in two river valleys, Northern Finland*, Silva Fennica, 22 (2), s. 113-133.
- Kowalkowski A., 1968, *General regularities of free Si-, Al- and Fe-oxides profile distribution in podzolic soils of Ostrzeszów Hills*, Roczn. Gleb., 19 (dodatek), s. 113-122.

- 1984, *Surface texture of quartz grains from tundra soils under electron microscope*, Quatern. Stud. in Poland, 5, s. 75-80.
 - 1988, *Wiek i geneza gleb*, [w:] S. Kozłowski (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 45-85.
 - 1990, *Evolution in holocene soils in Poland*, Quaestiones Geogr., Poznań, s. 93-120.
 - 1993, *Problemy nazewnictwa i pojęć współczesnego gleboznawstwa w badaniach paleogeograficznych*, Studia Kieleckie, 2/78, Kielce, s. 133-164.
 - 1994, *Poczwy i procesy wywietrzwiania na terenie Polski. Plejstoceny i ewolucja systemu poczwianego pokroju w gólcenie*, [w:] A. Wieliczko, L. Starkel (red.), *Paleogeograficzna osnowa współczesnych krajobrazów*, Nauka, Moskwa, s. 134-137.
 - 1995, *Catena of podzolic soils on the northern slope of Vasterkutan in the massif of the Areskutan*, Jarutland Quaestiones Geogr., Sp. Issue, 4, s. 185-193.
 - 1998, *Rusty and rusty-podzolic soils in the tundra and taiga of Middle Sweden*, Rocz. Gleb., 49 (1/2), s. 29-44.
 - 2001a, *Gleba jako ciało przyrodnicze – wskaźnik klimofaz geo- i pedo-stratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi*, [w:] M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce, s. 237-252.
 - 2001b, *Relic cryogenic indicators of diagnostic horizons in rusty and parabraun soils in European Lowland*, Acta Agrophisica, 50, s. 147-167.
- Kowalkowski A., Borzyskowski J., Porębska G., 1981, *Geoekologiczne podstawy rozpoznania, klasyfikacji i kartografii gleb rdzawych*, Wyd. IBL, Warszawa-Śękocin, s. 1-76.
- Kowalkowski A., Brogowski Z., Kocóń J., 1986, *Properties of cryogenic horizons in the profile of rusty soil*, Quaternary Studies in Poland, 7, s. 25-37.
- Kowalkowski A., Kocóń J., 1998, *Microtextures of cryopedogenic weathering in soils of the mountain of Middle Sweden*, Rocz. Gleb., 49(1/2), s. 55-59.
- Kowalkowski A., Mycielska-Dowgiałło E., 1985, *Weathering of quartz grains in the liquefied horizon of permafrost solonchaks in the arid steppe zone, central Mongolia*, Catena, 12, s. 179-190.
- Kowalkowski A., Nowak G., 1968a, *Gleby bielcowe Wzgórz Ostrzeszowskich utworzone z piasków akumulacji peryglacjalnej. Cz. I. Warunki środowiska glebotwórczego*, Rocz. Gleb., 19 (1), s. 5-27.
- 1968b, *Gleby bielcowe Wzgórz Ostrzeszowskich utworzone z piasków akumulacji peryglacjalnej. Cz. II. Właściwości gleb bielcowych*, Rocz. Gleb., 19 (1), s. 28-49.
- Kowalkowski A., Truszkowska R., Borzyskowski J., 1994, *Mapa regionów morfogenetyczno-glebowych Polski*, Prace Komisji Naukowych PTG. Komisja BIGLEB, 8(17), Warszawa, s. 1-27.
- Kowda W., 1984, *Podstawy nauki o glebach*, PWRiL, Warszawa, 895ss.
- Kozarski S., 1986, *Skale czasowe a rytm zdarzeń geomorfologicznych Wistulianu na Niżu Polskim*, Czas. Geogr., 57(2), s. 247-270.
- 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski; warunki środowiska i transformacja geosystemu (20 KA – 10 KA BP)*, Dokum. Geogr., 1, 82ss.
- Królikowski L., Adamczyk B., Borkowski J., Król H., Prusinkiewicz Z., Rząsa S., Ślusarczyk E., Święcicki Cz., Trzecki S., Woźniak T., 1968, *The physical and chemical properties of separate grain size fractions of soil parent rocks*, Rocz. Gleb., 19 (dodatek), s. 3-22.
- Królowa H., 1963, *Stosunki wodno-powietrzne gleb środkowej dzielnicy klimatycznej Polski*, Roczniki Gleb., 13(1), s. 111-137.

