



Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej

mgr Paulina Anna Rutkowska

**Przebieg procesu bielicowania w cyklu uprawy monokultur
sosnowych w wybranych obszarach piaszczystych Polski
Północnej**

Rozprawa doktorska wykonana w Katedrze Gleboznawstwa i Kształtowania Krajobrazu pod
kierunkiem **dr hab. Michała Jankowskiego, prof. UMK**
oraz **dr hab. inż. Piotra Sewerniaka, prof. UMK**

Recenzenci:

prof. dr hab. Marek Drewnik
(Uniwersytet Jagielloński w Krakowie)

prof. dr hab. Oimahmad Rahmonov
(Uniwersytet Śląski w Katowicach)

Publiczna obrona rozprawy doktorskiej – 26 czerwca 2020 r

Toruń 2020

Wstęp

Dzięki swej wyrazistej morfologii gleby wytworzone pod wpływem procesu bielcowania należą do jednych z najwcześniej poznanych i opisanych typów gleb. Już od XIX wieku pojawiła się duża ilość literatury związanej z ich genezą, właściwościami i morfologią. Gleby bielcowe, jako typ „podzol” po raz pierwszy zostały wyróżnione przez gleboznawców rosyjskich w drugiej połowie XIX wieku (Glinka 1926, Karpaczewski 1983). Pod koniec tego wieku Mikołaj Sibircew wprowadził termin ten do klasyfikacji gleb (Yaalon 1997). Następnie, określenie „podzol” przyjęli i zaczęli stosować gleboznawcy w wielu innych krajach, niezależnie od obowiązujących w tamtych czasach klasyfikacji (Muir 1961; Ponomariewa 1969; Petersen 1976; Mokma i Buurman 1982; Boul i in. 1989).

W światowej a zwłaszcza w europejskiej literaturze glebom bielicoziemnym i procesowi bielcowania poświęcono wiele miejsca. W Polsce badaniami bielicy i gleb bielcowych zajmowali się między innymi profesorowie: Dzieciółowski, Plichta, Sapek, Prusinkiewicz, Pokojńska, Bednarek, Chodorowski oraz Jankowski.

Istota procesu bielcowania

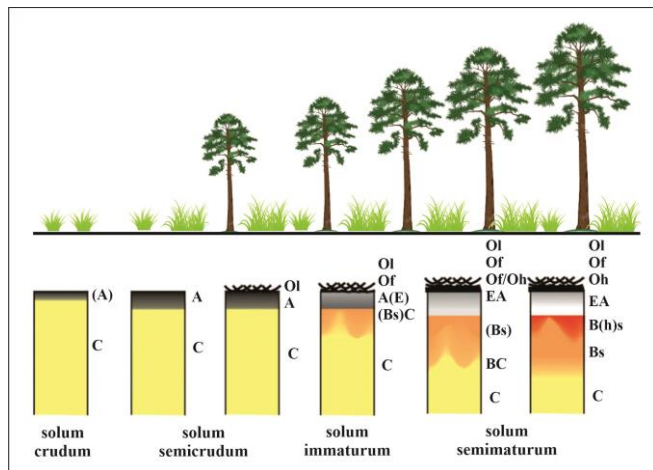
Bielcowanie jest procesem glebotwórczym charakterystycznym dla mało aktywnych biologicznie, kwaśnych, ubogich w składniki pokarmowe siedlisk, porośniętych acidofilną roślinnością borową klimatu wilgotnego, umiarkowanego i chłodnego. Proces ten polega na wypłukiwaniu z górnych części gleby niektórych produktów rozkładu minerałów glebowych w formie rozpuszczalnych w wodzie kompleksowych połączeń z ruchliwymi frakcjami związków humusowych, których źródłem jest kwaśna próchnica nadkładowa typu *mor*. Przemieszczaniu w dół i wytrącaniu w środkowej części profilu ulegają głównie materia organiczna, tlenki i wodorotlenki glinu i żelaza, a także krzemionka, fosfor, mangan i inne pierwiastki (Sapek 1971, Pokojńska 1976, Prusinkiewicz 1999, Systematyka gleb Polski 2011).

Procesy glebotwórcze przebiegają zwykle powoli i do pełnego wykształcenia się gleby potrzeba setek, tysięcy, a nawet i setek tysięcy lat. Bielcowanie jest jednym z najszybciej zachodzących procesów glebotwórczych (Birkeland 1984). W światowej literaturze opisano różne czasy tworzenia się i rozwoju gleb, w wyniku procesu bielcowania. Według wielu autorów pierwsze morfologiczne efekty procesu bielcowania uwidaczniają się po około 100 latach (Tamm 1920, Jauhiainen 1973, Protz i in. 1984, Barrett i Schaetzl 1992, Evans 1999, Barrett 2001, Mokma i in. 2004). Jednak do powstania dojrzałych gleb potrzeba zwykle 1000-6000 lat (Tamm, 1920, Jauhiainen 1973, Mokma i in. 2004. Starr i Lindroos 2006, Sauer i in. 2008).

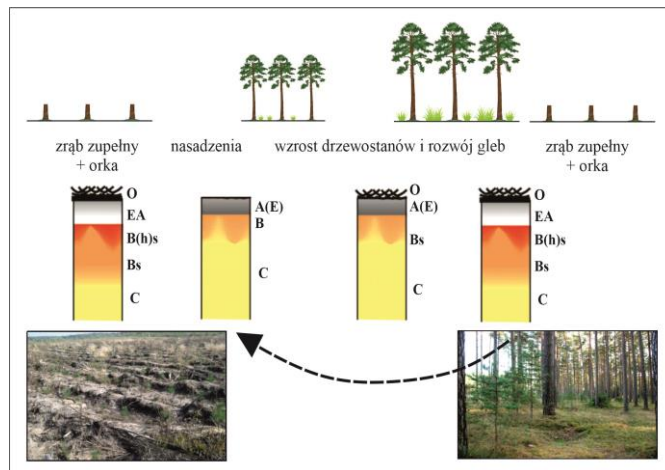
Uprawa sosny zwyczajnej

W wyniku wcześniejszych badań chronosekwencji gleb przeprowadzonych przez Jankowskiego (2003) w obszarach wydmych Kotliny Toruńskiej, zostały wyodrębnione trzy stadia rozwojowe gleb. Są one ściśle związane z odpowiednimi etapami sukcesji roślinnej: stadium początkowe i pośrednie jest reprezentowane przez arenosole, stadium dojrzałe przez słabo rozwinięte gleby bielcowe (ryc. 1).

Do tej pory rozwój gleb bielcowych był badany wielokrotnie w różnych rejonach świata, w warunkach naturalnej sukcesji (Sauer 2008, Stützer 1998). W polskiej literaturze najczęściej uwagi poświęcono glebom nadmorskich terenów wydmych (Plichta 1970, 1972; Prusinkiewicz, 1972) a także piaszczystych obszarów śródlądowych (Jankowski, Bednarek 2000, 2002, 2003; Rahmonow 1999, 2007).



Ryc. 1. Wczesne stadia rozwoju gleb bielcowych w warunkach naturalnej sukcesji (Jankowski 2003, według: Chabarov 1977, McBride i Wilson 1991, Certini i in. 1998, Elgersma 1998, Stützer 1998, Jankowski i Bednarek 2000, 2002)



Ryc. 2. Cykl uprawy sosny i ewolucja gleb (Jankowski 2003, zmienione)

W warunkach antropogenicznych nasadzeń sosny rozwój gleby przebiega jednak z pominięciem pierwszego, inicjalnego stadium rozwoju, związanego z roślinnością murawową i rozpoczyna go stadium wółdojrzałe, bądź nawet dojrzałe (ryc.1). Bardzo istotny jest także fakt, że rozwój tych gleb przebiega w wyniku cyklicznej uprawy sosny. Nowy proces glebotwórczy rozpoczynający się tuż po nasadzeniu kolejnego pokolenia drzewostanu sosnowego nie zachodzi więc w świeżo zdeponowanym materiale macierzystym, ale w materiale już przetworzonym przez wcześniejszą pedogenezę, będącym pozostałością po starszej glebie (Jankowski 2003).

