

Zdzisław Jary

Zapis zmian klimatu w górnoplejstocieńskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy



Wrocław 2007

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

Recenzent
Zbigniew Śnieszko

Redaktor Serii
Jan Łoboda

Ilustracja na okładce
Zespół gleb kopalnych Horohiv rozcięty przez pseudomorfozę
dolnopleniglacialnego klina lodowego w odkrywce cegielni Zbarazh

© Copyright by Zdzisław Jary 2007

ISBN 83-921524-5-X

DTP
Promotor Media Wydawnictwo
Paweł Karamański

Spis treści

1. Less i jego definicje.....	9
2. Przedmiot i obszar badań oraz cele i metody badawcze.....	18
2.1. Sekwencje lessowo-glebowe wykształcone w ostatnim cyklu interglacjalno-glacialnym oraz charakterystyczne cechy obszaru badań.....	18
2.2. Cele pracy, lokalizacja głównych stanowisk oraz zastosowane metody badawcze.....	20
3. Stratygrafia górnoplejstoczeńskich sekwencji lessów i gleb kopalnych w niektórych krajach Europy Środkowej i Wschodniej.....	23
3.1. Niemcy.....	23
3.2. Czechy.....	26
3.3. Ukraina.....	27
3.4. Rosja.....	28
3.5. Polska.....	28
3.5.1. Górnoplejstoczeńska sekwencja lessów i gleb kopalnych w interpretacji Maruszczaka.....	29
3.5.2. Górnoplejstoczeńska sekwencja lessów i gleb kopalnych w interpretacji Jersaka.....	30
3.6. Korelacja stratygraficzna oraz problemy pozycji chronostratygraficznej górnoplejstoczeńskich poziomów lessów i gleb kopalnych w Europie Środkowej i Wschodniej.....	32
4. Charakterystyka jednostek lito- i pedostratygraficznych górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessów i gleb kopalnych w Polsce i zachodniej części Ukrainy.....	35
4.1. Kompleks glebowy rozdzielający lessy starsze górne (LSg) i lessy młodsze (LM) - Gi+GJ1.....	35
4.2. Lessy młodsze najniższe - LMn oraz poziom wietrzeniowo-glebowy rozwinęty w ich stropie - sg-Gi/LMn.....	56
4.3. Lessy młodsze dolne - LMD.....	57
4.4. Gleba (kompleks glebowy) rozdzielająca lessy młodsze dolne (LMD) od lessów młodszych środkowych (LMs) - Gi/LMd.....	62
4.5. Lessy młodsze środkowe - LMs.....	66
4.6. Gleba (poziom wietrzeniowo-glebowy) rozdzielająca lessy młodsze środkowe (LMs) od lessów młodszych górnych (LMg) - sg/LMs	67
4.7. Lessy młodsze górne - LMg.....	68
4.8. Interpretacja chronostratygraficzna jednostek lessowo-glebowych.....	71
5. Zmiany klimatu zapisane we właściwościach litologicznych sekwencji lessowo- glebowych.....	73
5.1. Wskaźniki pośrednie w badaniach lessów.....	73
5.1.1. Granulometryczne wskaźniki pośrednie w sekwencjach lessowo- glebowych - wybrane aspekty metodyczne.....	74
5.1.2. Wybrane wskaźniki uziarnienia w badaniach lessów.....	75
5.2. Zróżnicowanie litologiczne lessów młodszych jako wskaźnik zmian klimatu.....	78
5.3. Cykle depozycyjne w lessach młodszych i ich związek z krótkookresowymi zmianami klimatu.....	82

6. Zjawiska peryglacjalne w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej obszaru badań.....	85
6.1. Aktualne poglądy w sprawie horyzontów peryglacjalnych w lessach młodszych.....	85
6.2. Charakterystyka wybranych struktur peryglacjalnych w lessach młodszych obszaru badań, ich występowanie oraz znaczenie dla rekonstrukcji paleośrodowiskowych.....	89
6.2.1. Kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym.....	89
6.2.2. Horyzonty krioturbacji i struktur soliflukcyjnych.....	99
6.2.3. Pseudomorfozy klinów lodowych.....	101
6.3. Etapy morfogenezy peryglacjalnej zapisane w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej obszaru badań oraz ich korelacja ze znormalizowaną krzywą $\delta^{18}\text{O}$	103
7. Podsumowanie i wnioski.....	106
Bibliografia.....	109
Spis tabel.....	130
Spis rycin.....	131
Record of Climate Changes in Upper Pleistocene loess-soil sequences in Poland and western part of Ukraine (Summary).....	134

W trakcie przygotowywania niniejszej rozprawy korzystałem z życzliwej pomocy wielu osób, które w zasadniczy sposób wpłynęły na rozwój moich zainteresowań problematyką lessową oraz rozszerzenie warsztatu badawczego.

Szczególnie ważną rolę spełnili Panowie Profesorowie Andrij Bogutsky i Leopold Dolecki. Składam Im serdeczne podziękowania za możliwość prowadzenia wspólnych prac terenowych oraz pomoc w rozwiązaniu wielu kwestii dotyczących stratygrafii i interpretacji środowiskowej górnoplejstoczeńskich sekwencji lessowo-glebowych w południowo-wschodniej Polsce i w zachodniej części Ukrainy.

Mam przyjemność wyrażenia szczerzej wdzięczności Pani Profesor Marii Łanczont oraz Panom Profesorom Henrykowi Maruszczakowi, Józefowi Mojskiemu, Józefowi Wojtanowiczowi, Leszkowi Lindnerowi, Romanowi Chlebowskemu oraz Zbigniewowi Śnieszce za dyskusje, porady, a także szereg krytycznych uwag udzielanych mi w trakcie wystąpień konferencyjnych i sesji terenowych. Mam nadzieję, że chociaż w części potrafiłem je właściwie wykorzystać.

Panowie Profesorowie Ian Smalley oraz George Kukla niejednokrotnie okazywali mi wiele wyrozumiałości w rozmowach na temat genezy lessów i ich znaczenia w rekonstrukcjach paleoklimatycznych. Dzięki Ich życzliwym wskazówkom dotarłem do wielu unikalnych pozycji bibliograficznych.

Bardzo dziękuję Panu Docentowi Jerzemu Nawrockiemu za możliwość przeprowadzenia badań podatności magnetycznej lessów w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie. Jestem wdzięczny, że mogłem skorzystać z Jego doświadczenia w problemach metodycznych i interpretacyjnych.

Zagadnienia związane z interpretacją genetyczną struktur peryglacialnych oraz ich wymową paleośrodowiskową miałem okazję omawiać z wybitnymi specjalistami z tej dziedziny - Profesorem Jefem Vandenberghe i Doktorem Janem Goździkiem, za co jestem Im niezmiennie zobowiązany.

Wyrazy wdzięczności kieruję również w stronę Panów Profesorów Tadeusza Chodaka i Adama Bogdy oraz Doktora Cezarego Kabały, którzy nigdy nie odmawiali mi pomocy w rozwiązywaniu problemów gleboznawczych.

Panom Profesorom Andrzejowi Bluszczowi i Tomaszowi Goslarowi oraz Doktorowi Stanisławowi Fedorowiczowi dziękuję za Ich zaangażowanie w pracach związanych z oznaczaniem wieku osadów.

W czasie prowadzenia badań terenowych, laboratoryjnych, oraz w każdym innym momencie, zawsze mogłem liczyć na pomoc moich bliskich kolegów: Janusza Kidy, Dariusza Ciszka, Pawła Karamańskiego i Jurka Raczka. Dziękuję Wam.

Badania współfinansował Komitet Badań Naukowych (grant nr 3 P-04E 019 23).

Zainteresowanie problematyką lessową i czwartorzędową zawdzięczam głównie moim przedwcześnie zmarłym Nauczycielom i Przyjaciółom: Jerzemu Cegle oraz Krzysztofowi Brodzikowskiemu. Dedykuję tę pracę Ich pamięci.

1. Less i jego definicje

Latem 1832 roku Charles Lyell (ryc. 1), zbierając materiały do dodatkowo zaplanowanego trzeciego tomu „Principles of Geology”, odwiedził dolinę Renu w okolicy Heidelbergu. Efektem tej wycieczki był fragment XI rozdziału trzeciego tomu „Principles of Geology” poświęcony lessom – przedstawianym jako osady aluwialne doliny Renu (Lyell, 1833, str. 151-154). Nadzwyczajna popularność dzieła Lyella (jedenaście edycji) oraz jego późniejsze prace (Lyell, 1834, 1847) sprawiły, że termin „less” (ang. *loess*) został szeroko rozpowszechniony w światowej literaturze geologicznej. Lyell nie ukrywał niemieckiego pochodzenia nazwy „less” pisząc, że był on już wcześniej wielokrotnie opisywany w regionalnej niemieckiej literaturze geologicznej (Lyell, 1833, str. 151).



Ryc. 1. Charles Lyell (1797-1875) – jeden z najwybitniejszych geologów XIX wieku, który rozpowszechnił znaczenie terminu „less” w światowej literaturze geologicznej

Fig. 1. Charles Lyell (1797-1875) – one of the most prominent geologists of the 19th century, who spread the term „loess” in worldwide geological literature

Powszechnie przyjmuje się, że w literaturze naukowej określenie „less” zostało po raz pierwszy użyte w latach dwudziestych dziewiętnastego stulecia przez Karla Cezara von Leonharda (ryc. 2) – inspektora podatkowego i geologa amatora z okolic Heidelbergu (Kirchheimer, 1969; Różycki, 1986, 1991; Pye, 1984, 1987, 1995; Smalley, 1980; Smalley i inni, 2001). Mianem „less” (*niem. Löss*) Leonhard (1823-24) określił próbkę skały pobranej w dolinie rzeki Neckar w miejscowości Haarlass, niedaleko Heidelbergu (Kirchheimer, 1969). Jak pisze Kirchheimer (1969, str. 203) „W świetle przedstawionych dowodów najważniejszym *locus classicus et typicus* lessu, z historycznego punktu widzenia, musi z pewnością być Haarlass”. Chociaż w charakterystyce próbki lessu z kolekcji Leonharda można znaleźć wiele interesujących szczegółów, to jednak Leonhard (1823-24) nigdy nie wypowiadał się w kwestii genezy lessu.



Ryc. 2. Karl Caesar von Leonhard – pierwszy użył nazwy „Löß” w literaturze naukowej

Fig. 2. Karl Caesar von Leonhard – first used name „Löß” in scientific literature

Początku badań lessu można również doszukiwać się w zupełnie innym miejscu i w zupełnie różnym czasie. Pradawny początek miał miejsce w Chinach. Jest on słabo udokumentowany w literaturze europejskiej, a pierwsze wzmianki na ten temat pochodzą z prac autorów chińskich i brytyjskich (Wang i Zhang, 1980; Liu i inni, 1985; Pye, 1987; Jary, 1996; Smalley i inni, 2001). Określenie „huang-tu”, czyli „żółta ziemia” od dawna oznaczało w Chinach słabo scementowany, luźny utwór ziemisty, natomiast związki zachodzące pomiędzy *huang-tu* a eolicznie przewiewanym pyłem zostały tam rozpoznane co najmniej 2000 lat przed ogłoszeniem przez von Richthofena (1877-85, 1882) eolicznej hipotezy powstawania lessu. Ten aspekt badań lessu był do tej pory pomijany i z pewnością wymaga rozpoczęcia szczegółowych analiz (Smalley i inni, 2001).

Prawie dwieście lat badań lessu, prowadzonych przez geografów, geologów czwartorzędu, geologów inżynierskich, gleboznawców i przedstawicieli wielu pokrewnych dyscyplin, przyniosło olbrzymią ilość publikacji. W częściowej bibliografii lessu (Smalley, 1980), w której znalazło się ponad 1000 pozycji literaturowych, zasadniczo reprezentowane są trzy główne tematy: teorie powstawania, właściwości inżynierskie oraz stratygrafia lessu. Może zatem dziwić fakt, że ciągle jest aktualne stwierdzenie Różyckiego (1986, 1991) o braku ogólnie przyjętej definicji lessu. Definicje obecnie używane gubią się wśród niejednoznacznych określeń, proponowanych przez wielu badaczy – „less typowy” (*typical loess*), „less pierwotny” (*primary loess*), „less prawdziwy” (*true loess*), „less właściwy” (*proper loess*), „less subaeralny” (*subaerial loess*), „osad lessopodobny” (*loess-like deposit*), „osad lessopochodny” (*loess-derived deposit*) i wiele innych. Trudno jest satysfakcjonująco wytłumaczyć taki stan rzeczy. Smalley i Jary (2004) wskazują na pewien wpływ bariery językowej, która została dodatkowo wzmocniona przez czynniki natury historyczno-politycznej. Powstanie Związku Radzieckiego, a następnie całego obozu państw satelitarnych, z pewnością ograniczało możliwość swobodnej wymiany intelektualnej również w zakresie problematyki lessowej.

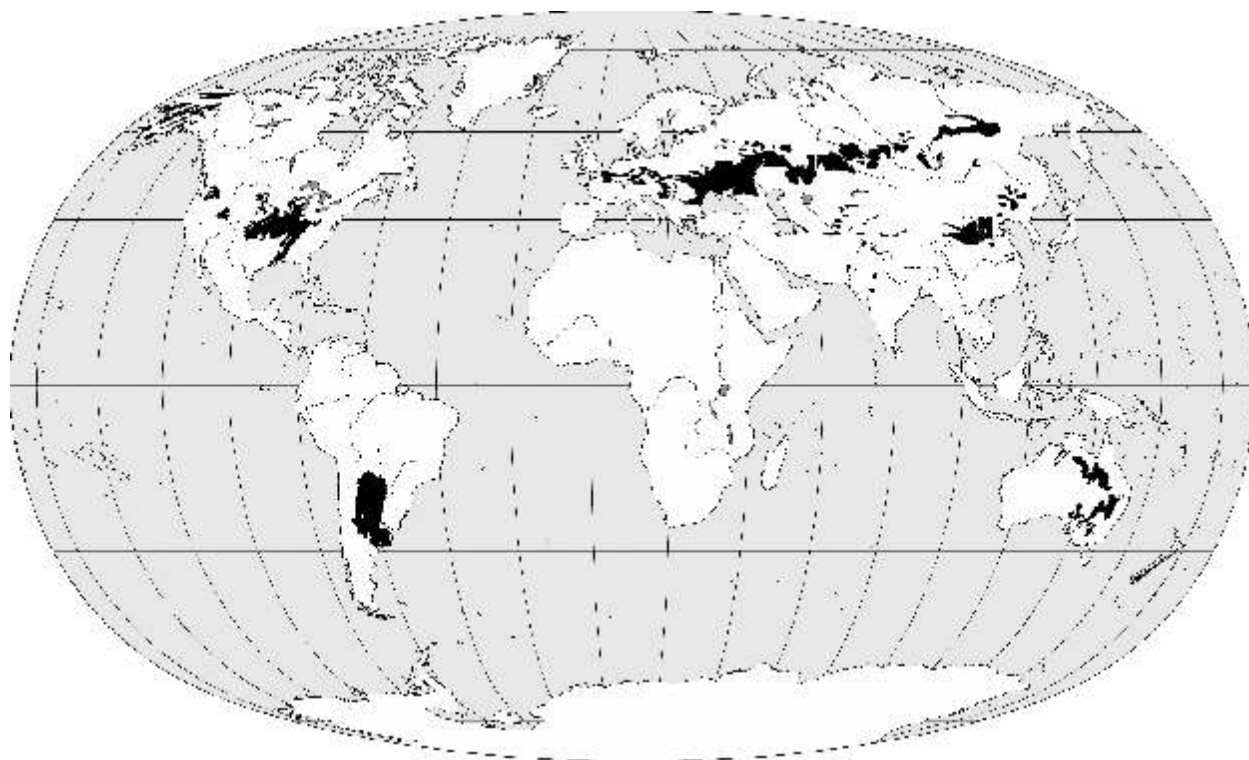
Rozwój poglądów na pochodzenie lessu, zagadnienia terminologiczne i wiele innych problemów związanych z lessem, obszernie przedstawiono w znakomitych monografiach Krigera (1965, 1986), Różyckiego (1986, 1991), Pye’a (1987) lub Peciś’ego i Richtera (1996). Wybór podstawowych prac z problematyki lessowej, napisanych w latach 1834-1973, został opublikowany w 1975 roku pod redakcją Smalley’a (*Benchmark Papers in Geology*, vol. 26, *Loess, lithology and genesis*). Od roku 1979 ukazuje się „Loess Letter” – nieformalny biuletyn INQUA, redagowany przez Smalley’a, w którym zamieszczane są abstrakty lub obszerne fragmenty najważniejszych publikacji dotyczących lessu, sprawozdania z konferencji bezpośrednio lub pośrednio związanych z tematyką lessową, a w suplementach publikuje się materiały bibliograficzne odnoszące się do określonego zagadnienia lub badacza lessu. Tego rodzaju inicjatywa

ułatwia adeptom, a nawet weteranom nauki o lessach, orientację w ciągle powiększającej się bibliografii lessu i jednocześnie jest dowodem bezinteresownego zaangażowania autorów/wydawców w propagowanie wiedzy o lessach.

Propozycja Obruchewa z roku 1948, który uzasadniał potrzebę ustanowienia nowej, niezależnej dyscypliny naukowej zajmującej się lesssem, została niedawno urzeczywistniona w Chinach, gdzie wydano pierwszy w historii podręcznik o charakterystycznym tytule „Loessology” (Sun, 2005).

W ostatnich dekadach obserwuje się wyraźny wzrost zainteresowania tematyką lessową głównie ze względu na fakt, że sekwencje lessowo-glebowe dostarczają jednego z najbardziej ciągłych i szczegółowych zapisów zmian klimatu w czwartorzędzie (Kukła, 1970, 1975, 1977; Derbyshire i inni, 1988, i inni). Jednak interpretacja paleoklimatycznych danych pośrednich w lessach nie jest prosta i wymaga zwrócenia uwagi na czynniki, które decydują o różnorodności cech lessów związanych ze środowiskiem ich depozycji oraz zmianami wczesnodiagenetycznymi (Pye, Sherwin, 1999).

Less jest szeroko rozpowszechnionym osadem czwartorzędowym pokrywającym, według różnych szacunków, od 3,2% (Trofimov i inni, 2001) do około 10% (Pecsi, 1968, 1974; 1990, Pecsi i Richter, 1996) powierzchni lądów kuli ziemskiej, tj. w przybliżeniu od 5 do 15 milionów kilometrów kwadratowych (ryc. 3). Tak zdecydowanie różne oszacowania powierzchni zajmowanej przez lessy (Smalley, Jary, 2005) są w dużej mierze rezultatem niejednoznacznej interpretacji pojęcia lessu.



Ryc. 3. Rozmieszczenie lessów na świecie
Fig. 3. World loess distribution

Dyskusja na temat genezy lessu i sposobu formowania się jego charakterystycznych właściwości, mająca na celu ustalenie ogólnie akceptowanej definicji lessu, nie przyniosła, jak do tej pory, oczekiwanych rezultatów. Niewątpliwie wpływ na taki stan rzeczy miał fakt, że termin „less” był powszechnie używany dla określenia pewnego typu osadu pyłowego na długo przed pierwszymi próbami opracowania jego naukowej definicji.

Stany Zjednoczone Ameryki są jednym z niewielu krajów, gdzie od kilkadziesiąt lat powszechnie przyjmuje się prostą, funkcjonalną definicję lessu, określającą ten osad jako pył pochodzenia eolicznego lub po prostu pył eoliczny (*eolian silt* – Follmer, 1996). Paradoksalnie, bezpośrednią przyczyną przyjęcia tak radykalnego stanowiska była dyskusja wywołana pracami Russella (1944) i Fiska (1951), którzy wysunęli hipotezę formowania się lessu *in situ* za sprawą trudnego do zdefiniowania procesu zwanego lessyfikacją – w Rosji i późniejszym Związku Radzieckim proces lessyfikacji był podstawą glebowo-eluwialnej hipotezy Berga (1916, 1964). Hipoteza Russella została skrytykowana przez wielu amerykańskich badaczy lessów

(Holmes, 1944; Swineford, Frye, 1945; Doeglas, 1949; Pewe, 1951), jednak sprowokowała ożywioną dyskusję na temat definicji lessu. Proponowany przez Russella (1944) sposób definiowania lessu, oparty na właściwościach osadu, nie zyskał poparcia w konfrontacji z przyjmowaną przez większość amerykańskich badaczy nazwą typu osadu, bazującą na jego pochodzeniu geologicznym (Follmer, 1996; Smalley i inni, 2001; Smalley, Jary, 2004; Jary, 2005).

Problem definicji lessu był poruszany w literaturze europejskiej przez niemal całe dwudzieste stulecie, a jego siłą napędową była dyskusja na temat genezy i sposobu formowania się osadów lessowych. Można wyróżnić dwa przeciwstawne podejścia zmierzające do sprecyzowania definicji lessu (Smalley, Jary, 2004; Jary, 2005):

- Σ podejście czysto opisowe, wywodzące się z pierwotnego znaczenia słowa less, w którym właściwości lessów pełnią rolę kryteriów;
- Σ definicje zawierające w sobie mechanizm powstawania lessu, w których mechanizm powstawania definiuje osad.

Nie są to jedynie różnice w podejściu naukowym; to dwa odrębne sposoby postrzegania lessu, gleby, gruntu, w których zaangażowane są czynniki nierzadko przekraczające granice czystej nauki. To sprawia, że dyskusja nad definicją lessu jest nadzwyczaj skomplikowanym zadaniem.

Opisowy charakter definiowania lessu jest głęboko zakorzeniony w literaturze i umysłach wielu współczesnych badaczy. Przykładem opisowej definicji lessu, szeroko rozpowszechnionej i stosowanej w polskiej literaturze geologicznej, jest definicja Maruszczaka (1990a, 2000):

„Less właściwy jest to węglanowy utwór średniopyłasty, przeważnie żółtawo-szary (płowy), o miąższości co najmniej 2-3 m, skłonny do osiadania pod wpływem nawodnienia względnie dodatkowego obciążenia. W stanie suchym wykazuje skłonność do spękania i tworzenia pionowych obrywków, które zanikają, gdy less jest wilgotny i nasycony wodą. Dominuje w nim frakcja pyłów średnich (0,05-0,01 mm), wyselekcjonowana i deponowana głównie na drodze eolicznej, a więc w warunkach względnie suchego klimatu, na co wskazuje m.in. rozmieszczenie strefowe lub związek lessu z określonym piętnem hipsometrycznym. W obszarach wilgotniejszych utworów o takich cechach nie wyodrębnia się spośród innych piaszczysto-gliniastych produktów denudacji i akumulacji” (Maruszczak, 1990a, str. 57).

„Utwory lessopodobne odznaczają się znacznym zróżnicowaniem uziarnienia, z przewagą pyłów różnoziarnistych, przy czym na frakcję 0,05-0,01 mm – charakterystyczną dla „lessowego” transportu eolicznego – przypada zwykle tylko 20-35%. Odpowiednio do uziarnienia przeważnie są stosunkowo mało porowate, węglanowe lub bezwęglanowe oraz najczęściej nie wykazują zdolności do osiadania pod wpływem nawodnienia. Miąższość przeważnie ograniczona do kilku metrów, przy czym im jest mniejsza, tym słabiej zaznacza się zdolność do spękania pionowego i tworzenia obrywków. Stosunkowo mały udział frakcji „lessowej”, a więc i niższe wskaźniki wysortowania, świadczą o ograniczonej roli wietrzenia mrozowego w etapie przygotowania ziarna wyjściowego, a przede wszystkim czynnika eolicznego w etapie sedimentacji. Cechy te pośrednio wskazują na możliwość powstawania tych utworów w dość zróżnicowanych warunkach klimatycznych – umiarkowanie oceanicznych, półsuchych i suchych” (Maruszczak, 1990a, str. 59).

Podobnie jak Maruszczak (1990a, 2000) także inni autorzy definicji lessu wymieniają cały szereg właściwości, które musi posiadać less (less typowy, pierwotny, prawdziwy, właściwy, itp.), aby można go było odróżnić od osadów zaledwie do lessów podobnych. Czynniki sedimentacyjne ma w tym przypadku podrzędne znaczenie, ponieważ większość diagnostycznych cech tak wyróżnianego lessu kształtuje się już po depozycji materiału i jest rezultatem oddziaływania różnorodnych procesów pedogenetycznych i wczesnodiagenetycznych. Te właśnie procesy najczęściej określane są mianem lessyfikacji. Charakterystyka lessu, podana przez Russella (1944), jest prawie identyczna (tab. 1) z kryteriami, jakie powinien spełniać „prawdziwy less” Pecsiego (1990), a przecież obydwaj wymienieni badacze reprezentowali przeciwstawne podejścia do problemu genezy lessowego materiału pyłowego.

Tabela 1. Zestawienie najważniejszych cech lessu (lessu typowego, prawdziwego, właściwego) branych pod uwagę w opisowych definicjach lessu różnych autorów (nieco uproszczone).

Table 1. Juxtaposition of the most important loess (typical, true, proper loess) properties, which are used as a criterion in descriptive loess definitions (slightly simplified).

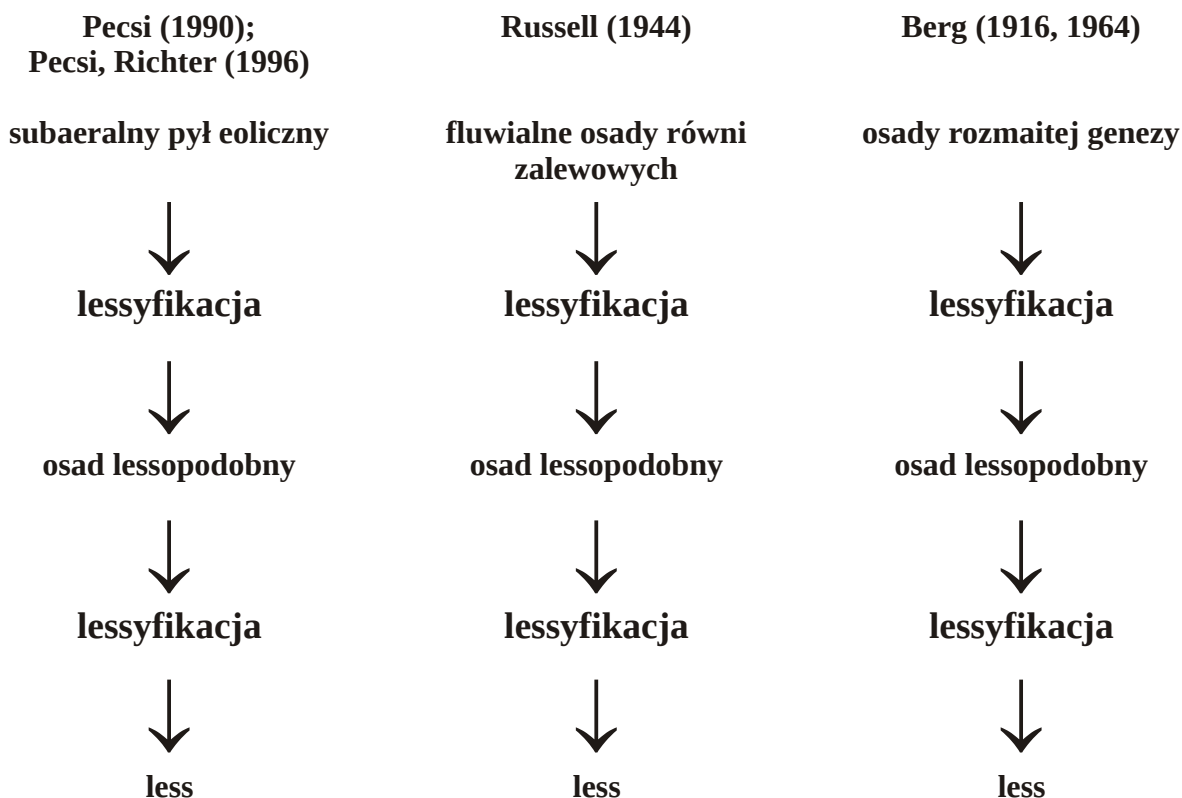
Kryterium	Autor	Richthofen (1882)	Russell (1944)	Kruger (1965)	Pecsi (1990), Pecsi, Richter (1996)	Maruszczak (1990, 2000)
skład granulometryczny		homogeniczny pył	homogeniczny pył; >50% frakcji 10-50µm	30-55% frakcji 10-50µm 5-30% frakcji <5µm 0-5% frakcji >250µm	40-50% frakcji 10-50µm minerale ilaste – 5-20% drobny piasek – 5-25%	dominacja frakcji 10-50µm
skład mineralogiczny		przeważają kanciaste cząstki kwarcu			kwarc-40-80%, skalenie, minerale ilaste, węglany	
kolor			żółtawy lub płowóżółty	jasnożółty lub płowy	jasnożółty	żółtawo-szary (płowy)
warstwowanie		brak warstwowania	brak warstwowania	brak warstwowania	brak warstwowania	zazwyczaj warstwowany
zawartość węglanów			zawiera węglany	zawiera węglany	węglanowy (1-20%)	węglanowy
porowatość, kolapsja		struktura kapilarna, obecność niezliczonych, pionowych kanalików	osad porowaty	porowatość 40-55%, widoczne kanalki	porowaty (45-55%), przepuszczalny	skłonny do osiadań pod wpływem nawodnienia lub dodatkowego obciążenia
łupliwość		pionowa łupliwość	wyказује pionową łupliwość oraz tworzy pionowe ściany	podatny na pionowe obrywy	posiada zdolność do utrzy- mywania pionowych ścian	skłonny do spękania i two- rzenia pionowych obrywk
konkrecje CaCO₃ oraz szczątki fauny i flory		duża ilość muszelek ślimaków lądowych oraz kości ssaków	zazwyczaj zawiera konkrecje i muszelki ślimaków	mogą występować konkrecje węglanowe i muszelki młęczaków	zawiera konkrecje CaCO ₃ oraz szczątki lądowej flory i fauny	
miaższość				co najmniej kilka metrów		co najmniej 2-3 m
inne cechy		odmienne cechy lessu w sto- sunku do innych osadów; podobny skład niezależnie od regionu pobrania próbek; brak związku pomiędzy występowaniem lessu a wy- sokością nad poziom morza; indywidualny kształt płatów lessowych; na stokach wzgórz less zalega na kanciastych fragmentach miejscowych skał	silnie burzy z rozcień- czonym kwasem solnym	pokrywowe zaleganie; jednorodność składu mecha- nicznego na różnych głąbo- kościach i w przekroju hory- zontalnym; może naprze- mienianie występować z gle- banami kopalnymi oraz czasem zawierać przewarstwienia żwirów i piasków	sekwencje lessowe często zawierają gleby kopalne oraz warstewki glinki lub piasku; podatny na erozję wodną i sufozję	w lessach właściwych dominuje frakcja 10-50µm wyselekcjonowana i depono- wana głównie na drodze eolicznej, a więc w warun- kach względnie suchego klimatu, na co wskazuje m.in. rozmieszczenie stre- fowe lub wiązek lessu z określonym piętrem hipso- metrycznym. W obszarach wilgotniejszych utworów o takich cechach nie wyodręb- nia się

W roku 1990 Marton Pecs, ówczesny szef Komisji Lessu INQUA oraz dyrektor Instytutu Geografii Węgierskiej Akademii Nauk, osoba o niekwestionowanej pozycji w środowisku badaczy lessu, opublikował artykuł na łamach powszechnie znanego i dostępnego czasopisma o światowym zasięgu (*Quaternary International*), w którym przedstawił swoje poglądy na temat definicji oraz właściwości lessów i osadów lessopodobnych. Kilka lat później powtórzył swoje poglądy w obszernej monografii lessu napisanej wspólnie z Richterm (Pecs, Richter, 1996): „*The reason why the loess problem, the differences in definition, has survived to our days is the different approaches applied by various researchers in various places and at various times to define or describe loess*. Powodem tak dużych różnic w pojmowaniu pojęcia less, które przetrwały do czasów współczesnych, jest różnorodność podejść do problemu definicji i charakterystyki lessu stosowane przez rozmaitych badaczy w różnych miejscach i w różnym czasie.” (Pecs, 1990, str.1).

Następnie Pecs w 10-ciu punktach wymienia kryteria, które należy wziąć pod uwagę, aby odróżnić less od osadów lessopodobnych i w podsumowaniu przedstawia zwięzłą, końcową definicję: „*True/typical loess can be described as a loose deposit with coarse silt predominant in grain size, unstratified, porous, permeable, stable in steep walls, easily erodible by the effect of water, ‘structured light loam’ of pale yellow colour due to finely dispersed limonite (iron hydroxides), quartz as main mineral constituent (40-80%), subordinate feldspar content, variable amounts of clay minerals (5-20%) and carbonates (1-20%).* Prawdziwy/typowy less może być opisany jako luźny osad składający się głównie z ziaren grubego pyłu, niewarstwowany, porowaty, wodoprzepuszczalny, utrzymujący pionowe ściany, łatwo erodowany przez wodę, „lekka glina strukturalna” blado-żółtego koloru będącego rezultatem drobno zdyspergowanego limonitu (wodorotlenku żelaza), w którym głównym składnikiem jest kwarc (40-80%), podrzędnie występują skalenie oraz zróżnicowane ilości minerałów ilastych (5-20%) i węglanów (1-20%)” (Pecs, 1990, str. 1-2). Czy taki opis może pełnić rolę naukowej definicji lessu?

Wypowiadając się na temat mechanizmu powstawania lessu Pecs nawiązuje do wielokrotnie stosowanego w literaturze lessowej tajemniczego pojęcia lessyfikacji: „*Loess is not simply dust carried and deposited by the wind. Dust only becomes loess after the passage of a certain amount of time in a given geographical zone, i.e. only through diagenesis in certain ecological environments. To state that loess is of aeolian origin is an oversimplification and an incorrect definition because an aeolian origin applies only to the dust from which the loess has been formed.* Less nie jest po prostu pyłem przenoszonym i deponowanym przez wiatr. Pył może stać się lesssem jedynie po upływie pewnego czasu w danej strefie geograficznej, tj. jedynie poprzez diagenezę w pewnych środowiskach ekologicznych. Stwierdzenie, że less posiada eoliczną genezę jest nadmiernym uproszczeniem i nieprawidłową definicją, ponieważ eoliczna geneza odnosi się jedynie do pyłu, z którego less się utworzył” (Pecs, 1990, str. 1).

Podobnie jak Łożek (1965) i wielu innych badaczy lessu głównie z krajów Europy Środkowej i Wschodniej, Pecs (1990) połączył elementy teorii wietrzeniowo-glebowej (lessyfikacja) z teorią eoliczną. Prawdziwy/typowy less, według Pecs’ego, jest osadem eolicznym o podanych wyżej właściwościach, które zostały nabyte w trakcie specyficznego procesu diagenety. Pecs docenia rolę procesów eolicznych w powstawaniu lessów, jednak zdeponowany drogą eoliczną pył jest, co najwyżej, osadem lessopodobnym i dopiero przeobrażając się w pewnych warunkach z upływem czasu może stać się coraz bardziej podobny do lessu typowego do momentu, gdy spełni wszystkie wymagane kryteria prawdziwego lessu. W ujęciu Pecs’ego (1990) czynnikiem definiującym osad jest proces lessyfikacji, podobnie jak w glebowo-eluwialnej hipotezie powstawania lessu Berga (1916, 1964) czy Russella (1944). W rezultacie działania procesu lessyfikacji „nie-less” przeobraża się w „less”. Można sobie wyobrazić również proces odwrotny – zmiana warunków wietrzenia i diagenety może doprowadzić *in situ* do utraty pewnych diagnostycznych cech lessu typowego i zdegradować osad do statusu osadu lessopodobnego. Procesom modyfikacji (lessyfikacji) może podlegać deponowany subaeralnie pył eoliczny (Pecs, 1990), fluwialne osady równi zalewowych (Russell, 1944) oraz osady rozmaitej genezy, charakteryzujące się w miarę jednorodnym składem mechanicznym (Berg, 1916, 1964). Pierwotny czynnik sedymentacyjny jest tutaj podrzędny w stosunku do procesu lessyfikacji (ryc. 4).



Ryc. 4. Proces lessyfikacji jako czynnik definiujący osady lessopodobne i lessy

Fig. 4. Loessification as a defining agent of loess and loess-like deposits

Być może jedną z przyczyn tak dużego powodzenia opisowych definicji lessu było szeroko rozpowszechnione przekonanie, że less jest osadem o jednorodnych cechach strukturalnych i teksturalnych w obrębie odsłonięcia, zarówno w przekroju pionowym jak i horyzontalnym (np. Lyell, 1833; Richthofen, 1882; Keilhack, 1920; Kriger, 1965). Rezultaty szczegółowych badań sekwencji lessowych zdecydowanie przeczą takiemu przeświadczeniu (Maruszczak, 1990a, 2000). Nawet w homogenicznej warstwie lessu, w której brak śladów struktur depozycyjnych i redepozycyjnych, często zaznaczają się istotne zmiany składu granulometrycznego lessów w profilu pionowym. Nie jest to cecha nabyta w trakcie procesu lessyfikacji, lecz zakodowana informacja potwierdzająca wrażliwość lessów na zmiany warunków klimatyczno-środowiskowych w trakcie narastania pokryw lessowych (Porter, An, 1995; Xiao i inni, 1995; Vandenberghe i inni, 1997, 1998b; Vandenberghe, Nugteren, 2001; Jary, Ciszek, Kida, 2003, 2004c; Jary i inni, 2003, w druku; Jary, 2004a,b).

Problem określania lessu na podstawie jego charakterystycznych cech w bardzo wyrazisty sposób przedstawił Dylik (1954, str. 26): „W rezultacie nasuwają się wątpliwości, co do egzystencji typowego lessu subaeralnego. Zawodzą jego cechy charakterystyczne, lub w najlepszym razie typowy less, odpowiadający typowej dla niego charakterystyce, występuje niezmiernie rzadko. Czy wobec tego niesłuszny będzie wniosek sformułowany paradoksalnie – że typowym jest właśnie less nietypowy.”

Stosowanie opisowych kryteriów w celu zdefiniowania lessów oraz akcentowanie roli lessyfikacji w procesie ich tworzenia, utrwaliło delimitację tych osadów na lessy typowe i osady lessopodobne. Pojęcie „osad lessopodobny” było różnie interpretowane w literaturze przedmiotowej. Prawdopodobnie jako pierwszy użył go Richthofen (1886; za Krigerem, 1965) w odniesieniu do „warstwowanego lessu jeziornego”. Obruchev (1933, 1948), obok eolicznego lessu pierwotnego (typowego), wyróżnił osady lessopodobne (wtórne), do których zaliczał osady drobnoziarniste różnej genezy. Zazwyczaj jednak osady lessopodobne definiuje się jako osady podobne do typowego lessu, lecz nieposiadające wszystkich wymaganych właściwości lessu typowego (np. Kriger, 1965; Cegła, 1965, 1972; Pecsi, 1990; Pecsi, Richter, 1996). Takie ujęcie pozwala na subiektywne klasyfikowanie wielu osadów, dając swobodę umieszczania ich w bardzo szerokiej kategorii osadów lessopodobnych. Może się zdarzyć, że proglacialne mułki subakwalne wydadzą się niektórym badaczom bardziej podobne do lessu niż płytkie, pokrywowe pyły eoliczne z graniakami wiatrowymi w spągu, szeroko rozpowszechnione na Równinie Wrocławskiej (Orth, 1872; Jary, red., 1999; Jary i inni, 2002).

Inny sposób definiowania osadów lessopodobnych proponuje Pye (1984, 1987). Według tego autora termin „osady lessopodobne” oznacza osady bogate we frakcje pyłowe, które wykazują wiele sedimentologicznych właściwości eolicznego lessu, lecz nie były formowane przy udziale czynnika eolicznego lub też pylaste osady eoliczne deponowane w środowisku fluwialnym, estuariowym lub morskim (Pye, Sherwin, 1999).

Zdaniem Smalley’a i Jarego (2004) należy unikać nazwy „osady lessopodobne”, ponieważ jest ona myląca, pozbawiona precyzji i nie spełnia podstawowych wymogów stawianych terminom naukowym. To, czy less definiowany będzie po prostu jako osad eoliczny, czy też jako poligeniczny utwór o określonych właściwościach, nie ma w tej kwestii istotnego znaczenia.

W przeciwieństwie do opisowych definicji, less często określa się w literaturze po prostu jako osad pyłowy pochodzenia eolicznego. Jak już wcześniej wspomniałem, ten sposób definiowania lessu jest szczególnie rozpowszechniony wśród geologów amerykańskich (Follmer, 1996). Ta prosta definicja lessu dostarcza podstawowych informacji o osadzie (Brodzikowski, 1992) – wskazuje na podstawową cechę litologiczną oraz określa genezę materiału. Litogenetyczna definicja lessu umożliwia wyjaśnienie prawidłowości w rozmieszczeniu i właściwościach lessu i jest dobrą podstawą do dalszych klasyfikacji tego osadu. Wprowadzenie mechanizmu depozycji do definicji lessu nadaje tej definicji elementy precyzji, których tak bardzo brakowało w definicjach opisowych. Wszystkie podstawowe cechy charakteryzujące osady lessowe są przecież bezpośrednio lub pośrednio związane z eoliczną genezą lessu (Smalley, Jary, 2004; Jary, 2005).

„*Loess is a clastic deposit which consists predominantly of quartz particles 20-50 μ m in diameter and which occurs as wind-laid sheets.* Less jest osadem klastycznym, który składa się głównie z cząstek kwarcu o średnicy 20-50 μ m i występuje w formie nawianych pokryw.” (Smalley, Vita-Finzi, 1968).

To jedna z najbardziej znanych, tzw. mechanistycznych definicji lessu, często cytowana w literaturze. Zdaniem Pye’a (1995) nawet ta prosta definicja jest zanadto opisowa i zawiera w sobie niepotrzebne szczegóły. Według tego autora „*For more practical purposes it is sufficient to define loess simply as a terrestrial, clastic sediment, composed predominantly of silt-sized particles, which is formed essentially by the accumulation of wind-blown dust.* Dla większości celów praktycznych wystarczy zdefiniować less jako terrygeniczny osad klastyczny składający się głównie z cząstek pylastych, który utworzył się zasadniczo poprzez akumulację nawiewanego pyłu.” (Pye, 1995, str. 654).

Less jest osadem pylastym, jednak wykazuje dość znaczne różnice w składzie granulometrycznym, dlatego powszechnie w literaturze używa się terminów „less piaszczysty” czy „less ilasty”, które informują o podwyższonej zawartości frakcji pobocznych, względem frakcji pyłowej, w rozkładzie uziarnienia lessów. Pye (1984, 1987) podaje nawet konkretne wartości procentowe dla zawartości frakcji ilastej i piaszczystej, jednak wydaje się, że tego rodzaju ściśle kryteria nie są w tym przypadku konieczne.

Osady lessowe zawsze wykazują mniejsze lub większe ślady syn- lub postdepozycyjnego przeobrażenia przez zespół procesów wietrzeniowo-glebowych czy wczesnodiagenetycznych, które modyfikują w różnym stopniu ich właściwości fizyczne, mineralogiczne i chemiczne. Tego typu modyfikacje nie decydują jednak o tym, że warstwa pyłu eolicznego staje się, lub też przestaje być lesssem. Często w opisach sekwencji lessowo-glebowych określa się stopień zwietrzenia lessu, używając takich terminów jak „less zwietrzały” i „less niezwieterzały (świeży)”. Ocena stopnia zwietrzenia lessu zawsze będzie oceną subiektywną, ponieważ nie ma i nie może być precyzyjnie postawionej granicy pomiędzy tymi typami lessu. Podobnie trudne może być rozróżnienie lessów z oznakami pedogenezy od lessowych gleb kopalnych.

Less jest osadem niezwykle podatnym na działanie syn- i postdepozycyjnych procesów stokowych. W literaturze spotyka się wiele określeń stosowanych w odniesieniu do redeponowanych osadów lessowych: *redeposited loess* (less redeponowany – Smalley, Vita-Finzi, 1968), *reworked loess* (less przeobrażony – Pye, 1984, 1987, 1995), *secondary loess* (less wtórny – Obruchev, 1945; Smalley, 1972), *degraded loess* (less zdegradowany – Obruchev, 1945), *derasional loess* (less derazyjny – Fink i inni, 1977; Pecs, Richter, 1996). Wszystkie te terminy można z powodzeniem stosować w stosunku do osadów, które nawet po redepozycji zachowały wiele cech sedimentologicznych macierzystego osadu eolicznego. W przypadku poważniejszego przeobrażenia lessów przez procesy stokowe lub fluwialne, pierwotne właściwości sedimentologiczne osadu mogą zostać znacząco zmienione. W takich przypadkach, zdaniem Pye’a (1995), przeobrażony osad należy klasyfikować jako lessopochodne koluwium, deluwium lub aluwium. Jeżeli lessowe źródło osadu, wykazującego pewne cechy sedimentologiczne lessu, nie może być ustalone, to najbardziej słuszne wydaje się określanie takiego osadu jako po prostu koluwium, deluwium czy aluwium (Pye, 1995).

Lessy, bardzo silnie przeobrażone przez procesy diagenetyczne (głównie cementację i selektywny rozkład minerałów), mogą zostać zlityfikowane do stanu twardej skały. W literaturze rosyjskiej znane są one pod nazwą *kamiennyje lossy* (kamienne lessy – Obruchev, 1945; Kriger, 1965), a pierwsze wzmianki na ten temat pochodzą już z końca XIX-go wieku. Są to skały bardzo zróżnicowane zarówno pod względem ich właściwości fizycznych i chemicznych, jak również warunków ich występowania oraz pozycji stratygraficznej (Kriger, 1965). Zlityfikowane lessy w literaturze anglosaskiej określane są pojęciem *loessite* (lessyty). Termin ten został zaproponowany przez Woodwortha (Pye, 1987, 1995). Prekambryjskie lessyty zostały rozpoznane przez Edwardsa (1979) w północnej Norwegii i na Svalbardzie. Chociaż kryteria wyodrębniania lessytów nie są do końca przekonujące to można przypuszczać, że dość często występują w zapisie geologicznym (Sherwin, 1995).

Wielu autorów zwraca również uwagę na możliwość identyfikacji lessu (eolicznie deponowanego pyłu) i jego istotną rolę jako składnika gleb na przykładzie płytkich utworów powierzchniowych m.in. w Wielkiej Brytanii i USA (Catt i inni, 1971, 1974; Catt, 1977, 1978, 1985, 2001; Smalley, Smalley, 1983). Terminem *lessoid* (Pye, 1987) określa się osady będące mieszaniną lessu z innymi osadami, takimi jak zwietrzałe regolity, piaski wydymowe lub gleby.

2. Przedmiot i obszar badań oraz cele i metody badawcze

Dzisiaj nie ma już żadnych wątpliwości, że w pokrywach lessowych kryje się jeden z najbardziej kompletnych zapisów zmian klimatyczno-środowiskowych na obszarach lądowych. Smalley (1983) wskazuje na pionierską rolę pracy Hardcastle'a (1890 – *On the Timaru loess as a climate register*), który pierwszy zauważył związek pomiędzy powstawaniem lessu i rozwojem jego specyficznych cech, a zmianami klimatu na Timaru (Nowa Zelandia). Jednak współczesne, szczegółowe rekonstrukcje paleoklimatyczne sekwencji lessowo-glebowych wiążą się powszechnie z nazwiskiem Kukli. To właśnie Kukla (1970, 1975, 1977) po raz pierwszy dokonał próby porównania lessów z ciągłym zapisem uzyskanym z rdzeni osadów głębokomorskich oraz wskazał na nowe możliwości rozwoju szczegółowych badań klimatostratygraficznych lessów.

2.1. Sekwencje lessowo-glebowe wykształcone w ostatnim cyklu interglacjalno-glacialnym oraz charakterystyczne cechy obszaru badań

Pokrywy lessowe, podobnie jak wiele typów osadów glacygenicznych, charakteryzują się dość dobrze rozpoznawalną zmiennością przestrzenną: horyzontalną i wertykalną (np. Cegła, 1972; Maruszczak, 1972, 1991b; Jersak, 1973a, 1985b; Brodzikowski, Van Loon, 1987, 1991). Najważniejszym czynnikiem decydującym o zróżnicowaniu przestrzennym pokryw lessowych jest klimat, który wpływa na intensywność i charakter procesów depozycyjnych, erozyjnych i wczesnodiagenetycznych w tym wietrzeniowo-glebowych. Pokrywy lessowe badane są w pionowych sukcesjach lessów i gleb kopalnych – sekwencjach lessowo-glebowych. Sekwencja lessowo-glebowa składa się z sukcesji jednostek lito- i pedostratygraficznych, które charakteryzują się określonymi właściwościami lito- i pedologicznymi ukształtowanymi w rezultacie możliwego do odtworzenia następstwa procesów depozycyjnych i pedogenetycznych. Procesy te zmieniały się w konkretnym miejscu i czasie w rezultacie działania zespołu czynników środowiskowych, które z kolei nawiązywały do regionalnego i globalnego następstwa zdarzeń klimatycznych.

Sekwencja lessowo-glebowa może być rozpatrywana jako rezultat zmieniającej się proporcji pomiędzy procesami glebotwórczymi i akumulacją lessu (Jary, 1996, 1999b; Kemp, 2001). Zmieniające się relacje pomiędzy natężeniem pedogenezy a tempem akumulacji lessu są dobrze wyrażone w cyklu interglacjalno-glacialnym. W okresach panowania względnie ciepłego i wilgotnego klimatu dostawa pyłu eolicznego na obszary lessowe była ograniczona, a przypowierzchniowe partie lessów były przekształcane przez procesy glebotwórcze. Tak powstawały gleby, lub zespoły nakładających się na siebie gleb, o charakterze interglacjalnym lub interstadialnym. W okresach deterioracji klimatu produkcja cząstek pylastych oraz ich transport na terenach sąsiadujących z obszarami lessowymi wyraźnie wzrastała, tempo akumulacji lessu było względnie duże przy niewielkim wpływie synchronicznie działających procesów glebowych. Wyjątkowo szybkie, nagłe zmiany klimatu na obszarach lessowych zapisane są w postaci powierzchni niezgodności powstałych w rezultacie procesów erozji wodnej lub wietrznej.

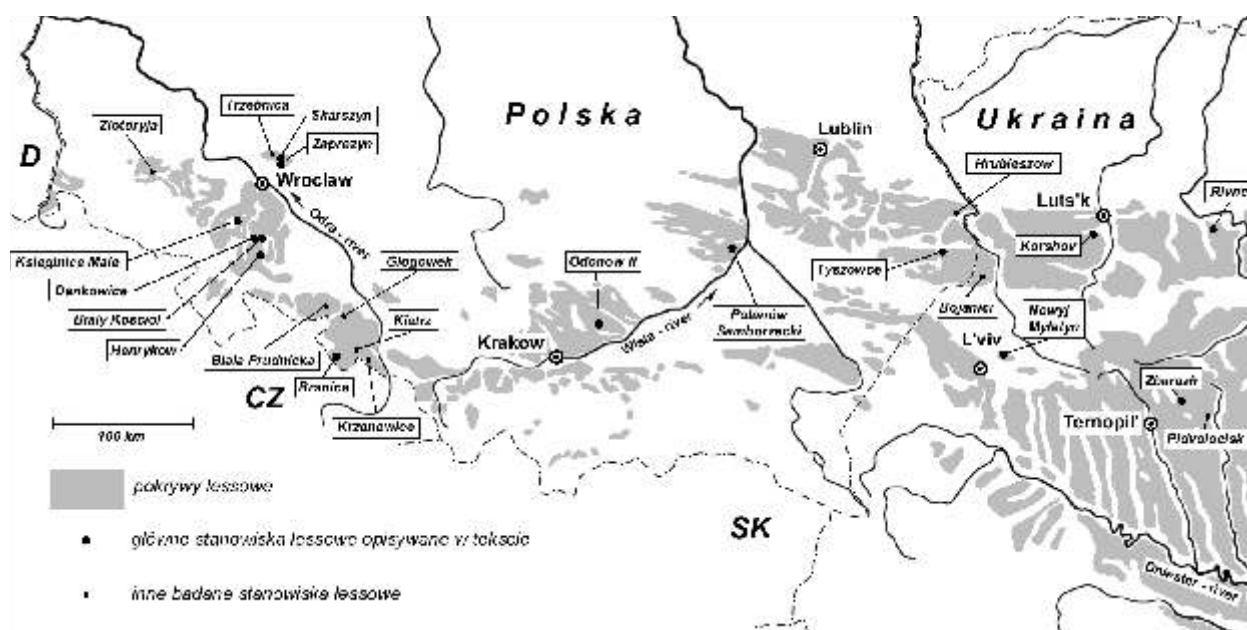
Próby rekonstrukcji zmian klimatu na obszarach lessowych opierają się głównie na szczegółowej analizie wytypowanych sekwencji lessowo-glebowych oraz na śledzeniu zmienności charakterystycznych cech równowiekowych poziomów śródlessowych gleb kopalnych, horyzontów strukturalnych oraz jednostek lessowych związanych z określoną fazą depozycji pyłu eolicznego. Relatywnie najłatwiej można przeprowadzić tego typu rekonstrukcję dla najmłodszego cyklu interglacjalno-glacialnego. Lessy i gleby kopalne wykształcone w tym cyklu są najlepiej rozpoznane, głównie ze względu na dobrą dostępność do badań najmłodszych pokryw lessowych. Sekwencje lessów młodszych obserwuje się w wielu rozległych, naturalnych lub sztucznych odsłonięciach, a materiały uzyskane z wierceń mają jedynie charakter pomocniczy, uzupełniający. Z tych powodów możliwości szczegółowej i wiarygodnej rekonstrukcji ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego są zdecydowanie większe, niż w przypadku wcześniejszych cykli.

Lessy polskie są częścią rozległego, równoleżnikowego pasa lessów europejskich – jednego z największych obszarów występowania lessów na świecie (ryc. 3). Płytkie, nieciągłe pokrywy lessowe występują już w południowej części Wielkiej Brytanii (Catt, 1977, 1985, 1986, 1987, 2001). W kierunku wschodnim północna krawędź tego pasa przebiega przez Belgię, Holandię, Niemcy, Polskę (Pye 1984, 1987; Mücher 1986; Różycki 1986, 1991; Pecs, Richter, 1996; Trofimov i inni, 2001; Rutter i inni, 2003) osiągając Ukrainę i Rosję, gdzie less występuje zazwyczaj w formie grubych, zwartych pokryw. Równoleżnikowa

rozsiałość europejskiego pasa lessowego wyraźnie nawiązuje do strefy ekstraglacialnej plejstocénskich zlodowaceń (Geikie, 1898; Tutkovsky, 1899, Jahn 1950, 1956) i jest jedną z podstawowych przyczyn zróżnicowania lessów europejskich. Zawartość litologiczno-strukturalna lessów oraz zróżnicowane wykształcenie równowiekowych poziomów gleb kopalnych jest najlepszym dowodem tego, że warunki klimatyczno-środowiskowe w czasie kształtowania się pokryw lessowych były wyraźnie zróżnicowane (np. Jersak, 1973a, 1985b; Dwucet, 1999; Jary i inni, 2002).

Lessy polskie zajmują centralny obszar północnej strefy występowania lessów w Europie. Ze względu na swoje charakterystyczne, przejściowe położenie należą do najciekawszych na tym kontynencie. Zdaniem Maruszczaka (1991b), pokrywy lessowe wschodniej Polski posiadają wiele cech wspólnych z lessami wschodnioeuropejskimi, a lessy zachodniej Polski swoimi właściwościami zbliżone są do lessów zachodnioeuropejskich. Wiele przesłanek przemawia za tym, że rozwój pokryw lessowych odzwierciedla współczesne i plejstocénskie cechy klimatu Polski: kontynentalne na wschodzie i bardziej oceaniczne na zachodzie (Cegła, 1972; Jersak, 1973a; Jary, 1996; Jary i inni, 2002).

Materiał prezentowany w niniejszej rozprawie został zebrany w ciągu ostatnich kilkunastu lat. Jest on rezultatem doświadczeń gromadzonych w czasie prowadzenia samodzielnych lub zespołowych badań, jak również w trakcie konferencyjnych sesji terenowych, umożliwiających bezpośrednią dyskusję i konfrontację poglądów w warunkach polowych. Badania terenowe przeprowadzono w kilkudziesięciu stanowiskach na obszarze Polski i zachodniej części Ukrainy (ryc. 5).



Ryc. 5. Obszar badań oraz lokalizacja stanowisk badawczych

Fig. 5. Study area and location of investigated sites

Rozszerzenie obszaru badań o zachodnią część Ukrainy (Wołyń i Podole) pozwoliło mi na prowadzenie prac w rozległych, doskonale eksponowanych odkrywkach, o które coraz trudniej na polskich terenach lessowych. Na Płaskowyżu Głubczyckim, w latach 70-tych i 80-tych ubiegłego wieku, funkcjonowało kilkanaście małych cegielni. W roku 2005 pracowała już tylko jedna – w Branicach. Obszary lessowe w Polsce oraz lessy Wołynia i Podola stanowią dość wyjątkowy poligon, na którym były gromadzone materiały do konstrukcji pięciu współczesnych, powszechnie cytowanych w literaturze, schematów stratygraficznych lessów i gleb kopalnych: Jersaka (1973a, 1976a, 1985a, 1991; Jersak i inni, 1992), Maruszczaka (1972, 1974, 1976, 1980, 1985a, 1987a, 1991a, 2001), Velichko (1973, 1990, 1995; Velichko i inni, 1984, 1987, 1997, 1999), Veklicha (1965, 1968, 1980, 1982; Gozhik i inni, 2001a,b) oraz Bogutsky'ego (1986, 1987).

2.2. Cele pracy, lokalizacja głównych stanowisk oraz zastosowane metody badawcze

Najważniejszym celem mojej pracy jest realizacja dwóch zasadniczych zadań. Pierwsze polega na uporządkowaniu problemów związanych ze stratygrafią późnoplejstocенskich sekwencji lessowo-glebowych w Polsce i zachodniej części Ukrainy oraz zaproponowaniu korelacji jednostek lito- i pedomorfolożycznych, wydzielanych w różnych schematach stratygraficznych lessów i gleb kopalnych. Drugie zadanie sprowadza się do paleoklimatycznej interpretacji cech litologiczno-strukturalnych i pedogenicznych zapisanych w sukcesjach lessowo-glebowych (korelowanych z ostatnim okresem interglacjalno-glacialnym) oraz na porównaniu zdarzeń zapisanych w badanych sekwencjach lessów i gleb kopalnych z globalną rytmiką zmian klimatycznych (rekonstruowaną na przykładzie znormalizowanej krzywej $d^{18}O$).

Pomimo wielu podobnych elementów w schematach stratygraficznych górnoplejstocенskich sekwencji lessowo-glebowych badanego obszaru występują w nich również dość zasadnicze różnice, przejawiające się np. w ilości wydzielanych jednostek lessowych deponowanych w trakcie ostatniego zlodowacenia (od 2 do 4). Pojawiła się zatem konieczność przeprowadzenia korelacji stratygraficznej pomiędzy tymi schematami, którą przedstawiłem w rozdziale trzecim. W tym samym rozdziale przedstawiłem również wydzielenia stratygraficzne górnoplejstocенskich lessów i gleb kopalnych w Niemczech i Czechach. Szczególną uwagę zwróciłem na prezentację schematów stratygraficznych Jersaka (1973a) oraz na rozwój koncepcji stratygraficznych górnoplejstocенskich lessów i gleb kopalnych w Polsce Maruszczaka (1972, 1976, 1991a). W czwartym rozdziale scharakteryzowałem podstawowe jednostki lito- i pedomorfolożyczne badanych lessów i gleb kopalnych, wykorzystując symbole i nazwy jednostek stosowane w pracy Maruszczaka (1991a). W charakterystyce lessów i gleb kopalnych starałem się unikać szczegółów, związanych z interpretacją wiekową i chronostratygraficzną, ponieważ uważam, że nie należy ich łączyć z opisem jednostek litostratygraficznych. Interpretację pozycji chronostratygraficznej opisanych jednostek lito- i pedomorfolożycznych, ich korelację z morskimi stadiami i substadiami izotopów tlenu (MOIS – *Marine Oxygen Isotope Stage*) oraz aktualnymi jednostkami chrono- i biostratygraficznymi w Europie, zaproponowałem w końcowej części rozdziału czwartego. W kolejnym, piątym rozdziale, przedstawiłem próbę wykorzystania najważniejszych cech litologicznych lessów, jako pośrednich wskaźników klimatyczno-środowiskowych, które mogą zostać użyte w szczegółowych rekonstrukcjach paleogeograficznych. Zaprezentowałem dowody na obecność cykli depozycyjnych w niektórych sekwencjach lessowych, charakteryzujących się wysokim tempem akumulacji pyłu lessowego oraz wskazałem na prawdopodobny związek tych cykli ze zmianami klimatu, a w szczególności z milenijnymi cyklami klimatycznymi, rejestrowanymi wcześniej w osadach morskich Północnego Atlantyku i rdzeniach lodowych Grenlandii i Antarktydy. Zjawiska peryglacialne, rejestrowane w górnoplejstocенskiej sekwencji lessowo-glebowej obszaru badań oraz ich wymowa paleogeograficzna w interpretacjach różnych autorów i własnej, zostały omówione w rozdziale szóstym. W tym samym rozdziale zaprezentowałem własną rekonstrukcję etapów morfogenezy peryglacialnej zapisanych w górnoplejstocенskiej sekwencji lessowo-glebowej obszaru badań oraz ich korelację ze znormalizowaną krzywą $d^{18}O$. W siódmym, ostatnim rozdziale, przedstawiłem najważniejsze wnioski wynikające z przeprowadzonej analizy.

W latach 2000-2005 przeprowadziłem szczegółowe badania górnoplejstocенskich sekwencji lessów i gleb kopalnych w 15 stanowiskach, w których zastosowałem jednolite zasady prowadzenia badań terenowych, poboru próbek do analiz laboratoryjnych oraz procedury analityczne. Zgromadzony w ten sposób materiał źródłowy stał się podstawą przeprowadzonej w pracy dyskusji i analiz porównawczych. Na rycinie 5 stanowiska te zostały oznaczone jako główne. Poniżej prezentowane zestawienie zawiera współrzędne geograficzne, rzędną wysokości, wykształcenie facjalne badanych sekwencji lessowych oraz odnośniki do prac, w których zostały opublikowane częściowe rezultaty najnowszych badań.

Złotoryja (Pogórze Kaczawskie); $\lambda = 15^{\circ}54'00''E$, $\phi = 51^{\circ}07'45''N$, 198 m n.p.m.; facja zboczowa; Migoń i inni, 2002; Kida, Jary, 2004a.

Księginice Małe (Masyw Ślęży); $\lambda = 16^{\circ}46'15''E$, $\phi = 50^{\circ}51'30''N$, 197 m n.p.m.; facja zboczowa; Jary i inni, 2001, 2002, 2004c; Jary i inni, 2003; Chlebowski i inni, 2004c; Fedorowicz i inni, 2004; Fedorowicz, 2006.

Henryków (Wzgórze Niemczańsko-Strzelińskie); $\lambda = 17^{\circ}00'00''E$, $\phi = 50^{\circ}38'30''N$, 235 m n.p.m.; facja wierzchowinowa i zboczowa; Traczyk, Jary, 2002; Jary i inni, 2004c.

Biały Kościół (Wzgórze Niemczańsko-Strzelińskie); $\lambda = 17^{\circ}01'30''E$, $\phi = 50^{\circ}43'30''N$, 185 m n.p.m.; facja wierzchowinowa i zboczowa; Ciszek i inni, 2001a; Jary i inni, 2004a, 2004c; Chlebowski i inni, 2004a; Fedorowicz i inni, 2004; Komar i inni, 2004; Fedorowicz, 2005, 2006.

Dankowice (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie); $\lambda = 17^{\circ}00'30''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}43'15''\text{N}$, 195 m n.p.m.; facja wierzchwinowa i zboczowa; Ciszek i inni, 2001b; Jary i inni, 2002, 2004b, 2004c; Jary i inni, 2003; Chlebowski i inni, 2004b; Fedorowicz i inni, 2004; Fedorowicz, 2005, 2006.

Skarszyn (Wzgórza Trzebnickie); $\lambda = 17^{\circ}08'45''\text{E}$, $\varphi = 51^{\circ}15'45''\text{N}$, 202 m n.p.m.; facja wierzchwinowa i zboczowa.

Zapreżyn (Wzgórza Trzebnickie); $\lambda = 17^{\circ}12'00''\text{E}$, $\varphi = 51^{\circ}14'45''\text{N}$, 165 m n.p.m.; facja wierzchwinowa i zboczowa; Jary, Ciszek, 2004; Fedorowicz i inni, 2004; Fedorowicz, 2006.

Branice (Płaskowyż Głubczycki); $\lambda = 17^{\circ}48'30''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}02'45''\text{N}$, 320 m n.p.m.; facja wierzchwinowa; Jary, Kida, 2001b; Chlebowski i inni, 2004d.

Odonów II (Płaskowyż Proszowicki); $\lambda = 20^{\circ}29'45''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}15'00''\text{N}$, 206 m n.p.m.; facja wierzchwinowa i zboczowa.

Polanów Samborzecki (Wyżyna Sandomierska); $\lambda = 21^{\circ}39'45''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}39'15''\text{N}$, 155 m n.p.m.; facja zboczowa.

Tyszowce (Grzęda Sokalska); $\lambda = 23^{\circ}42'45''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}36'30''\text{N}$, 215 m n.p.m.; facja wierzchwinowa i zboczowa; Jary i inni, 2003; Ciszek i inni, 2005.

Korshov (Wyżyna Wołyńska); $\lambda = 25^{\circ}08'45''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}38'45''\text{N}$, 215 m n.p.m.; facja wierzchwinowa; Jary, Bogutsky i inni, w druku.

Rivne (Wyżyna Wołyńska); $\lambda = 26^{\circ}15'45''\text{E}$, $\varphi = 50^{\circ}38'00''\text{N}$, 205 m n.p.m.; facja wierzchwinowa i zboczowa; Jary, Bogutsky i inni, 2003, w druku.

Novyj Mylatyn (Grzęda Nadbużańska); $\lambda = 24^{\circ}28'30''\text{E}$, $\varphi = 49^{\circ}58'00''\text{N}$, 240 m n.p.m.; facja wierzchwinowa; Jary, Bogutsky i inni, 2003, w druku.

Zbarazh (Wyżyna Podolska); $\lambda = 25^{\circ}47'30''\text{E}$, $\varphi = 49^{\circ}40'45''\text{N}$, 355 m n.p.m.; facja wierzchwinowa i zboczowa; Jary, Bogutsky i inni, w druku.

Pierwsza, zazwyczaj najważniejsza, interpretacja genetyczna i stratygraficzna stanowiska lessowego ma miejsce w trakcie prowadzenia prac terenowych. Na tym etapie dokonuje się najważniejszych spostrzeżeń, które decydują m.in. o wyborze miejsca oraz sposobie pobierania próbek do analiz laboratoryjnych. Rezultaty badań analitycznych z reguły dostarczają argumentów potwierdzających interpretację terenową, czasami ją modyfikują, a w skrajnych przypadkach zmuszają autorów do zmiany stanowiska. Ważnym elementem tego procesu jest prezentacja badanego odsłonięcia w trakcie konferencyjnych sesji terenowych (Maruszczak, 1972, 1980, 1985; Cegła, Kida, 1984; Jary, Kida, 1993, 2001, Jary, 1999; 2004; Łanczont, 2000), ponieważ jest to najlepszy sposób na uwiarygodnienie i rozpowszechnienie wyników badań w gronie zainteresowanych specjalistów. Zatem właściwy wybór lokalizacji profilu do dalszych, szczegółowych badań ma kapitalne znaczenie dla przebiegu prac badawczych i często decyduje o istotności wyprowadzanych wniosków dla rekonstrukcji paleogeograficznych.

Stanowiska wytypowane do badań szczegółowych są zlokalizowane w trzech różnych sytuacjach (fot. 1-5): w skarpace poziomów eksploatacyjnych wyrobisk cegielnianych lub kopalń piasku i żwiru (Zapreżyn, Branice, Odonów II, Polanów Samborzecki, Tyszowce, Korshov, Rivne, Novyj Mylatyn, Zbarazh), w rozcięciach erozyjnych lub dawnych gliniankach, które pogłębiano do osiągnięcia stropu osadów podlessowych (Złotoryja, Skarszyn, Księginice Małe, Biały Kościół, Dankowice), a w jednym przypadku były to wykopy archeologiczne (Henryków). Wszystkie wymienione profile, z wyjątkiem Henrykowa, są w dalszym ciągu dobrze zachowane, co umożliwia prowadzenie dalszych prac oraz prezentację, dyskusję i weryfikację dotychczasowych rezultatów badań.

Prace związane z przygotowaniem profilu, gromadzeniem dokumentacji rysunkowej i fotograficznej oraz poborem próbek były wykonywane przy pomocy drabin oraz sprzętu alpinistycznego. Wysokość wytypowanych sekwencji lessowo-glebowych wynosiła od 4 do 14 m. Pionowe sekwencje lessowo-glebowe zostały oczyszczone do stanu, w którym wilgotność odsłoniętych osadów była zbliżona do naturalnej, co zdecydowanie ułatwiło możliwość uzyskania szczegółowego obrazu zróżnicowania sedymentologicznego i paleopedologicznego badanych sukcesji. Próbkę do badań laboratoryjnych pobrano w 5-cio lub 10-cio centymetrowych interwałach w jednej, rzadziej dwóch pionowych sekwencjach dobranych w taki sposób, aby spełniony był warunek superpozycji. Próbkę (ponad 2000) o masie 50-100 g pobierano z warstewek o grubości 1-2 cm do szczelnych woreczków foliowych.

Wykonano następujące analizy laboratoryjne:

- Σ oznaczenia składu granulometrycznego metodą dyfraktometrii laserowej na aparacie Mastersizer 2000 firmy Malvern. Oznaczenia (ponad 2000) wykonano w Pracowni Gruntoznawczej Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego. Więcej szczegółów na temat badań uziarnienia przedstawiam w rozdziale 5.1.1.;
- Σ pomiary podatności magnetycznej za pomocą mostka podatności magnetycznej KLY-2 firmy AGICO z Brna. Pomiary (ponad 2000) wykonano w Laboratorium Geofizycznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie;
- Σ oznaczenia zawartości węglanu wapnia za pomocą aparatu „calcitbombe”. Oznaczenia (ponad 2000) wykonano w Pracowni Gruntoznawczej IGiRR Uniwersytetu Wrocławskiego;
- Σ oznaczenia zawartości węgla organicznego i substancji organicznej metodą Tiurina. Oznaczenia (ok. 700) wykonano w Pracowni Gruntoznawczej IGiRR Uniwersytetu Wrocławskiego;
- Σ całkowite analizy geochemiczne metodą absorpcji atomowej AAS na aparacie marki Avanta. Analizy (48 próbek) wykonano w Pracowni Gruntoznawczej IGiRR Uniwersytetu Wrocławskiego;
- Σ skład mineralogiczny frakcji $<2\ \mu\text{m}$ określono metodą dyfraktometrii rentgenowskiej i analizy termicznej (DTA, DTG, TG). Badania rentgenograficzne przeprowadzono metodą Debye’a-Sherrera-Hulla na aparacie rentgenowskim DRON-2. Analizowano próbki bez uprzedniego usuwania z nich żelaza i substancji organicznej. Frakcję $<2\ \mu\text{m}$ wydzielono metodą wirówkową. Dla ułatwienia identyfikacji minerałów pęczniejących analizowane próbki nasyciono gliceryną, a z próbek wyprażonych przez 2 godziny w temperaturze 550°C wykonano dyfraktogramy w celu identyfikacji kaolinitu i chlorytu. Analizy termiczne wykonano na derywatografie produkcji węgierskiej systemu Paulik, Paulik i Erdey. Oznaczenia (dla 23 próbek) wykonano w Laboratorium Instytutu Gleboznawstwa i Ochrony Środowiska Rolniczego przy Akademii Rolniczej we Wrocławiu;
- Σ 3 oznaczenia wieku metodą ^{14}C AMS. Datowania wykonał T. Goslar w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym;
- Σ 23 oznaczenia wieku metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL). Oznaczenia zostały wykonane w Centrum GADAM, w Zakładzie Zastosowań Radioizotopów Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach przez A. Bluszcz;
- Σ 71 oznaczeń wieku metodą TL. Oznaczenia wykonał S. Fedorowicz w Laboratorium Katedry Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego.

Wyniki badań laboratoryjnych zestawiałem tabelarycznie oraz przedstawiłem na wykresach dla każdego profilu oddzielnie. Zestawiłem również poszczególne właściwości lessów, porównując badane stanowiska lessowe. Obliczyłem tradycyjne statystyczne wskaźniki uziarnienia oraz szereg innych wskaźników, umożliwiających rekonstrukcję zmian warunków środowiskowych, w których przebiegały procesy transportu i depozycji pyłu lessowego (Jary i inni, 2004c).

3. Stratygrafia górnoplejstoczeńskich sekwencji lessów i gleb kopalnych w niektórych krajach Europy Środkowej i Wschodniej

Zadaniem niniejszego rozdziału jest przedstawienie aktualnych schematów stratygraficznych późnoplejstoczeńskich lessów i gleb kopalnych, stosowanych w Polsce i w krajach sąsiednich (Niemcy, Czechy, Ukraina, Rosja – tabela 2; ryc. 6). Najważniejsze jednostki stratygraficzne, wydzielane przez autorów poszczególnych podziałów, zostały skorelowane z ciągłym zapisem osadów głębokomorskich wyrażonym w postaci morskich stadiów (MOIS) i substadiów (MOISs) izotopów tlenu (Emiliani, 1955, 1966; Shackleton, 1967, 1969; Shackleton, Opdyke, 1973, 1976) lub ekstremami (zdarzeniami) izotopowymi (Prell i inni, 1986, Shackleton i inni, 2003), których granice czasowe zostały oszacowane na podstawie znormalizowanej krzywej izotopów tlenu w pracy Martinsona i innych (1987).

3.1. Niemcy

Zasadnicze elementy współczesnej, szczegółowej stratygrafii lessów niemieckich zostały określone w pionierskich pracach Schönhalsa (1950, 1951), Freisinga (1951) i Brunnackera (1954). Wkrótce po tym, podobnie jak w wielu innych krajach europejskich, nastąpił intensywny okres badań lessów, który zaowocował opracowaniem korespondujących schematów stratygraficznych lessów würmskich od Nadrenii po Saksonię (Ruske i Wunsche, 1961; Lieberoth, 1962, 1963; Paas, 1962; Brunnacker, 1967; Rohdenburg, Meyer, 1966; Schönhals i inni, 1964; Haase i inni, 1965; Bronger, 1966; Semmel, 1968 i inni).

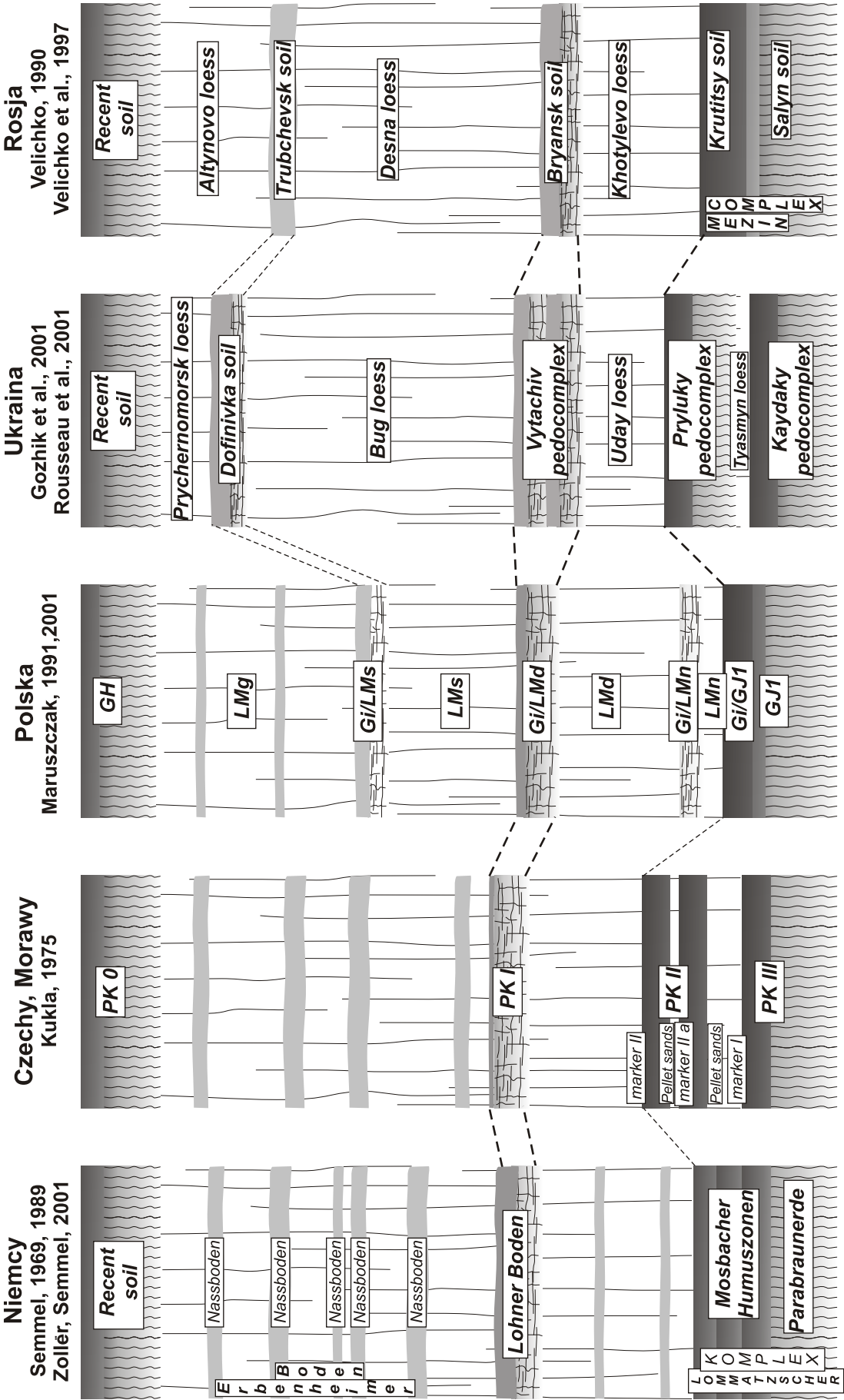
Dość zgodnie przyjmuje się, że sekwencja lessów z ostatniego glaciału (ryc. 6; tab. 2) zalega na glebie leśnej z ostatniego interglaciału (Eem), która w profilach lessowych jest najczęściej reprezentowana przez horyzont B typu argillic (*parabraunerde*). Wczesny glaciał ostatniego zlodowacenia jest korelowany z poziomem *Mosbacher Humuszonen*, który składa się zazwyczaj z 2-4 (najczęściej 3), nałożonych na siebie, czarnoziemopodobnych horyzontów akumulacji organicznej. Najniższy horyzont próchniczny odpowiada substadium 5c MOIS, a najwyższy, w którym często występują wyraźne ślady iluwacji, korelowany jest z substadium 5a (Boenigk, Frechen, 2001; Frechen i inni, 2003). W wilgotniejszych regionach lessowych ten złożony kompleks gleb interstadialnych, wraz z bazalną glebą interglacialną, jest prawdopodobnie zastępowany przez brunatnoziemny Lommatzscher Komplex (Lieberoth, 1963; Zöllner, Semmel, 2001).