- 1966, *Właściwości wodne gleb wytworzonych z piasków zlodowacenia środkowopolskiego*, Pamiętniki Puławskie, 21, s. 287-364.
- Krygowski B., 1964, *Graniformametriam mechaniczną*, Prace Poznań. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Geogr.-Geol., 2(4), 112ss.
- Kundler P., 1956, *Beurteilung forstlich genutzter Sandboden im nordostdeutschen Tiefland*, Archiv Fur Forstwesen, 5(9/10), s. 585-672.
- Kuźnicki F., Białousz S., Kamińska H., Oszmiańska M., Rusiecka D., Skłodowski P., Ziemińska A., Żakowska H., 1978a, *Kryteria typologiczne gleb wytworzonych z piasków sandrowych i zwałowych wyżej położonej części Równiny Kurpiowskiej*, Roczn. Nauk Roln., Seria D-Monografie, 166, s. 17-56.
- Kuźnicki F., Białousz S., Kamińska H., Oszmiańska M., Skłodowski P., Ziemińska A., Żakowska H., 1978b, *Typologia gleb wytworzonych z piasków Puszczy Białej w nawiązaniu do geomorfologii terenu*, Roczn. Nauk Roln., Seria D-Monografie, 166, s. 57-86.
- Lahdesmaki P., Piispanen R., 1988, *Degradation products and the hydrolytic enzyme activities in the soil humification processes*, Soil Biol. Biochem., 20 (3), s. 287-292.
- 1992, *Soil enzymology: role of protective colloid systems in the preservation of exoenzyme activities in soil*, Soil Biol. Biochem., 24 (11), s. 1173-1177.
- Lahtinen R., 1994, *Crustal evolution of the Svecofenian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93-1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rock in the Rautalampi area, central Finland*, Geological Survey of Finland, Espoo, 378, 128ss.
- Lahtinen R., Korhonen U., 1996, *Comparison of petrographical and rock geochemical data in the Tampere – Hameenlinna area, southern Finland*, Geological Survey of Finland, Espoo, 392, 45ss.
- Liira T., Hietaranta J., 1998, *On the postglacial development on the bedrock precipices and talus formations in the Keavuu river valley, northern Finnish Lapland*, Rep. Kevo Subarctic Research Station, 22, s. 1-10.
- Liivrand E., 1984, *The interglacials of Estonia*, Annales Acad. Scien. Fennicae, Seria A, 138, Helsinki, 16ss.
- Linde L., Mycielska-Dowgiało E., 1980, *Some experimentally produced mikrotextures on grain surfaces of quartz sand*, Geogr. Annaler., ser. A., Phys. Geogr., 62A(3-4).
- 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.
- 1997, *Carbon storage of forest soils in Finland. Academic dissertation*, University of Helsinki, s. 5-46.
- 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, Helsinki, s. 1-25.
- Liski J., Westman C., 1995, *Density of organic carbon in soil at coniferous forest sites in southern Finland*, Biogeochemistry, 29, s. 183-197.
- 1997, *Carbon storage in soil of Finland*, Biogeochemistry, 36, s. 239-260.
- Lumsdon D., Farmer V., 1995, *Solubility characteristics of proto-imogolite sols: how silicic acid can de-toxify aluminium solutions*, Europ. Journal of Soil Science, 46, s. 179-186.
- Lundblad K., 1934, *Studies on podzols and brown forest soils*, I, Soil Sci., 37, s. 137-155.

- 1936a, *Studies on podzols and brown forest soils. II*, Soil Sci., 41, s. 295-313.
- 1936b, *Studies on podzols and brown forest soils. III*, Soil Sci., 41, s. 383-394.
- Lundström U., van Breemen N., Bain D., 2000a, *The podzolization process. A review*, Geoderma, 94, s. 91-107.
- Lundström U., van Breemen N., Bain D., i in., 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.
- Lotocki A., Żelawski W., 1973, *Effect of ammonium and nitrate source of nitrogen on productivity of photosynthesis in Scotch pine (Pinus silvestris L.) seedlings*, Acta Societ. Bot. Pol., 42(4), s. 599-605.
- 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 Lodziensia, 76, s. 41-100.
- Manrique L., Jones C., 1991, *Bulk density of soils in relation to physical and chemical properties*, Soil Science Society of American Journal, 55, s. 476-481.
- Marcinek J., 1960, *Studia nad fizyko-chemicznymi gleb bielicowych i brunatnych Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej*, Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Nauk Rolniczych i Komisji Nauk Leśnych, 7(7), s. 1-73.
- Maruszczak H., 2001, *Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn matakarpackich w okresie posarmackim*, Przegl. Geogr., 73(3), s. 252-280.
- Maruszczak H., Wilgat T., 1956, *Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego*, Annales UMCS, Sec. B, 10(1), 107ss.
- Matuszkiewicz J., 2001, *Zespoły leśne Polski*, PWN, Warszawa, 358ss.
- Matuszkiewicz W., 1981, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, PWN, Warszawa, 296ss.
- Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Degórski M., 1994, *Badania fitosocjologiczne w lasach południowej Finlandii*, Zeszyty IGIPIZ PAN, 25, Warszawa, s. 25-44.
- Matuszkiewicz W., Matuszkiewicz A., Matuszkiewicz J., 1994, *Zbiorowiska leśne w Parku Narodowym Oulanka*, Zeszyty IGIPIZ PAN, 25, Warszawa, s. 45-77.
- McKeague J., 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 Jour. Soil Sci., 47, s. 95-99.
- (Ed), 1981, *Manual on soil sampling and methods of analysis*, Canadian Society of Soil Science.
- McKeague J., 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.
- Mehra O., Jackson J., 1960, *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*, Clay and Clays Minerals, 5, s. 317-327.
- Melke J., 1997, *Niektóre prawidłowości w składzie chemicznym gleb brunatnych różnych regionów geograficznych*, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi. Rozprawy habilitacyjne, 56. Wyd. UMCS, Lublin, 113ss.
- Melkerud P., Bain D., Jongmans A., Tarvainen T., 2000, *Chemical, mineralogical and morphological characterization of three podzols developed on glacial deposits in Northern Europe*, Geoderma, 94, s. 125-148.
- Michaelson G., Ping C., Kimble J., 1996, *Carbon storage and distribution in tundra soils of Alaska, USA*, Arctic and Alpine Research, 28(4), s. 414-424.
- Miklaszewski S., 1912, *Gleby ziem polskich oraz mapa gleboznawcza Królestwa Polskiego*, Warszawa, 232ss.