Uprawy monokultur sosnowych generują powstanie specyficznych warunków dla rozwoju gleb. Przed nasadzeniami każdego nowego pokolenia sosny, gleby są zaorane przy użyciu pługu LPZ, co powoduje niszczenie szaty roślinnej oraz zaburzenia w górnej części profilu glebowego (ryc. 2; Sewerniak i in. 2011, Sewernik i in. 2014). Po obsadzeniu danych obszarów sosną gleby mogą rozwijać się ponownie, aż do następnego zrębu drzew (100-150 lat).

Mechanizm i tempo procesu bielcowania w takim układzie, w warunkach antropogenicznych, nie były do tej pory badane na świecie. Śmiało można stwierdzić, że w kontekście tym brakuje rozpoznania. Analiza przebiegu procesu bielcowania w antropogenicznie uproszczonym układzie monokultur sosnowych może pozwolić na wyjaśnienie wielu zagadnień związanych z mechanizmami i tempem tego procesu rozwijającego się także w wyniku naturalnego kształtowania się szaty roślinnej.

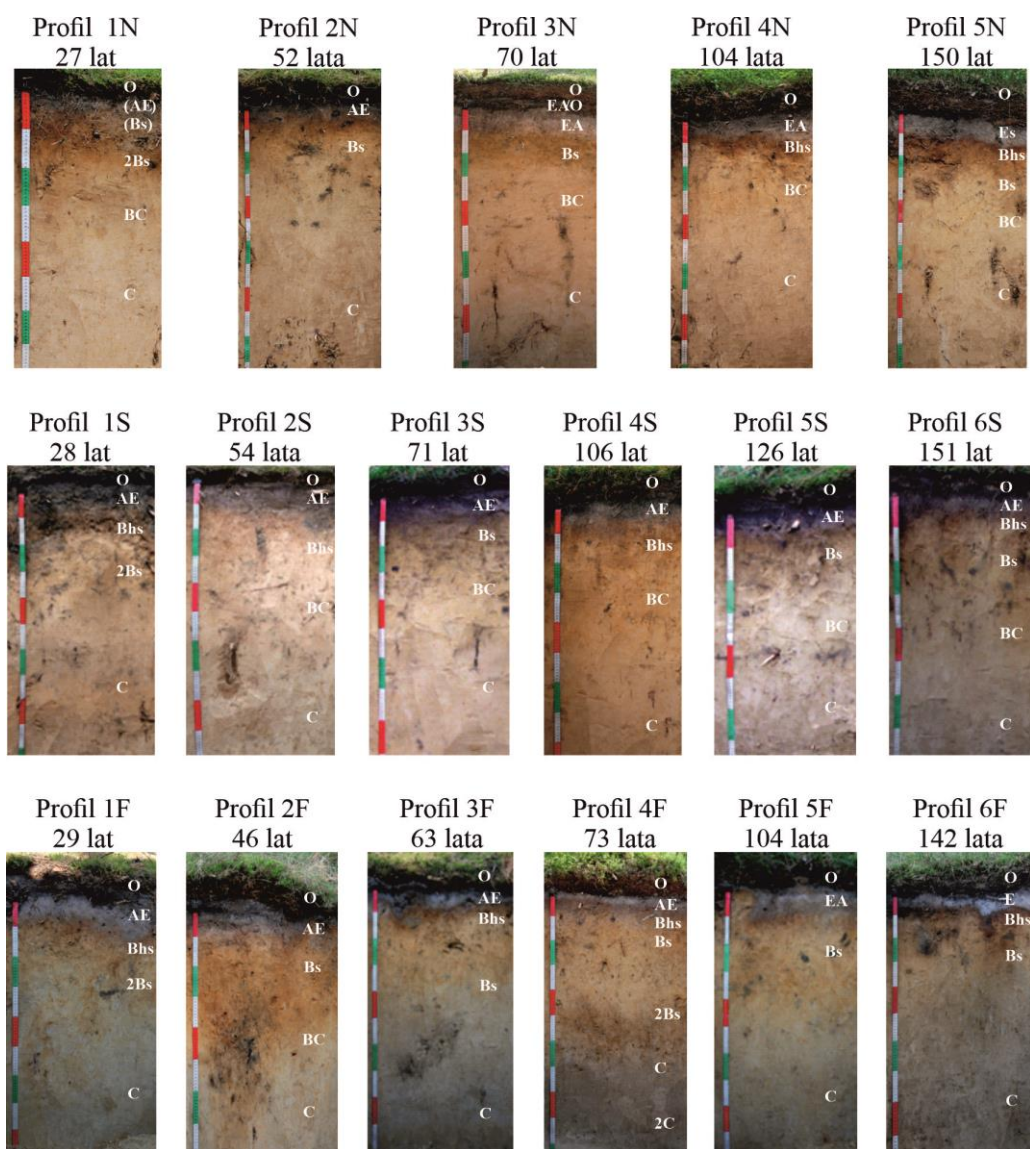
Cel pracy

Celem niniejszej pracy jest określenie zróżnicowania wybranych właściwości gleb oraz tempa i przebiegu procesu bielnicowania w warunkach uprawy gospodarczej monokultur sosnowych, w zależności od wieku porastających je drzewostanów i położenia fizjograficznego.

Obszar badań

Obszar badań stanowią dwa regiony zbudowane z utworów piaszczystych, położone w Polsce Północnej: Kotlina Toruńska oraz Bory Tucholskie. Przebieg procesu bielnicowania jest analizowany w trzech chronosekwencjach gleb zlokalizowanych w różnowiekowych drzewostanach sosnowych, o zróżnicowanym położeniu fizjograficznym:

- wydmy Kotliny Toruńskiej – stoki północne (KT N),
- wydmy Kotliny Toruńskiej – stoki południowe (KT S),
- Bory Tucholskie – powierzchnia płaska sandru Brdy (BT F).



Ryc. 3. Chronosekwencje gleb wytworzone w efekcie uprawy lasów sosnowych na wydmach Kotliny Toruńskiej oraz na sandrze Brdy w Borach Tucholskich

W Kotlinie Toruńskiej badania przeprowadzono w jej południowo-wschodniej części, na terenie IV toruńsko-aleksandrowsko-gniewkowskiego pola wydmowego, w miejscowości Otłoczyn.

Pięć z badanych profili znajdowało się na zboczach o ekspozycji północnej oraz sześć na zboczach o ekspozycji południowej. Poszczególne profile umiejscowiono w pododdziałach porośniętych drzewostanami sosnowymi w wieku, na stokach północnych: profil 1N – 27 lat, profil 2N – 52 lat, profil 3N – 70 lat, profil 4N – 105 lat i profil 150 lat oraz na stokach południowych: profil 1S – 28 lat, profil 2S – 54 lata, profil 3S – 71 lat, profil 4S 106 lat, profil 5S – 126 lat oraz profil 6S – 151 lat (ryc. 3).