Granica pomiędzy 5 i 4 MOIS w wielu niemieckich profilach lessowych podkreślona jest przez występowanie cienkiej warstwy lessu, interpretowanej ostatnio jako odpowiednik czeskich i morawskich markerów (Frechen i inni, 2003), powstałych w rezultacie kontynentalnych burz pyłowych (Kukla, 1961).

W lessach dolnego i środkowego pleniglaciału (MOIS 4 i 3) można rozpoznać kilka słabo wykształconych gleb tundrowo-glejowych określonych przez Freisinga (1957) mianem *Nassböden*. Niektóre z nich czasem wykazują cechy poziomu cambic (Schönhals i inni, 1964).

W stropie sekwencji środkowopleniglacialnych występuje gleba typu Lohne (*Lohner Böden* – Schönhals i inni, 1964) – odwapniony, brązowawy horyzont o drobnej strukturze płytkowej. Zdaniem Zöllera i Semmela (2001) odpowiada ona, zdefiniowanemu wcześniej przez Brunnackera (1954), brązowemu horyzontowi wietrzeniowemu oraz pedokompleksowi Gleina (*Gleinaer Bodenkomplex* – Lieberoth, 1963). W niektórych profilach gleba typu Lohne jest wyraźnie dwudzielna (Bibus, 1989, 1995; Frechen, 1999) i korelowana z dwoma ostatnimi interstadialami MOIS 3 (Hengelo i Denekamp). Dolna część dwudzielnej gleby typu Lohne została określona przez Bibusa (1989) jako Böckinger Böden.

Lessy górnopleniglacialne (MOIS 2) rozdzielone są przez kilka (zazwyczaj 5) horyzontów glejowych (*Nassböden*), które Semmel (1969, 1989) określa łączną nazwą Erbenheimer Böden.



Ryc. 6. Korelacja jednostek stratygraficznych górnoplejstocénskich lessów i gleb kopalnych wybranych krajów środkowej i wschodniej Europy
Fig. 6. Correlation of Upper Pleistocene loess-palaeosols stratigraphic units of selected countries of middle and eastern Europe

Ostatni okres badań lessów niemieckich przyniósł dużą ilość publikacji związanych z oznaczaniem wieku za pomocą różnych odmian metody luminescencyjnej (TL, IRSL, OSL – Frechen, 1992, 1998, 1999; Boenigk, Frechen, 1998, 2001; Zöller i inni, 1988; Zöller, 1995; Zöller, Semmel, 2001). Chociaż postęp metodyczny sprawił, że wiarygodność tych badań zdecydowanie rośnie, to jednak w dalszym ciągu zdarzają się oczywiste niezgodności z interpretacją geologiczną oraz trudne do wyjaśnienia inwersje oznaczeń wieku. Nie ma również zgodności w sprawie zasięgu metody, a granice błędu poszczególnych oznaczeń są tak duże (ok. 10%), że uniemożliwiają precyzyjną korelację zapisanych w sekwencjach lessowych cykli Dansgaard-Oeschgera z zapisem uzyskanym z łądolu grenlandzkiego (Zöller, Semmel, 2001, Antoine i inni, 2001).

Niektórzy autorzy zgłaszają wątpliwości dotyczące jednoznacznej interpretacji stratygraficznej najwyżej położonego horyzontu *parabraunerde* (Bt) w niemieckich sekwencjach lessowo-glebowych. Nie można wykluczyć, że w pewnych profilach może on reprezentować starszy okres interglacjalny lub jeden z cieplejszych okresów interstadialnych wczesnej części ostatniego zlodowacenia (Zöller, Semmel, 2001).

Zöller i Semmel (2001) zwracają uwagę na następujące kontrowersje związane ze stratygrafią oraz interpretacją paleośrodowiskową ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego w niemieckich sekwencjach lessowo-glebowych:

- ekologiczne warunki rozwoju poziomów humusowych (roślinność leśna czy leśno-stepowa?);
- ich korelacja z brunatnoziemnymi pedokompleksami występującymi w niektórych profilach;
- wydzielenia stratygraficzne w obrębie środkowo-würmskich lessów;
- interpretacja środowiskowa oraz stratygraficzna gleby typu Lohne (jej korelacja z glebą typu Stillfried-B);
- ekologiczne warunki rozwoju horyzontów Nassböden (fazy cieplejsze lub jedynie wilgotniejsze?);
- precyzja i poprawność fizycznych metod datowań sekwencji lessowej z ostatniego zlodowacenia.

3.2. Czechy

Podstawy współczesnej interpretacji stratygraficznej czeskich lessów zostały opracowane w latach 50-tych i 60-tych ubiegłego stulecia na podstawie kilku klasycznych odsłoneń lessowych (Sedlec Suchdol, Kutna Hora, Dolni Vestonice, Červený Kopec), które w tym czasie doskonale nadawały się do eksploracji (Kukla, 1961, 1969a, 1969b, 1970, 1975, 1977; Kukla, Koci, 1972).

Ostatni interglacjał (MOISS 5e) został skorelowany (tab. 2; ryc. 6) z pedokompleksem PK III (brunatna gleba leśna z czarnoziemem w stropie). Dwa wyżejległe czarnoziemy tworzą pedokompleks PK II, korelowany z interstadiałami odpowiadającymi MOISS 5c i 5a. Czarnoziemy te rozdzielone są przez warstwę jasnobrązowego pyłu (*marker* – Kukla, 1961) i redeponowane derywaty lessowo-glebowe (*pellet sands* – Kukla, 1961). Pedokompleks PK II przykryty jest grubą pokrywą lessu, w której wyróżnia się zredukowana gleba brunatnoziemna PK I korelowana z MOIS 3, a ściślej z interstadiałem Denekamp. W wielu stanowiskach pedokompleks PK I jest wykształcony w postaci kilku słabo rozwiniętych gleb, których wspólną cechą jest odwapnienie oraz występowanie struktur deformacyjnych powstałych w wyniku działania soliflukcji na powierzchniach nachylonych (Ložek, 2001). Powyżej PK I w lessach zaznacza się kilka poziomów oglejenia (tundrowych gleb glejowych), wskazujących na niejednorodne warunki sedimentacji lessu w górnym pleniglaciale ostatniego zlodowacenia (MOIS 2). Horyzonty glejowe są najbardziej charakterystyczne i najczęściej obserwowane w spągowej partii lessów przykrywających glebę PK I (Klima, 1958).

Pozycję stratygraficzną pedokompleksu PK III oraz młodszych gleb kopalnych potwierdzają rezultaty badań malakologicznych (Ložek, 1965, 1969, 1976, 1990, 2001), paleopedologicznych (Smolíkova, 1982, 1984), aminostratygraficznych (Oches, McCoy, 1995, 2001) oraz wyniki oznaczeń wieku wykonane metodą IRSL, TL (Musson, Wintle, 1994; Zöller i inni, 1994) i ^{14}C (Damblon i inni, 1996).

Nowe rezultaty datowań IRSL i TL przy użyciu obu metod – regeneracyjnej i addytywnej (Frechen i inni, 1999, 2003), nie są do końca zgodne z interpretacją geologiczną badanych odsłoneń. Wiek TL i IRSL substratu poziomu Bt w pedokompleksie PK III we wszystkich badanych odsłonięciach jest niższy od wieku wynikającego z interpretacji geologicznej. Podobnie niedoszacowane rezultaty oznaczeń wieku IRSL i TL zostały otrzymane dla osadów rozdzielających pedokompleksy PK III i PK II. Kierując się wynikami oznaczeń wieku, Frechen i współautorzy (1999) sugerują zmianę interpretacji wiekowej czarnoziemów wchodzących w skład pedokompleksu PK II. Dolny czarnoziem został skorelowany z MOISS 5a, a górny z początkiem MOIS 3. W świetle otrzymanych rezultatów badań potwierdziła się pozycja chronostratygraficzna poziomu PK I (schyłek MOIS 3 – interstadiał Denekamp).

3.3. Ukraina

Współczesny schemat stratygraficzny lessów Ukrainy został zaproponowany przez Veklicha w latach sześćdziesiątych ubiegłego stulecia (Veklich, 1965, 1968, 1980, 1982). Metody określania wieku geologicznego lessów i gleb kopalnych, a właściwie niedostatek tych metod w pracach Veklicha (1965, 1968, 1980, 1982), zostały mocno skrytykowane w pracy Velichko i współautorów (1984; str. 16-18). Schemat Veklicha był następnie rozwijany w oparciu o rezultaty multidyscyplinarnych prac uwzględniających badania paleopedologiczne, litologiczne, mineralogiczne, mikromorfologiczne, paleontologiczne, paleomagnetyczne oraz datowania wieku osadów wykonane różnymi metodami (Shelkopyas i inni, 1986; Gozhik i inni, 1995, 2001a,b).

Przedstawiona poniżej interpretacja stratygraficzna (ryc. 6; tab. 2) opiera się głównie na najnowszych badaniach stanowisk lessowych położonych w okolicach Kijowa: Stari Bezradychy (Gerasimenko, 2001) i Vyazivok (Rousseau i inni, 2001), gdzie sekwencje lessowo-glebowe zalegają na osadach zlodowacenia Dniepru (=Dnieperian) korelowanego ostatnio z MOIS 6 (Lindner i inni, 2002, 2004, 2006). W spągu ukraińskiej sekwencji lessowo-glebowej z ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego znajdują się dwa pedokompleksy korelowane z MOIS 5: Kaydaky (dolny) i Pryluky (Gerasimenko, 2001, 2006; Gozhik i inni, 2001a,b; Rousseau i inni, 2001). Zbudowane są z czarnoziemów nałożonych na poziomy iluwialne gleby leśnych. Pedokompleks Kaydaky jest silniej przekształcony przez procesy glebotwórcze, a badania palinologiczne (Gerasimenko, 2001, 2006; Rousseau i inni, 2001) wykazują sukcesję pyłkową charakterystyczną dla interglacjału Mikulino (Eem), dlatego też Kaydaky są korelowane z MOISS 5e, a pedokompleks Pryluky z substadiami MOISS 5c i 5a. Pedokompleksy Kaydaky i Pryluky rozdzielone są czasem cienką warstwą lessu (Tyasmyn), której miąższość w kierunku południowym, na niezlodowaconych obszarach lessowych Ukrainy, wzrasta nawet do 3 metrów.

Należy jednak uzupełnić, że taka interpretacja pozycji chronostratygraficznej tych pedokompleksów jest stosunkowo nowa i niezgodna ze starszymi, lecz ciągle aktualnymi poglądami (Veklich, 1980; Gozhik i inni, 1995; Maruszczak, 1994, 1996a; Lindner i inni, 2002, 2004, 2006; Stephens i inni, 2002; Ivchenko, 2004), które pedokompleks Kaydaky paralelizują z przedostatnim interglacjałem (MOIS 7), a less Tyasmyn i pedokompleks Pryluky kolejno z MOIS 6 i 5. Problem regionalnej korelacji pedokompleksów Kaydaky i Pryluky oraz lessu Tyasmyn na Ukrainie nie jest zatem ostatecznie rozwiązany.

Powyżej pedokompleksu Pryluky występuje less Uday charakteryzujący się znaczną domieszką części ilastych oraz miąższością w granicach 0,1 – 3 m (zwiększającą się w kierunku południowym). Less ten jest korelowany z MOIS 4. Uday less przykryty jest glebą kopalną lub kompleksem gleb kopalnych Vytachiv (MOIS 3), który w skrajnych przypadkach może się składać nawet z trzech gleb z rozwiniętym poziomem typu cambic lub gleb tundrowo-glejowych (Gerasimenko, 2004, 2006). Wiek TL substratu pedokompleksu Vytachiv szacowany jest na 44-35 ka BP, a wiek substancji organicznej oznaczony metodą ¹⁴C mieści się najczęściej w przedziale 33-30 ka BP (Gozhik i inni, 2001a,b). Korelacja stratygraficzna gleby Vytachiv na Ukrainie oraz interpretacja jej pozycji chronostratygraficznej nie jest w pełni przejrzysta i od wielu lat budzi poważne wątpliwości (Veklich, 1965, 1968, 1980, 1982; Veklich i inni, 1967, 1969; Veklich, Sirenko, 1972; Velichko i inni, 1984; Bolikhovskaya, Molodkov, 2006).

Górny pleniglacjał (MOIS 2) w schemacie stratygraficznym Ukrainy jest reprezentowany przez trzy jednostki: Bug, Dofinivka i Prychernomorsk. Bug less charakteryzuje się największą miąższością (do 18 m). Gleba kopalna Dofinivka jest najlepiej wykształcona w południowej części Ukrainy, gdzie występuje pod postacią słabo rozwiniętego czarnoziemiu, półpustynnej gleby brunatnej lub też kompleksu 2-3 nakładających się na siebie gleb kopalnych (Gerasimenko, 2004, 2006). Sekwencję lessowo-glebową zamyka less Prychernomorsk, który maksymalne miąższości osiąga w południowej części Ukrainy (do 2 m – Gozhik i inni, 2001a,b).

W północno-zachodniej części Ukrainy (Wołyń i Podole) stosowany jest schemat stratygraficzny lessów (tab. 2) zaproponowany i rozwijany przez Bogutsky'ego (1986, 1987). MOIS 5 reprezentowane jest przez pedokompleks Horohiv, który odpowiada pedokompleksowi Pryluky. Gleba Dubno jest korelowana z pedokompleksem Vytachiv, a w lessach deponowanych w górnym pleniglacjału ostatniego zlodowacenia (MOIS 2) wyróżnione są 2 horyzonty strukturalno-glebowe: Rivne i Krasyliv (Bogutsky, 1986, 1987).

W 2002 roku został przedstawiony regionalny schemat stratygraficzny lessów Nadnadrzeczja Halickiego (Bogutsky, Łanczont, 2002). Schemat ten (tab. 2) charakteryzuje się dużym stopniem szczegółowości. Zespół gleb Horohiv (MOIS 5) składa się tutaj z interglacjalnej gleby leśnej (płowej) oraz trójczołowego zespołu gleb Kolodiiv. W profilach Kolodiiv 2 i 2A Łanczont i Bogutsky (2002) wyróżniają nawet dwie interglacjalne (eemskie) gleby płowe o łącznej miąższości dochodzącej do 4 metrów. Środkowy pleniglacjał ostatniego zlodowacenia (MOIS 3) jest korelowany z sześcioma glebami kopalnymi, które tworzą dwa zespoły gleb: Dubno 1 oraz Dubno 2.

3.4. Rosja

Lessy rosyjskie wspólnie z ukraińskimi tworzą jeden z najbardziej rozległych obszarów lessowych na świecie. Badania stratygraficzne rosyjskich sekwencji lessowo-glebowych kojarzą się w ostatnich dekadach głównie z postacią profesora Velichko, który zwrócił szczególną uwagę na potrzebę korelacji zdarzeń lądowych ze zdarzeniami rekonstruowanymi na podstawie badań osadów głębokomorskich (Velichko i inni, 1987). Dzisiejsza interpretacja stratygraficzna późnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej Równiny Rosyjskiej została przedstawiona w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku (Velichko, 1990; Velichko i inni, 1997, 1999) i opiera się na rezultatach trzydziestu lat multidyscyplinarnych badań prowadzonych na ponad stu stanowiskach lessowych Równiny Wschodnioeuropejskiej (np. Velichko i inni, 1984, 1997, 1999; Velichko, 1990, 1995; Morozova, 1991, 1995).

Podstawą sekwencji lessowo-glebowej z ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego (ryc. 6; tab. 2) jest poligenetyczny kompleks gleb kopalnych Mezin (MOIS 5). Dolną część kompleksu stanowi interglacjalna gleba leśna Salyn (MOISS 5e – interglacjał mikuliński), która jest przykryta cienką warstwą lessu „wewnątrzmezińskiego” (Sevsk less), zazwyczaj całkowicie przekształconego przez procesy związane z rozwojem młodszej gleby czarnoziemnej (Krutitsy soil). Faza Krutitsy (kruticka) rozwoju pedokompleksu jest powszechnie korelowana z MOISS 5c i 5a (Little i inni, 2002). Kompleks gleb kopalnych Mezin jest podobnie wykształcony na całym obszarze Równiny Rosyjskiej, co umożliwia jego wiarygodną identyfikację i korelację (Velichko, 1990, 1995; Morozova, 1991, 1995; Velichko i inni, 1997, 1999; Rutter i inni, 2003).

Kompleks gleb kopalnych Mezin jest przykryty warstwą lessu Khotylevo (Valdai loess I – MOIS 4). Jest to mało zróżnicowany horyzont lessów o zazwyczaj niewielkiej miąższości (1-2 m), którego pozycja stratygraficzna jest dość łatwa do określenia w odsłonięciach. W stropie lessu Khotylevo rozwinęła się gleba tundrowo-glejowa Bryansk (MOIS 3), której wiek oznaczony metodą radiowęglową (wiek substancji humusowej), określa się na 32-24 ka BP (Velichko, 1990; Velichko i inni, 1984, 1987, 1997; Velichko, Morozova, 1972, 1985, 1987). Pozycja chronostratygraficzna gleby Bryansk była wielokrotnie potwierdzana za pomocą różnych metod luminescencyjnych (Dreimanis i inni, 1978; Yakimenko, 1995; Little i inni, 2002).

Nad glebą kopalną Bryansk zalega less Desna – najgrubszy horyzont lessowy deponowany w trakcie ostatniego zlodowacenia (Valdai loess II – MOIS 2). W basenie środkowej Desny ten horyzont osiąga maksymalne miąższości (4-6 m) i często wykazuje dwuczłonową budowę: w spągowej części jest szarawy, laminowany, a w stropie jest płowy, bardziej homogeniczny (Velichko i inni, 1997).

Stropowe partie lessu Desna wykazują ślady słabego przeobrażenia przez procesy glebotwórcze. Ten horyzont określany jest jako poziom oglejenia Trubchevsk. Powyżej poziomu Trubchevsk zalega less Altynovo (Valdai loess III). W tych odsłonięciach, w których poziom Trubchevsk jest bardzo słabo wyrażony, less Altynovo tworzy wspólnie z lessiem Desna jeden kompleks lessowy, ograniczony od dołu glebą Bryansk, a od góry glebą współczesną. Less Altynovo osiąga największe miąższości na niskich terasach nadzalewowych niewielkich rzek w basenie Dniepru, gdzie powstawał przy znacznym udziale procesów stokowych (Velichko i inni, 1997). Depozycja lessu Altynovo wiązana jest ze schyłkową fazą MOIS 2.

3.5. Polska

Pierwsze próby określenia pozycji stratygraficznej lessów polskich zostały podjęte w latach osiemdziesiątych dziewiętnastego stulecia. Rozwój poglądów w tej dziedzinie wiązał się bezpośrednio z rozwojem innych badań w geologii czwartorzędu. Decydujący wpływ na postęp badań miało zastosowanie nowych technik badawczych takich jak kryterium paleopedologiczne, nowe metody badań sedimentologicznych, badania paleomagnetyczne oraz coraz szersze stosowanie różnych fizycznych metod datowań wieku osadów. Ewolucja przekonań dotyczących stratygrafii lessów polskich została przedstawiona w ujęciu historycznym w pracach Maruszczaka (1972, 1976, 1980, 1985a, 1987a), w których zainteresowani rozwojem poglądów w tej dziedzinie znajdą zdecydowanie więcej szczegółów.

W polskiej literaturze lessowej, od lat siedemdziesiątych ubiegłego stulecia, funkcjonują dwa niezależne schematy stratygraficzne sekwencji lessowo-glebowych, w których gleby kopalne zostały przyjęte jako główne kryterium stratygrafii lessów: Jersaka (np. 1973a, 1985a, 1991) oraz Maruszczaka (np. 1976, 1991a). Bardziej rozpowszechniony i powszechnie cytowany jest schemat Maruszczaka (1972, 1974, 1976, 1980, 1985a, 1987a, 1991a, 1995, 1996a, 2001). Niewątpliwym osiągnięciem Maruszczaka były próby korelacji lessów polskich z magnetostratygrafią, a przede wszystkim ze stadiami izotopów tlenu osadów głębokomorskich (Maruszczak, 1985, 1987a, 1991a, 2001), co wprowadziło badania stratygraficzne lessów w Polsce w nowoczesne standardy obowiązujące współcześnie w geologii czwartorzędu.

3.5.1. Górnoplejstoczeńska sekwencja lessów i gleb kopalnych w interpretacji Maruszczaka

Pierwszą propozycję stratygrafii lessów południowo-wschodniej Polski Maruszczak zaprezentował na sympozjum krajowym „Litologia i Stratygrafia Lessów w Polsce” (Lublin, 25-30 września 1972) oraz w dwóch kolejnych artykułach (Maruszczak, 1974, 1976). W cytowanych pracach zamieścił m.in. tabelę przedstawiającą próbę paralelizacji własnego schematu stratygraficznego z innymi schematami stratygraficznymi z Polski (Mojski, 1969; Jersak, 1969b), Czech (Kukla, 1969a) i Ukrainy (Veklich, 1968) na tle podziału ostatniego glaciału (Hammen i inni, 1967). Lessy młodsze w interpretacji Maruszczaka (1972, 1974, 1976) były zdecydowanie bardziej zróżnicowane stratygraficznie niż lessy młodsze Jersaka (1973a). Schemat ten był następnie korygowany w oparciu o badania nowych stanowisk lessowych oraz zastosowanie nowych metod badawczych.

Ostateczna, aktualna wersja schematu stratygraficznego lessów i gleb kopalnych w Polsce została opublikowana w dwóch kolejnych tomach „Podstawowych profili lessów w Polsce” wydanych z inicjatywy i pod redakcją Maruszczaka (1991, 2001). Korelacja podstawowych jednostek lito- i pedomorfoloicznych lessów polskich ze stadiami izotopów tlenu osadów głębokomorskich została przeprowadzona w oparciu o liczne oznaczenia wieku metodą termoluminescencyjną (TL), wykonywane w Laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej Uniwersytetu Marii-Curie Skłodowskiej w Lublinie (Butrym, 1985, 1987). Lubelska chronologia termoluminescencyjna lessów okazała się niemal całkowicie zgodna z chronologią zaproponowaną przez Martinsona i współautorów (1987). Nadmierne zaufanie do otrzymanych rezultatów datowań termoluminescencyjnych, które nawet w wykonaniu wielu renomowanych laboratoriów nie są uważane za w pełni wiarygodne (Aitken, 1985, 1998; Wintle, 1987, 1990, 1997; Prescott, Robertson, 1997; Bluszcz, 2000; Fedorowicz, 2005, 2006), wydaje się być jednym ze słabych elementów konstrukcji Maruszczaka (Jary, Kida, 1996; Dwucet, 1999).

Stratyfację górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej w Polsce w interpretacji Maruszczaka (1991a) przedstawiłem w tabeli 2 oraz na rycinie 6. Ostatni interglacjał (MOISS 5e) w schemacie Maruszczaka (1991a, 2001) jest reprezentowany przez leśne gleby wylugowane i płowe, często z oznakami odgórnego oglejenia, rozwinięte na lessie starszym górnym (GJ1/LSg) lub na utworach o innej genezie. W tzw. najwcześniejszym Vistulianie (Maruszczak, 1991a – MOISS 5d i 5c) na górne poziomy gleby z ostatniego interglacjału zostały nałożone darniowe, interstadialne poziomy glebowe, tworząc łącznie kompleks glebowy dzielący lessy starsze i młodsze. Ponad tym kompleksem glebowym zalegają, w niektórych profilach, lessy młodsze najniższe (LMn), korelowane z MOISS 5b. W stropie lessów młodszych najniższych rozwinął się poziom wietrzeniowo-glebowy sg-Gi/LMn, który Maruszczak (1991a) paralelizuje z MOISS 5a. Powyżej występuje less młodszy dolny (LMd) deponowany w dolnym pleniglacialu ostatniego zlodowacenia (MOIS 4) z rozwiniętym w stropie poziomem wietrzeniowo-glebowym (sg-Gi/LMd), który jest korelowany przez Maruszczaka (1991a) z interstadiałami środkowego pleniglacjału Glinde i/lub Oerel (Behre, 1989), pomimo znacznych rozbieżności w rezultatach datowań metodą radiowęglową (20-30 ka BP) i TL (50-55 ka BP). Less młodszy środkowy (LMs) jest korelowany z ekstremami izotopowymi 3.13 i 3.10, a słabo zaznaczony poziom wietrzeniowo-glebowy wykształcony w stropie LMs Maruszczak (1991a) paralelizuje ze zdarzeniem izotopowym 3.1 (schyłek MOIS 3). Najmłodszym horyzontem lessowym, a jednocześnie najbardziej „typowym” i miększym wśród lessów młodszych, jest less młodszy górny (LMg) korelowany z MOIS 2. W jego obrębie często stwierdza się 1-3 poziomy słabego oglejenia, których genezę Maruszczak (1991a) tłumaczy wzrostem natężenia pedogenezy w trakcie akumulacji lessów młodszych górnych.

Interpretacja stratygraficzna ostatniego cyklu interglacialno-glacialnego w polskich sekwencjach lessowo-glebowych w wersji podanej przez Maruszczaka w roku 1991 różni się jednak w kilku istotnych szczegółach od pierwszych propozycji tego autora publikowanych w latach 70-tych. Odnosi się to w szczególności do dwóch podstawowych kwestii.

Pierwszy problem dotyczy gleby kopalnej (kompleksu glebowego) rozdzielającego lessy starsze i młodsze. W latach 1972, 1974 i 1976 Maruszczak interpretuje tę glebę jako pseudobielicową (pławą) z poziomami A₁-A₃-B₁-B₂-B₃-C (symbole literowe stosowane przez Maruszczaka), która w wielu profilach charakteryzuje się zwiększoną miąższością poziomów humusowych. Wyróżnioną w ten sposób glebę kopalną Maruszczak (1976, str. 158-160) paralelizuje z kompleksem Mezin autorów rosyjskich, lecz okres jej rozwoju wiąże jedynie z interglacjałem eemskim. Ta interpretacja wiekowa była w wyraźnej sprzeczności do publikowanych w tym samym tomie Biuletynu Instytutu Geologicznego prac Jersaka (1976a) i Koneckiej-Betley (1976). W późniejszych pracach Maruszczak (1985a, 1987a) zmienia interpretację wiekową poziomów humusowych, pisząc o interstadialnych poziomach glebowych nałożonych na glebę eemską w najwcześniejszym Vistulianie. Wymienione poziomy stratygraficzne określa łącznie w roku 1991 jako kompleks glebowy dzielący lessy starsze i młodsze, wskazując jednocześnie na jego korelację

z kompleksem glebowym typu nietulisko I, pedokompleksem Stillfried A autorów zachodnioeuropejskich i kompleksem Mezin autorów rosyjskich. Okres rozwoju pedokompleksu Maruszczak (1991a, 2001) łączy z interglacją eemskim i interstadiem Amersfoort s.l. (=Amersfoort + Brörup) przypisując mu przedziały czasowe 130/125 – 100 ka BP (Maruszczak, 1991a), a ostatecznie 128 – ca 80 ka BP (Maruszczak, 2001). W dalszym ciągu podtrzymuje interpretację rangi i pozycji chronostratygraficznej lessów młodszych najniższych (MOISS 5b) oraz gleby kopalnej rozwiniętej w ich stropie (MOISS 5a).

Druga kwestia, którą należy przypomnieć, dotyczy najwyraźniejszej interstadiowej gleby śródlessowej w późnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej w Polsce. W pierwszych pracach traktujących o stratygrafii lessów w Polsce Maruszczak (1972, 1974, 1976, 1980) sugeruje, że najlepiej wykształconą glebą interstadiową w lessach ostatniego cyklu glacialnego jest gleba rozwinięta w stropie lessów młodszych środkowych (Gi/LMs), którą koreluje (Maruszczak, 1980) z poziomem (glebą – kompleksem glebowym) typu komorniki (Jersak, 1972a, 1973a, 1976a, 1991; Jersak i inni, 1992). W późniejszych pracach (Maruszczak, 1985a, 1987a) pisze, że gleba rozwinięta w stropie lessów młodszych środkowych (Gi/LMs) jest zazwyczaj słabiej wyrażona w odsłonięciach lessowych od gleby interstadiowej wykształconej w stropie lessów młodszych dolnych (Gi/LMd). Taką interpretację potwierdza w roku 1991 paralelizując glebę Gi/LMd z glebami typu Stillfried B (Fink, 1956), komorniki (Jersak, 1973a), Dubno (Bogutsky, 1986, 1987), czy Bryansk (Morozova, 1981; Velichko i inni, 1987). Pozycję chronostratygraficzną tych poziomów wiąże z interstadiem Glinde i/lub Oerel (Behre, Lade, 1986; Behre, 1989), opierając się na rezultatach oznaczeń wieku metodą TL uzyskanych w laboratorium lubelskim (Maruszczak, 1991, str. A.31-A.32).

3.5.2. Górnoplejstoczeńska sekwencja lessów i gleb kopalnych w interpretacji Jersaka

Schemat Jersaka został skonstruowany w latach 60-tych i 70-tych ubiegłego stulecia (Jersak, 1965, 1969a,b, 1972a, 1973a,b, 1976a). W latach 80-tych był prezentowany na kilku konferencjach o tematyce lessowo-stratygraficznej (Jersak, 1985a, 1988), a ostatnie, w niewielkim stopniu uzupełnione, wersje tego schematu zostały opublikowane na początku lat 90-tych (Jersak, 1991; Jersak i inni, 1992). Jersak, prowadząc badania stratygraficzne lessów w Polsce, opierał się głównie na kryterium paleopedologicznym i wnikliwej obserwacji struktur peryglacialnych (Jersak, 1972a, 1973a, 1975, 1976b), będąc zarazem zdecydowanym przeciwnikiem stratygrafii bazującej na rezultatach oznaczeń wieku metodą termoluminescencyjną (Jersak, 1991; Jersak i inni, 1992). Dodatkowa trudność związana z interpretacją schematu stratygraficznego Jersaka wynika z faktu, że ten autor w żadnej ze swych licznych publikacji nie przeprowadził korelacji wydzielonych przez siebie jednostek lessowo-glebowych z ciągłym zapisem izotopów tlenu osadów głębokomorskich.

Sekwencja lessów i gleb kopalnych z ostatniego cyklu interglacialno-glacialnego (tab. 2), według schematu Jersaka (1973a, 1991; Jersak i inni, 1992), rozpoczyna się kompleksem glebowym typu nietulisko I. Kompleks ten wykazuje wyraźne zróżnicowanie pomiędzy obszarami wschodniej i zachodniej Polski (Jersak i inni, 1992). Zbudowany jest z leśnej gleby brunatnej lub płowej przykrytej 1-3 poziomami czarnoziemiu. W obrębie kompleksu glebowego typu nietulisko I, Jersak (1965, 1969a,b, 1972a, 1973a,b, 1976a) wyróżnia tzw. less młodszy I, który jest całkowicie przeobrażony przez procesy późniejszej pedogenezy związanej z kształtowaniem się czarnoziemnych poziomów humusowych. Okres powstania kompleksu glebowego typu nietulisko I Jersak (1973a, 1991) wiąże z interglacją eemskim oraz dolnym podpięciem Wisły, co łącznie najprawdopodobniej odpowiada MOIS 5. Na kompleksie glebowym typu nietulisko I zalega niezbyt miąższa (do 3 m) warstwa lessów młodszych IIa (dolny poziom środkowego podpiętra Wisły), który można korelować z MOIS 4. W stropie tych lessów wykształcił się kompleks glebowy typu komorniki (środkowy poziom środkowego podpiętra Wisły), który pośrednio można korelować z MOIS 3. Less młodszy IIb osadzał się w górnym poziomie środkowego podpiętra Wisły, który najprawdopodobniej odpowiada MOIS 2.

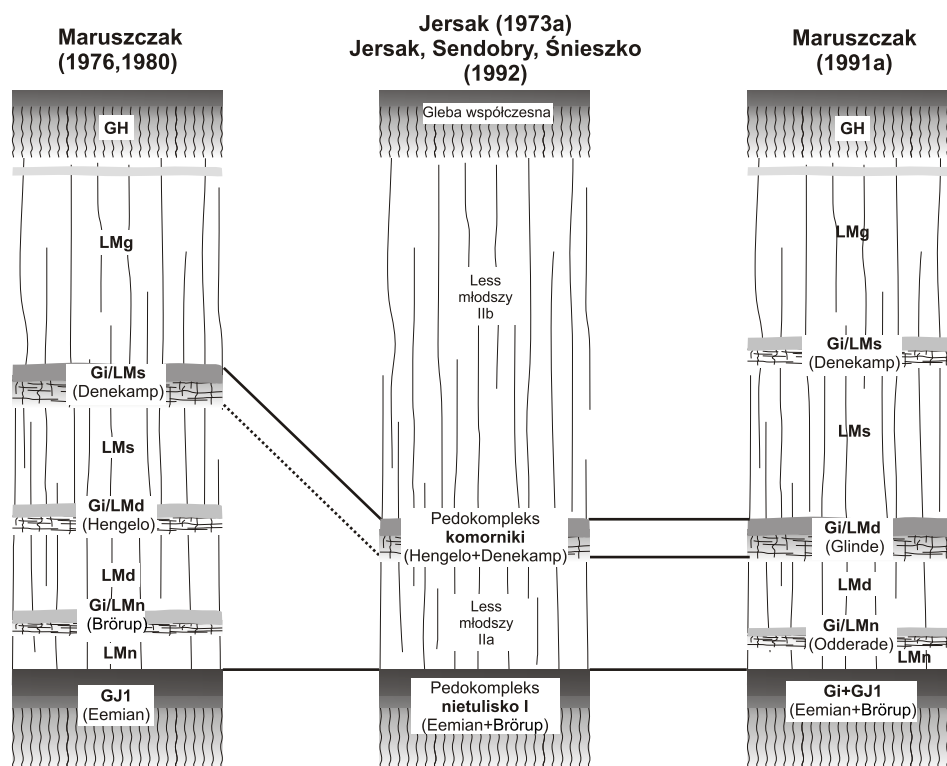
Analizując podstawowe cechy litologiczne lessów, gleby kopalne oraz struktury kriogeniczne Jersak (1985b; Jersak i inni, 1992) wyróżnił na obszarze Polski cztery formacje lessowe:

1. formację lessów suchych (płat sokalski, horodelski, Zachodniego Rostocza, wschodnie części płatów opatowsko-sandomierskiego i miechowskiego);
2. formację lessów przejściowych (lessy nałęczowskie, zachodnia część lessów opatowsko-sandomierskich i miechowskich, lessy przedpola Karpat wschodniej Polski, lessy okolic Krakowa oraz drobne wyspy lessowe Polski środkowej);
3. formację lessów umiarkowanie wilgotnych (lessy Płaskowyżu Głubczyckiego, niektóre partie lessów Płaskowyżu Rybnickiego);
4. formację lessów wilgotnych (Sudety i Przedgórze Sudeckie, przedpole zachodnich Karpat).

Wydzielone przez Jersaka (1985b) klimatyczne facje lessowe są dowodem przestrzennego zróżnicowania cech klimatu peryglacjalnego na obszarze akumulacji lessów w Polsce. Podkreślają różnice klimatyczne pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią Polski, które są dość wyraźną cechą również współczesnego klimatu naszego kraju. Formacje lessowe Jersaka oddają ogólny model zmienności cech środowisk sedymentacyjnych lessów w Polsce.

Model ten, w zestawieniu z rezultatami szczegółowych badań lessów w Polsce, często jednak nie potwierdza się (Dwucet, 1999; Jary i inni, 2002; Kida, Jary, 2004b). Przykładem poważnych rozbieżności może być tzw. formacja lessów wilgotnych, charakterystyczna dla obszaru Sudetów i ich północnego przedpola. Zdaniem Jersaka (1985b) formacja ta cechuje się tutaj nieznaczną miąższością (1-4 m), prawie całkowitym odwapnieniem lessów, brakiem gleb kopalnych oraz należy do ostatniego piętra zimnego. Szczegółowe badania nowych stanowisk lessowych Masywu Ślęży (Kida, 1999; Jary i inni, 2001; Fedorowicz i inni, 2004), Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich (Ciszek i inni, 2001a, 2001b; Jary i inni, 2004a, 2004b; Fedorowicz i inni, 2004; Fedorowicz, 2005; Komar i inni, 2004), Pogórza Kaczawskiego (Migoń i inni, 2002; Kida, Jary, 2004a) i Wzgórz Trzebnickich (Jary i inni, 1990; Jary, 1991; Jary, Krzyszkowski, 1994; Śnieszko, 1995a; Szponar, 1998; Szponar, Szajdak, 2003; Fedorowicz i inni, 2004; Jary, Ciszek, 2004) zdecydowanie zaprzeczają takiej charakterystyce.

Na rycinie 7 przedstawiłem korelację jednostek stratygraficznych górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Polsce wydzielanych przez Maruszczaka w latach 70-tych i 90-tych XX wieku z niezmiennie interpretowanymi jednostkami ze schematu Jersaka (1973a, Jersak i inni, 1992). Podałem również interpretacje chronostratygraficzne gleb kopalnych proponowane przez tych autorów (ryc. 7). O tym, jak wiele się zmieniło w interpretacji stratygraficznej górnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej może dowodzić przykład, że w latach 70-tych gleba interstadialna rozwinięta na lessach młodszych najniższych (Gi/LMn) była korelowana z glebą Vytachiv (Veklich, 1968) oraz interstadiem Brörup. Glebę interstadialną wykształconą w stropie lessów młodszych środkowych (Gi/LMs) Maruszczak (1972, 1974, 1976) w tym samym schemacie paralelizował z glebami PK I (Kukla, 1969a) i komorniki (Jersak, 1973a) oraz interstadiem Denekamp. Obecnie uważa się, że gleby PK I, komorniki i Vytachiv są równowiekowe (tab. 2) i powstały najprawdopodobniej w interstadiach Hengelo i Denekamp. Z wymienionymi glebami Maruszczak (1991a, 2001) koreluje dziś glebę rozwiniętą na lessach młodszych dolnych (Gi/LMd), lecz okres jej powstawania wiąże z interstadiami Oerel i Glinde (Behre, Lade, 1986; Behre, 1989; Behre, van der Plicht, 1992).



Ryc. 7. Korelacje jednostek stratygraficznych górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Polsce wydzielanych przez Maruszczaka w latach 70-tych i 90-tych XX wieku ze schematem Jersaka

Fig. 7. Correlation of Upper Pleistocene loess-palaeosols stratigraphic units in Poland proposed by Maruszczak in 70th and 90th of 20th century with Jersak scheme

3.6. Korelacja stratygraficzna oraz problemy pozycji chronostratygraficznej górnoplejstoczeńskich poziomów lessów i gleb kopalnych w Europie Środkowej i Wschodniej

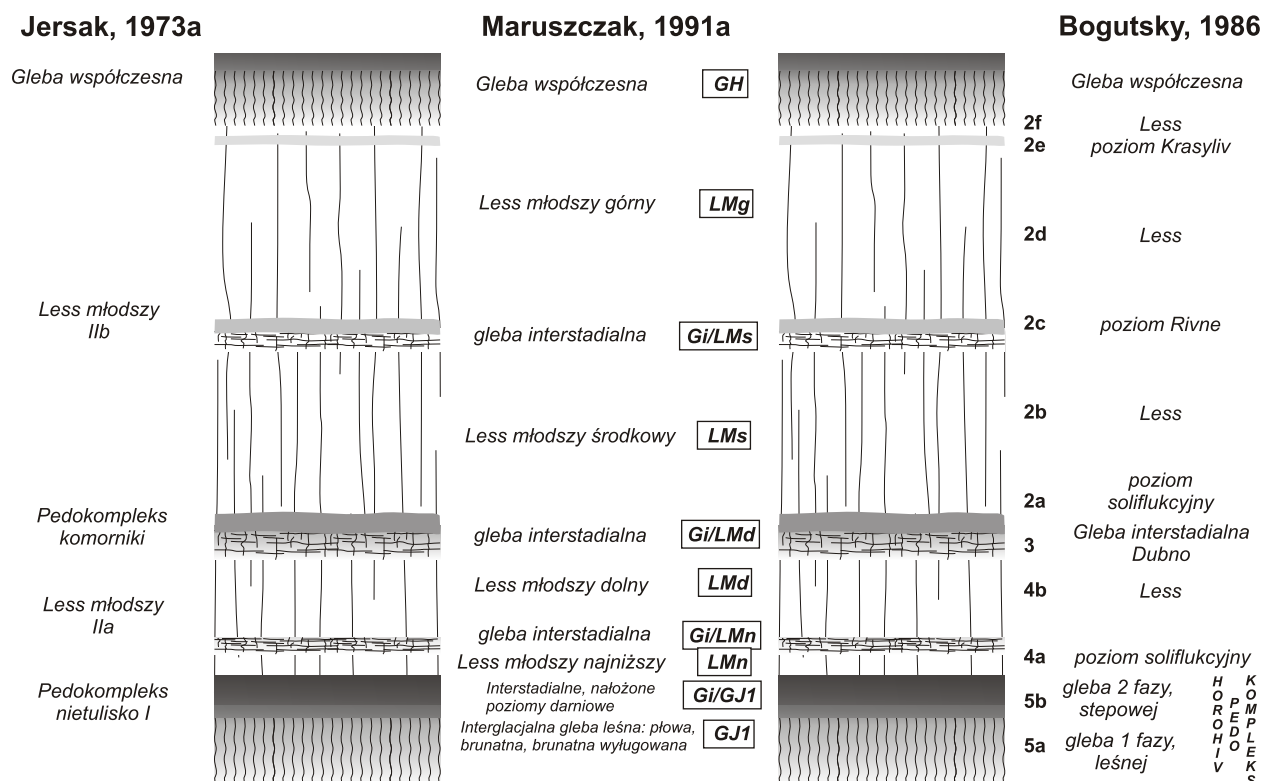
Ogólny obraz interpretacji klimatostratygraficznej sekwencji lessowo-glebowych w Europie, pomimo niewątpliwego postępu badań zmierzających do jej uszczegółowienia, gubi się w rozlicznych lokalnych i regionalnych schematach stratygraficznych lessów i gleb kopalnych. W takich warunkach szczególnie cenna wydaje się wspólna inicjatywa Komitetu Badań Czwartorzędu PAN oraz Komisji Badań Okresu Czwartorzędowego Ukrainy. Od roku 1980 zorganizowano już kilkanaście polsko-ukraińskich seminariów terenowych (Maruszczak, 1994, 1996a), które stały się okazją do dyskusji i uzgadniania stanowisk bezpośrednio w badanych stanowiskach. W pewnym zakresie jest to nawiązanie do znakomitej tradycji spotkań środkowoeuropejskich badaczy lessów z lat 60-tych i 70-tych ubiegłego stulecia, organizowanych przez subkomisję, a później Komisję Lessu INQUA pod przewodnictwem jej prezydenta, profesora Juliusa Finka, kiedy to w większości krajów europejskich dokonał się chyba najwyraźniejszy postęp w badaniach lessów. W tym okresie rozpowszechniono stosowanie kryterium paleopedologicznego w badaniach lessów, a gleby kopalne po dziś dzień stanowią bazę podstawowych schematów stratygraficznych. W tamtych latach nastąpił również dynamiczny rozwój różnorodnych, fizycznych technik datowania wieku osadów, takich jak metoda radiowęglowa (^{14}C) czy potasowo-argonowa (K/Ar). Na szeroką skalę rozpoczęto stosowanie metody paleomagnetycznej. W latach 70-tych rozpoczął się żywiołowy etap zastosowań metod wykorzystujących zjawisko termoluminescencji (TL) w datowaniach lessów, a potem równoległy rozwój innych odmian tej metody (OSL - *optical stimulated luminescence*, IRSL - *infrared stimulated luminescence* i inne - Aitken, 1985, 1998; Pazdur i inni, 1999; Bluszcz, 2000; Fedorowicz, 2006). Chociaż konieczność stosowania nowoczesnych metod badawczych, w tym datowania wieku, nie podlega dyskusji, to jednak ciągle nie mogą one stanowić podstawowego kryterium oceny przynależności stratygraficznej osadów. Mnożą się przypadki nadużywania oznaczeń wieku w interpretacjach stratygraficznych, a w skrajnych przypadkach dochodzi nawet do użycia dat radiowęglowych w celu określenia typu genetycznego gleb kopalnych.

Cechy diagnostyczne gleb kopalnych nie pozwalają na jednoznaczne określenie ich pozycji stratygraficznej, szczególnie w odniesieniu do profili założonych w obrębie zboczowej facji lessów. Przykładem takiej sytuacji jest interpretacja najwyższej gleby kopalnej w sekwencji lessowo-glebowej w Orzechowcach, którą pierwotnie określano jako interstadialną glebę brunatną arktyczną rozwiniętą na lessach młodszych środkowych (Maruszczak, 1972, 1976; Maruszczak i inni, 1972), a po wykonaniu oznaczeń wieku metodą TL i wnikliwszej obserwacji okazało się, że jest to ogłowiona (zredukowana) gleba płowa z interglacjału eemskiego (Maruszczak, 1985c, 1991c). Olbrzymie różnice w interpretacji geologicznej występują również w odsłonięciu Kończyce (Kotlina Oświęcimska). Jersak (1983), a później Jersak, Sendobry i Śnieszko (1992) przedstawiają ten profil jako przykład sekwencji lessów młodszych formacji lessów wilgotnych. Wójcik, Nawrocki i Nita (2003, 2004) dostrzegają w tej samej sekwencji fragmenty 3 poziomów iluwialnych gleb płowych, które wiążą z trzema interglacjami Środkowego i Górnego Plejstocenu. Dalsze, specjalistyczne badania tego profilu (Budek i inni, 2004; Drewnik i inni, 2004; Kacprzak i inni, 2004) potwierdzają możliwość występowania 1-3 kopalnych poziomów iluwialnych w profilu Kończyce.

Podobne rozbieżności w interpretacjach geologicznych odsłoneń lessowych nie należą do wyjątkowych i nie są charakterystyczne jedynie dla obszaru Polski. Przykładem może być interpretacja wiekowa gleb glejowych w jednym z najbardziej znanych stanowisk lessów zachodnioeuropejskich w Kesselt (Belgia). Daty radiowęglowe muszelek ślimaków oraz substancji humusowych wykazują wiek ok. 35 ka BP (Huijzer, 1993; Vandenberghe i inni, 1998b; Vandenberghe, Nugteren, 2001), wyniki oznaczeń termoluminescencyjnych wskazują na starsze okresy ostatniego zlodowacenia (Van den Haute i inni, 1998), a analiza pedostratygraficzna sugeruje, że wiek gleb glejowych w Kesselt jest starszy od ostatniego interglacjału (Juvigne i inni, 1996).

W tabeli 2 zestawilem wcześniej charakteryzowane schematy stratygraficzne lessów i gleb kopalnych z ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego z morskimi stadiami i substadiami izotopów tlenu (Shackleton, Opdyke, 1973) oraz aktualnymi jednostkami chronostratygraficznymi stosowanymi w Europie. Takie zestawienie umożliwia porównanie interpretowanych pozycji chronostratygraficznych wyróżnianych jednostek lessowo-glebowych, jednak w niektórych wypadkach może nie odpowiadać rzeczywistej korelacji stratygraficznej, którą przedstawiłem na rycinie 6. Horyzonty lessowo-glebowe wiązane są często z interpretowaną pozycją chronostratygraficzną, a nie z określonym zespołem cech, które powinny być podstawą ich wydzielenia. Korelację jednostek stratygraficznych górnoplejstoczeńskich lessów i gleb kopalnych trzech schematów najczęściej stosowanych na obszarach lessowych Polski i zachodniej części Ukrainy przedstawiłem na rycinie 8. Zestawienie tych trzech schematów dość jasno wskazuje, że

podstawowy problem w badaniach lessów nie polega na dylematach związanych z korelacją stratygraficzną różnych, odległych od siebie sekwencji, lecz na odmiennej interpretacji stratygraficznej i chronostratygraficznej tych samych sukcesji lessowo-glebowych.



Ryc. 8. Korelacja jednostek stratygraficznych górnoplejstoczeńskich lessów i gleb kopalnych Jersaka, Maruszczaka i Bogutsky'ego w odniesieniu do syntetycznego profilu lessów i gleb kopalnych

Fig. 8. Correlation of Upper Pleistocene loess-palaeosols stratigraphic units of Jersak, Maruszczak and Bogutsky on the example of synthetic loess-palaeosols section

Przegląd literatury wykazuje, że pewne poziomy lessów i gleb kopalnych pełnią szczególną rolę w interpretacjach stratygraficznych ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego w Europie Środkowej i Wschodniej. Należą do nich przede wszystkim:

- Σ poligenetyczny pedokompleks (zespół gleb kopalnych) z diagnostycznym, dobrze rozwiniętym poziomem wzbogacenia typu argillic w spągu. W Europie Wschodniej jest on dość podobnie wykształcony, a w kierunku zachodnim jego zróżnicowanie typologiczne wzrasta. Wielu badaczy (Fink, 1974; Gerasimov, 1973; Maruszczak, 1987a, 1991a i inni) uważa, że gleba z ostatniego interglacjalu jest lepiej rozwinięta od gleb współczesnych i gleb kopalnych wykształconych w obrębie lessów młodszych, tłumacząc to dłuższym okresem jej rozwoju w warunkach cieplejszego i bardziej wilgotnego klimatu. Pojawiają się również opinie, że rozwój tego zespołu gleb kopalnych przebiegał w kilku (2-3) etapach pedogenezy leśnej, z których jedynie najstarszy należy wiązać z interglacjałem eemskim (Rösner, 1990; Jersak i inni, 1992; Jary, 1996, 1997, 1999a,b; Jary, Kida, 2001a; Jary i inni, 2002; Jary, Kabała, Wiśniewski, 2003; Gerasimenko, 2001, 2004, 2006 i inni). Stropowe partie pedokompleksu zajmują najczęściej ciemnoszare poziomy humusowe interpretowane jako czarnoziem lub gleby darniowe wykształcone pod roślinnością stepową lub leśno-stepową we wczesnym okresie ostatniego zlodowacenia;
- Σ gleba lub zespół kopalnych gleb tundrowo-glejowych (Lohne, Gi/LMd, komorniki, Dubno, Vytachiv, Bryansk), często z wykształconym poziomem typu cambic w spągu, który rozdziela dwa najważniejsze etapy akumulacji lessów w trakcie ostatniego zlodowacenia. Datowania radiometryczne (^{14}C) substancji humusowych lub węgla drzewnych ze stropowych partii tej gleby mieszczą się najczęściej w przedziale 24-33 ka BP (Velichko i inni, 1987; Velichko, 1990; Maruszczak, 1991a, Damblon i inni, 1996; Gozhik i inni, 2001a,b), a wiek substratu glebowego oznaczony metodą TL jest zazwyczaj wyraźnie starszy. Większość badaczy koreluje tą glebę

z końcową częścią MOIS 3 (interstadiały Hengelo i Denekamp), z wyjątkiem autorów polskich (np. Maruszczak, 1991a, 2001; Dolecki, 2002, 2003 i inni), którzy paralelizują tę jednostkę pedostratygraficzną z dolną częścią MOIS 3 (interstadiały Oerel i Glinde). Ustalenie pozycji chronostratygraficznej tej gleby z pewnością wymaga dalszych, szczegółowych prac;

- Σ najmłodsze lessy, deponowane w górnym pleniglacie ostatniego zlodowacenia (MOIS 2), których miąższość, nawet w pozycji wysoczyznowej, może przekraczać 10 m. Te pozornie homogeniczne lessy zawierają w sobie kilka słabo wykształconych horyzontów oglejenia (niem. *Nassböden*) lub inicjalnych gleb tundrowych, które pojawiają się w większości schematów stratygraficznych górnoplejstoczeńskich sekwencji lessowo-glebowych. Na obszarach lessowych Europy Wschodniej wyróżnia się od dawna poziomy inicjalnych gleb kopalnych w lessach górnopleniglacyjnych (Trubchevsk, Rivne, Dofinivka – por. tab. 2 i ryc. 6). Ilość słabo wykształconych poziomów glebowych w sekwencji górnopleniglacyjnej, ich paralelizacja stratygraficzna, a przede wszystkim wymowa środowiskowa, wymagają prowadzenia dalszych, szczegółowych badań.

4. Charakterystyka jednostek lito- i pedostratygraficznych górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessów i gleb kopalnych w Polsce i zachodniej części Ukrainy

Jak wykazano w poprzednim rozdziale, schemat stratygraficzny górnoplejstoczeńskich lessów i gleb kopalnych w Polsce w opracowaniach Maruszczaka uległ istotnym modyfikacjom w latach 1972–1991. Zachowane zostały jedynie nazwy wydzielanych jednostek litostratygraficznych. Aktywność naukowa profesora Maruszczaka, której przejawem była, między innymi, publikacja pierwszego (Maruszczak, red., 1991) i drugiego (Maruszczak, red., 2001) tomu „Podstawowych profili lessów w Polsce”, przyczyniła się do rozpowszechnienia i stosowania jego schematu stratygraficznego przez większość badaczy lessów w Polsce.

Ostatnia, opublikowana wersja schematu stratygraficznego lessów Maruszczaka z roku 1991 (z nieznacznymi uzupełnieniami w roku 2001) może być przedmiotem dalszych badań, dyskusji, komentarzy i uzupełnień. Wydzielone przez Maruszczaka jednostki lito- i pedostratygraficzne z ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego, opisane w pracy z 1991 roku, można dość jednoznacznie określić w trakcie badań terenowych na podstawie ich cech strukturalnych, właściwości lito-pedologicznych i wzajemnego położenia w sekwencji. Prawidłowe określenie przedmiotu badań jest przecież podstawowym warunkiem umożliwiającym prowadzenie dalszych prac nawiązujących do dotychczas otrzymanych rezultatów.

Biorąc pod uwagę powyższe, zrezygnowałem z wprowadzenia nowych, własnych nazw jednostek lessów i gleb kopalnych i zastosowałem symbole oraz nazwy jednostek lito- i pedostratygraficznych podobnie jak w pracy Maruszczaka z roku 1991. Nie oznacza to jednak, że w pełni zgadzam się z interpretacją chronostratygraficzną proponowaną przez Maruszczaka (1991a). Moje aktualne stanowisko w sprawie pozycji chronostratygraficznej charakteryzowanych jednostek lito- i pedostratygraficznych przedstawię w końcowej części tego rozdziału.

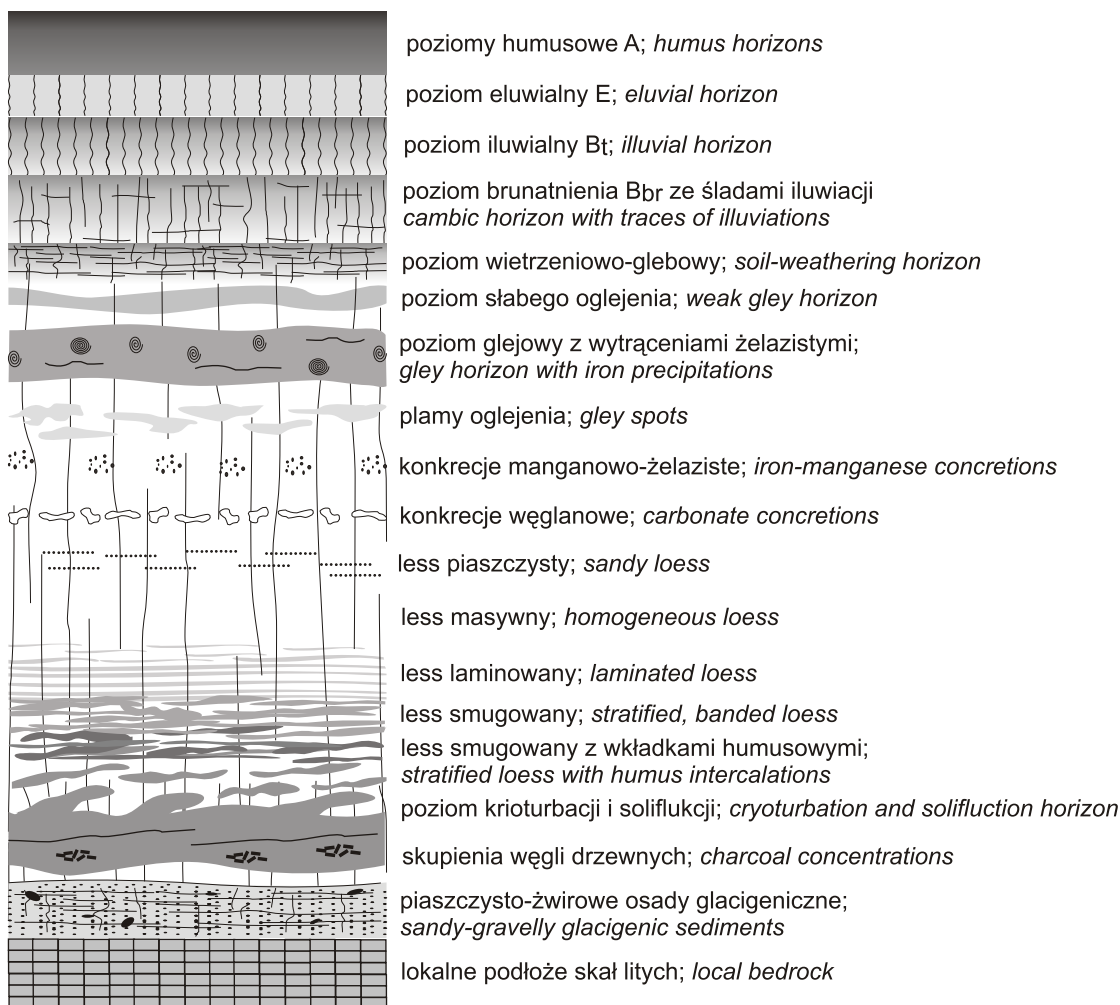
Przedstawiona poniżej charakterystyka jednostek litostratygraficznych będzie się ograniczała głównie do szeroko rozumianych cech litologiczno-strukturalnych, które powinny umożliwiać identyfikację opisywanych warstw lessów i gleb kopalnych w terenie (ryc. 9). Ważnym elementem, na który chciałbym zwrócić uwagę czytelników, będzie przestrzenne zróżnicowanie cech poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Zjawiska peryglacjalne oraz interpretacja chronostratygraficzna wraz z próbą rekonstrukcji przebiegu zdarzeń paleogeograficznych na badanym obszarze będzie przedmiotem kolejnych rozdziałów tego opracowania.

4.1. Kompleks glebowy rozdzielający lessy starsze górne (LSg) i lessy młodsze (LM) – Gi+GJ1

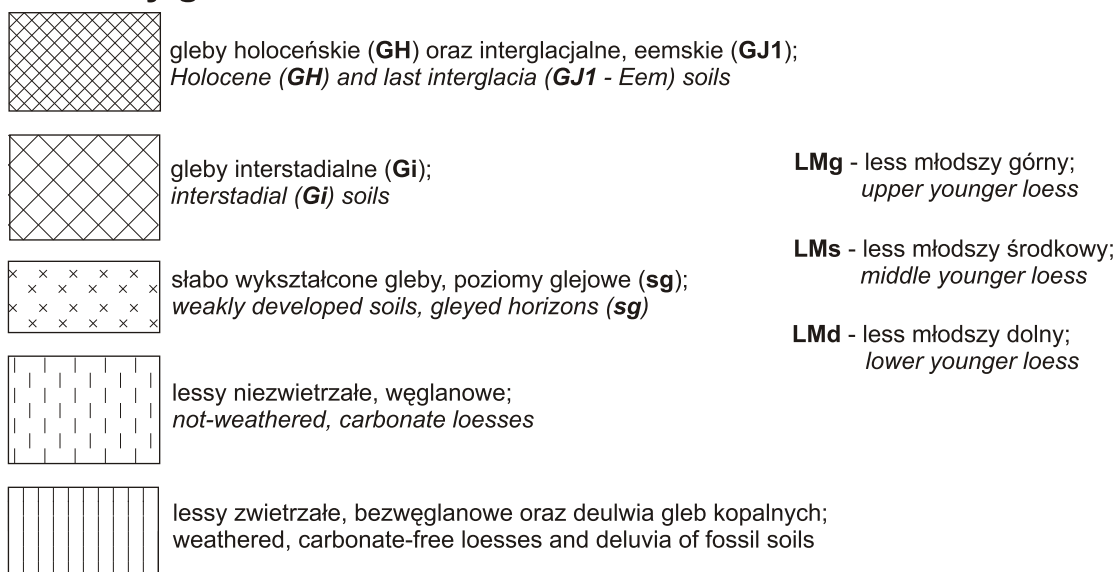
Kompleks glebowy Gi+GJ1 (Maruszczak, 1991a), podścielający sekwencje lessów deponowanych w trakcie ostatniego zlodowacenia (lessy młodsze), jest podstawową jednostką pedostratygraficzną w stratygrafii lessów. W Polsce południowej odpowiada on kompleksowi glebowemu typu nietulisko I (Jersak, 1965, 1969a, 1969b, 1973a, 1973b, 1976a, 1977, 1985a, 1991; Jersak i inni, 1992), a w zachodniej części Ukrainy (Wołyń, Podole) wydzielany jest jako kompleks glebowy Mezin (Velichko i inni, 1984, 1997, 1999; Velichko, 1990, 1995; Morozova, 1991, 1995), Horohiv (Bogutsky, 1986, 1987) lub Pryluky (Veklich, 1965, 1968, 1979; Gozhik i inni, 1995; Maruszczak, 1994, 1996a; Lindner i inni, 2002, 2004). Z punktu widzenia zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu (Konecka-Betley, 1987; Mojski, 1988), najbardziej poprawne jest określanie tego typu jednostek pedostratygraficznych jako „zespoły gleb” (Jary, 1996; Bogutsky, Łanczont, 2002). W niniejszej pracy terminy „pedokompleks”, „kompleks glebowy” i „zespół gleb” będą traktowane jak synonimy i używane zamiennie.

W obrębie tego kompleksu glebowego niektórzy autorzy wyróżniają lessową jednostkę stratygraficzną (less młodszy I według Jersaka; less wewnątrzmeziński – sewski według autorów rosyjskich), która jednak została całkowicie przeobrażona przez procesy glebotwórcze związane z rozwojem nałożonych poziomów czarnoziemnych, zatem nie ma podstaw, aby ją charakteryzować jako samodzielną jednostkę litostratygraficzną.

Litologia



Stratygrafia



Ryc. 9. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych w profilach geologicznych prezentowanych na kolejnych rycinach

Fig. 9. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures used in geological profiles presented on subsequent figures

W Polsce SW kompleks ten jest znacznie słabiej rozpoznany w porównaniu z obszarami Polski centralnej i wschodniej (Jary, 1996). Z dotychczasowych opracowań wynika również, że posiada on tam wyraźnie inną budowę (Jersak, 1973a, 1985a, 1991; Jersak i inni, 1992; Jary, 1996, 1997, 1999, 2004c; Jary i inni, 2002, 2003). Przeprowadzone badania w tej części Polski na ogół potwierdzają wcześniejsze spostrzeżenia Jersaka (1991) dotyczące lessów Płaskowyżu Głubczyckiego, częściowo je uzupełniając. Jednak w przypadku lessów niemczańsko-strzelińskich i trzebnickich (tzw. formacja lessów wilgotnych) zebrane materiały zaprzeczają charakterystykę podaną przez Jersaka (1985b).

Obserwacje terenowe potwierdzają różnice w wykształceniu zespołu gleb kopalnych Gi+GJ1 pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią Polski. Wspólną cechą badanych zespołów gleb kopalnych jest wysoki stopień przeobrażenia substratu glebowego przez intensywne i długotrwałe procesy glebotwórcze.

We wszystkich badanych profilach lessowych wschodniej części obszaru badań (począwszy od Odonowa w kierunku wschodnim) w morfologii kompleksu glebowego zaznaczają się dwa podstawowe poziomy genetyczne (fot. 6 i 7):

Σ poziom akumulacji organicznej A typu czarnoziemnego;

Σ poziom wzbogacenia B lub Bt gleby leśnej.

W niektórych fragmentach odsłonięć lessowych pomiędzy tymi horyzontami można zauważyć resztki poziomów eluwialnych (płowych lub bielcowych), a nawet słabo zachowane horyzonty akumulacyjne gleb leśnych (np. Odonów II, Polanów Samborzecki, Tyszowce, Zbarazh). Podobne wykształcenie, jak w przypadku kompleksu glebowego Gi+GJ1, opisywane jest od wielu lat przez autorów rosyjskich dla pedokompleksu Mezin (Velichko i inni, 1984, 1997, 1999 i inni) oraz dla kompleksu glebowego Horohiv (Bogutsky, 1986, 1987). Jest to zatem sygnał, że budowa tego zespołu gleb leśno-stepowych (w znaczącej części proksymalnego fragmentu środkowo- i wschodnioeuropejskiego pasa lessów) wykazuje analogiczne cechy, których wykształcenie może być związane z globalnymi zmianami klimatycznymi rejestrowanymi w osadach głębokomorskich.

Poziom czarnoziemny o gruzełkowatej strukturze, miąższości od 30 do 70 cm, posiada ciemnoszare lub brązowoszare barwy. Zazwyczaj nie jest jednorodny i można w jego obrębie wyróżnić dwa podpoziomy oddzielone słabo zaznaczającą się powierzchnią erozyjną. W tych profilach lub fragmentach profili, w których zaznacza się to zróżnicowanie, górna część horyzontu akumulacyjnego jest nieco jaśniejsza. Biorąc pod uwagę te obserwacje należy przyjąć, że nałożony na glebę leśną czarnoziem rejestruje nie jeden, jak to się przyjmuje dla kompleksów Mezin i Horohiv, lecz co najmniej 2 etapy rozwoju pedogenezy w warunkach stepowych (Jersak i inni, 1992; Dolecki, 2002, 2003; Jary, 2004c; Jary i inni, 2005). Problem ilości etapów pedogenezy w opisywanym kompleksie glebowym będzie dyskutowany w rozdziale, w którym zostanie przedstawiona interpretacja zjawisk peryglacjalnych.

Poniżej poziomu czarnoziemnego zalega miąższy poziom iluwialny (70-120 cm) o strukturze pryzmatycznej, rzadziej płytkowej. Posiada barwę brunatno-pomarańczową. Zdarza się, że stropowe partie są lekko plamiste i zawierają drobnokomórkowe konkretne żelazisto-manganowe typu „pieprzy” (Odonów II, Novyj Mylatyn, Zbarazh). Proces iluwiacji zaznaczył się obecnością otoczek ilastych na powierzchniach agregatów i ściankach makroporów. Intensywność procesów wmywania wykazuje duże zróżnicowanie zarówno w obrębie poszczególnych stanowisk, jak i pomiędzy nimi.

W obrębie całego zespołu gleb kopalnych często rejestruje się ślady bytowania fauny glebowej (koprolity dżdżownic, korytarze i norki kretów lub susłów).

Skład granulometryczny tworzywa lessowego (tab. 3), będącego substratem kompleksów glebowych Gi+GJ1 na stanowiskach zlokalizowanych we wschodniej części badanego obszaru, jest uwarunkowany uziarnieniem lessów deponowanych w schyłkowym okresie przedostatniego zlodowacenia (lessów starszych górnych). Pierwotną cechą tej skały macierzystej w wielu przypadkach jest znaczna zawartość domieszek piaszczystych ($>63 \mu\text{m}$), często przekraczająca 20%. Z kolei długotrwałe procesy wietrzeniowo-glebowe zaznaczają się, między innymi, zwiększoną ilością cząstek ilastych ($<4 \mu\text{m}$), dochodzącą miejscami do 25-30%. We wszystkich badanych stanowiskach wschodniej części obszaru badań, z wyjątkiem Polanowa Samborzeckiego, uśredniony skład granulometryczny poziomu akumulacyjnego, przedstawiany w skali phi, wykazuje wyższe wartości (mniejsze wielkości cząstek) w stosunku do niżejleżących horyzontów (tab. 3). Skośność graficzna przyjmuje rozkłady dodatnio- i bardzo dodatnio skośne w całym substracie pedokompleksu, jednak z reguły są to wartości niższe od asymetrii rozkładów uziarnienia wyżejleżących lessów i gleb. Rozkłady uziarnienia mają charakter mezo- i leptokurtyczny, rzadziej platykurtyczny.