- Mocek A., 1988, *Żelazo w vertisolach i mollisolach okolic Shahrzoor i Raniya w półnono-wschodniej części Iraku*, Roczniki Gleb., 39(3), s. 45-55.
- Mojski E., 1973, *Nizina Podlaska*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 318-362.
- 1985, *Geology of Poland. Stratigraphy, Part 3b, Cainozoic, Quaternary*, Wyd. Geol., Warszawa, 244ss.
- Mokma D., 1983, *New chemical criteria for defining the spodic horizon*, Soil Sci. Of American Jour., 47(5), s. 972-976.
- 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 Monogr., 1, International Soil Museum, Wageningen, 126ss.
- Mokma D., Szafranek A., 2001, *Sustainable crop production of Spodosols in Michigan, United States of America, and Poland*, Soil Survey Horizons. s. 4-10.
- Molga M., 1980, *Meteorologia rolnicza*, PWRiL, Warszawa, 492ss.
- Monnier G., Ture L., 1962, *Une methode de fractionnement densimetrique par centrifugation des matieres organiques du sol*, Anns. Agrom., 13, 1, s. 55-63.
- Morozowa T., 1994, *Etapy poczwobrazowania w Wostocznoj Ewropie*, [w:] A. Wieliczko, L. Starkel (red.), *Paleogeograficzeskaja osnowa sowremiennych landszaftow*, Nauka, Moskwa, s. 137-140.
- Muir A., 1961, *The podzol and podzolic soils*, Adv. Agron., 13, s. 1-56.
- Mukherjee A., 1994, *Fluxes of lead, cadmium and mercury in the finnish environment and the use of biomonitors in checking trace metals*, Environmentalica Fennica, 18, Helsinki, 59ss.
- Müller P., 1887, *Studien uber die naturlichen Humusformen und deren einwirkung auf Vegetation und Boden*, Berlin.
- Munsell soil color charts*, 1971, Munsell Color Division, Baltimore.
- Musierowicz A., 1954, *Gleby bielcowe piaskowe województwa warszawskiego*, Roczn. Nauk Roln., Seria A, 70(1), s. 1-15.
- 1955, *Związki fosforowe w glebach ich przemiany i przyswajalność dla roślin*. Roczn. Nauk Roln., Seria A, 70(4), s. 557-581.
- Musierowicz A., Królowa H., 1962, *Współzależność między polową pajemnością wodną i kapilarną gleb*, Roczniki Gleb., 12, s. 161-177.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, UW, Warszawa, s. 29-90.
- Myśków W., Stachyra A., Zięba S., Masiak D., 1996, *Aktywność biologiczna gleby jako wskaźnik jej żyzności i urodzajności*, Roczn. Gleb., 47(1/2), s. 89-99.
- Nieppola J., Carleton T., 1991, *Relations between understorey vegetation, site productivity, and environmental factors in Pinus sylvestris L. stands in southern Finland*, Vegetatio, 93, s. 57-72.
- 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 Poznań. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Geogr.-Geol., 16, s. 1-108.
- 1994, *Holocenne przeobrażenia wydm w okolicy Osieczy koło Konina*, [w:] *Vistliąnsko-holocenne zjawiska i procesy eoliczne*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich. Poznań, s. 47-55.
- Oksanen L., Virtanen R., 1995, *Topographic, altitudinal and regional patterns in continental and suboceanic heath vegetation of northern Fenoscandia*, [w:]

- L. Oksanen, R. Virtanen (red.), *Geographical ecology of northernmost Fennoscandia*, Acta Bot. Fenn., 153, s. 1-80.
- Olechowicz E., 1998, *Makrofauna glebowo-ściółkowa borów sosnowych w gradiencie różnicowań klimatycznych oraz zanieczyszczeń przemysłowych w Polsce*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokum. Geogr., 13, s. 145-160.
- Olsson M., Melkerud P., 2000, *Weathering in three podzolized pedon on glacial deposits in northern Sweden and central Finland*, Geoderma, 94, s. 149-161.
- Pakonen T., Laine K., 1984, *On the climate of Finland*, Oulanka Reports, 5, s. 5-8.
- Pernarowski L., 1968, *Obszary wydmowe Opolszczyzny* *Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny*, 1, Opole, s. 34-65.
- Petaja-Ronkainen A., Peuraniemi V., Aario R., 1992, *On podzolization in glacio-fluvial material in Northern Finland*, Ann. Academie Scien. Fenn. Series A, III Geologica-Geographica, 156, Helsinki, 20ss.
- Petersen L., 1976, *Podzols and podzolization*, Diss. Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen, 293ss.
- Pielou E., 1984, *The interpretation of Ecological Data*, Wiley, New York.
- Pietilainen P., 1999, *Muhos vuonna, 5992 Ennen Kristusta – 0 Anno Domini*, Finnish Forest Research Institute. Muhos Research Station, s. 1-4.
- Pietuchowa N., 1987, *Geochimia poczw bieloruskoi SSR*, Naukai Technika, Mińsk, 231ss.
- Plichta W., 1970, *Wpływ wieku na stopień zbielicowania gleb wytworzonych z piasków wydmowych Mierzei Świny*, Studia Soc. Scien. Torun., 7, 3, Sec. C TNT, Toruń.
- Plichta W., Kuczyńska I., 1991, *Metal contents in soils of Kaffioyra, Spitsbergen*, Polish Polar Research, 12(2), s. 183-193.
- Pokojska U., 1976, *Istota procesu bielicowania w świetle analizy profilowego rozmieszczenia różnych form Fe, Al., Si, P. Materiały II Krajowej Konferencji "Proces bielicowania"*. PTG, Toruń, s. 75-97.
- 1979a, *Geochemical studies on podzolization. Part I. Podzolization in the light of the profile distribution of various forms of iron and aluminium*, Roczn. Gleb., 30(1), s. 189-215.
- 1979b, *Geochemical studies on podzolization. Part II. Silicon in podzolization*, Roczn. Gleb., 30(2), s. 143-151.
- 1979c, *Geochemical studies on podzolization. Part III. Phosphorus in podzolization*, Roczn. Gleb., 30(2), s. 153-161.
- 1992, *Adsorpcja i wymiana kationów w próchnicach leśnych*, Rozprawy UMK, Toruń, 100ss.
- Pondel H., 1961, *Gleby brunatne i bielicowe wytworzone z gliny zwałowej Pojezierza Kaszubskiego*, Pamiętnik Puławski, Prace IUNG, 3, s. 165-189.
- 1963, *Fizyko-chemiczne i chemiczne właściwości gleb brunatnych i bielicowych wytworzonych z gliny zwałowej Pojezierza Kaszubskiego*, Pamiętnik Puławski, Prace IUNG, 9, s. 53-97.
- Ponomariewa V., 1964, *Teorija podzobrazowatielnego processa. Biochimizzeskie aspekty*, Izd. Nauka, 8, Moskwa, 377ss.
- 1969, *Theory of podzolization*, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 309ss.
- Post W., Emanuel W., Zinke P., Stangenbauer A., 1982, *Soil carbon pools and world life zones*, Nature, 298, 156-159.