W Borach Tucholskich badania przeprowadzono w ich zachodniej części, w sąsiedztwie Parku Narodowego Bory Tucholskie, na wschód od Jeziora Charzykowskiego. Jest to obszar dystalnej części sandru Brdy, charakteryzujący się powierzchnią płaską, lub lekko falistą. Wykonano na nim sześć odkrywek glebowych, a poszczególne profile zlokalizowane były pod drzewostanami sosnowymi w wieku: profil 1F – 29 lat, profil 2F – 46 lat, profil 3F – 63 lata, profil 4F – 73 lata, profil 5F – 104 lata oraz profil 6F – 142 lata (ryc. 3).

Wyniki badań

Rozwój poziomów organicznych

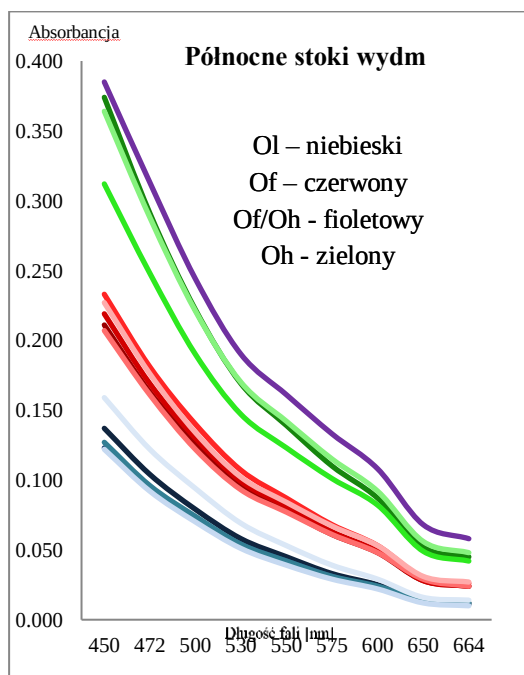
Zaobserwowano, że tempo rozwoju poziomów organicznych i wytworzenie pełnej sekwencji podpoziomów typowych dla próchnicy typu *mor* nie wykazuje zróżnicowania w zależności od położenia fizjograficznego (tab. 1).

Tabela 1. Morfologiczny rozwój poziomów organicznych badanych gleb w zależności od wieku drzewostanów sosnowych

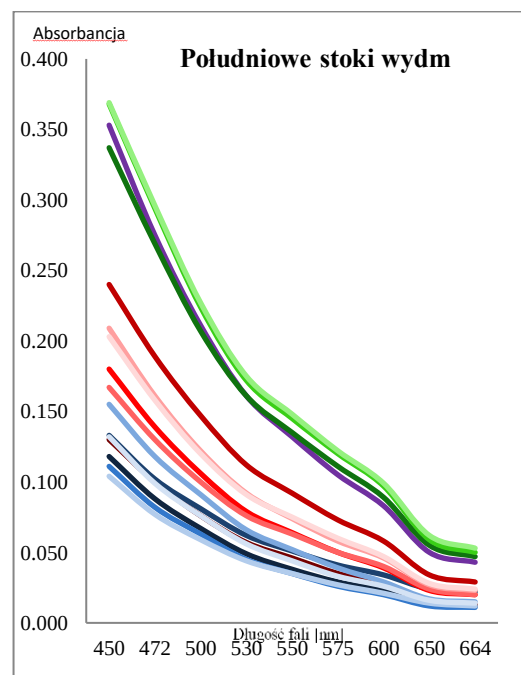
Powierzchnia	Wiek drzewostanów/ Budowa i miąższość poziomów organicznych						
	27	52	-	70	105	-	150
	28	54	-	71	106	126	151
	29	43	63	73	104	-	142
KT N	Ol-Of	Ol-Of	-	Ol-Of-Of/Oh	Ol-Of-Oh	-	Ol-Of-Oh
	4	8,5	-	14	11	-	14
KT S	Ol-Of	Ol-Of	-	Ol-Of-Of/Oh	Ol-Of-Oh	Ol-Of-Oh	Ol-Of-Oh
	4	5	-	6	7,5	9,5	10
BT F	Ol-Of	Ol-Of	Ol-Of	Ol-Of-Of/Oh	Ol-Of-Oh	-	Ol-Of-Oh
	4	5	6	10	10	-	14

Już w glebach rozwijających się pod najmłodszyimi drzewostanami, niezależnie od powierzchni badawczej, wykształcił się poziom organiczny o budowie Ol-Of, o cechach typowych dla próchnicy *mor*, jednak na takim etapie reprezentujący wczesne stadium rozwojowe *semimor* (Plichta 1981). Podpoziom epihumusowy (Oh) pojawia się po około 70 latach wzrostu sosny, na każdej z badanych powierzchni. We wszystkich glebach o tym wieku podpoziom epihumusowy występował w formie soczewek. Po około 100 latach od momentu nasadzenia sosny poziom organiczny ma już pełną budowę charakterystyczną dla próchnicy typu *mor*. Mimo morfologicznego wykształcenia wszystkich trzech podpoziomów

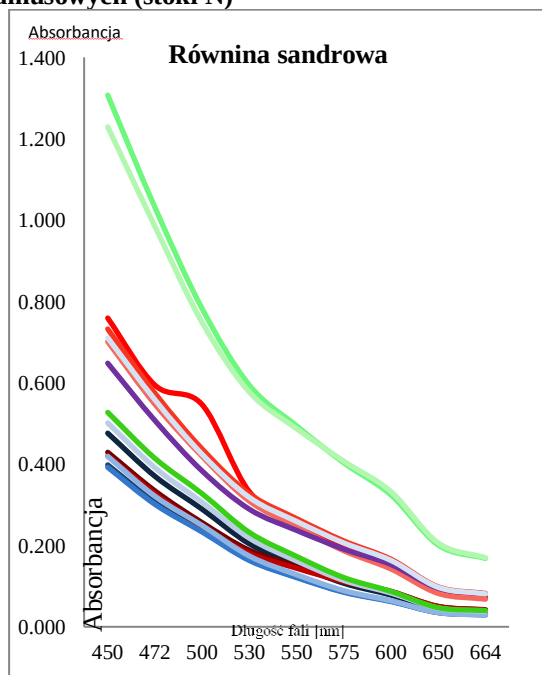
(Ol-Of-Oh), jego miąższość wciąż jednak zwiększa się, co świadczy o jego dalszym rozwoju w wyniku akumulacji materii organicznej. Zauważalne są różnice w miąższości poziomów organicznych – na stokach północnych wydmy poziomy organiczne mają większą miąższość niż te ze stoków południowych oraz z sandru. Na stokach północnych powierzchniowa akumulacja materii organicznej jest większa, a jej rozkład przebiega wolniej niż na pozostałych powierzchniach badawczych. Wynika to ze specyficznych warunków mikroklimatycznych różnicujących stoki o przeciwnej ekspozycji.



Ryc. 1. Krzywe gęstości optycznej substancji humusowych (stoki N)



Ryc. 2. Krzywe gęstości optycznej substancji humusowych (stoki S)



Ryc. 3. Krzywe gęstości optycznej substancji humusowych (sandr)

Stopień humifikacji związków próchnicznych można określić na podstawie przebiegu krzywych gęstości optycznej. Im większy stopień humifikacji tym większa jest gęstość optyczna i większe nachylenie krzywej.

Na wszystkich trzech wykresach można dostrzec grupowanie się krzywych opisujących poszczególne podpoziomy (Ol – linie niebieskie, Of – czerwone, Of/Oh – fioletowe, Oh – zielone).