Tabela 3. Statystyczne parametry uziarnienia górnoplejstocénskich lessów i gleb w stanowiskach Polski SW, SE oraz zachodniej części Ukrainy. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , S_k , K_G wg Folka i Warda (1957)

Table 3. Statistical grain-size parameters of Upper Pleistocene loess-soil units in selected sites of SW Poland, SE Poland and western part of Ukraine. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , S_k , K_G acc. to Folk and Ward (1957)

Stanowisko	Poziom	Ilość próbek	Md (phi)			Mz (phi)			δ , (phi)			S_k			K_G		
			min	max	śred.	min	max	śred.	min	max	śred.	min	max	śred.	min	max	śred.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Polska SW																	
Branice	LMg	23	5,68	6,23	5,95	6,04	6,50	6,27	1,64	1,85	1,76	0,21	0,39	0,31	0,98	1,22	1,09
	sg/Gi/LMs	8	5,99	6,44	6,21	6,26	6,66	6,45	1,75	11,87	1,79	0,19	0,26	0,23	0,91	1,11	1,02
	Gi/LMd	8	6,19	6,48	6,37	6,48	6,68	6,61	1,89	1,96	1,93	0,15	0,24	0,19	0,88	0,92	0,89
	Gi+GJ1 A	4	6,07	6,30	6,20	6,34	6,55	6,46	1,81	1,93	1,86	0,21	0,25	0,23	0,92	1,03	0,96
	Gi+GJ1 E	3	6,12	6,32	6,22	6,44	6,58	6,52	1,87	1,90	1,88	0,23	0,28	0,26	0,91	0,93	0,92
	Gi+GJ1 B	14	5,52	5,86	5,64	5,77	6,22	5,94	1,59	2,02	1,78	0,11	0,38	0,27	1,08	1,49	1,26
Biały	LMg	65	5,05	5,45	5,26	5,36	5,77	5,60	1,55	1,83	1,67	0,31	0,42	0,37	1,15	1,43	1,28
Kościół	sg/Gi/LMs	12	5,62	5,84	5,72	5,96	6,22	6,08	1,75	1,91	1,82	0,32	0,37	0,34	1,09	1,19	1,14
	LMS	12	5,52	5,79	5,67	5,90	6,16	6,04	1,82	1,91	1,87	0,30	0,34	0,33	1,04	1,31	1,09
	Gi/LMd A	18	5,99	6,24	6,12	6,30	6,50	6,42	1,87	1,98	1,92	0,21	0,28	0,25	0,91	1,04	0,97
	Gi/LMd B	4	5,45	5,65	5,58	5,88	6,10	6,02	1,88	1,89	1,89	0,36	0,38	0,38	0,98	1,04	1,00
	LMd	18	5,48	5,81	5,67	5,76	6,11	5,99	1,88	1,98	1,93	0,23	0,34	0,28	0,98	1,11	1,05
	Gi+GJ1 A	8	5,81	6,30	6,02	6,14	6,55	6,28	1,98	2,38	2,19	0,10	0,27	0,18	0,91	1,05	0,97
	Gi+GJ1 E	7	5,36	5,94	5,70	5,52	6,25	5,97	2,15	2,40	2,29	0,11	0,22	0,16	0,90	1,09	1,00
	Gi+GJ1 B	10	3,98	5,61	4,71	4,35	5,78	4,87	2,20	2,43	2,32	0,07	0,30	0,16	0,87	1,02	0,93
Dankowice	LMg	50	5,10	5,66	5,34	5,43	5,98	5,68	1,50	1,93	1,67	0,33	0,44	0,38	1,08	1,38	1,21
	sg/Gi/LMs	7	5,37	5,69	5,61	5,79	6,14	6,03	1,78	1,89	1,84	0,36	0,41	0,39	0,98	1,08	1,06
	LMS	45	5,05	5,57	5,30	5,38	6,02	5,73	1,58	1,89	1,75	0,36	0,48	0,43	1,06	1,42	1,21
	Gi/LMd	24	5,50	6,40	5,92	5,94	6,65	6,29	1,89	2,13	1,99	0,19	0,39	0,31	0,88	1,09	1,01
	Gi+GJ1 A	5	6,16	6,38	6,30	6,49	6,65	6,58	2,07	2,15	2,11	0,20	0,26	0,23	0,90	0,96	0,94
	Gi+GJ1 E	5	5,80	6,21	5,98	6,22	6,52	6,34	2,03	2,13	2,07	0,22	0,32	0,28	0,90	0,96	0,94
	Gi+GJ1 B	20	5,04	6,22	5,53	5,19	6,59	5,93	1,80	2,60	2,07	0,02	0,44	0,30	0,90	1,34	1,04
Księginice	LMg	89	4,96	5,60	5,23	5,15	5,94	5,52	1,42	1,79	1,65	0,30	0,41	0,35	1,16	1,44	1,29
Małe	sg/Gi/LMs	18	4,92	5,64	5,25	5,24	6,00	5,57	1,59	1,87	1,69	0,29	0,41	0,35	1,13	1,35	1,25
	LMS	43	4,99	5,46	5,23	5,26	5,73	5,52	1,43	1,70	1,59	0,31	0,42	0,36	1,21	1,43	1,31
	Gi/LMd	35	5,50	6,00	5,82	5,86	6,29	6,11	1,69	1,92	1,76	0,16	0,36	0,28	0,98	1,15	1,06
Henryków	LMg	43	5,33	5,77	5,53	5,73	6,12	5,90	1,63	1,89	1,72	0,31	0,43	0,37	1,07	1,23	1,14
	sg/Gi/LMs	10	5,60	5,84	5,74	5,89	6,17	6,06	1,87	1,93	1,89	0,25	0,32	0,28	1,07	1,12	1,09
	LMS	7	5,67	5,87	5,77	5,92	6,17	6,07	1,91	2,06	1,95	0,20	0,27	0,25	1,01	1,12	1,06
	Gi/LMd	9	5,73	6,24	5,94	6,00	6,44	6,17	1,87	2,22	2,02	0,10	0,25	0,19	0,88	1,09	0,99
Złotoryja	LMg	83	4,80	5,36	5,05	5,05	5,66	5,37	1,54	1,93	1,69	0,22	0,40	0,36	1,09	1,40	1,25
	sg/Gi/LMs	8	5,11	5,36	5,27	5,48	5,67	5,60	1,73	1,83	1,78	0,30	0,36	0,33	1,13	1,17	1,15
	LMS	35	4,71	5,40	5,07	5,11	5,82	5,45	1,61	1,84	1,76	0,30	0,46	0,39	1,06	1,38	1,21
	Gi/LMd	13	5,21	6,20	5,76	5,65	6,38	6,07	1,77	2,02	1,92	0,16	0,42	0,28	0,90	1,14	1,01
Skarszyn	LMg+LMS	28	5,14	5,57	5,31	5,42	5,81	5,58	1,46	1,69	1,60	0,26	0,39	0,35	1,15	1,36	1,23
	Gi/LMd	3	5,57	5,72	5,66	5,96	6,03	6,00	1,81	1,84	1,82	0,30	0,34	0,32	1,01	1,10	1,06
	LMd	19	5,04	5,74	5,36	5,47	6,13	5,75	1,68	1,87	1,75	0,34	0,44	0,39	0,95	1,21	1,10
	Gi+GJ1 A	3	5,48	5,55	5,52	5,56	5,84	5,73	1,86	2,45	2,17	0,03	0,23	0,15	1,02	1,24	1,16
	Gi+GJ1 E	5	4,82	5,04	4,93	4,82	5,33	5,15	1,96	2,51	2,17	0,06	0,25	0,18	1,06	1,24	1,16
	Gi+GJ1 B	3	4,86	5,20	4,99	4,96	5,40	5,15	1,88	2,18	2,03	0,13	0,19	0,16	1,21	1,31	1,25
Zapreżyn	LMg	54	4,69	5,51	5,08	4,98	5,78	5,43	1,53	2,00	1,64	0,15	0,47	0,39	1,05	1,51	1,20
	sg/Gi/LMs	10	5,42	5,82	5,60	5,67	6,08	5,90	1,65	1,82	1,74	0,25	0,36	0,31	0,96	1,13	1,03
	LMS	9	5,20	5,69	5,44	5,61	6,01	5,80	1,59	1,79	1,70	0,29	0,42	0,36	1,00	1,20	1,08
	Gi/LMd A	3	5,77	5,95	5,86	6,16	6,19	6,18	1,78	1,89	1,84	0,23	0,32	0,28	0,87	0,95	0,90
	Gi/LMd B	6	5,54	5,69	5,62	5,97	6,13	6,03	1,76	1,91	1,83	0,34	0,37	0,36	0,92	0,98	0,94
	LMd	6	5,56	5,74	5,66	5,91	6,08	6,01	1,65	1,87	1,72	0,31	0,39	0,34	0,96	1,12	1,05
	Gi+GJ1 A	4	5,86	6,01	5,95	6,06	6,20	6,14	1,85	2,31	2,15	0,05	0,18	0,09	1,03	1,09	1,06
	Gi+GJ1 E	7	4,75	5,52	5,19	4,62	5,63	5,16	2,49	2,68	2,61	-0,01	0,07	0,03	0,90	1,04	0,98
	Gi+GJ1 B	7	4,61	5,28	4,90	4,51	5,30	4,78	2,13	2,59	2,45	-0,05	0,06	0,02	0,86	1,28	0,98

cd. tabeli 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Polska SE																	
Odonów II	LMg	10	5,21	5,37	5,29	5,49	5,72	5,61	1,53	1,65	1,58	0,38	0,43	0,40	1,25	1,38	1,33
	sg/Gi/LMs	5	5,32	5,43	5,36	5,58	5,74	5,66	1,48	1,61	1,57	0,38	0,40	0,39	1,23	1,35	1,29
	LMs	14	5,30	5,43	5,36	5,56	5,73	5,63	1,47	1,61	1,53	0,36	0,39	0,38	1,23	1,34	1,30
	Gi/LMd	5	5,33	5,49	5,41	5,59	5,77	5,67	1,48	1,55	1,51	0,36	0,38	0,37	1,25	1,36	1,31
	LMd	13	5,40	6,02	5,62	5,68	6,32	5,93	1,51	1,81	1,63	0,30	0,39	0,36	1,01	1,33	1,22
	Gi+GJ1 A	3	5,53	5,69	5,61	5,93	6,01	5,96	1,71	1,78	1,75	0,33	0,37	0,35	1,07	1,15	1,10
	Gi+GJ1 B	11	4,98	5,50	5,24	5,30	5,84	5,57	1,50	1,66	1,59	0,35	0,44	0,39	1,16	1,36	1,22
Polanów Samb.	LMg	48	4,90	5,39	5,12	5,23	5,74	5,46	1,44	1,68	1,57	0,37	0,46	0,43	1,08	1,50	1,34
	sg/Gi/LMs	6	5,20	5,65	5,36	5,52	5,96	5,69	1,53	1,69	1,60	0,34	0,41	0,39	1,09	1,30	1,20
	LMs	77	4,87	5,69	5,21	5,13	6,05	5,53	1,38	1,69	1,52	0,33	0,45	0,41	1,06	1,62	1,34
	Gi/LMd A	33	5,54	6,22	5,83	5,86	6,50	6,13	1,56	1,93	1,70	0,23	0,38	0,32	0,79	1,24	1,03
	Gi/LMd B	15	5,26	5,67	5,39	5,58	6,07	5,73	1,52	1,78	1,60	0,35	0,41	0,39	0,95	1,26	1,16
	LMd	60	5,23	5,79	5,50	5,59	6,10	5,82	1,50	1,77	1,64	0,29	0,43	0,36	0,98	1,28	1,13
	Gi+GJ1 A	9	5,70	5,99	5,86	6,03	6,30	6,20	1,59	1,64	1,62	0,31	0,40	0,36	1,06	1,18	1,11
	Gi+GJ1 B	17	5,72	6,83	6,22	6,10	7,01	6,51	1,57	1,75	1,66	0,13	0,40	0,29	0,92	1,14	1,06
Tyszowce	LMg	60	4,66	5,48	5,12	4,90	5,88	5,46	1,49	2,04	1,67	0,20	0,49	0,39	1,21	1,84	1,41
	sg/Gi/LMs	6	5,55	5,65	5,60	5,94	6,06	6,01	1,74	1,81	1,77	0,38	0,42	0,40	1,13	1,20	1,16
	LMs	20	5,35	5,74	5,55	5,78	6,09	5,94	1,57	1,81	1,70	0,36	0,45	0,41	1,12	1,31	1,21
	Gi/LMd A	10	5,80	6,01	5,90	6,12	6,34	6,25	1,68	1,78	1,73	0,32	0,36	0,35	1,01	1,18	1,08
	Gi/LMd B	4	6,10	6,25	6,17	6,42	6,53	6,47	1,76	1,89	1,83	0,24	0,30	0,27	0,87	1,02	0,94
	LMd	10	5,72	5,95	5,87	6,13	6,34	6,23	1,71	1,94	1,79	0,32	0,37	0,34	0,91	1,12	1,05
	sg/Gi/LMn	1			5,83			6,12			1,87			0,25			1,12
	LMn	2	5,63	5,72	5,67	5,89	5,99	5,94	1,79	2,05	1,92	0,13	0,26	0,19	1,19	1,43	1,31
	Gi+GJ1 A	8	5,46	5,98	5,59	5,76	6,30	5,86	1,72	2,00	1,88	0,13	0,32	0,22	1,10	1,41	1,24
	Gi+GJ1 B	12	4,71	5,36	4,94	4,76	5,64	5,21	1,84	2,80	2,08	-0,03	0,44	0,19	1,08	1,64	1,31
Ukraina NW																	
Korshov	LMg	41	5,37	5,86	5,65	5,71	6,18	5,98	1,55	1,76	1,65	0,33	0,43	0,37	1,05	1,31	1,15
	sg/Gi/LMs	4	5,73	5,84	5,78	6,02	6,16	6,11	1,61	1,70	1,67	0,34	0,37	0,35	1,07	1,15	1,09
	LMs	20	5,48	5,92	5,69	5,75	6,23	5,98	1,49	1,65	1,56	0,33	0,40	0,37	1,05	1,34	1,22
	Gi/LMd	10	5,92	6,20	6,08	6,27	6,50	6,39	1,66	1,75	1,71	0,27	0,35	0,30	0,91	1,03	0,95
	LMd	10	5,69	6,06	5,97	6,00	6,36	6,27	1,61	1,74	1,68	0,29	0,35	0,31	0,99	1,13	1,05
	Gi+GJ1 A	6	5,73	6,15	5,94	6,02	6,39	6,21	1,63	1,72	1,68	0,24	0,32	0,29	0,96	1,12	1,05
	Gi+GJ1 B	10	5,07	5,64	5,43	5,24	5,97	5,70	1,48	2,00	1,58	0,11	0,37	0,33	1,10	1,39	1,22
Rivne	LMg	38	5,35	5,73	5,50	5,66	6,14	5,86	1,51	1,81	1,64	0,39	0,44	0,41	1,13	1,40	1,29
	sg/Gi/LMs	7	5,37	5,70	5,52	5,75	6,06	5,94	1,62	1,77	1,70	0,38	0,46	0,43	1,13	1,28	1,18
	LMs	32	5,35	5,97	5,60	5,74	6,41	6,01	1,49	1,85	1,70	0,35	0,47	0,42	1,00	1,41	1,20
	Gi/LMd	4	5,92	6,04	5,98	6,31	6,41	6,35	1,68	1,87	1,81	0,32	0,33	0,33	0,92	1,10	0,97
	LMd	4	5,87	6,08	5,94	6,23	6,47	6,30	1,77	1,92	1,80	0,31	0,35	0,34	0,85	1,05	0,99
	Gi+GJ1 A	9	5,48	6,10	5,72	5,79	6,41	6,06	1,58	1,81	1,71	0,29	0,38	0,35	0,95	1,23	1,08
	Gi+GJ1 B	11	5,19	5,52	5,40	5,46	5,89	5,71	1,45	1,65	1,55	0,38	0,41	0,39	1,17	1,41	1,26
Novyj Mylatyn	LMg	77	5,17	5,87	5,49	5,51	6,20	5,84	1,48	1,86	1,71	0,30	0,41	0,37	0,97	1,30	1,13
	sg/Gi/LMs	7	5,60	5,99	5,82	6,00	6,29	6,17	1,80	1,89	1,82	0,29	0,37	0,32	0,93	1,02	0,99
	LMs	39	5,53	6,24	5,80	5,95	6,47	6,15	1,71	1,85	1,79	0,23	0,41	0,33	0,94	1,09	1,01
	Gi/LMd A	19	5,99	6,29	6,18	6,27	6,53	6,44	1,69	1,82	1,75	0,22	0,30	0,25	0,87	1,06	0,96
	Gi/LMd B	4	5,93	6,06	6,00	6,25	6,33	6,29	1,74	1,79	1,77	0,26	0,30	0,28	0,96	1,00	0,98
	LMd	5	5,92	6,18	6,08	6,20	6,41	6,33	1,72	1,87	1,79	0,20	0,28	0,24	0,91	1,03	0,97
	Gi+GJ1 A	14	5,61	6,12	5,89	5,92	6,29	6,13	1,84	2,02	1,95	0,14	0,26	0,20	0,89	1,05	0,96
	Gi+GJ1 B	20	3,73	5,71	5,01	4,34	6,03	5,30	1,78	2,94	2,29	-0,02	0,50	0,21	0,70	1,23	0,92
Zbarazh	LMg	23	5,52	6,02	5,84	5,75	6,34	6,16	1,42	1,81	1,69	0,29	0,39	0,34	1,03	1,33	1,13
	sg/Gi/LMs	9	5,94	6,32	6,12	6,28	6,60	6,44	1,77	1,82	1,79	0,25	0,32	0,30	0,90	1,00	0,96
	LMs	10	5,98	6,36	6,10	6,27	6,62	6,41	1,65	1,79	1,73	0,24	0,32	0,30	0,94	1,12	1,02
	Gi/LMd A	16	6,19	6,42	6,31	6,51	6,66	6,59	1,65	1,75	1,71	0,23	0,32	0,27	0,90	1,01	0,96
	Gi/LMd B	4	6,21	6,29	6,26	6,51	6,58	6,55	1,74	1,77	1,76	0,26	0,28	0,27	0,87	0,91	0,90
	LMd	16	5,89	6,24	6,09	6,20	6,50	6,40	1,63	1,83	1,74	0,25	0,34	0,29	0,91	1,12	0,98
	Gi+GJ1 A	7	5,99	6,33	6,17	6,38	6,59	6,49	1,89	1,96	1,93	0,21	0,30	0,25	0,77	0,82	0,81
	Gi+GJ1 B	22	5,31	5,66	5,50	5,61	6,03	5,81	1,50	1,70	1,56	0,33	0,39	0,37	1,05	1,27	1,20

Osady lessowe objęte pedogenezą związaną z rozwojem zespołu gleb kopalnych są pozbawione węglanów. W profilach Polanów Samborzecki i Novyj Mylatyn, poniżej słabo rozwiniętych poziomów iluwialnych pedokompleksu, występują poziomy wmywania węglanów, w których zawartość tego związku przekracza nawet 20% (ryc. 10 i 11).

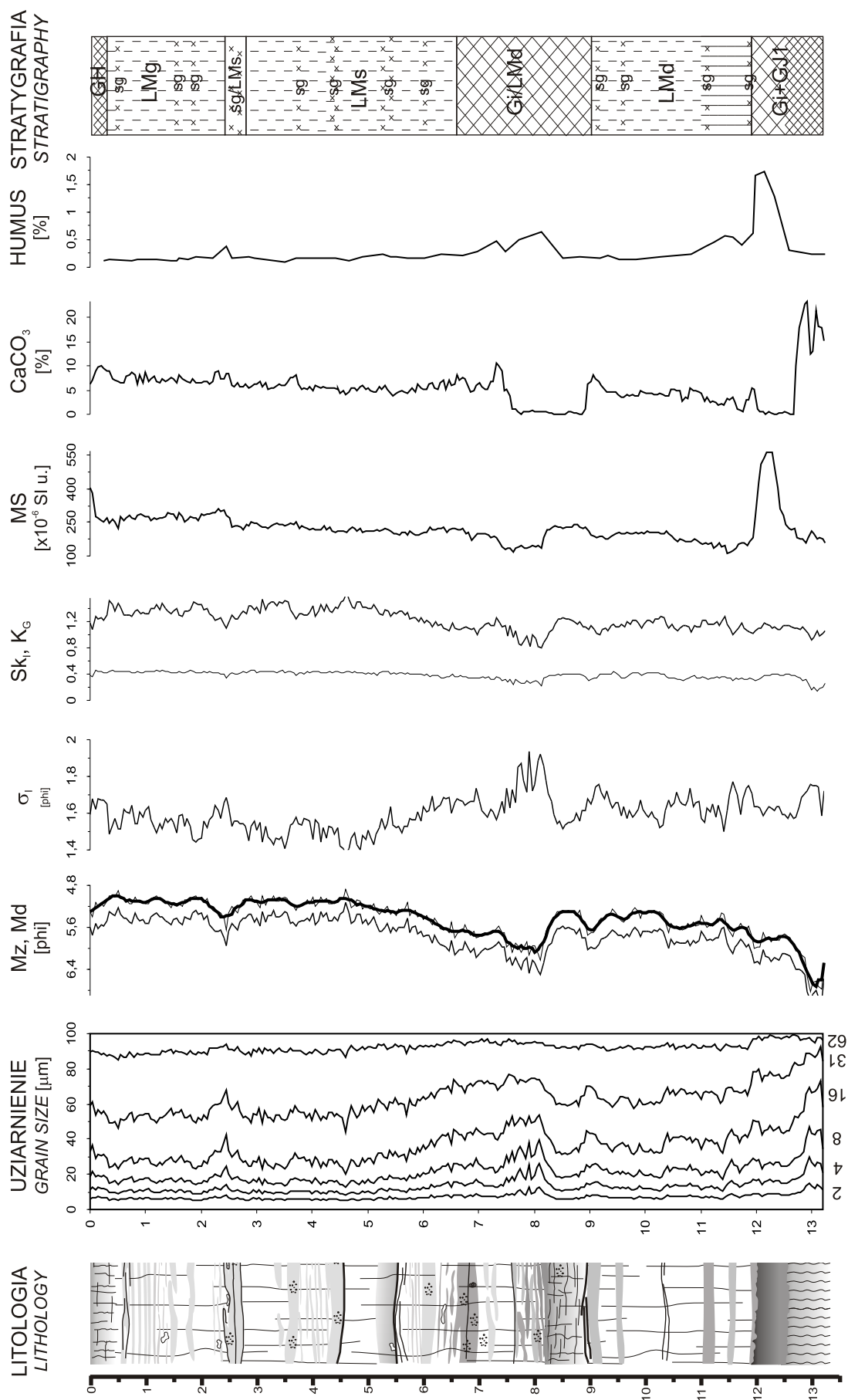
Czarnoziemne horyzonty akumulacyjne zawierają najwyższe ilości próchnicy w badanych sekwencjach lessowo-glebowych (0,7-1,7%). Nie są to jednak wartości porównywalne z udziałem związków próchnicznych rejestrowanych we współczesnych czarnoziemach. Birkeland (1974, 1984) dowodzi, że właściwości gleb kopalnych związane z zawartością substancji organicznych nie są w pełni przydatne do rekonstrukcji paleoklimatycznych, ponieważ udział procentowy tych związków szybko dostosowuje się do zmian środowiskowych osiągając nowy stan równowagi. Dodatkowy wpływ na stosunkowo niską zawartość humusu w poziomach akumulacyjnych gleb kopalnych może mieć późniejsza diagenetyzacja substancji organicznych (Konecka-Betley, 1976). Retallack (2001), powołując się na pracę Stevensona (1969) sugeruje, że wkrótce po przykryciu gleby przez młodsze osady, gleba kopalna traci większą część węgla organicznego (nawet o jeden rząd wielkości). Zostaje jednak zachowany generalny trend zawartości substancji organicznej wynikający z funkcji głębokości.

W poziomach akumulacyjnych zespołów gleb kopalnych zostały odnotowane również maksymalne wartości podatności magnetycznej (MS). Wysoka podatność magnetyczna tego poziomu jest uwarunkowana, przede wszystkim, wzbogaceniem w minerały magnetyczne takie jak magnetyt i maghemit (Maher, Thompson, 1991, 1992, 1994, 1995, 1999; Evans, Heller, 1994, 2001; Heller, Evans, 1995; Nawrocki i inni, 1996, 1999; Meng i inni, 1997; Tang i inni, 2003), których geneza może być w znaczącym stopniu związana z intensywnymi procesami glebotwórczymi (Maher, Taylor, 1988; Zhou i inni, 1990; Maher, Thompson, 1992, 1994; Maher, 1998; Han, Jiang, 1999; Terhorst i inni, 2001). Podatność magnetyczna zazwyczaj zdecydowanie spada powyżej poziomów akumulacyjnych (lessy młodsze dolne) i bezpośrednio poniżej (poziomy o cechach mieszanych E/B oraz górne fragmenty poziomów B), a następnie nieco wzrasta w obrębie poziomu iluwialnego (np. Tyszowce – ryc. 12). W profilu Korshov (ryc. 13) maksymalne wychylenie krzywej MS przypada na poziom B pedokompleksu.

Interpretacja sygnału przekazywanego przez podatność magnetyczną nie jest jednoznaczna. Podatność magnetyczna wykazuje dużą zmienność w zależności od warunków paleogeomorfologicznych, paleohydrologicznych i paleoklimatycznych. Rozdzielenie wpływu poszczególnych czynników na wartość podatności magnetycznej jest niezwykle skomplikowane. Sygnał podatności magnetycznej jest w dużym stopniu modyfikowany przez zmieniające się w czasie procesy oksydoredukcyjne. Wartość podatności magnetycznej jest kształtowana przez szereg czynników w czasie depozycji osadów, rozwoju pedogenezy oraz po zagrzebaniu pedokompleksu w trakcie procesów wczesnej diagenetyzacji (Derbyshire i inni, 1997; Han, Jiang, 1999; Terhorst i inni, 2001; Tang i inni, 2003).

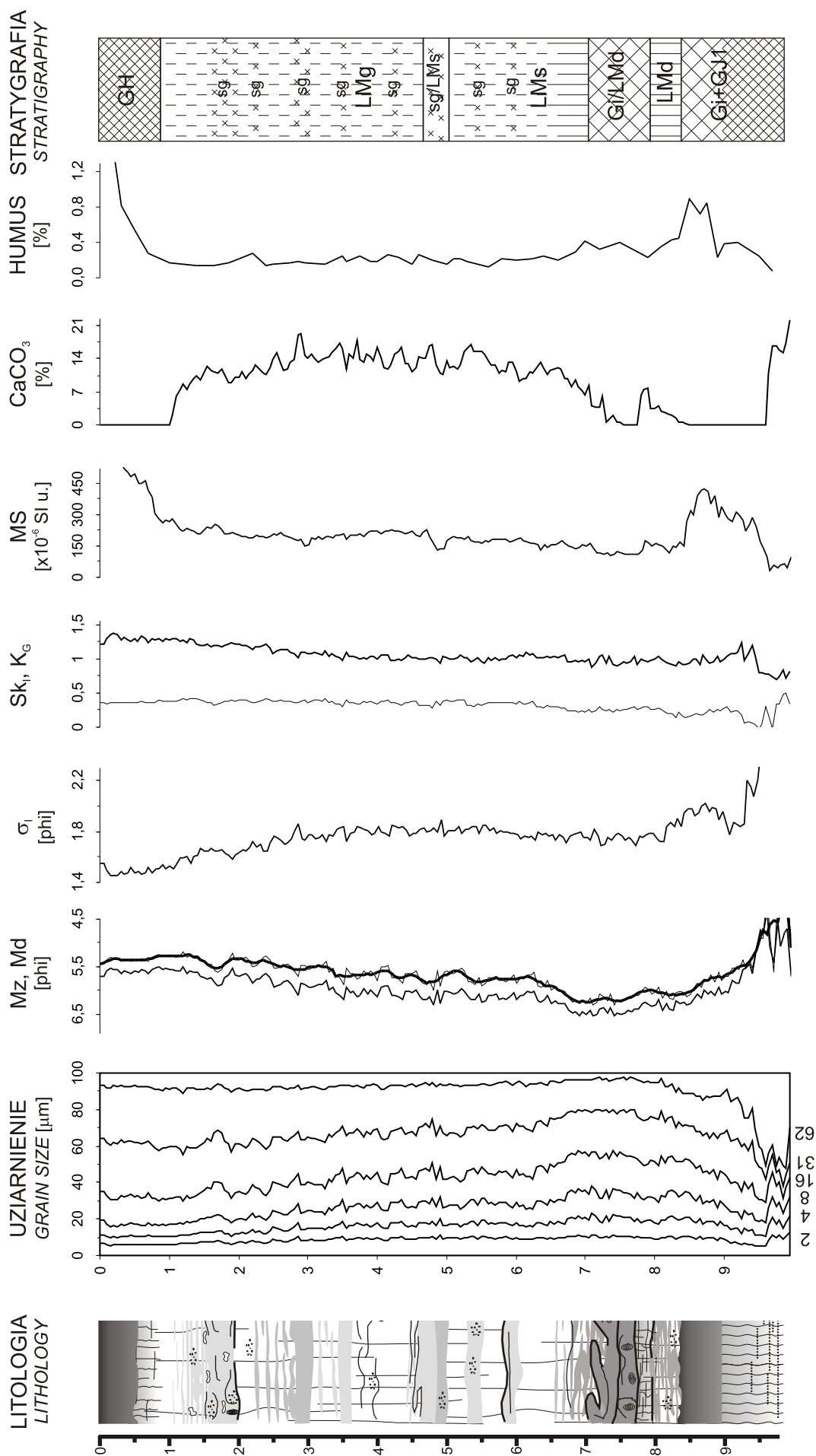
Analizy derywatograficzne i rentgenostrukturalne frakcji koloidalnej ($<2\ \mu\text{m}$) w zespole gleb kopalnych Gi+GJ1 w profilu Tyszowce (tab. 4) wykazują dominację minerałów ilastych z grupy illitu (50,2-78,6%), przy średnich zawartościach minerałów z grupy smektytu (17,3-37,1%) oraz podrzędnym udziale minerałów ilastych z grupy kaolinitu (0,2-11,3%). W dolnej części poziomu akumulacyjnego pedokompleksu w Tyszowcach stwierdzono znaczne ilości interstratyfikowanych minerałów typu illit-smektyt.

Materiał zespołów gleb kopalnych charakteryzuje się wysokimi wskaźnikami zwiętrzenia (WI - tab. 5 i 6) obliczonymi ze stosunku tlenków glinu i żelaza do tlenków sodu i potasu (Pye, Johnson, 1988). Wysoki (najwyższy w profilu) jest stosunek molarny tlenków glinu do tlenków wapnia, magnezu, potasu i sodu. Względnie niski, w stosunku do pozostałej części sekwencji lessowo-glebowej, jest stosunek molarny krzemionki do półtoratlenków.



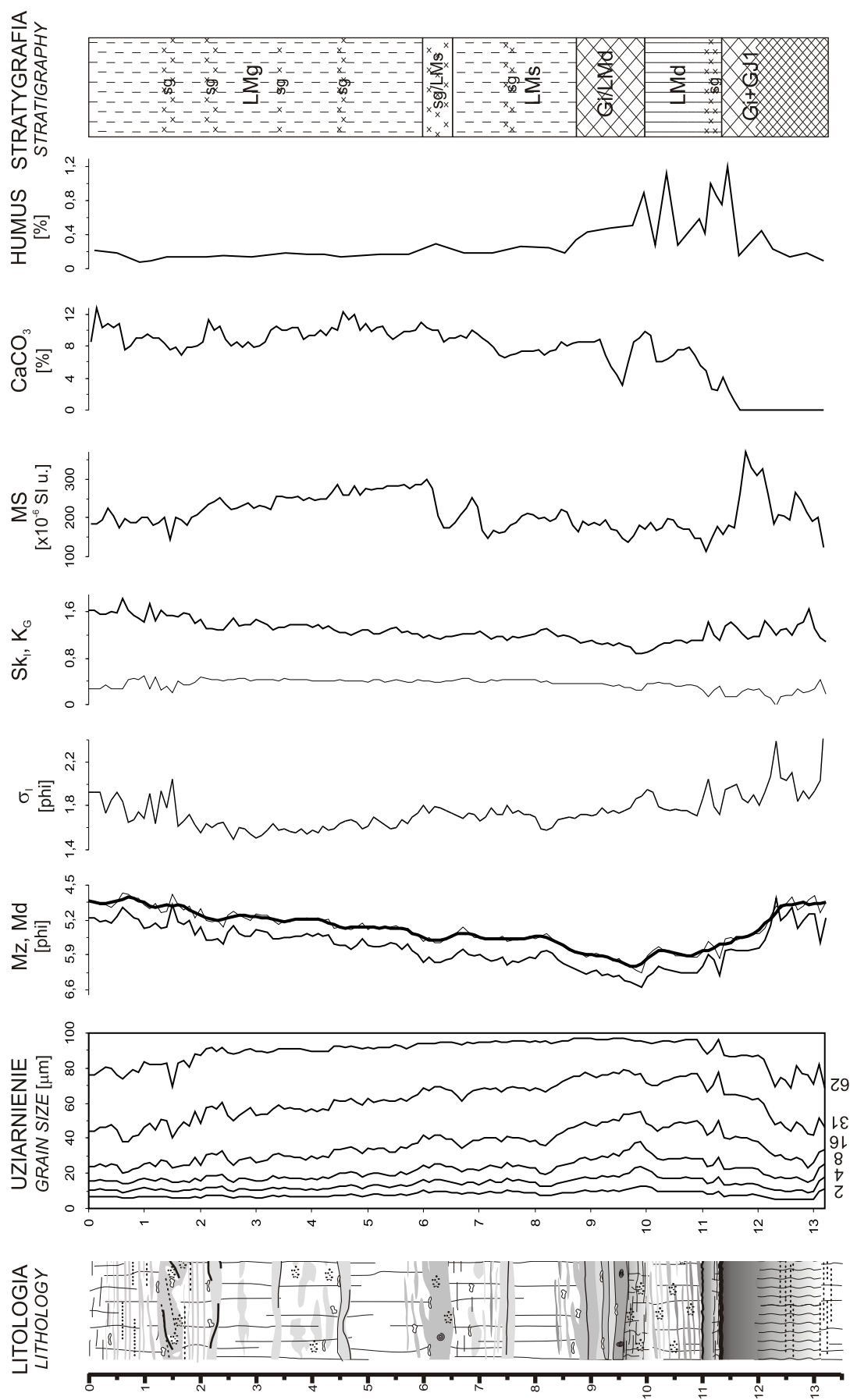
Ryc. 10. Profil górnoplejstocénskich lessów i gleb kopalnych w Polanowie Samborzeckim k. Sandomierza. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_p , Sk_p, K_c wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 10. Upper Pleistocene loess section at Polanów Samborzecki near Sandomierz. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk_p, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9



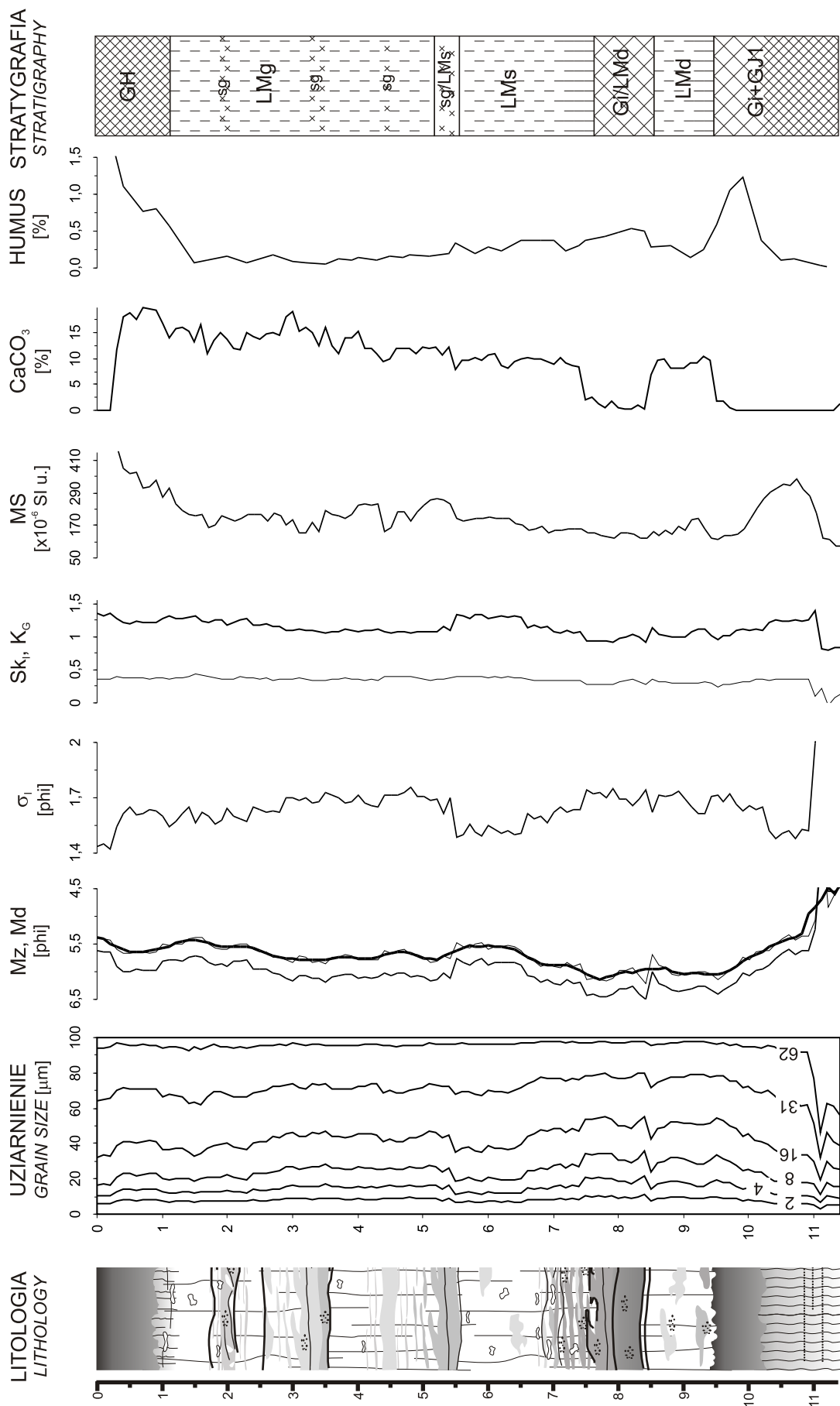
Ryc. 11. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Nowy Mylatyn. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , S_k , K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 11. Upper Pleistocene loess section at Nowy Mylatyn. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , S_k , K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9



Ryc. 12. Profil górnoplejstocénskich lessów i gleb kopalnych w Tysowcach. Md wg Immana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 12. Upper Pleistocene loess section at Tysowce. Md acc. to Imman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9



Ryc. 13. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Korshov. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , Sk_p, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 13. Upper Pleistocene loess section at Korshov. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk_p, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Tabela 4. Minerale ilaste frakcji koloidalnej w profilach Dankowice i Tyszowce. I - illit; S - smektyt; K - kaolinit; I-S, S-I - minerały interstratyfikowane

Table 4. Clay minerals of colloidal fraction at Dankowice and Tyszowce sections. I - illite; S - smectite; I-S, S-I - interstratified minerals

Numer próbki	Jednostka stratygraficzna	Głębokość [m]	Udział procentowy minerałów ilastych frakcji koloidalnej (< 2 μm)
Dankowice			
D-1	LMg	0,1	I (74,7), K (14,7), S (10,6)
D-2		1,7	I (72,5), S (18,2), K (9,3)
D-3	sg/LMs	3,6	I (76), S (15,8), K (8,2)
D-4	LMs	4,5	I (64,2), S (18,2), K (17,6)
D-5		5,7	I (68,1), K (22,9), S (9)
D-6	Gi/LMd	6,5	I (53,7), S-I (34,5), K (11,8)
D-7		7,05	I (81), K (12,9), S (6,1)
D-8	Gi+GJ1	A 7,2	I (68), S (17,8), K (14,2)
D-9		A 7,35	I (67,4), S (20,4), K (12,2)
D-10		E 7,55	I (47,8), S-I (29,3), K (22,9)
D-11		B 7,8	I (64,7), S-I (19,8), K (15,5)
Tyszowce			
T-1	LMg	1,4	I (75,1), S (16,5), K (8,4)
T-2		2,9	I (60), S (34,4), K (10,6)
T-3		4,4	I (72), S (23,5), K (4,5)
T-4	sg/LMs	6,2	I (51,8), I-S (33,5), K (14,7)
T-5	LMs	8,3	I (72,7), S (10,6), K (16,7)
T-6	Gi/LMd	9,3	I (67,5), S (14,2), K (18,3)
T-7	LMd	10,4	I (66,4), S (20,6), K (13)
T-8	sg/LMn	11,1	I (54,2), S (35,3), K (10,5)
T-9	LMn	11,3	S (50,1), I (40,2), K (9,7)
T-10	Gi+GJ1	A 11,6	I (51,6), S (37,1), K (11,3)
T-11		A/B 12	I (50,2), I-S (44,3), K (0,2)
T-12		B 12,4	I (78,6), S (17,3), K (4,1)

Tabela 5. Skład chemiczny oraz wybrane wskaźniki zwiertzenia górnopleistocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej na stanowisku Rivne. WI - wskaźnik zwiertzenia ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$)/($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) wg Pye, Johnson (1988); Molekularne wskaźniki zwiertzenia: 1- Al_2O_3 /($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$); 2- ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$)/(Al_2O_3); 3- SiO_2 /($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$); 4- ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)/(Al_2O_3)

Table 5. Chemical composition and some weathering indices of Upper Pleistocene loess-soil sequence at Rivne. WI - weathering index ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$)/($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) acc. Pye, Johnson (1988); Molecular weathering ratios: 1- Al_2O_3 /($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$); 2- ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$)/(Al_2O_3); 3- SiO_2 /($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$); 4- ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)/(Al_2O_3)

Nr	Głęb. [m]	Jedn.	Skład chemiczny w procentach wagowych									WI	Molekularne wsk. zwietrzienia				
			LOI	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O		K ₂ O	1	2	3	4
1	0,40	LMg	2,66	79,86	7,25	0,61	2,93	0,04	0,89	5,02	0,87	0,82	6,02	0,42	0,41	13,38	0,32
2	1,00		2,00	79,19	6,65	0,41	2,32	0,04	1,32	5,24	0,79	0,85	5,46	0,35	0,35	15,06	0,33
3	2,00		1,64	78,09	6,53	0,42	3,07	0,04	1,43	4,45	0,82	0,96	5,40	0,38	0,47	13,87	0,37
4	3,00		1,87	82,85	6,55	0,55	3,12	0,04	1,24	4,08	0,83	0,93	5,50	0,41	0,48	14,62	0,36
5	4,00	sg/LMs	2,27	77,83	7,54	0,46	3,32	0,04	1,03	4,13	0,89	1,04	5,61	0,48	0,44	12,23	0,34
6	4,40		1,95	82,13	7,40	0,53	2,59	0,04	1,14	4,10	0,91	1,10	4,98	0,46	0,35	14,02	0,36
7	6,40	LMs	1,65	80,71	6,75	0,47	3,50	0,04	1,03	3,98	0,87	1,07	5,28	0,44	0,52	13,44	0,38
8	6,80		1,99	77,92	8,08	0,50	2,87	0,04	1,21	4,51	0,81	1,04	5,92	0,48	0,36	12,13	0,30
9	7,60	Gi/LMd	4,35	76,80	11,25	0,50	4,60	0,03	0,96	1,37	0,85	0,74	9,98	1,39	0,40	8,27	0,20
10	7,80		4,74	76,36	8,42	0,54	3,59	0,05	0,95	2,04	0,78	0,79	7,65	0,86	0,43	10,85	0,25
11	8,20	LMd	3,25	79,47	10,00	0,56	3,74	0,04	0,86	1,27	1,03	0,95	6,94	1,23	0,37	9,86	0,27
12	8,60	Gi+GJ1	4,13	80,20	9,64	0,59	4,07	0,03	0,71	1,21	0,93	0,99	7,14	1,29	0,42	9,98	0,27
13	9,20		3,56	81,83	7,77	0,59	3,52	0,03	0,51	0,45	0,75	0,82	7,15	1,70	0,45	12,37	0,27
14	9,50		2,06	85,79	7,29	0,67	2,86	0,05	0,44	0,32	0,81	1,02	5,56	1,67	0,39	14,41	0,33
15	9,80		2,40	84,43	8,72	0,52	2,92	0,02	0,60	0,28	0,89	1,04	6,01	1,80	0,33	12,36	0,30
16	10,20		2,43	82,85	8,70	0,63	3,55	0,02	0,66	0,28	0,91	0,98	6,46	1,76	0,40	11,54	0,29

Tabela 6. Skład chemiczny oraz wybrane wskaźniki zwietrzenia górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej w Tyszowcach. Objasnienia jak w tabeli 5
Table 6. Chemical composition and some weathering indices of Upper Pleistocene loess-soil sequence at Tyszowce. Explanations as in table 5

Nr	Głęb. [m]	Jedn. strat.	Skład chemiczny w procentach wagowych										WI	Molekularne wsk. zwietrzenia			
			LOI	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		1	2	3	4
1	0,40	LMg	3,09	77,36	8,73	1,56	3,59	0,05	0,91	3,82	1,47	0,74	5,57	0,57	0,41	10,71	0,37
2	1,40		2,66	78,20	7,03	1,66	3,27	0,06	0,98	3,40	1,41	0,70	4,87	0,49	0,47	12,95	0,44
3	1,90		3,33	78,34	6,11	1,50	3,13	0,04	1,05	3,04	1,37	0,71	4,44	0,46	0,51	14,48	0,50
4	2,90		2,36	77,40	6,99	1,64	4,16	0,04	0,98	2,94	1,30	0,64	5,73	0,55	0,59	11,86	0,41
5	3,90		3,90	81,54	6,36	1,66	1,99	0,08	0,78	2,56	1,35	0,67	4,13	0,56	0,32	16,65	0,46
6	4,40	sg/LMs	4,18	80,50	6,74	1,59	1,77	0,07	1,06	2,94	1,36	0,75	4,05	0,51	0,27	16,11	0,45
7	6,20		3,93	75,38	8,08	1,69	3,25	0,04	0,96	2,87	1,44	0,78	5,10	0,62	0,40	11,35	0,40
8	7,40		4,55	77,84	8,77	1,72	3,79	0,04	0,76	2,49	1,62	0,76	5,27	0,75	0,43	10,57	0,40
9	8,60	LMs	5,72	77,10	6,46	1,50	3,45	0,04	1,13	2,64	1,80	0,84	3,75	0,48	0,53	13,29	0,60
10	9,30		3,88	75,18	9,35	1,66	3,93	0,04	0,68	1,80	1,79	0,84	5,05	0,92	0,42	9,66	0,41
11	10,40	LMd	3,52	75,94	8,89	1,78	5,69	0,04	0,61	2,06	1,54	0,75	6,39	0,88	0,63	8,90	0,37
12	11,10	sg/LMn	6,74	72,90	8,61	1,76	4,58	0,04	0,53	2,19	1,63	0,72	5,62	0,83	0,53	9,44	0,40
13	11,30	LMn	4,96	72,88	11,86	1,80	3,99	0,03	0,31	0,80	1,51	0,77	6,95	1,93	0,33	7,84	0,28
14	11,60	Gt+GJ1	5,49	77,74	10,02	1,71	3,93	0,03	0,22	0,78	1,42	0,77	6,37	1,76	0,39	9,50	0,32
15	12,00		3,71	81,70	7,39	1,69	3,10	0,02	0,23	0,32	0,90	0,66	6,74	2,06	0,42	13,28	0,30
16	12,40		3,65	79,30	10,33	1,77	3,95	0,02	0,21	0,35	0,95	0,67	8,78	2,78	0,38	9,47	0,22

Zespół gleb kopalnych Gi+GJ1 (ZG1 – Jary, 1996, 1997, 1999, 2004c; Jary i inni, 2002, Jary, Ciszek, Kida, 2003) w sekwencjach lessowo-glebowych zlokalizowanych na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski nie występuje tak powszechnie, jak we wschodniej części obszaru badań. Został stwierdzony i opisany przede wszystkim w odsłonięciach Płaskowyżu Głubczyckiego (Baborów, Biała Prudnicka, Branice, Głogówek I, Głogówek II, Głubczyce, Kietrz, Krzanowice, Piotrowice Wielkie, Racibórz-Ocice – Czeppe i inni, 1963; Butrym i inni, 1984; Cegła, Kida, 1984, 1985; Cegła i inni, 1985; Kida, 1983; 1984, 1991; Kida, Jary, 1991a,b,c; Jersak, 1973a, 1984, 1985c, 1991; Jersak, Racinowski, 1984, 1985; Jary, 1993a,b,c,d, 1996; Jary, Kida, 1989, 1995, 2001b,c), a w ostatnich latach odnotowano jego występowanie również na Wzgórzach Niemczańsko-Strzelińskich (Biały Kościół i Dankowice – Ciszek i inni, 2001a,b; Jary i inni, 2002, 2004a,b; Komar i inni, 2004; Fedorowicz i inni, 2004; Fedorowicz, 2005, 2006) i Wzgórzach Trzebnickich (Skarszyn i Zapreżyn – Jary, 1996; Jary, Ciszek, 2004; Fedorowicz i inni, 2004; Śnieszko, 1995a).

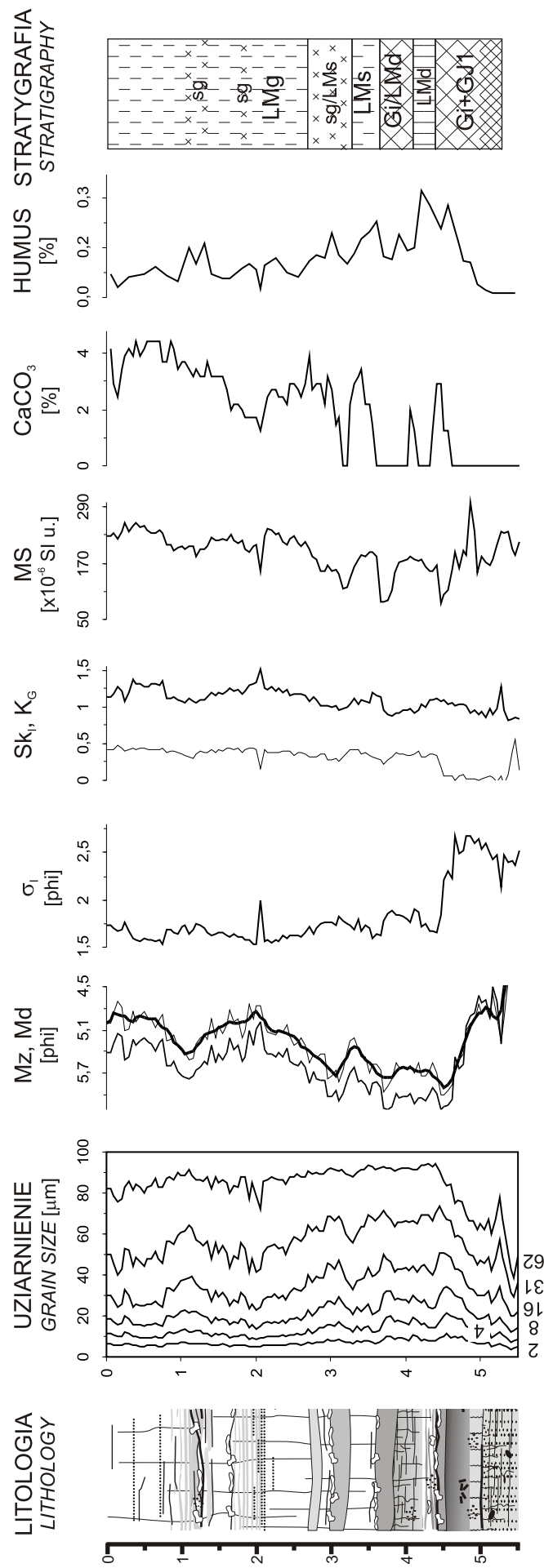
W zespołach gleb kopalnych zachodniej części badanego obszaru można zazwyczaj wyróżnić cztery horyzonty, których geneza jest związana z procesami kształtującymi gleby płowe:

- Σ poziom akumulacji próchnicy Ag;
- Σ poziom przejściowy AEetg;
- Σ poziom przemywania iłu koloidalnego (płowienia) Eetg;
- Σ poziom iluwialny Btg.

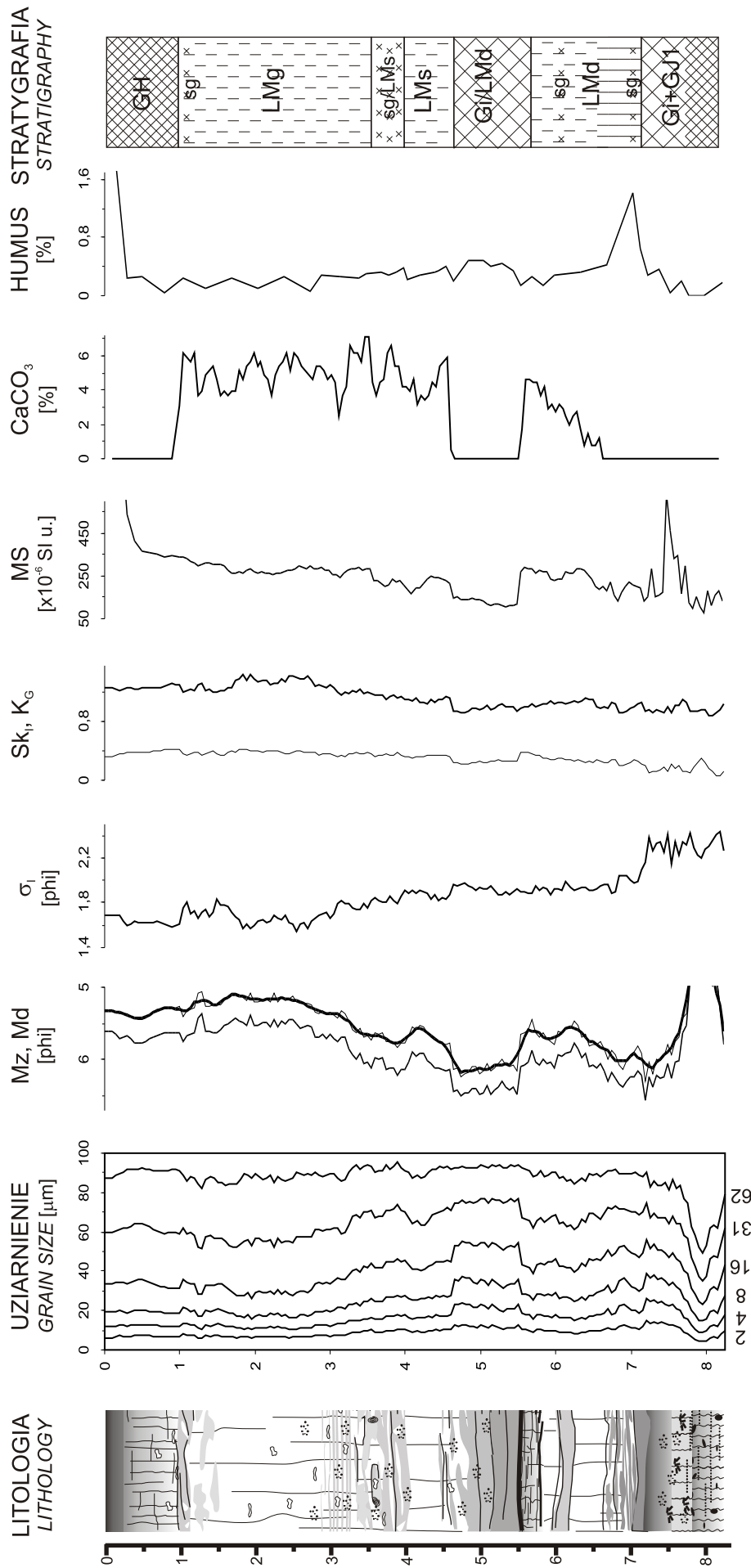
Poziom Ag ma strukturę gruzełkową i cechuje się dużym zróżnicowaniem stopnia zachowania. W wielu fragmentach odsłonień lessowych nie zachował się on wcale, a w pozycjach stokowych zastępuje go produkty jego denudacji (Jersak, 1991; Jary, 1996). Miąższość horyzontów akumulacyjnych waha się w granicach od kilku do 30-40 cm. Maksymalne miąższości występują w tych nielicznych profilach, gdzie w stropowych partiach pedokompleksu występuje poziom akumulacji próchnicy typu czarnoziemnego lub darniowego (Racibórz-Ocice, Głogówek II, Skarszyn, Zapreżyn – ryc. 14; fot. 8). W poziomach akumulacji próchnicy kompleksów glebowych często odnotowuje się koncentracje węgla drzewnych. W profilu Głogówek II znaleziono makroszczątki *taxus* (Pyszyński – informacja ustna). W Zapreżynie Śnieszko (1995a) stwierdził obecność węgla drzewnych *Pinus silvestris*. Po kontrowersyjnym oznaczeniu wieku tych węgla (?) przez Szponara ($29,6 \pm 0,76$ ka BP, Gd-9209 - Szponar, 1998) zdecydowałem się powtórzyć datowanie. Wiek węgla drzewnych w profilu Zapreżyn oznaczono metodą AMS ^{14}C na >50 ka BP (Poz-6939, tab. 7). Barwa poziomu Ag jest zmienna: najczęściej jasno- lub ciemnoszara, czasem szarobrunatna, a nawet czarna. W spągu często zaznacza się plamistość osadu, będąca rezultatem procesów wtórnego oglejenia. Przejście do położonego niżej poziomu ma zazwyczaj charakter stopniowy. Strop poziomu jest wyraźny, erozyjny, miejscami nieco zdeformowany wskutek późniejszych procesów stokowych i krioturbacyjnych. W górnej części poziomu próchnicznego często pojawiają się kilkucentymetrowej grubości warstewki silnie oglejonego lessu ograniczonego granicami erozyjnymi (Skarszyn, Zapreżyn, Biały Kościół, Dankowice, Głogówek II – ryc. 14, 15, 16; fot. 9 i 10). W tych stanowiskach lessowych, w których stwierdzono występowanie struktur klinowych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym (Branice i Głogówek II), poziomy akumulacji próchnicy zespołów gleb kopalnych są, bez wątpienia, młodsze od powierzchni erozyjno-deflacyjnych, z których wychodzą struktury klinowe.

Poziom przejściowy AEetg zazwyczaj posiada miąższość w granicach od 10 do 20 cm, szarą barwę i ziarnistą strukturę. Wyraźniej zaznaczają się tutaj procesy wtórnego oglejenia, objawiające się plamistością osadu oraz występowaniem niewielkich konkrecji żelazisto-manganowych typu „pieprzy”. Miejscami są widoczne plamy i zacieki humusu. Przejścia do niższego poziomu są zaznaczone zmianą barwy utworów.

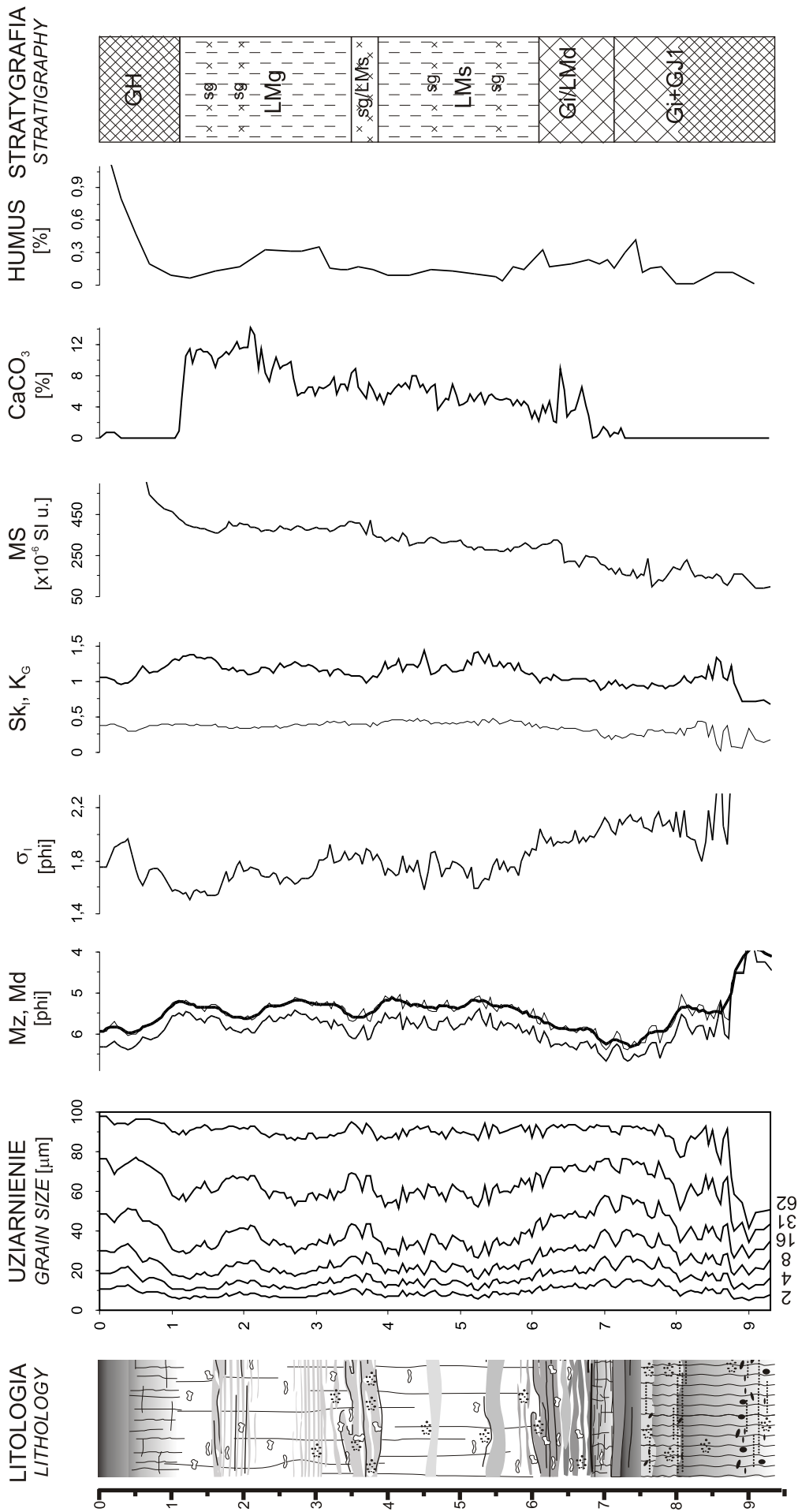
Poziom przemywania iłu koloidalnego (płowienia, lessiważu) Eetg posiada najczęściej miąższość w przedziale od 20 do 40 cm. W jego obrębie powszechnie występują ślady procesów odgórnego oglejenia w postaci nieregularnych, rdzawych plam oraz niewielkie konkrecje żelazisto-manganowe typu „pieprzy” i poziome smugi z wytrąceń żelaza trójwartościowego. Charakterystyczną cechą tego poziomu jest zdecydowanie jaśniejsza od otoczenia barwa: słomkowożółta lub płowa z szarymi smugami. Dzięki tym cechom należy do najlepiej wyodrębniających się horyzontów w profilach lessowych. Materiał tego poziomu charakteryzuje się strukturą ziarnistą oraz wyraźnym zubożeniem w cząstki koloidalne i wolne tlenki żelaza w stosunku do wyżej i niżejległych horyzontów. Przejście do niżej położonego poziomu jest zazwyczaj dość wyraźne, wyrażone zmianą barwy. W niektórych stanowiskach zaznacza się w tym miejscu poziom o cechach mieszanych E/B.



Ryc. 14. Profil górnoplejstocenskich lessów i gleb kopalnych w Zapreżynie. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9
Fig. 14. Upper Pleistocene loess section at Zapreżyn. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9



Ryc. 15. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Białym Kościele. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , S_k , K_G wg Folk i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9
 Fig. 15. Upper Pleistocene loess section at Białe Kościółce. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , S_k , K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9



Ryc. 16. Profil górnopleistocénskich lessów i gleb kopalnych w Dankowicach. Md wg Immana (1952); Mz, δ_i , S_k , K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9
Fig. 16. Upper Pleistocene loess section at Dankowice. Md acc. to Imman (1952); Mz, δ_i , S_k , K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Tabela 7. Zestawienie rezultatów oznaczeń wieku metodą TL, OSL i AMS ^{14}C Table 7. Juxtaposition of TL, OSL and AMS ^{14}C dating results for investigated sections

Nazwa profilu, metoda oznaczeń	Głęb. [m]	Wiek (ka BP)	Numer laboratoryjny	Interpretacja stratygraficzna	Zgodność
Księginice Małe (Masyw Ślęży) TL (S. Fedorowicz - Uniwersytet Gdański)	1,15	$8,3 \pm 1,1$	UG 5733	LMg	±
	1,75	$15,0 \pm 2,2$	UG 5734	LMg	+
	2,2	$13,0 \pm 2,1$	UG 5735	LMg	+
	2,6	$12,6 \pm 2,1$	UG 5736	LMg	+
	2,95	$13,7 \pm 2,3$	UG 5737	LMg	+
	3,55	$12,0 \pm 2,2$	UG 5738	LMg	+
	4,25	$14,9 \pm 2,3$	UG 5739	LMg	+
	4,7	$16,0 \pm 2,6$	UG 5740	sg/LMs	+
	5,15	$15,8 \pm 2,5$	UG 5741	sg/LMs	+
	5,55	$15,0 \pm 2,5$	UG 5742	LMs	±
	6,3	$17,4 \pm 2,6$	UG 5743	LMs	±
	6,5	$40,8 \pm 5,3$	UG 5744	LMs	-
	7,35	$10,9 \pm 1,7$	UG 5745	LMs	-
	7,85	$39,4 \pm 5,3$	UG 5746	Gi/LMd	±
	8,5	$56,4 \pm 7,9$	UG 5747	Gi/LMd	±
	8,9	$63,8 \pm 7,7$	UG 5748	Gi/LMd	±
Dankowice (Wzgórza Niemczańsko- Strzebińskie) TL (S. Fedorowicz - Uniwersytet Gdański)	1,2	$16,2 \pm 2,1$	UG 5749	LMg	+
		$20,0 \pm 2,2$	UG 5883	LMg	+
	2,05	$12,6 \pm 1,6$	UG 5750	LMg	+
		$14,3 \pm 1,5$	UG 5884	LMg	+
	2,8	$10,5 \pm 1,4$	UG 5751	LMg	±
		$23,8 \pm 2,8$	UG 5885	LMg	±
	3,5	$15,6 \pm 2,0$	UG 5752	sg/LMs	±
		$21,9 \pm 2,5$	UG 5886	sg/LMs	+
	4,1	$11,4 \pm 1,4$	UG 5753	LMs	-
		$14,5 \pm 1,9$	UG 5887	LMs	-
	4,65	$8,1 \pm 1,2$	UG 5754	LMs	-
		$23,7 \pm 2,8$	UG 5888	LMs	+
	5,3	$10,8 \pm 1,2$	UG 5755	LMs	-
		$21,8 \pm 2,4$	UG 5889	LMs	+
	5,8	$11,8 \pm 1,3$	UG 5756	LMs	-
	6,3	$21,1 \pm 2,9$	UG 5757	Gi/LMd	-
	6,7	$26,8 \pm 3,5$	UG 5758	Gi/LMd	±
		$27,2 \pm 3,3$	UG 5891	Gi/LMd	±
	7,1	$41,1 \pm 4,9$	UG 5759	Gi/LMd	+
	7,45	$62,4 \pm 8,1$	UG 5760	Gi+GJ1	-
		$63,5 \pm 7,6$	UG 5892	Gi+GJ1	-
	8	$82,1 \pm 10,0$	UG 5761	Gi+GJ1	-
		$80,9 \pm 9,7$	UG 5893	Gi+GJ1	-
OSL (A. Bluszcz - Politechnika Śląska)	1,2	$22,46 \pm 0,93$	GdTL-762	LMg	±
	2,05	$14,58 \pm 0,49$	GdTL-761	LMg	+
	2,8	$22,9 \pm 1,2$	GdTL-760	LMg	±
	3,5	$24,06 \pm 0,97$	GdTL-763	sg/LMs	+
	4,1	$15,21 \pm 0,63$	GdTL-764	LMs	-
	4,65	$30,9 \pm 1,7$	GdTL-765	LMs	-
	5,3	$26,3 \pm 1,4$	GdTL-766	LMs	+
	6,7	$31,2 \pm 1,3$	GdTL-767	Gi/LMd	+
	7,45	$64,8 \pm 2,7$	GdTL-768	Gi+GJ1	-
	8	$69,3 \pm 3,0$	GdTL-769	Gi+GJ1	-

cd. tabeli 7

Biały Kościół (Wzgórza Niemiczańsko- Strzebińskie) TL (S. Fedorowicz - Uniwersytet Gdański)	0,6	18,8 ± 2,3	UG 5770	LMg	±
	1	14,2 ± 1,9	UG 5771	LMg	+
	2	16,3 ± 2,1	UG 5772	LMg	+
	3	15,2 ± 2,1	UG 5773	LMg	+
	4	15,5 ± 2,0	UG 5774	sg/LMs	±
	4,75	17,2 ± 2,3	UG 5775	LMs	±
	5,3	38,8 ± 5,1	UG 5776	Gi/LMd	+
	5,65	42,0 ± 5,5	UG 5777	Gi/LMd	+
	6,3	80,8 ± 10,5	UG 5778	LMd	±
	6,9	82,6 ± 10,4	UG 5779	LMd	±
OSL (A. Bluszcz - Politechnika Śląska)	7,2	110,6 ± 13,3	UG 5780	Gi+GJ1	+
	4,75	24,4 ± 1,4	GdTL-770	LMs	+
	5,8	31,8 ± 1,2	GdTL-771	LMd	-
Zapreżyn (Wzgórza Trzebnickie) TL (S. Fedorowicz - Uniwersytet Gdański)	0,7	58,3 ± 7,3	UG 5815	LMg	-
	1,1	53,4 ± 7,7	UG 5816	LMg	-
	1,5	48,7 ± 6,2	UG 5817	LMg	-
	2	48,5 ± 6,8	UG 5818	LMg	-
	2,5	45,6 ± 7,0	UG 5819	LMg	-
	3	43,4 ± 6,2	UG 5820	sg/LMs	-
	3,3	50,5 ± 6,3	UG 5821	LMs	-
	3,8	91,3 ± 9,5	UG 5822	Gi/LMd	-
	4,35	60,1 ± 9,4	UG 5823	LMd	+
	4,55	107,2 ± 10,2	UG 5824	Gi+GJ1	±
	4,8	70,0 ± 10,7	UG 5825	Gi+GJ1	-
¹⁴ C AMS (T. Goslar – Uniw. A. Mickiewicza w Poznaniu)	3	18,8 ± 0,12	Poz-7998*	sg/LMs	+
	3,7	26,2 ± 0,6	Poz-7649*	Gi/LMd	+
	4,7	>50	Poz-6939**	Gi+GJ1	+
Polanów Samborzecki (Wyżyna Sandomierska) TL (S. Fedorowicz - Uniwersytet Gdański)	3,2	24,4 ± 3,0	UG 5805	LMs	+
	3,9	25,8 ± 3,0	UG 5806	LMs	+
	5	37,8 ± 4,2	UG 5807	LMs	-
	6	27,6 ± 2,8	UG 5808	LMs	+
	7	30,4 ± 3,1	UG 5809	Gi/LMd	+
	8	34,0 ± 3,6	UG 5810	Gi/LMd	+
	8,5	94,0 ± 9,7	UG 5811	Gi/LMd	-
	9,7	>30,7	UG 5812	LMd	±
	11,3	71,6 ± 8,0	UG 5813	LMd	±
	11,7	89,0 ± 9,3	UG 5814	LMd	-
OSL (A. Bluszcz - Politechnika Śląska)	3,1	21,5 ± 1,4	GdTL-821	LMs	+
	3,95	20,5 ± 1,1	GdTL-820	LMs	+
	4,95	26,5 ± 1,3	GdTL-819	LMs	+
	6,9	26,7 ± 2,2	GdTL-818	Gi/LMd	+
	7,95	29,4 ± 1,5	GdTL-817	Gi/LMd	+
	8,5	61,2 ± 2,2	GdTL-822	Gi/LMd	+
	9,7	70,5 ± 3,5	GdTL-823	LMd	+
	11,3	30,7 ± 1,1	GdTL-824	LMd	-
	11,7	30,48 ± 0,95	GdTL-825	LMd	-
	12,6	57,5 ± 2,0	GdTL-826	Gi+GJ1	-

* substancje humusowe

** węgle drzewne

Grubość poziomu iluwialnego Btg w wielu profilach przekracza nawet wartość 1 m. Charakteryzuje się on orzechowatą lub pryzmatyczną strukturą oraz większą zwięzłością materiału, w porównaniu z wyżej leżącymi poziomami. Jest to rezultat wtórnego wzbogacenia w substancje koloidalne. Występują w nim ślady iluwacji w postaci otoczek ilastych na powierzchniach agregatów glebowych. Najczęściej zabarwiony jest na kolor rdzawobrunatny, niekiedy pomarańczowy, brunatny lub czerwobrunatny. Poziomy iluwialne zespołów gleb kopalnych wykazują duże zróżnicowanie morfologiczne pomiędzy profilami oraz w obrębie poszczególnych stanowisk. Często można w nich wyróżnić 2-3 podpoziomy, których obecność niekoniecznie wynika z litologicznego zróżnicowania substratu glebowego, lecz może być dowodem nakładania się kolejnych etapów iluwacji. Górne partie poziomu iluwialnego są plamiste - na rdzawopomarańczowym tle zaznaczają się plamki i smugi z oglejenia. Zdarzają się również skupienia drobnych konkrecji żelazisto-manganowych. Dolna część poziomu iluwialnego jest bardziej homogeniczna i ma ciemniejszą, rdzawobrunatną barwę.

Skałą macierzystą dla zespołów gleb kopalnych Gi+GJ1 na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski były cienkie, lokalnie występujące pokrywy piaszczystych lessów starszych górnych, zwietrzałe gliny glacialne, osady fluwioglacjalne oraz zróżnicowane litologicznie osady stokowe (Jersak, 1991; Jary, 1996). W kolejnych etapach rozwoju pedokompleksu wzrastał prawdopodobnie udział czynnika eolicznego w formowaniu substratu pedokompleksu, co przejawia się podwyższeniem względnej zawartości frakcji aleurytycznej i pelitycznej. Litologiczne zróżnicowanie substratu pedokompleksu jest zatem znacznie większe, niż we wschodniej części obszaru badań. W składzie granulometrycznym zespołów gleb kopalnych zachodniej części badanego obszaru (tab. 3) częściej występują domieszki frakcji piaszczystych i grubszych, szczególnie w tych profilach, gdzie lokalne podłoże jest zbudowane z innych niż lessy, różnofrakcyjnych osadów glacygenicznych. Z tego względu substrat pedokompleksów zazwyczaj wykazuje względnie niskie wskaźniki wysortowania. Rozkłady uziarnienia są dodatnio skośne lub symetryczne i najczęściej przyjmują charakter mezokurtyczny. W kilku stanowiskach (Biała Prudnicka, Branice, Głogówek II, Kietrz) stwierdzono obecność silnie zwietrzałych żwirików układających się w ciągłą warstwę o znacznym zasięgu horyzontalnym. Warstewki ze żwirikami interpretowane są jako bruk pustynny (*desert pavement*), powstały w okresie panowania klimatu zimnego i suchego w rezultacie działania procesów deflacji (Jary, 1996). Będą one szczegółowiej omawiane w rozdziale dotyczącym zjawisk peryglacjalnych.

Zespoły gleb kopalnych Gi+GJ1 w południowo-zachodniej Polsce są w całości pozbawione węglanów.

Zawartość substancji organicznych w poziomach próchnicznych opisywanych kompleksów glebowych mieści się najczęściej w przedziale od 0,3 do 0,6% i jest zdecydowanie niższa od ilości stwierdzanych we wschodniej części badanego obszaru. Chociaż na ostateczną ilość próchnicy w kopalnych horyzontach akumulacyjnych wpływa wiele czynników (przede wszystkim procesy wczesnej diagenety – Retallack, 2001), to w tym przypadku czynnikiem decydującym o takim zróżnicowaniu był odmienny typ pedogenezy w czasie ostatniego etapu kształtowania się pedokompleksu. We wschodniej części badanego obszaru dominował proces czarnoziemny pod roślinnością stepową, a w zachodniej części rozwijały się gleby płowe pod roślinnością lasów iglastych, rzadziej gleby darniowe.

Podatność magnetyczna utworów wchodzących w skład badanych kompleksów glebowych nie wykazuje tak charakterystycznego przebiegu, jak w przypadku pedokompleksów wschodniej części obszaru badań. Jedynie w Zaprężynie i Białym Kościele (ryc. 14 i 15) odnotowano wyraźny wzrost podatności w poziomach akumulacyjnych zespołów gleb kopalnych. Jest on prawdopodobnie związany z obecnością minerałów superparamagnetycznych takich jak magnetyt czy maghemit. W pozostałych stanowiskach sygnał podatności magnetycznej został zdecydowanie osłabiony, prawdopodobnie w rezultacie silniejszego oddziaływania procesów glejowych (Maher, 1986, 1998; Beget i inni, 1990; Nawrocki, 1992; Nawrocki i inni, 1996, 1999).

Badania mineralogiczne frakcji koloidalnej ($<2 \mu\text{m}$) zespołu gleb kopalnych w Dankowicach (tab. 4) wskazują na względną przewagę minerałów ilastych z grupy illitu i kaolinitu wobec zawartości tych minerałów w analogicznych poziomach pedokompleksu w Tyszowcach. Prawdopodobnie jest to rezultat większego zakwaszenia środowiska glebowego w Dankowicach. W składzie mineralogicznym frakcji koloidalnej poziomu eluwialnego i iluwialnego pojawiają się minerały mieszanopakietowe typu smektyt-illit (19,8-29,3%). Transformacja illitu w minerały interstratyfikowane typu smektyt-illit może być wskaźnikiem pozwalającym wnioskować o intensywności i długotrwałości procesów glebotwórczych (Chodak, 1980; Wilgat, 1987; Bogda i inni, 1998).

Podobnie, jak w profilach Rivne i Tyszowce, substrat mineralny pedokompleksu w Dankowicach charakteryzuje się najwyższymi wskaźnikami dojrzałości geochemicznej (tab. 8). Wyróżnia się jednak zróżnicowanymi wskaźnikami mołarnymi hydrolizy i oksydacji, które potwierdzają różnice w przebiegu procesów glebotwórczych oraz inny charakter skały macierzystej.

Tabela 8. Skład chemiczny oraz wybrane wskaźniki zwietrzenia gómorejestoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej w Dankowicach. Objasnienia jak w tabeli 5
 Table 8. Chemical composition and some weathering indices of Upper Pleistocene loess-soil sequence at Dankowice. Explanations as in table 5

Nr	Głęb. [m]	Jedn. strat.	Skład chemiczny w procentach wagowych										WI	Molekularne wsk. zwietrzenia			
			LOI	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		1	2	3	4
1	0,50	GH	3,52	81,94	4,45	0,88	4,60	0,05	0,68	1,41	1,04	0,75	5,07	0,57	1,03	15,50	0,57
2	1,00		2,00	83,94	3,73	0,86	3,79	0,06	0,64	1,42	1,26	0,75	3,75	0,46	1,02	19,12	0,77
3	1,70	LMg	6,52	75,17	2,82	0,69	7,41	0,10	1,88	4,64	1,13	0,71	5,55	0,15	2,63	12,64	0,93
4	2,90		4,80	80,69	3,44	0,70	4,15	0,06	1,37	3,74	1,27	0,62	4,02	0,22	1,21	18,22	0,80
5	3,60	sg/LMs	4,56	82,61	3,28	0,73	3,15	0,04	1,50	3,85	1,19	0,67	3,45	0,20	0,96	22,01	0,82
6	4,50	LMs	4,24	84,35	2,71	0,56	3,07	0,05	1,41	3,69	1,30	0,63	3,01	0,17	1,14	25,01	1,04
7	5,50		3,72	82,72	3,78	0,67	3,37	0,04	1,21	2,94	1,42	0,66	3,44	0,28	0,89	19,79	0,81
8	5,70		3,56	85,56	2,62	0,49	3,33	0,03	1,20	2,64	1,32	0,61	3,08	0,21	1,26	24,63	1,08
9	6,20	Gi/LMd	3,54	82,46	4,35	0,68	5,89	0,06	0,89	2,23	1,35	0,73	4,94	0,40	1,35	13,80	0,69
10	6,50		4,04	78,55	3,53	0,64	7,15	0,08	1,35	1,67	1,40	0,83	4,78	0,32	2,02	12,64	0,91
11	7,05	Gi+Gi1	3,98	81,17	5,16	0,73	4,96	0,07	0,68	0,91	1,29	0,81	4,82	0,73	0,96	13,73	0,58
12	7,20		3,64	83,32	4,85	0,69	6,00	0,06	0,66	0,87	1,32	0,80	5,10	0,70	1,23	13,15	0,63
13	7,35		3,92	79,71	6,53	0,87	4,53	0,04	0,69	0,89	1,15	0,79	5,70	0,97	0,69	12,32	0,42
14	7,55		3,72	77,52	4,69	0,73	8,44	0,10	0,59	1,03	1,03	0,78	7,26	0,71	1,79	10,14	0,54
15	7,80		3,56	82,86	6,36	0,84	5,10	0,03	0,32	0,52	0,67	0,71	8,26	1,58	0,80	12,36	0,30
16	8,15		2,98	82,57	5,34	0,73	4,90	0,04	0,40	0,44	0,86	0,76	6,32	1,22	0,91	13,80	0,42

4.2. Lessy młodsze najniższe – LMn oraz poziom wietrzeniowo-glebowy rozwinięty w ich stropie - sg-Gi/LMn

Jednostka litostratygraficzna lessów młodszych najniższych (LMn) była konsekwentnie charakteryzowana przez Maruszczaka od 1972 roku. Trudno jednak skorelować te najstarsze lessy najmłodszego zlodowacenia, wraz ze słabą glebą interstadialną rozwiniętą w ich stropie (sg-Gi/LMn), z odpowiednimi jednostkami lessowo-glebowymi w innych schematach stratygraficznych, skrótkowo przedstawionych w rozdziale 3 (ryc. 6). Przyjmując za Maruszczakiem (1991a) korelację kompleksu glebowego Gi+GJ1 z kompleksami glebowymi nietulisko I i Mezin, a poziomu glebowego Gi/LMd z glebą typu komorniki, Bryansk czy Dubno, należałoby założyć, że lessy młodsze najniższe (LMn), wraz z poziomem wietrzeniowo-glebowym sg-Gi/LMn oraz wyżejleżącymi lessami młodszymi dolnymi (LMd), odpowiadają lessom młodszemu IIa Jersaka (1973) i lessom Khotylevo autorów rosyjskich (Velichko, 1990).

Maruszczak (1972, 1976, 1980, 1987a, 1991a) charakteryzuje lessy młodsze najniższe jako cienką warstwę zwietrzałego, gliniastego utworu lessopodobnego, który występuje w nielicznych profilach i często jest zastępowany przez produkty denudacji niżejleżącego kompleksu glebowego Gi+GJ1 (Maruszczak, 1991a, str. A.29). Wcześniej, w 1972 roku, przedstawia LMn jako utwory pylaste o nieznacznej zawartości węglanów z jasnoszarymi przewarstwieniami wzbogaconymi w związki humusowe (Maruszczak, 1972, str. 128).

Jersak, Sendobry i Śnieszko (1992) korelują lessy młodsze najniższe (LMn) oraz poziom wietrzeniowo-glebowy sg-Gi/LMn z dolną, oglejoną partią lessów młodszych IIa. Uważają jednak, że wyróżnienie tych jednostek przez Maruszczaka (1972, 1976, 1980, 1985a, 1987a, 1991a) nie ma uzasadnienia w świetle zebranych przez nich materiałów (Jersak i inni, 1992, str. 87).

Na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski w żadnym ze znanych profili badawczych nie stwierdziłem występowania warstw lessów młodszych najniższych, których charakterystyka oraz pozycja stratygraficzna mogłaby nawiązywać do wydzieleni Maruszczaka (1972, 1991a). Podobne wnioski zostały sformułowane we wcześniejszych moich pracach (Jary, 1996, 1997, 1999, 2004c).