- Post W., Peng T., Emanuel W., King A., Dale V., De Angelis D., 1990, *The global carbon cycle*, Am. Sci., 78, s. 310-326.
- Prusinkiewicz Z., 1961a, *Niektóre wyniki badań nad próchnicą gleb leśnych*, Roczn. Gleb., 10, s. 666-669.
- 1961b, *Zagadnienia leśno-gleboznawcze na obszarze wydm nadmorskich Bramy Świny*, Badania Fizjograficzne nad Polską zachodnią, 7, s. 25-127.
- 1965, *Ustalenie wieku chronosekwencji glebowej na mierzajach Bramy Świny metodą radiowęglu ^{14}C* , Roczn. Gleb., 15, Dodat., s. 433-436.
- 1969, *Gleby wydm śródlądowych w Polsce, [w:] Procesy i formy wydmowe w Polsce*, Prace Geogr., 75, s. 117-145.
- 1972a, *Ważniejsze kwestie sporne w problematyce bielicy*, Materiały konferencji terenowej – *Geneza i właściwości bielicy przybaltyckich*, PTGleb., Warszawa, s. 1-7.
- 1972b, *Piaski wydm nadmorskich i śródlądowych jako skały macierzyste bielicy*, Materiały konferencji terenowej – *Geneza i właściwości bielicy przybaltyckich*, PTGleb., Warszawa, s. 8-15.
- 1976, *Pięcioletni słownik gleboznawczy*, PWN, Warszawa, 264ss.
- 1993, *Analiza uziarnienia wersja 2.0, obsługa pakietu*, Toruń, 7ss.
- Prusinkiewicz Z., Bednarek R., 1985, *The origin, age and stratigraphic significance of some rusty (sideric) soils in Poland*, INQUA/ISSS, Paleopedology Commission, 5, s. 13-14.
- 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*, Ekol. Pol., 29(2), Warszawa, s. 283-309.
- Prusinkiewicz Z., Bednarek R., Pokojska U., 1980, *Gleby bielicoziemne w Polsce*, Przegl. Geogr., 52 (1), s. 103-113.
- Prusinkiewicz Z., Konyś L., Kwiatkowska A., 1994, *Klasyfikacja uziarnienia gleb i problemy z nią związane*, Roczniki Gleb., 45(3/4), s. 5-20.
- Prusinkiewicz Z., Kowalkowski A., 1964, *Studia gleboznawcze w Białowieskim Parku Narodowym*, Roczn. Gleb., 14(2), s. 161-304.
- Prusinkiewicz Z., Michalczyk C., 1998, *Gleby Białowieskiego Parku Narodowego*, Phytocoenosis, Supplem. Cartogr. Geobot., 10, Warszawa-Białowieża, 40ss.
- Prusinkiewicz Z., Noryśkiewicz B., 1966, *Zagadnienie wieku bielicy na wydmach brunatnych Mierzei Świny w świetle analizy palynologicznej i datowania radiowęglu ^{14}C* , Zesz. Nauk. UMK, Geogr., 5, 14, Toruń, s. 115-127.
- Puchalski T., Prusinkiewicz Z., 1990, *Ekologiczne podstawy siedliskoznawstwa leśnego*, PWRiL, Warszawa, 619 ss.
- 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, Biull., 387, Espoo, 72ss.
- Rajakorpi A., 1984, *Microclimate and soils of the central part of the Hameenkangas interlobate complex in Western Finland, Fennia*, 162(2), s. 237-337.
- Reuss J., Johnson D., 1986, *Acid deposition and the acidification of soils and waters*, Ecological Studies, 59, s. 1-120.
- Richards B., 1979, *Wstęp do ekologii gleby*, PWN, Warszawa, 326ss.
- Richter D., Markewitz D., 2001, *Understanding soil change. Soil Sustainability over millennia, centuries, and decades*, Cambridge Univ. Press, 255ss.

- Richter H., 1968, *Stan obecny i tendencje rozwojowe przestrzennego podziału naturalnego w NRD*, [w:] *Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej*, Prace Geogr., 69, s. 63-77.
- Riise G., Hess P., 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.
- Rinkis G., 1963, *Metody uskorieńnego kolorimetrycznego opridielienija mikroeliementow w biologiczeskich obiektach*, Riga.
- Robertson, P., Coleman D., Bledsoe C., Sollins P., 1999, *Standard soil Methods for long-term ecological research*, Oxford University Press, New York, Oxford, 462ss.
- Rode A., 1937, *Podzoloobrazowatelnyj process*, Izdatelstwo Akademi Nauk SSSR, Moskwa-Leningrad, 361ss.
- 1956, *Woda w glebie*, PWRiL, Warszawa, 456ss.
- Roo-Zielińska E., Solon J., 1997, *Plants and forest flor*, [w:] A. Breymeyer, M. Degórski, E. Roo-Zielińska, J. Solon, *Ecosystem response to climate on a temperate to boreal forest transect*, Report, msc
- 1998, *Charakterystyka geobotaniczna i analiza zasięgów borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12°E) i Śląskim*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokum. Geogr. 13, s. 79-98.
- Rotnicki K., 1970, *Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach*, Prace Poznań. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Geogr.-Geol., 11(2), 146ss.
- Sairanen A., 1990, *Site characteristics of Scots Pine stands infected by gremmeniella abietina in Central Finland. Mineral soils sites*, Acta Forestalia Fenica, 216, s. 5-27.
- Sandstrom H., 1997, *The analytical methods and the precision of the element determinations used in the regional bedrock geochemistry in the Tampere – Hameenlinna area, southern Finland*, Geological Survey of Finland, Bulletin, 393, 26ss.
- Sańko A., 1987, *Neoplejstocen siewierno-wostocznoj Bielorusii i smieżnych rajonow RSFSR*, Akademia Nauk Bielorusii, Instytut Geochimii i Geofizyki. Nayka i Technika, Mińsk, 177ss.
- Sapek A., 1971, *Rola kompleksotwórczych substancji humusowych w procesie bielicowania*, St. Soc. Sci. Tor., 7(5), s. 1-93.
- Schaetzel R., Mokma D., 1988, *A numerical index of podzol and podzolic soil development*, Physical Geography, 9, s. 232-246.
- Schwertmann U., 1964, *Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Losung*, Zeitschrift für Pflanzener-nahrung Dúngung Bodenkunde, 105, s. 194-202.
- 1966, *Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide*, Nature, 212, s. 645-646.
- Seppala M., 1976, *Periglacial character of the climate of the Kevo region (Finish Lapland) on the basis of meteorological observations 1962-71*, Rep. Kevo Subarctic Res. Stat. 13, Turku, s. 1-11.
- 1995, *Deflation and redeposition of sand dunes in Finish Lapland*, Quaternary Science Reviews, 14, s. 799-809.