Na wszystkich powierzchniach badawczych największym nachyleniem, a tym samym i największą gęstością optyczną, cechują się poziomy Oh. Na wykresach krzywe gęstości optycznej grupują się podpoziomami. Prawdopodobnie ta

najbardziej dostrzegalna jest ta zależność w poziomach organicznych gleb ze stoków północnych wydmy, najmniej w glebach rozwijających się na sandrze (ryc. 4-6).

W żadnej badanej chronosekwencji nie zaobserwowano zależności między stopniem humifikacji a wiekiem sosny – krzywe nie grupują się w zależności od wieku drzewostanów. Wiek poziomów organicznych nie ma wpływu na stopień rozkładu materii organicznej, co należy tłumaczyć jej ciągłym dopływem z opadu roślinnego oraz procesem rozkładu (ryc. 4-6).

Na podstawie krzywych gęstości optycznej stwierdzono, że materia organiczna na wszystkich badanych powierzchniach cechowała się podobnym stopniem humifikacji, nie mniej jednak jego najwyższe wartości zaobserwowano w glebach z obszaru sandru (ryc. 4-6) najniższe zaś w glebach na północnych stokach wydmy.

Rozwój poziomów mineralnych

Zmiany w morfologii badanych gleb

Już w najmłodszych z badanych gleb efekty procesu bielcowania uwidaczniają się w ich morfologii i submikromorfologii (ryc 3 i 7).

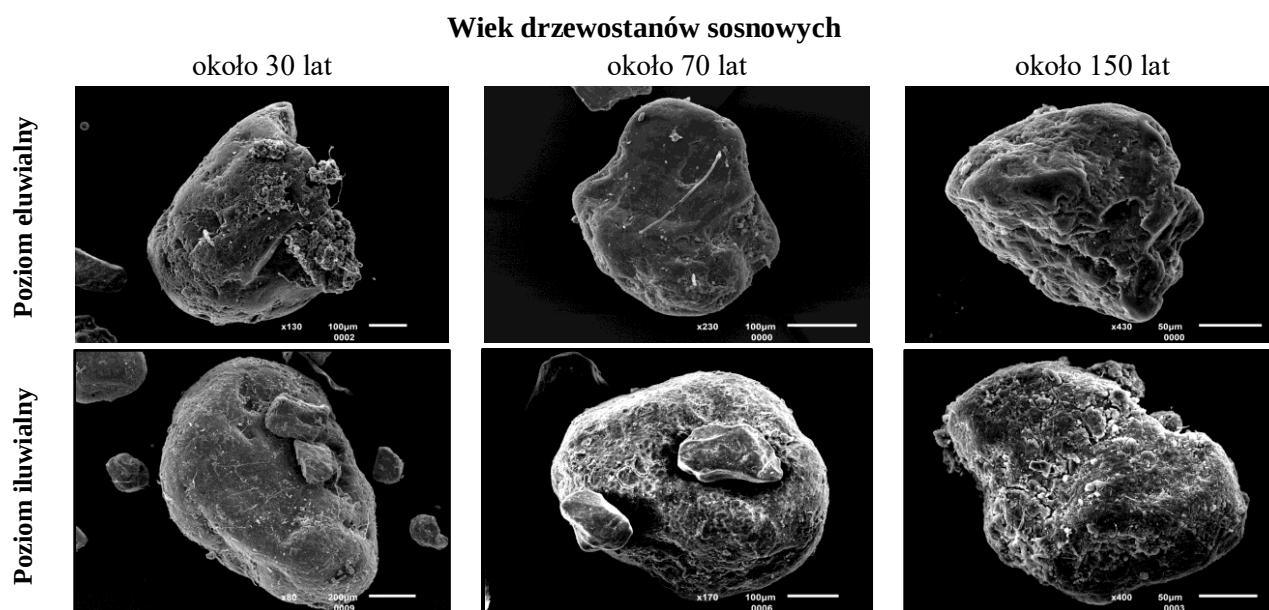
Gleby rozwijające się pod 27- i 28-letnimi drzewostanami sosnowymi zlokalizowane na wydmach Kotliny Toruńskiej cechowały się najsłabszym stopniem rozwoju. Stropowe poziomy mineralne mają cechy inicjalnych poziomów eluwialno-próchnicznego (AE) oraz iluwialnego (Bs). W każdej z tych gleb uwidaczniały się również cechy morfologiczne odziedziczone po starszej generacji gleb w postaci spągu wyraźnie lepiej wykształconego poziomu iluwialnego (ryc. 3).

Odmienne przedstawia się morfologia gleby rozwijającej się pod najmłodszym 29-letnim drzewostanem na równinie sandrowej (1F). Poziomy genetyczne tej gleby wykazują znacznie wyższy stopień wykształcenia morfologicznego, niż na wydmach Kotliny Toruńskiej. Poziom AE ma wyraźne cechy eluwialnego materiału *albik*. Poziom Bs miejscami jest zorsztynizowany. Taki relatywnie wysoki stopień rozwoju należy interpretować, jako pozostałość po glebie poprzedniej generacji sosny (ryc. 3).

Na ziarnach kwarcu, zarówno w poziomach eluwialnych jak i iluwialnych najmłodszych gleb widoczne jest ich oskorupienie i agregaty żelazisto-próchniczne (ryc. 7).

W profilach zlokalizowanych pod 70- i 71-letnim drzewostanem sosnowym na wydmach Kotliny Toruńskiej (3N i 3S) ślady po dawnej glebie są już w pełni zatarte przez aktualnie zachodzącą pedogenezę. Widoczny jest także ich morfologiczny rozwój, o czym świadczą lepiej wykształcone poziomy iluwialne w porównaniu z młodszymi glebami z analogicznych stoków wydmy. Niemniej jednak, gleba zlokalizowana na południowym stoku wydmy (3S) cechuje się słabszym stopniem rozwoju niż ta z profilu 3N.

Inną morfologią, w porównaniu z młodszymi glebami z obszaru Borów Tucholskich, charakteryzuje się profil 4F, przedstawiający glebę pod 73-letnim drzewostanem sosnowym (ryc. 3). Jej stropowa część (poziomy AE i Bhs) jest w znacznie mniejszym stopniu rozwinięta, w porównaniu z glebami znajdującymi się pod młodszymi drzewostanami sosnowymi na obszarze sandru, jednak morfologicznie odzwierciedla ona faktyczny wiek drzewostanu. Dolna część *solum* tej gleby (poziom Bs2) prezentuje nadal znacznie lepiej ukształtowany poziom wzbogacania, będący pozostałością starszej generacji gleby.



Ryc. 7. Mikromorfologia ziaren kwarcu poziomów eluwialnych i iluwialnych w wybranych profilach

Ewolucja badanych gleb uwidacznia się również w ich submikromorfologii. W poziomie eluwialnym w wyniku procesu bielcowania otoczki ziaren są stopniowo rozpuszczane, a produkty powstałe w ten sposób transportowane są w głąb profilu glebowego. Jest to najbardziej widoczne w glebie rozwijającej się w Kotlinie Toruńskiej na północnym stoku wydmy (3N; ryc. 7). W glebie z sandru (4F) nie zaobserwowano takiego zjawiska.

W poziomach iluwialnych gleb pod 70-letnimi drzewostanami następuje rozwój oskorupienia na ziarnach kwarcu. Skorupy są ciągłe, lecz małej miąższości. Prawdopodobnie ta, podobnie jak w przypadku ziaren z poziomów eluwialnych, najlepiej była widoczna w glebie z północnego stoku wydmy (ryc. 7).