Lessy młodsze najniższe odnotowałem w 2 stanowiskach badawczych: w Polanowie Samborzeckim oraz w Tyszowcach. W obu przypadkach odsłaniają się tam miększe sekwencje lessów i gleb kopalnych wykształcone w facji zboczowej. Lessy młodsze najniższe, wraz z inicjalną glebą wykształconą w ich stropie, pojawiają się w postaci płytkich pokryw dochodzących miejscami do 1 m grubości. Najczęściej występują w postaci silnie zwietrzałych litofacji smugowanych, z widocznymi śladami oglejenia. Zarówno w spągu jak i w stropie ograniczone są wyraźnymi powierzchniami erozyjnymi. Zasięg facjalny tych płatów jest jednak nieduży i w wielu sekwencjach stanowisk w Polanowie Samborzeckim i Tyszowcach powyżej zespołu gleb kopalnych Gi+GJ1 występują bezpośrednio węglanowe lessy młodsze dolne, które wykazują oznaki stokowego przemieszczenia i zawierają wiele wkładek materiału humusowego pochodzącego z degradacji niżej zalegającego pedokompleksu.

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji terenowych można zaproponować hipotezę, że odnotowane w Polanowie Samborzeckim i Tyszowcach lessy młodsze najniższe, których obecność w tych stanowiskach potwierdzona jest między innymi badaniami Doleckiego i Łanczont (1997, 2001) oraz Ciszka i współautorów (2005), reprezentowane są przez osady lokalnych stożków deluwialno-proluwialnych. Powstały one w rezultacie rozcinania pokryw lessowych przez procesy erozyjne w pierwszej fazie wyraźnej deterioracji warunków klimatycznych następującej po długim okresie kształtowania się pedokompleksu, a bezpośrednio poprzedzającej depozycję świeżego pyłu eolicznego budującego lessy młodsze dolne. Gdyby przyjąć taką interpretację, to można by doszukiwać się analogii do wyróżnianych przez Kukłę (1961, 1975) osadów o nazwie *pellet sands*, których wymowa paleośrodowiskowa jest podobna. Charakterystyczną cechą takich osadów jest ich agregatowa tekstura i dlatego, w odniesieniu do współczesnych osadów deluwialnych na obszarach lessowych okolic Henrykowa, Teisseyre (1990, 1992, 1994), niezależnie od Kukli (1961, 1975), używa dla nich sedymentologicznego określenia „piasek glebowy”.

Właściwości litologiczne i cechy geochemiczne LMn oraz substratu inicjalnej gleby rozwiniętej w ich stropie (sg-Gi/LMn) w profilu Tyszowce są zbliżone do substratu niżej leżącego zespołu gleb kopalnych (ryc. 12). Charakterystyczne są wysokie stosunki zawartości tlenków żelaza i glinu do tlenków sodu i potasu (tab. 6), które wskazują na duży stopień przeobrażenia materiału mineralnego lessów młodszych najniższych i ich związek z substratem niżej zalegającego pedokompleksu. Jednak najważniejszym, jak dotąd, argumentem przemawiającym za zmianą interpretacji paleośrodowiskowej i stratygraficznej lessów młodszych najniższych jest ich sposób zalegania - niewielki zasięg facjalny oraz występowanie ograniczone do sekwencji lessów zboczowych.

Z pewnością taka interpretacja paleośrodowiskowa LMn wymaga potwierdzenia w toku dalszych badań terenowych i analitycznych wykonanych w oparciu o większą liczbę stanowisk.

4.3. Lessy młodsze dolne – LMd

Lessy młodsze dolne powszechnie występują w sekwencjach lessowo-glebowych badanego obszaru. W Polsce korelowane są z lessami młodszymi IIa Jersaka (1973a), a na Wołyniu i Podolu z lessem Khotylevo (Velichko, 1990), Uday (Gozhik i inni, 2001a,b) i górnoplejstoczeńskim lessem 4b (Bogutsky, 1986, 1987).

Maruszczak (1991a) charakteryzuje less młodszy dolny, jako mało zasobny w węglany, gliniasty less o miąższości do 2-3 m, w którym występują liczne przewarstwienia wskazujące na działanie procesów glebotwórczych. W 1972 roku wspomina również, że w spągowych partiach LMd zdarzają się przewarstwienia produktów rozmycia niżej leżącej gleby interstadialnej.

Jersak, Sendobry i Śnieszko (1992) przedstawiają cechy wydzielanych jednostek lito- i pedostratygraficznych z uwzględnieniem ich zróżnicowania na formacje lessów suchych, przejściowych i umiarkowanie wilgotnych. W formacjach lessów suchych i przejściowych lessy młodsze IIa osiągają miąższości w przedziale 1-3 m (max. 7 m). Ich występowanie ogranicza się w zasadzie do płaskich powierzchni wysoczyznowych, gdzie charakteryzują się wyraźnym zróżnicowaniem w układzie poziomym, wynikającym z różnej wilgotności środowiska depozycyjnego. W układzie pionowym subaeralna facja wysoczyznowa wykazuje dwudzielność. Dolna część jest oglejona i gliniasta, a w górnej części ślady oglejenia są rzadsze lub w ogóle nie występują i less jest bardziej zasobny w węglany. W formacji lessów umiarkowanie wilgotnych less młodszy IIa jest bezwęglanowy, brunatny i zawiera różne formy wytrąceń żelaza i manganu (Jersak i inni, 1992).

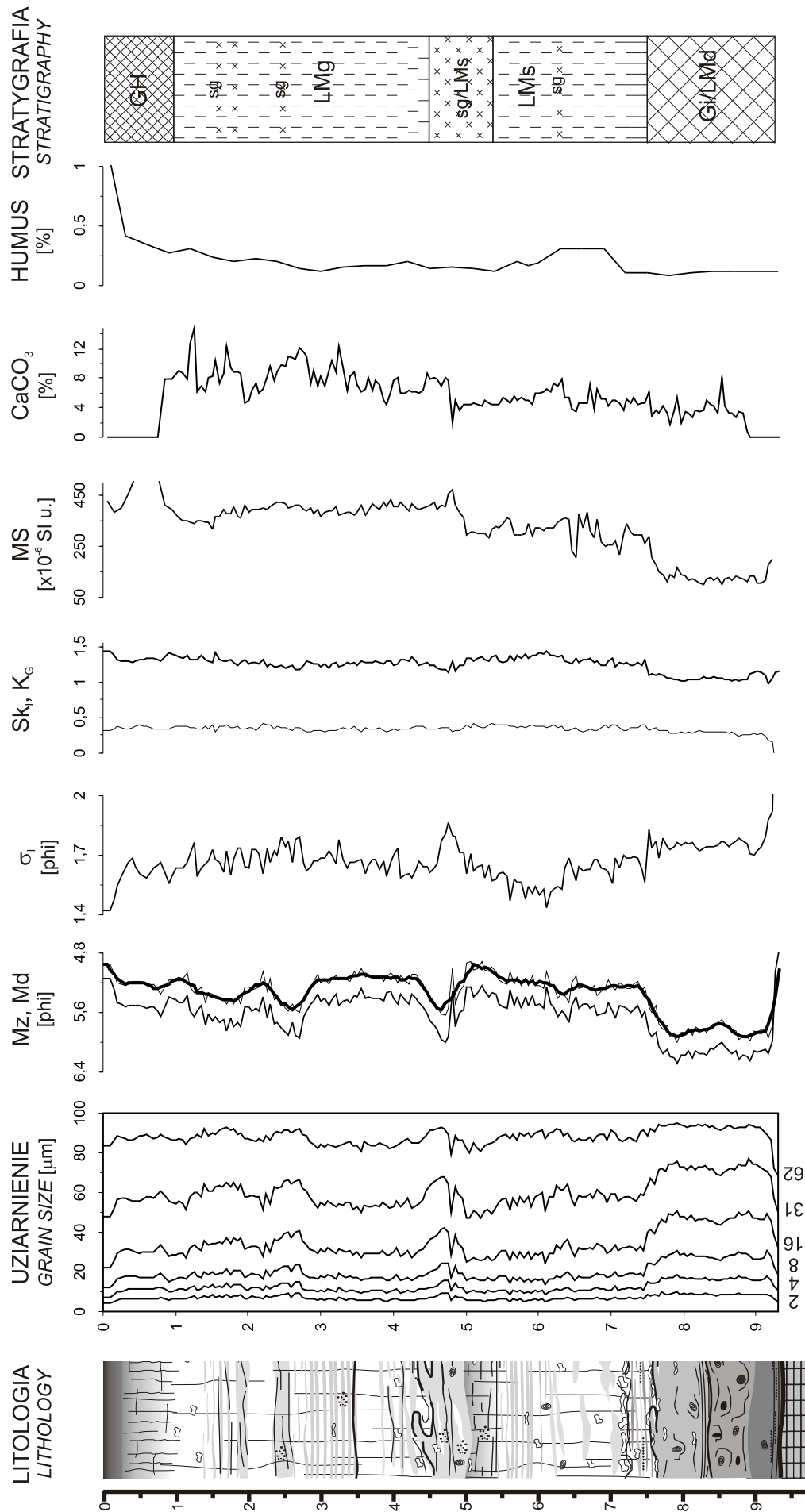
Lessy młodsze dolne zalegają pomiędzy zespołem gleb kopalnych Gi+GJ1, a glebą kopalną (zespołem gleb kopalnych) Gi/LMd. Taka pozycja w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej zdecydowanie ułatwia ich identyfikację. Jedynie w odsłonięciach lessów zboczowych lokalnie pojawiają się pod nimi lessy młodsze najniższe. W niektórych stanowiskach, szczególnie w zachodniej części obszaru badań, LMd nie wyodrębniają się (Dankowice, Księginice Małe – ryc. 16 i 17), ponieważ zostały w całości objęte procesami glebotwórczymi związanymi z formowaniem gleby Gi/LMd, lub też zostały zredukowane w rezultacie działania procesów stokowych.

Maksymalne miąższości osiągają w profilach lessów zboczowych. W Polanowie Samborzeckim (ryc. 10) miąższość lessów młodszych dolnych, w niektórych fragmentach odsłonięcia, przekracza nawet 3 m. W Tyszowcach (ryc. 12) grubość LMd wynosi przeciętnie 1-2 m. W profilach lessów wysoczyznowych wschodniej części obszaru badań (Bojanici, Korshov, Rivne, Novyj Mylatyn, Zbarazh) miąższość LMd zazwyczaj nie przekracza 1 m (ryc. 11, 13, 18 i 19).

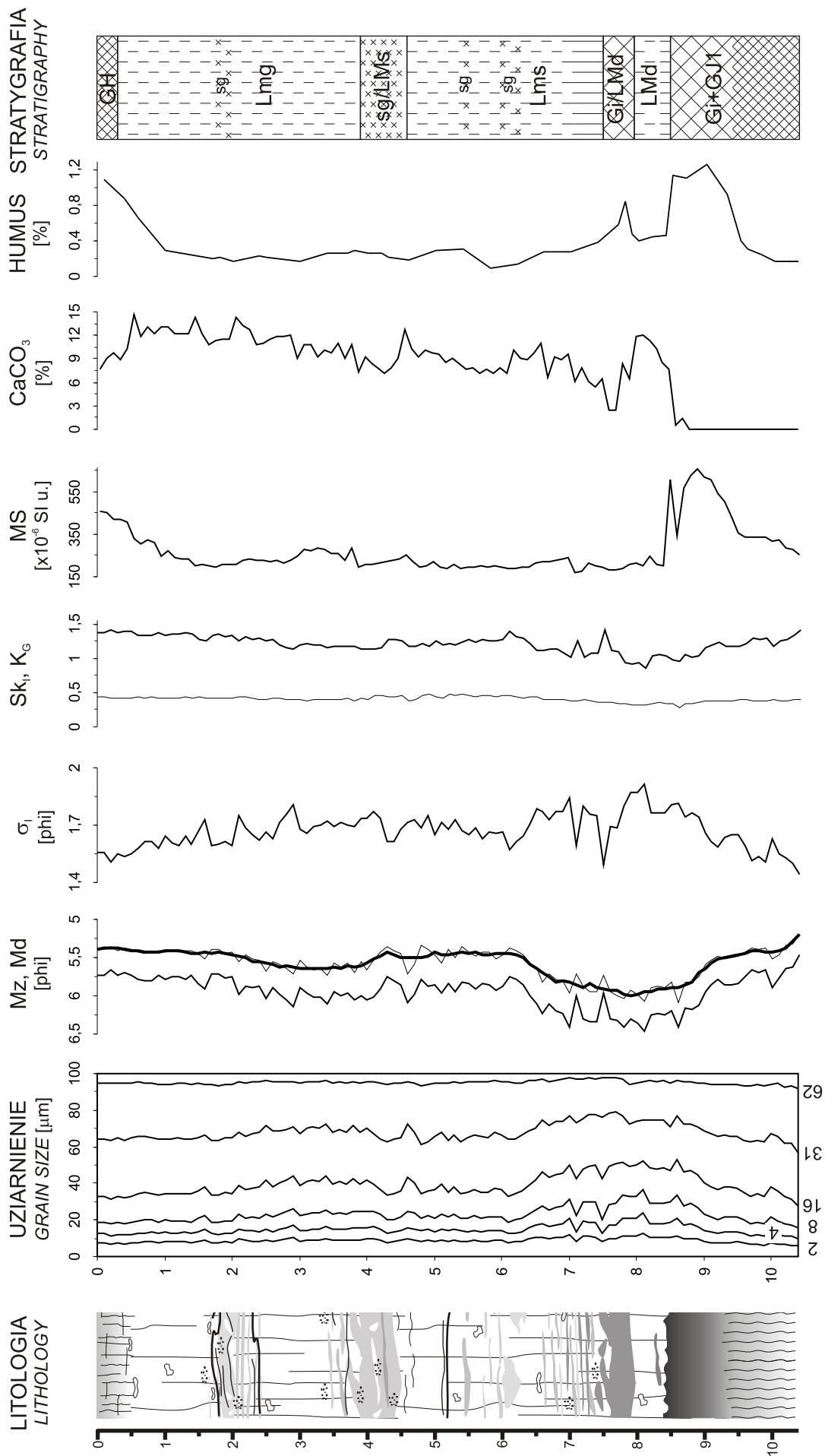
W południowo-zachodniej Polsce lessy młodsze dolne z reguły występują w postaci cienkich (10-50 cm) warstw często z wyraźnymi oznakami oddziaływania procesów glejowych. Największą miąższość lessów młodszych dolnych stwierdzono na stanowisku Głogówek I (Kida, 1978, 1983, 1984; Kida, Jary, 1991a; Jary, 1996), gdzie lokalnie osiągają one 2 m grubości. Nieco mniejszą miąższość posiadają lessy młodsze dolne na stanowisku w Białym Kościele (ok. 1,5 m – Ciszek i inni, 2001; Jary i inni, 2004a; ryc. 15) oraz w Białej Prudnickiej (ok. 1 m – Jary, 1996).

Opierając się na dotychczasowych obserwacjach można wysunąć hipotezę, że największe grubości, ale zarazem największe zróżnicowanie miąższości lessów młodszych dolnych, odnotowuje się w niektórych fragmentach marginalnych stref płątów lessowych. Dwa czynniki mogłyby decydować o takim rozmieszczeniu: bezpośrednia bliskość przypuszczalnych obszarów źródłowych (np. północne przedpole Płaskowyżu Głubczyckiego, dolina Osobłogi, Odry i Oławy; dolina Wisły) oraz urozmaicona powierzchnia depozycyjna lessów młodszych dolnych, sprzyjająca procesom synsedymencyjnej redepozycji lessów. W przypadku lessów młodszych dolnych i najniższych rola procesów stokowych doprowadzających do formowania derywatów lessowo-glebowych, podkreślana w pracach Cegły (1972), Müchera (1986) oraz Peci'sego i Richtera (1996), zasługuje na szczególną uwagę.

W lessach młodszych dolnych stanowisk w Polanowie Samborzeckim i Białym Kościele stwierdzono obecność kilku słabo zaznaczających się poziomów oglejenia o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów. Są to prawdopodobnie inicjalne poziomy powierzchniowe gleby glejowych, wyróżniające się jasnoszarym zabarwieniem wskutek nieco wyższej zawartości humusu. Dolecki (2002) uważa, że less młodszy dolny jest zróżnicowany stratygraficznie i można w jego obrębie wyróżnić pedolity - słabo rozwinięte gleby rangi interfazowej, które pozwalają podzielić less młodszy dolny na cztery podpoziomy: LMd1, LMd2, LMd3 i LMd4. Zróżnicowanie lessów młodszych dolnych było wcześniej sygnalizowane, między innymi, w pracach Doleckiego i Łanczont (1997, 2001) dla profilu w Polanowie Samborzeckim.



Ryc. 17. Profil górnoplejstocенskich lessów i gleb kopalnych w Księginicach Małych. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk₁, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9
 Fig. 17. Upper Pleistocene loess section at Księginice Małe. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk₁, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9



Ryc. 18. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Rivne. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9
 Fig. 18. Upper Pleistocene loess section at Rivne. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Termin „pedolit” (*pedolith*), rozpowszechniony w pracach Gerasimova (1971, 1973), po raz pierwszy został użyty prawdopodobnie przez Erhart’a (1965) w odniesieniu do przemieszczonych laterytów trzeciorzędowych. Catt (1998) w miejsce pedolitu zaleca stosowanie terminu *soil sediment* (sedyment glebowy) dla redeponowanych (allochtonicznych) utworów glebowych. W polskiej literaturze termin „sedyment glebowy” (sg – Maruszczak, 1972, 1974, 1976, 1985a, 1987a, 1991a, 2001) posiada nieco szersze zastosowanie.

W większości obserwowanych stanowisk lessy młodsze dolne oddzielone są od niżej leżącego pedokompleksu wyraźną granicą erozyjną, czasem w ich spągu można obserwować horyzont krioturbacji i/lub struktury soliflukcyjne. Granica pomiędzy zespołem gleb kopalnych, a lessiem młodszym jest najwyraźniejszą granicą morfologiczną w badanych górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych.

Dolne partie lessów młodszych dolnych zbudowane są zazwyczaj z litofacji smugowanych z widocznymi oznakami oglejenia. Częste są szare przewarstwienia wskazujące na obecność substancji humusowych. Zawartość związków organicznych w spągowej partiach LMd jest silnie zróżnicowana (0,1-0,6%) i wykazuje tendencje spadkowe w kierunku stropu LMd. Średni udział humusu w lessach młodszych dolnych (0,2-0,4%) jest jednak zdecydowanie wyższy, niż w wyżejległych lessach młodszych środkowych i górnych. Odwrotną tendencję odnotowuje się dla zawartości węglanu wapnia. Jego ilość w spągu LMd jest zerowa lub niewielka (1-3%). W środkowej części LMd udział CaCO_3 wyraźnie wzrasta (6-8% w profilach wschodniej części obszaru badań; 2-4% w stanowiskach zachodnich), a w stropowych partiach LMd obserwuje się często wzbogacenie w węglan wapnia, którego udział przekracza nawet 10% w stanowiskach wschodnich, a 5% w profilach zachodniej części badanego obszaru. W środkowych i górnych partiach LMd przeważają litofacje lessów laminowanych i masywnych.

Skład granulometryczny w spągowej części LMd jest silnie zróżnicowany i zazwyczaj wykazuje tendencje do większej homogeniczności oraz wzrostu średnich wielkości cząstek w kierunku stropu LMd (tab. 3). Lessy młodsze dolne zawierają czasem wkładki materiału gruboziarnistego szczególnie w tych sytuacjach, w których zalegają bezpośrednio na osadach różnofrakcyjnych o innej genezie. Takie warunki często występują na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski (Jary, 1996, Jary i inni, 2002).

Na stanowiskach Korshov i Rivne (Wyżyna Wołyńska – ryc. 13 i 18) lessy młodsze dolne charakteryzują się małym zróżnicowaniem cech litologiczno-strukturalnych. Pomimo małej miąższości (do 1 m), zawierają dużo węglanów (8-12%), a granice z sąsiednimi jednostkami są bardzo wyraźnie zaznaczone. Takie wykształcenie lessów młodszych dolnych jest typowe dla łagodnych wyniosłości powierzchni wysoczyznowych. Wydaje się, że głównie lokalna topografia odgrywała decydującą rolę i wpływała na styl wykształcenia sekwencji lessów młodszych dolnych, stąd charakterystyki litologiczne LMd facji wysoczyznowej i facji zboczowej są często bardzo odmienne.

Podatność magnetyczna lessów młodszych dolnych jest niewielka. Najniższe, a zarazem najbardziej zróżnicowane wartości MS, odnotowano w spągowej, oglejonej części LMd. Sygnał podatności magnetycznej był w tym przypadku modyfikowany przez zróżnicowanie litologiczne osadów (wkładki humusowe) oraz procesy glejowe (Maher, 1986, 1998; Nawrocki, 1992).

W składzie mineralnym frakcji koloidalnej ($<2\ \mu\text{m}$; tab. 4) zauważa się niewielki wzrost zawartości minerałów ilastych z grupy illitu, względem pozostałych minerałów ilastych, oraz nieobecność minerałów mieszanopakietowych typu smektyt-illit.

Cechy geochemiczne lessów młodszych dolnych zostały oznaczone w profilach Rivne i Tyszowce (tab. 5 i 6). Wartości wskaźnika zwietrzenia (WI – Pye, Johnson, 1988) są jedynie nieco niższe od uzyskanych dla niżej zalegającego kompleksu gleb kopalnych Gi+GJ1. Stosunek molarny tlenków glinu do tlenków wapnia, magnezu, potasu i sodu dość wyraźnie spada, wskazując pośrednio na wzrastający stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadami. Stosunek molarny krzemionki do półtoratlenków przyjmuje wartości podobne do otrzymanych dla pedokompleksu, wykazując nieznaczne tendencje rosnące.

Charakterystyki litologiczno-strukturalne lessów młodszych dolnych wyraźnie wskazują, że powstały one w rezultacie depozycji allochtonicznego, węglanowego pyłu lessowego na powierzchni morfologiczne przekształcane przez różnorodne procesy stokowe. Z czasem dynamika procesów stokowych zmniejszyła się, a tempo akumulacji pyłu relatywnie wzrosło. Obserwowane w niektórych stanowiskach lessów facji zboczowej inicjalne poziomy oglejenia, różnicujące lessy młodsze dolne na kilka podpoziomów stratygraficznych, mogą być dowodem krótkotrwałych, cyklicznych zmian klimatyczno-środowiskowych, prawdopodobnie o lokalnym charakterze. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów młodszych dolnych nie zostało do tej pory potwierdzone w sekwencjach lessów wysoczyznowych.

4.4. Gleba (kompleks glebowy) rozdzielająca lessy młodsze dolne (LMd) od lessów młodszych środkowych (LMs) – Gi/LMd

Gleba (kompleks glebowy) rozdzielająca lessy młodsze dolne (LMd) od lessów młodszych środkowych (LMs) jest najwyraźniejszą glebą kopalną w sekwencjach lessów młodszych w Polsce i sąsiednich obszarach lessowych. W schemacie stratygraficznym lessów i gleb kopalnych Maruszczaka (1991a) oznaczana jest symbolem Gi/LMd. Na badanym obszarze wydzielana jest również jako gleba typu komorniki (Jersak, 1973a, Jersak i inni, 1992), Dubno (Bogutsky, 1986), Vytachiv (Gozhik i inni, 2001a,b) i Bryansk (Velichko, 1990).

Charakteryzując poziom wietrzeniowo-glebowy Gi/LMd, Maruszczak (1991a) stwierdza, że występuje on głównie pod postacią gleby subarktycznej brunatnej, glejowej i bagiennnej. W niektórych profilach zastępują go warstwy oglejonego lessu z oznakami pedogenezy. Zwraca uwagę na osobliwe wykształcenie tego poziomu, wyraźne oznaki deformacji kriogenicznych i szereg innych struktur związanych z obecnością wieloletniej zmarzliny (Maruszczak, 1991a, str. A.31-A.32).

W pracy Jersaka, Sendobrego i Śnieszki (1992) cechy poziomu typu komorniki w formacjach lessów suchych i przejściowych są analogiczne. Jest on wykształcony w postaci trzech różnych gleb subarktycznych: brunatnoziemiu, pseudogleju i bagiennnej. Jednak na stokach, nawet o łagodnym nachyleniu, występuje bardzo rzadko. W niektórych stanowiskach lessów formacji suchej zaznacza się dwudzielność poziomu typu komorniki. W górnej części występuje gleba pseudoglejowa, która zalega bezpośrednio na dolnych partiach poziomu brunatnienia gleby brunatnej arktycznej. W formacji lessów umiarkowanie wilgotnych poziom komorniki jest reprezentowany przez dwa typy gleb kopalnych: pseudoglejową i bagienną.

Gleba (kompleks glebowy) Gi/LMd, rozdzielająca lessy młodsze dolne od lessów młodszych środkowych, jest często jedyną wyraźną glebą kopalną w sekwencjach lessów młodszych. Jej występowanie stwierdzono niemal we wszystkich badanych stanowiskach lessowych. Podstawową cechą tej gleby (kompleksu glebowego) jest bardzo duże zróżnicowanie jej morfologicznego i typologicznego wykształcenia oraz stopnia zachowania obserwowane w różnych profilach, jak i w obrębie tych samych stanowisk.

Na Płaskowyżu Głubczyckim gleba Gi/LMd występuje głównie w postaci dobrze rozwiniętej gleby pseudoglejowej o przeciętnej miąższości od 0,4 do 1,0 m. Jest to gleba pozbawiona węglanów, o zróżnicowanej, z reguły niewielkiej, ilości rozproszonych związków humusowych. W pracach Cegły (1972) i Kidy (1983, 1984) najczęściej była określana jako poziom lessów oglejonych. W stropowych partiach tej gleby odnotowuje się czasem obecność poziomów próchnicznych gleb bagiennych (do 3% próchnicy). Tego typu ciemnoszare lub czarne horyzonty znane są ze stanowisk Głogówek I (Jersak, 1991; Kida, Jary, 1991a), Kietrz (Kida, 1983; Kida, Jary, 1991b) oraz z wiercenia w Długomiłowicach (Jersak, 1973a, 1991). Posiadają one niewielki zasięg facjalny i zróżnicowaną miąższość (0,1-0,5 m). Substancja humusowa, pobrana z gleby bagiennnej na stanowisku Głogówek I, została wydатовana przez Jersaka (1991) metodą radiowęglową na $28 \pm 0,9$ ka BP.

Najważniejszą cechą makroskopową gleby rozdzielającej lessy młodsze dolne od lessów młodszych środkowych na Płaskowyżu Głubczyckim jest jej zabarwienie, będące skutkiem oddziaływania procesów glejowych. Oglejenie polega na biochemicznym odtlenieniu związków mineralnych w warunkach dużej wilgotności i w obecności substancji organicznej. Trójwartościowe związki żelaza przechodzą w dwuwartościowe. W wyniku procesów redukcji żelaza dokonują się w osadzie m.in. zmiany barwy. Warstwy zasobne w zredukowane związki żelaza przybierają barwę zielonawoniebieską, popielatą, szarosiłą lub nawet czarną (Siuta, 1960, 1961; Birkeland, 1974, 1984; Duchaufour, 1982; Campbell, Claridge, 1987). Procesy glejowe zachodzą współcześnie w wielu strefach klimatycznych, jednak najbardziej charakterystyczne są dla środowisk tundrowych (Tedrow, 1977; Dobrzański, 1981; Melke, Uziak, 1988, 1989, 1990; Uziak, 1992), w których gleby glejowe są typem strefowym. Długotrwałe oddziaływanie procesów glejowych doprowadza do zniszczenia pierwotnej mikrostruktury w lessach. Zniszczona zostaje agregatowa struktura lessu. Zredukowane żelazo, migrujące w poziomie oglejenia, ponownie utleniało się, inkrustując osad w natlenionych miejscach. Utlenione żelazo często podkreśla struktury będące efektem redepozycji i deformacji w glebach pseudoglejowych (Jary, 1996). W tym pozornie homogenicznym poziomie pełni zatem rolę rejestratora procesów geomorfologicznych.

W glebach pseudoglejowych Gi/LMd Płaskowyżu Głubczyckiego powszechnie występują struktury koncentrycznych pierścieni żelazistych, nazywanych również pierścieniami Lieseganga (Tyrcha-Czyż, 1970, 1972; Kida, 1983; Jersak, 1973a, 1991). Powstawały one w miejscach migracji gazów produkowanych przez procesy biochemiczne (Siuta, 1960; Siuta, Motowicka-Terelak, 1967, 1969). Średnica pierścieni z jądrem żelazistym waha się w przedziale od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. Zdarza się, że na

powierzchni jednego metra kwadratowego występuje ponad 100 takich struktur (np. stanowisko Kietrz - Majka, 1991). Tego typu struktury powstały i przetrwały w środowiskach o małej dynamice procesów redepozycyjnych – na płaskich lub lekko wklęsłych powierzchniach wysoczyznowych, które okresowo lub stale były nadmiernie nawilgocone. Na powierzchniach nachylonych, o większej dynamice procesów redepozycyjnych, tworzyły się struktury soliflukcyjne oraz obciążeniowe. Struktury te przetrwały, ponieważ ich zarysy zostały częściowo podkreślone strąceniami żelaza trójwartościowego. Zjawiska takie można obserwować w odsłonięciach cegielni Branice (ryc. 20) i Głogówek I. Dolna granica gleb pseudoglejowych na Płaskowyżu Głubczyckim jest zazwyczaj podkreślona warstewką lub zespołem warstewek wzbogaconych w strącone związki żelaza trójwartościowego, które w skrajnych wypadkach tworzą twarde skorupy orsztynowe (Kida, 1983; Jersak, 1991; Jersak i inni, 1992; Jary, 1996).

Podobnie wykształcone gleby pseudoglejowe w tej pozycji stratygraficznej występują niemal we wszystkich, znanych z literatury, odsłonięciach Płaskowyżu Głubczyckiego (Cegła, 1972, 1984; Cegła, Kida, 1975, 1984; Kida, 1983, 1984; Jersak, 1991; Jary, 1996, 1997, 1999; Jary i inni, 2002), jednak na stanowiskach położonych w pozostałych obszarach lessowych Polski SW gleba Gi/LMd jest bardziej zróżnicowana typologicznie.

W odsłonięciu lessów w Białym Kościele (fot. 11) gleba ta ma ok. 1 m grubości i jest poligenetyczna. Na zredukowanym poziomie wietrzeniowo-glebowym typu cambic, wzbogaconym w węglany i związki żelaza, zalegają dwa poziomy akumulacyjne gleb tundrowo-glejowych (Ciszek i inni, 2001a; Jary i inni, 2004a). Horyzonty glejowe są pozbawione węglanów, wykazują wzbogacenie w rozproszone związki humusowe (ok. 0,4%) i posiadają zdecydowanie obniżoną podatność magnetyczną (ryc. 15) w rezultacie oddziaływania procesów glejowych. Granica pomiędzy oglejoną częścią gleby, a poziomem typu cambic jest zarazem granicą litologiczną, zaznaczoną przez skorupę orsztynową. Skład granulometryczny horyzontów glejowych jest raczej jednorodny, lecz charakteryzuje się zdecydowanie drobniejszym uziarnieniem w stosunku do sąsiednich warstw (ryc. 15).

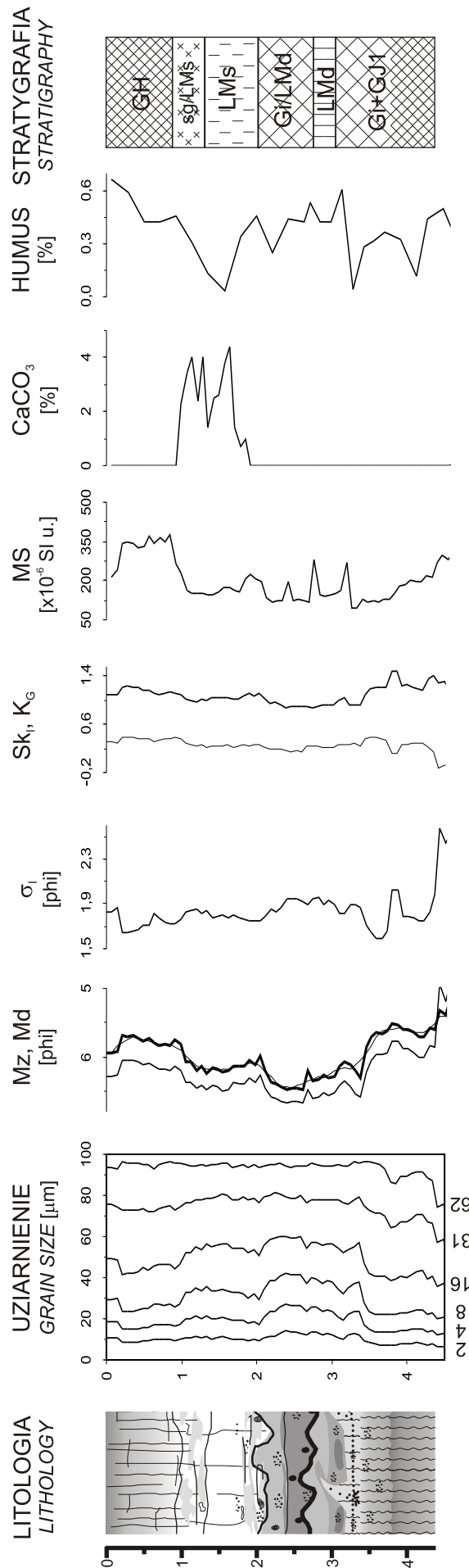
Gleba Gi/LMd na stanowisku lessów w Zaprężynie (ryc. 14) również jest dwudzielna (Jary, Ciszek, 2004). W dolnej części występuje kilkunastocentymetrowy poziom typu cambic, oddzielony wyraźną granicą erozyjną od wyżej leżącego poziomu glejowego, który charakteryzuje się niską podatnością magnetyczną. Podobnie, jak w sekwencji z Białego Kościoła, granica tych dwóch poziomów jest zgodna z granicą litologiczną, zaznaczoną, między innymi, przez lokalne koncentracje wtórnych węglanów (konkrecje węglanowe).

W południowo-zachodniej Polsce gleba rozdzielająca lessy młodsze dolne od lessów młodszych środkowych niejednokrotnie występuje w spągowych partiach sekwencji lessowo-glebowych pod postacią silnie oglejonych utworów (Księginice Małe – ryc. 17, Trzebnica, Złotoryja), często ze śladami stokowego przemieszczenia i deformacji kriogenicznych. Zdarza się również, że gleba Gi/LMd w sekwencjach lessowo-glebowych zalega bezpośrednio na zespole gleb kopalnych Gi+GJ1 (Dankowice – ryc. 16; Ciszek i inni, 2001b; Jary i inni, 2004b).

W wielu stanowiskach wschodniej części obszaru badań gleba Gi/LMd także wykazuje wyraźne oznaki dwu- lub nawet trójdzielności. W takich przypadkach w dolnej części profilu występuje brunatny poziom typu cambic, a powyżej zalega gleba pseudoglejowa, która czasem jest dwudzielna. Przykładem dwudzielności poziomu glejowego może być profil lessowy Novyj Mylatyn (ryc. 11; fot. 12). W środkowej części poziomu glejowego zachowały się tam struktury wskazujące na redepozycję stokową. Struktury te zostały wtórnie podkreślone strąceniami żelaza trójwartościowego i dzielą silnie oglejony poziom akumulacyjny gleby tundrowo-glejowej na dwa subhoryzonty. Podobne wykształcenie gleby Gi/LMd stwierdzono w niektórych częściach rozległych odsłonieć lessowych na stanowiskach Rivne (ryc. 18), Korshov (ryc. 13) i Bojanici, gdzie gleba Gi/LMd jest wyraźnie zróżnicowana morfologicznie i typologicznie. Takie zróżnicowanie gleb jest charakterystyczną cechą wielu współczesnych rejonów polarnych (np. Tedrow, 1977; Campbell, Claridge, 1987; Klimowicz, Uziak, 1996; Klimowicz, Banaś, 1997).

W sekwencji lessowo-glebowej na stanowisku Zbarazh (ryc. 19) gleba Gi/LMd jest wykształcona w podobny sposób, jak w profilach Płaskowyżu Głubczyckiego. Dominuje rozbudowany (ok. 0,8 m), odwapniony poziom pseudoglejowy, który zalega na brązowo-brunatnym poziomie typu cambic.

Największe zróżnicowanie gleb Gi/LMd występuje jednak w sekwencjach lessów facji zboczowej. Przykładem mogą być odsłonięcia lessów w Polanowie Samborzeckim i Tyszowcach (ryc. 10 i 12). W Tyszowcach (ryc. 12) gleba Gi/LMd zazwyczaj posiada zredukowany horyzont glejowy. W wielu miejscach zastępują go oglejone produkty jego stokowego przemieszczenia, czasem stwierdza się jedynie obecność powierzchni erozyjnej. Sytuacja zmienia się diametralnie nawet na odcinku kilku metrów. W niektórych fragmentach odsłonięcia w Tyszowcach zachował się spągowy poziom cambic. Mroczek (Ciszek i inni, 2005) interpretuje go jako poziom wzbogacenia gleby Gi/LMd, a swój pogląd argumentuje



Ryc. 20. Profil górnopleistocenских lessów i gleb kopalnych w Branicach. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , Sk, K_G wg Folk i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 20. Upper Pleistocene loess section at Branice. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

obecnością inicjalnych form koncentracji iłu koloidalnego zaobserwowanych w badaniach mikromorfologicznych. Formy te są podobne do cech iluwiacyjnych odnotowanych w horyzoncie Bt zespołu gleb kopalnych Gi+GJ1 w tym samym odsłonięciu. Mroczek (Ciszek i inni, 2005) uważa, że świadczy to o „cieplej ekspozycji” stanowiska w okresie aktywności procesów pedogenicznych.

Najbardziej rozbudowaną postać gleba Gi/LMd przyjmuje na stanowisku w Polanowie Samborzeckim (ryc. 10). Występuje tam w postaci zespołu nakładających się na siebie poziomów glebowych: brunatnienia i glejowych oraz deluwii glebowych z wkładkami humusowymi. Miejscami widoczne są ślady procesów bielcowania. Miąższość tego kompleksu glebowego przekracza lokalnie nawet wartość 2 m. Prawie w całości jest on pozbawiony węglanów. Jest zróżnicowany morfologicznie i typologicznie w różnych częściach odsłonięcia. Zróżnicowanie gleby Gi/LMd zostało zarejestrowane we wcześniejszych pracach dokumentujących to stanowisko lessowe (Grygierczyk, Waga, 1993; Dolecki, Łanczont, 1997, 2001), w których stwierdzona miąższość warstwy odwapnionej nie przekracza 1 metra.

Skład granulometryczny substratu gleby Gi/LMd w wielu stanowiskach wykazuje wyraźne urozmaicenie. Gwałtowne zmiany uziarnienia substratu odnotowałem na granicy pomiędzy poziomami typu cambic i glejowym na stanowiskach w Białym Kościele (ryc. 15), Zaprężynie (ryc. 14) i Polanowie Samborzeckim (ryc. 10). Materiał poziomów glejowych jest w tych przypadkach zdecydowanie bardziej drobnofrakcyjny. Te fakty skłaniają do dyskusji na temat tworzywa lessowego, z którego uformował się poziom Gi/LMd.

Jeszcze do niedawna zgodnie przyjmowano, że gleby kopalne w sekwencjach lessowych (interglacialne czy interstadialne) oznaczają przerwy w akumulacji pyłu eolicznego. Zakładano, że w okresie kształtowania się gleb powierzchnia morfologiczna była stabilna, pokryta przez stosunkowo zwartą roślinność (Gerasimov, 1971, 1973). Takie warunki wyraźnie przeciwstawiano okresom akumulacji lessu, w których powierzchnia terenu była nadbudowywana przez deponowany pył eoliczny, a wpływy procesów pedogenicznych były zredukowane niemal do zera. We współczesnej literaturze coraz częściej prezentowany jest pogląd, że nie tylko procesy wietrzeniowo-glebowe nieprzerwanie oddziałują na przypowierzchniowe partie litosfery (Birkeland, 1974, 1984; Catt, 1986, 1990, 1991; Kemp, 2001 i inni), lecz również proces eolicznej depozycji cząstek mineralnych można, z pewnym przybliżeniem, traktować jako przebiegający w sposób ciągły. Dane uzyskane w ramach programu DIRTMAP (*Dust Indicators and Records of Terrestrial and Marine Palaeoenvironments*) potwierdzają to założenie (Mahowald i inni, 1999; Kohfeld, Harrison, 2000, 2001; Arimoto, 2001; Harrison i inni, 2001). Tempo akumulacji masowej (MAR – *mass accumulation rate*) eolicznie deponowanych cząstek mineralnych jest jednak bardzo zróżnicowane w czasie i w przestrzeni (Derbyshire, 2003; Kohfeld, Harrison, 2003; Frechen i inni, 2003; Bettis III i inni, 2003; Muhs i inni, 2003; Hesse, McTainsh, 2003), a zapis sedymentacyjny może być zredukowany przez lokalne epizody erozji i redepozycji (Butler, 1959; Cegła, 1972; Múcher, 1986).

Trudno jest wyjaśnić zróżnicowanie składu mechanicznego substratu gleby Gi/LMd przyjmując, że czynnikiem odpowiedzialnym za takie zróżnicowanie jest rozwój gleb tundrowo-glejowych na homogenicznym substracie lessów młodszych dolnych. Rozpatrując ten problem należy również wziąć pod uwagę wysokie wskaźniki zwietrzenia materiału mineralnego tej gleby (tab. 5, 6 i 8) oraz częste występowanie mieszanopakietowych minerałów ilastych typu smektyt-illit (tab. 4; Cegła i inni, 1985; Jary, 1996), które pośrednio wskazują na długość i intensywność pedogenezy. Jersak (1973a, 1976a) zwraca uwagę na silne odwapnienie poziomu komorniki, które sugeruje, że okres ługowania był długotrwały, być może równoczesny z powolną akumulacją materiału lessowego. W przeciwieństwie do argumentów przemawiających za przyjęciem względnie długiego i intensywnego okresu rozwoju gleby Gi/LMd, zwraca się uwagę na powszechne występowanie różnorodnych struktur peryglacialnych w tej glebie (będą one charakteryzowane w dalszej części pracy) oraz na jej morfologiczne wykształcenie wskazujące na tundrowo-glejowy typ pedogenezy. Te fakty skłaniały niemal wszystkich badaczy określających warunki rozwoju gleby Gi/LMd (Maruszczak, 1990b, 1991a; Dolecki, 2002; Jary, 1996), komorniki (Jersak, 1973a, 1976a, 1977, 1985a, 1991, Jersak i inni, 1992), Bryansk (Velichko, Morozova, 1972, 1985, 1987; Velichko, Nechaev, 1984, 1994; Velichko i inni, 1984, 1987, 1997, 1999; Morozova, Nechaev, 1997) czy Dubno (Bogutsky, 1986, 1987), do podkreślania roli wieloletniej zmarzliny (nieciągłej lub ciągłej), jako nieodłącznego czynnika paleośrodowiskowego wpływającego na rozwój tej gleby.

W świetle zgromadzonych materiałów terenowych, studiów literaturowych i przedstawionych wyżej argumentów wydaje się bardzo prawdopodobne, że pedogeneza tundrowa, która miała najsilniejszy wpływ na morfologiczne wykształcenie gleby (kompleksu glebowego) Gi/LMd, stanowiła jedynie ostatni z kilku etapów rozwoju tego złożonego kompleksu glebowego. Długotrwały okres tundrowy, połączony z wkraczaniem wieloletniej zmarzliny, prawie całkowicie zatarał ślady wcześniejszych etapów rozwoju kompleksu glebowego. W lessach wysoczyznowych zróżnicowanie morfologiczne gleby Gi/LMd jest głównie związane ze zróżnicowaniem mikroreliefu. W niewielkich obniżeniach powierzchni terenu dość

wyraźnie wzrasta miąższość i wyrazistość gleby glejowej. Oprócz lokalnego zróżnicowania poziomu glejowego, obserwowanego w obrębie rozległych odsłonień, zaznacza się również jego przestrzenna zmienność w skali regionalnej. W zachodniej części obszaru badań poziomy glejowe są lepiej rozwinięte, niż we wschodniej części. W profilach lessów podolskich (Zbarazh – ryc. 19) poziomy glejowe gleby Gi/LMd są lepiej wykształcone w porównaniu ze stanowiskami wołyńskimi (Korshov, Rivne – ryc. 13 i 18). Podobną zależność można zauważyć pomiędzy profilami głęboczyckimi (Branice – ryc. 20) i trzebnickimi (Zapreżyn – ryc. 14) w południowo-zachodniej Polsce.

W profilach lessów zboczowych zróżnicowanie gleby (kompleksu glebowego) Gi/LMd jest o wiele większe, jednak ma charakter zdecydowanie lokalny. W takich stanowiskach może ona występować w formie nakładających się na siebie gleb tworzących miększe zespoły gleb kopalnych, może być również zastępowana warstwą oglejonych deluwii lessowo-glebowych, a w skrajnych przypadkach może po niej pozostać jedynie powierzchnia erozyjna. Wydaje się, że niektóre tzw. pełne sekwencje stratygraficzne z obszarów lessowych zostały opracowane właśnie na podstawie stanowisk lessów facji zboczowej. Prawdopodobnie są one głównym źródłem niezgodności i nieporozumień w rekonstrukcjach przebiegu zdarzeń paleogeograficznych w trakcie ostatniego zlodowacenia. Jednak szczegółowe badania paleośrodowiskowe sekwencji wypełniających formy nieckowate lub dolinne mogą się okazać najbardziej perspektywiczne dla rekonstrukcji okresów, które nie zapisały się akumulacją pyłu eolicznego w profilach lessów wysoczyznowych (np. Śnieszko, 1985, 1995b; Dwucet, Śnieszko, 1996; Łanczont, Bogutsky, 2002).

4.5. Lessy młodsze środkowe – LMs

Lessy młodsze środkowe w interpretacji Maruszczaka (1972, 1976, 1980, 1985a, 1987a, 1991a, 2001) zalegają pomiędzy glebami Gi/LMd oraz sg-Gi/LMs. Ich identyfikacja w sekwencjach lessowo-glebowych nie powinna stwarzać poważniejszych problemów. Jednak korelacja tej jednostki litostratygraficznej z odpowiednimi jednostkami w schematach stratygraficznych Jersaka (1973a, 1991; Jersak i inni, 1992), Bogutsky'ego (1986, 1987) czy Velichko (1990; Velichko i inni, 1997) nie jest w pełni jednoznaczna. Najważniejszym źródłem tych wątpliwości wydaje się być zmiana korelacji stratygraficznej gleby Gi/LMs w schematach Maruszczaka, który do połowy lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku (Maruszczak, 1972, 1976, 1980) korelował glebę Gi/LMs z poziomami gleb komorniki, Dubno czy Bryansk (por. rozdział 3.5.1.). Opierając się na schemacie stratygraficznym lessów polskich Maruszczaka z roku 1991, w którym ten autor zdecydowanie opowiedział się za korelacją gleby Gi/LMd z glebami typu Stillfried B (Fink, 1956), komorniki (Jersak, 1973a), Dubno (Bogutsky, 1986, 1987), czy Bryansk (Morozova, 1981; Velichko, 1990; Velichko i inni, 1987), należy konsekwentnie przyjąć, że lessy młodsze środkowe (LMs) odpowiadają dolnej części lessów młodszych IIB Jersaka (1973a, Jersak i inni, 1992), górnoplejstocenijskim lessom 2a i 2b w schemacie Bogutsky'ego (1986, 1987) oraz lessom Desna (Valdai less II) w schematach stratygraficznych autorów rosyjskich (Morozova, 1981; Velichko, 1990; Velichko i inni, 1987).

Less młodszy środkowy, według Maruszczaka (1991a), posiada cechy litologiczne podobne do lessów młodszych dolnych. Jego miąższość nie przekracza 3 m, a udział węglanów przyjmuje wartości pośrednie pomiędzy LMd i LMg. Podobnie, jak w przypadku lessów młodszych dolnych, jest dość wyraźnie zróżnicowany przez procesy pedogenetyczne, które doprowadziły do wykształcenia się w obrębie LMs nawet kilku poziomów glejowych.

W schemacie stratygraficznym lessów polskich Jersaka (1973a, 1985a, 1991; Jersak i inni, 1992) powyżej kompleksu glebowego typu komorniki występuje tylko jedna jednostka lessowa – less młodszy IIB, co wyróżnia ten podział na tle innych schematów stratygraficznych lessów i gleb kopalnych w Europie (tab. 2; ryc. 6). Jednak w wielu profilach została stwierdzona wyraźna dwudzielność lessu młodszego IIB (Jersak i inni, 1992). Dolne, wyraźnie oglejone, partie lessu młodszego IIB prawdopodobnie odpowiadają lessom młodszym środkowym w ujęciu Maruszczaka (1991a).

Lessy młodsze środkowe zostały wydzielone we wszystkich badanych sekwencjach lessowo-glebowych. Ich miąższość waha się w przedziale od kilkudziesięciu centymetrów (Białe Kościół – ryc. 15; Branice – ryc. 20; Zapreżyn – ryc. 14; Zbarazh – ryc. 19) do 4 m (Polanów Samborzecki – ryc. 10). Najczęściej mieści się w granicach od 2 do 3 m. Największe, a zarazem najbardziej zróżnicowane miąższości LMs, obserwuje się w sekwencjach lessów zboczowych (Polanów Samborzecki, Tyszowce – ryc. 10 i 12).

Dolna granica lessów młodszych środkowych jest wyraźna – LMs zalegają na zdeformowanym przez procesy krioturbacji i soliflukcji poziomie pseudoglejowym gleby Gi/LMd. Spągowe partie LMs biorą czynny udział w tych deformacjach. Zdarza się, że granica rozdzielająca Gi/LMd od LMs ma charakter erozyjny. W spągu LMs zazwyczaj występują litofacie lessu smugowanego z wyraźnymi oznakami procesów oksydoredukcyjnych (plamy i soczewki oglejenia, różnorodne formy wytrąceń żelaza

trójwartościowego, drobnokomórkowe konkrecje żelaza i/lub manganu). Charakterystyczną cechą tych litofacji jest dość wyraźne wzbogacenie w węgiel organiczny, których znaczące koncentracje występują w formie redeponowanych wkładek humusowych. W miększych sekwencjach LMs litofacje lessu smugowanego przechodzą stopniowo ku górze w litofacje lessu laminowanego, a następnie w litofacje lessu masywnego. Udział związków humusowych spada i stabilizuje się na poziomie 0,1-0,3%. Dość szybko wzrasta zawartość węglanu wapnia. W profilach wschodniej części obszaru badań (Tyszowce, Novyj Mylatyn, Korshov, Rivne, Zbarazh – ryc. 12, 11, 13, 18, 19) udział węglanów w lessach młodszych środkowych często przekracza 10%. Na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski lessy młodsze środkowe zawierają mniejsze ilości węglanów (2-4%), a często są wylugowane. Zdarza się jednak, że w dobrze rozwiniętych sekwencjach lessów młodszych środkowych (Biały Kościół – ryc. 15; Dankowice – ryc. 16; Księginice Małe – ryc. 17; Głogówek I) udział węglanów dochodzi do 5-7%.

Szczególną cechą lessów młodszych środkowych jest stopniowy wzrost przeciętnej wielkości cząstek lessu postępujący ku górze sekwencji LMs, a najwyraźniej reprezentowany w dolnej części tej jednostki litostratygraficznej. Podatność magnetyczna lessów młodszych środkowych również wykazuje tendencje rosnące w kierunku stropu LMs. Lokalne spadki podatności magnetycznej w sekwencji LMs występują w strefach nieco silniejszego oglejenia i są prawdopodobnie związane z wczesnodiagenetycznymi procesami rozkładu związków organicznych w środowisku redukcyjnym (Retallack, 2001). W składzie mineralogicznym frakcji ilastej ($<2\ \mu\text{m}$), zarówno w Tyszowcach jak i w Dankowicach (tab. 4), dominują minerały ilaste z grupy illitu, przy akcesorycznych udziałach minerałów z grupy kaolinitu i smektytu. Nie stwierdzono znaczących ilości minerałów mieszanopakietowych. Granica pomiędzy glebą Gi/LMd, a lessiem młodszym środkowym jest wyraźnie zarysowana w składzie chemicznym osadów (tab. 5, 6 i 8). Zdecydowanie spadają wskaźniki zwietrzenia lessu, które przyjmują wartości podobne do wskaźników lessu młodszego górnego.

Podobnie, jak w przypadku lessów młodszych dolnych, w wielu sekwencjach lessów młodszych środkowych występują szarawe poziomy oglejenia, które mogą być interpretowane jako horyzonty inicjalnej pedogenezy. Problem tych horyzontów zostanie szerzej omówiony w dalszej części pracy.

4.6. Gleba (poziom wietrzeniowo-glebowy) rozdzielająca lessy młodsze środkowe (LMs) od lessów młodszych górnych (LMg) – sg/LMs

Według schematu stratygraficznego lessów polskich Maruszczaka (1991a) na lessach młodszych środkowych wykształciła się inicjalna subarktyczna gleba glejowa lub brunatna. Nie ma ona odpowiednika w schemacie stratygraficznym lessów Jersaka (1973a, 1991; Jersak i inni, 1992). W tabeli prezentującej korelację schematów stratygraficznych lessów i gleb kopalnych w Polsce, Niemczech NW i Ukrainie NW, Maruszczak (1991a, 1996a, 2001) wskazuje na korelację gleby sg-Gi/LMs z glebą typu Lohne (Stremme, 1986, 1989; Zöller i inni, 1988) i poziomem Rivne (Bogutsky, 1986, 1987). W części tekstowej tych prac takiej korelacji jednak nie potwierdza (Maruszczak, 1991a, 1996a, 2001), a bezpośrednia korelacja poziomów Lohne i Rivne z pewnością nie zyskałaby aprobaty wśród niemieckich i ukraińskich badaczy lessu.

Logiczną konsekwencją przyjęcia korelacji stratygraficznej pomiędzy glebami Gi/LMd, komorniki, Bryansk i Dubno (Maruszczak, 1991a) jest założenie, że najwyraźniejsza, śródlessowa gleba kopalna młodsza od gleby Gi/LMd, według schematu Maruszczaka (1991a), odpowiada jedynej glebie młodszej od gleb Bryansk i Dubno wykazywanej w tabelach stratygraficznych autorów rosyjskich jako poziom Trubchevsk (Trubchevski poziom oglejenia - Velichko, 1990; Velichko i inni, 1997, 1999), a w schemacie stratygraficznym Bogutsky'ego (1986, 1987) jako poziom Rivne.

Poziom wietrzeniowo-glebowy rozdzielający lessy młodsze środkowe od lessów młodszych górnych został wyróżniony we wszystkich badanych profilach. Jednak jego jednoznaczne określenie nie zawsze jest możliwe z dwóch zasadniczych przyczyn:

- Σ w sekwencjach lessowych, w których łączna miąższość lessów młodszych od gleby Gi/LMd jest niewielka (do 3-4 m, np. wiele stanowisk lessowych Polski SW), lessy te w całości są objęte procesami syn- i postsedymentacyjnego oglejenia, które utrudniają rozpoznanie horyzontów o względnie większym natężeniu pedogenezy;
- Σ w sekwencjach lessowych, charakteryzujących się dużym tempem akumulacji pyłu eolicznego, powyżej gleby Gi/LMd występuje kilka poziomów wietrzeniowo-glebowych (zazwyczaj słabych horyzontów oglejenia) o cechach litologicznych i strukturalnych podobnych do poziomu sg-Gi/LMs. Identyfikacja takich horyzontów w dużym stopniu jest uzależniona od dobrego przygotowania odsłoneń przed przeprowadzaniem badań szczegółowych. Słabe poziomy oglejenia szczególnie licznie występują w odsłonięciach lessów zboczowych (Polanów Samborzecki, Tyszowce – ryc. 10 i 12).

Oznaki rozwoju pedogenezy w poziomie sg-Gi/LMs są reprezentowane głównie przez obecność szarawego horyzontu akumulacyjnego subarktycznej gleby glejowej. Miąższość tego poziomu jest silnie zróżnicowana: od 10 cm (Zapreżyn – ryc. 14) do 40-50 cm (Tyszowce, Zbarazh, Dankowice, Księginice Małe – ryc. 12, 19, 16 i 17). Czasem jest to strefa zmieniona przez procesy oksydoredukcyjne, plamista z drobnokomórkowymi konkrecjami żelazisto-manganowymi typu „pieprzy”, której grubość dochodzi lokalnie nawet do 1 m (Biały Kościół, Rivne – ryc. 15 i 18). Stropowe partie poziomu sg-Gi/LMs często wykazują ślady procesów kriohydrostatycznych i soliflukcyjnych (deformacje przebiegu lamin, bezładne inwolucje, struktury obciążeniowe i inne), podkreślone przez wtórne wytrącenia związków żelaza. Charakterystycznym zjawiskiem, dość powszechnie występującym w tym właśnie poziomie, jest obecność pionowych szczelin inkrustowanych węglanami lub związkami żelaza trójwartościowego, których wysokość może dochodzić nawet do 2 m (Henryków, Korshov, Rivne, Zbarazh). Spotyka się również pseudomorfozy po elementarnych żyłach lodowych o rozmiarach pionowych w granicach 1 m (Księginice Małe). W dolnej części poziomu sg-Gi/LMs występuje czasem rdzawo-brązowy horyzont o cechach inicjalnego poziomu typu cambic (np. Księginice Małe – ryc. 17).

Zawartość humusu w poziomie wietrzeniowo-glebowym sg-Gi/LMs jest niewielka, jednak znacząco wyższa, niż w niższej- i wyżejległych warstwach lessowych. Zazwyczaj mieści się w przedziale od 0,2 do 0,3% i maksymalne wartości osiąga w stropowych partiach tego poziomu lub w jego redeponowanych po stoku analogach (sedymencie glebowym).

Udział węglanu wapnia jest zazwyczaj niewiele niższy niż w sąsiadujących lessach, co dowodzi, że poziom ten kształtował się w warunkach kontynentalnego klimatu, w którym procesy przemieszczania węglanów były mało aktywne.

W składzie granulometrycznym substratu poziomu sg-Gi/LMs charakterystyczny jest, występujący w wielu stanowiskach (Dankowice, Księginice Małe, Zapreżyn, Polanów Samborzecki, Tyszowce, Novyj Mylatyn, Zbarazh), dwufazowy, wyraźny spadek udziału frakcji grubopylej (31-63 μm) i piaszczystej (>63 μm).

Skład mineralogiczny frakcji koloidalnej (<2 μm) jest podobny do składu mineralogicznego tej frakcji w lessach młodszych środkowych i górnych. Dominują minerały ilaste z grupy illitu, przy mniejszej frekwencji minerałów z grupy smektytu i kaolinitu (tab. 4). W Tyszowcach stwierdzono obecność interstratyfikowanych minerałów typu illit-smektyt.

Wskaźniki zwięzienia substratu sg-Gi/LMs zazwyczaj nieznacznie przekraczają wartości charakterystyczne dla lessów młodszych środkowych i górnych (tab. 5, 6, i 8).

W wielu badanych sekwencjach lessowych w poziomie sg-Gi/LMs występuje zauważalny, nagły wzrost wartości podatności magnetycznej osadów (Dankowice, Księginice Małe, Polanów Samborzecki, Tyszowce, Novyj Mylatyn, Korshov, Rivne – ryc. 16, 17, 10, 12, 11, 13, 18). Trudno jednak stwierdzić, czy jest on związany ze zmianami klimatu środowiska sedymentacyjnego lessów, czy też sygnalizuje zmianę położenia obszarów źródłowych pyłu lessowego (Maher – informacja ustna), która również ma swoją wymowę paleoklimatyczną. Problem ten, podobnie jak i wiele innych kwestii dotyczących lessów młodszych, wymaga prowadzenia konsekwentnych, ujednoliconych metodycznie badań geochemicznych i paleomagnetycznych.

4.7. Lessy młodsze górne – LMg

Less młodszy górny jest najwyżej położoną, najmłodszą lessową jednostką litostratygraficzną. Maruszczak (1991a) charakteryzuje go jako najbardziej typowy i homogeniczny less, najjaśniejsz zabarwiony i zawierający najwięcej węglanów. Według Maruszczaka (1991a), w lessach młodszych górnych stwierdza się 1 - 3 poziomy słabego oglejenia. Wcześniej (Maruszczak, 1972, 1976) autor ten dopatrywał się oznak dwudzielności w niektórych profilach lessów młodszych górnych. W polskiej literaturze powszechnie przyjmuje się, że lessy młodsze górne posiadają na ogół największe miąższości wśród lessów młodszych. Maruszczak (1976) podaje, że miąższość LMg waha się w granicach od 3 do 8 m. Podobne miąższości lessów młodszych górnych Dolecki (1987, 2002) stwierdza na Grzędzie Horodelskiej, lecz maksymalne miąższości LMg w Polsce (do 15 m) rozpoznano wierceniami na Płaskowyżu Nałęczowskim (Harasimiuk, 1987, 1991; Harasimiuk, Jezierski, 2001).

Do końca lat osiemdziesiątych XX wieku lessy młodsze górne, w interpretacji stratygraficznej Maruszczaka (1972, 1976, 1980, 1985, 1987a), były jednoznacznie korelowane z lessem młodszym IIb w schemacie stratygraficznym lessów polskich Jersaka (1973a, 1985a, 1991; Jersak i inni, 1992). Odkąd Maruszczak (1991a) zmienił swoje stanowisko i skorelował stratygraficznie glebę Gi/LMd z glebą typu komorniki, lessy młodsze górne odpowiadają centralnym i stropowym partiom lessów młodszych IIb (ryc. 7).

W schematach stratygraficznych Bogutsky'ego (1986, 1987) i Velichko (1990, 1995; Velichko i inni, 1997, 1999) lessom młodszym górnym odpowiadają odpowiednio subpoziomy górnoplejstoczeńskich lessów 2d-f (ryc. 8) oraz poziom lessu Altynovo (Valdai less III – ryc. 6). W niektórych odsłonięciach poziom oglejenia Trubchevsk jest bardzo słabo wyrażony. W takich okolicznościach less Altynovo tworzy wspólnie z lessiem Desna jeden kompleks lessowy ograniczony od dołu glebą Bryansk, a od góry glebą współczesną. Less Altynovo może lokalnie osiągać znaczne miąższości (Velichko i inni, 1997).

Lessy młodsze górne są najpowszechniej występującą jednostką litostratygraficzną na badanych obszarach lessowych. Maksymalną miąższość LMg wśród prezentowanych profili lessowych (ponad 6 m), stwierdzono na stanowisku Tyszowce. W wielu przypadkach LMg stanowią więcej niż połowę wysokości profili lessów młodszych. Podobnie do spostrzeżeń wielu wcześniejszych autorów (np. Maruszczak, 1991a,b; Jersak, 1973a, 1985a,b; Jersak i inni, 1992), można zauważyć ogólną tendencję do zwiększania grubości lessów młodszych górnych z zachodu na wschód. Trzeba również odnotować, że miąższości LMg są zróżnicowane nie tylko w skali regionalnej, lecz przede wszystkim lokalnej, możliwej do zaobserwowania nawet w granicach jednego odsłonięcia.

Olbrzymie zróżnicowanie miąższości, a zatem i cech litologiczno-strukturalnych lessów młodszych górnych, jest szczególnie dobrze wyrażone na obszarach lessowych Polski SW (Jary i inni, 2002). W wielu wcześniejszych pracach stwierdzano, że większość odsłonięć lessowych w Polsce SW jest zbudowana tylko z lessów młodszych górnych (dokładniej: nierozdzielonych lessów młodszych górnych i środkowych), podścielonych osadami deluwialnymi (Raczkowski, 1960, 1969, 1976; Kida, 1983; Jary, 1996, 1999). Na Płaskowyżu Głubczyckim, gdzie grubość lessów zalegających powyżej poziomu komorniki (LMg+LMs = less młodszy IIb) najczęściej waha się w przedziale 2-3 m, największe miąższości (8 m) tych lessów odnotowano w marginalnej strefie płata lessowego (Długomiłowice - Jersak, 1973a, 1991). Jeszcze bardziej zróżnicowana jest miąższość trzebnickich lessów młodszych górnych. Lessy te tworzą nieciągłą pokrywę i wykształcone są głównie w facji stokowej, przyczyniając się do złagodzenia morfologii podlessowej. Najwyższe miąższości obserwuje się w strefie południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich (Jary, 1996, Jary i inni, 2002). W rejonie Raszowa grubość nierozdzielonych lessów młodszych środkowych i górnych przekracza 25 m (Winnicki, 1990, 1994).

Zróżnicowanie grubości pokryw lessowych, obserwowane zarówno w skali lokalnej jak i regionalnej, jest zjawiskiem często występującym na obszarach lessowych. Dość powszechnie przyjmuje się, że tempo akumulacji lessu jest odwrotnie proporcjonalne do odległości od obszarów źródłowych (wywiewania) pyłu (Różycki, 1976, 1986, 1991; Liu i inni, 1985; Ding i inni, 1999; Mason, 2001; Rokosh i inni, 2003; Ta i inni, 2004). Wielu autorów zwraca uwagę na topografię obszarów lessowych, jako istotnego czynnika determinującego proces depozycji lessu (Cegła, 1965, 1972; Jersak, 1973a, 1976c, Lindner, 1976; Maruszczak, 1985a, 1990a, 1991b; Pye, 1984, 1987, 1995; Pye, Sherwin, 1999; Leger, 1990; Mason i inni, 1999) oraz na pierwotne formy akumulacji lessowej (pośrednio związane z rzeźbą podlessową), opisywane w literaturze europejskiej jako *gredy* (Różycki, 1968, 1986, 1991; Leger, 1990), a w USA określane nazwą *paha* (Flemal i inni, 1972; Mason i inni, 1999). Kolejnym ważnym czynnikiem wpływającym na lokalne zróżnicowanie grubości pokryw lessowych są procesy syn- i postdepozycyjnej redepozycji lessu (Butler, 1959; Cegła, 1972; Mücher, 1986; Pye, 1987, 1995; Jary i inni, 2002), które są silnie uwarunkowane lokalną topografią, warunkami klimatycznymi i wegetacyjnymi.

Lessy młodsze górne wydają się być homogeniczne jedynie w zwietrzałych, niedostatecznie oczyszczonych odsłonięciach. Dolne partie LMg, leżące bezpośrednio nad poziomem sg-Gi/LMs, zbudowane są zazwyczaj z litofacji lessów smugowanych lub laminowanych, które stopniowo przechodzą w litofację lessu masywnego. W wielu dobrze rozwiniętych sekwencjach LMg, w obrębie na pozór homogenicznych litofacji lessów masywnych, można zidentyfikować szarawe, czasem plamiste poziomy słabego oglejenia. Będą one szerzej omówione w dalszej części pracy.

Jeden z takich poziomów jest jednak szczególnie dobrze rozwinięty i zasługuje na większą uwagę. W wielu stanowiskach w stropowych partiach lessów młodszych górnych, bezpośrednio pod warstwą lessu zmienioną przez procesy holocenijskiej pedogenezy, zalega smugowany, słabo oglejony, zdeformowany horyzont z częstymi wkładkami piaszczystymi i humusowymi oraz wytrąceniami żelazistymi. Stanowi on pierwszą, ciągłą warstwę przykrywającą struktury pseudomorfoz klinów lodowych rozwijających się w czasie depozycji LMg. W schemacie stratygraficznym lessów Bogutsky'ego (1986, 1987, 1990; Bogutsky i inni, 1994) omawiany horyzont odpowiada podpoziomowi Krasyliv (2e) górnego poziomu lessów górnoplejstoczeńskich i jest charakteryzowany jako kopalna warstwa czynna wieloletniej zmarzliny. W polskiej literaturze podobnie interpretowany jest poziom słabego oglejenia występujący m.in. na głębokości ok. 2-3 m w profilu Hrubieszów-Feliks (Dolecki, Maruszczak, 1991). Maruszczak (1991a) zauważa, że ten poziom słabego oglejenia „zamyka” od góry pseudomorfozy klinów lodowych i podsumowuje, że „...poziom oglejenia reprezentuje warstwę czynną z okresu aktywnego rozwoju sieci wielkich polygonów z epigenetycznymi klinami lodowymi” (Maruszczak, 1991a, str. A.34).

Omawiany horyzont oglejenia występuje powszechnie zarówno we wschodniej, jak i zachodniej części obszaru badań. Najlepiej wykształcony jest na stanowiskach Novyj Mylatyn (ryc. 11), Henryków i Zaprężyn (ryc. 14). W niektórych stanowiskach lub fragmentach odsłoneń poziom ten znalazł się w zasięgu oddziaływania holocenicznych procesów glebotwórczych, co utrudnia lub wręcz uniemożliwia jego identyfikację.

Lessy młodsze górne charakteryzują się największymi średnimi wielkościami cząstek (Md i Mz – tab. 3) wśród badanych lessów młodszych. Podobne wskaźniki uziarnienia posiadają jedynie górne partie dobrze rozwiniętych sekwencji lessów młodszych środkowych (Dankowice, Księginice Małe, Polanów Samborzecki, Korshov, Rivne). Uśrednione wartości mediany (Md) oraz przeciętnej wielkości cząstek (Mz) lessów młodszych górnych przyjmują najniższe wartości w skali ϕ (największe wielkości cząstek) na stanowiskach Złotoryja ($Md = 5,05 \phi = 30,2 \mu m$; $Mz = 5,37 \phi = 24,2 \mu m$), Zaprężyn ($Md = 5,08 \phi = 29,6 \mu m$; $Mz = 5,43 \phi = 23,2 \mu m$), Polanów Samborzecki i Tyszowce (Md po $5,12 \phi = 28,8 \mu m$; Mz po $5,46 \phi = 22,7 \mu m$), a najwyższe wartości (najmniejsze wielkości cząstek) na stanowiskach Branice ($Md = 5,95 \phi = 16,2 \mu m$; $Mz = 6,27 \phi = 13,0 \mu m$) i Zbarazh ($Md = 5,84 \phi = 17,5 \mu m$; $Mz = 6,16 \phi = 14,0 \mu m$).

Uśrednione wartości odchylenia standardowego (δ) lessów młodszych górnych w badanych profilach mieszczą się w zakresie od $1,57 \phi$ (Polanów Samborzecki – ryc. 10) do $1,76 \phi$ (Branice – ryc. 20) i są to zazwyczaj najniższe wartości (najlepsze wysortowanie) w poszczególnych sekwencjach lessów młodszych.

Skośność rozkładów uziarnienia (Sk_i) lessów młodszych górnych przyjmuje wartości charakterystyczne dla rozkładów bardzo dodatnio skośnych ($Sk_i > 0,3$), rzadziej dodatnio skośnych i są to najczęściej najwyższe wartości Sk_i wśród jednostek litostratygraficznych lessów młodszych. Tego typu rozkłady są typowe dla lessów młodszych górnych (Dolecki, 1987, 2002). Mogą one sugerować, że w środowisku depozycji LMg panowały sprzyjające warunki do unieruchamiania ziaren transportowanych w suspensji lub saltacji (Racinowski, Szczypek, 1985; Racinowski i inni, 2001).

Lessy młodsze górne najczęściej posiadają leptokurtyczne rozkłady uziarnienia ($1,11 < K_c < 1,50$), rzadziej mezokurtyczne ($0,90 < K_c < 1,11$) lub bardzo leptokurtyczne ($1,50 < K_c < 3,0$). Wskaźnik kurtozy K_c lessów młodszych górnych zazwyczaj przyjmuje najwyższe wartości wśród lessów młodszych.

Statystyczne parametry uziarnienia lessów młodszych górnych w badanych stanowiskach nie wskazują jednoznacznie na zróżnicowanie tej najważniejszej cechy litologicznej w profilu równoleżnikowym (E-W) postulowane w wielu poprzednich opracowaniach (Cegła, 1972; Jersak, 1973a, 1985b; Jersak i inni, 1992; Maruszczak, 1972, 1991b; Dwucet, 1999; Mojski, 2005). Należy jednak przypomnieć, że we wcześniejszych porównaniach drobnofrakcyjne lessy Płaskowyżu Głubczyckiego uznawano za reprezentatywne dla całego obszaru południowo-zachodniej Polski, a nowe dane dość wyraźnie zaprzeczają takiemu założeniu (Jary, 1996; Jary i inni, 2002). Zestawienie wskaźników uziarnienia LMg, w zbadanych tymi samymi metodami profilach lessowych Polski SW, wskazuje na zmniejszanie się wielkości cząstek lessu z północy na południe. Taki sam, południkowy kierunek zmian wskaźników uziarnienia lessów rysuje się również w zachodniej części Ukrainy (por. tab. 3), jednak próba wyprowadzenia pewnych ogólnych prawidłowości na podstawie dotychczas zgromadzonych danych byłaby zdecydowanie przedwczesna.

Największe przeciętne średnice cząstek lessów młodszych górnych występują w profilach położonych zarówno we wschodniej, jak i zachodniej części obszaru badań. Wydaje się, że ta cecha lessów związana jest głównie z czynnikami warunkującymi lokalne tempo akumulacji lessów. W profilach, w których grubość lessów młodszych górnych jest względnie duża, przeciętne średnice cząstek lessów młodszych górnych są największe. Materiał zebrany w trakcie przygotowywania niniejszego opracowania nie daje wystarczających podstaw, aby wypowiadać się na temat zróżnicowania uziarnienia LMg w obrębie poszczególnych płątów lessowych. Lokalne zróżnicowanie podstawowych właściwości litologicznych lessów jest szczególną cechą silnie rozczłonkowanych płątów lessowych południowo-zachodniej Polski (Jary i inni, 2002; Kida, Jary, 2004b).

Ilość węglanu wapnia w lessach młodszych górnych jest najwyższa w całej sekwencji lessów młodszych. Wysoka zawartość węglanów może być interpretowana jako pośredni wskaźnik tempa akumulacji lessu oraz stopnia kontynentalizmu środowiska sedymentacji lessów (Jersak, 1972c, 1973a, 1985b; Jersak i inni, 1992; Dwucet, 1999, 2001). Najwyższą zawartość węglanów w lessach młodszych górnych stwierdzono, zgodnie z oczekiwaniami, w profilach wschodniej części obszaru badań. Na stanowisku Zbarazh (ryc. 19) ilość węglanów w LMg przekracza miejscami nawet 20%, a w profilach Novyj Mylatyn, Korshov i Rivne (ryc. 11, 13 i 18) najczęściej mieści się w przedziale od 10 do 14%. Lessy młodsze górne w Tyszowcach, Polanowie Samborzeckim (ryc. 12, 10) i Odonowie II zawierają w sobie ok. 6-9% węglanu wapnia. Pewnym zaskoczeniem, na tle dotychczasowych danych literaturowych, jest wysoki udział

węglanów w niektórych sekwencjach LMg południowo-zachodniej Polski. Maksymalne zawartości węglanów w Dankowicach i Księginicach Małych (ryc. 16 i 17) przewyższają wartość 14%, przy średnich udziałach rzędu 8-10%. Potwierdza się niewielka zawartość, a często brak węglanów w lessach młodszych górnych Płaskowyżu Głubczyckiego (np. Branice – ryc. 20), jednak i na tym obszarze lessowym znane są stanowiska, w których udział węglanów dochodzi miejscami do 8% (Głogówek I, Długomiłowice, Biała Prudnicka, Kietrz - Kida, 1978, 1983, 1984; Kida, Jary, 1991a; Jersak, 1991, Jary, 1996; Jary i inni, 2002; Dwucet, 1999, 2001).

Gęsty pobór próbek do analiz laboratoryjnych (co 5-10 cm), umożliwił obserwacje rozkładu zawartości węglanu wapnia w sekwencjach lessów młodszych górnych. Udział węglanów w profilu pionowym LMg jest nierównomierny. Obok stref wzbogacenia występują poziomy zubożone w węglany. Całkowicie pozbawione węglanów są stropowe partie lessów młodszych górnych (ok. 1 m), które zostały objęte holocenickimi procesami glebotwórczymi. Zazwyczaj wyraźny poziom wzbogacenia w CaCO_3 występuje bezpośrednio pod warstwą wylugowaną, lecz znaczne różnice udziału węglanów w dwóch sąsiadujących próbkach zdarzają się często w całej sekwencji LMg.

Zawartość związków humusowych jest śladowa i w poziomach LMg, nieobjętych pedogenezą holocenicką, wynosi przeciętnie 0.1-0.2%. Względnie wysokie ilości humusu stwierdzono w spągowych litofacjach smugowanych zalegających bezpośrednio nad poziomem sg-Gi/LMs. Nieznacznie wyższe koncentracje tego związku występują również w strefach silniejszego oglejenia.

Podatność magnetyczna lessów młodszych górnych jest na ogół nieco wyższa, niż w lessach młodszych środkowych. Podobnie, jak w przypadku lessów młodszych środkowych, w strefach nieco silniejszego oglejenia występują lokalne spadki podatności magnetycznej. Skład mineralogiczny frakcji ilastej ($<2 \mu\text{m}$, tab. 4) zdominowany jest przez minerały ilaste z grupy illitu, przy niewielkich udziałach minerałów z grupy smektytu i kaolinitu. Skład chemiczny lessów młodszych górnych oraz wskaźniki zwietrzenia nie odbiegają zasadniczo od wartości otrzymanych dla lessu młodszego środkowego (tab. 5, 6 i 8) i wskazują pośrednio na niski stopień przekształcenia lessu przez procesy wietrzeniowo-glebowe.

4.8. Interpretacja chronostratygraficzna jednostek lessowo-glebowych

W tabeli 7 zestawilem rezultaty oznaczeń wieku metodami TL, OSL, oraz AMS ^{14}C wykonane w latach 2003-2004 dla stanowisk Księginice Małe, Dankowice, Biały Kościół, Zaprężyn oraz Polanów Samborzecki. Duża część wyników datowań została zaprezentowana w trakcie IV Seminarium Lessowego „Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych” (Strzelin, 13-16 października 2004; Fedorowicz i inni, 2004) oraz obszernie skomentowana w późniejszych pracach Fedorowicza (2005, 2006).