- Sepponen A., Laine L., Linnila K., Lahde E., Roiko-Jokela P., 1982, *The forest side types of North Finland and their floristic composition*, Folia Forest., 517, s. 1-32.
- Sepponen P., 1985, *The ecological classification of sorted forest soils of varying genesis in Northern Finland*, Commun. Instit. Forest. Fenniae, 129, Helsinki, 77ss.
- Simonen A., 1994, *The precambrian of Finland*, Geol. Surv. Finland, 304, 58ss, Espoo.
- Sinha M., 1971, *Organo-metallic phosphates. Part I. Interaction of phosphorus compounds with humic substances*, Plant and Soil, 35, s. 471-484.
- Siuta J., 1961, *Kompleks sorpcyjny gleb brunatnych i bielcowych Pojezierza Mazurskiego*, Roczn. Nauk Roln., 82-A-3, s. 563-567.
- Skiba S., 1977, *Studia nad glebami górskimi wytworzonymi w różnych piętrach klimatyczno-roślinnych krystalicznej części Tatr Polskich*, Roczn. Gleb., 28(1), s. 205-241.
- 1985, *Rola klimatu i roślinności w genezie gleb na przykładzie gleb górskich z Tatr Polskich i z gór Mongolii*, Zeszyty Naukowe AR, Rozprawa habilitacyjna, 99, Kraków, 72ss.
- Skłodowski P., 1974, *Badania chemiczne i fizyko-chemiczne związków próchnicznych i ich połączeń z metalami w glebach bielcowych wytworzonych w różnych strefach klimatycznych*, Prace Naukowe, Geodezja, 14. Politechnika Warszawska, 135ss.
- Skłodowski P., Maciejewska A., Szafranek A., 1988, *Wpływ procesu bielcowania na rozmieszczenie pierwiastków śladowych w profilach gleb bielcowych*, Roczn. Gleb., 39(4), s. 113-128.
- Smyk B., 1974, *Biologically active toxic substances of fungal origin and their influence upon the soil habitat*, Roczn. Gleb., 25, s. 91-100.
- Soil Survey Staff, 1960, *7th Approximation. Soil classification a comprehensive system*, Washington DC, 265ss.
- 1975, *Soil taxonomy, a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*, Agric. Handbook, 436, Washington DC, 754ss.
- Sokal R., Rohlf F., 1969, *Biometry*, W.H. Freeman and Company, San Francisco, 190ss.
- Solantie R., 1990, *The climate of Finland in relation to its hydrology, ecology and culture*, Finnish Meteorological Institute Contributions, 2, Helsinki, 130ss.
- 1992, *Snow and soil forest in Finish forests: interdependencies between climate, flora, fauna and early culture in the province of Uusimaa*, Silva Fennica, 27 (4).
- Solon J., 1998, *Różnorodność gatunkowa borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12°E) i Śląskim*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokum. Geogr., 13, s. 113-130.
- Solon J., Roo-Zielińska E., 2001, *Biomass and floristic richness of the herb layer in forests of Scots pine (Pinus sylvestris) in Central and Northern Europe*, Abstracts. Ecol. Soc. Of America, Madison, Wisconsin, s. 346.
- Soyrinki N., Salmela R., Suvanto J., 1977, *The forest and mire vegetation of the Oulanka National Park, Northern Finland*, Acta Forestalia Fennica, 154, 150ss.
- Starkel L., 1977, *The paleogeography of mid- and east Europe during the last cold stage, with west European comparisons*, [w:] *Paleogeography of Europe*, Phil Trans. Royal Soc, B, 280, London, s. 351-372.
- 1986, *The role of the vistulian and holocene in the transformation of the relief of Poland*, Biul. Perygl., 31, s. 261-273.

- 1988a, *Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the vislian ice sheet*, Geogr. Polon., 55, s. 151-163.
- 1988b, *Przemiany środowiska geograficznego Polski a dzisiejsze geosystemy*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa, s. 7-24.
- 1998, *Geneza i przemiany krajobrazów dolin rzecznych Polski*, [w] *Krajobraz dolin rzecznych po katastrofie*, Politechnika Krakowska, Kraków, s. 17-20.
- Stewart J., Mc Kercher R., 1985, *Phosphorus cycle. Experimental Microbial Ecology*, Chapter 14. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, s. 220-238.
- 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*, J. Ecol. Chem., 3(3), s. 157-168.
- Sylwestrzak J., 1978, *Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe. Wydział 5, Nauk o Ziemi. Ossolineum, Gdańsk, 161ss.
- Systematyka Gleb Polski*, 1989, PTG, Roczn. Gleb., 40 (3/4), 150ss.
- Szafranek A., 1990, *Wpływ rzeźby terenu i skały macierzystej na kształtowanie się gleb z piaskowców dewońskich i triasowych regionu świętokrzyskiego. Część II. Właściwości chemiczne gleb*, Roczn. Glebozn., 41(3/4), s. 157-177.
- 1998, *Phosphate sorption in relation to extractable iron and aluminium in rusty soils*, Roczn. Gleb., 49(1/2), s. 61-69.
- 2000, *Właściwości oraz przydatność rolnicza gleb płowych i rdzawych Wysoczyzny Katuszyńskiej*, Rozprawy Naukowe i Monografie. Wyd. SGGW, Warszawa, 132ss.
- Świercz A., 1997, *Wpływ emisji alkalicznej na gleby i bory sosnowe w "Białym Zagłębiu". Część I*, Polska Akademia Nauk – oddział w Krakowie, Kieleckie Towarzystwo Naukowe. Kielce, 206ss.
- Tamm C., 1922, *Om bestamning av de oorganiska componenterna i markens gelkomplex*, Medd. Stat. Skogsforsoksanst, 19, s. 385-404.
- 1932, *Über die oxalatmethode in der chemischen bodenanalyse*, Medd. Stat. Skogsforsoksanst, 27, s. 1-20.
- Tamm C., Hallbacken L., 1988, *Changes in soil acidity in two forest areas with different acid deposition: 1920s to 1980s*, Ambio, 17, s. 56-61.
- Tamm C., Ostlund H., 1960, *Radiocarbon dating on soil humus*, Nature, 185, s. 706-707.
- Tamminen P., Starr M., 1994, *Bulk density of forest mineral soils*, Silva Fennica, 28(1), s. 53-60.
- Terlikowski F., 1951, *Próchnica a żywność gleb*, Zakład Gleboznawstwa Uniwersytetu Poznańskiego, Poznań, 172ss.
- Tobolski K., 1975, *Roślinność północnej Finlandii w czasie ostatniego zlodowacenia (Vistulian) i we wczesnym holocenie (Flandrian)*, Folia Quaternaria, 45, Kraków, s. 1-42.
- Tobolski K., Mocek A., Dzieciołowski W., 1997, *Gleby Słowińskiego Parku Narodowego w świetle historii roślinności i podłoża*, Homini, Bydgoszcz, Poznań, 183ss.
- Tonteri T., Hotanen J., Kuusipalo J., 1990, *The Finnish forest site type approach: ordination and classification studies of mesic forest sites in southern Finland*, Vegetatio, 87, s. 85-98.
- Turnau-Morawska M., 1955, *Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych*, Acta Geol. Pol., 5 (3), s. 363-388.