Gleby rozwijające się pod najstarszymi, 140-150-letnimi drzewostanami sosnowymi (profile 5N, 6S i 6F) cechuje najwyższy stopień morfologicznego rozwoju w obrębie badanych chronosekwencji (ryc. 3). Spośród wszystkich badanych gleb morfologicznie najlepiej rozwinięta jest ta z profilu 5N, rozwijająca się na północnym stoku wydmy. Morfologicznie podobnie do niej prezentuje się gleba z profilu 6F. W obu glebach, pod poziomem organicznym nie następuje już akumulacja materii organicznej (bezpośrednio pod nim znajduje się poziom eluwialny *albik*), tylko jej iluwiacja do poziomu Bhs. Poziom iluwialny jest wyraźnie dwudzielny oraz miejscami zorsztynizowany i został sklasyfikowany, jako diagnostyczny poziom *spodik*.

Profil 6S przedstawia glebę pod 151-letnim drzewostanem sosnowym. W glebie tej poziom (Bhs) nie stanowi ciągłej warstwy, ale występuje w formie soczewek. Jest on znacznie słabiej rozwinięty niż w profilu 5N i w dalszym ciągu nie może być sklasyfikowany jako diagnostyczny poziom *spodik*, pomimo częściowej orsztylizacji.

Efekty przebiegu procesu bielcowania można również zaobserwować w mikromorfologii powierzchni ziaren kwarcu. Na ich powierzchni, w poziomie eluwialnym gleby z profilu 5N zaobserwowano zanik oskorupień oraz uszkodzenia ich powierzchni, co jest efektem wietrzenia chemicznego, będącego najprawdopodobniej rezultatem działania kwasów próchnicznych (ryc. 7). W glebach z dwóch pozostałych obszarów nie zaobserwowano tak wyraźnego zaniku oskorupienia wraz z postępującym procesem bielcowania.

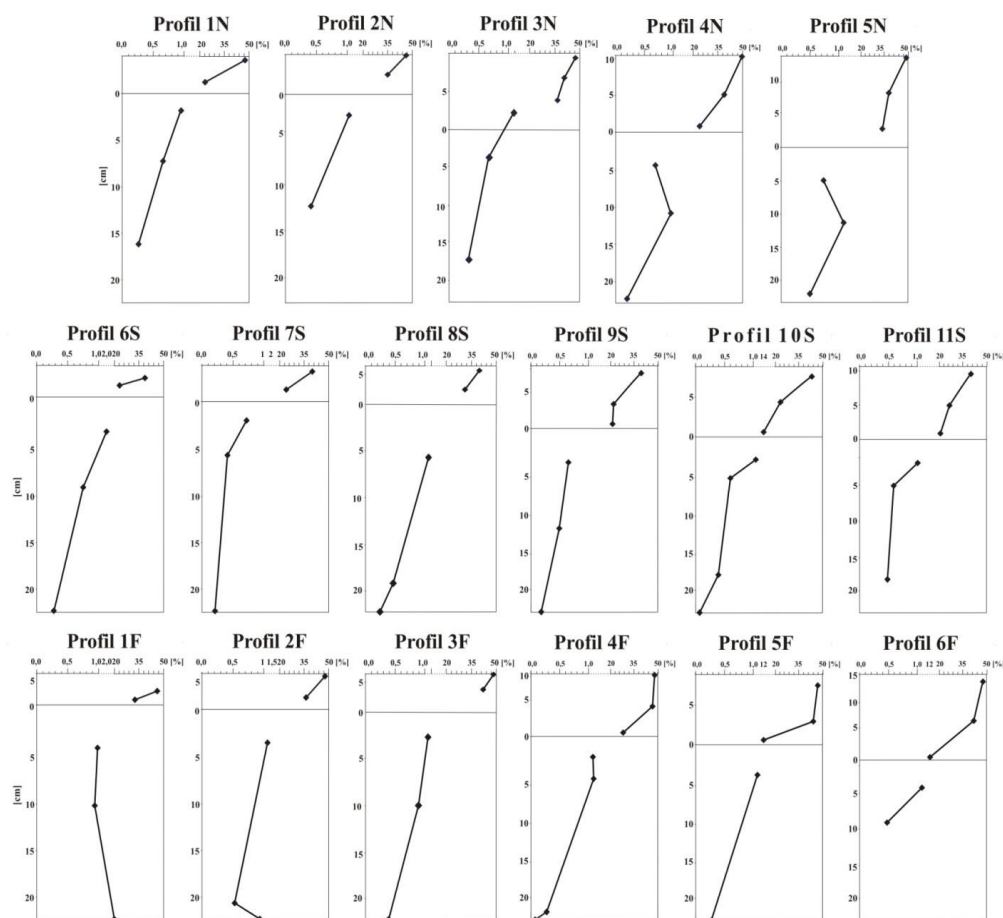
W poziomach iluwialnych wszystkich najstarszych gleb wraz z wiekiem następuje rozwój oskorupienia na ziarnach kwarcowych. Dostrzegalne są wyraźne mosty oraz mikroagregaty zbudowane z próchnicy i żelaza (ryc. 7). Najlepiej rozwinięte oskorupienia stwierdzono w poziomie iluwialnym 142-letniej gleby z Borów Tucholskich.

Przeprowadzone badania oraz porównanie otrzymanych wyników z tymi uzyskanymi przez innych autorów z różnych rejonów świata, pozwalają na stwierdzenie, że morfologiczne efekty bielcowania gleb wykształconych z ubogich piasków wydmych i sandrowych w warunkach antropogenicznych upraw monokultur sosnowych uwiadaczają się w profilu glebowym znacznie szybciej w porównaniu z procesem zachodzącym w wyniku naturalnej sukcesji roślinnej.

Profilowe zróżnicowanie zawartości poszczególnych pierwiastków

W badanych glebach wraz z wiekiem, a tym samym i postępującym procesem bielcowania stwierdzono szereg zmian w profilowym zróżnicowaniu zawartości poszczególnych składników świadczących o aktywnie zachodzącym procesie bielcowania.

Największe zawartości węgla organicznego zaobserwowano w poziomie organicznym. W każdej z badanych gleb zawartość ta utrzymuje się na podobnym poziomie niezależnie od wieku gleby (ryc.8).



Ryc.8. Profilowe rozmieszczenie węgla organicznego w badanych glebach

Zmiany zawartości węgla organicznego w poziomach eluwialnych i iluwialnych gleb we wszystkich trzech badanych chronosekwencjach przedstawiono na rycinach 8 i 9.

W poziomach eluwialno-próchnicznych (AE) i AE, w glebach pod najmłodszymi drzewostanami (około 27 i 50 lat) we wszystkich trzech chronosekwencjach zawartość materii organicznej jest większa aniżeli w poziomie iluwialnym (powyżej 1%, ryc. 8). Wynika to z akumulacyjnego charakteru stropowych poziomów mineralnych, w których akumulacja przewyższa wymywanie. Dostawa materii organicznej ma tu miejsce także w wyniku rozkładu drobnych korzeni roślin runa leśnego. Na północnych stokach wydmy w poziomach eluwialnych po 70 latach wzrostu sosny ma miejsce relatywna stabilizacja zawartości węgla organicznego na poziomie 0,65 – 0,77% (ryc. 8 i 9).

W poziomach iluwialnych gleb z północnych stoków wydmy zawartość węgla organicznego zwiększa się wraz z wiekiem niemal liniowo (ryc. 8 i 9). Akumulacja węgla organicznego ma również miejsce w przypadku dwóch pozostałych chronosekwencji, nie mniej jednak nie jest ona regularna (ryc. 8 i 9).