Większość otrzymanych luminescencyjnych oznaczeń wieku (tab. 7) wykazuje dużą zbieżność dat TL i OSL, które na ogół można uznać za zgodne z interpretacją geologiczną badanych stanowisk. Daty TL tych samych próbek są zazwyczaj nieco starsze od dat OSL (Fedorowicz, 2005, 2006). Jednak część dat TL i OSL jest dość zdecydowanie rozbieżna z interpretacją geologiczną. Daty luminescencyjne próbek pobranych z pedokompleksu Gi+GJ1 są zazwyczaj młodsze od oczekiwanych. Dość często zdarzają się sytuacje, w których wyniki datowań luminescencyjnych maleją wraz z rosnącą głębokością pobrania próbek (tab. 7).

Tego typu problemy nie są charakterystyczne jedynie dla polskich wykonawców datowań luminescencyjnych i występują w wielu opracowaniach prezentujących badania zagranicznych laboratoriów (Aitken, 1985, 1998; Wintle, 1987, 1990, 1997; Prescott, Robertson, 1997; Frechen, 1992, 1998, 1999; Frechen i inni, 1999, 2003; Lang i inni, 2003). Jest to kolejny dowód, że nie należy przeceniać interpretacyjnej roli datowań luminescencyjnych (TL, OSL i innych) w ustalaniu chronostratygrafii czwartorzędu, a jedynie traktować je jako istotne, lecz nie najważniejsze, wskaźniki wieku osadów (Fedorowicz, 2005).

Oprócz datowań luminescencyjnych, wykonałem również trzy oznaczenia ^{14}C techniką AMS dla różnowiekowych poziomów glebowych na stanowisku Zaprężyn. Otrzymane rezultaty są zgodne z interpretacją geologiczną tego profilu (tab. 7), lecz wykazują rozbieżność z wynikami TL (Fedorowicz i inni, 2004; Fedorowicz, 2006) oraz datą ^{14}C ogłoszoną wcześniej przez Szponara (1998; Szponar, Szajdak, 2003).

Interpretację chronostratygraficzną opisanych wcześniej jednostek lito- i pedostratygraficznych pokazuje tabela 9.

Tabela 9. Korelacja stratygraficzna jednostek lessowo-glebowych badanego obszaru z zapisem głębokomorskim (MOIS - Martinson i inni, 1987), europejskimi jednostkami chrono- i biostratygraficznymi (Guiter i inni, 2003) oraz zakresy wyników oznaczeń wieku dla poszczególnych jednostek lessowo-glebowych

Table 9. Stratigraphic correlation of loess-palaeosol units of investigated area with deep-sea record (MOIS – Martinson et al., 1987), European chrono- and biostratigraphic units (Guiter et al., 2003) and ranges of dating results for particular loess-palaeosol units

Wiek [ka]	MOIS	Chrono-stratygrafia	Bio-stratygrafia	Jednostki lessowo-glebowe	Wiek TL (ka BP) <i>Fedorowicz</i>	Wiek OSL (ka BP) <i>Bluszcz</i>	Wiek ¹⁴ C AMS (ka BP)
12	1	Holocen	<i>Holocen</i>	GH			
		Późny Glacjał	<i>Alleröd/Bölling</i>	LMg sg/LMs LMs	8,3-58,3 15,5-43,4 8,1-50,5	14,6-22,9 24,1 15,2-37,8	18,8 ± 0,12
24	2	Górny Pleniglacjał					
59	3	Środkowy Pleniglacjał	<i>Denekamp</i> <i>Hengelo</i> <i>Moershoofd</i> <i>Glinde (?)</i> <i>Oerel (?)</i>	Gi/LMd	21,1-91,3	26,7-61,2	26,2 ± 0,6
74	4	Dolny Pleniglacjał	<i>Ognon 1/Ognon 2</i>	LMd sg/LMn LMn	60,1-89,0	30,5-70,5	
85	5a	Wczesny Glacjał	<i>Odderade</i>	Gi+GJ1	62,4-110,6	57,5-69,3	>50
93	5b		<i>Rederstall</i>				
105	5c		<i>Brörup</i>				
	5d		<i>Herning</i>				
117	5e	Interglacjał Eemski	<i>Eem</i>				
130							

Przedstawiłem w niej korelację stratygraficzną jednostek lessowo-glebowych badanego obszaru z zapisem głębokomorskim (MOIS - Martinson i inni, 1987), europejskimi jednostkami chrono- i biostratygraficznymi (Guiter i inni, 2003) oraz zakresy wyników oznaczeń wieku dla poszczególnych jednostek lito- i pedostratygraficznych.

Zasadnicze różnice w stosunku do wcześniejszych interpretacji Maruszczaka (1991a, 2001) wynikają z przedstawionej wyżej charakterystyki jednostek lessowo-glebowych. Badane sekwencje lessów wysoczyznowo-zbozowych wskazują, że w ostatnim cyklu interglacjałno-glacjałnym miały miejsce dwa, stosunkowo krótkie etapy lessotwórcze przedzielone relatywnie długimi okresami, w których intensywność pedogenezy była czynnikiem dominującym nad niewielką dostawą materiału eolicznego (tab. 9).

5. Zmiany klimatu zapisane we właściwościach litologicznych sekwencji lessowo-glebowych

5.1. Wskaźniki pośrednie w badaniach lessów

W latach 80-tych ubiegłego stulecia odkryto, że zmienność podatności magnetycznej (*magnetic susceptibility* – MS) lessów chińskich doskonale pokrywa się z przemiennością występowania lessów i gleb kopalnych w profilu pionowym (Heller, Liu, 1982, 1984). Wkrótce okazało się, że cykle glacialno-interglacialne odtworzone na podstawie badań MS sekwencji lessów i gleb kopalnych chińskiej Wyżyny Lessowej bardzo dobrze odpowiadają zapisowi izotopowemu osadów głębokomorskich (Kukła, 1987). Stwierdzono, że podatność magnetyczna gleb kopalnych na Wyżynie Lessowej jest około 2-4 razy większa od MS lessów w tych samych profilach (Heller, Liu, 1984). Pierwsze próby wyjaśnienia tego zjawiska opierały się na założeniu, że zróżnicowanie MS lessów chińskich związane jest głównie z nierównomiernym tempem depozycji pyłu lessowego (Kukła i inni, 1988; Kukła, An, 1989). Dalsze badania terenowe i laboratoryjne zmieniły ten pogląd i wykazały, że wysoka MS gleb kopalnych jest spowodowana wzbogaceniem w superparamagnetyczne minerały magnetyczne takie jak magnetyt i maghemit, które mogą się tworzyć *in situ* w rezultacie procesów glebotwórczych (np. Maher, Taylor, 1988; Zhou i inni, 1990; Maher, Thompson, 1991, 1992, 1994, 1995, 1999). Od kilkunastu lat MS jest traktowana jako istotny, pośredni wskaźnik zmiennych warunków klimatycznych w czwartorzędzie (An i inni, 1991b; Maher, Thompson, 1991, 1992, 1994, 1995, 1999; Liu i inni, 1995; Zhou i inni, 1996; Chen i inni, 1997; Liu, Ding, 1998; Tang i inni, 2003; Sun i inni, 2006), chociaż interpretacja podatności magnetycznej nie jest jednoznaczna i ciągle prowadzone są prace zmierzające do precyzyjnego wyjaśnienia pochodzenia sygnału MS w sekwencjach lessowo-glebowych (Heller, Evans, 1995; Evans, Heller, 1994, 2001; Sun, Liu, 2000). Na ostateczną wartość podatności magnetycznej wpływa wiele różnorodnych czynników w czasie depozycji osadów, rozwoju pedogenezy oraz w trakcie procesów wczesnej diagenety (Derbyshire i inni, 1997; Han, Jiang, 1999; Terhorst i inni, 2001; Tang i inni, 2003). Jednym z takich czynników, szczególnie istotnym w przypadku peryglacialnych lessów europejskich, są procesy pierwotnego lub wtórnego oglejenia (Maher, 1986, 1998; Beget i inni, 1990; Nawrocki, 1992; Nawrocki i inni, 1996, 1999).

Znaczenie tzw. danych pośrednich (*proxy data*), uzyskiwanych w rezultacie badań sekwencji lessowo-glebowych w Chinach i innych obszarach lessowych kuli ziemskiej, systematycznie wzrasta. Przejawem tej tendencji jest wzrastająca liczba publikacji w renomowanych czasopismach, w których odtwarza się zmiany klimatu w przeszłości za pomocą różnorodnych wskaźników pośrednich. Najczęściej rekonstrukcje paleoklimatu obszarów lessowych opierają się na badaniach podatności magnetycznej (pośredni wskaźnik zmienności monsunu letniego na Wyżynie Lessowej - Maher i inni, 1999, 2002; Porter, 2000; Evans, Heller, 2001; Tang i inni, 2003). Pomocnicze funkcje pełnią wskaźniki pośrednie wynikające z zawartości węglanów (Liu i inni, 1985; Chen i inni, 1997; Han i inni, 1997; Kemp, 1998, 1999, 2001) i koncentracji różnych izotopów węgla organicznego (Liu, Ding, 1998; Muhs i inni, 1999, 2001a, 2003; Hatté i inni, 1999, 2001). Coraz częściej są wykorzystywane różnorodne wskaźniki wietrzenia chemicznego (Pye, Johnson, 1988; Gallet i inni, 1996, 1998; Muhs, Bettis III, 2000; Muhs i inni, 1999, 2001a,b, 2003) oraz dane pośrednie otrzymane z rozkładów uziarnienia lessów i gleb kopalnych (pośredni wskaźnik zmienności monsunu zimowego na Wyżynie Lessowej - An i inni, 1991a; Xiao i inni, 1992, 1995; Porter, An, 1995; An, Porter, 1997; Porter, 2001; Ding i inni, 1994, 1999, 2000; Vandenberghe i inni, 1997; Vandenberghe i Nugteren, 2001; Lu i inni, 1999, 2004; Nugteren, Vandenberghe, 2004; Nugteren i inni, 2004).

Badania ostatnich lat wykazały, że sekwencje lessowo-glebowe w Chinach i centralnej Azji stanowią najważniejsze, lądowe źródło danych pośrednich dla rekonstrukcji zmian klimatu w czwartorzędzie (np. Bronger i inni, 1995, 1998; Derbyshire i inni, 1997; Mestdagh i inni, 1999; Liu, Ding, 1998; Liu i inni, 1999; Lu i inni, 2004; Sun i inni, 2006). Analiza wielu stanowisk lessowych dowodzi, że sedymentacja lessów w tych rejonach ma ciągle charakter, chociaż tempo akumulacji lessów jest wyraźnie zróżnicowane w czasie. Proces sedymentacji lessów jest tutaj silnie związany ze zmianami systemu monsunowego w czwartorzędzie (Liu, Ding, 1998; An, 2000; An i inni, 2001; Sun i inni, 2006), a zapis zmian klimatu uzyskany za pomocą najważniejszych wskaźników pośrednich (podatność magnetyczna, uziarnienie lessów) wykazuje olbrzymie podobieństwo do zapisu izotopowo-tlenowego osadów głębokomorskich (Kukła, 1987; Ding i inni, 1994, 2000, 2002).

Warunki depozycji lessów chińskich i środkowoazjatyckich wyraźnie różniły się od warunków panujących w Europie Środkowej, gdzie tempo depozycji pyłu było bardziej zróżnicowane, nie miało

ciągłego charakteru, a w większości odsłoneń zaznaczają się struktury potwierdzające dużą rolę procesów redepozycyjnych (Vandenberghe i inni, 1998b; Vandenberghe, Nugteren, 2001; Antoine i inni, 1999, 2001; Rousseau i inni, 2002; Jary, 2004a,b; Jary i inni, 2003, 2004c). Można jednak założyć, że zmienność podstawowych cech litologicznych odpowiednio wyselekcjonowanych sekwencji lessowych w Polsce i zachodniej części Ukrainy, przeanalizowana w profilu pionowym z zastosowaniem gęstego poboru próbek do analiz laboratoryjnych oraz precyzyjnych, powtarzalnych technik oznaczeń składu granulometrycznego lessów, dostarczy nowych, bardziej szczegółowych danych o zmianach klimatu lessowych środowisk sedymentacyjnych.

5.1.1. Granulometryczne wskaźniki pośrednie w sekwencjach lessowo-glebowych – wybrane aspekty metodyczne

Podstawową cechą litologiczną skał osadowych jest ich uziarnienie (Wentworth, 1922; Folk, 1966; Folk, Ward, 1957; Pettijohn, 1975; Gradziński i inni, 1976, 1986; Racinowski, Szczypek, 1985; Racinowski i inni, 2001). Skład granulometryczny lessów uzależniony jest od różnorodnych czynników towarzyszących procesowi depozycji pyłu eolicznego, wśród których za najważniejsze uważa się: charakterystyczne cechy obszaru lub obszarów źródłowych, odległość obszarów depozycji pyłu od obszarów źródłowych, częstość, kierunek oraz siła wiatrów przenoszących pył (np. Cegła, 1972; Jersak, 1973a; Liu i inni, 1985; Pye, 1984, 1987, 1995; Pye, Sherwin, 1999; Tsoar, Pye, 1987; Mason, 2001).

Charakterystyki uziarnienia lessów stanowią istotny fragment wielu prac o tematyce lessowej, również w przypadku obszarów, które są przedmiotem badań niniejszej pracy (np. Cegła, 1965, 1972; Jersak, 1965, 1973a; Kida, 1978; Dolecki, 1981, 1987, 1993, 1995, 2002; Jary, 1996; Dwucet, 1993, 1999). Dla Orth'a (1872) były one jednym z ważniejszych dowodów na eoliczne pochodzenie płytkich, pokrywowych osadów pylastych zalegających pomiędzy Masywem Ślęży a Wzgórzami Trzebnickimi. Badania uziarnienia lessów podolskich pozwoliły Tokarskiemu (1936) wyrysować izograny i wypowiedzieć się na temat kierunków wiatrów lessotwórczych.

W ponad 100-letnim okresie badań lessów zmieniała się metodyka badań terenowych oraz powstały nowe, bardziej precyzyjne, metody oznaczania składu granulometrycznego osadów. Standardowe, zazwyczaj zróżnicowane, procedury stosowane w badaniach terenowych i laboratoryjnych pozwalają na określenie cech uziarnienia jednostek litostratygraficznych lessów. Takie charakterystyki wskazują jedynie na podstawowe różnice litologiczne pomiędzy tymi jednostkami, lecz nie dostarczają informacji na temat subtelnych zmian składu granulometrycznego lessów wewnątrz poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Nie zmienia tego zasadniczo nawet obliczenie statystycznych parametrów uziarnienia, ponieważ ich wartość interpretacyjna (w tym przypadku ograniczona) wynika ze sposobu pobierania próbek w profilu (duże odstępstwa pomiędzy próbkami; pobieranie dużej, uśrednionej próbki zawierającej materiał złożony w rezultacie wielu pojedynczych zdarzeń depozycyjnych, np. burz pyłowych) oraz możliwości technicznych wybranej metody oznaczania składu granulometrycznego osadów (ilość możliwych do uzyskania klas uziarnienia, precyzja i powtarzalność pomiarów).

W celu zminimalizowania powyższych niedogodności i uzyskania porównywalnych rezultatów badań, które mogłyby być wiarygodną podstawą dla określenia wskaźników pośrednich informujących o procesach narastania górnoplejstoczeńskich sekwencji lessowo-glebowych badanego obszaru, zastosowałem określoną procedurę w badaniach terenowych, poborze próbek do analiz laboratoryjnych oraz w preparatyce próbek i wykonaniu oznaczeń składu granulometrycznego lessów.

Wysokość pionowych sekwencji lessowo-glebowych (fot. 1-5) wytypowanych do badań szczegółowych wahała się w przedziale od 4 (Henryków) do 14 m (Tyszowce, Polanów Samborzecki). Próbki do badań laboratoryjnych pobrano w odstępach co 5 - 10 cm, w jednej lub dwóch (Odonów II, Polanów Samborzecki, Korshov, Rivne, Novyj Mylatyn) pionowych sekwencjach dobranych w taki sposób, aby spełniony był warunek superpozycji (granice pomiędzy dwoma sekwencjami w tym samym odsłonięciu wyznaczał strop poziomu akumulacyjnego zespołu gleb kopalnych Gi+GJ1). Próbki o masie ok. 50 - 100 g pobierano z warstewek o grubości 1-2 cm do woreczków foliowych.

Niezależnie od wyboru metody oznaczania składu granulometrycznego, zawsze pojawia się problem preparatyki próbek do analiz. Które charakterystyki uziarnienia są bardziej przydatne dla rekonstrukcji dynamiki transportu oraz kierunku wiatrów lessotwórczych? Skład cząstek elementarnych czy też tzw. skład agregatowy? W polskiej literaturze ten problem dyskutowany był ostatnio przez Dwucet (1993, 1999), Racinowskiego i współautorów (Racinowski i inni, 1999, 2000, 2003) i Seula (2000, 2004; Seul i inni, 2001). W czasopiśmie o zasięgu międzynarodowym spotyka się opisy różnych sposobów przygotowania próbek do oznaczeń składu granulometrycznego. Konert i Vandenberghe (1997) zalecają użycie procedury chemicznej ekstrakcji, która powoduje usunięcie z próbki lessu materii organicznej, węglanów oraz

minerałów ilastych (Vandenberghe, Nugteren, 2001; Sun i inni, 2002; Nugteren, Vandenberghe, 2004; Nugteren i inni, 2004). Inne, jeszcze bardziej rygorystyczne procedury, opierają się na założeniu, że spośród różnych składników lessu jedynie kwarc pozostaje stosunkowo najmniej przeobrażony przez procesy transportu, sedymentacji oraz wietrzenia i dlatego jest najbardziej reprezentatywny dla charakterystyki pierwotnego pyłu eolicznego (Xiao i inni, 1995; Sun i inni, 2004). Wielu badaczy pozostaje jednak na stanowisku, że to właśnie minimalnie zdyspergowane próbki posiadają rozkłady uziarnienia najbardziej zbliżone do współcześnie transportowanych pyłów (Kiefert i inni, 1992; McTainsh i inni, 1997a,b; McTainsh, 1999; Beuselinck i inni, 1998, 1999; Mason i inni, 2003) i z tych powodów są bardziej przydatne dla prób rekonstrukcji dynamiki transportu. Biorąc pod uwagę rozbieżne stanowiska w tej sprawie doszedłem do wniosku, że znacznie ważniejsze od wyboru metody preparatyki próbek do analiz uziarnienia jest zachowanie konsekwentnych procedur w trakcie wykonywania oznaczeń laboratoryjnych dla całej populacji próbek. Po serii eksperymentów zastosowałem prostą metodę dyspersji cząstek polegającą na użyciu ultradźwięków działających na zawieszoną osadu w wodzie destylowanej.

Oznaczenia składu granulometrycznego osadów wykonywane są współcześnie na wiele różnych sposobów (McCave, Syvitski, 1991; Syvitski, 1991). Spośród nowych metod największe znaczenie mają metody optyczne – oparte na pomiarze rozproszenia wiązki światła przechodzącej przez ośrodek, w którym w postaci zawiesiny występuje analizowany osad (Issmer, 2000). Podstawy teoretyczne dyfraktometrii laserowej zostały opracowane już w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku (Cornillault, 1972; Weiss, Frock, 1976; Swithenbank i inni, 1977). Prace te doprowadziły do powstania pierwszych, komercyjnych granulometrów laserowych wyprodukowanych przez firmy CILAS (Francja), Leeds & Northrup (USA) i Malvern Instruments (Wielka Brytania). Pierwsze urządzenia wykorzystywały model dyfrakcji Fraunhofera (Pluta, 1982; Issmer, 2000), który nie sprawdza się w przypadku frakcji ilastych (McCave i inni, 1986; Boer i inni, 1987). Współczesne, wiodące dyfraktometry laserowe wykorzystują kombinację modelu Fraunhofera i pełnej teorii rozproszenia światła Mie (Agrawal i inni, 1991; Beuselinck i inni, 1998, 1999; Mason i inni, 2003).

Oznaczenia składu granulometrycznego próbek lessu (ponad 2000) wykonano w Pracowni Gruntoznawczej Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego na aparacie Mastersizer 2000 firmy Malvern. Przed analizą próbkę przesiewano przez sito o średnicy oczek 1 mm, a następnie rozcieńczano w wodzie destylowanej i poddawano działaniu ultradźwięków.

Najważniejsze zalety wynikające z zastosowania dyfraktometru laserowego Mastersizer 2000 firmy Malvern to:

- wykorzystanie modelu Mie do określenia rozproszenia światła przez badane cząstki;
- szybkość przeprowadzenia pomiarów;
- niewielka masa analizowanej próbki (ok. 0,3 g);
- wysoka precyzja oznaczeń;
- bardzo duża powtarzalność wyników;
- możliwość otrzymania ponad 100 klas uziarnienia;
- duży zakres wielkości analizowanych cząstek (od 0,02 μm do 2000 μm);
- możliwość sprecyzowania żądanych parametrów i wieloraki sposób prezentacji otrzymanych danych.

W porównaniu do tradycyjnie stosowanej metody pipetowo-sitowej, wyniki oznaczeń laserowych lekko zaniżają udział frakcji ilastych (<4 μm) i piaszczystych (>63 μm), a zawyżają udział frakcji pyłowych (4-63 μm), o czym wielokrotnie już wspomniano w literaturze (Konert, Vandenberghe, 1997; Beuselinck i inni, 1998; Buurman, 2001; Mason i inni, 2003). Należy jednak podkreślić, że istnieje duża zgodność wyników oznaczeń pomiędzy tymi metodami przy lepszej powtarzalności metody laserowej (Beuselinck i inni, 1998; Mason i inni, 2003).

Reasumując, metoda laserowa jest metodą szybką, precyzyjną, powtarzalną i ciągle poddawana jest procesom ulepszania (Agrawal i inni, 1991). Doskonale zatem nadaje się do masowych oznaczeń składu granulometrycznego lessów, które mogą zostać wykorzystane do obliczenia wskaźników pośrednich umożliwiających rekonstrukcję zmian klimatu na obszarach lessowych.

5.1.2. Wybrane wskaźniki uziarnienia w badaniach lessów

Relacje zachodzące pomiędzy warunkami środowiska sedymentacyjnego a rozkładem uziarnienia lessów są najczęściej przedstawiane za pomocą statystycznych parametrów uziarnienia (np. Dolecki, 1987, 1993, 1995, 2002; Dwucet, 1993, 1999; Jary, 1996; Racinowski i inni, 2000, 2001, 2003). Obliczanie tych wskaźników, najczęściej według metody Folka i Warda (1957), stało się w Polsce standardem, czego przykładem może być większość stanowisk lessowych prezentowanych w dwóch tomach „Podstawowych profili lessów w Polsce” (Maruszczak, red., 1991, 2001).

W zagranicznej literaturze lessowej, szczególnie w pracach dotyczących lessów chińskich, coraz częściej wykorzystuje się mniej lub bardziej skomplikowane wskaźniki uziarnienia, które pełnią rolę tzw. danych pośrednich. Jednym z pierwszych wskaźników uziarnienia, który znalazł szerokie zastosowanie w badaniach lessów chińskich, jest wskaźnik K_d (*loess index*) obliczany ze stosunku frakcji pyłowej do ilastej (Liu i inni, 1985):

$$K_d = \frac{\text{zawartość frakcji grubego pyłu (10-50 } \mu\text{m)}}{\text{zawartość frakcji ilastej (<5 } \mu\text{m)}}$$

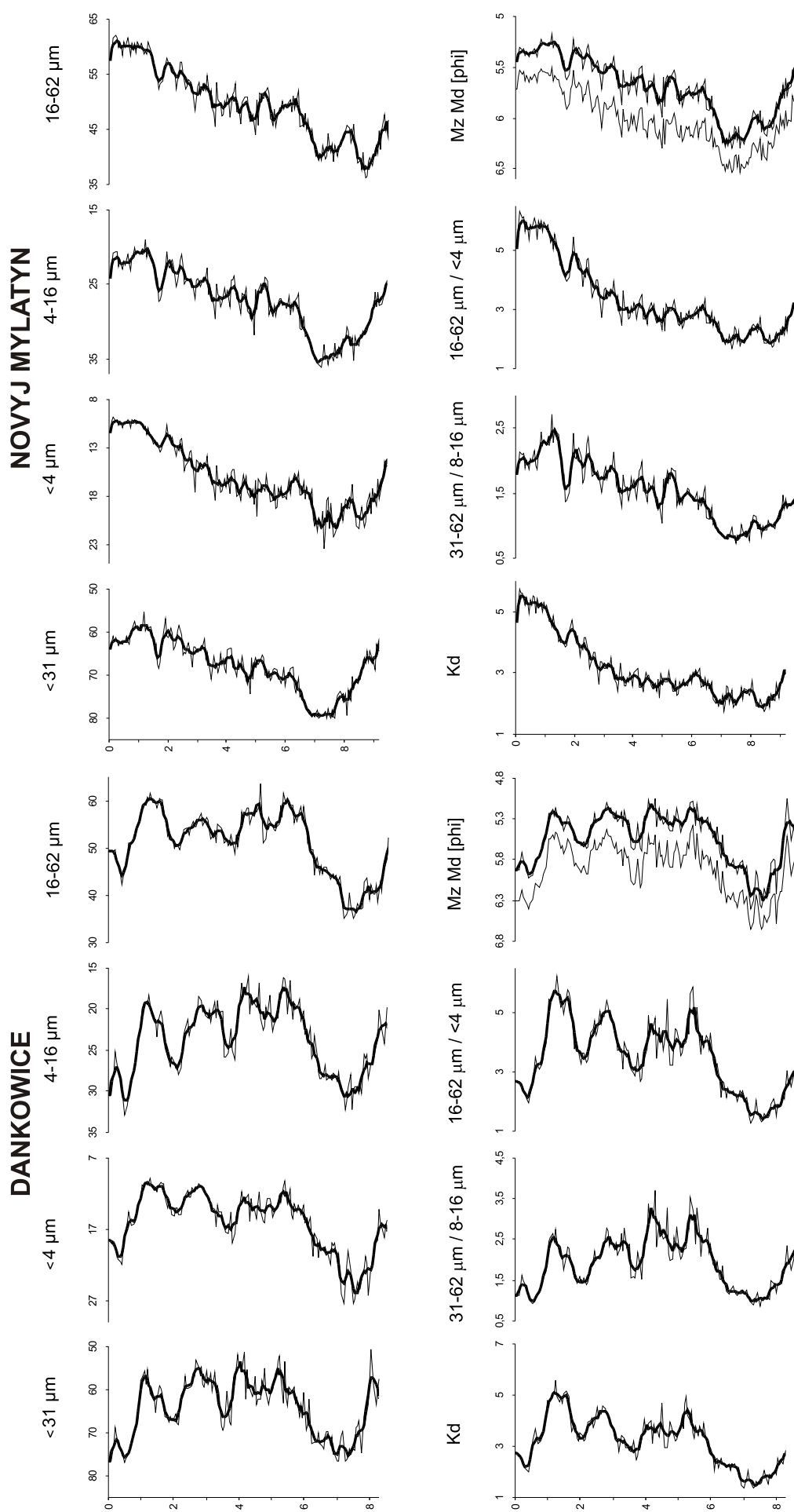
Wartości K_d uwypuklają różnice pomiędzy różnymi horyzontami lessów, a nawet w obrębie jednostek z pozoru mało zróżnicowanych litologicznie. Wskaźnik K_d ma swój sens fizyczny: nawiązuje do rezultatów badań eksperymentalnych Bagnolda (1941), które charakteryzują zachowanie się ziaren i cząstek mineralnych w strumieniu wiatrowym. Wartości K_d są powszechnie uznawane za wskaźnik środowiska sedimentacji oraz intensywności procesów glebotwórczych na chińskich obszarach lessowych oraz wykorzystywane do dokładnego wydzielania jednostek litostratygraficznych w sekwencjach lessowo-glebowych (Liu i inni, 1985). Wskaźnik K_d oraz inne wskaźniki uziarnienia, które opierają się na stosunku frakcji pyłowej do ilastej, pośrednio informują o relacjach pomiędzy tempem akumulacji pyłu lessowego, a intensywnością pedogenezy.

Innym wskaźnikiem uziarnienia, który dość często jest cytowany w literaturze, jest współczynnik U (*U-ratio*). Po raz pierwszy użyto go prawdopodobnie w badaniach stanowiska lessowego w Maastricht-Belvedere (Vandenberghe i inni, 1985, 1993), jako stosunek frakcji 16-44 μm do frakcji 2-16 μm . Po badaniach eksperymentalnych Konerta i Vandenberghe (1997) ta proporcja została zmodyfikowana dla potrzeb analiz laserowych i przybrała postać:

$$U = \frac{16 - 44 \mu\text{m}}{5,5 - 16 \mu\text{m}}$$

Zaletą tego wskaźnika jest pominięcie wtórnych minerałów ilastych (efekt wietrzenia i pedogenezy), które zacierają obraz pierwotnych procesów sedimentacyjnych (Vandenberghe i inni, 1993; Vandenberghe, Nugteren, 2001; Nugteren i inni, 2004). Zadaniem wskaźnika U podobnie jak innych wskaźników, które badają stosunek frakcji grubopyłowych do drobnopyłowych, jest określenie względnej roli dalekich i bliskich obszarów źródłowych oraz tempa akumulacji pyłu lessowego. Podobną informację przekazują wskaźniki, które bazują na udziale frakcji piaszczystych i pośrednio informują o migracji granicy pomiędzy pustynnym a lessowym systemem depozycyjnym (Sun, Ding, 1998; Ding i inni, 1999; Sun, 2002; Rokosh i inni, 2003).

Sekwencje lessowe nie zawierają struktur sedimentacyjnych, które mogłyby wskazywać na kierunek transportu lub siłę wiatrów przenoszących pył lessowy. Te informacje są zakodowane w rozkładach uziarnienia lessów i mogą zostać odczytane jedynie w tych sekwencjach, w których pierwotny sygnał sedimentacyjny nie został w znaczącym stopniu przekształcony przez procesy redepozycji, deformacji, bioturbacji czy intensywnej pedogenezy. Stąd biorą się różnorodne wskaźniki uziarnienia, za których pomocą dokonuje się prób rekonstrukcji zmian klimatu. Pośrednie wskaźniki uziarnienia mogą się wyrażać stosunkiem określonych frakcji, udziałem procentowym pewnych frakcji, zawartością frakcji większych lub mniejszych od określonej średnicy lub wartością mediany, czy przeciętnej średnicy ziaren (ryc. 21). Trudno określić, które z tych wskaźników najlepiej przedstawiają zmiany klimatu środowiska sedimentacji lessów. Wskaźniki uziarnienia przedstawione na rycinie 21 mają podobny rozkład w profilu pionowym, co może nawet sugerować, że wybór konkretnego wskaźnika jest sprawą drugorzędną. Wyjaśnienie kształtu i charakterystycznych załamań na wykresach poszczególnych wskaźników uziarnienia, oraz ich interpretacja w kontekście zmian klimatu lessowych środowisk sedimentacyjnych, wymaga z pewnością prowadzenia dalszych, bardziej wnikliwych badań (Liu, Ding, 1998; Sun i inni, 2004).



Ryc. 21. Zmiany różnych wskaźników uziarnienia dla górnoplejstocennych sekwencji lessów i gleb kopalnych na stanowisku Dankowice i Nowy Mylatyn, przedstawione jako funkcja głębokości

Fig. 21. Changes of various grain-size parameters of Upper Pleistocene loess-soil sequences at Dankowice and Nowy Mylatyn sections plotted against depth

5.2. Zróźnicowanie litologiczne lessów młodszych jako wskaźnik zmian klimatu

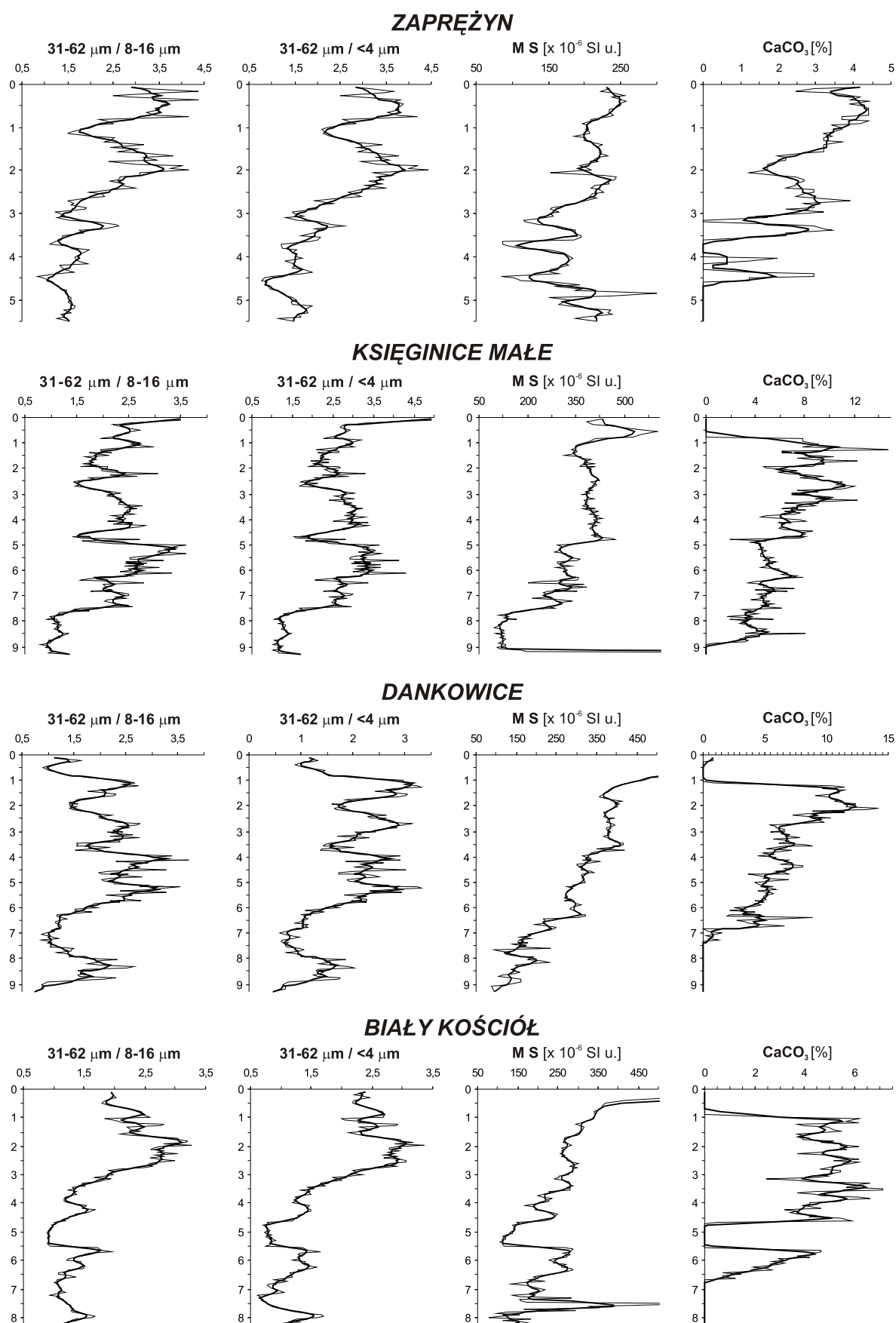
Badania sekwencji lessowo-glebowych, w których zastosowałem metodykę poboru próbek oraz procedury laboratoryjne opisane we wcześniejszych częściach pracy, przeprowadziłem w 15 odsłonięciach (rozdział 2). Na rysunkach 22a i 22b zestawilem wybrane wskaźniki uziarnienia, wartości podatności magnetycznej oraz udziały węglanu wapnia w tych profilach, w których najlepiej wyrażone są zmiany cech litologicznych pomiędzy jednostkami litostratygraficznymi oraz wewnątrz tych jednostek.

Już rezultaty szczegółowego kartowania litologiczno-strukturalnego badanych odsłonięć skłaniają do konkluzji, że sedimentacja lessów w trakcie ostatniego zlodowacenia nie miała ciągłego charakteru i odbyła się w dwóch głównych etapach przedzielonych okresem rozwoju śródlessowego kompleksu gleb tundrowo-glejowych (Gi/LMd, komorniki, Dubno, Bryansk). Rozkład węglanów w profilach również wskazuje na dwa etapy sedimentacji lessowej (ryc. 22a,b). Dotychczasowe badania wykazują (Jary, 2004a; Jary i inni, w druku), że najbardziej spektakularne zmiany uziarnienia w analizowanych sekwencjach lessowo-glebowych występują w warstwach bezpośrednio zalegających nad eemsko-wczesnoglacjalnym (Gi+GJ1) zespołem gleb kopalnych (spągowe partie LMd) oraz powyżej kompleksu gleb tundrowo-glejowych Gi/LMd, wykształconego w stropie lessów młodszych dolnych (spągowe partie LMs). Warstwy te z reguły wykazują wyraźne ślady deformacji i redepozycji wskutek działania soliflukcji i innych procesów stokowych. Można zatem przypuszczać, że w trakcie sedimentacji tych warstw zachodziły najpoważniejsze zmiany klimatyczno-środowiskowe na obszarach lessowych w okresie ostatniego zlodowacenia i korelować te zmiany z początkowymi fazami 4 i 2 stadium izotopów tlenu osadów głębokomorskich (MOIS).

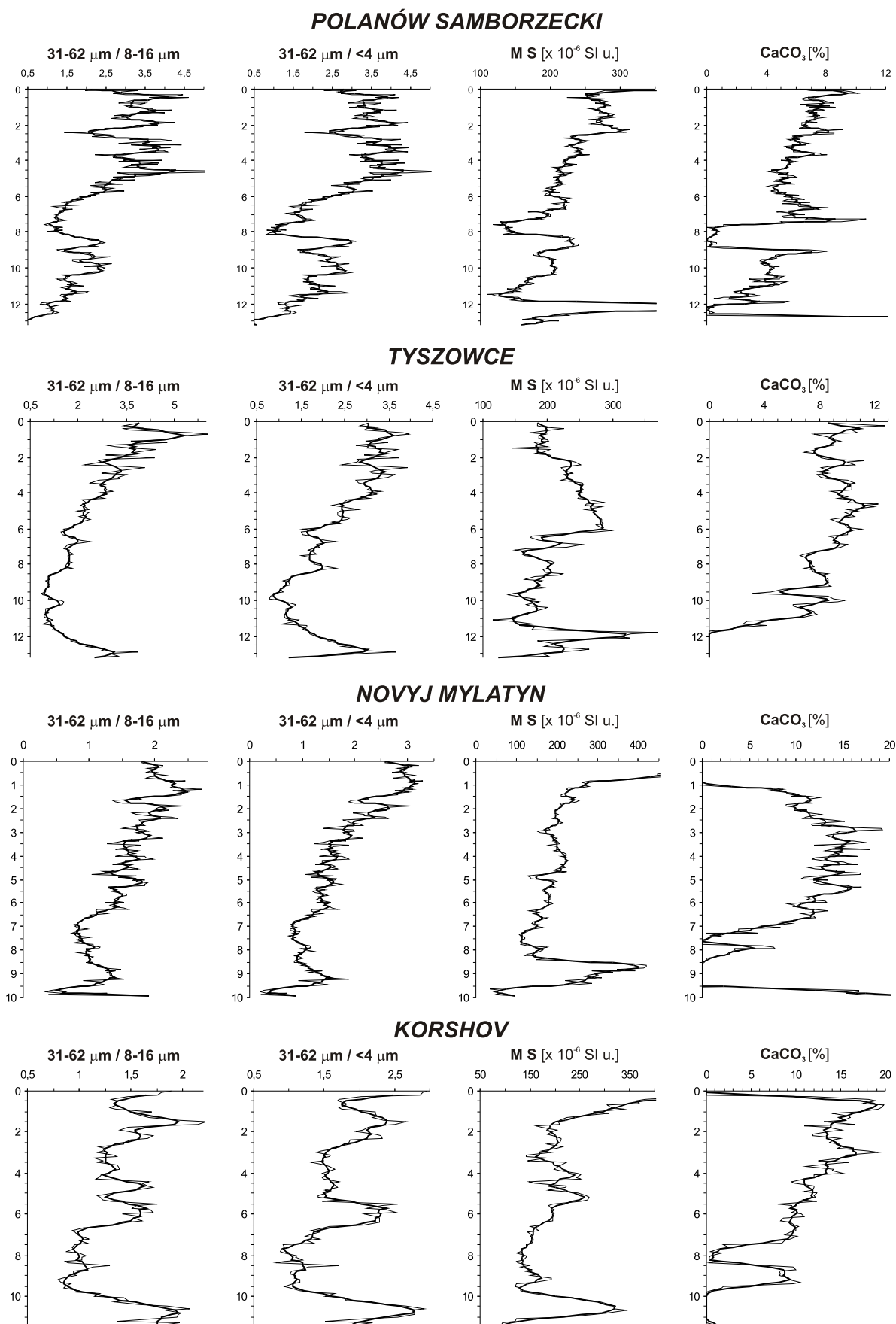
Analiza rozkładów i wskaźników uziarnienia wskazuje, że udział frakcji grubopylejowych zazwyczaj systematycznie wzrasta w kierunku stropu sekwencji lessowo-glebowych (ryc. 22a,b). Zestawienie krzywych częstości uziarnienia lessów młodszych dolnych, środkowych i górnych również wykazuje tendencję do zwiększania się udziału frakcji grubego pyłu ku stropowi profili (ryc. 23), co może pośrednio wskazywać na zwiększający się stopień kontynentalizacji klimatu oraz rosnące tempo akumulacji lessu spowodowane większą dostępnością i bliskością obszarów źródłowych. Hipotezę tę potwierdzają zwiększone udziały węglanów w stropowych partiach sekwencji lessowych (ryc. 22a,b).

Frakcje grubopylejowe transportowane są głównie blisko powierzchni ziemi poprzez krótkoterminową suspensję i zmodyfikowaną saltację (Pye, 1987, 1995; Tsoar, Pye, 1987). Ten rodzaj transportu, w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych oraz współcześnie obserwowanych procesach lessotwórczych, najczęściej wiązany jest z burzami pyłowymi (Cegła, 1972; Wojtanowicz, 1972, 1976, 2000; Sun i inni, 2002, 2004). Krótkie akty transportu mogą się wielokrotnie powtarzać do momentu, w którym transportowany materiał grubopylejowy zostanie skutecznie zatrzymany przez powierzchnie pokryte roślinnością, przeszkody terenowe lub wilgotne podłoże (Cegła, 1969, 1972; Różycki, 1976, 1986, 1991; Jary, 1996; Jary, Kida, 2000). Frakcje drobnopylejowe są transportowane w suspensji na znaczne odległości od miejsca deflacji, a proces ich sedimentacji ma charakter zdecydowanie bardziej ciągły (Pye, 1987, 1995; Pye, Zhou, 1989; Pye, Sherwin, 1999; Sun i inni, 2002, 2004).

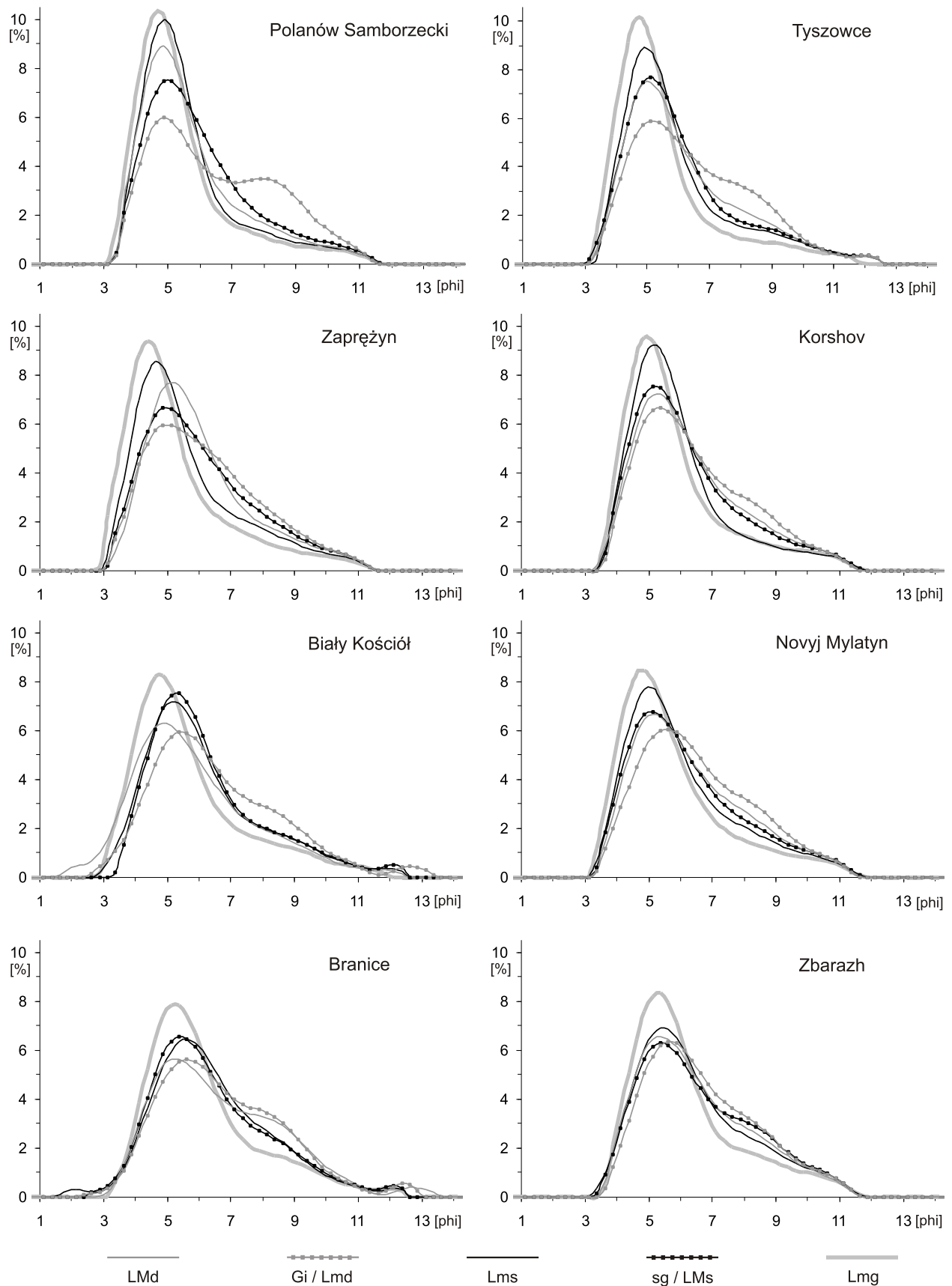
W przekroju równoleżnikowym dość wyraźnie zaznacza się przestrzenne zróźnicowanie miąższości, właściwości litologicznych oraz charakteru występowania lessów, co wielokrotnie zostało podkreślone w polskiej literaturze (Cegła, 1972; Jersak, 1973a, 1985b; Maruszczak, 1985b, 1991b). Jednak nie mniej ważne zróźnicowanie rysuje się w profilu południkowym (ryc. 23). Redukcja przeciętnych wielkości cząstek lessu z północy na południe mogłaby być dowodem równoleżnikowej zmienności stref klimatyczno-roślinnych związanej z fazami aktywności lądolodu skandynawskiego oraz pośrednio wskazywać na pierwotne źródło podstawowej masy materiału lessowego.



Ryc. 22a. Zmiany wskaźników uziarnienia, wartości podatności magnetycznej oraz udziału węgla wapnia w wybranych profilach lessowych Polski SW
 Fig. 22a. Changes of grain-size indices, magnetic susceptibility and calcium carbonate content in selected loess sections of SW Poland



Ryc. 22b. Zmiany wskaźników uziarnienia, wartości podatności magnetycznej oraz udziału węgla wapnia w wybranych profilach lessowych Polski SE i Ukrainy NW
 Fig. 22b. Changes of grain-size indices, magnetic susceptibility and calcium carbonate content in selected loess sections of SE Poland and NW Ukraine



Ryc. 23. Reprezentatywne krzywe częstości uziarnienia jednostek litostratygicznych lessów młodszych w wybranych stanowiskach

Fig. 23. Representative grain-size frequency curves of lithostratigraphic units of younger loess at selected sections

5.3. Cykle depozycyjne w lessach młodszych i ich związek z krótkookresowymi zmianami klimatu

Sedymentacja lessu w czasie dwóch podstawowych etapów lessotwórczych ostatniego zlodowacenia przebiegała ze zmienną intensywnością i nie była procesem ciągłym. W wielu dobrze rozwiniętych sekwencjach lessów młodszych środkowych i górnych, a nawet lessów młodszych dolnych, w obrębie homogenicznych lessów masywnych występują nagłe zmiany uziarnienia, którym czasem towarzyszą szarawe, plamiste poziomy słabego oglejenia (por. rozdział 4).

Słabe poziomy oglejenia w sekwencjach lessów młodszych były wielokrotnie odnotowywane w polskiej literaturze lessowej, lecz ich interpretacja genetyczna była zróżnicowana (np. Cegła, 1972; Jersak, 1973a; Maruszczak, red., 1991, 2001). Coraz częściej pojawiał się pogląd, że niektóre poziomy oglejenia reprezentują słabo wykształcone, inicjalne gleby tundrowo-glejowe, które są dowodem nierównomiernego tempa akumulacji pyłu lessowego w czasie etapów lessotwórczych. Inicjalne, tundrowe gleby glejowe od dawna opisywane są w literaturze niemieckiej (*Nassböden* – Freising, 1957; Schönhals i inni, 1964; Semmel, 1969, 1989; Zöller, Semmel, 2001) i czeskiej (Klima, 1958). Dzisiaj podobne dowody niejednorodnych warunków sedymentacji lessu w górnym pleniglacjaie ostatniego zlodowacenia (MOIS 2) znajdowane są powszechnie w lessach chińskich (Rokosh i inni, 2003), syberyjskich (Chlachula, 2003), oraz na obu kontynentach amerykańskich (Bettis III i inni, 2003; Muhs i inni, 2003; Zarate, 2003).

Skłonność klimatu do relatywnie gwałtownych zmian jest jedną z najbardziej zaskakujących odkryć ostatniego etapu badań czwartorzędu (Taylor i inni, 1993). Krótkookresowe wahania klimatyczne w trakcie ostatniego zlodowacenia zostały najpierw rozpoznane w osadach morskich (Heinrich, 1988; Bond i inni, 1992, 1993, 1997; Bond, Lotti, 1995), a potwierdzone badaniami rdzeni lodowych (Johnsen i inni, 1992, 1995; Dansgaard i inni, 1993; Dansgaard, 2005).

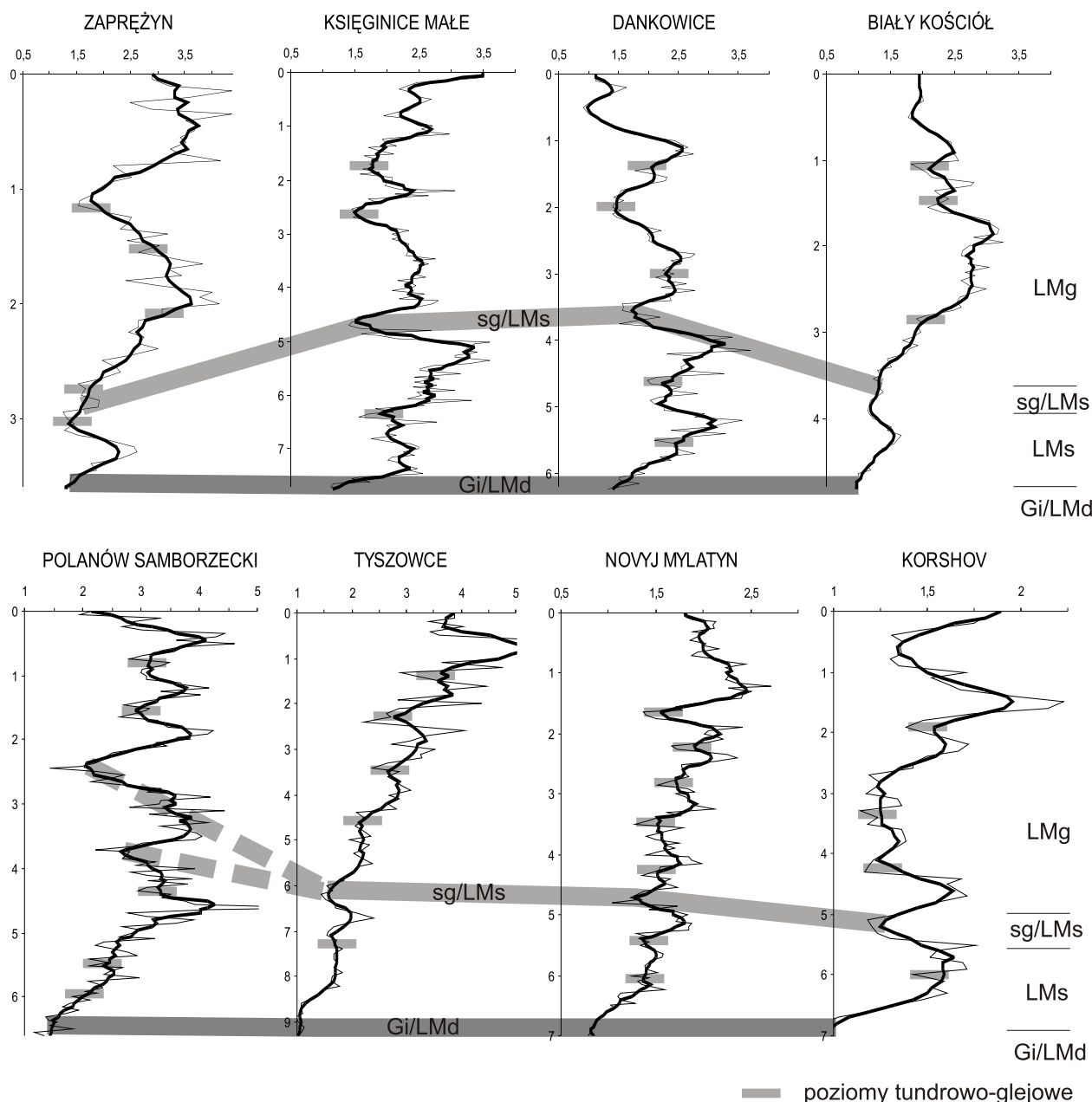
Wkrótce potem ukazały się pierwsze informacje o możliwości rekonstrukcji krótkookresowych cykli klimatycznych ostatniego zlodowacenia na podstawie szczegółowych badań lessów chińskich (Porter, An, 1995; Xiao i inni, 1995; Chen i inni, 1997; Vandenberghe i inni, 1997; Lu i inni, 1999; Porter, 2000, 2001). W Europie problem ten poruszany był głównie na przykładzie profili lessowych w Kesselt (Vandenberghe i inni, 1998b; Vandenberghe, Nugteren, 2001) oraz Nußloch (Hatté i inni, 1999, 2001; Antoine i inni, 2001; Rousseau i inni, 2002; Lang i inni, 2003).

Dotychczasowe rezultaty badań lessów chińskich i europejskich stwarzają potencjalną możliwość odtworzenia milenijnych oscylacji klimatycznych o długości rzędu 1-2 tysiące lat. Autorzy większości prac poruszających ten problem sugerują, że zapisane w sekwencjach lessowych sygnały nagłych zmian klimatu są lądowym odpowiednikiem cykli Dansgaarda-Oeschgera (Dansgaard i inni, 1993). Udowodnienie tej hipotezy oznaczałoby, że wyżej wymienione cykle posiadają ponadregionalny charakter i mają związek z globalnymi zmianami klimatu w trakcie ostatniego zlodowacenia (Jary i inni, 2003, w druku; Jary, Ciszek, Kida, 2003; 2004c).

W celu lepszego przedstawienia zmienności najważniejszych cech litologicznych i wykazania obecności sygnałów zjawisk cyklicznych, porównano jedynie równowiekowe fragmenty sekwencji lessowych zalegające ponad stropem gleby Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk). Szczegółowa analiza wskaźników uziarnienia górnopleniglacyjnych lessów młodszych (ryc. 24) daje podstawy do wyróżnienia w obrębie tych lessów kilku cykli depozycyjnych, które są najprawdopodobniej rezultatem krótkookresowych wahań klimatycznych z okresu depozycji lessów. Lessy grubofrakcyjne przechodzą w lessy charakteryzujące się drobniejszym uziarnieniem. W okresach panowania surowego klimatu tempo depozycji grubofrakcyjnego pyłu eolicznego było względnie wysokie, a wpływ synchronicznie działających procesów wietrzeniowo-glebowych relatywnie mały. Najważniejszym komponentem tworzywa lessowego były frakcje grubego pyłu transportowane na niewielkie odległości z pobliskich obszarów źródłowych. W okresach względnie cieplejszych tempo przyrastania pokryw lessowych spadało. Deponowany pył eoliczny pochodził w znacznym stopniu ze źródeł oddalonych od obszarów akumulacji lessów, przez co charakteryzował się drobniejszym uziarnieniem i w większym stopniu przekształcany był przez procesy inicjalnej pedogenezy, doprowadzające do rozwoju słabych horyzontów glejowych. Cykle depozycyjne w lessach górnopleniglacyjnych można również zarejestrować w zmiennym przebiegu krzywych podatności magnetycznej i zawartości węglanu wapnia. Horyzonty glejowe na ogół charakteryzują się spadkiem podatności magnetycznej wywołanym destrukcją nośników podatności magnetycznej przez procesy glejowe (Nawrocki i in., 1999).

Szczególnie duże podobieństwo w przebiegu zdarzeń zarysowuje się w przypadku górnopleniglacialnych sekwencji lessowych z Księginic Małych i Dankowice (ryc. 24). Na tle innych stanowisk lessowych Polski SW profile te charakteryzują się wyjątkowo dużą miąższością lessów młodszych górnych i środkowych, a przebieg podstawowych krzywych litologicznych wskaźników pośrednich wykazuje bardzo dużą zgodność (mimo dość znacznej odległości między tymi odsłonięciami - ponad 20 km). Fakt ten można potraktować jako dowód na istotność zapisu kryjącego się w cechach litologicznych lessów dla rekonstrukcji warunków środowiskowych w skali regionu, jakim jest Przedgórze Sudetów (Jary i inni, 2004c).

(31 - 62) / (8 - 16)



Ryc. 24. Stosunek frakcji grubego (31-62 μm) do drobnego (8-16 μm) pyłu dla sekwencji lessów młodszych zalegających ponad stropem gleby Gi/LMd (komorniki). Ciągłą linią połączono strop gleby Gi/LMd oraz poziom sg/LMs, a poziomy tundrowo-glejowe w lessach młodszych górnych i środkowych zaznaczono szarymi znacznikami

Fig. 24. Proportion of coarse (31-62 μm) and fine silt (8-16 μm) fractions for loess sequences above Gi/LMd (komorniki) unit. The upper parts of Gi/LMd and sg/LMs units are connected by grey line. Weak tundra-gley horizons are marked by grey markers

Krzywe wskaźnika uziarnienia, obliczonego na podstawie stosunku frakcji grubopylej (31-62 μm) do drobnopylej (8-16 μm), wykazują wyraźne zróżnicowanie w sekwencjach lessów charakteryzujących się dużym tempem akumulacji lessów młodszych środkowych i górnych (ryc. 24). Podobieństwo przebiegu krzywych wskaźnika uziarnienia w wielu przypadkach jest wystarczająco duże, aby można było skorelować charakterystyczne wychylenia na tych krzywych. Jednak ilość pików, rejestrujących subtelny spadek udziału frakcji grubopylej, nie jest taka sama w poszczególnych profilach. Zazwyczaj można wyróżnić 1-2 wychylenia w warstwach lessów młodszych środkowych i 2-4 piki w lessach młodszych górnych. Maksymalną ilość inicjalnych poziomów glejowych stwierdziłem na stanowisku Novyj Mylatyn. W górnopleniglacialnej sekwencji lessów, powyżej gleby Dubno, występuje tam 8 poziomów glejowych (Jary i inni, w druku).

W profilu Nußloch (Niemcy), w tej samej pozycji stratygraficznej, również odnotowano 8 horyzontów glejowych (Rousseau i inni, 2002). Jak podają Bettis III i współautorzy (2003), w zachodniej części stanu Iowa, w lessach Peoria, odpowiadających wiekowo lessom młodszym środkowym i górnym, stwierdza się występowanie 5 cykli akumulacyjnych, lecz na stanowisku Keller Farm (Illinois) takich cykli w lessach Peoria odnotowano co najmniej 20 (Wang i inni, 2000).

Nie można zatem jednoznacznie odpowiedzieć na pytanie, czy cykle depozycyjne i poziomy słabego oglejenia w lessach są wyrazem lokalnych lub regionalnych oscylacji w natężeniu burz pyłowych, czy też są one związane z ponadregionalnymi cyklami Dansgaard-Oeschgera. Próba określenia wieku cykli akumulacyjnych i gleb glejowych z wykorzystaniem metod datowania wieku metodą TL, OSL i AMS ^{14}C nie zakończyła się pomyślnie, głównie ze względu na standardowy błąd tych metod (Tab. 7), który często przekracza długość datowanego okresu. Do podobnych konkluzji w tej kwestii doszli Rousseau i współautorzy (2002) w rezultacie badań profilu w Nußloch.

Niezależnie od przyszłego wyjaśnienia genezy cykli depozycyjnych w górnopleniglacialnych sekwencjach lessowych, można z dużym przekonaniem stwierdzić, że są one zapisem krótkookresowych wahań klimatycznych o trudnym do określenia zasięgu. Rekonstrukcja tych wahań jest możliwa w mięszszych sekwencjach lessów facji wysoczyznowej, charakteryzujących się dużym tempem akumulacji pyłu lessowego.

Udokumentowanie krótkookresowych wahań klimatycznych w obrębie vistuliańskiej sekwencji lessowej w Polsce i zachodniej części Ukrainy oraz właściwa korelacja tych zdarzeń będzie ważnym elementem w rekonstrukcji paleogeograficznej obszarów lessowych. Umożliwi to precyzyjniejszą korelację lessów z zapisem zdarzeń otrzymanym z badań osadów morskich i rdzeni lodowych. Oznaczone wiekowo cykle sedymentacyjno-klimatyczne w lessach mogą w przyszłości pełnić rolę markerów stratygraficznych.

6. Zjawiska peryglacjalne w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej obszaru badań

Less jest wyjątkowym osadem terrygenicznym, którego cechy litologiczno-strukturalne w wielu przypadkach mogą być traktowane jako pośredni zapis zmiennych warunków środowiskowych panujących w trakcie jego depozycji oraz wczesnej diagenety. Póznoplejstoczeńskie pokrywy lessowe w Polsce i zachodniej części Ukrainy powstawały w proksymalnej części strefy ekstraglacialnej lądolodu skandynawskiego, lecz odległość od maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia w przypadku lessów trzebnickich była zdecydowanie mniejsza, niż w przypadku lessów wołyńskich.

Warunki klimatyczne w trakcie ostatniego zlodowacenia na obszarze badań zmieniały się wielokrotnie. Zmienny był stopień kontynentalizmu klimatu, a kolejne etapy rozwoju lub zaniku lądolodu skandynawskiego wpływały na migracje równoleżnikowych stref klimatycznych oraz wielkość południkowego gradientu termicznego, decydującego o szerokości tych stref. Niestabilne warunki klimatyczne, szczególnie w północnej części europejskiego pasa lessowego, oddziaływały w szczególny sposób na rozwój zjawisk peryglacjalnych na obszarach akumulacji lessów (np. Jahn, 1977, 1997; Łanczont, Wojtanowicz, 1999, 2000; Mojski, 2005). Horyzonty struktur peryglacjalnych, zachowane w górnoplejstoczeńskich sekwencjach lessowo-glebowych, wskazują na okresy poważnych zmian środowiskowych wywołanych ekstremalnymi oziębieniami klimatu, które w konsekwencji doprowadzały do przebudowy szaty roślinnej, uruchomienia procesów stokowych oraz rozwoju wieloletniej zmarzliny. Pseudomorfozy klinów lodowych są zarazem dowodem rozwoju, jak i degradacji wieloletniej zmarzliny.

Zapis środowisk peryglacjalnych w sekwencjach osadowych jest jednym z ważniejszych, pośrednich źródeł danych dla szczegółowej rekonstrukcji przebiegu zlodowaceń. Zapis ten nabiera szczególnego znaczenia dla ostatniego okresu glacialnego, które z wielu powodów może być traktowane jako modelowe dla starszych zlodowaceń w myśl idei, którą Brodzikowski (1987) sformułował pod nazwą „aktualizmu paleogeograficznego”.

Horyzonty i struktury peryglacjalne z ostatniego zlodowacenia wielokrotnie były dokumentowane i analizowane w literaturze polskiej (np. Maruszczak, 1980, 1987b, 1990b, 1998; Maruszczak i inni, 1982; Jersak, 1972b, 1973a, 1973b, 1975, 1976b; Jersak i inni, 1992; Jary, 1996, 2000, 2003; Jary i inni, 2005; Lindner, Bogutsky, 2002; Dolecki, 2003) i europejskiej (np. Karte, 1987; Van Vliet-Lanoë, 1989, 1998; Vandenberghe, Pissart, 1993; Huijzer, Isarin, 1997; Huijzer, Vandenberghe, 1998; Isarin, 1997; Isarin, Renssen, 1999; Vandenberghe, 2001; Vandenberghe i inni, 1998a; Renssen, Vandenberghe, 2003; Velichko, 1973; Velichko, Spasskaya, 1981; Velichko, Nechaev, 1984, 1994; Velichko i inni, 1984, 1997; Bogutsky, 1987, 1990; Bogutsky, Voloshin, 1992; Bogutsky i inni, 1975, 1994, 1996; Morozova, Nechaev, 1997).

Możliwość wykonania precyzyjnych rekonstrukcji paleoklimatycznych, opracowywanych na podstawie analizy zjawisk peryglacjalnych, jest zazwyczaj mocno przeceniana. Współczesne rozprzestrzenienie poszczególnych struktur peryglacjalnych, a zatem warunki ich występowania, często jest nie do końca rozpoznane (Vandenberghe, Pissart, 1993).

Pomimo wielu ograniczeń wynikających z braku możliwości precyzyjnej interpretacji (genetycznej i wiekowej) plejstoczeńskich zjawisk peryglacjalnych w Europie Środkowej, potrzeba dalszych badań zmierzających do dokładniejszego ich rozpoznania i korelacji nie podlega dyskusji. Istnieją realne przesłanki, które pozwalają sądzić, że horyzonty struktur peryglacjalnych w górnoplejstoczeńskich sekwencjach lessowo-glebowych północnej strefy środkowoeuropejskiego pasa lessowego rejestrują ekstremalne epizody zmian klimatycznych na tym obszarze. Mogą one pełnić rolę regionalnych markerów stratygraficznych umożliwiających pełniejsze rozpoznanie przebiegu zdarzeń paleogeograficznych oraz ich korelację z globalną rytmiką zmian klimatycznych wyrażoną w postaci stadiów i substadiów izotopów tlenu osadów głębokomorskich.

6.1. Aktualne poglądy w sprawie horyzontów peryglacjalnych w lessach młodszych

Obszary lessowe wschodniej Polski, a przede wszystkim lessy Wołynia i Podola, mają olbrzymie znaczenie dla rozwoju koncepcji stratygraficznych ostatniego zlodowacenia w środkowo-wschodniej Europie. Schematy stratygraficzne sekwencji lessowo-glebowych oraz ich korelacja zostały omówione w rozdziale trzecim. Zróżnicowane modele rozwoju pokryw lessowych są w znacznym stopniu związane z odmiennym przedstawianiem zjawisk peryglacjalnych, które wyraża się zarówno w liczbie wydzielanych

horyzontów peryglacjalnych, jak i w interpretacjach paleośrodowiskowych poszczególnych struktur peryglacjalnych.

Występowanie i interpretacja zjawisk peryglacjalnych w górnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej w Polsce została szczegółowo przedstawiona w pracach Jersaka (1972b, 1973a, 1973b, 1976b; Jersak i inni, 1992) oraz Maruszczaka (1980, 1987b, 1990b, 1998; Maruszczak i inni, 1982). Rozwój zjawisk peryglacjalnych w lessach południowo-zachodniej Polski przedstawiłem w kilku wcześniejszych pracach (Jary, 1996, 2000, 2003). Pozycja wiekowa środkowo- i późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacjalnych na przykładzie profili lessowych w Odonowie (Wyżyna Miechowska) i Bojanici (Wyżyna Wołyńska) była tematem artykułu Lindnera i Bogutsky'ego (2002), a korelację i interpretację struktur peryglacjalnych trzech ostatnich cykli glacialnych w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej przedstawił niedawno Dolecki (2003). Prace te są ogólnie dostępne i dobrze znane w środowisku badaczy czwartorzędu w Polsce. Nie ma zatem potrzeby szczegółowego omawiania rezultatów tamtych badań. Zanim jednak zapoznam czytelników z rezultatami własnych rozważań, chciałbym zwięźle przedstawić interpretację zjawisk peryglacjalnych, którą dla Wyżyny Wołyńskiej i Podolskiej (ryc. 25) proponują autorzy rosyjscy (Velichko, 1973; Velichko, Morozova, 1972, 1985, 1987; Velichko, Spasskaya, 1981; Velichko, Nechaev, 1984, 1994; Velichko i inni, 1984, 1997; Morozova, 1981, 1995; Morozova, Nechaev, 1997) oraz ukraińscy (Bogutsky, 1986, 1987, 1990; Bogutsky, Voloshin, 1992; Bogutsky i inni, 1975, 1994, 1996) i zwrócić jedynie uwagę na zasadnicze rozbieżności pomiędzy różnymi rekonstrukcjami.

Autorzy rosyjscy, skupieni wokół osoby profesora Velichko, przedstawiając rozwój zjawisk peryglacjalnych na Równinie Wschodnioeuropejskiej (w tym również na Wyżynach Wołyńskiej i Podolskiej) wydzielają trzy główne etapy kriogeniczne, z których każdy dodatkowo dzieli się na dwie fazy (ryc. 25).

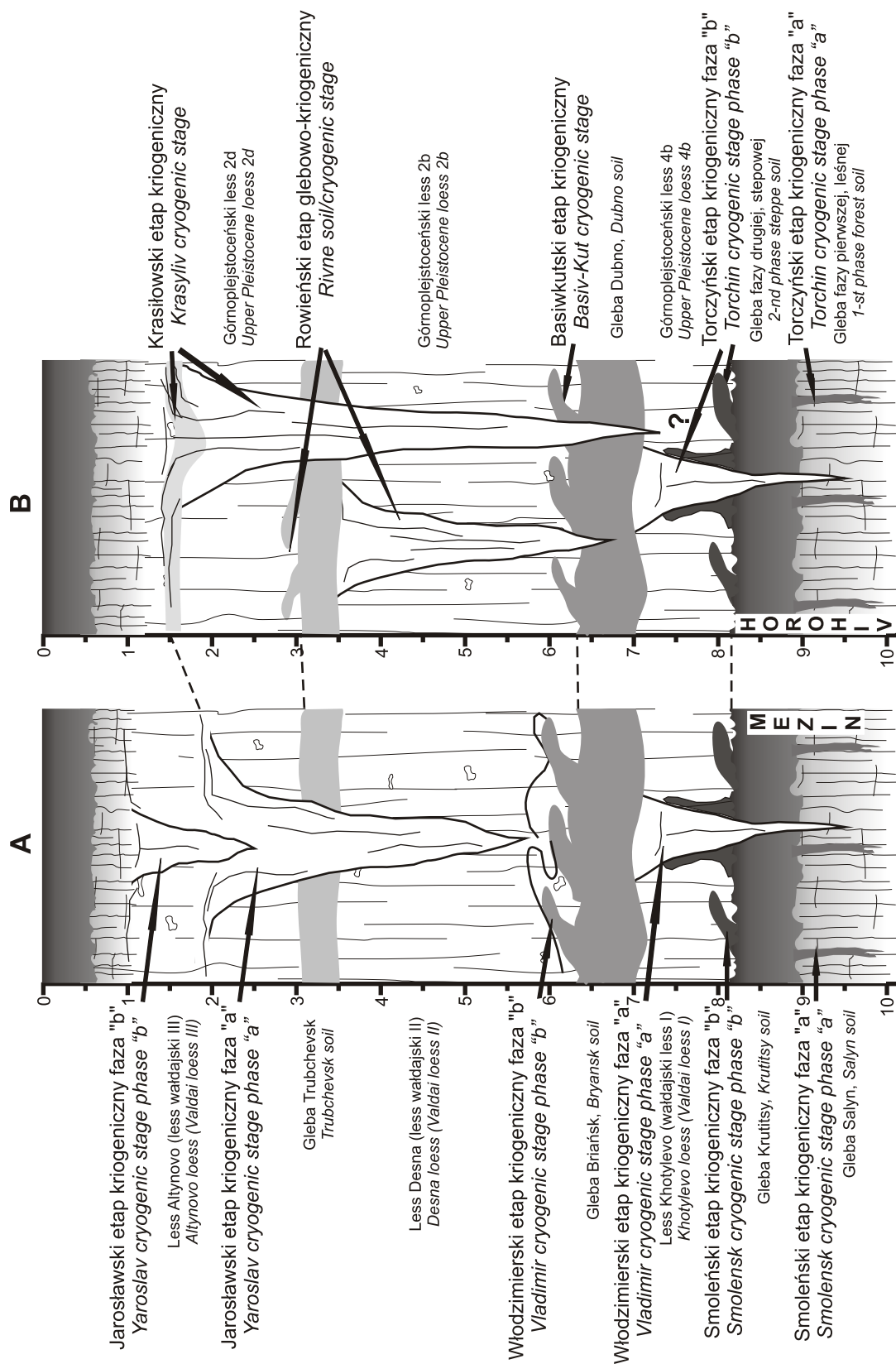
Najstarszy, smoleński etap kriogeniczny, związany jest z mezińskim kompleksem gleb kopalnych. Faza „a” smoleńskiego poziomu kriogenicznego reprezentowana jest przez klinopodobne struktury (niewielkie szczeliny epigenetyczne – Morozova, Nechaev, 1997), które rozcinają dolne poziomy genetyczne pedokompleksu mezińskiego (glebę Salyn), a wypełnione są materiałem pochodzącym z poziomu akumulacyjnego gleby Krutitsy. Faza „b” smoleńskiego poziomu kriogenicznego pozostawiła po sobie kriogenne deformacje astrukturalne, deformujące strop gleby Krutitsy. Towarzyszą im niewielkie szczeliny mrozowe oraz struktury soliflukcji. Według Morozovej i Nechaeva (1997) struktury te są podobne do struktur występujących współcześnie w strefie południowej granicy obszarów objętych wieloletnią zmarzliną i na tej podstawie wymienieni autorzy przyjmują dla etapu smoleńskiego obecność wieloletniej zmarzliny, której grubość szacują nawet na kilkadziesiąt metrów.

Faza „a” włodzimierskiego poziomu kriogenicznego (ryc. 25) wykształcona jest w postaci pseudomorfoz niewielkich klinów lodowych (ok. 2 m wysokości), rozcinających less Khotylevo i niżej zalegający pedokompleks meziński. Struktury te przykryte są glebą Bryansk, lecz ich wypełnienie stanowi materiał lessowy. Faza „b” włodzimierskiego etapu kriogenicznego rozwinęła się w stropie gleby Bryansk w postaci deformacji astrukturalnych oraz struktur typu „plam-medalionów”. Morozova i Nechaev (1997) uważają, że obszarem analogowym dla włodzimierskiego (Vladimir) etapu kriogenicznego jest środkowa strefa współczesnego występowania wieloletniej zmarzliny na Syberii. Na tej podstawie odtwarzają temperaturę gruntu na -2 do -3 °C, a grubość wieloletniej zmarzliny na około 100-200 metrów.

Najmłodszy, jarosławski etap kriogeniczny, również dzieli się na dwie fazy. W fazie „a” powstały olbrzymie (finalne) kliny lodowe o wysokości 4-5 m, których pseudomorfozy wychodzą z lessu Altynovo i rozcinają niżej leżący poziom Trubchevsk, less Desna, czasem docierają do gleby Bryansk, a nawet do poziomu mezińskiego. Średnica poligonów tworzonych przez te struktury wynosi 15-30 m. Morozova i Nechaev (1997) sugerują, że przeciętna miąższość warstwy czynnej zmarzliny wynosiła w tym czasie 0,7-0,8 m, a grubość wieloletniej zmarzliny szacują na kilkaset metrów.

Faza „b” jarosławskiego etapu kriogenicznego jest datowana na młodszy dryas. Reprezentują ją niewielkie pseudomorfozy klinów lodowych (1-2 m). Południowa granica występowania wieloletniej zmarzliny, według autorów rosyjskich (Morozova, Nechaev, 1997), przesunęła się w tym czasie do 54°N. Jednak na rysunku przedstawiającym późnoplejstocenijskie zjawiska peryglacjalne w basenie Dniestru (Velichko i inni, 1997), który przecież w całości jest położony na południe od tej granicy, jarosławska faza kriogeniczna „b” jest wyraźnie zaznaczona.