- Uggla H., 1968, *Studium nad glebami zespołów roślinnych w borach sosnowych Pojezierza Olsztyńskiego*, Zesz. Nauk. Akad. Roln. Techn. Ser. Geol. I, Urząd. Roln., 9, Olsztyn.
- Uggla H., Roszko H., 1974, *Wstępne badania gleb rdzawych w borach okolic Szczytna*, Sylwan, 10.
- Uggla H., Uggla Z., 1979, *Gleboznawstwo leśne*, PWRiL, Warszawa, 526ss.
- Ugolini F., Reanier R., Rau G., Hedges J., 1981, *Pedological isotopic and geochemical investigations of the soils at the boreal forest and alpine tundra transition in northern Alaska*, Soil Sci. 131, s. 359-374.
- Ulrich B., 1981, *Okologiczne Gruppierung von Boden nach ihrem chemischen Boden-zustand*, Z. Pflanzernahr. Bodenk., 144, s. 289-305.
- 1988, *Okochemische Kennwerte des Bodens*, Z. Pflanzernahr. Bodenk., 151, s. 171-176.
- Ulrih B., Meiwes K., König N., Khanna K., 1984, *Untersuchungsverfahren und Kriterien zur Bewertung der Versauerung und ihrer Folgen in Waldboden, Forst and Holz.*, 39(1), s. 278-286.
- Uziak S., Klimowicz Z., 2000, *Elementy geografii gleb i gleboznawstwa*, Wyd. UMCS, Lublin, 254ss.
- Van Reeuwijk L., 1995, *Procedures for soil analysis*, Technical Paper 9. International Soil Reference and Information Centre.
- Van Vliet-Lamoe B., Seppala M., Kauhko J., 1993, *Dune dynamics and cryoturbation features controlled by Holocene water level change, Hietatievat, Finnish Lapland*, Geologie en Mijnbouw, 72, Kluwer Academic Publishers, s. 211-224.
- Vare H., Ohenoja E., Ohtonen R., 1996, *Macrofungi of oligotrophic Scots pine forests in northern Finland*, Karstenia, 36, s. 1-18.
- Velichko 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 Minesota Press, s. 95-118.
- Vogel-Daniels A., 1968, *Die begrenzenden Standortsfaktoren für die Verbreitung der Fichte im Westen Europas*, AFJZ, 12, s. 78-96.
- Voľobujev V., 1953, *Poczwy i klimat*, Izdatelstwo Akademii Nauk Azerbejdzanskoj SSR, Baku, 320ss.
- 1964, *Ecology of soils*, Israel Progr. Sci. Transl., Jerusalem, Davey, 293ss.
- 1973, *Sistema poczw mira*, Izdatelstwo EŁM, Baku, 307ss.
- Vreeken W., 1975, *Principal kinds of chronosequences and their significance in soil history*, Journal Soil Sci., 26, s. 378-394.
- Waga J., 1994, *Rzeźba eoliczna na obszarze wschodniej części Niecki Kozielskiej*, Scripta Rudensia, 2, Rudy Wielkie, 130ss.
- Whalley W., 1975, *Quartz soil production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environment*, Scanning Electron. Microscopy, 1, s. 547-554.
- 1979, *Quartz silt production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environments*, Scanning Electron Microscopy, 1, s. 547-554
- Winkelmolen A., Koutaniemi L., 1986, *Post glacial history of the Oulanka Joki valley, NE Finland, studied by siza shape and density sorting*, Nordia, 20(3), Oulu, s. 183-213.
- Wiśniewski E., 1973, *Genesis of the Lammi easker (southern Finland)*, Fennia, 122, 30ss.
- 1976, *Zagadnienia paleogeograficzne Doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Problemy geografii fizycznej*, Studia Soc. Sc. Toruń., Sectio C, Geogr. et Geol., 8(4-6), s. 279-296.

- Witkamp M., 1966, *Decomposition of leaf litter in relation to environment conditions, microflora and microbial respiration*, Ecology, 47(2), s. 194-147.
- Wood M., 1995, *Environmental soil biology*, Blackie Academic and Professional, London, 150ss.
- WRB, 1998, *World Reference Base for Soil Resources*, World Soil resources Reports 84, FAO, ISRIC and ISSS.
- Wyszkowski A., 1987, *Microclimatic temperature characteristics around the Oulanka Biological Station, NE Finland*, Oulanka Reports, 7, Oulu, s. 3-24.
- Yaalon D., 1975, *Conceptual models in pedogenesis can soil-forming functions be solved?* Geoderma, 14, s. 189-205
- 1982, *Arctic soils and geomorphic processes*, Catena Supplement, 1, 219ss.
- 1997, *History of soil science in context: international perspective*, Advances in Geoecology, 29, s. 1-13.
- Zilliacus H., 1987, *De Geer moraines in Finland and the annual moraine problem*, Fennia, 165(2), s. 145-239.
- Żurek S., 1991, *Budowa, geneza i rozwój torfowisk sandru augustowskiego*, Zesz. Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 372, s. 219-250.