Profilowe rozmieszczenie żelaza całkowitego (Fe_t) oraz form amorficznych tego pierwiastka (Fe_o) w badanych glebach przedstawiono na rycinie 10. Dodatkowo, na rycinie 9 przedstawiono zmiany zawartości form amorficznych żelaza i glinu w poziomach eluwialnych i iluwialnych gleb w poszczególnych chronosekwencjach.

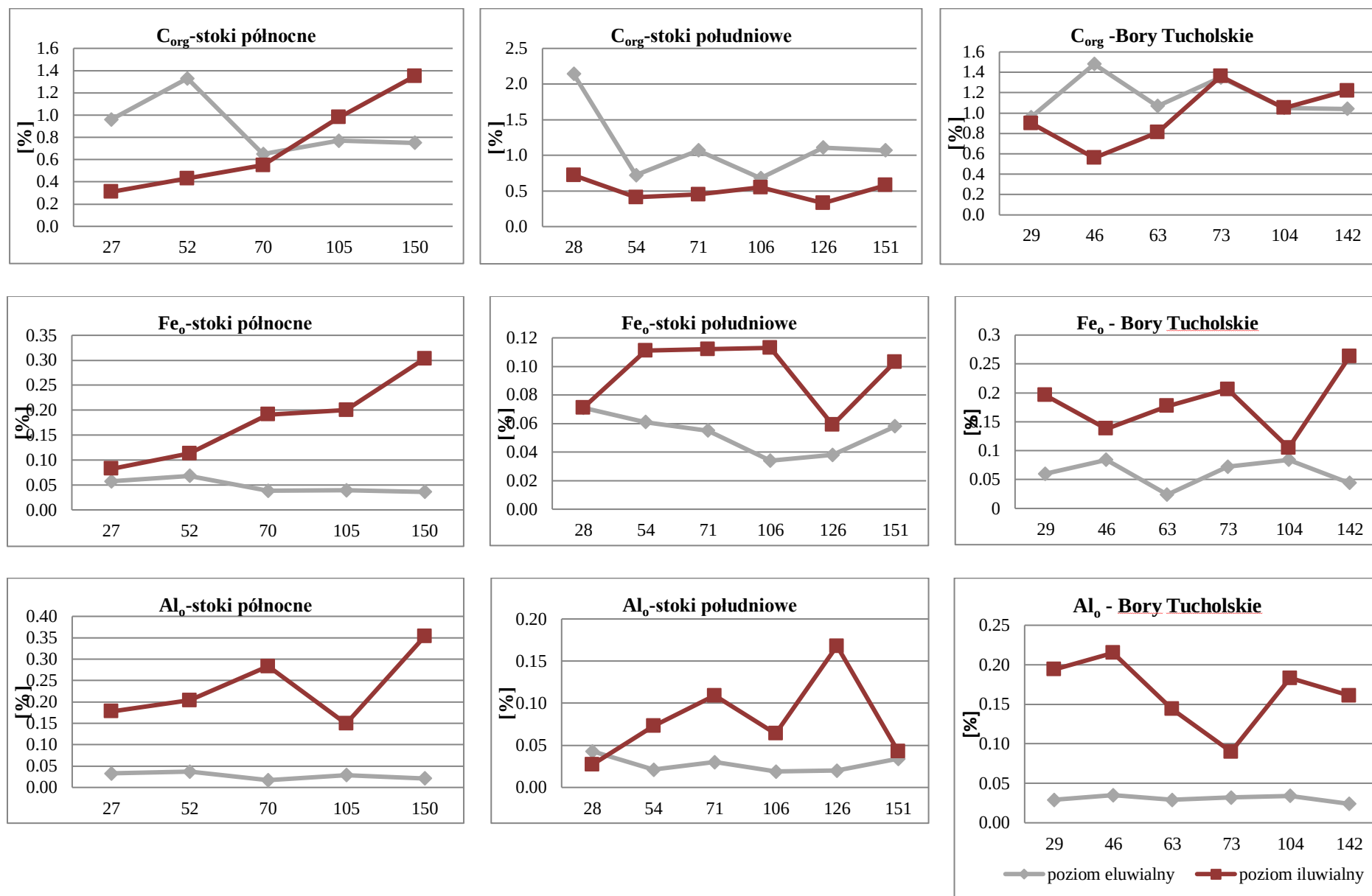
W przypadku gleb zlokalizowanych na północnych stokach wydmy wraz ze wzrostem wieku sosny zauważalne staje się zubożenie poziomu eluwialnego w związki żelaza. Po około 100 latach od momentu nasadzenia sosny zaobserwowano stabilizację zawartości żelaza całkowitego, na poziomie około 0,3% oraz form amorficznych żelaza około 0,04 % (ryc. 9 i 10).

W poziomie iluwialnym akumulacja wszystkich analizowanych form żelaza nasila się z wiekiem drzewostanów, a zróżnicowanie zawartości żelaza w obrębie profilu glebowego staje się coraz bardziej widoczne (ryc. 10). W przypadku chronosekwencji gleb zlokalizowanej na północnych stokach wydmy zmiany zawartości form żelaza korelują z wiekiem drzewostanów sosnowych w sposób najbardziej regularny.

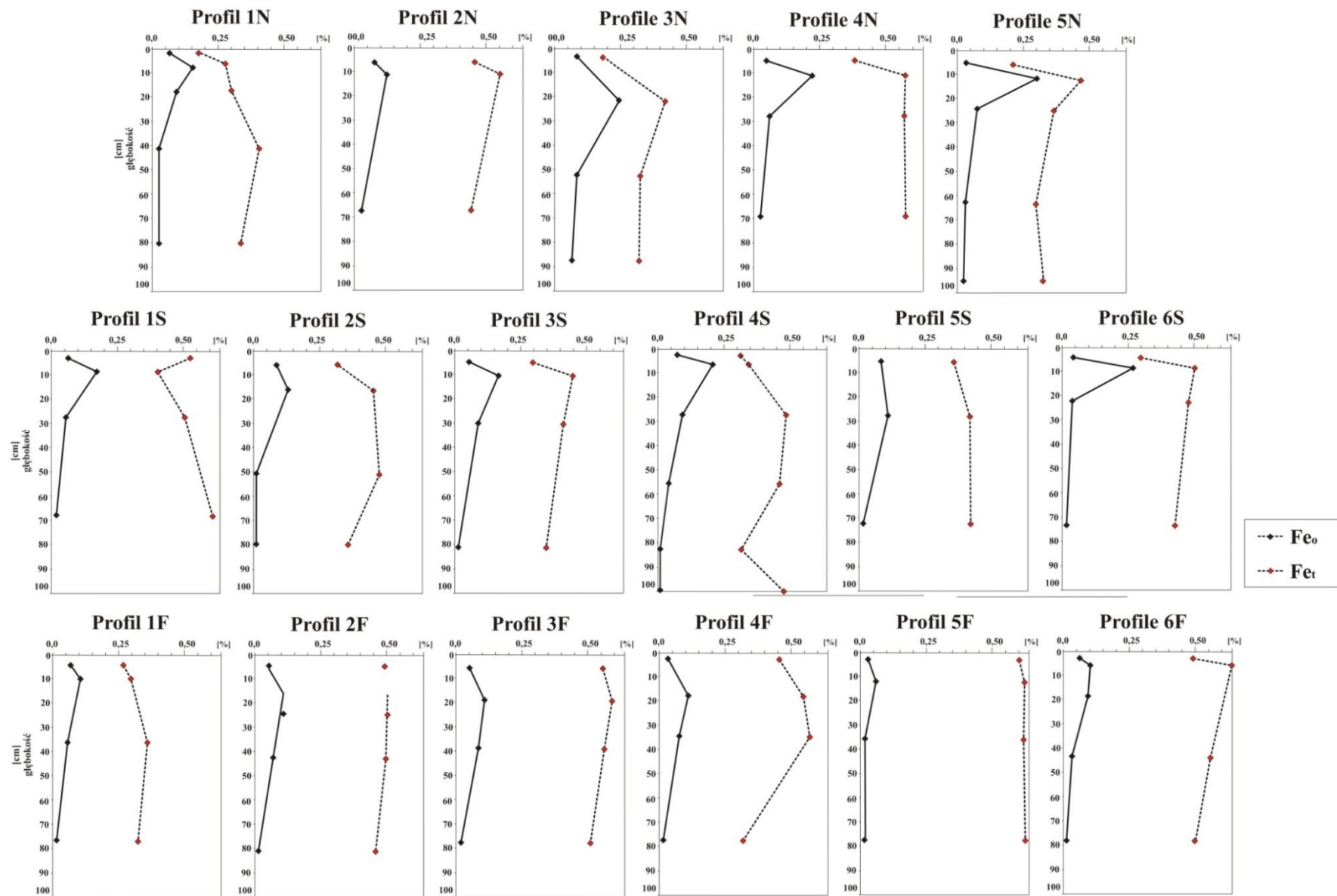
Na stokach południowych wydmy i na sandrze (ryc. 9 i 10) zubożenie w związki żelaza poziomu eluwialnego oraz akumulacja związków żelaza w poziomie iluwialnym są widoczne już w najmłodszych z badanych gleb, jednak dalsze zmiany zawartości w poszczególnych poziomach nie są aż tak wyraźne jak miało to miejsce w przypadku profili na stokach o ekspozycji północnej.