Wzajemne relacje, w badaniach horyzontów peryglacjalnych w lessach, pomiędzy autorami rosyjskimi i ukraińskimi wydają się być oczywiste (ryc. 25). Wynikają z istnienia dawnego Związku Radzieckiego. Nie należy się zatem dziwić, że w jednej z niewielu prac opublikowanych w czasopiśmie o międzynarodowym znaczeniu (Quaternary International) na temat późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacjalnych na obszarach lessowych Równiny Wschodnioeuropejskiej (Morozova, Nechaev, 1997), wszystkie rysunki dokumentujące badania terenowe dotyczą stanowisk Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej.



Ryc. 25. Horyzonty górnoplejstocenijskich struktur periglacialnych na Wyzynie Wołyńsko-Podolskiej w interpretacji autorów rosyjskich **A** (Velichko i inni, 1997; Morozova, Nechaev, 1997) i ukraińskich **B** (Bogutsky, 1986, 1987, 1990; Bogutsky, Voloshin, 1992)

Fig. 25. Upper Pleistocene periglacial horizons according russian **A** (Velichko i inni, 1997; Morozova, Nechaev, 1997) and ukrainian **B** authors (Bogutsky, 1986, 1987, 1990; Bogutsky, Voloshin, 1992)

Krioturbacje smoleńskiego (=torczyńskiego) poziomu kriogenicznego fazy „b” pokazano na przykładzie sekwencji lessów stanowiska Zbarazh (Wyżyna Podolska). Krioturbacje włodzimierskie (=basivkuckie) ilustrują struktury ze stanowiska Basiv-Kut (Wyżyna Wołyńska), a rysunek pseudomorfozy jarosławskiego (=krasiłowskiego), finalnego klina lodowego pochodzi ze stanowiska Krasyliv (Morozova, Nechaev, 1997).

Z korelacji horyzontów peryglacjalnych przedstawionej na rysunku 25 wynika, że badacze ukraińscy (Bogutsky, 1986, 1987, 1990; Bogutsky, Voloshin, 1992; Bogutsky i inni, 1975, 1996) wyróżniają dodatkowo rowieński poziom kriogeniczny (pseudomorfozy dość dużych klinów lodowych i struktury soliflukcji), który lokują pomiędzy basivkuckim (=włodzimierski „b”), a krasiłowskim (=jarosławski „a”) etapem kriogenicznym. W przeciwieństwie do autorów rosyjskich, nie wyróżniają odpowiednika fazy „b” jarosławskiego horyzontu kriogenicznego, który według Morozovej i Nechaeva (1997) powinien się objawiać w sekwencjach osadowych dopiero na północ od 54°N. Kolejna, drobna różnica polega na tym, że Rosjanie zaliczają niewielkie pseudomorfozy klinów lodowych wychodzących spod gleby Bryansk (Dubno) do pierwszej fazy „a” włodzimierskiego poziomu kriogenicznego, a Bogutsky i Voloshin (1992), moim zdaniem bardziej prawidłowo, zaliczają te struktury do fazy „b” torczyńskiego etapu kriogenicznego wspólnie z deformacjami strukturalnymi stropowych partii pedokompleksu Horohiv (Mezin).

Pośród różnych zjawisk peryglacjalnych występujących w sekwencjach lessowych tylko niewielka część jest wskaźnikiem dawnej obecności wieloletniej zmarzliny (Jahn, 1975; Washburn, 1979; French, 1996). Chyba najważniejsze znaczenie dla jednoznacznego udowodnienia jej występowania mają pseudomorfozy klinów lodowych (Vandenberghe, Pissart, 1993; Vandenberghe i inni, 1998a; Maruszczak, 1998). Ilość górnoplejstoczeńskich generacji różnowiekowych pseudomorfoz klinów lodowych na obszarach lessowych Polski i zachodniej Ukrainy w interpretacjach różnych autorów waha się od 2 do 4. Jersak (1972b, 1973a, 1973b, 1976b; Jersak i inni, 1992) wyróżnia dwie generacje. Maruszczak (1980, 1987b, 1990b, 1998) dostrzega trzy generacje pseudomorfoz, a Dolecki (2002, 2003) przyjmuje obecność nawet czterech generacji pseudomorfoz klinów lodowych. Maruszczak (2001) przyznaje jednak, że w żadnej odkrywcze lessów młodszych w Polsce nie stwierdził występowania trzech różnowiekowych generacji pseudomorfoz klinów lodowych w superpozycji. Jedynym stanowiskiem, w którym Maruszczak odnotował obecność trzech generacji pseudomorfoz klinów lodowych w lessach młodszych, jest Zbarazh (Wyżyna Podolska). Jako dowód zamieszcza fotografię (Maruszczak, 1998, str. 149, fot. 10). W mojej ocenie ta fotografia nie stanowi przekonującego dowodu, a badania, które prowadziłem w odkrywcze cegielni Zbarazh, również nie potwierdziły obecności trzech różnowiekowych generacji pseudomorfoz klinów lodowych.

Nieco zaskakujący jest fakt, że w literaturze nie zwraca się uwagi na podwójną rolę interpretacyjną obecności pseudomorfoz klinów lodowych w sekwencjach lessowo-glebowych. Są one mocnym dowodem występowania wieloletniej zmarzliny, lecz zarazem świadczą o jej degradacji (Jary, 2003).

Wielu autorów badających zjawiska peryglacjalne zgodnie przyjmuje, że warunki klimatyczne w okresie ostatniego zlodowacenia stopniowo się pogarszały, czego wyrazem było narastanie wieloletniej zmarzliny: z wyspowej i nieciągłej w dolnym i środkowym pleniglacjale do ciągłej w górnym pleniglacjale. Większość badaczy docenia wpływ południkowego gradientu termicznego na występowanie i zmienność zjawisk peryglacjalnych w trakcie ostatniego zlodowacenia oraz zwraca uwagę na różnice w stopniu kontynentalizacji klimatu, wynikające z dość dużej rozciągłości równoleżnikowej badanego obszaru.

Rekonstrukcje paleoklimatu, opracowywane na podstawie analizy zjawisk peryglacjalnych, są zazwyczaj co najmniej dyskusyjne. Przykładem mogą być elementy precyzyjnej analizy zjawisk peryglacjalnych w cytowanym wyżej artykule Morozovej i Nechaeva (1997). Autorzy ci poszukują obszarów analogowych we współczesnej strefie peryglacjalnej na Syberii, gdzie wieloletnia zmarzlina ma przecież charakter reliktowy. Wysokość górnopleniglacjalnych pseudomorfoz klinów lodowych dla Morozovej i Nechaeva (1997) jest wskaźnikiem wieloletniej zmarzliny o grubości kilkuset metrów, a dla Lindnera i Bogutsky’ego (2002) rekonstruowana grubość zmarzliny jest niewiele większa od wysokości analizowanych pseudomorfoz. Innym ważnym czynnikiem, który należy brać pod uwagę jest to, że współczesne rozprzestrzenienie poszczególnych struktur peryglacjalnych, a zatem warunki ich występowania, nie jest do końca rozpoznane (Vandenberghe, Pissart, 1993; Murton, Kolstrup, 2003).

Współczesne środowiska peryglacjalne z pewnością różnią się od plejstoczeńskich środowisk peryglacjalnych Europy i dlatego stosowanie podstawowej zasady aktualizmu geologicznego „teraźniejszość jest kluczem do przeszłości” nie zawsze jest możliwe i w pełni usprawiedliwione.

6.2. Charakterystyka wybranych struktur peryglacjalnych w lessach młodszych obszaru badań, ich występowanie oraz znaczenie dla rekonstrukcji paleośrodowiskowych

Górnoplejstocieńskie sekwencje lessowo-glebowe w Polsce i zachodniej części Ukrainy kryją w sobie bogate archiwum różnych struktur deformacyjnych, z których wiele powstało w wyniku bezpośredniego oddziaływania procesów charakterystycznych dla strefy peryglacjalnej. Pełna dokumentacja takich struktur jest możliwa jedynie w rozległych, naturalnych lub sztucznych odsłonięciach, dobrze przygotowanych do badań po bardzo pracochłonnym etapie oczyszczania.

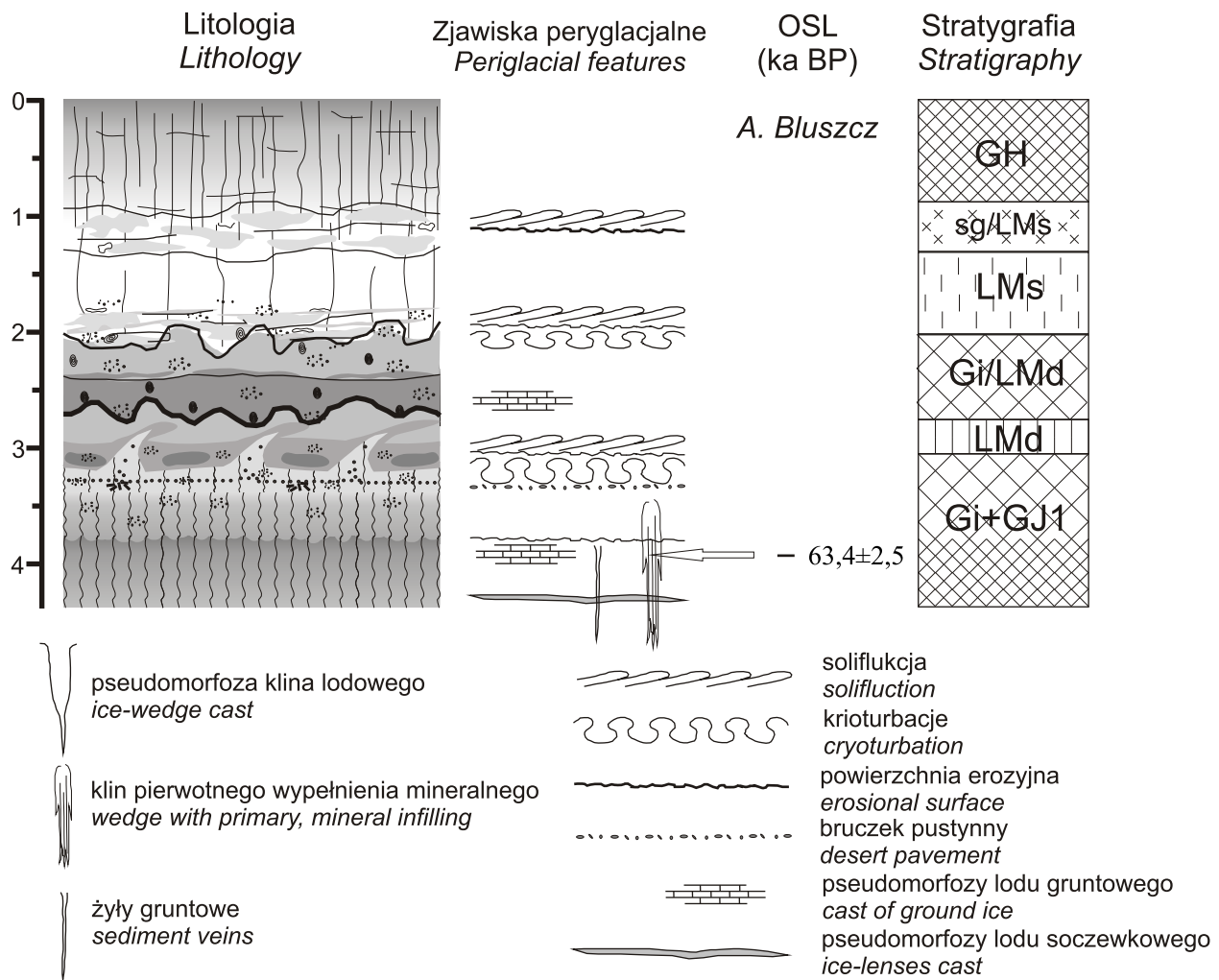
Procesy i struktury peryglacjalne najciekawszych odsłonień lessowych obszaru badań, na tle profilu litologicznego i interpretacji stratygraficznej, przedstawiłem na rysunkach 26-39. Na tych samych rysunkach umieściłem również wyniki oznaczeń wieku (TL, OSL, AMS ^{14}C – tab. 7), które wykonałem w wybranych profilach. W przypadku stanowiska w Tyszowcach wykorzystałem dodatkowo rezultaty datowań wykonanych przez Kusiaka (prezentowane w trakcie sesji terenowej na XII Konferencji „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Zwierzyniec, 31 sierpnia – 3 września 2005).

Zapis środowisk peryglacjalnych w sekwencjach lessowo-glebowych ma podstawowe znaczenie dla rekonstrukcji przebiegu zlodowaceń. Każdy rodzaj struktur peryglacjalnych ma z pewnością określoną wymowę paleośrodowiskową. Poniżej zdecydowałem się skomentować jedynie trzy rodzaje struktur peryglacjalnych, które uważam za najbardziej charakterystyczne dla badanych sekwencji lessowych. Struktury te występują we wszystkich tzw. kompletnych sekwencjach. Układają się one w formie charakterystycznych poziomów (horyzontów), a ich pozycja stratygraficzna nie jest przypadkowa. Ich występowanie w sekwencjach lessowo-glebowych wiąże się zatem z konkretnym zdarzeniem paleośrodowiskowym w trakcie rozwoju górnoplejstocieńskich pokryw lessowych. Oznacza to, że horyzonty te mogą potencjalnie pełnić rolę markerów stratygraficznych, umożliwiających korelację zdarzeń zarejestrowanych w sekwencjach lessowo-glebowych z globalną rytmiką zmian klimatycznych wyrażoną zapisem izotopowo-tlenowym osadów głębokomorskich.

6.2.1. Kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym

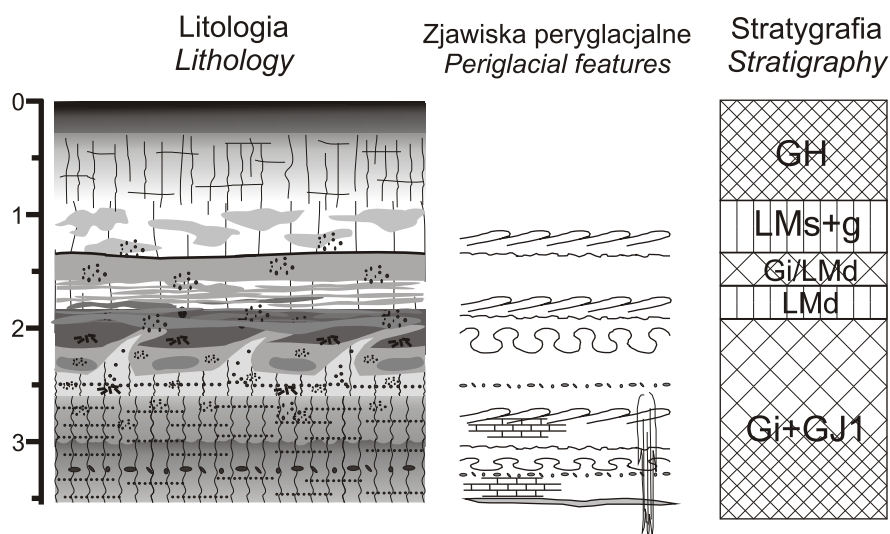
Kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym występują powszechnie w kompleksach glebowych z ostatniego interglacjału i wczesnej części ostatniego zlodowacenia (Gi+GJ1) w Polsce oraz na terytorium Równiny Wschodnioeuropejskiej (Maruszczak, 1980, 1987b, 1990b, 1998; Maruszczak i inni, 1982; Jersak, 1973a, 1973b, 1976b; Jersak i inni, 1992; Wojtanowicz, Buraczyński, 1978; Bogutsky, 1986, 1987, 1990; Bogutsky i inni, 1975, 1994, 1996; Jary, 1996, 2000, 2003; Jary i inni, 2005; Lindner, Bogutsky, 2002; Dolecki, 2002, 2003; Velichko, Nechaev, 1994; Velichko i inni, 1997; Morozova, Nechaev, 1997). W dostępnych publikacjach wskazuje się na obecność 1 do 3 (najczęściej 2) generacji tego typu struktur wewnątrz pedokompleksu (Jersak, 1973a, 1976b; Jersak i inni, 1992; Maruszczak, 1990b; Dolecki, 2003). Analiza poziomów struktur klinowych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym jest kluczowym elementem w próbach rekonstrukcji paleogeograficznej omawianego kompleksu gleb kopalnych, ponieważ struktury te pośrednio określają ilość etapów intensywnej pedogenezy w trakcie rozwoju pedokompleksu (Jary, 1996, 2000, 2003, 2004c).

Struktury klinowe pierwotnego wypełnienia mineralnego w rzucie poziomym zazwyczaj budują nie-ortogonalną sieć wieloboków (Lachenbruch, 1962; Allen, 1982). Największe wieloboki tworzą poligony o średnicy 4-6 m (Branice – ryc. 26), lecz we wschodniej części obszaru badań średnica tych poligonów jest zazwyczaj znacznie mniejsza i najczęściej wynosi 2-4 m. Wysokość klinów mieści się w przedziale 1-2 m. W Branicach (ryc. 26; fot. 13) i Głogówku II (ryc. 27) powierzchnia paleotopograficzna rozcinana przez struktury klinów pierwotnego wypełnienia zaznacza się w profilu wzbogaceniem we frakcje silnie zwięźrzałego żwirku, który tworzy warstwę interpretowaną jako bruk deflacyjny. W tych odsłonięciach warstwa ta znajduje się w obrębie poziomu eluwialnego pedokompleksu, poniżej poziomu próchnicznego, co dowodzi, że kliny powstały przed ostatnim etapem pedogenezy leśnej w rozwoju zespołu gleb kopalnych (Jary, 1996, 2000). Powierzchnie, z których „wychodzą” kliny pierwotnego wypełnienia, nie są tak wyraźne we wschodniej części badanego obszaru, ponieważ znajdują się one w stosunkowo homogenicznych litologicznie poziomach akumulacyjnych pedokompleksu. W środkowej i dolnej części opisywane struktury klinowe są urozmaicone za sprawą pojedynczych, ekstremalnych szczelin elementarnych, nadających im charakterystyczne, postrzępione zarysy.



Ryc. 26. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Branice. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9

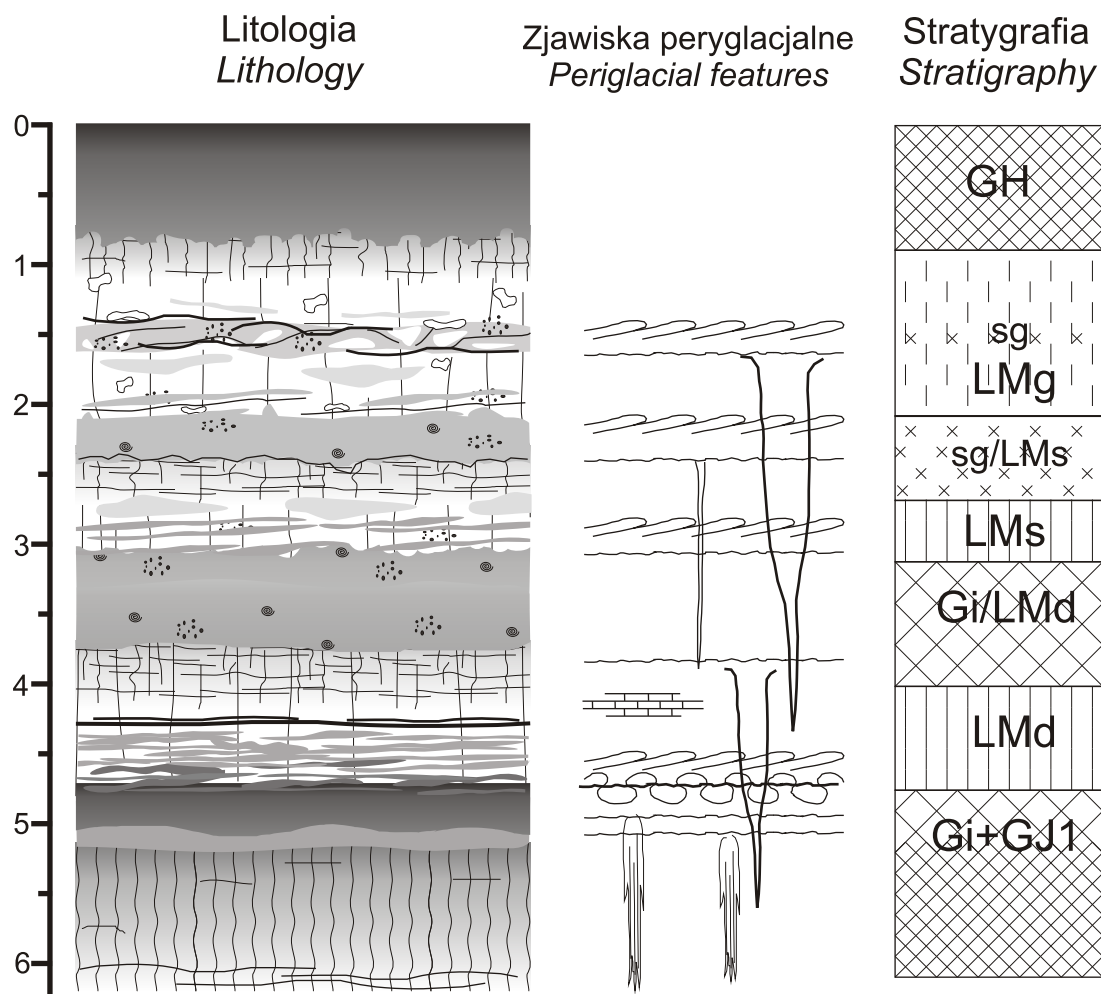
Fig. 26. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Branice section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9



Ryc. 27. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Głogówek II. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 27. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Głogówek II section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

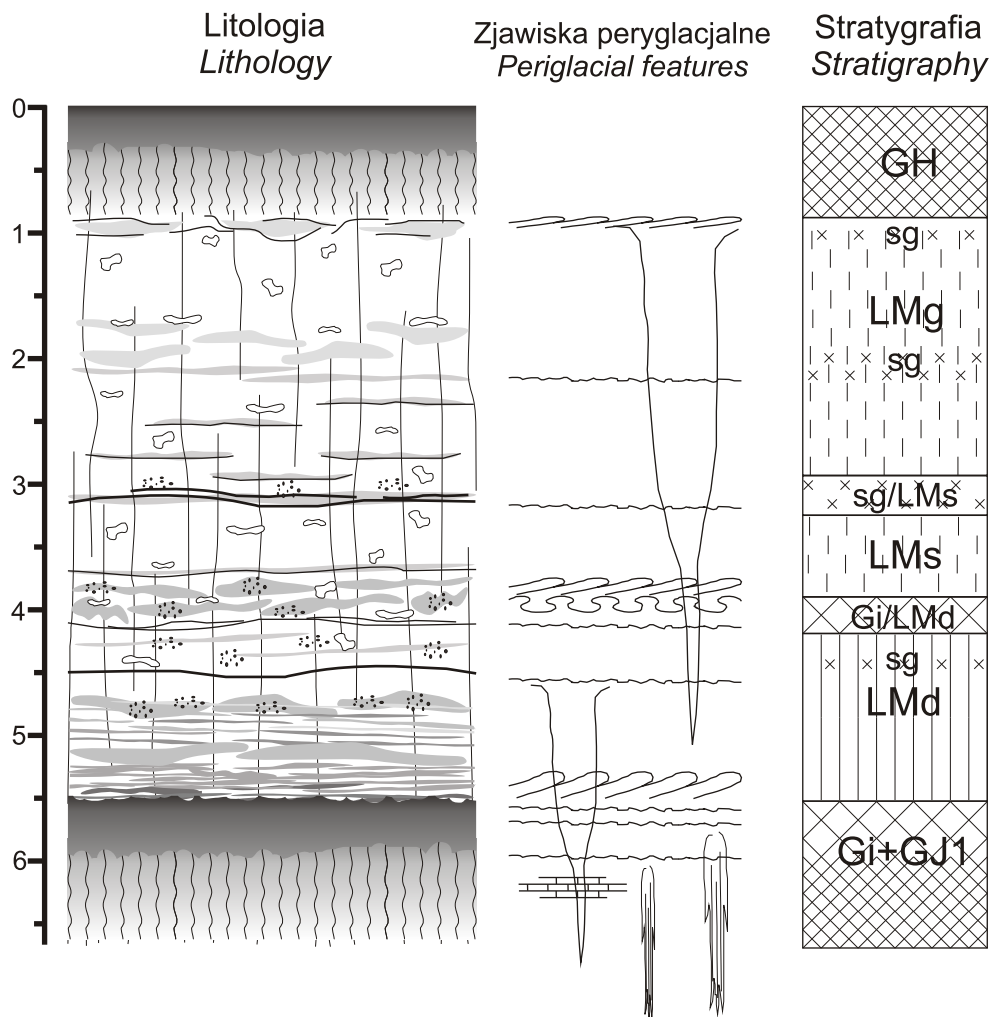
Właściwości materiału wypełniającego kliny zdecydowanie różnią się od właściwości materiału otaczającego opisywane struktury. Pylaste wypełnienie klinów w Branicach posiada żółto-brązowy kolor (fot. 13), a skład granulometryczny wypełnienia jest podobny do uziarnienia poziomu, w którym występuje bruk deflacyjny. Na stanowiskach wschodniej części obszaru badań powszechnie odnotowywałem obecność dwóch różnowiekowych generacji klinów pierwotnego wypełnienia. Wypełnienie klinów starszej generacji stanowi szary materiał pochodzący z powierzchniowych horyzontów interglacjalnej gleby leśnej (Zbarazh – ryc. 28; fot. 14). W nielicznych przypadkach wypełnienie przyjmuje brązowe barwy (Odonów II, Novyj Mylatyn – ryc. 29, 30), podobne do poziomu brunatnienia interglacjalnej gleby leśnej. Kliny młodszej (górnej) generacji są zazwyczaj nieco większe, a wypełnione są ciemnoszarym materiałem, bogatym w substancje humusowe, podobnie jak tworzywo nałożonych, darniowych poziomów humusowych w stropie pedokompleksu.



Ryc. 28. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Zbarazh. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

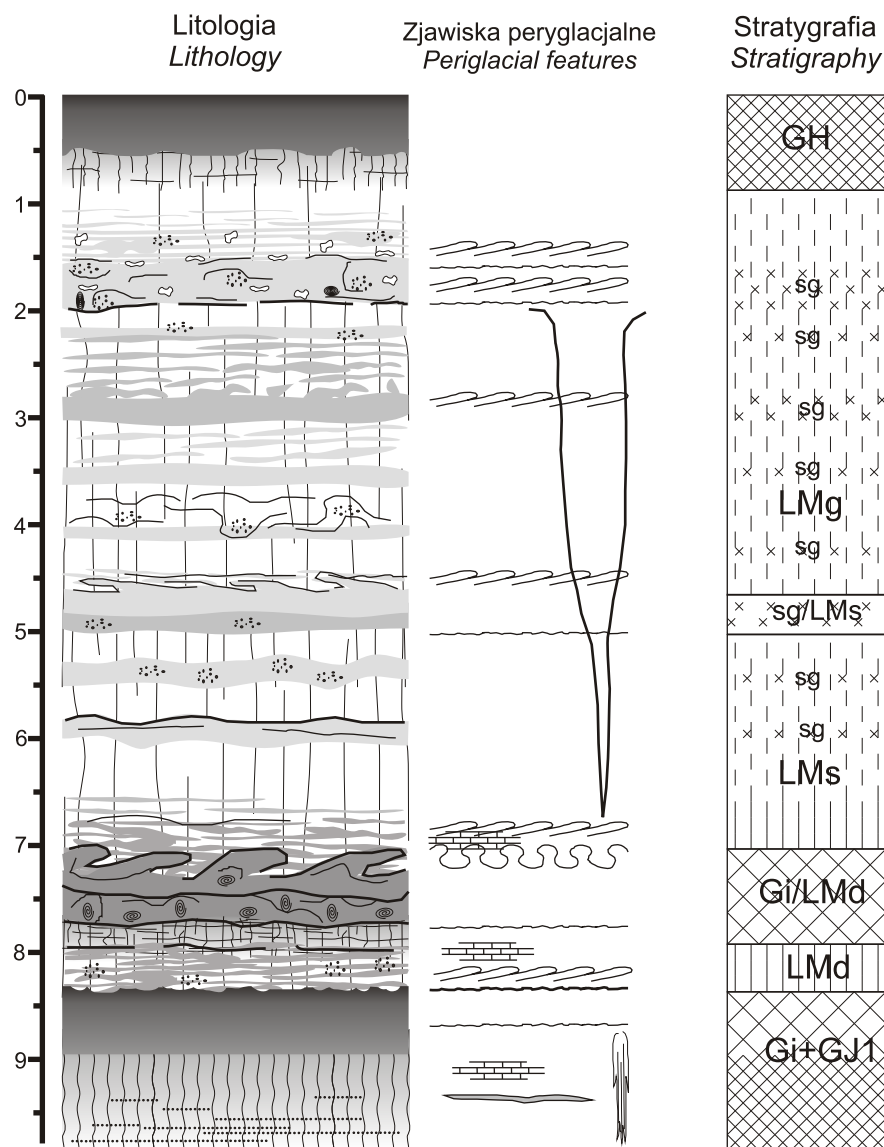
Fig. 28. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Zbarazh section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Struktura wypełnienia jest zróżnicowana. Najczęściej wypełniający osad wykazuje pionową laminację (foliacja wertykalna – Goździk, 1973; Jahn, 1977; *vertical lamination* – Murton i inni, 2000), rzadziej jest masywny, czasem posiada strukturę łusieczkową o wklęsłym lub wypukłym przebiegu zestawów warstewek. Zróżnicowanie struktury pierwotnego wypełnienia klinów może być związane z przebiegiem, powtarzalnością oraz wielkością indywidualnych spękań mrozowych, których mechanizm powstawania we współczesnym środowisku peryglacjalnym jest stosunkowo słabo rozpoznany (Mackay, 1974, 1975, 1986; Murton, 1996; Murton i inni, 2000). Charakterystyczną cechą niektórych klinów mrozowych pierwotnego wypełnienia (np. Branice) jest podciągnięcie ku górze przylegających do klina warstw (fot. 13).



Ryc. 29. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Odonów II. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26
 Fig. 29. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Odonów II section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Interpretacja genetyczna i środowiskowa kriogenicznych klinów z pierwotnym, Nielodowym wypełnieniem budzi wiele kontrowersji. Podobne struktury najczęściej opisywane są w literaturze jako tzw. kliny piaszczyste (*sand wedges* – Péwé, 1959) lub żyły piaszczyste (*sand veins* – Danilova, 1963) i występują współcześnie zarówno na obszarach objętych wieloletnią zmarzliną (Murton, 1996; Vandenberghe i inni, 2004), jak również głębokim, sezonowym przemarzaniem gruntu (Jahn, 1977; French, Demitroff, 2001; French i inni, 2003). Problemy terminologii, identyfikacji genetycznej oraz warunki środowiskowe, które sprzyjają rozwojowi tego typu struktur były ostatnio dyskutowane w pracy Murtona, Worsley’a i Goździka (2000). Stosownie do proponowanych zasad nazewnictwa, opisywane struktury należałoby nazwać kriogenicznymi klinami z pierwotnym wypełnieniem lessowym. Jahn (1977) szczególnie podkreśla istotność klinów z pierwotnym, Nielodowym wypełnieniem w badaniach plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej, ponieważ ich charakterystyczne cechy umożliwiają rekonstrukcję lokalnych warunków środowiska, w którym powstawały tego typu struktury. Pylaste wypełnienie, pionowa laminacja i obecność powierzchni deflacyjnych wskazuje na zimne i suche środowisko, w którym często dochodziło do transportu eolicznego w czasie bezśnieżnych zim i/lub na wiosnę. Glebowe agregaty mineralne, zbudowane głównie z cząstek pylastych, były wywiewane z odkrytych, niechronionych roślinnością i nie pokrytych śniegiem powierzchni (Kida, Jary, 2002), transportowane poprzez trąkację lub niską saltację i przechwytywane przez otwarte szczeliny kontrakcji termicznej.

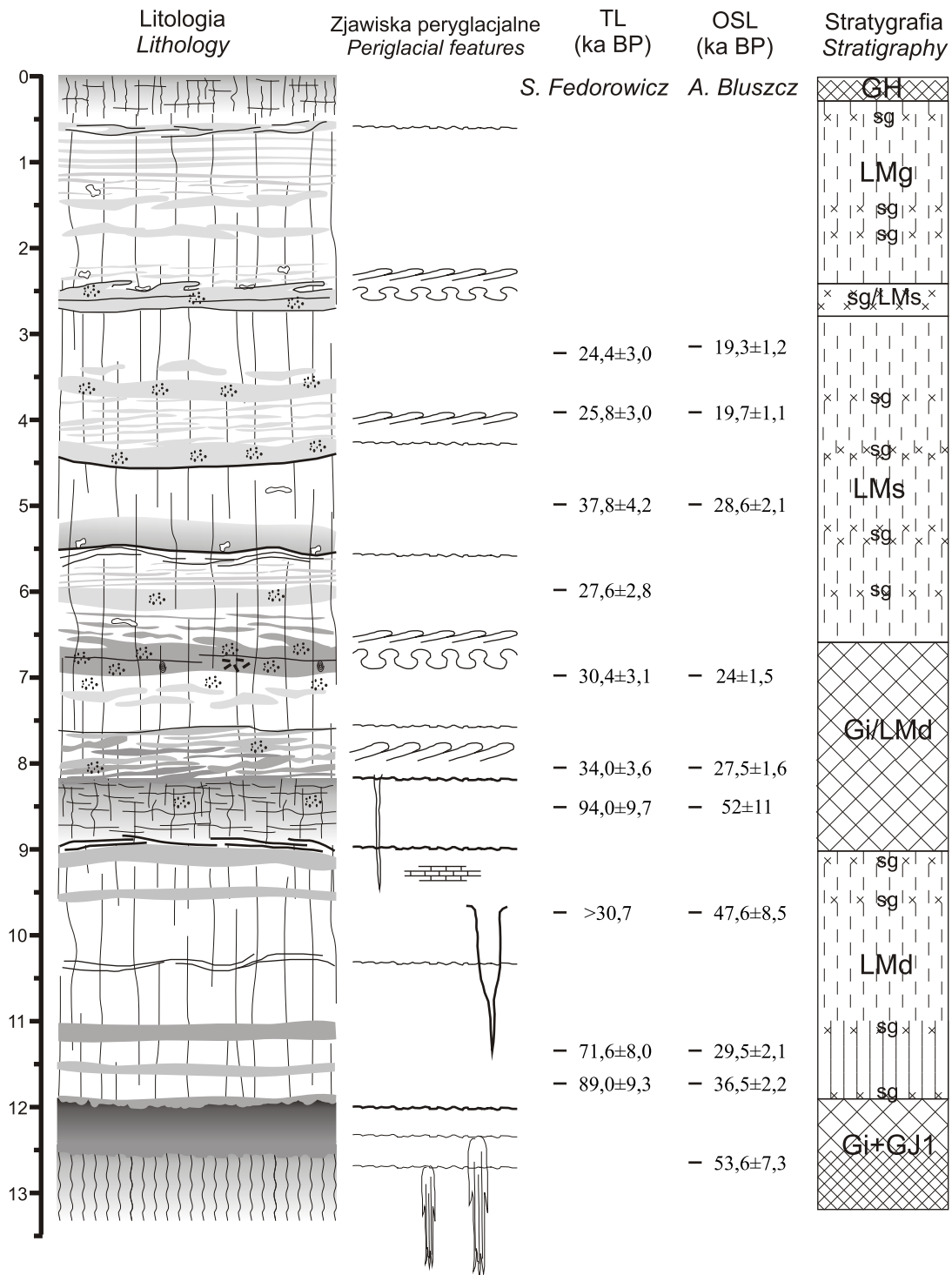


Ryc. 30. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Novyj Mylatyn. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 30. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Novyj Mylatyn section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

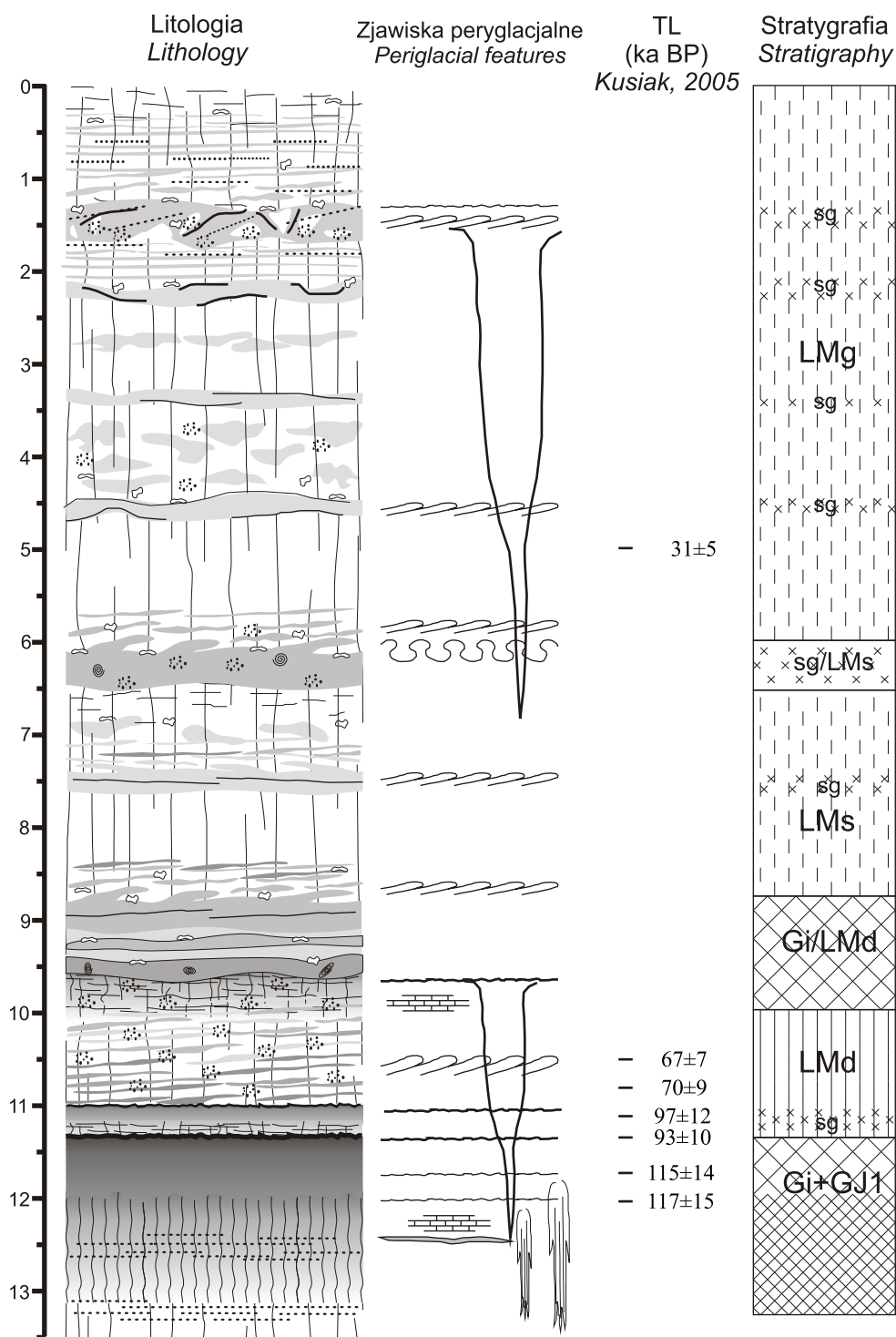
We wschodniej części obszaru objętego badaniami kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym odnotowuje się niemal w każdym stanowisku. Najczęściej występują 2 generacje tego typu struktur (fot.15), chociaż zdarzają się również odsłonięcia lub obszerne fragmenty odsłonieć, w których trudno jednoznacznie wypowiedzieć się na temat ilości generacji (Bojanici), albo też w ogóle nie rejestruje się ich obecności. Kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym tworzą wyraźne sieci wieloboków na stanowiskach Odonów II (ryc. 29), Polanów Samborzecki (ryc. 31), Tyszowce (ryc. 32), Bojanici, Korshov (ryc. 33) i Rivne (ryc. 34), jednak na stanowiskach oddalonych w kierunku południowym (Novyj Mylatyn, ryc. 30; Pidvolocisk, Zbarazh, ryc. 28) występują znacznie rzadziej.

W lessach południowo-zachodniej Polski kliny pierwotnego wypełnienia są rzadko spotykane. Występowanie i geneza tych struktur w kopalnych środowiskach peryglacjalnych z pewnością ograniczała się do odpowiednich warunków lokalnych (odkryte, wypukłe, bezśnieżne powierzchnie umożliwiające głębokie sezonowe przemarzanie). Lokalny charakter występowania kopalnych i aktywnych klinów i żył piaszczystych jest podkreślany w pracach wielu autorów (np. Goździk, 1973, 1986; Jahn, 1975, 1977; Murton i inni, 2000).



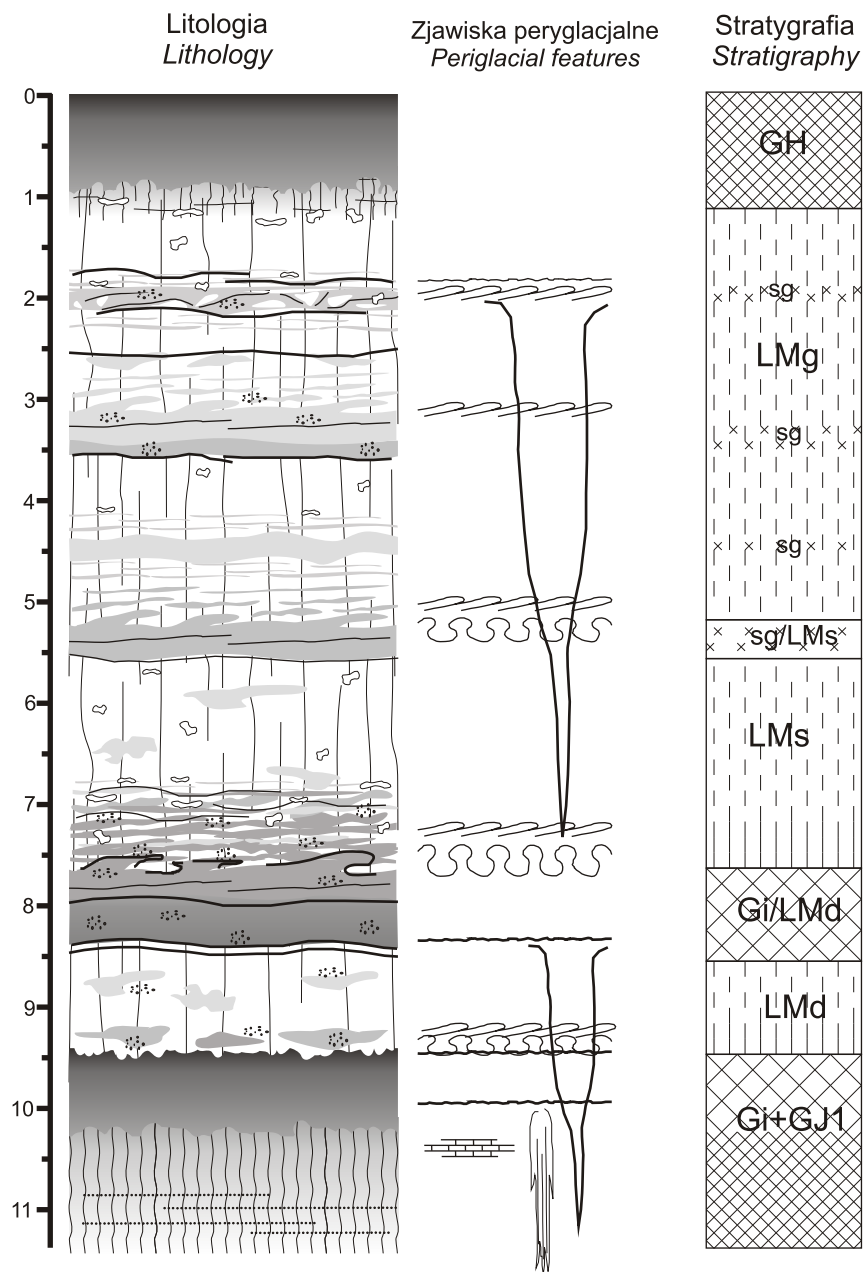
Ryc. 31. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Polanów Samborzecki. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 31. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Polanów Samborzecki section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26



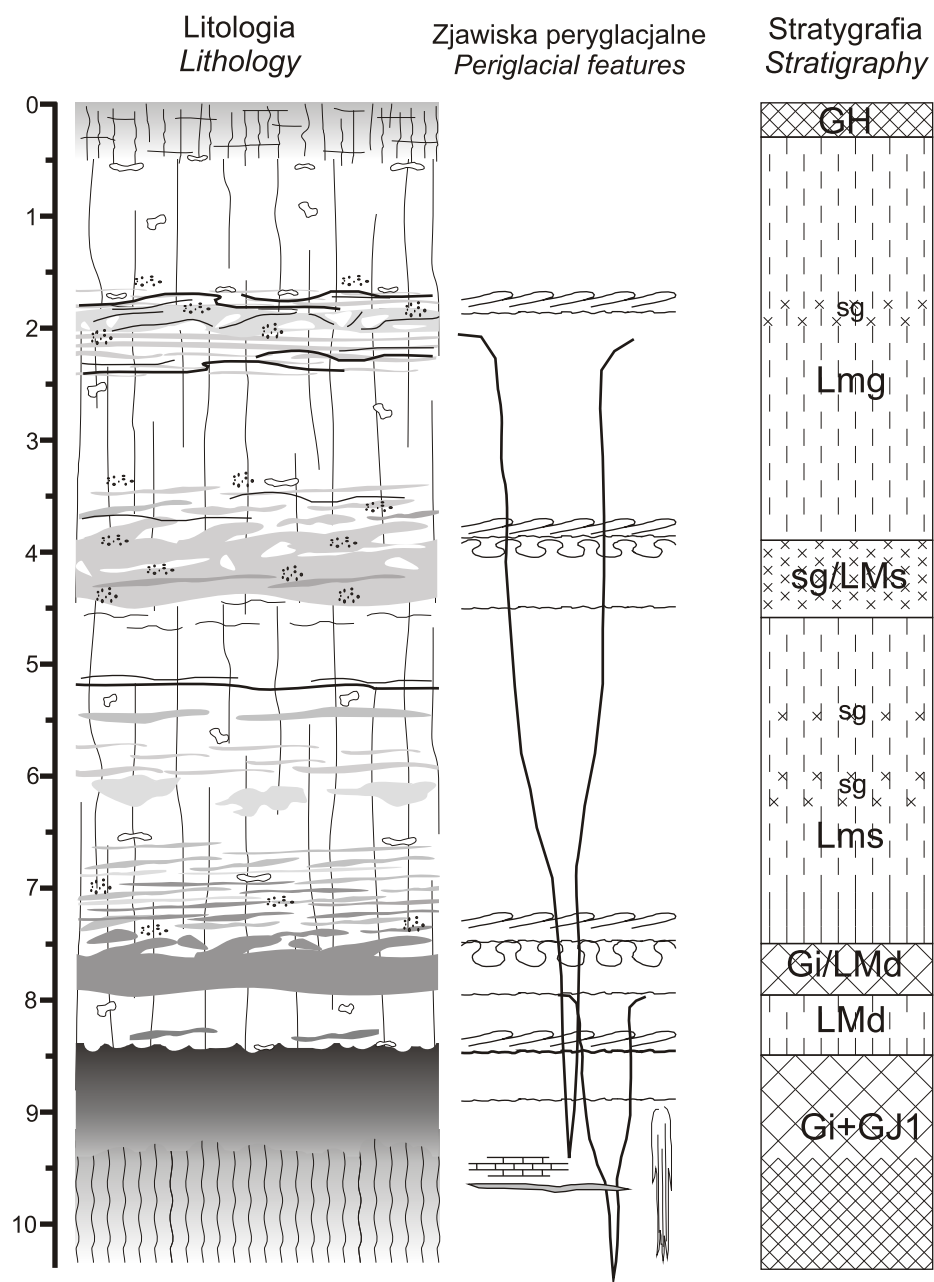
Ryc. 32. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Tyszowce. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 32. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Tyszowce section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26



Ryc. 33. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Korshov. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objasnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

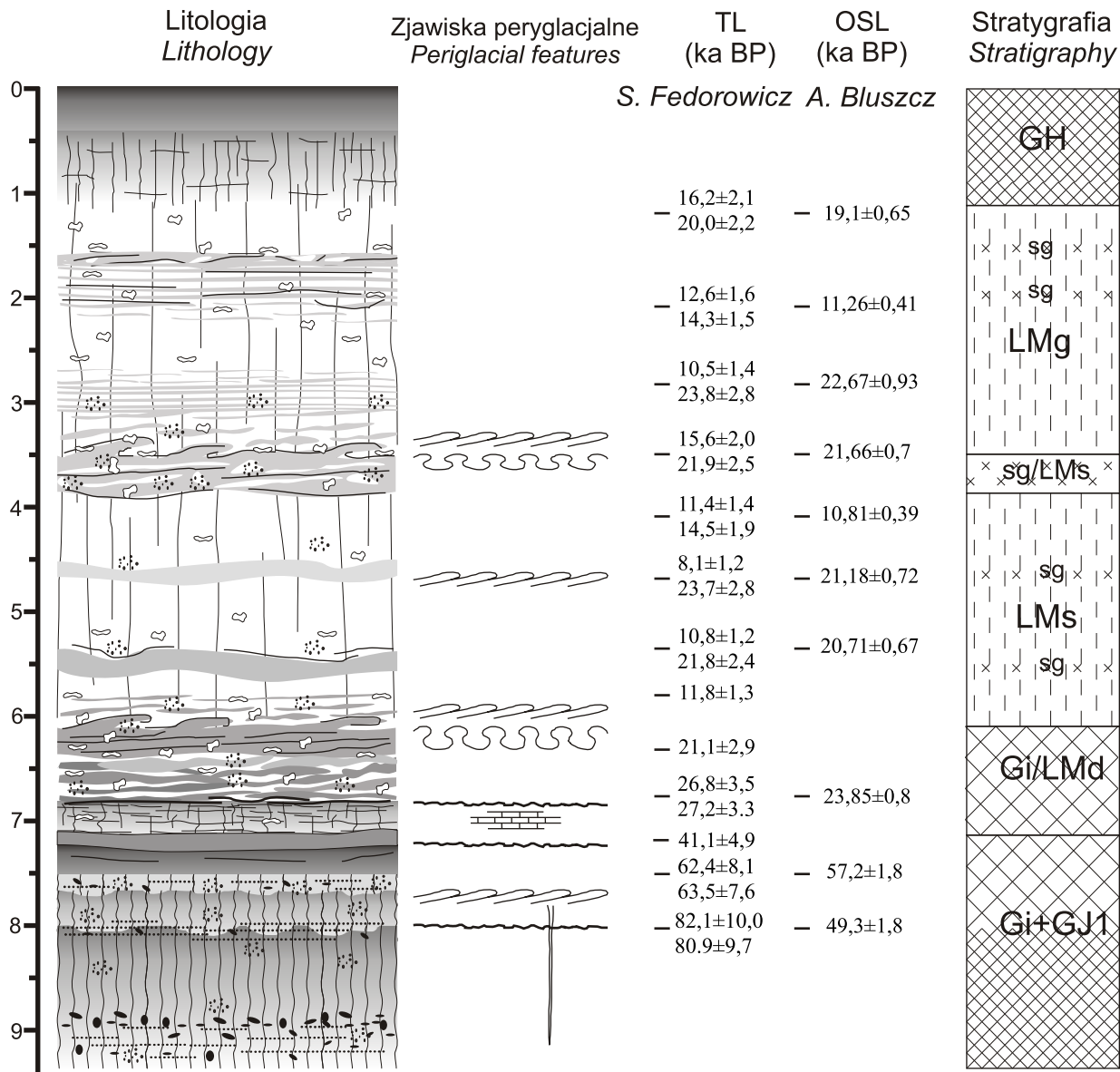
Fig. 33. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Korshov section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26



Ryc. 34. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Rivne. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 34. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Rivne section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

W sekwencjach lessowo-glebowych (np. Dankowice, ryc. 35) często spotyka się tzw. żyły gruntowe, nazywane również klinami wtórnego wypełnienia sezonowego (*sediment veins, soil veins, seasonal frost wedges* – Goździk, 1973; Jahn, 1975, 1977; Washburn, 1979; Brown, Kupsch, 1992). Są to struktury powstałe w rezultacie kontrakcji termicznej, jednak nie można całkowicie wykluczyć współdziału procesów wysychania w ich powstawaniu. Istotność tego typu struktur dla rekonstrukcji środowiskowej jest ograniczona ze względu na szerokie spektrum środowisk, w których współcześnie tego typu struktury występują. Prawdopodobnie wskazują one na głęboką, sezonową penetrację mrozu, czemu zazwyczaj sprzyja rozrzedzona, uboga szata roślinna i brak, lub skąpa pokrywa śnieżna. Można jednak z dużą dozą prawdopodobieństwa przyjąć, że rejestrują one okres wyraźnego wzrostu kontynentalizmu klimatu (Maruszczak, 1998).



Ryc. 35. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Dankowice. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 35. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Dankowice section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

6.2.2. Horyzonty krioturbacji i struktur soliflukcyjnych

Krioturbacje należą do najbardziej rozpowszechnionych i najczęściej spotykanych struktur peryglacjalnych (Karte, 1987). Przybierają olbrzymią różnorodność form. Opisowy sposób przedstawiania tych zjawisk oraz mnogość różnych nazw spotykanych w literaturze utrudnia w znacznym stopniu jednoznaczne określenie przedmiotu dyskusji pomiędzy różnymi badaczami (Van Loon, Brodzikowski, 1987; Vandenberghe, 1988).

Peryglacjalne deformacje osadów (krioturbacje) występują w kilku horyzontach w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej badanego obszaru. Dwa poziomy tych struktur zasługują jednak na specjalne zainteresowanie, ponieważ ich powszechne występowanie w sekwencjach lessowych zwróciło na siebie uwagę wielu wcześniejszych badaczy.

Starszy (dolny) horyzont krioturbacji wykształcił się w stropie pedokompleksu interglacjalno-wczesnoglacialnego. Wyznacza on w sekwencji lessowej początek postępującego pogorszenia warunków klimatycznych, które zakończyło okres formowania się pedokompleksu, a w dalszej kolejności spowodowało uruchomienie na dużą skalę procesów stokowych i rozpoczęcie akumulacji lessu.

W rezultacie długich etapów pedogenezy eemsko-wczesnovistuliańskiej wykształciły się glebowe poziomy genetyczne o zróżnicowanych właściwościach retencyjnych oraz różnej podatności na działanie mrozu. Te właśnie cechy są wielokrotnie podkreślane w pracach Van Vliet-Lanoë (1988, 1989, 1991, 1998), która uważa, że zróżnicowanie litologiczne, spowodowane przez długotrwałe oddziaływanie procesów glebotwórczych, jest podstawowym czynnikiem umożliwiającym rozwój krioturbacji.

Dolny (starszy) horyzont krioturbacji występuje niemal we wszystkich stanowiskach, w których pedokompleks nie został całkowicie zdegradowany. Ten poziom deformacji szczególnie dobrze rozwinięty jest w lessach Płaskowyżu Głubczyckiego (Branice, ryc. 26; Głogówek II, ryc. 27). W planie struktury krioturbacji tworzą regularną sieć wieloboków, których średnica wynosi około 1 m, a amplituda deformacji około 30-50 cm. Górne partie krioturbacji są często nachylone zgodnie z kierunkiem spadku powierzchni paleotopograficznej i/lub przemieszczone przez procesy soliflukcji.

W wielu stanowiskach struktury krioturbacji nie wykształciły się, lub też zostały całkowicie zdegradowane przez procesy soliflukcji i inne procesy stokowe. Doskonałym przykładem jest odsłonięcie lessów na stanowisku Zbarazh (ryc. 28), gdzie w bezpośrednim sąsiedztwie można obserwować strefę kontaktu pedokompleksu z wyżejległymi lessami w postaci zaburzeń krioturbacyjnych (fot. 5), warstwy ze strukturami soliflukcji warstwowej i jezorowej (fot. 16), lub powierzchni erozyjnej.

Według morfologicznej klasyfikacji krioturbacji, zaproponowanej przez Vandenberghe (1988: fig. 8.1 - typ 2), ten typ krioturbacji można zinterpretować jako powstały w rezultacie procesów obciążeniowych (Kuenen, 1958; Dżułyński, 1963; Anketell i inni, 1970), występujących w silnie przepojonych wodą stropowych partiach wieloletniej zmarzliny (Cegła, Dżułyński, 1970; Cegła, 1973; French, 1988).

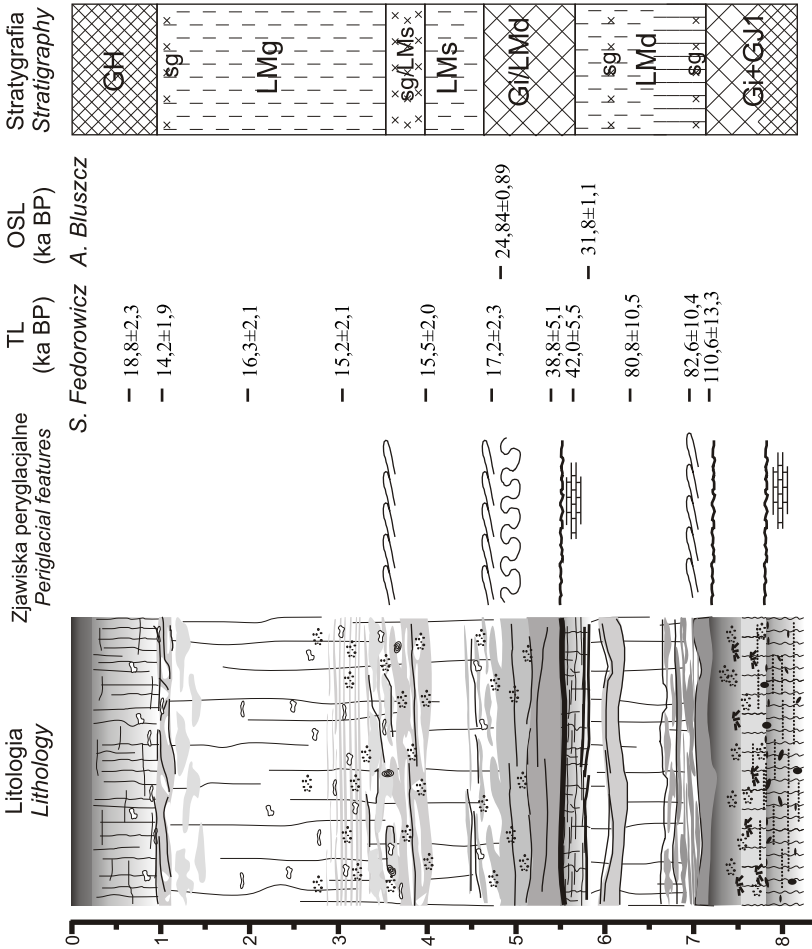
Jersak (1973a,b, 1991) uważa, że tego rodzaju krioturbacje przypominają struktury współczesnej tundry plamistej i interpretuje je jako kręgi o niewysortowanym materiale. Część niewysortowanych kręgów w literaturze peryglacjalnej jest określana mianem *hummock* (Brown, Kupsch, 1992). We współczesnych środowiskach peryglacjalnych kopulaste *hummocki* lub islandzkie *thufury* rozwijają się zarówno na obszarach objętych wieloletnią zmarzliną, jak i bez obecności zmarzliny w podłożu (Schunke, Zoltai, 1988; Arnalds, 2004).

Drugi (młodszy) horyzont struktur krioturbacyjnych rozwinął się w górnej części kompleksu gleb glejowych Gi/LMd (komorniki, Bryansk, Dubno – Biały Kościół, ryc. 36; Księginice Małe, ryc. 37). Ten typ struktur krioturbacyjnych jest zazwyczaj znacznie mniejszy od wyżej opisanych (starszych). W wielu odsłonięciach został całkowicie zniszczony przez procesy soliflukcyjne i zastąpiony produktami denudacji stropowej części gleby Gi/LMd lub pozostała po nim jedynie powierzchnia erozyjna.

Obydwa horyzonty krioturbacji oraz następujące po nich warstwy soliflukcyjne rozwinęły się w spągowych częściach dwóch podstawowych jednostek lessowych ostatniego zlodowacenia. Te dwa poziomy są zapisem znaczących przemian paleośrodowiskowych, zmieniających chwiejną równowagę pomiędzy procesami glebowymi i akumulacyjnymi na obszarach lessowych (Butler, 1959; Jary, 1996; Kemp, 2001). Postępujące ochłodzenie klimatu wywołało rozrzedzenie szaty roślinnej i akcelerację aktywności procesów stokowych w warunkach rozwoju wieloletniej zmarzliny.

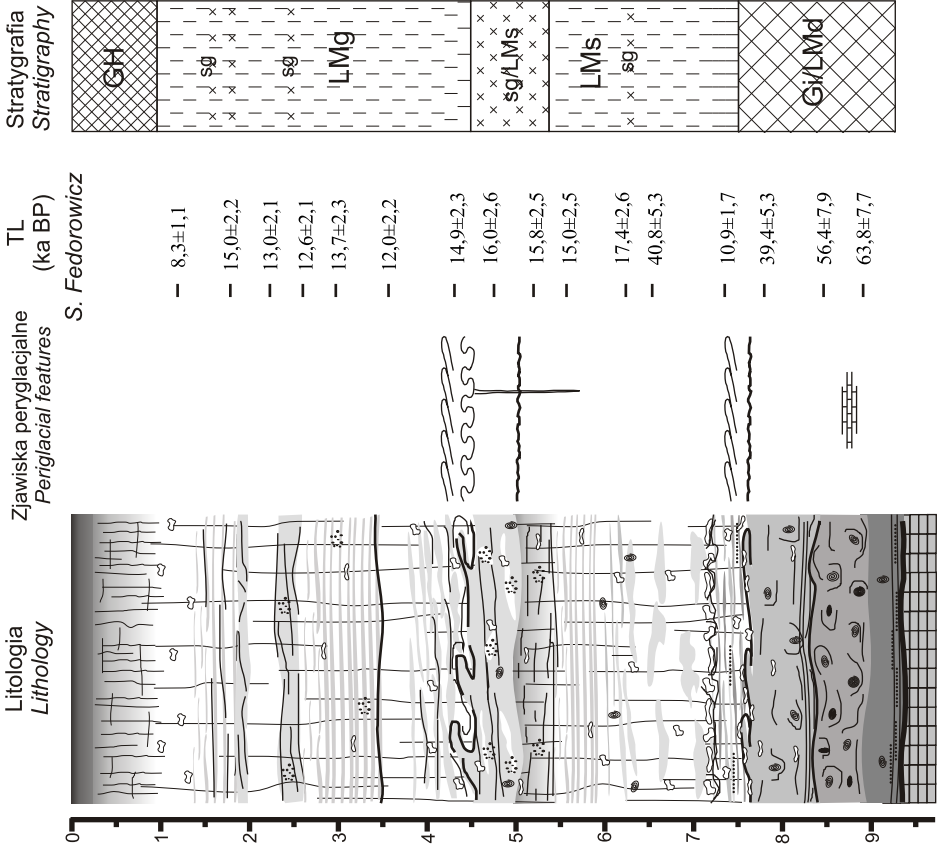
W niektórych stanowiskach można odnotować inny typ struktur krioturbacyjnych. Są to nieregularne deformacje, które czasem występują w silnie oglejonych kompleksach gleb tundrowo-glejowych Gi/LMd. Ten typ krioturbacji wywołany jest prawdopodobnie ciśnieniem zamarzającej wody, uwięzionej pomiędzy frontami zamarzania (Vandenberghe, 1988; French, 1996).

Biały Kościół



Ryc. 36. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Biały Kościół. Objasnienia sygnatur litologicznych jak na ryc. 9. Objasnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26
Fig. 36. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Biały Kościół section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 26

Księginice Małe



Ryc. 37. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Księginice Małe. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objasnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26
Fig. 37. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Księginice Małe section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

6.2.3. Pseudomorfozy klinów lodowych

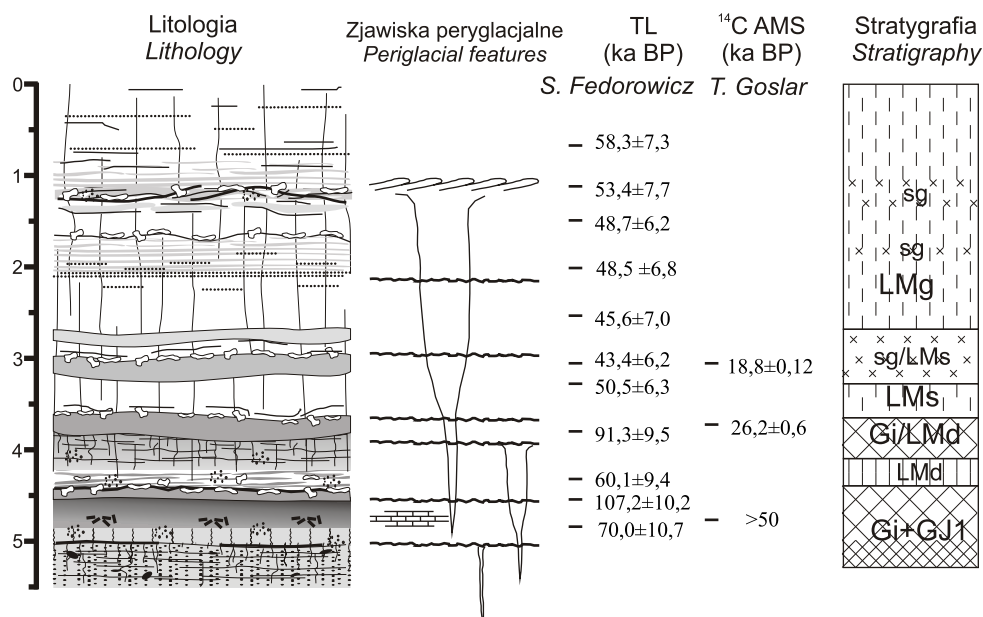
Spośród wielu zjawisk peryglacjalnych tylko niewielka ilość wskazuje jednoznacznie na obecność kopalnej wieloletniej zmarzliny (Jahn, 1975; Washburn, 1979; French, 1996). Najważniejsze znaczenie w identyfikacji dawnej wieloletniej zmarzliny przypisuje się obecności pseudomorfoz klinów lodowych, które są wiarygodnym dowodem jej występowania (Vandenberghe, Pissart, 1993; Vandenberghe i inni, 1998a).

Każdy horyzont występowania pseudomorfoz klinów lodowych przekazuje informację o dwukrotnym przekroczeniu pewnych temperaturowych wartości progowych. Aby utworzyły się kliny lodowe, średnie temperatury roczne muszą spaść poniżej określonej wartości, uzależnionej głównie od litologii podłoża gruntowego. Ze względu na wysoki współczynnik rozszerzalności cieplnej te wartości dla lessów są wyższe, niż w przypadku osadów piaszczystych i prawdopodobnie wynoszą $-3 - -5^{\circ}\text{C}$ (Romanovsky, 1973, 1976, 1985; Murton, Kolstrup, 2003; Vandenberghe, 2004). Wytapianie lodu i formowanie się pseudomorfoz, połączone z degradacją wieloletniej zmarzliny, wymaga nieco wyższych średnich temperatur rocznych. Forma pseudomorfozy klina lodowego jest również uzależniona od rodzaju osadu, w którym utworzył się klin lodowy. Less, ze względu na swoje specyficzne właściwości (stosunkowo wysoka spoistość) wynikające głównie ze składu mechanicznego (Smalley i inni, 2006), pozostaje w relatywnie niezmiennym stanie w otoczeniu wytapiającego się lodowego wypełnienia (Vandenberghe, 2004). Podciągnięte w górę warstewki, które powstają w procesie kształtowania się klina lodowego, pozostają charakterystyczne również dla jego pseudomorfozy. W dogodnych warunkach mają szansę przetrwać nawet powierzchniowe formy niewielkich wałów, typowe dla powierzchni topograficznej z wklęsłymi poligonami klinów lodowych (Maruszczak, 1998), które miałem okazję obserwować na stanowisku Novyj Mylatyn (ryc. 30). W osadach lessowych wolne przestrzenie po wytopionym klinie lessowym są wypełniane materiałem, który dostaje się tam głównie z powierzchni.

Identyfikacja pseudomorfozy klina lodowego nie sprawia problemów w przypadkach, kiedy cechy litologiczne wypełnienia różnią się dość wyraźnie od osadów, w które włożona jest pseudomorfoza (np. w przypadkach, gdy klin lodowy, a później jego pseudomorfoza przecina horyzonty gleb kopalnych). Często zarysy pseudomorfoz klinów lodowych wyróżniają się głównie dzięki wytrąceniom wtórnych związków żelaza i węglanów wapnia, czasem podkreślone są przemieszczoną z góry substancją humusową lub okonturowane strefą oglejenia (fot. 17 i 18).

W czasie prowadzonych badań terenowych nie znalazłem dowodów na występowanie więcej niż dwóch różnowiekowych pseudomorfoz klinów lodowych w górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych. Zatem mój pogląd w tej kwestii jest zgodny z obserwacjami Jersaka (1972b, 1973a, 1973b, 1975, 1976b; Jersak i inni, 1992) i autorów rosyjskich (Velichko, 1973; Velichko, Morozova, 1972, 1985, 1987; Velichko, Spasskaya, 1981; Velichko, Nechaev, 1984, 1994; Velichko i inni, 1984, 1997; Morozova, 1981, 1995; Morozova, Nechaev, 1997). Dwie różnowiekowe generacje pseudomorfoz klinów lodowych odnotowałem na niemal wszystkich stanowiskach wschodniej części obszaru badań (Polanów Samborzecki, ryc. 31; Tyszowce, ryc. 32; Korshov, ryc. 33; Rivne, ryc. 34, fot. 19; Zbarazh, ryc. 28). W południowo-zachodniej Polsce występowanie dwóch generacji pseudomorfoz w superpozycji stwierdziłem jedynie na stanowisku Zaprężyn (ryc. 38).

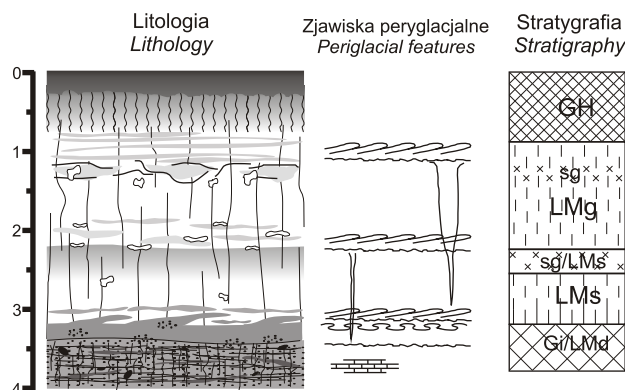
Starszą generację pseudomorfoz klinów lodowych tworzą niewielkie pseudomorfozy (wys. 1,5-3 m), które rozcinają lessy młodsze dolne oraz niżej leżący zespół gleb kopalnych. Ta generacja pseudomorfoz występuje we wszystkich badanych odsłonięciach zachodniej części Ukrainy, z wyjątkiem stanowiska Novyj Mylatyn (ryc. 30). Struktury te są dobrze widoczne na stanowisku w Tyszowcach (ryc. 32, fot. 20) i Odonowie II (ryc. 29), lecz w Polanowie Samborzeckim (ryc. 31) występują w tym poziomie jedynie nieliczne, małe pseudomorfozy. Na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski ta generacja pseudomorfoz została zidentyfikowana jedynie w odsłonięciu w Zaprężynie (ryc. 38). Podobnie jak Jersak (1973a, 1991, Jersak i inni, 1992), nie znalazłem tej generacji pseudomorfoz w lessach Płaskowyżu Głubczyckiego. Pseudomorfozy starszej generacji klinów lodowych wypełnione są materiałem posiadającym zupełnie inne właściwości litologiczne, niż poziom glebowy Gi/LMd (komorniki, Bryansk, Dubno), który tworzy ciągły horyzont zalegający nad tymi strukturami. Górne poziomy genetyczne tej gleby nie wykazują żadnych deformacji związanych z fazą wytapiania klina lodowego. Czasem pseudomorfozy dolnej generacji są ścięte od góry przez powierzchnie erozyjne (powierzchnie te również nie wykazują śladów deformacji związanych z fazą wytapiania klina lodowego), na których zalegają produkty denudacji gleby Gi/LMd. Tego typu sytuacje zdarzają się w odsłonięciach facji zboczowej lessów.



Ryc. 38. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Zaprzęzyn. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 38. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Zaprzęzyn section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Druga (młodsza) generacja pseudomorfoz klinów lodowych występuje powszechnie w górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowych obszaru badań. We wschodniej części badanego obszaru tworzą je duże struktury o wysokościach dochodzących nawet do 7 m (Rivne, ryc. 34, fot. 19). Na Płaskowyżu Głubczyckim pseudomorfozy tej generacji mają wysokość w granicach 1,5–3 m; w Henrykowie (ryc. 39, fot. 17) ok. 1,5 m, a w lessach Wzgórz Trzebnickich (Trzebnica, fot. 21; Zaprzęzyn, ryc. 38) dochodzą do 3–4 m. W niektórych stanowiskach (dotyczy to głównie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wyżyny Podolskiej) górne fragmenty pseudomorfoz klinów lodowych są zatarte przez procesy holocenijskiej pedogenezy, jednak w wielu przypadkach pseudomorfozy te przykrywa smugowany, oglejony, zdeformowany horyzont z wkładkami piaszczystymi i humusowymi oraz różnorodnymi wytrąceniami związków żelaza. W schemacie stratygraficznym lessów Bogutsky'ego (1986, 1987, 1990; Bogutsky i inni, 1994) omawiany horyzont odpowiada podpoziomowi Krasyliv górnego poziomu lessów górnoplejstocenijskich i jest interpretowany przez tego autora jako kopalna warstwa czynna wieloletniej zmarzliny. Oprócz pseudomorfoz klinów lodowych, które są przykryte przez poziom Krasyliv, dowodem degradacji wieloletniej zmarzliny w tym poziomie mogą być również niewielkie niecki denudacyjne o charakterze termokrasowym (np. Henryków - Traczyk, Jary, 2002). Powyżej horyzontu Krasyliv zalega warstwa lessu zmieniona przez intensywne procesy holocenijskiej pedogenezy, w której nie odnotowałem obecności tekstur kriogenicznych.



Ryc. 39. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Henryków. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 39. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Henryków section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Średnice poligonów, które tworzą pseudomorfozy klinów lodowych, są w większości wypadków trudne do odtworzenia, ponieważ do tego celu potrzebne są rozległe odsłonięcia o szerokości co najmniej kilkudziesięciu metrów. Na ogół młodsza generacja pseudomorfoz układa się w poligony o średnicy ok. 20 m, a starsza tworzy mniejsze poligony (10-15 m), co jest zgodne z obserwacjami Maruszczaka (1980, 1987b, 1990b, 1998) i Doleckiego (2002, 2003).

Pseudomorfozy klinów lodowych są często wykorzystywane do odtwarzania warunków paleogeograficznych, w szczególności paleotemperatur (np. Washburn, 1979; Maruszczak, 1980, 1987b, 1990b, 1998; Vandenberghe i inni, 1998). Jednym z pośrednich wskaźników są wymiary sieci poligonalnej. Większe średnice poligonów są wskaźnikiem niższych temperatur (Maruszczak, 1998). Takie założenie zapewne sprawdza się w przypadku jednorodnych litologicznie lessów, w których tworzą się poligony kontrakcyjne. Jednak współczynnik rozszerzalności cieplnej lessów młodszych dolnych oraz substratu pedokompleksu Gi+GJ1, w których utworzyła się pierwsza (starsza) generacja klinów jest z pewnością znacznie większy, niż współczynnik rozszerzalności cieplnej lessów młodszych górnych i środkowych, w których powstała młodsza generacja tych struktur.

Wysokość pseudomorfoz klinów lodowych, przyjmując epigenetyczną genezę klinów, jest uważana za pewniejszy wskaźnik średniej temperatury rocznej kopalnych środowisk. Struktury o wysokości do 2-3 m są charakterystyczne dla zmarzliny wyspowej i nieciągłej, a kliny o większych rozmiarach pionowych diagnozują ciągłą zmarzlinę. Zróznicowanie wysokości pseudomorfoz można jednak również wytłumaczyć różnymi warunkami wzrostu i zaniku klinów lodowych (Jary, 1996). Nie ma do końca przekonujących dowodów potwierdzających epigenetyczną genezę tych struktur. Powierzchnie paleotopograficzne, na których tworzyły się kliny lodowe, podlegały zmiennym w czasie i w przestrzeni powolnym procesom agradacji lub denudacji - rzadko były ustabilizowane. Można zatem przyjąć, że oprócz wyjątkowych struktur epigenetycznych, wiele pseudomorfoz klinów lodowych posiada syngenetyczną genezę, a mogą się również zdarzać struktury anty-syngenetyczne (Mackay, 1990; Jary, 1996, 2003).