THE SPATIAL VARIABILITY TO THE PROPERTIES OF PODZOLIC SOILS IN CENTRAL AND NORTHERN EUROPE AND THE GEOGRAPHICAL DIFFERENTIATION OF PEDOGENIC FACTORS

Summary

While the share of the soil cover of the Boreal and sub-Boreal climatic and vegetation belt taken by podzolic soils is considerable, and the documentation of the characteristics of such soils is rich, there has so far been a lack of reported work of a subject matter that would indicate the spatial differentiation to the properties of podzolic soils on a supraregional scale, and be in a position to relate these to geographical differences in the factors conditioning the pedogenic process in such a way that there would be comprehensive treatment taking in analysis of many soil properties determined from material collected by a single author in line with uniform laboratory methods.

In consequence, the basic aim of the work described here has been to determine the influence of geographically-varied pedogenic factors on the spatial differences to be noted in selected morphological, physical, chemical and biochemical properties of the podzolic soils of the eastern and north-eastern soil regions (as conceived of by Glazowska), and subsequently to point to their regional differences and diagnostic significance in research on the spatial variability of soil cover. In addition, an attempt was made to assess the influence on the contemporary, geographical variation in podzolic soil properties of two groups of pedogenic factors, i.e. the biotic-climatic and the morpho-lithological. The results obtained on the spatial variability of podzolic soils from the point of view of differentiation in their properties has been related to the already-existing geographical divisions of the pedosphere.

The work took in the area of the zonal occurrence of podzolic soils, whose western and southern limits constitute the natural range of fresh pine forests belonging to the Dicrano-Pinion alliance, while the northern limits are set by the Phyllodoco-Vaccinium alliance (Bohn, Katenina, Komarov 1996), and the eastern by the political boundary of Russia. The study was thus carried out within Germany, Poland, Belarus, Lithuania, Latvia, Estonia and Finland, between longitudes 12°25' and 32°37' E and longitudes 50°10' and 69°44' N. 418 soil pits dug in podzolic and rusty podzolic soils were dug across the study area, with 39 with the habitat features most typical of the studied geographical unit being selected for further analysis.

The recognised influence of many endogenous and exogenous factors of the geographical environment on the spatial variation in soil cover ensured that the carrying-out of pedological research on the geographical scale required the adoption of a range of very precisely defined assumptions and criteria in the selection of sites. These required that a site:

- had an autogenic soil with an endo-percolative type of water regime,
- was located at an altitude of less than 300 m a.s.l.,
- had a flat surface with an inclination of less than 2°,
- had a permeable rocky material beneath,
- had sediments of a glaciofluvial character,
- supported a forest ecosystem with a prevalence of Scots pine in the tree stand,

- had minimum tree-stand ages of 80 years,
- was not characterised by the direct impact of humankind on the ecosystem.

The soil properties being evaluated were: thickness of the soil layer, colour, mineral composition, the abrasion of prepared quartz grains of diameter 0.5–1 mm; particle-size distribution; the density by volume (G_o) in samples of undisturbed structure, the *gestość właściwa* (G_w); temporary humidity (W), the field water capacity (PPW), the maximal capillary capacity (KPW_{max}), the maximal hygroscopicity (MH), the composition by fraction of humus in the organic and humus layers, lactic dehydrogenase activity in the organic and humus layers, organic carbon content (C_o), organic carbon after extraction with sodium pyrophosphate (C_p), bulk density of organic carbon (D_c) and the carbon stock (M_c), reaction (pH_{H_2O} and pH_{KCl}), total nitrogen (N), nitrate-nitrogen ($N-NO_3^-$), ammonium-nitrogen ($N-NH_4^+$), total phosphorus (P_o), plant-available phosphorus (P_p), exchangeable cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+), hydrolytic acidity (H_h); exchangeable aluminium (Al^{3+}), exchangeable acidity (H_w), iron (Fe_p), aluminium (Al) i carbon (C_p) associated in humus complexes with sesquioxides, in an extract of 0.1M sodium pyrophosphate, iron content extracted in 20 HCl (Fe_z), amorphous iron (Fe_o) and amorphous aluminium (Al_o), and free iron (Fe_d) in citrate extract with sodium dithionite. Also calculated were: total porosity (P_o) as $(G_w - G_o)/G_w \cdot 100\%$; air capacity (P_p) as $P_o - PPW$; total exchangeable base cations (S) as the sum of determinations for Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ and Na^+ ; capacity of the sorption complex (T) as $H_h + S$; degree of saturation with base cations (V) as $S/T \cdot 100\%$; the index of soil elasticity (U_i), as $Ca^{2+}Mg^{2+}T^{-1}$; the content of inorganic forms of iron (Fe_{in}) as $Fe_o - Fe_p$; the content of inorganic forms of aluminium (Al_{in}) as $Al_o - Al_p$; the content of silicate forms of iron (Fe_{sk}) as $Fe_z - Fe_d$; and the content of non-silicate crystalline forms of iron (Fe_{kr}) as $Fe_d - Fe_o$.

The empirical results on the soil properties of 39 objects (soil profiles) provided a basis for the determination of similarities between them, with cluster analysis being used for this purpose. Ward's method was used in grouping. The links between different pedogenic factors and the spatial distribution of the studied soil properties were investigated with the aid of multifactor and correlation analysis.

The analysis carried out allowed for the formulation of several conclusions as regards the spatial differentiation to podzolic soil properties in northern and central Europe, as these result from geographically-differentiated pedogenic factors.

1. Confirmation was offered for the time-dependent conditioning role of the morpholithological factor, as well as the steering biotic-climatic factor, where the process of pedogenesis in the studied podzolic soils was concerned.

2. The spatial division of the studied podzolic soils obtained on the basis of analysis of similarity of properties defining the direction and type of pedogenic processes can be related to: the age of sedimentation of the original sediments expressed by reference to the extents of the different glaciations, the textural properties of the substratum from which the pedons are shaped, and the ecological and physiological plant formations and climatic (especially hygrothermic) conditions.