Na rycinach 9 i 11 przedstawiono zmiany zawartości form glinu w poziomach eluwialnych i iluwialnych wszystkich badanych gleb w zależności od wieku drzewostanów sosnowych. Mimo, że właściwości żelaza i glinu różnią się dość znacznie, to w badanych glebach oba pierwiastki zachowują się w sposób zbliżony.

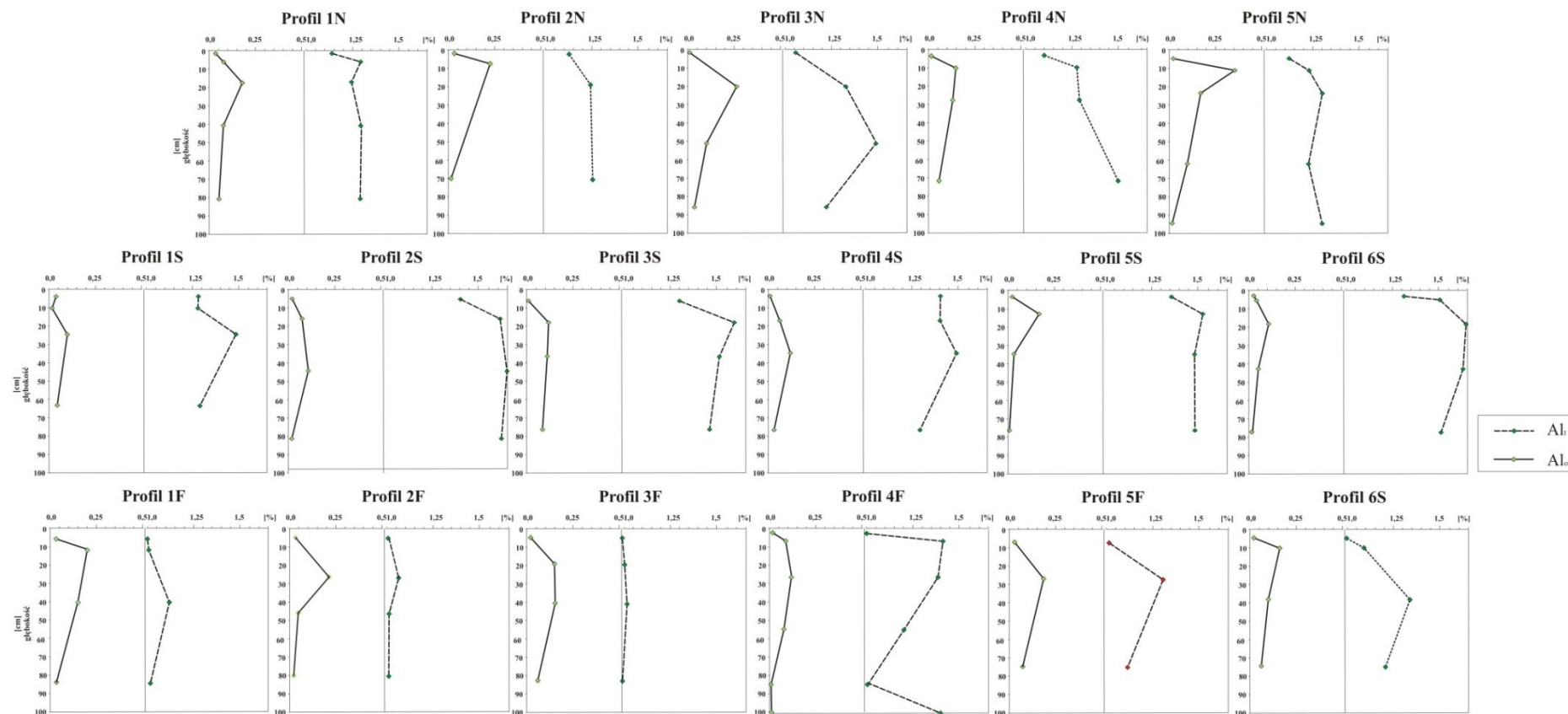
Pewną różnicą jest natomiast fakt maksymalnego nagromadzenia amorficznych form glinu w spągowej części poziomu iluwialnego, w przeciwieństwie do tych samych form żelaza, które koncentrują się w stropie tego poziomu. Taka zależność wynika z większej mobilności Al niż Fe w warunkach kwaśnego odczynu (Pokojska 1976) i jest widoczna niemal we wszystkich glebach rozwijających się na wydmach Kotliny Toruńskiej (poza profilami 3N, 5N i 4S).



Ryc. 9. Zróżnicowanie zawartości węgla organicznego oraz amorficznych form żelaza i glinu w poziomach eluwalnych i iluwalnych w badanych glebach, w zależności od wieku drzewostanów sosnowych



Ryc. 10. Profilowe rozmieszczenie wybranych form żelaza w badanych glebach



Ryc. 11. Profilowe rozmieszczenie wybranych form glinu w badanych glebach

Tego zjawiska nie zaobserwowano jednak w glebach rozwijających się na sandrze, gdzie maksimum zawartości glinu stwierdzono w górnych partiach poziomów iluwialnych. Najprawdopodobniej wynika to z tego, że poziomy iluwialne gleb tej chronosekwencji są w znacznej mierze odziedziczone po poprzedniej generacji sosny (ryc. 8).

Analogiczne profilowe zróżnicowanie zawartości form żelaza i glinu w badanych glebach sugeruje, że główny mechanizm uruchomienia i wytrącania tych pierwiastków jest taki sam (Pokojska 1976).