Po szczegółowej analizie rygorystycznych założeń, na których opiera się rekonstrukcja paleotemperatur wykonywana na podstawie pseudomorfoz klinów lodowych, Murton i Kolstrup (2003) sugerują, że ustalone w literaturze wnioski dotyczące precyzyjnego odtwarzania paleotemperatur mogą być traktowane zaledwie jako wstępne propozycje. Pseudomorfozy klinów lodowych wskazują jedynie na dawną obecność wieloletniej zmarzliny i nie są wiarygodnymi wskaźnikami dokładnych paleotemperatur (Murton, Kolstrup, 2003). Poszukiwanie tzw. obszarów analogowych we współczesnej strefie peryglacjalnej w celu odtworzenia paleotemperatur lub szacowania grubości górnoplejstoczeńskiej wieloletniej zmarzliny (np. Maruszczak, 1980; Morozova, Nechaev, 1997) może w wielu przypadkach stwarzać jedynie pozory precyzyjnej rekonstrukcji.

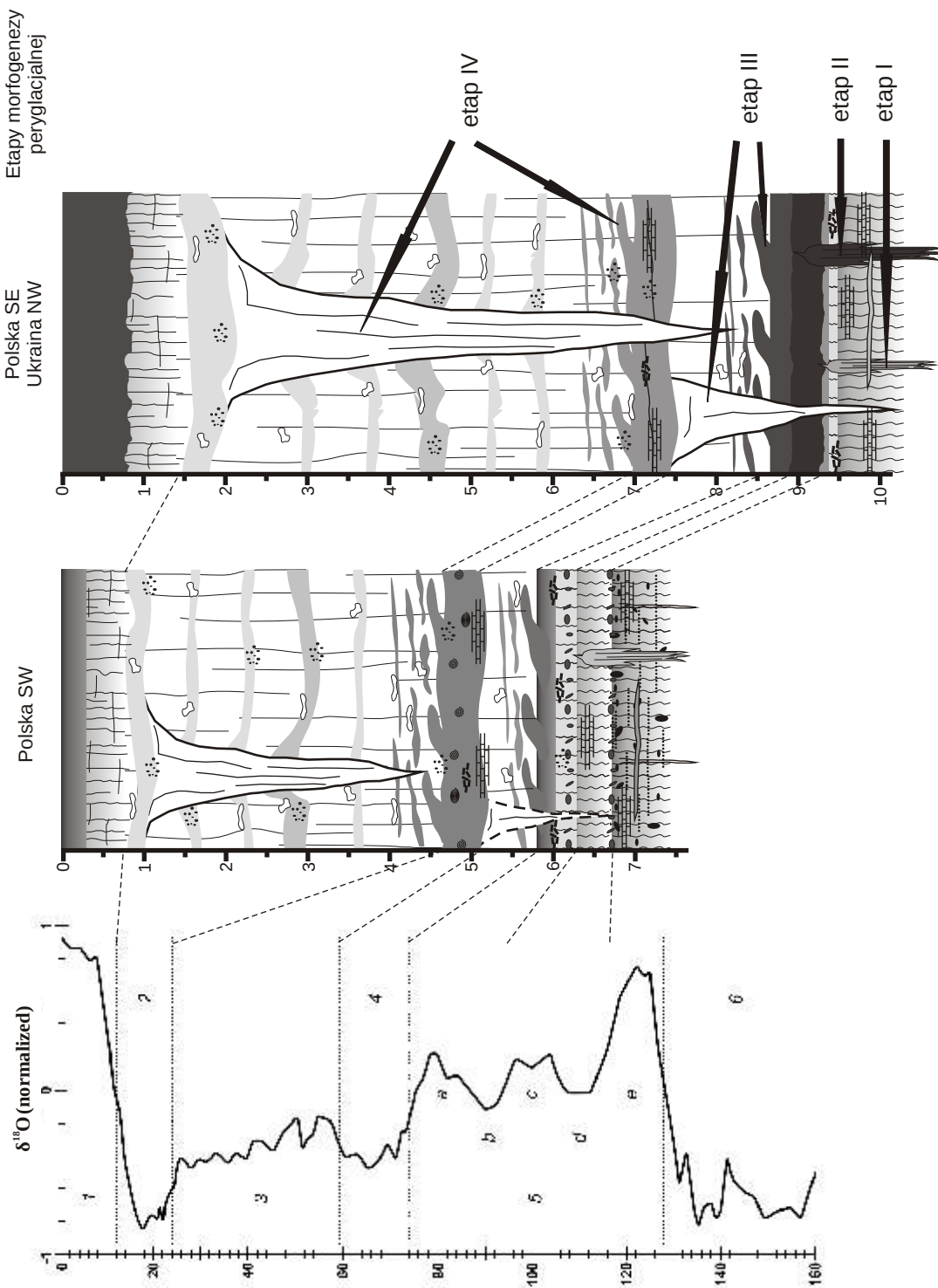
6.3. Etapy morfogenezy peryglacjalnej zapisane w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej obszaru badań oraz ich korelacja ze znormalizowaną krzywą $\delta^{18}\text{O}$

Wypowiadając się na temat ilości różnowiekowych pseudomorfoz klinów lodowych w górnoplejstoczeńskich sekwencjach lessowo-glebowych badanego obszaru napisałem, że moje obserwacje są zgodne z poglądami Jersaka (1972b, 1973a, 1973b, 1975, 1976b; Jersak i inni, 1992) oraz autorów rosyjskich (Velichko, 1973; Velichko, Morozova, 1972, 1985, 1987; Velichko, Spasskaya, 1981; Velichko, Nechaev, 1984, 1994; Velichko i inni, 1984, 1997; Morozova, 1981, 1995; Morozova, Nechaev, 1997). Ta zbieżność poglądów nie ogranicza się tylko do problemu ilości różnowiekowych pseudomorfoz klinów lodowych, ale rozciąga się również na wiele innych kwestii dotyczących kolejności i miejsca występowania zjawisk peryglacjalnych w sekwencji lessowej z ostatniego zlodowacenia.

Jednak rekonstrukcja rozwoju środowisk peryglacjalnych w wykonaniu cytowanych autorów, oparta na interpretacji paleośrodowiskowej zjawisk i struktur peryglacjalnych, w kilku dość istotnych kwestiach różni się od proponowanej poniżej (ryc. 40).

Etap I – MOISS 5d

Pierwsze, wyraźne oziębienie klimatu, po długim i intensywnym etapie pedogenezy w interglacjale eemskim, jest reprezentowane we wschodniej części obszaru badań przez pierwszą (starszą) generację klinów z pierwotnym wypełnieniem mineralnym. W południowo-zachodniej Polsce to oziębienie jest słabiej zaznaczone i wyrażone przez struktury żył gruntowych lub ślady powierzchni deflacyjnych w górnych częściach poligenicznych poziomów iluwialnych pedokompleksu. Struktury utworzone w tym etapie nie są dowodem obecności wieloletniej zmarzliny. Sygnalizują jednak znaczący, nagły wzrost kontynentalizacji klimatu, który wpłynął na rozrzedzenie szaty roślinnej i uruchomienie procesów geomorfologicznych.



Ryc. 40. Etapy morfogenezy peryglacialnej w górnoplejstocenijskiej sekwencji lessów i gleb kopalnych zachodniej i wschodniej części obszaru badań oraz ich korelacja z zapisem głębokomorskim (Martinson i inni, 1987). Objasnienia sygnatur litologicznych jak na ryc. 9; zjawiska peryglacialne jak na ryc. 26

Fig. 40. Stages of periglacial morphogenesis within Upper Pleistocene loess-soil sequence in western and eastern part of investigated area and their correlation with deep-sea record (Martinson et al., 1987). Explanations of lithologic signatures as in fig. 9; periglacial phenomena as in fig. 26

Etap II – MOISS 5b

Ten etap morfogenezy peryglacjalnej pozostawił po sobie drugą (młodsza) generację klinów z pierwotnym wypełnieniem mineralnym. We wschodniej części obszaru badań rozciąły one powierzchnie gleb czarnoziemowych wykształconych w trakcie interstadiału Brörup (MOIS 5c), a w Polsce SW występowanie struktur tej generacji ograniczało się do uprzywilejowanych, lokalnych warunków paleotopograficznych. W tym etapie w południowo-zachodniej Polsce powstawały również bruczki deflacyjne, które lokalnie występują w poziomach eluwialnych (Eetg) pedokompleksu. Podobnie, jak we wcześniejszym etapie, struktury te nie wymagają obecności wieloletniej zmarzliny w podłożu. Wydaje się jednak, że stopień kontynentalizacji klimatu w trakcie tego interwału był jeszcze większy, niż w poprzednim etapie zimnym.

Etap III – MOIS 4

Następujące, po kolejnym etapie intensywnej pedogenezy stepowej (wschodnia część obszaru badań) lub leśnej (Polska SW), głębokie ochłodzenie klimatu pozostawiło po sobie dwa poziomy struktury peryglacjalnych. W początkowej fazie wkroczyła na tereny lessowe wieloletnia zmarzlina, prawdopodobnie po raz pierwszy w trakcie ostatniego zlodowacenia. W południowo-zachodniej Polsce miała ona przypuszczalnie charakter wysp, a we wschodniej części obszaru badań mogła to być zmarzlina nieciągła lub nawet ciągła. W stropie pedokompleksu uaktywniły się procesy krioturbacji i/lub soliflukcji – tak powstał pierwszy horyzont struktur krioturbacyjno-soliflukcyjnych. Procesy deformacyjne przebiegały synchronicznie z powolną akumulacją pyłu lessowego. Śladem obecności wieloletniej zmarzliny w podłożu są pseudomorfozy po drobnokomórkowych strukturach segregacyjnego lodu gruntowego, dość często obserwowane w poziomach iluwialnych pedokompleksu. Dalszy spadek średnich temperatur rocznych doprowadził do powstania sieci spękań kontrakcji mrozowej i powstania klinów lodowych we wschodniej części badanego obszaru. Ich pseudomorfozy oraz charakter ich wypełnienia wskazują na następujące złagodzenie klimatu i degradację wieloletniej zmarzliny na długo przed wykształceniem się gleby Gi/LMd (komorniki, Bryansk, Dubno) w takiej postaci, jaką obserwujemy dziś w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej.

Etap IV – MOIS 2

Czwarty, ostatni etap morfogenezy peryglacjalnej, zaznaczył się w profilach lessów wysoczyznowych i wysoczyznowo-zbozowych obszaru badań dwoma poziomami struktur peryglacjalnych. Pierwsza faza jest sygnalizowana przez deformacje (krioturbacje, soliflukcja) występujące w stropie gleby/kompleksu glebowego Gi/LMd (komorniki, Bryansk, Dubno). Już sama gleba tundrowo-glejowa Gi/LMd jest dowodem deterioracji warunków klimatycznych. Współcześnie obserwowana morfologia gleby kopalnej Gi/LMd jest rezultatem skomplikowanej ewolucji i nakładania się kilku faz pedogenezy, z których ostatnia przebiegała w warunkach tundrowych (por. rozdział 4.4.). Procesom krioturbacji i soliflukcji towarzyszyło dalsze ochłodzenie, wkraczanie na obszary lessowe wieloletniej zmarzliny oraz wzrastające tempo akumulacji eolicznej. Obecność wieloletniej zmarzliny w podłożu oraz względnie stabilną pozycję jej stropu (*permafrost table*), potwierdzają również pseudomorfozy po drobnokomórkowych strukturach segregacyjnego lodu gruntowego odnotowywane w lessach młodszych dolnych i glebie Gi/LMd (komorniki, Bryansk, Dubno). Postępujące ochłodzenie klimatu przyczyniło się do utworzenia poligonów klinów lodowych, które prawdopodobnie rozwijały się synchronicznie z akumulacją pyłu lessowego. Brak oznak przekształcenia pedogenetycznego w lessach wypełniających pseudomorfozy klinów lodowych może być pośrednim dowodem nagłego ocieplenia klimatu i szybkiej degradacji wieloletniej zmarzliny.

Struktury peryglacjalne, w badanych sekwencjach lessowo-glebowych, powstały w rezultacie panowania ekstremalnych warunków klimatycznych i/lub nagłych zmian środowiskowych w zimnych interwałach ostatniego zlodowacenia. W profilach lessów wysoczyznowych stwierdza się powszechnie obecność kilku horyzontów peryglacjalnych. Poziomy te względnie łatwo można zidentyfikować w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej. Ze względu na cechy tych poziomów kriogenicznych można je traktować jak markery stratygraficzne ostatniego zlodowacenia.

Reprezentatywne profile lessów wysoczyznowych lub wysoczyznowo-zbozowych w Polsce i zachodniej części Ukrainy kryją w sobie wiarygodny zapis zmian klimatu, a korelacja czterech etapów morfogenezy peryglacjalnej w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej z czterema zimnymi interwałami (5d, 5b, 4, 2 – ryc. 40) na znormalizowanej krzywej $\delta^{18}\text{O}$ wydaje się najbardziej przekonująca.

7. Podsumowanie i wnioski

Rezultaty badań, przedstawione w poprzednich rozdziałach, pozwalają stwierdzić, że górnoplejstocieńska sekwencja lessowo-glebowa północnej strefy europejskiego pasa lessów w Polsce i zachodniej części Ukrainy jest podobnie wykształcona, co umożliwia przeprowadzenie wiarygodnych korelacji stratygraficznych. Zasadnicze różnice we właściwościach jednostek budujących profile lessów i gleb kopalnych są związane ze zmiennym w czasie równoleżnikowym i południkowym gradientem klimatycznym oraz lokalnymi uwarunkowaniami, które wpływały na tempo akumulacji eoliczno-stokowej i intensywność procesów glebotwórczych.

Reprezentatywny, górnoplejstocieński profil lessowy na badanym obszarze, wykształcony w tzw. facji wysoczyznowej, jest zbudowany z czterech podstawowych części: z dwóch poligenetycznych gleb kopalnych (zespołów gleb kopalnych) oraz dwóch węglanowych poziomów lessów młodszych. W stropie młodszego poziomu wykształciła się gleba współczesna.

Dolną część badanych sekwencji stanowi poligenetyczny pedokompleks (zespół gleb kopalnych) z dobrze rozwiniętym poziomem wzbogacenia *Bbr* lub *Bt* w spagu (Gi+GJ1, nietulisko I, Horohiv, Mezin). We wschodniej części obszaru badań (Polska SE, Wołyń, Podole) jest on podobnie wykształcony. Rozwój tego pedokompleksu przebiegał w trzech etapach intensywnej pedogenezy: po pierwszym, leśnym etapie, nastąpiły dwa etapy rozwoju procesów glebotwórczych w warunkach stepowych, w których tworzyły się miększe poziomy akumulacji organicznej. Etapy pedogenezy były rozdzielone nagłymi okresami wybitnego wzrostu kontynentalizmu klimatu. Powstały wówczas dwa różnowiekowe horyzonty klinów z pierwotnym wypełnieniem mineralnym (ryc. 40). Gleby leśne formowały się w czasie interglacjału eemskiego (MOISS 5e), a następujące etapy pedogenezy stepowej przebiegały w czasie interstadiałów Brörup i Odderade (MOISS 5c i 5a). Okresy chłodne, rozdzielające trzy etapy rozwoju procesów glebotwórczych, odpowiadają najprawdopodobniej wczesnovistuliańskim stadiom Herning (MOISS 5d) i Rederstall (MOISS 5b). Na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski zróżnicowanie typologiczne tego zespołu gleb kopalnych wzrasta. Jest to rezultat zarówno innych warunków klimatycznych, jak również większej różnorodności litologicznej osadów będących substratem pedokompleksu. Nałożone poziomy humusowe w stropie zespołu gleb kopalnych są rzadko spotykane w południowo-zachodniej Polsce. Rozwój tego kompleksu glebowego przebiegał tutaj w kilku (2-3) etapach pedogenezy leśnej i tylko w niektórych stanowiskach zaznaczył się wpływ końcowego etapu stepowego. Wewnątrz pedokompleksu rzadziej występują horyzonty struktur peryglacjalnych, lecz ich zróżnicowanie jest większe. Obok lokalnie występujących klinów z pierwotnym wypełnieniem mineralnym, zdarzają się żyły gruntowe, struktury krio-desykacyjne oraz powierzchnie deflacyjne wzbogacone we frakcje zwirowe (bruczki pustynne). Są one dowodem zwiększonej aktywności procesów eolicznych, którym sprzyjało rozrzedzenie szaty roślinnej będące skutkiem nagłej kontynentalizacji klimatu.

Najważniejszą glebą kopalną (zespołem gleb kopalnych) w sekwencji lessów młodszych jest gleba Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk), która rozdziela dwa główne etapy akumulacji lessów w trakcie ostatniego zlodowacenia. Zasadniczą cechą gleby (kompleksu glebowego) Gi/LMd jest duże zróżnicowanie morfologiczne i typologiczne oraz różny stopień zachowania, co często utrudnia korelację tej jednostki pedostratygraficznej. W wysoczyznowych profilach lessów młodszych jest to jedyna śródlessowa gleba pozbawiona węglanów. Substrat gleby (kompleksu glebowego) Gi/LMd charakteryzuje się wysokimi wskaźnikami zwietrzenia chemicznego, które wskazują na duży stopień przeobrażenia pedogenetycznego. Z kolei morfologiczne wykształcenie tej gleby oraz obecność struktur peryglacjalnych sugeruje tundrowo-glejowy typ pedogenezy w obecności wieloletniej zmarzliny. Datowania radiometryczne (^{14}C) substancji humusowych lub węgla drzewnych, pobranych z gleby (kompleksu glebowego) Gi/LMd, zazwyczaj różnią się wyraźnie (są młodsze) od dat luminescencyjnych (TL i OSL), wskazujących na moment depozycji materiału mineralnego. Pozycja chronostratygraficzna gleby Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk) jest zazwyczaj wiązana z końcową częścią MOIS 3 (interstadiały Hengelo i Denekamp). Wielu polskich autorów (np. Maruszczak, 1991a, 2001; Dolecki, 2002, 2003 i inni) paralelizuje tę jednostkę z dolną częścią MOIS 3 (interstadiały Oerel i Glinde). Uważam, że najbardziej prawdopodobną pozycją chronostratygraficzną gleby (kompleksu glebowego) Gi/LMd jest całe MOIS 3. Rekonstrukcja zdarzeń na obszarze Europy w środkowym pleniglacjale ostatniego zlodowacenia ciągle budzi wiele kontrowersji (Van Andel, 2002; Barron, Pollard, 2002; Guiter i inni, 2003; Genty i inni, 2005). Badane sukcesje lessowo-glebowe na obszarach wierzchowinowych nie dostarczają dobrego zapisu z tego okresu. Można to tłumaczyć tym, że zmiany klimatu, które niewątpliwie zachodziły w środkowym pleniglacjale, nie były tak drastyczne i/lub

gwałtowne, aby doprowadzić do uruchomienia efektywnych procesów akumulacji lessu. Najbardziej perspektywiczne dla rekonstrukcji zdarzeń środkowopleniglacialnych na obszarach lessowych wydają się być sekwencje wypełniające formy nieckowate lub dolinne (Łanczont, Bogutsky, 2002).

Sedymentacja lessu w trakcie ostatniego zlodowacenia zachodziła w dwóch głównych etapach, które w wysoczyznowych sekwencjach lessowo-glebowych reprezentowane są przez dwa węglanowe poziomy lessów. Dolny poziom odpowiada lessom młodszym dolnym (LMd). Były one deponowane w dolnym pleniglacialu ostatniego zlodowacenia (MOIS 4). Górny poziom lessów młodszych zalega powyżej gleby (kompleksu glebowego) Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk) i jest zbudowany z lessów młodszych środkowych (LMs) oraz górnych (LMg), które powstały w górnym pleniglacialu ostatniego zlodowacenia (MOIS 2). Te pozornie homogeniczne lessy zawierają w sobie kilka słabo wykształconych, inicjalnych gleb tundrowo-glejowych, które są dowodem zmiennych warunków klimatyczno-środowiskowych panujących w okresach akumulacji lessów. Jednym z takich horyzontów wietrzeniowo-glebowych, rozwiniętym w stropie lessów młodszych środkowych, jest poziom sg/LMs. Prawdopodobnie odpowiada on poziomom Rivne (Bogutsky, 1986, 1987) oraz Trubchevsk (Velichko, 1990; Velichko i inni, 1997), jednak jego identyfikacja oraz korelacja z tymi jednostkami może być utrudniona ze względu na obecność kilku innych horyzontów tundrowo-glejowych, występujących w obrębie lessów górnopleniglacialnych. Szczególną cechą poziomu sg/LMs jest odnotowany w wielu profilach, wyraźny, nagły wzrost wartości podatności magnetycznej osadów. Trudno jednak ocenić, czy jest on związany ze zmianami klimatu środowisk sedymentacyjnych lessów, czy raczej sygnalizuje zmianę właściwości magnetycznych deponowanego pyłu eolicznego, które mogą być związane z odmiennym charakterem obszarów źródłowych (wywiewania pyłu).

Zmienność podstawowych cech litologicznych sekwencji lessów wysoczyznowych w Polsce i zachodniej części Ukrainy (przeanalizowana w profilu pionowym z zastosowaniem gęstego poboru próbek do analiz laboratoryjnych oraz precyzyjnych, powtarzalnych technik oznaczeń składu granulometrycznego lessów) dostarcza nowych, bardziej szczegółowych danych o zmianach klimatu lessowych środowisk sedymentacyjnych.

Najbardziej spektakularne zmiany uziarnienia w analizowanych sekwencjach lessowo-glebowych występują w warstwach LMd zalegających bezpośrednio nad eemsko-wczesnoglacialnym zespołem gleb kopalnych Gi+GJ1 oraz powyżej kompleksu gleb tundrowo-glejowych Gi/LMd (spągowe partie LMs). Warstwy te wykazują zazwyczaj wyraźne ślady deformacji kriogenicznych oraz redepozycji wskutek działania soliflukcji i innych procesów stokowych. W trakcie sedymentacji tych warstw zachodziły najpoważniejsze zmiany klimatyczno-środowiskowe na obszarach lessowych w okresie ostatniego zlodowacenia, które prawdopodobnie odpowiadają gwałtownym wahnięciom na znormalizowanej krzywej $\delta^{18}\text{O}$, sygnalizującym początkowe fazy MOIS 4 i MOIS 2 (dolny i górny pleniglacial). Analiza rozkładów i wskaźników uziarnienia oraz krzywych częstości uziarnienia wskazuje, że udział frakcji grubopyłowych zazwyczaj systematycznie wzrasta w kierunku stropu sekwencji lessowo-glebowych. Może to pośrednio wskazywać na zwiększający się stopień kontynentalizacji klimatu oraz rosnące tempo akumulacji lessu spowodowane większą dostępnością i bliskością obszarów źródłowych. W przekroju równoleżnikowym dość wyraźnie zaznacza się przestrzenne zróżnicowanie miąższości, właściwości litologicznych oraz charakteru występowania lessów. Jednak nie mniej ważne zróżnicowanie rysuje się w profilu południkowym. Zaobserwowana redukcja przeciętnych wielkości cząstek lessu z północy na południe może być rezultatem równoleżnikowej zmienności stref klimatyczno-roślinnych, związanej z fazami aktywności lądolodu skandynawskiego, oraz pośrednio wskazywać na pierwotne źródło podstawowej masy materiału lessowego.

Szczegółowa analiza wskaźników uziarnienia górnopleniglacialnych lessów młodszych (zalegających ponad stropem gleby/kompleksu glebowego Gi/LMd, komorniki, Dubno, Bryansk) pozwala wyróżnić w obrębie tych lessów kilka cykli depozycyjnych, które są najprawdopodobniej rezultatem krótkookresowych wahań klimatycznych z okresu depozycji lessów. Lessy grubofrakcyjne przechodzą w lessy charakteryzujące się drobniejszym uziarnieniem. Można to tłumaczyć w ten sposób, że w okresach panowania surowego klimatu tempo depozycji grubofrakcyjnego pyłu eolicznego było względnie wysokie, a wpływ synchronicznie działających procesów wietrzeniowo-glebowych relatywnie mały. Deponowane były głównie frakcje grubego pyłu transportowane na niewielkie odległości z pobliskich obszarów źródłowych. W okresach względnie cieplejszych tempo przyrastania pokryw lessowych spadało. Osadzany pył eoliczny pochodził w znacznym stopniu ze źródeł oddalonych od obszarów akumulacji lessów, przez co charakteryzował się drobniejszym uziarnieniem i w większym stopniu przekształcany był przez procesy inicjalnej pedogenezy, doprowadzające do rozwoju słabych horyzontów glejowych. Cykle depozycyjne w lessach górnopleniglacialnych potwierdzają się w zmiennym przebiegu krzywych podatności magnetycznej i zawartości węglanu wapnia. Horyzonty glejowe na ogół charakteryzują się spadkiem podatności magnetycznej, wywołanym destrukcją nośników podatności magnetycznej przez procesy glejowe (Nawrocki i inni, 1999).

Ilość rejestrowanych cykli depozycyjnych w górnopleniglacialnych lessach ostatniego zlodowacenia nie jest taka sama w poszczególnych profilach. Zazwyczaj wyróżnia się 1-2 poziomy słabego oglejenia w warstwach lessów młodszych środkowych i 2-4 cykle depozycyjne w lessach młodszych górnych. Maksymalną ilość inicjalnych poziomów glejowych odnotowałem na stanowisku Novyj Mylatyn, gdzie stwierdziłem występowanie 8 poziomów glejowych w lessach młodszych środkowych i górnych. Dotychczasowy stan badań nie pozwala jednoznacznie określić, w jakim stopniu cykle depozycyjne i poziomy słabego oglejenia w lessach są wyrazem lokalnych lub regionalnych oscylacji w natężeniu burz pyłowych, czy też są odzwierciedleniem ponadregionalnych cykli klimatycznych Dansgaarda-Oeschgera. Próba określenia wieku cykli depozycyjnych i gleb glejowych, z wykorzystaniem datowań wieku metodami luminescencyjnymi (TL, OSL) i AMS ^{14}C , nie zakończyła się w pełni pomyślnie, głównie ze względu na standardowy błąd tych metod, który często przekracza długość datowanego okresu. Niezależnie od przyszłego wyjaśnienia genezy cykli depozycyjnych w górnopleniglacialnych sekwencjach lessowych, można z dużym przekonaniem stwierdzić, że są one zapisem krótkookresowych wahań klimatycznych o trudnym do określenia zasięgu. Rekonstrukcja tych zjawisk jest możliwa w miąższych sekwencjach lessowych facji wysoczyznowej, charakteryzujących się dużym tempem akumulacji pyłu lessowego. Udokumentowanie krótkookresowych wahań klimatycznych w obrębie vistuliańskiej sekwencji lessowej w Polsce i w zachodniej części Ukrainy, oraz właściwa korelacja tych zdarzeń, będzie ważnym elementem rekonstrukcji paleogeograficznej obszarów lessowych. Umożliwi to precyzyjniejszą korelację sukcesji lessowych z zapisem zdarzeń otrzymanym z badań osadów morskich i rdzeni lodowych. Oznaczone wiekowo cykle sedymentacyjno-klimatyczne w lessach mogą w przyszłości pełnić rolę markerów stratygraficznych.

Analiza zjawisk peryglacialnych w górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej w Polsce i w zachodniej części Ukrainy daje podstawy do wyróżnienia czterech etapów morfogenezy peryglacialnej. Są one zapisane w postaci sześciu głównych horyzontów występowania struktur peryglacialnych, takich jak kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym, poziomy krioturbacji i struktur soliflukcyjnych oraz pseudomorfozy klinów lodowych. Pozycja stratygraficzna tych poziomów nie jest przypadkowa i powtarza się w kolejnych odsłonięciach. Występowanie horyzontów struktur peryglacialnych w sekwencjach lessowo-glebowych wiąże się z konkretnym zdarzeniem klimatyczno-środowiskowym, co oznacza, że poziomy te mogą pełnić rolę markerów stratygraficznych, umożliwiających korelację zdarzeń zarejestrowanych w sekwencjach lessowo-glebowych z globalną rytmiką zmian klimatycznych.

Dwa poziomy struktur peryglacialnych wewnątrz pedokompleksu Gi+GJ1 (nietulisko, Horohiv, Mezin) sygnalizują nagły wzrost kontynentalizmu klimatu, który wpłynął na rozrzedzenie szaty roślinnej i lokalne uruchomienie procesów geomorfologicznych. Odpowiadają one wczesnoglacialnym stadiom Hering (MOISS 5d) i Rederstall (MOISS 5b). Dwie generacje różnowiekowych pseudomorfoz klinów lodowych, stwierdzane we wschodniej części obszaru badań, są dowodem dwukrotnej obecności wieloletniej zmarzliny, a zarazem świadczą o jej degradacji w czasie następujących okresów ocieplenia klimatu. Okresy wkraczania wieloletniej zmarzliny zapisane są dwoma najwyraźniejszymi poziomami krioturbacji i soliflukcji, które powstały w początkowych fazach dolnego i górnego pleniglacialu (MOIS 4 i 2). Pessima klimatyczne tych okresów sprzyjały rozwojowi klinów lodowych, których lodowe wypełnienie zostało wytopione w czasie degradacji wieloletniej zmarzliny w okresach przejściowych pomiędzy dolnym i środkowym pleniglacialem (MOIS 4/3) oraz w późnym glacialu (MOIS 2/1).

Bibliografia

- Agrawal, Y.C., McCave, I.N., Riley, J.B., 1991. Laser diffraction size analysis. In: J.P.M. Syvitski (ed.), Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge University Press, 119-128.
- Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London, 365 pp.
- Aitken, M.J., 1998. Introduction to optical dating: The dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford University Press, Oxford. 263 pp.
- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary Structures: their Character and Physical Basis. In: Developments in Sedimentology 30B, Elsevier, Amsterdam.
- An, Z.S., 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. Quaternary Science Reviews 19, 171-187.
- An, Z.S., Kukla, G.J., Porter, S.C., Xiao, J.L., 1991a. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau. Catena 18, 125-132.
- An, Z.S., Kukla, G.J., Porter, S.C., Xiao, J.L., 1991b. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. Quaternary Research 36, 29-36.
- An, Z.S., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since late Miocene times. Nature 411, 62-66.
- An, Z.S., Porter, S.C. 1997. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. Geology 25, 603-606.
- Anketell, J.M., Cegła, J., Dżułyński, S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 40, 3-30.
- Antoine P., Rousseau D.D., Lautridou J.P., Hatte C., 1999. Last Interglacial-Glacial climatic cycle in loess-paleosol successions of N-W France. Boreas 28, 551-563.
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Zöller, L., Lang, A., Munaut, A.V., Hatte, C., Fontugne, M., 2001. High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-paleosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. Quaternary International 76/77, 211-229.
- Arimoto, R., 2001. Eolian dust and climate: relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition. Earth Science Reviews 54, 29-42.
- Arnalds, O., 2004. Volcanic soils of Iceland. Catena 56, 3-20.
- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen and Co. LTD., London, 265 pp.
- Barron, E., Pollard, D., 2002. High-Resolution Climate Simulations of Oxygen Isotope Stage 3 in Europe. Quaternary Research 58, 296-309.
- Beget, J.E., Stone, D.B., Hawkins, D.B., 1990. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the Late Quaternary. Geology 18, 40-43.
- Behre, K.-E., 1989. Biostratigraphy of the Last Glacial Period in Europe. Quaternary Science Reviews, 8, 25-44.
- Behre, K.-E., Lade, U., 1986. Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/ Niedersachsen und ihr Vegetation-sablauf. Eiszeitalter und Gegenwart, 36, 11-36.
- Behre, K.E., van der Plicht, J., 1992. Towards an absolute chronology for the Last Glacial Period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. Vegetation History and Archaeobotany 1, 111-117.
- Berg, L.S., 1916. O proischozhdieniji lossa (The origin of loess). Izv. Russ. Geogr. Obszcz. 52, 8, 579-647.
- Berg, L.S., 1964. Loess as a Product of Weathering and Soil Formation. Isr. Prog. Sci. Trans. Jerusalem, 207 pp.
- Bettis III, E.A., Muhs, D.R., Roberts, H.M., Wintle, A.G., 2003. Last glacial loess in the conterminous USA. Quaternary Science Reviews 22, 1907-1946.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., 1999. Assessment of micro-aggregation using laser diffractometry. Earth Surface Processes and Landforms 24, 41-49.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G., Froyen, L., 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry; comparison with the sieve-pipette method. Catena 32, 193-208.
- Bibus, E., 1989. Paläoböden im mittleren Neckarbecken unter besonderer Berücksichtigung von Lößstratigraphie und Paläoböden. Exkursionsführer, 8.Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Heilbronn, 1-31.
- Bibus, E., 1995. Stop 19: Brickyard Böckingen in the Heilbronner Becken. In W. Schirmer (Ed.). Quaternary Field Trips in Central Europe. vol. 1, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 459-460.
- Birkeland, P.W., 1974. Pedology, Weathering and Geomorphological Research. Oxford University Press, Londyn. 285 pp.
- Birkeland, P.W., 1984. Soils and geomorphology. Oxford University Press, New York. 372 pp.
- Bluszcz, A., 2000. Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej 1434, Geochronometria 17, 104 pp.
- Boenigk, W., Frechen, M., 1998. Zur Geologie der Deckschichten von Karlich/Mittelrhein. Eiszeitalter und Gegenwart 47, 38-49.
- Boenigk, W., Frechen, M., 2001. The loess record in sections at Koblenz-Metternich and Tönchesberg in the Middle Rhine Area. Quaternary International 76/77, 201-209.

- Boer, de G.B., de Weerd, C., Thoenes, D., Goossens, H.W.J., 1987. Laser diffraction spectrometry: Fraunhofer versus Mie scattering. *Particle Characterisation* 4, 14-19.
- Bogda, A., Chodak, T., Szerszeń, L., 1998. Właściwości i skład minerałów ilastych gleb Dolnego Śląska. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu* 325, 89 pp.
- Bogutsky, A.B., 1986. Antropogenovyje pokrovyje otlozhenija Wołyno-Podolji. W: *Antropogenovyje otlozhenija Ukrainy*, Naukova Dumka, Kiev, 121-132.
- Bogutsky, A.B., 1987. Osnovnyje ljossovyje i paleopočvennyje horyzonty peryglacialnoj ljossovo-počvennoj serii plejstocena jugo-zapada Vostočno-Evropejskoj Platformy. W: *Stratigrafija i korrelacija morskich i kontynentalnyh otlozhenij Ukrainy*, Naukova Dumka, Kiev, 47-52.
- Bogutsky, A.B., 1990. Osnovnyje peleokriogennyje etapy plejstotsena jugo-zapada Vostočno-Evropejskoj Platformy. W: *Chetvertichnyj period: metody issledovanija, stratigrafija i ekologija*, 1, Tallin, 65-66.
- Bogutsky, A.B., Bogutsky, A., Voloshin, P., 1994. Reperowy profil Bojanice i niektóre problemy badawcze lessowo-glebowych serii peryglacialnych plejstocenu. W: *Przewodnik Wycieczkowy Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego*, Lublin, 246-249.
- Bogutsky, A.B., Bogutsky, A., Voloshin, P., 1996. Cryogeneous phenomena of Middle Pleistocene in the western part of the Ukraine. In: Pękala, K., (red.), *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen UMCS*, Lublin 1995, Wyd. UMCS, 131-139.
- Bogutsky, A.B., Łanczont, M., 2002. Stratygrafia lessów Naddniestrza halickiego. W: *Madeyska, T., (red.), Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina)*, *Studia Geologica Polonica*, 119, 315-327.
- Bogutsky, A.B., Velichko, A.A., Nechaev, V.P., 1975. Paleokriogennyje processy na zapadzie Ukrainy v vierchniem i sriedniem plejstocenie. W: *Velichko, A.A., (red.), Problemy paleogeografii lessovyh i periglacialnyh oblastiej*. Moskva, 80-90.
- Bogutsky, A.B., Voloshin, P.K., 1992. Rola procesów kriogenicznych w formowaniu właściwości geologiczno-inżynierskich lessów SW części platformy wschodnioeuropejskiej. *Annales UMCS, sectio B*, vol. XLVII, 101-108.
- Bolikhovskaya, N.S., Molodkov, A.N., 2006. East European loess-palaeosol sequences: Palynology, stratigraphy and correlation. *Quaternary International* 149, 24-36.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic during the last glacial period. *Nature* 360, 245-249.
- Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* 267, 1005-1010.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.
- Brodzikowski, K., 1987. Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy Środkowej (Environmental studies as a basis for the analysis and interpretation of glacitectorism in middle Europe). *Acta Universitatis Wratislaviensis* 934, *Studia Geograficzne* 43, 331 pp.
- Brodzikowski, K., 1992. Rola i zakres sedimentologicznych badań litofacjalnych w geologii i geomorfologii glacialnej. W: *Brodzikowski, K., (red.), Problemy sedimentacji glacialimnicznej. Materiały letniej szkoły sedimentologicznej*, Murzynowo, wrzesień 1992, Zakład Geologii Instytutu Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 7-53.
- Brodzikowski, K., Van Loon, A.J., 1987. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth-Science Reviews* 24, 297-381.
- Brodzikowski, K., Van Loon, A.J., 1991. Glacigenic sediments. *Development in Sedimentology* 49, Elsevier, Amsterdam, 674 pp.
- Bronger, A., 1966. Löss, ihre Verbraunungszonen und fossile Böden. *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel* 24, 113 pp.
- Bronger, A., Winter, R., Derevjanko, O., Aldag, S., 1995. Loess-palaeosol sequences in Tadjikistan as a palaeoclimatic record of the Quaternary in Central Asia. *Quaternary Proceedings* 4, 69-81.
- Bronger, A., Winter, R., Heinkele, T., 1998. Pleistocene climatic history of East and Central Asia based on paleopedological indicators in loess-palaeosol sequences. *Catena* 34, 1-17.
- Brown, R.J.E., Kupsch, W.O., 1992. Permafrost terminology. *Biuletyn Peryglacialny*, 32, 9-176.
- Brunnacker, K., 1954. Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. *Eiszeitalter und Gegenwart* 4/5, 83-86.
- Brunnacker, K., 1967. Grundzüge der Löß- und Bödenstratigraphie am Niederrhein. *Eiszeitalter und Gegenwart* 18, 142-151.
- Budek, A., Drewnik, M., Kacprzak, A., 2004. Mikromorfologia utworów pyłowych w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 409, 63-74.
- Butler, B.E., 1959. Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. *Soil Publication*, vol. 14, CSIRO, Melbourne, 20 pp.
- Butrym, J., 1985. Application of the thermoluminescence method to dating of loesses and loesslike formations. In: *Maruszczak, H., (ed.), Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses*, *Guide-book of the International Symposium, UMCS*, Lublin, 81-90.

- Butrym, J., 1987. Wiek TL lessów z profilu w Odonowie k/ Kazimierzy Wielkiej. Sprawozdania z Badań Naukowych 7, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa, 10-15.
- Butrym, J., Cegła, J., Kida, J., 1984. Wiek lessów gólbzyczkich w świetle dotychczasowych datowań TL. Seminarium Lessowe "Płaskowyż Gólbzyczki" (25-27 czerwiec 1984), Inst. Geogr. Uniw. Wrocław, Wrocław, 25-31.
- Buurman, P., Pape, T., Reijneveld, J.A., de Jong, J.F., van Gelder, E., 2001. Laser-diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments; correlations for fine fractions of marine, fluvial, and loess samples. *Geologie en Mijnbouw* 80, 49-57.
- Campbell, I.B., Claridge, G.G.C., 1987. Antarctica: Soils, weathering processes and environment. *Development in Soil Science* 16, Elsevier, Amsterdam. 368 pp.
- Catt, J.A., 1977. Loess and coversand. In: Shotton, F.W., (ed.), *British Quaternary Studies - Recent Advances*, Clarendon Press, Oxford, 221-229.
- Catt, J.A., 1978. The contribution of loess to soils in lowland Britain. In: Limbrey, S., Evans, J.G. (eds.), *The Effect of Man on the Landscape: The Lowland Zone*. Council for British Archeology Research Report 21, 12-20.
- Catt, J.A., 1985. Soil particle size distribution and mineralogy as indicators of pedogenic and geomorphic history: examples from the loessial soils of England and Wales. In: Richards, K., Arnett, R., Ellis, S., (eds), *Geomorphology and Soils*. G. Allen and Unwin, London, 202-218.
- Catt, J.A., 1986. *Soils and Quaternary Geology*. Clarendon Press, Oxford, 267 pp.
- Catt, J.A., 1987. Effects of the Devensian cold stage on soil characteristics and distribution in eastern England. In: Boardman, J., (ed.), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*. Cambridge University Press, 145-152.
- Catt, J.A., 1990. Paleopedology manual. *Quaternary International* 6, 1-95.
- Catt, J.A., 1991. Soils as indicators of Quaternary climatic change in mid-latitude regions. *Geoderma* 51, 167-187.
- Catt, J.A., 1998. Report from Working Group on Definitions used in Paleopedology. *Quaternary International*, 51-52, 84.
- Catt, J.A., 2001. The agricultural importance of loess. *Earth-Science Reviews* 54, 213-229.
- Catt, J.A., Corbett, W.N., Hodge, C.A.H., Madgett, P.A., Tatler, W., Weir, A.H., 1971. Loess in the soils of north Norfolk. *J. Soil Sci.*, 22, 444-452.
- Catt, J.A., Weir, A.H., Madgett, P.A., 1974. The loess of eastern Yorkshire and Lincolnshire. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 40, 23-39.
- Cegła, J., 1965. Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami Polski (On the origin of the Quaternary silts in the Carpathian Mountains). *Annales UMCS, B*, XVIII, 69-116.
- Cegła, J., 1969. Influence of capillary ground moisture on aeolian accumulation of loess. *Bull. Acad. Pol. Sci. Geol. Geog.*, 17, 25-27.
- Cegła, J., 1972. Sedymentacja lessów Polski (Loess sedimentation in Poland). *Acta Universitatis Wratislaviensis* 168, *Studia Geograficzne* 17, 72 pp.
- Cegła, J., 1973. Próba wyjaśnienia genezy gruntów strukturalnych SW Spitsbergenu w świetle teorii układów niestatecznego warstwowania gęstościowego. *Czasopismo Geograficzne*, 44, 2, 237-243.
- Cegła, J., 1984. Stan badań formacji lessowej Polski SW. W] Seminarium Lessowe "Płaskowyż Gólbzyczki" (25-27 czerwiec 1984), Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 1-5.
- Cegła, J., Chodak, T., Kida, J., Szerszeń, L., 1985. The loess profile in Głogówek. In: Jersak, J., (ed.), *Materials on the Issue of Poland's Loesses*, Silesian University, Katowice, 40-45.
- Cegła, J., Dzułyński, S., 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 124, *Studia Geograficzne*, 13, 17-24.
- Cegła, J., Kida, J., (red.), 1984. Płaskowyż Gólbzyczki. Materiały dla uczestników Seminarium Lessowego, Wrocław – Grudynia Wielka 25-27 czerwca 1984. Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 48 pp.
- Cegła, J., Kida, J., 1975. Formacja lessowa Polski południowo-zachodniej. W: Przewodnik Sesji Naukowej „Rzeźba i Czwartorzęd Polski południowo-zachodniej”, Wrocław, 25-27 września 1975, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 22-23.
- Cegła, J., Kida, J., 1985. The loess profile in Krzanowice. In: Jersak, J., (red.), *Materials on the Issue of Poland's Loesses*, Silesian University, Katowice, 37-39.
- Chen, F.H., Bloemendal, J., Wang, J.M., Li, J.J., Oldfield, F., 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130, 323-335.
- Chlachula, J., 2003. The Siberian loess record and its significance for reconstruction of Pleistocene climate change in north-central Asia. *Quaternary Science Reviews* 22, 1879-1906.
- Chlebowski, R., Cizek, D., Jary, Z., Kida, J., 2004a. Mineralogical characteristics of loesses from Biały Kościół (Niemczańsko-Strzeleńskie Hills) based on heavy minerals analysis. W: *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne Prace Specjalne*, z. 24, Uniwersytet Śląski, 111-114.
- Chlebowski, R., Cizek, D., Jary, Z., Kida, J., 2004b. Charakterystyka mineralogiczna lessów z wybranych profilów przedpola Sudetów w oparciu o analizę minerałów ciężkich. W: Jary, Z., (red.), *Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych*. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 22-27.

- Chlebowski, R., Ciszek, D., Jary, Z., Kida, J., 2004c. Origin of loess from Księginice Małe (Ślęza Massif) based on heavy minerals analysis. W: Polskie Towarzystwo Mineralogiczne - Prace Specjalne, z. 24, Uniwersytet Śląski, 115-118.
- Chlebowski, R., Ciszek, D., Jary, Z., Kida, J., 2004d. Origin of loess and loess-like deposits from Tłumaczów (Central Sudetes) and Branice (Głubczyce Plateau) based on mineralogical analyses. *Quaestiones Geographicae* 23, 33-40.
- Chodak, T., 1980. Badania nad właściwościami oraz składem mineralnym gleb wytworzonych z lessu Dolnego Śląska. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu*, 21, 49 pp.
- Ciszek, D., Dolecki, L., Jary, Z., Kida, J., Mroczek, P., 2005. Stanowisko 1 – Tyszowce. Profil lessów – historia badań i dokumentacja. W: Żarski, M., Derkacz, M., (red.), *Lessy i utwory lessopodobne w stratygrafii plejstocenu*. XII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Zwierzyniec, 31 sierpnia – 3 września 2005, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 93-95.
- Ciszek, D., Jary, Z., Kida, J., Karamański, P., 2001a. Profil lessowy w Białym Kościele (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie). W: Jary, Z., Kida, J., (red), *Osady plejstocenyk przedpola Sudetów*. XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23-28.IX.2001, Instytut Geograficzny Uniw. Wrocław., 58-60.
- Ciszek, D., Jary, Z., Kida, J., Karamański, P., 2001b. Profil lessowy w Dankowicach (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie). W: Jary, Z., Kida, J., (red), *Osady plejstocenyk przedpola Sudetów*. XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23-28.IX.2001, Instytut Geograficzny Uniw. Wrocław., 54-57.
- Cornillault, J., 1972. Particle size analyser. *Applied Optics* 11, 265-268.
- Czeppe, Z., Kozłowski, J.K., Kryszowska, M., 1963. Le gisement paleolithique de loess de Racibórz-Ocice en Haute Silésie. *Folia Quaternaria* 15, 1-23.
- Damblon, F., Haesaerts, P., Pflicht, J.V.D., 1996. New datings and considerations on the chronology of Upper Palaeolithic sites in the Great Eurasiatic Plain. *Prehistoire Europeenne* 9, 177-231.
- Danilova, N.S., 1963. Pervichno-gruntovye zhily v chetvertichnykh otlozheniyakh Vilyuya (Primary-ground veins in the Quaternary deposits of Vilyuy River). In: *Usloviya i osobennosti razvitiya merzlykh tolshch v Sibiri i na Severo-Vostoke*. Izdat. AN SSSR, Moskva, 25-40.
- Dansgaard, W., 2005. *Frozen Annals. Greenland Ice Cap Research*. Niels Bohr Institute, Copenhagen, 124 pp.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- Derbyshire, E., 2003. Loess, and the Dust Indicators and Records of Terrestrial and Marine Palaeoenvironments (DIRTMAP) database. *Quaternary Science Reviews* 22, 1813-1819.
- Derbyshire, E., Billard, A., Van Vliet Lonoë, B., Lautridou, J.-P., Cremaschi, M., 1988. Loess and palaeoenvironment: some results of a European joint programme of research. *Journal of Quaternary Science* 3, 147-169.
- Derbyshire, E., Kemp, R.A., Meng, X., 1997. Climate change, loess and palaeosols: proxy measures and resolution in North China. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 154, 793-805.
- Ding, Z.L., Derbyshire, E., Yang, S.L., Yu, Z.W., Xiong, S.F., Liu, T.S., 2002. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}O$ record. *Paleoceanography* 17, 5-21.
- Ding, Z.L., Rutter, N.W., Sun, J.M., Yang, S.L., Liu, T.S., 2000. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 MA over northern China: evidence from grain size records of loess-palaeosol and red clay sequences. *Quaternary Science Reviews* 19, 547-558.
- Ding, Z.L., Sun, J., Rutter, N.W., Rokosh, D., Liu, T., 1999. Changes in the sand content of loess deposits along a north to south transect of the Chinese Loess Plateau and the implications for desert variations. *Quaternary Research* 52, 56-62.
- Ding, Z.L., Yu, Z., Rutter, N.W., Liu, T., 1994. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quaternary Science Reviews* 13, 39-70.
- Dobrzański, B., 1981. *Gleby świata*. W: Dobrzański, B., Zawadzki, S., (red), *Gleboznawstwo*. PWRiL, Warszawa, 534-576.
- Doeglas, D.J., 1949. Loess, an eolian product. *J. Sediment. Petrol.* 19, 112-117.
- Dolecki, L., 1981. Litologia i stratygrafia lessów Grzędy Horodelskiej. *Annales UMCS*, sec. B, 32/33, 151-187.
- Dolecki, L., 1987. Differentiation of Grain Size of the Vistulian Loesses on the Grzęda Horodelska Plateau (SE Poland). *Annales UMCS*, sec. B, 41 (1986), 165-178.
- Dolecki, L., 1993. Regionalne i stratygraficzne zróżnicowanie uziarnienia lessów młodszych w wybranych płatach lessów międzyrzecza Wisły i Bugu. *Annales UMCS*, sec. B, 48, 101-114.
- Dolecki, L., 1995. Litologia i stratygrafia mezoplejstocenyk utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. Wydawnictwo UMCS, Lublin, 169 pp.
- Dolecki, L., 2002. Podstawowe profile lessów neoplejstocenyk Grzędy Horodelskiej i ich interpretacja litologiczno-stratygraficzna. Wydawnictwo UMCS, Lublin, 263 pp.
- Dolecki, L., 2003. Struktury peryglacjalne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wisła) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej. *Annales UMCS*, sectio B, vol. LVIII, 2, 65-92.

- Dolecki, L., Łanczont, M., 1997. Problemy stratygraficzne i paleogeograficzne lessów dolnego pleniglacjału piętra Wisły (LMd) w Polsce SE. W: Krzyszkowski, D., Przybylski, B., (red.), Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej, Przewodnik IV konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, Wrocław, 171-172.
- Dolecki, L., Łanczont, M., 2001. Profil lessów młodszych w Polanowie Samborzeckim koło Sandomierza. W: Maruszczak, H., (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce II. Wyd. UMCS, Lublin, 104-109.
- Dolecki, L., Maruszczak, H., 1991. Profil lessów Hrubieszów-Feliks. W: Maruszczak, H., (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce (Main section of loesses in Poland), Wyd. UMCS, Lublin, B, 11-18.
- Dreimanis, A., Hütt, G., Raukas, A., Whippley, P.W., 1978. Dating methods of Pleistocene deposits: I. Thermoluminescence dating. *Geoscience Canada* 5, 55-60.
- Drewnik, M., Kacprzak, A., Wójcik, A., Żyła, M., Szeliga, W., 2004. Charakterystyka utworów pyłowych w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 409, 51-62.
- Duchaufour, P., 1982. *Pedology*. George Allen and Unwin, London. 448 pp.
- Dwucet, K., 1993. Charakterystyka stopnia agregatyzacji lessów w Polsce. *Geographia. Studia et Dissertationes* 18, 30-48.
- Dwucet, K., 1999. Litogeneza górnego lessu vistuliańskiego na Wyżynach Polskich i na Nizinie Śląskiej. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach* 1792, 163 pp.
- Dwucet, K., 2001. Warunki sedymentacji lessów młodszych górnych w Polsce południowej w świetle analizy mikroform występowania węglanów. W: Maruszczak, H., (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce II (Main section of loesses in Poland II), Wyd. UMCS, Lublin, 49-62.
- Dwucet, K., Śnieszko, Z., 1996. Neopleistocene loess cover evolution: an example from the Odonów sedimentary succession (Southern Poland). *Biuletyn Peryglacjalny* 35, 7-43.
- Dylik, J., 1954. Zagadnienie genezy lessu w Polsce. *Biuletyn Peryglacjalny* 1, 19-30; 125-131.
- Dżułyński, S., 1963. Polygonal structures in experiments and their bearing upon some periglacial phenomena. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Serie Geologie et Geographie* 11, 145-150.
- Edwards, M.B., 1979. Late Precambrian loessites from north Norway and Svalbard. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 85-91.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63, 538-578.
- Emiliani, C., 1966. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, and a generalized temperature curve for the past 425.000 years. *Journal of Geology* 74, 109-124.
- Erhart, H., 1965. Le temoinage paléoclimatique de quelques formations paléopédiques dans leur rapport avec la sédimentologie. *Geologische Rundschau* 54, 15-23.
- Evans, M.E., Heller, F., 1994. Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the loess plateau of China. *Geophysical Journal International* 117, 257-264.
- Evans, M.E., Heller, F., 2001. Magnetism of loess/palaeosol sequences: recent developments. *Earth-Science Reviews* 54, 129-144.
- Fedorowicz, S., 2005. Korelacja dat TL i OSL próbek z czterech profili lessowych Polski SE i SW. *Przegląd Geologiczny* 53/11, 1047-1050.
- Fedorowicz, S., 2006. Metodyczne aspekty luminescencyjnego oznaczania wieku osadów neoplejstocénskich Europy Środkowej. Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 156 pp.
- Fedorowicz, S., Ciszek, D., Jary, Z., 2004. Wiek TL próbek z profili lessowych: Biały Kościół, Dankowice, Księginice Małe i Zaprzęzyn. W: Jary, Z., (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin, 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 33-36.
- Fink, J., 1956. Zur Korrelation der Terrassen und Löss in Österreich. *Eiszeitalter und Gegenwart* 7, 49-77.
- Fink, J., 1974. Key sites of Quaternary stratigraphy in the Danubian Area. In: IGCP Project: Quaternary glaciation in the Northern Hemisphere. Report nr. 1, Praga, 50-68.
- Fink, J., Haase, G., Ruske, R., 1977. Bemerkungen zur Lösskarte von Europa 1:2 500 000. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 2, 81-93.
- Fisk, H.N., 1951. Loess and Quaternary geology of the lower Mississippi valley. *J. Geol.*, 59(4), 333-336.
- Flemal, R.C., Odom, I.E., Vail, R.G., 1972. Stratigraphy and origin of the paha topography of northwestern Illinois. *Quaternary Research* 2, 232-243.
- Folk, R.L., 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology* 6, 73-93.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-27.
- Follmer, L.R., 1996. Loess studies in central United States: evolution of concepts. *Engineering Geology* 45, 287-304.
- Frechen, M., 1992. Systematic thermoluminescence dating of two loess profiles from the Middle Rhine Area (F.R.G.). *Quaternary Science Reviews* 11, 93-101.
- Frechen, M., 1998. The loess record of the last interglacial/glacial cycle in Eurasia. University of Cologne, Germany, Habilitation thesis, 365 pp.
- Frechen, M., 1999. Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)* 18, 243-269.
- Frechen, M., Oches, E.A., Kohfeld, K.E., 2003. Loess in Europe - mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews* 22, 1835-1857.

- Frechen, M., Zander, A., Cilek, V., Ložek, V., 1999. Loess chronology of the Last Interglacial/Glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews* 18, 1467-1493.
- Freising, H., 1951. Neue Ergebnisse der Lössforschung im nördlichen Baden-Württemberg. *J. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamt* 1, Stuttgart, 55-59.
- Freising, H., 1957. Neue Altsteinzeitfunde aus Württemberg und ihr erdgeschichtliches Alter. *Fundber. aus Schwaben* N. F. 14, 7-27.
- French, H.M., 1988. Active layer processes. In: Clark M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, 151-177.
- French, H.M., 1996. *The periglacial environment* (second edition). Longman, Singapore, 341 pp.
- French, H.M., Demitroff, M., 2001. Cold-climate origin of the enclosed depressions and wetlands ("Spungs") of the Pine Barrens, Southern New Jersey, USA. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 337-350.
- French, H.M., Demitroff, M., Forman, S.L., 2003. Evidence for Late-Pleistocene permafrost in the New Jersey Pine Barrens (39°N), Eastern USA. *Permafrost and Periglacial Processes* 14, 255-270.
- Gallet, S., Jahn, B.M., Van Vliet-Lanoë, B., Dia, A., Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 156, 157-172.
- Gallet, S., John, B.M., Toril, M., 1996. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chemical Geology* 133, 67-88.
- Geikie, J., 1898. The tundras and steppes of prehistoric Europe. *Scot. Geogr. Mag.* 14, 281-294, 346-357.
- Genty, D., Nebout, N.C., Hatté, C., Blamart, D., Ghaleb, B., Isabello, L., 2005. Rapid climatic changes of the last 90 kyr recorded on the European continent. *C. R. Geoscience* 337, 970-982.
- Gerasimenko, N., 2001. Late Pleistocene vegetation and soil evolution at the Kiev loess plain as recorded in the Stari Bezradychy section, Ukraine. *Studia Quaternaria* 17, 19-28.
- Gerasimenko, N., 2004. Short-duration climatic cycles recorded in the Middle and Upper Pleniglacial sequences in eastern Ukraine. In: Jary Z., (ed.), *Record of climatic changes in loess successions. 4th Loess Seminar*, Strzelin, October 13-16 2004, Inst. Geogr. i Rozw. Reg., Uniwersytet Wrocławski, 37-39.
- Gerasimenko, N., 2006. Upper Pleistocene loess-palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine. *Quaternary International* 149, 55-66.
- Gerasimov, I.P., 1971. Nature and originality of paleosols. In: Yaalon, D.H., (ed.), *Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols*. International Society for Soil Science and Israel University Press, Jerusalem, 15-27.
- Gerasimov, I.P., 1973. Chernozems, buried soils and loesses of Russian Plain: their age and genesis. *Soil Science* 116, 202-210.
- Goździk, J.S., 1973. Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce (Origin and stratigraphical position of periglacial structures in Middle Poland). *Acta Geographica Lodziensia* 31, 117 pp.
- Goździk, J.S., 1986. Structures de fentes a remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paleogeographique. *Biuletyn Peryglacjalny* 31, 71-105.
- Gozhik, P., Matviishina, Zh., Gerasimenko, N., Rekovets, L., Shelkoplyas, V., 2001a. Quaternary stratigraphy. In: *The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East-West correlation*. Kyiv, Ukraine, September 9-14, 2001, Excursion Guide. Institute of Geological Sciences NASU, 8-11.
- Gozhik, P., Matviishina, Zh., Shelkoplyas, V., Palienko, V., Rekovets, L., Gerasimenko, N., Korniets, N., 2001b. The Upper and Middle Pleistocene of Ukraine. In: *The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East-West correlation*. Kyiv, Ukraine, September 9-14, 2001, volume of abstracts, Institute of Geological Sciences NASU, 32-33.
- Gozhik, P., Shelkoplyas, V., Khristoforova, T., 1995. Development stages of loessial and glacial formations in Ukraine (Stratigraphy of loesses in Ukraine). *Annales UMCS, Sec. B*, 50, 65-74.
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A., Unrug, R., 1976. *Sedymentologia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 614 pp.
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A., Unrug, R., 1986. *Zarys sedymentologii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 628 pp.
- Grygierczyk, S., Waga, J.M., 1993. Plejstocénские осадки в Samborcu koło Sandomierza. *Geographia. Studia et Dissertationes* 18, 49-62.
- Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., de Beaulieu, J-L., Cheddadi, R., Calvez, M., Ponel, P., Reille, M., Keller, T., de Goeury, C., 2003. The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International* 111, 59-74.
- Haase, G., Ruske, R., Lieberoth, I., Rau, D., Unger K.P., 1965. Der weichselglaziale Löss im Gebiet der DDR. In: Gellert, J.F. (ed.), *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik*. Berlin, 159-207.
- Hammen, T., Maarleveld, G.C., Vogel, J.C., Zagwijn, W.H., 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 46, 79-95.
- Han, J.M., Jiang, W.Y., 1999. Particle size contributions to bulk magnetic susceptibility in Chinese loess and paleosol. *Quaternary International* 62, 103-110.
- Han, J.M., Keppens, E., Liu, T.S., Paepe, R., Jiang, W.Y., 1997. Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change. *Quaternary Research* 37, 37-43.

- Harasimiuk, M., 1987. Lithologic Properties as Indices of the Sedimentation Conditions of the Vistulian Loesses in the Eastern Part of the Nałęczów Plateau (SE Poland). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XLI, (1986), 179-202.
- Harasimiuk, M., 1991. Profil lessów w Dysie koło Lublina. W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, UMCS Lublin, B, 58-62.
- Harasimiuk, M., Jezierski, W., 2001. Profil lessów w Skowieszynie na Wyżynie Lubelskiej. W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, Wyd. UMCS Lublin, 93-100.
- Hardcastle, J., 1890. On the Timaru loess as a climatic register. *Trans. Proc. N. Z. Inst.* 23, 324-332. (also *Loess Letter Supplement* 23, 1988).
- Harrison, S.P., Kohfeld, K.E., Roelandt, C., Claquin, T., 2001. The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth Science Reviews* 54, 43-80.
- Hatté, C., Antoine, P., Fontugne, M., Lang, A., Rousseau, D.D., Zöller, L., 2001. $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation. *Quaternary Research* 55, 33-38.
- Hatté, C., Antoine, P., Fontugne, M., Rousseau, D.D., Tisnérat-Laborde, N., Zöller, L., 1999. New chronology and organic matter $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimatic significance of Nußloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). *Quaternary International* 62, 85-91.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Heller, F., Evans, M.E., 1995. Loess magnetism. *Reviews of Geophysics* 33, 211-240.
- Heller, F., Liu, T.S., 1982. Magnetostratigraphic dating of loess deposits in China. *Nature* 300, 431-433.
- Heller, F., Liu, T.S., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 77, 125-141.
- Hesse, P.P., McTainsh, G.H., 2003. Australian dust deposits: modern processes and the Quaternary record. *Quaternary Science Reviews* 22, 2007-2035.
- Holmes, C.D., 1944. Origin of loess; a criticism. *Am. J. Sci.* 242, 442-446.
- Huijzer, A.S., 1993. Cryogenic microfabrics and macrostructures: interrelations, processes, and palaeoenvironmental significance. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Huijzer, A.S., Isarin, R.F.B., 1997. The reconstruction of past climates using multi-proxy evidence: an example of the Weichselian Pleniglacial in northwest and central Europe. *Quaternary Science Reviews* 16, 513-533.
- Huijzer, A.S., Vandenberghe, J., 1998. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science* 13, 391-417.
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Jour. Sedim. Petrol.*, 22, 125-145.
- Isarin, R.F.B., 1997. Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. *Permafrost and Periglacial Processes* 8, 313-333.
- Isarin, R.F.B., Renssen, H., 1999. Reconstructing and modelling Late Weichselian climates: the Younger Dryas in Europe as a case study. *Earth-Science Reviews* 48, 1-38.
- Issmer, K., 2000. Optical methods in the grain-size analysis of fine-grained sediments. *Geological Quarterly* 44 (2), 205-210.
- Ivchenko, A., 2004. Palaeoclimate reconstruction of Middle-Late Pleistocene loess-palaeosol sequences of Lower Prydnistrovia. In: Jary Z., (ed.), *Record of climatic changes in loess successions. 4th Loess Seminar*, Strzelin, October 13-16 2004, Inst. Geogr. i Rozw. Reg., Uniwersytet Wrocławski, 43-45.
- Jahn, A., 1950. Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. *Acta Geologica Polonica* I(3), 257-310.
- Jahn, A., 1956. Wyżyna Lubelska. Rzeźba i Czwartorzęd. *Prace Inst. Geogr. PAN* 7, 453 pp.
- Jahn, A., 1975. Problems of the periglacial zone. PWN, Warsaw, 223 pp.
- Jahn, A., 1977. Struktury związane z klinami lodowymi w osadach plejstocénkich (Structures connected with ice wedges in Pleistocene deposits). *Studia Geologica Polonica* 52, 177-194.
- Jahn, A., 1997. Strefowość zjawisk peryglacjalnych. *Prace i Studia Geograficzne UW* 19, 15-22.
- Jary, Z., (red.), 1999. Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo – zachodniej Polski. *Przewodnik III Seminarium Lessowego*, Wrocław – Bożków, 8–10 października 1999, 81 pp.
- Jary, Z., (red.), 2004. Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. *IV Seminarium Lessowe*, Strzelin 13-16 października 2004. *Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*, 112 pp.
- Jary, Z., 1991. Profil utworów lessowych w Trzebnicy koło Wrocławia. W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, UMCS Lublin, B, 196-200.
- Jary, Z., 1993a. Stanowisko lessowe w Białej Prudnickiej. W: Jary, Z., Kida, J., (red.), *Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. Przewodnik II Seminarium Lessowego*, Wrocław-Jakubowice 21-23 X 1993, Uniwersytet Wrocławski, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Sekcja Lessowa Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, 65-73.
- Jary, Z., 1993b. Stanowisko lessowe w Krzanowicach. W: Jary, Z., Kida, J., (red.), *Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. Przewodnik II Seminarium Lessowego*, Wrocław-Jakubowice 21-23 X 1993, Uniwersytet Wrocławski, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Sekcja Lessowa Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, 74-81.
- Jary, Z., 1993c. Stanowisko lessowe w Branicach. W: Jary, Z., Kida, J., (red.), *Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. Przewodnik II Seminarium Lessowego*, Wrocław-Jakubowice 21-23 X 1993, Uniwersytet Wrocławski, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Sekcja Lessowa Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, 40-49.

- Jary, Z., 1993d. Stanowisko lessowe w Głogówku. W: Jary, Z., Kida, J., (red.), Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego Wzgórz Trzebnickich. Przewodnik II Seminarium Lessowego, Wrocław-Jakubowice 21-23 X 1993, Uniwersytet Wrocławski, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Sekcja Lessowa Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, 58-64.
- Jary, Z., 1996. Chronostratygrafia oraz warunki sedimentacji lessów południowo - zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich (Chronostratigraphy and the course of loess sedimentation in SW Poland on the example of the Głubczyce Upland and Trzebnica Hills). *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1766, *Studia Geograficzne* 63, 103 pp.
- Jary, Z., 1997. Jednostki stratygraficzne lessów Polski SW. W: Krzyszkowski, D., Przybylski, B., (red.), Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej, Przewodnik IV konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, Wrocław, 176-177.
- Jary, Z., 1999a. Charakterystyka podstawowych horyzontów litologiczno – strukturalnych w lessach południowo – zachodniej Polski. W: Jary Z., (red.), Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo – zachodniej Polski. III Seminarium Lessowe, Wrocław – Bożków, 8-10. X 1999, 25-34.
- Jary, Z., 1999b. Ostatni cykl lessowy w Polsce SW. W: Jary Z., (red.), Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo – zachodniej Polski. III Seminarium Lessowe, Wrocław – Bożków, 8-10. X 1999, 35-36.
- Jary, Z., 2000. Struktury peryglacialne vistuliańskiej sekwencji lessowej na Płaskowyżu Głubczyckim. W: Łanczont, M., (red.), Glacja i peryglacja na międzyrzeczu Sanu i Dniestru, przewodnik seminarium terenowego II, Krasiczyn, 4-6 października 2000, 50-52.
- Jary, Z., 2003. Periglacial structures in the last interglacial-glacial loess sequences in SW Poland. In: *Shaping the earth - A Quaternary perspective, Programs with Abstracts, XVI INQUA Congress* (Reno, Nevada, July 23-30, 2003), p. 190.
- Jary, Z., 2004a. Zróżnicowanie uziarnienia lessów młodszych jako wskaźnik zmian klimatu. W: Jary Z. (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 50-52.
- Jary, Z., 2004b. Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowo – glebowych z ostatniego cyklu glacialnego. W: Ber A., Krysiak Z., Lisicki S. (red.), Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej, XI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 40-41.
- Jary, Z., 2004c. Eemsko-vistuliańska sekwencja lessowo glebowa w Polsce i zachodniej Ukrainie. W: Jary, Z. (red.), 2004, Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 46-49.
- Jary, Z., 2005. Problem definicji lessów na przełomie XX i XXI stulecia. W: Żarski, M., Derkacz, M., Lessy i utwory lessopodobne w stratygrafii plejstocenu. XII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Zwierzyniec, 31 sierpnia – 3 września 2005, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 21-23.
- Jary, Z., Bogutsky, A., Ciszek, D., Kida, J., 2003. Krótkookresowe cykle klimatyczne zapisane w vistuliańskiej sekwencji lessowej w Polsce i Zachodniej Ukrainie. Lessy i paleolit Naddniestrza Halickiego, XII seminarium polsko-ukraińskie „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Halicz 15-19 września 2003, 18-20.
- Jary, Z., Bogutsky, A., Ciszek, D., Kida, J., w druku. Zmiany klimatu zapisane w uziarnieniu górnoplejstocenijskich sekwencji lessowo-glebowych zachodniej części Ukrainy. *Annales UMCS, sec. B*.
- Jary, Z., Chodak, T., Krzyszkowski, D., 1990. Utwory pyłowe na stanowisku archeologicznym Trzebnica 2. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne* 31, 31-49.
- Jary, Z., Ciszek, D., 2004. Odsłonięcie lessów w Zaprzężynie na Wzgórzach Trzebnickich. W: Jary, Z., (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 108-112.
- Jary, Z., Ciszek, D., Kida, J., 2003. Loess Grain-Size and Magnetic Susceptibility as a Proxy Record of Climatic Changes During OIS2 in Poland and West Ukraine. XVI INQUA Congress “Shaping The Earth – A Quaternary Perspective, Programs with Abstracts, Reno, Nevada, July 23-30, 2003, s. 218.
- Jary, Z., Ciszek, D., Kida, J., 2004a. Odsłonięcie lessów w Białym Kościele koło Strzelina. W: Jary, Z., (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 97-101.
- Jary, Z., Ciszek, D., Kida, J., 2004b. Profil lessów w Dankowicach koło Strzelina. W: Jary, Z., (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 102-107.
- Jary, Z., Ciszek, D., Kida, J., 2004c. Zmiany klimatu zapisane w uziarnieniu lessów Przedgórza Sudeckiego. W: Kostrzewski, A., (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. t. IV, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 137-157.
- Jary, Z., Ciszek, D., Kida, J., 2005. Horyzonty struktur peryglacialnych w późnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej w Polsce i zachodniej Ukrainie. W: Żarski, M., Derkacz, M., Lessy i utwory lessopodobne w stratygrafii plejstocenu. XII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Zwierzyniec, 31 sierpnia – 3 września 2005, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 42-43.

- Jary, Z., Kabała, C., Wiśniewski, A., 2003. Kopalna gleba płowa w rejonie stanowisk archeologicznych na Oporowie we Wrocławiu. W: Wiśniewski, A., (red.), Wrocław Oporów. Najstarsze ślady osadnictwa i środowisko przyrodnicze, Acta Universitatis Wratislaviensis 2485, Studia Archeologiczne XXXIII, 251-261.
- Jary, Z., Kida, J., (red.), 1993. Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. Przewodnik II Seminarium Lessowego, Wrocław – Jakubowice 21-23 października 1993, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 88 pp.
- Jary, Z., Kida, J., (red.), 2001. Osady plejstoceny przedpola Sudetów. XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23-28 września 2001, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 93 pp.
- Jary, Z., Kida, J., 1989. Kietrz Loess Profile. W: Quaternary Deposits of Southern Poland, selected sites, Silesia Univ.-City of London Polytechnic Exchange Field Class - 1989. Dept. of Karst Geomorphology, Silesian Univ. Sosnowiec, 11-12.
- Jary, Z., Kida, J., 1995. Section of fossil soils and Loesses at Głogówek/Oberglogau. In: Schirmer, W., (ed.), Quaternary Field trips in Central Europe, 6, Carpathian Traverse, by Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, Germany, 359-360.
- Jary, Z., Kida, J., 1996. Wiek bezwzględny lessów Polski południowo-zachodniej (Absolute age of loesses in South-Western Poland). Acta Universitatis Wratislaviensis 1808, Prace Instytutu Geograficznego, A, Geografia Fizyczna 8, 27-34.
- Jary, Z., Kida, J., 2000. Loess particles sources, transport and deposition on the example of SW Poland. Acta Universitatis Wratislaviensis 2269, Studia Geograficzne LXXIV, 71-77.
- Jary, Z., Kida, J., 2001a. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów Polski SW. W: Jary, Z., Kida, J., (red), Osady plejstoceny przedpola Sudetów. XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23-28.IX.2001, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 25-30.
- Jary, Z., Kida, J., 2001b. Odsłonięcie lessów w cegielni w Branicach. W: Jary, Z., Kida, J. (red), Osady plejstoceny przedpola Sudetów, XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23-28.IX.2001, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 67-72.
- Jary, Z., Kida, J., 2001c. Profil lessów i gleb kopalnych w Głogówku. W: Jary, Z., Kida, J., (red.), Osady plejstoceny przedpola Sudetów, XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23-28.IX.2001, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 73-76.
- Jary, Z., Kida, J., Ciszek, D., 2001. Odsłonięcie lessów w Księginicach Małych (Masyw Ślęży). W: Jary, Z., Kida, J., (red), Osady plejstoceny przedpola Sudetów. XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek 23-28.IX.2001, Instytut Geograficzny Uniw. Wrocł., 35-40.
- Jary, Z., Kida, J., Snihur, M., 2002. Lessy i osady lessopochodne w południowo-zachodniej Polsce (Loess and loess-derived sediments in SW Poland). Czasopismo Geograficzne 73 (1-2), 63-100.
- Jary, Z., Krzyszkowski, D., 1994. Stratigraphy, properties and origin of loess in Trzebnica Brickyard, Southwestern Poland. Acta Universitatis Wratislaviensis 1702, Prace Inst. Geogr., Seria A, Geografia Fizyczna 7. 63-83.
- Jersak, J., 1965. Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. Acta Geographica Lodziensia 20, 121 pp.
- Jersak, J., 1969a. Stratigraphy of loesses in Poland on the basis of studies in the foreland of the Świętokrzyskie Mts.. Biuletyn Peryglacjalny 19, 175-219.
- Jersak, J., 1969b. La Stratigraphie des Loess en Pologne concernant plus particulièrement le dernier étage froid. Biuletyn Peryglacjalny 20, 99-131.
- Jersak, J., 1972a. Charakter gleb kopalnych w lessach Polski i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. W: Maruszczak, H. (red.), Litologia i stratygrafia lessów w Polsce, Lublin 25-30 września 1972, Przewodnik Sympozjum Krajowego, Wyd. Geol., Warszawa, 23-29.
- Jersak, J., 1972b. Struktury klinowe w lessach. W: Maruszczak, H. (red.), Litologia i stratygrafia lessów w Polsce, Lublin 25-30 września 1972, Przewodnik Sympozjum Krajowego, Wyd. Geol., Warszawa, 56-59.
- Jersak, J., 1972c. Węglany w lessach. W: Maruszczak, H. (red.), Litologia i stratygrafia lessów w Polsce, Lublin 25-30 września 1972, Przewodnik Sympozjum Krajowego, Wyd. Geol., Warszawa, 78-80.
- Jersak, J., 1973a. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski (Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands. Acta Geographica Lodziensia 32, 139 pp.
- Jersak, J., 1973b. Eemian and early Würmian soils in loess of Poland. Biuletyn Peryglacjalny 22, 169-184.
- Jersak, J., 1975. Frost fissures in loess deposits. Biuletyn Peryglacjalny 24, 245-258.
- Jersak, J., 1976a. Charakter gleb kopalnych w lessach i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. Biuletyn Instytutu Geologicznego 297, 21-40.
- Jersak, J., 1976b. Genetyczne typy struktur szczelinowych w lessach. Biuletyn Instytutu Geologicznego 297, 41-52.
- Jersak, J., 1976c. Geneza lessu wyżyn południowej Polski. Biuletyn Instytutu Geologicznego 297, 103-120.
- Jersak, J., 1977. Cyclic development of the loess cover in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego 305, 83-96.
- Jersak, J., 1983. Osady w Kończycach Małych – formacja glin lessowych. W: Przewodnik konferencji nt. „Późnowistuliańskie i holocenyckie zmiany środowiska geograficznego na obszarach lessowych Wyżyny Miechowskiej i Opatowsko-Sandomierskiej”, Sosnowiec, 11-14 września 1983, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Uniwersytet Śląski, Katowice, 35-38.