3. The soils present in similar hygrothermic conditions and shaped from lithological material of different geological periods sometimes demonstrate similarity of chemical properties, thereby attesting to the important influence of the biotic/climatic factor when

it comes to the shaping of pedogenic processes in a pedogenic environment differentiated in relation to age.

4. Soils of similar granulometric composition do not merely differ in the content of fractions of differing grain, as a large role in the spatial differentiation of primary and secondary physical properties (as well as some chemical properties) is played by the local environmental conditioning, and especially the organic-matter content.

5. Some pedogenic diagnostic features may be regarded as diagnostic indicators of the spatial variability of soils. These include:

- The content of amorphous iron and aluminium ($Al_0 + 1/2 Fe_0$) in the illuvial horizon (spodic i syderic),
- The content of iron-aluminium-humus complexes ($C_p + Al_p + Fe_p$) in the enriched illuvial horizon, both spodic and sideric,
- The magnitude of the index for the movement of free iron in profiles (ratio of Fe_d in B to Fe_d in E),
- The degree of illuviation ($\sum_b C_p Al_p Fe_p - \sum_a C_p Al_p Fe_p$),
- The molar ratio [$C_p / (Fe_p + Al_p)$] in the spodic and sideric zones of enrichment.

6. Among the properties of podzolic and rusty-podzolic soils, the universal diagnostic features of their differentiation, i.e. the ones pointing to statistically-significant relationships with geographical location, were::

- the thickness of the organic horizon,
- the thickness of the soil solum,
- the content of non-resistant minerals in the soil's heavy fraction,
- the granulometric heterogeneity of the soil substratum,
- the degree of abrasion of lithological material,
- the temporary humidity deficit in relation to field capacity,
- the ratio of the stock of soil at field capacity to the stock in a state of capillary water capacity,
- the air capacity,
- the stock of organic carbon,
- the ratio of the huminic to fulvic acid contents,
- the degree of humification,
- lactic dehydrogenase activity,
- contents of total phosphorus and plant-available phosphorus,
- the content of exchangeable aluminium,
- the content of exchangeable hydrogen ions,
- the exchangeable acidity,
- the relations between forms of aluminium and iron.

7. On account of the statistical similarity of all of the studied pedogenic and pedological properties, a division into the following groups of regions was obtained:

- 6 groups of podzolic soils:
 - Lapland,
 - Ostro-Bothnia and the Finnish Lakeland,

- The Littoral Regions and Lakelands of the Eastern Baltic,
- The Podlasie-Byelorussian and Northern Pre-Carpathian Uplands,
- The Berezina-Desna Lowland,
- The Southern Baltic Lakelands, Central Polish Lowland and Central Małopolska Upland.

- 4 groups of rusty-podzolic soils:

- the Finnish Lakeland and Eastern Baltic,
- the Western and Southern Lakelands,
- the Podlasie-Byelorussian Uplands and Berezina-Desna Lowland,
- the Central Polish Lowland and Silesian-Cracovian Upland.

8. The spatial variability to pedogenic factors and the properties of the pedons studied allowed for a determination of the geographical differences in podzolic soils within two zones and five regional sub-zones:

- The Holocene and Late Vistulian-Holocene podzolic soils of pine and mixed/pine forests of the vegetation formation of mesophilic and hygromesophilic coniferous forests of the cool-temperate climate:

- meso-Holocene/eo-Holocene illuvial-humic podzolic soils of pine forests within the north-Boreal coniferous forest regional vegetation formation, in conditions of a highly humid climate, in areas characterised today by a very active pedogenic environment in which the soil substrata are meso-Holocene or youngest eo-Holocene sediments,

- Late Vistulian-Holocene podzolic and rusty-podzolic soils of pine and mixed/pine forests, developed from eo-Holocene and Late Vistulian sediments, occurring today in conditions of a highly humid climate, in the zone of the Central and Southern Boreal coniferous forest regional vegetation formation,

- Pleistocene-Holocene podzolic soils of pine and mixed/pine forests of the vegetational formation of mesophilic deciduous and coniferous forests in the zone of warm-temperate climate:

- Plenivistulian-Holocene podzolic and rusty-podzolic soils of pine and mixed/pine forests, developed from Plenivistulian sediments and occurring today in the conditions of a humid temperate climate within the zone of the regional form of the beech and mixed/ beech vegetation formation,

- Neo-Pleistocene-Holocene podzolic and rusty-podzolic soils, developed from sediments of the Warta stage of the Oder Glaciation, occurring today in conditions of a sufficiently humid climate, in the zone of the lowland form of the mixed oak-lime-hornbeam forest regional vegetation formation,

- Meso- and neo-Pleistocene-Holocene podzolic and rusty-podzolic soils of pine and mixed/pine forests, developed from the sediments of the San II Glaciation and the pre-maximal and maximal stages of the Oder Glaciation, occurring today in conditions of a highly humid climate, in the lowland zone of the hemi-boreal and nemoral pine forest regional vegetation formation.

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polskiej,
- Atlas Warszawy,

oraz *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

Spisy treści wydawanych tytułów oraz informacja o sprzedaży wysyłkowej numerów bieżących i archiwalnych, znajdują się na stronach Działu Wydawnictw IGiPZ PAN – www.igipz.pan.pl/wydaw/home_pl.htm

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

- 20 – Gałczyńska B., Kulikowski R., 2000, *Wieś i rolnictwo strefy podmiejskiej Warszawy. Zróżnicowanie przestrzenne i procesy transformacji*, 78 s.
- 21 – Kowalski M., Śleszyński P., 2000, *Uwarunkowania zachowań wyborczych w województwie śluskim*, 86 s.
- 22 – Bański J., 2001, *Stan i perspektywy rolnictwa na obszarach problemowych w Polsce*, 62 s.
- 23 – Kuchcik M. (red.), 2001, *Współczesne badania topoklimatyczne*, 174 s.
- 24 – Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 2001, *Bioklimat Krasnobrodu*, 54 s.

ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962-2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

– Dom Handlowy Nauki Sp. z o.o., Księgarnia Naukowa, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. 697-88-35.

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. 826-18-35.

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-06-3

<http://rcin.org.pl>