Wnioski

1. W warunkach uprawy monokultur sosnowych proces bielicowania przebiega bardzo szybko. Efekty morfologiczne są widoczne w glebach już po niespełna 30 latach niezakłóconego rozwoju.
2. Poszczególne poziomy genetyczne osiągają stan względnej stabilizacji zawartości węgla organicznego, żelaza oraz glinu po różnych okresach wzrostu drzewostanów sosnowych zależnie od położenia fizjograficznego:
 - poziom organiczny około 100 lat – we wszystkich badanych glebach,
 - poziom eluwialny około 70 lat na stokach północnych wydym. Na stokach południowych wydym i na sandrze poziomy te nie wykazywały zależności między stopniem rozwoju a wiekiem drzewostanów,
 - poziom iluwialny po 150 latach w dalszym ciągu się rozwija – ewolucja nie kończy się na ostatnim zbadanym stadium.
3. Na stokach o ekspozycji północnej proces bielicowania przebiega intensywniej niż w pozostałych dwóch chronosekwencjach, co wynika z warunków topoklimatycznych i mniejszej podatności na niszczenie.
4. Gleby rozwijające się pod drzewostanami 70-letnim i młodszymi na stokach o ekspozycji północnej, pod drzewostanami 104-letnim i młodszymi na obszarze sandru oraz wszystkie gleby usytuowane na stokach południowych, pomimo wyraźnego kierunku rozwoju, nie spełniają kryteriów systematycznych gleb bielicowych (Podzoli) i są klasyfikowane jako gleby słabo ukształtowane (Arenosole).
5. W efekcie cyklicznej, 100-150-letniej uprawy monokultur sosny ekosystem leśny nie osiąga pełnego i właściwego dla siebie stopnia rozwoju, ani wydajności ekologicznej. Nawet najstarsze z badanych gleb w momencie zrębu drzew pozostają nie w pełni wykształcone.

Literatura wykorzystana w autoreferacie

1. Barrett L. R., Schaetzl R. J., 1992. *An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions*. Can. J. Soil Sci. 72. 527-541.
2. Birkeland P. W., 1984. *Holocene soil chronofunctions, Southern Alps, New Zealand*. Geoderma 34, 115-134.
3. Boul S., Hole F., McCracken, 1989. *Soil genesis and classification*. Iowa State University Press, Ames, 446ss.
4. Evans D. J. A., 1999. *A soil chronosequence from neoglacial moraines in western Norway*. Geografiska Annaler 81A, 47-62.

5. Glinka K., 1926. *Guosudarstwiennnoje Sielskohozaistwiennnoje Izdatiestwo*. Moskwa, [w:] Treatise on soil, Israel Progr. Sci. Transl., Jerusalem.
6. Jankowski M., 2003. *Historia rozwoju pokrywy glebowej obszarów wydmowych Kotliny Toruńskiej*. Ph.D. thesis, Nicolaus Copernicus University, Toruń, Poland.
7. Jankowski M., Bednarek R., 2000. *Quantitative and qualitative changes of properties as basis for distinguishing development stages of soils formed from dune sands*, Polish Jurnal of Soil Science. 33 (2), 61-69.
8. Jankowski M., Bednarek, R., 2002. *Secondary developmental stages of soils formed on inland dunes under pine woodlands*. 17th WCSS, 14–21 Aug. 2002. Transactions, Bangkok, Thailand (12 pp.).
9. Jauhiainen E., 1973. *Rate of podzolization in a dune in northern Finland*. Comm. Phys.-Math. Soc. Sci. Fennica 42, 33-44.
10. Karpaczewski A., 1983. *Zerkalo landszafta*. Mysi Moskwa, 155ss.
11. Mokma D.L., Yli-Halla M., Lindqvist K. 2004. *Podzol formation in sandy soils of Finland*. Geoderma 120, 259-272.
12. Mokma D., Buurman P., 1982. *Podzols and podzolization in temperate regions*. ISM Monogr., 1, International Soil Museum, Wageningen, 126ss.
13. Muir A., 1961. *The podzol and podzolic soils*. Adv. Agron., 13, 1-56.
14. Petersen L., 1976. *Podzols and podzolization*. Diss. Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen, 293ss.
15. Plichta W. 1970. *Wpływ wieku na stopień zbielicowania gleb wytworzonych z piasków wydmy mierzei Świny*. Societatis Scientiarum Torunensis, 7, 3. Toruń, Poland.
16. Plichta W. 1972. *Kryteria stopnia zbielicowania gleb. Konferencja terenowa poświęcona genezie i właściwościami bielicy przybaltyckich*. PTG, V Komisja Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb. Warszawa. 22-25.
17. Plichta W. 1981. *Zagadnienie genezy, właściwości i klasyfikacji próchnicy mor.* Nicolaus Copernicus University. Toruń, Poland.
18. Pokojńska U. 1976. *Geochemiczna charakterystyka pierwiastków uczestniczących w procesie bielicowania*. PTG, Prace Komisji Naukowych, Materiały II Krajowej Konferencji, Warszawa-Toruń. 25-40.
19. Ponomariewa V., 1964. *Teoria podzoloobrazowatielnogo procesja*. Moskwa – Leningrad. ;; Otwiet oponentu. Poczwowiedzenie, 12, 139-149.
20. Protz R., Ross, G.J., Shipitalo, M.J., Terasmae, J. 1984. *Podzolic soil development in the southern James Bay lowlands, Ontario*. Can. J. Soil Sci. 68, s. 287-305.
21. Prusinkiewicz Z., 1972. *Ważniejsze kwestie sporne w problematyce bielic*, PTG, V Komisja Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb, Konferencja terenowa poświęcona genezie i właściwościom bielic przybaltyckich. Warszawa, 1-7.
22. Prusinkiewicz Z., 1999, *Środowisko i gleby w definicjach*, Oficyna Wydawnicza „TURPRESS”, Toruń.
23. Rahmonow O., 1999. *Procesy zarastania Pustyni Błędowskiej*. Uniwersytet Śląski. Sosnowiec, Poland.
24. Rahmonow O., Rahmonow M., Szczypek S., 2007. *Influence of atmospheric pollution on acceleration of overgrowing process in "Błędów Desert"*. Acta. Geogr. Silesiana, 2, 41-46.
25. Sapek A. 1971. *Rola kompleksotwórczych substancji humusowych w procesie bielicowania*, PTG, Prace Komisji Naukowych, Materiały II Krajowej Konferencji, Warszawa-Toruń, 97-110.
26. Sauer D., Schüllli-Maurer I., Sperstad R., Sørensen R., Stahr K. 2008. *Podzol development with time in sandy beach deposits in southern Norway*. J. Plant Nutr. Soil Sci. 171, 483-497.

27. Sewerniak P., Fifielska D., Bednarek R., 2014. *Przekształcenia morfologii i właściwości gleb na skutek zabiegów przygotowujących glebę do odnowienia drzewostanu* [w:] Świtoniak M., Jankowski M., Bednarek R. (red.), *Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Krajobrazowego*. Wydawnictwo Naukowe UMK, Toruń, 25-41.
28. Sewerniak P., 2016. *Differences in early dynamics and effects of slope aspect between naturalny regenerated and planted Pinus sylvestris woodland on inland dunes in Poland*. iForest - Biogeosciences and Forestry 9, 875-882.
29. Starr M., Lindroos A.-J. 2006. *Changes in the rate of release of Ca and Mg and normative mineralogy due to weathering along a 5300-year chronosequence of boreal forest soils*. Geoderma 133, 269-280.
30. Stützer A., 1998. *Early stages of podzolisation in young aeolian sediments, western Jutland*. Catena 32, 115-129.
31. *Systematyka gleb Polski*, 2011. Rocz. Glebozn. 63, 3.
32. Tamm O., 1920. *Markstudier i det Nordsvenska barrskogsområdet*. Medd. Statens Skogsförsöksanstalt 17, 49-300.
33. Yaalon D., 1975. *Conceptual models in pedogenesis can soil-forming functions be solved?* Geoderma, 14, 189-205