- Jersak, J., 1984. Branice. Odślonięcie lessowe. W: Zieliński, T., (red.), Złodowacenie Środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przewodnik konferencji (Sosnowiec 19-23 września 1984), Uniw. Śląski Katowice, 145-148.
- Jersak, J., 1985a. Poland's loess stratigraphy. In: Materials on the Issue of Poland's Loesses, Silesian University, Katowice, 17-29.
- Jersak, J., 1985b. Poland's loess formations and their facial differentiation. In: Materials on the Issue of Poland's Loesses, Silesian University, Katowice, 1-9.
- Jersak, J., 1985c. The loess profile in Branice. In: Materials on the Issue of Poland's Loesses, Silesian Univ., Katowice, 46-49.
- Jersak, J., 1988. Uwagi o terminologii stratygraficznej czwartorzędu. W: Jersak, J., (red.), Problemy paleogeografii czwartorzędu - złodowacenia środkowopolskie, Prace Naukowe Uniw. Śląskiego w Katowicach, 914, 7-21.
- Jersak, J., 1991. Lessy formacji umiarkowanie wilgotnej na Płaskowyżu Głubczyckim. W: Jersak, J. (red.), Less i osady dolinne, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1107, 10-49.
- Jersak, J., Racinowski, R., 1984. Baborów. Odślonięcie w cegielni. W: Zieliński, T., (red.), Złodowacenie Środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przewodnik konferencji (Sosnowiec 19-23 września 1984), Uniw. Śląski, Katowice, 135-140.
- Jersak, J., Racinowski, R., 1985. The loess profile in Baborów. In: Materials on the Issue of Poland's Loesses, Silesian Univ., Katowice, 50-53.
- Jersak, J., Sendobry, K., Śnieszko, Z., 1992. Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach 1227, 198 pp.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Tauber, H., 1995. The Eem stable isotope record along the GRIP ice core and its interpretation. *Quaternary Research* 43, 117-124.
- Juvigne, E., Haesaerts, P., Mestdag, H., Pissart, A., Balescu, S., 1996. Revision du stratotype loessique de Kesselt (Limbourg, Belgique). *Compte-Rendus de l'Academie des Sciences de Paris* 323 (IIa), 801-807.
- Kacprzak, A., Drewnik, M., Budek, A., 2004. Właściwości i mikromorfologia utworów pyłowych w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska). W: Jary, Z. (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 53-56.
- Karte, J., 1987. Pleistocene periglacial conditions and geomorphology in north central Europe. In: Boardman J. (Ed.), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press, pp. 67-75.
- Keilhack, K., 1920. Das Ratsel der Lössbildung. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 72, 146-161 (partial translation in Smalley 1975, p. 47-50).
- Kemp, R.A., 1998. Role of micromorphology in paleopedological research. *Quaternary International* 51/52, 133-141.
- Kemp, R.A., 1999. Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change. *Catena* 35, 181-198.
- Kemp, R.A., 2001. Pedogenic modification of loess: significance for palaeoclimatic reconstructions. *Earth-Science Reviews* 54, 145-156.
- Kida, J., 1978. Uziarnienie osadów lessowych w profilu Głogówek. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 340, Prace Inst. Geogr., A2. 51-73.
- Kida, J., 1983. Lessy Opolszczyzny. Archiwum Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, maszynopis pracy doktorskiej, 311 pp.
- Kida, J., 1984. Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego. W: Seminarium Lessowe "Płaskowyż Głubczycki", (25-27 czerwiec 1984), Inst. Geogr. Uniw. Wrocł., Wrocław, 6-24.
- Kida, J., 1991. Profil lessów w Krzanowicach koło Raciborza. W: Maruszczak, H., (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, UMCS Lublin, B, 179-182.
- Kida, J., 1999. Księginice Małe. W: Jary, Z., (red.), Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo-zachodniej Polski, III Seminarium Lessowe Wrocław-Bożków, 8-10.X.1999, 37-42.
- Kida, J., Jary, Z., 1991a. Profil lessów w Głogówku. W: Maruszczak, H., (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, UMCS Lublin, B, 192-195.
- Kida, J., Jary, Z., 1991b. Profil lessów w Kietrze. W: Maruszczak, H., (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, UMCS Lublin, B, 188-191.
- Kida, J., Jary, Z., 1991c. Profil lessów w Baborowie. W: Maruszczak, H., (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, UMCS Lublin, B, 183-187.
- Kida, J., Jary, Z., 2002. Procesy niveo-eoliczne na przedpolu Gór Bardzkich w grudniu 2001 r. *Przeobrażenia środowiska pod wpływem erozji*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 487, 87-95.
- Kida, J., Jary, Z., 2004a. Lessy Pogórza Kaczawskiego. *Przyroda Sudetów Zachodnich*, t. VI, 2003, 211-222.
- Kida, J., Jary, Z., 2004b. Występowanie oraz główne cechy lessów i osadów lessopochodnych na terenie Polski SW. W: Jary, Z. (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 57-62.
- Kiefert, L., McTainsh, G.H., Nickling, W.G., 1992. Pretreatment techniques for particle-size analysis of dust samples from high volume sampler filter papers. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 729-731.

- Kirchheimer, F., 1969. Heidelberg und der Löss. Ruperto-Carola: Zeit.Verein. Freunde Student. Univ. Heidelberg 46, 201–205.
- Klima, B., 1958. Prispěvek ke stratigrafii nejmladšího sprašového pokryvu (A Contribution to the Stratigraphy of the Youngest Loess Cover). *Anthropozoikum VII*, Praha, 111–143.
- Klimowicz, Z., Banaś, J., 1997. Differentiation of the soil cover in the Dunderbukta region, Spitsbergen. *Spitsbergen Geographical Expeditions, Polar Sessions „Dynamics of Polar Environment“*, Lublin, December, 1996, UMCS, Lublin, 107–119.
- Klimowicz, Z., Uziak, S., 1996. Arctic soils properties associated with micro-relief forms in the Bellsund region (Spitsbergen). *Catena* 28, 135–149.
- Kohfeld, K.E., Harrison, S.P., 2000. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global paleoenvironmental datasets. *Quaternary Science Reviews* 19, 321–346.
- Kohfeld, K.E., Harrison, S.P., 2001. DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth Science Reviews* 54, 81–114.
- Kohfeld, K.E., Harrison, S.P., 2003. Glacial-interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 22, 1859–1878.
- Komar, M., Jary, Z., Cizek, D., Kida, J., 2004. Palynology of aeolian sediments of the Late Pleistocene at Biały Kościół, Niemcza-Strzelin Hills (preliminary results). W: Jary, Z., (red.), 2004, Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych, IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13–16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 63–64.
- Konecka-Betley, K., 1976. Poziomy diagnostyczne śródlessowych gleb kopalnych Polski południowo-wschodniej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 297, 121–134.
- Konecka-Betley, K., 1987. Gleby kopalne jako jednostki klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu. *Kwartalnik Geologiczny* 31, 1, 185–190.
- Konert, M., Vandenbergh, J., 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44, 523–535.
- Kruger, N.I., 1965. Loess, jevo svojstva i svjaz s geografczeskoj sriedoj. (Loess, his characteristics and relation to geographical environment). *Izd. Nauka, Moskwa*, 296 pp.
- Kruger, N.I., 1986. Loess. Formirovanije prosadocznyh svojstv. *Izd. Nauka, Moskwa* 132 pp.
- Kuenen, P.H., 1958. Experiments in geology. *Transactions of the Geological Society of Glasgow* 23, 1–28.
- Kukla, G.J., 1961. Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lössprofile. *Vestník Ustředního Ústavu Geologického* 36, 369–372.
- Kukla, G.J., 1969a. Lagerungsverhältnisse und Stratigraphie der Löss. In: Demek, J., Kukla, J., (eds.), *Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei*, Tschechoslowakische Akademie der Wissenschaften, Geographisches Institut in Brno, 5–18.
- Kukla, G.J., 1969b. Die zyklische Entwicklung und absolute Datierung der Löss-Serien. In: Demek, J., Kukla, J., (eds.), *Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei*, Tschechoslowakische Akademie der Wissenschaften, Geographisches Institut in Brno, 75–95.
- Kukla, G.J., 1970. Correlation between loesses and deep-sea sediments. *Geologiske Foreningen Forhandlingar* 92, 148–180.
- Kukla, G.J., 1975. Loess stratigraphy of Central Europe. In: Butzer, K.W., Isaac, G.L., (eds.), *After the Australopithecines*, Mouton Publishers, The Hague, 99–188.
- Kukla, G.J., 1977. Pleistocene Land-Sea Correlations I. Europe. *Earth Science Reviews* 13, 307–374.
- Kukla, G.J., 1987. Loess stratigraphy in central China. *Quaternary Science Reviews* 6, 191–219.
- Kukla, G.J., An, Z.S., 1989. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 203–225.
- Kukla, G.J., Heller, F., Liu, X.M., Chun, X.T., Liu, T.S., An, Z.S., 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology* 16, 811–814.
- Kukla, G.J., Koci, A., 1972. End of the last interglacial in the loess record. *Quaternary Research* 2, 374–383.
- Lachenbruch, A.H., 1962. Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geological Survey of America, Special Paper* 70, 69 pp.
- Łanczont, M., (red.), 2000. Glacja i peryglacja na międzyrzeczu Sanu i Dniestru. *Przewodnik Seminarium Terenowego II*, Krasiczyn 4–6 października 2000, 206 pp.
- Łanczont, M., Bogutsky, A.B., 2002. Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza halickiego. W: Madeyska, T., (red.), *Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina)*, *Studia Geologica Polonica*, 119, 33–181.
- Łanczont, M., Wojtanowicz, J., 1999. Strefowość peryglacialnych utworów pylastych na obszarze Polski. *Annales UMCS, sec. B*, 54, 41–48.
- Łanczont, M., Wojtanowicz, J., 2000. Zonality of periglacial silt deposits in Central Europe on the example of Poland. In: Chojnicki, Z., Parysek, J.J., (ed.), *Polish Geography. Problems, researches, applications*. *Bogucki Wyd. Nauk., Poznań*, 127–132.
- Lang, A., Hatté, C., Rousseau, D.-D., Antoine, P., Fontugne, M.R., Zöller, L., Hambach, U., 2003. High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ¹⁴C and optical dating results. *Quaternary Science Reviews* 22, 953–959.
- Leger, M., 1990. Loess landforms. *Quaternary International* 7, 53–61.
- Leonhard, K.C. von, 1823–24. *Charakteristik der Falsarten*. Joseph Engelmann Verlag, Heidelberg, 3 vols.

- Lieberoth, I., 1962. Die jungpleistozanen Losse Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. *Peterm. Geogr. Mitt.* 106, 188-198.
- Lieberoth, I., 1963. Loßsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozans in Sachsen. *Geologie* 12, 149-187.
- Lindner, L., 1976. Warunki akumulacji lessów młodszych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 297, 307-316.
- Lindner, L., Bogutsky, A., 2002. Pozycja wiekowa środkowo i późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacialnych w środkowo-wschodniej Europie. *Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach*, B, 81-106.
- Lindner, L., Bogutsky, A., Gozhik, P., Marciniak, B., Marks, L., Łanczont, M., Wojtanowicz, J., 2002. Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-palaeosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine. *Acta Geologica Polonica* 52, 4, 459-469.
- Lindner, L., Bogutsky, A., Gozhik, P., Marks, L., Łanczont, M., Wojtanowicz, J., 2006. Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black Sea, Central Europe. *Geological Quarterly* 50, 195-210.
- Lindner, L., Gozhik, P., Marciniak, B., Marks, L., Yelovicheva, Y., 2004. Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. *Geological Quarterly* 48, (2), 97-114.
- Little, E.C., Lian, O.B., Velichko, A.A., Morozova, T.D., Nechaev, V.P., Dlussky, K.G., Rutter, N.W., 2002. Quaternary stratigraphy and optical dating of loess from the East European Plain (Russia). *Quaternary Science Reviews* 21, 1745-1762.
- Liu, T.S. i inni, 1985. *Loess and the Environment*. China Ocean Press, Beijing, 251 pp.
- Liu, T.S., Ding, Z.L., 1998. Chinese loess and the palaeomonsoon. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 26, 111-145.
- Liu, T.S., Ding, Z.L., Rutter, N., 1999. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quaternary Science Reviews* 18, 1205-1212.
- Liu, X.M., Rolph, T., Bloemendal, J., 1995. Quantitative estimates of paleoprecipitation at Xifeng, in the loess Plateau of China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113, 243-248.
- Ložek, V., 1965. Das Problem des Lössbildung und die Lössmollusken. *Eiszeitalter und Gegenwart* 16, 61-75.
- Ložek, V., 1969. Paläontologische Charakteristik der Löss-Serien. In: Demek, J., Kukla, J., (eds.), *Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei*, Tschechoslowakische Akademie der Wissenschaften, Geographisches Institut in Brno. 43-60.
- Ložek, V., 1976. Klimaabhängige Zyklen der Sedimentation und Bodenbildung während des Quartars im Lichte malakozoologischer Untersuchungen. *Rozprawy Českoslov. Akad. VED*, 86, 97 pp.
- Ložek, V., 1990. Molluscs in loess, their paleoecological significance and role in geochronology - principles and methods. *Quaternary International* 7/8, 71-79.
- Ložek, V., 2001. Molluscan fauna from the loess series of Bohemia and Moravia. *Quaternary International* 76/77, 141-156.
- Lu, H.Y., Van Huissteden, J., An, Z.S., Nugteren, G., Vandenberghe, J., 1999. East Asia winter monsoon variations on a millennium time-scale before the last glacial-interglacial cycle. *Journal of Quaternary Science* 14, 101-110.
- Lu, H.Y., Zhang, F.Q., Liu, X.D., Duce, R.A., 2004. Periodicities of palaeoclimatic variations recorded by loess-paleosol sequences in China. *Quaternary Science Reviews* 23, 1891-1900.
- Lyell, C., 1833. *The Principles of Geology*. John Murray, London, v. 3. 398 pp.
- Lyell, C., 1834. Observations on the loamy deposit called „loess” of the Basin of the Rhine. *Edin. New Phil. Journal*, 17, 110-113, 118-120.
- Lyell, C., 1847. On the delta and alluvial deposits of the Mississippi River, and other points of the geology of North America, observed in the years 1845, 1846. *Am. Journ. Sci.*, 3, 34-39, 267-269.
- Mackay, J.R., 1974. Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 11, 1366-1383.
- Mackay, J.R., 1975. The closing of ice-wedge cracks in permafrost, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 1668-1674.
- Mackay, J.R., 1986. The first 7 years (1978-1985) of ice wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 1782-1795.
- Mackay, J.R., 1990. Some Observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes* 1, 15-29.
- Maher, B., 1986. Characterizations of soils by mineral magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 42, 76-92.
- Maher, B., 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102, 215-237.
- Maher, B.A., Alekseev, A., Alekseeva, T., 2002. Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy. *Quaternary Science Reviews* 21, 1571-1576.
- Maher, B.A., Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature* 336, 368-370.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosol. *Geology* 19, 3-6.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1992. Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research* 37, 155-170.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1994. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: comment. *Geology* 22, 857-858.

- Maier, B.A., Thompson, R., 1995. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research* 44, 383-391.
- Maier, B.A., Thompson, R., 1999. Palaeomonsoons I: the magnetic record of palaeoclimate in the terrestrial loess and palaeosol sequences. In: Maier, B.A., Thompson, R. (eds.) *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 81-125.
- Maier, B.A., Thompson, R., Hounslow, M.W., 1999. Introduction to quaternary climates, environments and magnetism. In: Maier, B.A., Thompson, R. (eds.), *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 1-48.
- Mahowald, N., Kohfeld, K.E., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Schulz, M., Rodhe, H., 1999. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research* 104, 15895-15916.
- Majka, R., 1991. Cechy strukturalne lessów wybranych profili Płaskowyżu Głubczyckiego. *Archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego (maszynopis pracy magisterskiej)*, 92 pp.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C.Jr., Shackleton, N.J., 1987. Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1-29.
- Maruszczak, H., (red.), 1972. Litologia i stratygrafia lessów w Polsce. Przewodnik Sympozjum Krajowego, Lublin 25-30 września 1972, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 214 pp.
- Maruszczak, H., (red.), 1980. Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Przewodnik Seminarium Terenowego, Lublin 23-29 września 1980, 117 pp.
- Maruszczak, H., (red.), 1985. Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses. Guide-book of the International Symposium, Poland 6th-10th September 1985, UMCS Lublin, 195 pp.
- Maruszczak, H., (red.), 1991. Podstawowe profile lessów w Polsce (Main section of loesses in Poland). Wyd. UMCS, Lublin, A 61; B 200; C 17.
- Maruszczak, H., (red.), 2001. Podstawowe profile lessów w Polsce II (Main section of loesses in Poland II). Wyd. UMCS, Lublin, 162 pp.
- Maruszczak, H., 1972. Podstawowe cechy genetyczne i stratygraficzne lessów w Polsce. W: Maruszczak, H., (red.) *Litologia i stratygrafia lessów w Polsce*, Przewodnik Sympozjum Krajowego, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 89-135.
- Maruszczak, H., 1974. Gleby kopalne i stratygrafia lessów Grzędy Sokalskiej. *Annales UMCS, sectio B*, vol. 26, 2, (1971), 27-66.
- Maruszczak, H., 1976. Stratygrafia lessów Polski południowo-wschodniej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 297, 135-175.
- Maruszczak, H., 1980. Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quaternary Studies in Poland* 2, 57-76.
- Maruszczak, H., 1985a. Problems of stratigraphy and paleogeography of loesses in Poland. In: Maruszczak, H., (ed.), *Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses*, Guide-book of the International Symposium, UMCS Lublin, 63-80.
- Maruszczak, H., 1985b. Main genetic features and relief of loess covers in southern Poland. In: Maruszczak, H., (ed.), *Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses*, Guide-book of the International Symposium, UMCS Lublin, 9-37.
- Maruszczak, H., 1985c. Loess section at Orzechowce. In: Maruszczak, H., (ed.), *Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses*, Guide-book of the International Symposium, UMCS Lublin, 151-154.
- Maruszczak, H., 1987a. Loesses in Poland, their Stratigraphy and Paleogeographical interpretation. *Annales UMCS, B*, XLI (1986), 15-54.
- Maruszczak, H., 1987b. Problems of paleogeographic interpretation of ice wedge casts in European Loesses. In: Pecs, M. French H.M. (eds.), *Loess and periglacial phenomena*, Akademiai Kiado, Budapest, 285-302.
- Maruszczak, H., 1990a. Zróżnicowanie strefowe lessów na półkuli wschodniej. *Przegląd Geograficzny*, t. 62, 51-74.
- Maruszczak, H., 1990b. Paleogeograficzny kontekst badań zaburzeń kriogenicznych w lessach europejskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1056, *Prace Instytutu Geograficznego, Seria A*, t. IV, 17-39.
- Maruszczak, H., 1991a. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich (Stratigraphical differentiation of Polish loesses). W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce (Main section of loesses in Poland)*, Wyd. UMCS, Lublin, A, 13-35.
- Maruszczak, H., 1991b. Ogólna charakterystyka lessów w Polsce (General features of the loesses in Poland). W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce (Main section of loesses in Poland)*, Wyd. UMCS, Lublin, A, 1-12.
- Maruszczak, H., 1991c. Profil lessów w Orzechowcach koło Przemyśla. W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce (Main section of loesses in Poland)*, Wyd. UMCS, Lublin, B 108.
- Maruszczak, H., 1994. Korelacja chronostratygraficzna lessów Polski Południowej i Ukrainy Północno-Zachodniej. *Przegląd Geologiczny* 42, 9, 728-733.
- Maruszczak, H., 1995. Glacial cycles of loess accumulation in Poland during the last 400 ka and global rhythms of paleogeographical events. *Annales UMCS, B*, L, 127-156.
- Maruszczak, H., 1996a. Altitudinal morphoclimatic differentiation of areas of younger loess accumulation in Europe. *Biuletyn Peryglacjalny* 35, 121-152.

- Maruszczak, H., 1996b. Korelacja stratygraficzna lessów polskich, ukraińskich i niemieckich (Stratigraphic correlation of Polish, Ukrainian and German Loesses). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 373, 107-115.
- Maruszczak, H., 1998. Problemy interpretacji makroskopowych struktur kriogenicznych w utworach lessowych. W: Mycielska-Dowgiało, E., (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych czwartorzędowych ich wartość interpretacyjna*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 135-150.
- Maruszczak, H., 2000. Definicja i klasyfikacja lessów oraz utworów lessopodobnych. *Przegląd Geologiczny*, vol. 48, nr 7, 580-586.
- Maruszczak, H., 2001. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródllessowych w Polsce (Stratigraphic scheme of loesses and paleosols in Poland). W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II (Main section of loesses in Poland II)*, Wyd. UMCS, Lublin, 17-29.
- Maruszczak, H., Pękala, K., Żybura, E., 1972. Profil lessowy w Orzechowcach. W: Maruszczak, H., (red.) *Litologia i stratygrafia lessów w Polsce*, Przewodnik Sympozjum Krajowego, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 209-214.
- Maruszczak, H., Velichko, A.A., Morozova, T.D., Khalcheva, T.A., Gubonina, Z.P., Gurtovaja, E.E., Nechaev, V.P., 1982. Paleogeograficzna analiza młodoplejstocenijskich zjawisk peryglacialnych w Polsce i europejskiej części ZSRR. *Przegląd Geograficzny*, t. LIV, z. 1-2, 23-48.
- Mason, J.A., 2001. Transport Direction of Peoria Loess in Nebraska and Implications for Loess Sources on the Central Great Plains. *Quaternary Research* 56, 79-86.
- Mason, J.A., Jacobs, P.M., Greene, R.S.B., Nettleton, W.D., 2003. Sedimentary aggregates in the Peoria Loess of Nebraska, USA. *Catena* 53, 377-397.
- Mason, J.A., Nater, E.A., Zanner, W.C., Bell, J.C., 1999. A new model of topographic effects on the distribution of loess. *Geomorphology* 28, 223-236.
- McCave, I.N., Bryant, R.S., Cook, H.F., Coughanowr, C.A., 1986. Evaluation of a laser-diffraction-size analyzer for use with natural sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 561-564.
- McCave, I.N., Syvitski, J.P.M., 1991. Principles and methods of geological particle size analysis. In: Syvitski, J.P.M. (ed.), *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 3-21.
- McTainsh, G., 1999. Dust transport and deposition. In: Goudie, A.S., Livingstone, I., Stokes, S. (eds.), *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. Wiley, Chichester, 181-211.
- McTainsh, G.H., Lynch, A.W., Hales, R., 1997a. Particle-size analysis of aeolian dusts, soils and sediments in very small quantities using a Coulter Multisizer. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 1207-1216.
- McTainsh, G.H., Nickling, W.G., Lynch, A.W., 1997b. Dust deposition and particle size in Mali, West Africa. *Catena* 29, 307-322.
- Melke, J., Uziak, S., 1988. Gleby obszaru Lyellstrand i Chamberlindalen (Spitsbergen Zachodni). W: *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Sesja Polarna Badania środowiska naturalnego rejonu Bellsundu, Spitsbergen*, UMCS, Lublin, 245-249.
- Melke, J., Uziak, S., 1989. Dynamics of moisture, redox potential and oxygen diffusion rate of some soils from Calypsostranda, Spitsbergen. *Polish Polar Research* 10, 91-104.
- Melke, J., Uziak, S., 1990. Preliminary studies on the dynamics of available components in some Spitsbergen soils. W: *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Sesja Polarna Zjawiska peryglacialne Zachodniego Spitsbergenu*, UMCS, Lublin, 113-122.
- Meng, X., Derbyshire, E., Kemp, R.A., 1997. Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess. *Quaternary Science Reviews* 16, 833-839.
- Mestdagh, H., Haesaerts, P., Dodonov, A., Hus, J., 1999. Pedosedimentary and climatic reconstruction of the last interglacial and early glacial loess-paleosol sequence in South Tadzhikistan. *Catena* 35, 197-218.
- Migoń, P., Jary, Z., Kida, J., 2002. Wybrane problemy czwartorzędu Pogórza Kaczawskiego. W: Migoń, P., (red.), *Geomorfologia Sudetów Zachodnich. Przyroda Sudetów Zachodnich, Supl. 1, Jelenia Góra*, 77-88.
- Mojski, J.E., (red.), 1988. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu. Państwowy Instytut Geologiczny, Instrukcje i Metody Badań Geologicznych 47, Wyd. Geol., Warszawa, 64 pp.
- Mojski, J.E., 1969. La stratigraphie des loess de la dernière période glaciaire. *Biuletyn Peryglacialny* 20, 153-177.
- Mojski, J.E., 2005. Ziemie polskie w czwartorzędnym. Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 404 pp.
- Morozova, T.D., 1981. Razvitye pochvyennovo pokrova Evropy v pozdnyem pleistocenie (Development of soil cover in Europe during the Late Pleistocene). *Izd. Nauka, Moscow*, 281 pp.
- Morozova, T.D., 1995. Identification of palaeosol types and their applicability for paleoclimate reconstructions. *GeoJournal* 36, 199-205.
- Morozova, T.D., Nechaev, V.P., 1997. The Valdai periglacial zone as an area of cryogenic soil formation. *Quaternary International* 41/42, 53-58.
- Mücher, H.J., 1986. Aspects of Loess and loess-derived Slope Deposits: an Experimental and Micromorphological Approach. *Nederlandse Geogr. Stud.*, 23, 267 pp.
- Muhs, D.R., Ager, T.A., Beget, J.E., 2001a. Vegetation and paleoclimate of the last interglacial period, central Alaska. *Quaternary Science Reviews* 20, 41-61.

- Muhs, D.R., Ager, T.A., Bettis III, E.A., McGeehin, J., Been, J.M., Beget, J.E., Pavich, M.J., Stafford Jr., T.W., Stevens, D.S.P., 2003. Stratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Quaternary loess-palaeosol sequences of the Last Interglacial-Glacial cycle in central Alaska. *Quaternary Science Reviews* 22, 1947-1986.
- Muhs, D.R., Aleinikoff, J.N., Stafford, T.W., Kihl, R., Been, J., Mahan, S.A., Cowherd, S., 1999. Late Quaternary loess in northeastern Colorado. Part I. Age and paleoclimatic significance. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1861-1875.
- Muhs, D.R., Bettis III, E.A., 2000. Geochemical variations in Peoria Loess of western Iowa indicate paleowinds of midcontinental North America during last glaciation. *Quaternary Research* 53, 49-61.
- Muhs, D.R., Bettis III, E.A., Been, J., McGeehin, J.P., 2001b. Impact of climate and parent material on chemical weathering in loess-derived soils of the Mississippi river valley. *Soil Science Society of America Journal* 65, 1761-1777.
- Murton, J.B., 1996. Morphology and paleoenvironmental significance of Quaternary sand veins, sand wedges and composite wedges, Tuktoyaktuk Coastlands, Western Arctic Canada. *Journal of Sedimentary Research* 66, 17-25.
- Murton, J.B., Kolstrup, E., 2003. Ice-wedge casts as indicators of palaeotemperatures: precise proxy or wishful thinking? *Progress in Physical Geography* 27, 155-170.
- Murton, J.B., Worsley, P., Goździk, J., 2000. Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews* 19, 899-922.
- Musson, F., Wintle, A.G., 1994. Luminescence dating of the loess profile at Dolni Věstonice, Czech Republic. *Quaternary Geochronology*, 13, 411-416.
- Nawrocki, J., 1992. Magnetic susceptibility of Polish loesses and loess-like sediments. *Geologica Carpathica* 43, 179-180.
- Nawrocki, J., Bakhmutov, V., Bogucki, A., Dolecki, L., 1999. The paleo- and petromagnetic record in the Polish and Ukrainian loess-palaeosol sequences. *Phys. Chem. Earth (A)* 24, 773-777.
- Nawrocki, J., Wójcik, A., Bogucki, A., 1996. The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by paleoclimate. *Boreas* 25, 161-169.
- Nugteren, G., Vandenberghe, J., 2004. Spatial climatic variability on the Central Loess Plateau (China) as recorded by grain size for the last 250 kyr. *Global and Planetary Change* 41, 185-206.
- Nugteren, G., Vandenberghe, J., Van Huissteden, K., An, Z., 2004. A Quaternary climate record based on grain size analysis from the Luochuan loess section on the Central Loess Plateau. *Global and Planetary Change* 41, 167-183.
- Obruchev, V.A., 1933. Problema lossa. *Trudy II Mieždunar. Konf. AICzPE, Leningrad – Moskwa*, 2.
- Obruchev, V.A., 1945. Loess types and their origin. *American Journal of Science*, 243, 256-262.
- Obruchev, V.A., 1948. Loss kak osobyj vid pochvy, jevo genesis i zadachi jevo izucheniya. *Biul. Kom. Izucz. Czetw. Pier.*, 12, 5-17.
- Oches, E.A., McCoy, W.D., 1995. Amino acid geochronology applied to the correlation and dating of central European loess deposits. *Quaternary Science Reviews* 14, 767-782.
- Oches, E.A., McCoy, W.D., 2001. Historical developments and recent advances in amino acid geochronology applied to loess research: examples from North America, Europe, and China. *Earth-Science Reviews* 54, 173-192.
- Orth, A., 1872. *Geognostische Durchforschung des Schlesienschen Schwemmlandes zwischen dem Zobtener und Trebnitzer Gebirge*. Wiegandt u. Hempel, Berlin, LVIII, 361 pp.
- Paas, W., 1962. Rezenten und fossile Boden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. *Eiszeitalter und Gegenwart* 12, 165-230.
- Pazdur, A., Bluszcz, A., Stankowski, W., Starkel, L., (red.), 1999. *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*. Wind J. Wojewoda – Wrocław, 287 pp.
- Pecsi, M., 1968. Loess. In: *The Encyclopedia of Geomorphology*, New York, Reinhold Book, 674-678.
- Pecsi, M., 1974. Loess. In: *Encyclopedia Britannica*. 15th ed., London, 24-28.
- Pecsi, M., 1990. Loess is not just accumulation of airborne dust. *Quaternary International* 7/8, 1-21.
- Pecsi, M., Richter, G., 1996. Löss: Herkunft – Gliederung – Landschaften. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 98, 391 pp.
- Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. (3-rd edition), Harper and Row Ltd., New York, 628 pp.
- Pewe, T.L., 1951. An observation on wind-blown silt. *J. Geol.* 59, 399-401.
- Péwé, T.L., 1959. Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica - a progress report. *American Journal of Science* 257, 545-552.
- Pluta, M., 1982. *Mikroskopia optyczna*. PWN, Warszawa, 960 pp.
- Porter, S.C., 2000. High-resolution paleoclimatic information from Chinese eolian sediments based on grayscale intensity profiles. *Quaternary Research* 53, 70-77.
- Porter, S.C., 2001. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle. *Earth-Science Reviews* 54, 115-128.
- Porter, S.C., An, Z.S., 1995. Correlations between climatic events in the North Atlantic and China during the Last Glaciation. *Nature* 375, 305-307.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D., Morley, J., Pisias, N., Shackleton, N., Streeter, H., 1986. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy; application to the late Quaternary. *Paleoceanography* 1, 137-162.

- Prescott, J.R., Robertson, G.B., 1997. Sediment dating by luminescence: a review. *Radiation Measurements* 27, 893-922.
- Pye, K., 1984. Loess. *Progress in Physical Geography* 8, 176-217.
- Pye, K., 1987. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, London, 335 pp.
- Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14, 653-667.
- Pye, K., Johnson, R., 1988. Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of Lower Mississippi Valley loess. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 103-124.
- Pye, K., Sherwin, D., 1999. Loess. In: A.S. Goudie, I. Livingstone, S. Stokes (ed.), *Aeolian environments, sediments and landforms*. John Wiley & Sons, 213-238.
- Pye, K., Zhou, L.P., 1989. Late pleistocene and holocene aeolian dust deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 73, 11-23.
- Racinowski, R., Seul, C., Łanczont, M., Bogutsky, A.B., 1999. Comparison of aggregative and dispergative research results of silty soil graining (under example of loess from the western Ukraine). In: Seminar: "Problems of Environmental Engineering in the Odra River Mouth", Szczecin, 14 may 1999, Szczecin, 31-46.
- Racinowski, R., Seul, C., Łanczont, M., Bogutsky, A.B., 2000. Analiza porównawcza wskaźników uziarnienia lessów z Halicza i Kołodziejewa (okolice Iwano-Frankowska, Zachodnia Ukraina. W: Łanczont, M., (red.), *Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru, przewodnik seminarium terenowego II*, Krasieczyn, 4-6 października 2000, 66-76.
- Racinowski, R., Seul, C., Łanczont, M., Bogutsky, A.B., 2003. O możliwości zastosowania badań uziarnienia agregatowego i elementarnego osadów pyłowych do celów litogenetycznych i morfodynamicznych (na przykładzie lessów z Halicza i Kołodziejewa, zachodnia Ukraina). *Geographia. Studia et Dissertationes* 26, 72-107.
- Racinowski, R., Szczypek, T., 1985. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. *Uniw. Śląski, Katowice*, 143 pp.
- Racinowski, R., Szczypek, T., Wach, J., 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. *Wydawnictwa Uniwersytetu Śląskiego, Katowice*, 146 pp.
- Raczkowski, W., 1960. Less w okolicach Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Biuletyn Peryglacjalny* 7, 95-111.
- Raczkowski, W., 1969. Lessy i utwory pylaste Przedgórza Sudeckiego. *Archiwum Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, maszynopis pracy doktorskiej*, 149 pp.
- Raczkowski, W., 1976. Niektóre problemy genezy lessów Przedgórza Sudeckiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297, 329-343.
- Renssen, H., Vandenberghe, J., 2003. Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 22, 209-223.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. (second edition), Blackwell Science, 404 pp.
- Richthofen, F. von, 1877-85. *China: Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien*. Dietrich Reimer, Berlin, 5 vols.
- Richthofen, F. von, 1882. On the mode of origin of the loess. *Geol. Mag.*, 9, 293-305.
- Richthofen, F. von, 1886. *Führer für Forschungsreisende*. Berlin.
- Rohdenburg, H., Meyer, B., 1966. Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozans nach Untersuchungen an sudniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. *Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges.* 5, 135 pp.
- Rokosh, D., Bush, A.B.G., Rutter, N.W., Ding, Z., Sun, J., 2003. Hydrologic and geologic factors that influenced spatial variations in loess deposition in China during the last interglacial-glacial cycle: results from proxy climate and GCM analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 249-260.
- Romanowsky, N.N., 1973. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissures polygons. *Biuletyn Peryglacjalny* 23, 237-277.
- Romanowsky, N.N., 1976. The scheme of correlation of polygonal wedge structures. *Biuletyn Peryglacjalny* 26, 287-294.
- Romanowsky, N.N., 1985. Distribution of recently active ice and soil wedges in USSR. W: Church, M., Slaymaker, O., (eds), *Lectures in geocryology*. University of British Columbia, 154-165.
- Rösner, U., 1990. Die Mainfränkische Lößprovinz. *Mitt. der Fränkischen Geogr. Ges.* 37, 306 pp.
- Rousseau, D.D., Antoine, P., Hatte, C., Lang, A., Zoller, L., Fontugne, M., Ben Othman, D., Luck, J.M., Moine, O., Labonne, M., Bentaleb, I., Jolly, D., 2002. Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 21, 1577-1582.
- Rousseau, D-D., Gerasimenko, N., Matviischina, Zh., Kukla, G., 2001. Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine. *Quaternary Research* 56, 349-356.
- Różycki, S.Z., 1968. The directions of winds carrying loess dust as shown by analysis of accumulative loess forms in Bulgaria. In: Schultz, C.B., Frye, J.C. (eds.), *Loess and Related Eolian Deposits of the World*. University of Nebraska, Lincoln, Nebraska, 233-246.
- Różycki, S.Z., 1976. Zagadnienia warunków powstawania lessów. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297, 77-92.
- Różycki, S.Z., 1986. Pyłowe utwory typu lessowego na świecie, ich występowanie i geneza. *Studia Geologica Polonica*, vol. LXXXV, 193 pp.
- Różycki, S.Z., 1991. *Loess and loess-like deposits*. Ossolineum, Wrocław: 187 pp.
- Ruske, R., Wünsche, M., 1961. Löß und fossile Böden im mittleren Saale-lund unteren Unstruttal. *Geologie* 10, 9-29.
- Russell, R.J., 1944. Lower Mississippi Valley loess. *Geol. Soc. Am. Bull.* 55, 1-40.

- Rutter, N.W., Rokosh, D., Evans, M.E., Little, E.C., Chlachula, J., Velichko, A.A., 2003. Correlation and interpretation of paleosols and loess across European Russia and Asia over the last interglacial-glacial cycle. *Quaternary Research* 60, 101-109.
- Schönhals, E., 1950. Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Boden im Rheingau. *Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.* 1, Wiesbaden, 244-259.
- Schönhals, E., 1951. Über fossile Boden im nichtvereisten Gebiet. *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, 109-130.
- Schönhals, E., Rohdenburg, H., Semmel, A., 1964. Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. *Eiszeitalter und Gegenwart* 15, 199-206.
- Schunke, E., Zoltai, S.C., 1988. Earth Hummocks (Thufur). In: Clark M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 231-245.
- Semmel, A., 1968. Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. *Frankfurter Geogr. H.* 45, 133 pp.
- Semmel, A., 1969. Bemerkungen zur Wurmloßgliederung im Rhein-Main-Gebiet. *Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.* 97, 395-399.
- Semmel, A., 1989. The importance of loess in the interpretation of geomorphological processes and for dating in the Federal Republic of Germany. In: Ahnert, F. (ed.), *Landforms and landform evolution in West Germany*. Catena, 15, (Suppl.), 179-188.
- Seul, C., 2000. Porównanie wyników uziarnienia analizy agregatowej i elementarnej próbek lessu z profilu Zagwizdże w Zachodniej Ukrainie. W: Łanczont, M., (red.), *Glacja i peryglacja na międzyrzeczu Sanu i Dniestru, przewodnik seminarium terenowego II*, Krasiczyn, 4-6 października 2000, 86-87.
- Seul, C., 2004. Cechy uziarnienia osadów pyłowych północno-zachodniej Polski na podstawie analizy agregatowej i elementarnej (informacje wstępne). W: Jary, Z. (red.), *Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych*. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 86-87.
- Seul, C., Racinowski, R., Łanczont, M., Boguckij, A., 2001. Interpretacja litogenetyczna utworów lessowych w profilu Halicz (Ukraina Zachodnia) na podstawie badań uziarnienia. W: Kostrzewski, A., (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. t. III*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 339-358.
- Shackleton, N.J., 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature* 215, 15-17.
- Shackleton, N.J., 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society B* 174, 135-154.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quaternary Research* 3, 39-55.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 449-464.
- Shackleton, N.J., Sanchez-Goni, M.F., Pailler, D., Lancelot, Y., 2003. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change* 36, 151-155.
- Shelkopyas, V.N., Gozhik, P.F., Khristoforova, T.F., Matsuy, V.M., Chugunny, Y.G., Palatnaya, N.N., Shevchenko, A.I., Morozov, G.V., and Lysenko, O.B., 1986. *Antropogennyye otlozheniya Ukrainy (Quaternary Deposits of Ukraine)*. Naukova dumka, Kiev, 152 pp.
- Sherwin, D., 1995. Loessite: its occurrence, recognition and interpretation. PhD Thesis, University of Reading.
- Siuta, J., 1960. O procesach glejowych i wytrąceniach żelazistych w lessach okolic Kazimierza Dolnego. *Przegląd Geograficzny* 32, 1, 113-124.
- Siuta, J., 1961. Wpływ procesu glejowego na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego. *Roczniki Gleboznawcze*, X, 2, 367-395.
- Siuta, J., Motowicka-Terelak, T., 1967. Z badań nad systematyką glebowych wytrąceń żelazistych. *Pamiętnik Puławski*, 30.
- Siuta, J., Motowicka-Terelak, T., 1969. The origin and systematics of ferruginous precipitates in Quaternary formations and in present-day soils. *Biuletyn Peryglacjalny* 18, 209-257.
- Smalley, I.J., (ed.), 1975. Loess: Lithology and Genesis. *Benchmark Papers in Geology* 26, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 430 pp.
- Smalley, I.J., 1972. The interaction of great rivers and large deposits of primary loess. *Trans. New York Acad. Sci.*, 34, 534-542.
- Smalley, I.J., 1980. Loess: a partial bibliography. *Geo Abstracts*, Norwich: 103 pp.
- Smalley, I.J., 1983. John Hardcastle on glacier motion and glacial loess. *J. Glaciol.* 29, 480-484.
- Smalley, I.J., Jary, Z., 2004. A random walk towards a definition of loess. *New Zealand Soil News* 52, 142-146.
- Smalley, I.J., Jary, Z., 2005. Maps of worldwide loess distribution: from Keilhack to Kriger and beyond. *New Zealand Soil News* 53, 2, 45-49.
- Smalley, I., Jary, Z., O'Hara-Dhand, K., 2006. Particles. *New Zealand Soil News* 54, 4, 114-119.
- Smalley, I.J., Jefferson, I.F., Dijkstra, T.A., Derbyshire, E., 2001. Some major events in the development of the scientific study of loess. *Earth-Science Reviews* 54, 5-18.
- Smalley, I.J., Smalley, V., 1983. Loess material and loess deposits: formation distribution and consequences. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S., (eds.), *Eolian sediments and processes*. Dev. In Sedimentology, 38, Elsevier, 51-68.
- Smalley, I.J., Vita-Finzi, C., 1968. The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of "desert" loess. *J. Sediment. Petrol.*, 38, 766-774.

- Smolikova, L., 1982. Fossilni pudy ve sprasovych seriich (Fossil soils in loess series). Kvarter Brnenske Kotliny, Stranska Skala IV, *Studia Geographica*, 80, 107-133.
- Smolikova, L., 1984. On the development of Pleistocene soils in Czechoslovakia. In: Pecs, M. (ed.), *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*. Hungarian Academy of Sciences, Geographical Institute, Budapest, 33-38.
- Śnieszko, Z., 1985. Paleogeografia Holocenu w dolinie Sancygniówki. *Acta Geographica Lodziensia* 51, 119 pp.
- Śnieszko, Z., 1995a. Geologiczne tło stanowiska dolnopaleolitycznego w Trzebnicy. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne* 36, 19-34.
- Śnieszko, Z., 1995b. Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach* 1496, 122 pp.
- Stephens, M., Krzyszkowski, D., Ivchenko, A., Majewski, M., 2002. Palaeoclimate and pedosedimentary reconstruction of a Middle to Late Pleistocene loess-palaeosol sequence, Prymorske, SW Ukraine. *Studia Quaternaria* 19, 3-17.
- Stevenson, F.J., 1969. Pedohumus: accumulation and diagenesis during the Quaternary. *Soil Science* 197, 470-479.
- Stremme, H.E., 1986. Die Korrelation quartärer Paläoböden in Nordwest-Deutschland. *Z. Geomorphol.*, N.F., 61, 89-100.
- Stremme, H.E., 1989. Thermoluminescence Dating of the Pedostratigraphy of the Quaternary Period in NW Germany. *Geoderma*, 45, 185-195.
- Sun, D.H., Bloemendal, J., Rea, D.K., An, Z.S., Vandenberghe, J., Lu, H., Su, R., Liu, T.S., 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications. *Catena* 55, 325-340.
- Sun, D.H., Bloemendal, J., Rea, D.K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z.S., Su, R., 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology* 152, 263-277.
- Sun, J.M., 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 845-859.
- Sun, J.M., Ding, Z.L., 1998. Deposits and Soils of the Past 130,000 Years at the Desert-Loess Transition in Northern China. *Quaternary Research* 50, 148-156.
- Sun, J.M., Liu, T.S., 2000. Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 287-296.
- Sun, J.Z., 2005. *Lessology*. (vol. 1), Hong Kong Archeological Society, Hong Kong.
- Sun, Y., Clemens, S.C., An, Z., Yu, Z., 2006. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 25, 33-48.
- Swineford, A., Frye, J.C., 1945. A mechanical analysis of windblown dust compared with analyses of loess. *Am. J. Sci.* 243, 249-255.
- Swithenbank, J., Beer, J.M., Taylor, D.S., Abbot, D., McGreath, G.C., 1977. A laser diagnostic technique for the measurement of droplet and particle size distributions. In: Zinn, B.J., (ed.), *Experimental Diagnostics in Gas Phase Combustion Systems: Progress in Astronautics and Aeronautics*, 53, 421-447.
- Syvitski, J.P.M. (ed.), 1991. *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 368 pp.
- Szponar, A., 1998. Czwartorzęd południowo-wschodniej części Wzgórz Trzebnickich. W: *Wybrane problemy czwartorzędu południowo-zachodniej Polski* (Selected problems of the Quaternary of South-Western Poland). *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2083, *Studia Geograficzne* 71, 6-18.
- Szponar, A., Szajdak, L., 2003. Amino acids in Quaternary soil horizons from southwest Poland. *European Journal of Soil Science* 54, 1-6.
- Ta, W., Xiao, H., Qu, J., Xiao, Z., Yang, G., Wang, T., Zhang, X., 2004. Measurements of dust deposition in Gansu Province, China, 1986-2000. *Geomorphology* 57, 41-51.
- Tang, Y., Jia, J., Xie, X., 2003. Records of magnetic properties in Quaternary loess and its paleoclimatic significance: a brief review. *Quaternary International* 108, 33-50.
- Taylor, K.C., Lamorey, G.W., Doyle, G.A., Alley, R.B., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., White, J.W.C., Barlow, L.K., 1993. The "flickering switch" of late Pleistocene climate change. *Nature*, 361, 432-436.
- Tedrow, J.C.F., 1977. *Soils of the Polar Landscapes*. Rutgers University Press, New Brunswick, 638 pp.
- Teisseyre, A.K., 1990. Soil sand: Its origin, transportation and part played in the construction of mud-supported floodplains in a humid, temperate climate. *Geologica Sudetica* 24, 285-292.
- Teisseyre, A.K., 1992. Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1399, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* XXXI, 67 pp.
- Teisseyre, A.K., 1994. Szybły stoku i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1586, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* XLIII, 188 pp.
- Terhorst, B., Appel, E., Werner, A., 2001. Palaeopedology and magnetic susceptibility of a loess-palaeosol sequence in southwest Germany. *Quaternary International* 76/77, 231-240.
- Tokarski, J., 1936. Physiographie des podolischen Lösses und das Problem seiner Stratigraphie. *Memoires de l'Academie Polonaise des Sciences et des Lettres*, A, 1-61.
- Traczyk, A., Jary, Z., 2002. Wykształcenie i wiek utworów pokrywowych w rejonie stanowiska paleolitycznego w Henrykowie 15, pow. Ząbkowice Śląskie. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne* XLIV, 39-46.
- Trofimov, V.T., Balykova, S.D., Bolikhovskaya i inni, 2001. *Lossovyj pokrov Ziemli i jevo svojstva* (Loess mantle of the Earth and its properties). Moscow University Press, 464 pp.

- Tsoar, H., Pye, K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* 34, 139-153.
- Tutkovsky P.A., 1899. K woprosu o sposobie obrazovaniya lossa. *Zemlevedenie*, 1-2, 213-311.
- Tyrcha-Czyż, T., 1970. Wpływ czynników fizykochemicznych na powstawanie wytrąceń żelazistych. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 124, 43-65.
- Tyrcha-Czyż, T., 1972. Stratygrafia i geneza utworów pyłowych Wysoczyzny Głubczyckiej na podstawie badań petrograficznych. *Archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego*, (maszynopis pracy doktorskiej), 129 pp.
- Uziak, S., 1992. Polish pedological studies in Spitsbergen. A Review. *Geographia Polonica* 60, 67-78.
- Van Andel, T.H., 2002. The climate and landscape of the middle part of the Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project. *Quaternary Research* 57, 2-8.
- Van den Haute, P., Vancraeynest, L., De Corte, F., 1998. The Late Pleistocene loess deposits and palaeosols of eastern Belgium: new TL age determination. *Journal of Quaternary Science* 13, 487-497.
- Van Loon, A.J., Brodzikowski, K., 1987. Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sedimentary Geology* 50, 167-193.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1988. The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction. *Journal of Quaternary Science* 3, 85-96.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1989. Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in western Europe (stages 5e to 1). *Quaternary International* 3-4, 109-114.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1991. Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanisms; a discussion of the origin of cryoturbation. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 123-139.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1998. Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena* 34, 157-183.
- Vandenberghe, J., 1988. Cryoturbation. In: Clark M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, 179-198.
- Vandenberghe, J., 2001. Permafrost during the Pleistocene in North West and Central Europe. In: Paepe, R. Melnikov V. (eds.), *Permafrost response on economic development, environmental security and natural resources*, Kluwer Academic Publishers, Deventer, 185-194.
- Vandenberghe, J., 2004. Periglacial deformation structures in loess deposits and their significance for palaeoclimatic reconstructions. In: Jary Z., (ed.), *Record of climatic changes in loess successions*. 4th Loess Seminar, Strzelin, October 13-16 2004, Inst. Geogr. i Rozw. Reg., Uniwersytet Wrocławski, p. 91.
- Vandenberghe, J., An, Z.S., Nugteren, G., Lu, H., Van Huissteden, J., 1997. New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis. *Geology*, 25 (1), 35-38.
- Vandenberghe, J., Coope, R., Kasse, K., 1998a. Quantitative reconstructions of palaeoclimates during the last interglacial-glacial in western and central Europe: an introduction. *Journal of Quaternary Science* 13, 361-366.
- Vandenberghe, J., Huijzer, A.S., Mucher, H., Laan, W., 1998b. Short climatic oscillations in a western European loess sequence Kesselt, Belgium. *Journal of Quaternary Science* 13, 471-485.
- Vandenberghe, J., Mommersteeg, H., Edelman, D., 1993. Lithogenesis and geomorphological processes of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvedere. *Meded. Rijks Geol. Dienst, Nieuwe Ser. (Neth.)* 47, 7-18.
- Vandenberghe, J., Mucher, H.J., Roebroeks, W., Gemke, D., 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvedere, Southern Limburg, The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst, Nieuwe Ser. (Neth.)* 39, 7-18.
- Vandenberghe, J., Nugteren, G., 2001. Rapid climatic changes recorded in loess succession. *Global and Planetary Change* 28, 1-9.
- Vandenberghe, J., Pissart, A., 1993. Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes* 4, 121-135.
- Vandenberghe, J., Zhijiu, C., Liang Z., Wei, Z., 2004. Thermal-contraction-crack Networks as Evidence for Late-Pleistocene Permafrost in Inner Mongolia, China. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 21-29.
- Veklich, M.F., 1965. Stratigraphya lessov Ukrainy (Stratigraphy of loesses in the Ukraine). *Sovetskaya Geologiya* 6, 35-54.
- Veklich, M.F., 1968. Stratigraphya lessovoy formatsiy Ukrainy i sosednikh stran (Stratigraphy of Loess Series of Ukraine and Adjacent Areas). *Naukova Dumka, Kiev*, 253 pp.
- Veklich, M.F., 1980. Pleistocene loesses and fossil soils of the Ukraine. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22, (1979), 35-62.
- Veklich, M.F., 1982. Paleogeograficheskiye stadii i stratotipy pochvennykh formatsiy Ukrainy (Paleogeographical stages and stratotypes of soil formations of Ukraine). *Naukova Dumka, Kiev*, 202 pp.
- Veklich, M.F., Artyushenko, A.T., Sirenko, N.A., Dubnyak, V.A., Melnichuk, I.V., Paryshkura, S.I., 1967. Opornyye geologicheskyye pazrezy antropogena Ukrainy (The key geological sites of the Quaternary in the Ukraine). I, *Naukova Dumka, Kiev*, 107 pp.
- Veklich, M.F., Sirenko, N.A., 1972. Opornyye geologicheskyye pazrezy antropogena Ukrainy (The key geological sites of the Quaternary in the Ukraine). III, *Naukova Dumka, Kiev*, 227 pp.
- Veklich, M.F., Sirenko, N.A., Dubnyak, V.A. et al., 1969. Opornyye geologicheskyye pazrezy antropogena Ukrainy. II, *Naukova Dumka, Kiev*, 172 pp.
- Velichko, A.A., 1973. Prirodnyy process v Pleistocene. *Nauka, Moscow*, 255 pp.
- Velichko, A.A., 1990. Loess-palaeosol formation on the Russian Plain. *Quaternary International* 7/8, 103-114.

- Velichko, A.A., 1995. Climatic rhythms in Europe during two last glacial-interglacial cycles and the Holocene. In: Velichko, A.A. (ed.), *Climate and Environmental Changes of east Europe During the Holocene and Late-Middle Pleistocene*. Russian Academy of Science, Institute of Geography, Moscow, 4-13.
- Velichko, A.A., Akhlestina, E.F., Borisova, O.K., Gribchenko, Y.N., Zhidovinov, N.Y., Zelikson, Iosifova, Yu.I., Klimaniov, V.A., Morozova, T.D., Nechaev, V.P., Pisariva, V.V., Svetlitskaya, T.V., Spasskaya, I.I., Udartsev, V.P., Faustova, M.A., Shik, S.M., 1999. Glava 3: Vostochno-Evropeiskaya Ravnina (Chapter 3: East European Plain). In: Velichko, A.A., Nechaev, V.P. (eds.), *Izmeneniye klimata i landshaftov za posledniye 65 millionov let [Kainozoi: ot paleotsena do golotsena]* (Climate and Environmental Changes During the Last 65 million years [Cenozoic: from Paleocene to Holocene]), GEOS. Moscow, 43-83.
- Velichko, A.A., Gribchenko, Y.N., Gubonina, Z.P., Morozova, T.D., Nechaev, V.P., Sycheva, S.A., Timireva, S.N., Udartsev, V.P., Khalcheva, T.A., Tsatskin, A.I., Chikolini, N.I., 1997. Osnovnyye cherty stroyeniya Lessovo-Pochvennoi Formatsii (Basic structural characteristics of loess-palaeosol formations). In: Velichko, A.A. (ed.), *Lessovo-Pochvennaya Formatsiya Vostochno-Yevropeiskoi Ravniny* (Loess-Palaeosol Formation of the East-European Plain). Russian Academy of Sciences, Institute of Geography, Moscow, 5-24.
- Velichko, A.A., Markova, A.K., Morozova, T.D., Udartsev, V.P., 1984. Problems of geochronology and correlation of loesses and fossil soil of East Europe. *Proceedings of the USSR Academy of Sciences, Geographical Series*, 6, 5-19.
- Velichko, A.A., Morozova, T.D., 1972. Bryansk fossil soil, its stratigraphic significance and environments. In: Velichko, A.A. (ed.), *Loess, Fossil Soils and Cryogenic Phenomena on the Russian Plain*. Nauka, Moscow, 5-25.
- Velichko, A.A., Morozova, T.D., 1985. Loess and fossil soils stratigraphy at the Russian Plain. In: Maruszczak, H., (ed.), *Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses*. Abstract of papers of the International Symposium, Poland 6th-10th September 1985, UMCS Lublin, 35-38.
- Velichko, A.A., Morozova, T.D., 1987. The role of loess-palaeosol formation in the study of the regularities of pedogenesis. *Catena* 9, 55-66.
- Velichko, A.A., Morozova, T.D., Udartsev, V.P., 1987. Stratigraphy of loesses and of fossil soils within the Russian Plain and their correlation with the rhythms of oceanic bottom deposits. *Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska, sec. B, vol. XLI*, (1986), 87-109.
- Velichko, A.A., Nechaev, V.P., 1984. Late Pleistocene permafrost in European Russia. In: Velichko, A.A., Wright, H.E., Barnosky, C.W., (eds.), *Late Quaternary Environment of the Soviet Union*. University of Minnesota Press, Minneapolis, 79-86.
- Velichko, A.A., Nechaev, V.P., 1994. Kriogennyje processy i javleniya v pozdnieplejstocenovoj periglacialnoj zonie Russkoj Ravniny i ih otrazhenije v sovremennom landschaftje. W: Velichko, A.A., Starkel, L., (red.), *Paleogeografitscheskaja osnova sovremiennykh landschaftov* (Rezultaty rossijsko-polskih issledovaniy). Moskva, Nauka, 82-85.
- Velichko, A.A., Spasskaya, I.I., 1981. Issledovanya paleokryogennykh javlenii v severnom polusharii. *Proceedings of the USSR Academy of Sciences, Geographical Series*, 1, 135-143.
- Wang, H., Follmer, L.R., Liu, J.C., 2000. Isotope evidence of paleo-El Niño-Southern Oscillation cycles in loess-paleosol record in the central United States. *Geology* 28, 771-774.
- Wang, Y.Y., Zhang, Z.H., 1980. *Loess in China*. Shanxi People's Art Publ. House, Xian: 185 pp.
- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold, 406 pp.
- Weiss, E.L., Frock, H.N., 1976. Rapid analysis of particle-size distributions by laser light scattering. *Powder Technology*, 14, 287-293.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Wilgat, M., 1987. Clay Minerals in two Loesses Profiles near Przemyśl (SE Poland). *Ann. UMCS, B, XLI* (1986), 253-261.
- Winnicki, J., 1990. Arkusz Trzebnica. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 78 pp.
- Winnicki, J., 1994. Utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne*, 35, 26-38.
- Wintle, A.G., 1987. Thermoluminescence dating of loess. *Catena Supplement* 9, 103-115.
- Wintle, A.G., 1990. A review of current research on TL dating of loess. *Quaternary Science Reviews* 9, 385-397.
- Wintle, A.G., 1997. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements* 27, 769-817.
- Wójcik, A., Nawrocki, J., Nita, M., 2003. Stanowisko nr 3 – Kończyce. Utwory kompleksu kromerskiego a pozycja podścielających je utworów rzecznych i lodowcowych z maksymalnego nasunięcia lądolodu skandynawskiego. W: Haisig, J., Lewandowski, J., (red.), *Plejstocen Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej na tle struktur morfotektonicznych podłoża czwartorzędu*. X Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Państwowy Instytut Geologiczny, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, 115-121.
- Wójcik, A., Nawrocki, J., Nita, M., 2004. Plejstocen w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska) – Analiza genezy i wieku na tle schematów podziału stratygraficznego czwartorzędu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 409, 5-50.
- Wojtanowicz, J., 1972. Burze pyłowe i ich znaczenie geomorfologiczne w świetle dotychczasowych badań. *Czasopismo Geograficzne* 43, 265-294.
- Wojtanowicz, J., 1976. Występowanie i intensywność współczesnych procesów wywiewania i akumulacji pyłu eolicznego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297, 93-102.

- Wojtanowicz, J., 2000. Global and zonal nature of aeolian process; types of deposits, sedimentation intensity. In: Dulias, R., Pelka-Gościński, J., (eds.), *Aeolian processes in different landscape zones*. Faculty of Earth Sciences, The Association of Polish Geomorphologists, Sosnowiec, 7-17.
- Wojtanowicz, J., Buraczyński, J., 1978. Materiały do chronologii bezwzględnej lessów Grzędy Sokalskiej. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sec. B, 30/31 (1975/1976), 37-54.
- Xiao, J.L., Porter, S.C., An, Z.S., Kumai, H. & Yoshikawa, S., 1995. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of Central China during the last 130,000 yr. *Quaternary Research* 43, 22-29.
- Xiao, J.L., Zheng, H.B., Zhao, H., 1992. Variation of winter monsoon intensity on the Loess Plateau, central China during the last 130,000 years: evidences from grain size distribution. *Quaternary Research* 31, 13-19.
- Yakimenko, E.Y., 1995. Pleistocene palaeosols in the loess and loesslike sediments of the central part of the Russian Plain. *Quaternary Science Reviews* 14, 747-753.
- Zarate, M.A., 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22, 1987-2006.
- Zhou, L.P., Oldfield, F., Wintle, A.G., Robinson, S.G., Wang, J.T., 1990. Partly pedogenic origin of magnetic variation in Chinese loess. *Nature* 346, 737-739.
- Zhou, W.J., Donahue, D.J., Porter, S.C., Jule, T.A., Li, X.Q., Stuiver, M., An, Z.S., Eiji, M., Dong, G.R., 1996. Variability of monsoon climate in East Asia at the end of the Last Glaciation. *Quaternary Research* 46, 219-229.
- Zöller, L. 1995. Würm- und Rißlößstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. Habilitationsschrift, Universität Heidelberg, 199 pp.
- Zöller, L., Oches, E.A., McCoy, W.D., 1994. Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. *Quaternary Geochronology* 13, 465-472.
- Zöller, L., Semmel, A., 2001. 175 years of loess research in Germany - long records and "unconformities". *Earth-Science Reviews* 54, 19-28.
- Zöller, L., Stremme, H.E., Wagner, G.A., 1988. Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Pälaoboden-Sequenzen von Nieder-Mittel-und Oberrhein. *Chemical Geology (Isot. Geosc. Sect.)* 73, 39-62.

Spis tabel

Tabela 1. Zestawienie najważniejszych cech lessu (lessu typowego, prawdziwego, właściwego) branych pod uwagę w opisowych definicjach lessu różnych autorów (nieco uproszczone)

Table 1. Juxtaposition of the most important loess (typical, true, proper loess) properties, which are used as a criterion in descriptive loess definitions (slightly simplified)

Tabela 2. Korelacja schematów stratygraficznych górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w niektórych krajach Europy Środkowej i Wschodniej z chronologią izotopów tlenu (Martinson i inni, 1987) oraz jednostkami chronostratygraficznymi Europy NW

Table 2. Correlation of Upper Pleistocene loess-palaeosols stratigraphic schemes in selected countries of Central and Eastern Europe with oxygen isotope chronology (Martinson et al., 1987) and chronostratigraphic units of NW Europe

Tabela 3. Statystyczne parametry uziarnienia górnoplejstocenijskich lessów i gleb w stanowiskach Polski SW, SE oraz zachodniej części Ukrainy. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957)

Table 3. Statistical grain-size parameters of Upper Pleistocene loess-soil units in selected sites of SW Poland, SE Poland and western part of Ukraine. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957)

Tabela 4. Minerale ilaste frakcji koloidalnej w profilach Dankowice i Tyszowce. I - illit; S - smektyt; K - kaolinit; I-S, S-I - minerale interstratyfikowane

Table 4. Clay minerals of colloidal fraction at Dankowice and Tyszowce sections. I - illite; S - smectite; I-S, S-I - interstratified minerals

Tabela 5. Skład chemiczny oraz wybrane wskaźniki zwiętrzenia górnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej na stanowisku Rivne. WI - wskaźnik zwiętrzenia $(Al_2O_3+Fe_2O_3)/(Na_2O+K_2O)$ wg Pye, Johnson (1988); Molekularne wskaźniki zwiętrzenia: 1- $Al_2O_3/(CaO+MgO+K_2O+Na_2O)$; 2- $(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$; 3- $SiO_2/(Fe_2O_3+Al_2O_3)$; 4- $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$

Table 5. Chemical composition and some weathering indices of Upper Pleistocene loess-soil sequence at Rivne. WI - weathering index $(Al_2O_3+Fe_2O_3)/(Na_2O+K_2O)$ acc. Pye, Johnson (1988); Molecular weathering ratios: 1- $Al_2O_3/(CaO+MgO+K_2O+Na_2O)$; 2- $(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$; 3- $SiO_2/(Fe_2O_3+Al_2O_3)$; 4- $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$

Tabela 6. Skład chemiczny oraz wybrane wskaźniki zwiętrzenia górnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej w Tyszowcach. Objasnienia jak w tabeli 5

Table 6. Chemical composition and some weathering indices of Upper Pleistocene loess-soil sequence at Tyszowce. Explanations as in table 5

Tabela 7. Zestawienie rezultatów oznaczeń wieku metodą TL, OSL i AMS ¹⁴C

Table 7. Juxtaposition of TL, OSL and ¹⁴C AMS dating results for investigated sections

Tabela 8. Skład chemiczny oraz wybrane wskaźniki zwiętrzenia górnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej w Dankowicach. Objasnienia jak w tabeli 5

Table 8. Chemical composition and some weathering indices of Upper Pleistocene loess-soil sequence at Dankowice. Explanations as in table 5

Tabela 9. Korelacja stratygraficzna jednostek lessowo-glebowych badanego obszaru z zapisem głębokomorskim (MOIS - Martinson i inni, 1987), europejskimi jednostkami chrono- i biostratygraficznymi (Guiter i inni, 2003) oraz zakresy wyników oznaczeń wieku dla poszczególnych jednostek lessowo-glebowych

Table 9. Stratigraphic correlation of loess-palaeosol units of investigated area with deep-sea record (MOIS - Martinson et al., 1987), European chrono- and biostratigraphic units (Guiter et al., 2003) and ranges of dating results for particular loess-palaeosol units

Spis rycin

Ryc. 1. Charles Lyell (1797-1875) - jeden z najwybitniejszych geologów XIX wieku, który rozpowszechnił znaczenie terminu „loess” w światowej literaturze geologicznej

Fig. 1. Charles Lyell (1797-1875) - one of the most prominent geologists of the 19th century, who spread the term „loess” in worldwide geological literature

Ryc. 2. Karl Caesar von Leonhard - pierwszy użył nazwy „Löss” w literaturze naukowej

Fig. 2. Karl Caesar von Leonhard - first used name „Löss” in scientific literature

Ryc. 3. Rozmieszczenie lessów na świecie

Fig. 3. World loess distribution

Ryc. 4. Proces lessyfikacji jako czynnik definiujący osady lessopodobne i lessy

Fig. 4. Loessification as a defining agent of loess and loess-like deposits

Ryc. 5. Obszar badań oraz lokalizacja stanowisk badawczych

Fig. 5. Study area and location of investigated sites

Ryc. 6. Korelacja jednostek stratygraficznych górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych wybranych krajów środkowej i wschodniej Europy

Fig. 6. Correlation of Upper Pleistocene loess-palaeosols stratigraphic units of selected countries of middle and eastern Europe

Ryc. 7. Korelacje jednostek stratygraficznych górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Polsce wydzielanych przez Maruszczaka w latach 70-tych i 90-tych XX wieku ze schematem Jersaka

Fig. 7. Correlation of Upper Pleistocene loess-palaeosols stratigraphic units in Poland proposed by Maruszczak in 70th and 90th of 20th century with Jersak scheme

Ryc. 8. Korelacja jednostek stratygraficznych górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Jersaka, Maruszczaka i Bogutsky'ego w odniesieniu do syntetycznego profilu lessów i gleb kopalnych

Fig. 8. Correlation of Upper Pleistocene loess-palaeosols stratigraphic units of Jersak, Maruszczak and Bogutsky on the example of synthetic loess-palaeosols section

Ryc. 9. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych w profilach geologicznych prezentowanych na kolejnych rycinach

Fig. 9. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures used in geological profiles presented on subsequent figures

Ryc. 10. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Polanowie Samborzeckim k. Sandomierza. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 10. Upper Pleistocene loess section at Polanów Samborzecki near Sandomierz. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 11. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Novyj Mylatyn. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 11. Upper Pleistocene loess section at Novyj Mylatyn. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 12. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Tyszowcach. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 12. Upper Pleistocene loess section at Tyszowce. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 13. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Korshov. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 13. Upper Pleistocene loess section at Korshov. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 14. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Zaprężynie. Md wg Inmana (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 14. Upper Pleistocene loess section at Zaprężyn. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ_i , Sk_i, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 15. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Białym Kościele. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 15. Upper Pleistocene loess section at Biały Kościół. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 16. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Dankowicach. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 16. Upper Pleistocene loess section at Dankowice. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 17. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Księginicach Małych. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 17. Upper Pleistocene loess section at Księginice Małe. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 18. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Rivne. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 18. Upper Pleistocene loess section at Rivne. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 19. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych Zbarazh. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 19. Upper Pleistocene loess section at Zbarazh. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 20. Profil górnoplejstocenijskich lessów i gleb kopalnych w Branicach. Md wg Inmana (1952); Mz, δ , Sk, K_G wg Folka i Warda (1957); MS - podatność magnetyczna. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na rycinie 9

Fig. 20. Upper Pleistocene loess section at Branice. Md acc. to Inman (1952); Mz, δ , Sk, K_G acc. to Folk and Ward (1957); MS - magnetic susceptibility. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in figure 9

Ryc. 21. Zmiany różnych wskaźników uziarnienia dla górnoplejstocenijskich sekwencji lessów i gleb kopalnych na stanowisku Dankowice i Novyj Mylatyn, przedstawione jako funkcja głębokości

Fig. 21. Changes of various grain-size parameters of Upper Pleistocene loess-soil sequences at Dankowice and Novyj Mylatyn sections plotted against depth

Ryc. 22a. Zmiany wskaźników uziarnienia, wartości podatności magnetycznej oraz udziału węglanu wapnia w wybranych profilach lessowych Polski SW

Fig. 22a. Changes of grain-size indices, magnetic susceptibility and calcium carbonate content in selected loess sections of SW Poland

Ryc. 22b. Zmiany wskaźników uziarnienia, wartości podatności magnetycznej oraz udziału węglanu wapnia w wybranych profilach lessowych Polski SE i Ukrainy NW

Fig. 22b. Changes of grain-size indices, magnetic susceptibility and calcium carbonate content in selected loess sections of SE Poland and NW Ukraine

Ryc. 23. Reprezentatywne krzywe częstości uziarnienia jednostek litostratygraficznych lessów młodszych w wybranych stanowiskach

Fig. 23. Representative grain-size frequency curves of lithostratigraphic units of younger loess at selected sections

Ryc. 24. Stosunek frakcji grubego (31-62 μ m) do drobnego (8-16 μ m) pyłu dla sekwencji lessów młodszych zalegających ponad stropem gleby Gi/LMd (komorniki). Ciągłą linią połączono strop gleby Gi/LMd oraz poziom sg/LMs, a poziomy tundrowo-glejowe w lessach młodszych górnych i środkowych zaznaczono szarymi znacznikami

Fig. 24. Proportion of coarse (31-62 μ m) and fine silt (8-16 μ m) fractions for loess sequences above Gi/LMd (komorniki) unit. The upper parts of Gi/LMd and sg/LMs units are connected by grey line. Weak tundra-gley horizons are marked by grey markers

Ryc. 25. Horyzonty górnoplejstocenijskich struktur peryglacialnych na Wyżynie Wołyńsko-Podolskiej w interpretacji autorów rosyjskich **A** (Velichko i inni, 1997; Morozova, Nechaev, 1997) i ukraińskich **B** (Bogutsky, 1986, 1987, 1990; Bogutsky, Voloshin, 1992)

Fig. 25. Upper Pleistocene periglacial horizons according russian **A** (Velichko i inni, 1997; Morozova, Nechaev, 1997) and ukrainian **B** authors (Bogutsky, 1986, 1987, 1990; Bogutsky, Voloshin, 1992)

Ryc. 26. Zjawiska peryglacialne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Branice. Objasnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9

Fig. 26. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Branice section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9

Ryc. 27. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Głogówek II. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 27. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Głogówek II section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 28. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Zbarazh. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 28. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Zbarazh section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 29. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Odonów II. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 29. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Odonów II section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 30. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Novyj Mylatyn. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 30. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Novyj Mylatyn section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 31. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Polanów Samborzecki. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 31. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Polanów Samborzecki section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 32. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Tyszowce. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 32. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Tyszowce section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 33. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Korshov. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 33. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Korshov section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 34. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Rivne. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 34. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Rivne section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 35. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Dankowice. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 35. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Dankowice section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 36. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Biały Kościół. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 36. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Biały Kościół section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 37. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Księginice Małe. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 37. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Księginice Małe section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 38. Zjawiska peryglacjalne, litologia, stratygrafia oraz oznaczenia wieku w profilu Zapreżyn. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 38. Periglacial features, lithology, stratigraphy and age control at Zapreżyn section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 39. Zjawiska peryglacjalne, litologia i stratygrafia w profilu Henryków. Objaśnienia sygnatur litologicznych i stratygraficznych jak na ryc. 9. Objaśnienia zjawisk peryglacjalnych jak na ryc. 26

Fig. 39. Periglacial features, lithology and stratigraphy at Henryków section. Explanations of lithologic and stratigraphic signatures as in fig. 9. Explanation of periglacial phenomena as in fig. 26

Ryc. 40. Etapy morfogenezy peryglacjalnej w górnoplejstocenijskiej sekwencji lessów i gleb kopalnych zachodniej i wschodniej części obszaru badań oraz ich korelacja z zapisem głębokomorskim (Martinson i inni, 1987). Objaśnienia sygnatur litologicznych jak na ryc. 9; zjawiska peryglacjalne jak na ryc. 26

Fig. 40. Stages of periglacial morphogenesis within Upper Pleistocene loess-soil sequence in western and eastern part of investigated area and their correlation with deep-sea record (Martinson et al., 1987). Explanations of lithologic signatures as in fig. 9; periglacial phenomena as in fig. 26

Record of Climate Changes in Upper Pleistocene loess-soil sequences in Poland and western part of Ukraine

Summary

European loess history is associated with the name of Charles Lyell (1797-1875), one of the most prominent geologists of the 19-th century, who spread the term „loess” in worldwide geological literature through his „Principles of Geology” (1833). However, the entry „loess” had been included in scientific dictionaries before 1833. Probably the first, who used name „loess” (ger. „Löss”) was Karl Caesar von Leonhard (1823-24) to describe friable, silty deposits along the Rhine Valley near Heidelberg (Kirchheimer, 1969; Różycki, 1991). His collection of rocks enclosed samples of loess from Haarlass, which we can consider the „*locus typicus*” for loess.

„Loess” is a common term that was first used as a name of a silt deposit before it was defined in a scientific sense. There are two basic approaches to formulating a loess definition (Smalley, Jary, 2004):

- ∑ the purely descriptive approach, where the properties of a deposit are used as a criterion;
- ∑ the definition which includes a formation mechanism, where the formation mechanism defines the deposit.

There are a lot of descriptive loess definition, which differ one from another often in the very detail (table 1). Loess is essentially aeolian silt and all the defining characteristics follow from its aeolian nature. That is not to say that the mechanistic definition is inevitably better than the descriptive one, but if precision is being sought then it has to be seen as superior. From this point of view, loess can be defined simply as a terrestrial aeolian silt deposit (Pye, 1987, 1995). A commonly used term „loess-like deposits” should be avoided if possible; it is a misleading and confusing term - and if loess is defined strictly as an aeolian deposit, it has no meaning (Smalley, Jary, 2004).

In recent decades thick loess-palaeosol sequences from all continents focus a great scientific interest. There is no doubt that they provide some of the most continuous and detailed record of environmental changes on continents during the past few million years. However, correct interpretation of palaeoclimate proxy data is not without its difficulties and needs adaptation of comparable methods according to rules of geological stratigraphy and correlation.

As a result of extensive field investigations, fifteen of the most complete last interglacial-glacial loess sequences were chosen for advanced studies from the northern margin of the European loess belt extending from SW Poland to NW part of Ukraine (fig. 5). Within each studied outcrop several sections have been selected for careful cleaning and sampling. The thickness of loess deposits ranges between 4 and 14 m. All these profiles were sampled in vertical continuous sections at close intervals (510 cm) and documented in respect of their sedimentology, palaeopedology and stratigraphy. The following analyses were conducted: grain-size distribution (laser diffraction method), magnetic susceptibility, contents of CaCO₃ and organic carbon. Also analyses of geochemical composition and mineralogy of clay fraction were carried out for the selected profiles. TL (71 samples), OSL (23 samples) as well as three AMS ¹⁴C datings were performed. ¹⁴C dating was carried out on organic macro-remnants and humin fractions extracted from the sediments (table 7).

There are two independent stratigraphic schemes of loess and palaeosols in Poland elaborated by Jersak (1973a) and Maruszczak (1991a). In NW part of Ukraine the stratigraphic scheme proposed by Bogutsky (1986) is in use (fig. 8). The loess-palaeosol sequence of the Last Interglacial-Glacial cycle in Poland and west Ukraine seems to be well documented in the regional literature. However, there are still some questions concerning loess stratigraphy and palaeoenvironmental interpretations of that cycle, which should be pointed out:

- ∑ the time span of development of the Last Interglacial-Early Glacial pedocomplex and its differentiation from western Poland to western part of Ukraine. Time span of pedocomplex development may be correlated either with whole MOIS 5, or only with 3 substages of MOIS 5: 5e, 5d, 5c. It is also difficult to determine the number of stages with forest type pedogenesis. There are some evidences that in loess areas of western Poland forest soils developed in all 3 warm stages of MOIS 5;
- ∑ chronostratigraphic position and palaeoenvironmental interpretations of the interstadial soil (or rather fossil soil complex) Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk), which developed in the upper part of the lower younger loess (LMd). According to Maruszczak (1991a) the results of ¹⁴C dating of organic matter of that soil (ca 25-30 ka) are underestimated. His stratigraphic scheme is based mainly on TL dating (Lublin Laboratory) which indicate older age of the soil substrate;
- ∑ the stratigraphic differentiation of Upper Plenivistulian (Pleniweichselian) loess. It is not as homogeneous as it was noted previously in literature. There are several weak tundra-gley horizons within Upper Plenivistulian loess sequences which may indicate short climate variations in the time of its development.

The Upper Pleistocene loess-soil sequence of the northern margin of the European loess belt in SW Poland and NW part of Ukraine shows a lot of similar features. Therefore it is possible to perform reliable stratigraphic correlations. Basic differences of lithostratigraphic unit properties are connected with variable latitudinal and longitudinal climatic gradient and local conditions. They influenced the rate of aeolian/slope accumulation as well as intensity of pedogenic processes.

Representative, Upper Pleistocene loess sequence on the investigated area consists of four units: two polygenetic fossil soils (fossil soil sets) and two, usually calcareous, loess units. In the top of younger loess unit recent soil has developed.

In the lower part of the investigated sequences, polygenetic pedocomplex (fossil soil set) with well developed *Bbr* or *Bt* horizon was formed (Gi+GJ1, nietulisko I, Horohiv, Mezin). This soil complex shows similar features in the whole eastern part of the research area (SE Poland, Volhynia, Podolia). It is possible to distinguish three intensive soil formation stages: following the first forest stage, two stages of steppe condition occurred, when thick welded accumulation (chernozem-like) horizons were formed. Stages of soil formation were interrupted by intervals of sudden increase of climate continentality. During these cold periods two generations of wedges with primary mineral infilling were formed (fig. 40). Forest soils developed during the Eemian Interglacial (MOIS 5e). Succeeding stages of steppe soil forming processes were related to Brörup and Odderade Interstadials (MOISS 5c and 5a). Cold periods, which interrupted three stages of pedogenesis, are correlated with Herning (MOISS 5d) and Rederstall (MOISS 5b) Stadials. Morphological and genetic differentiation of this fossil soil complex increases in loess area of SW Poland as a consequence of different climatic conditions as well as heterogeneity of parent material for soil substrate. Superimposed, welded humus horizons are infrequent in SW Poland. EemianEarly Vistulian soil complex formed probably during 2-3 stages of forest-type pedogenesis. The final, steppe soil forming phase has been noted only in few sites. Periglacial structures are not so common, but their inventory is more differentiated (wedges with primary infilling, seasonal frost wedges, cryo-desiccation cracks, desert pavements). They are evidence for periods of climate deterioration during pedocomplex development.

Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk) soil is the most important fossil soil (soil complex) within Vistulian loess succession. It separates two main stages of loess accumulation during the Last Glacial. Morphological and genetic differentiation and varied preservation of this fossil soil (soil complex) is the major feature of this unit. Therefore it is sometimes difficult to make stratigraphic correlations between the particular sections. It is the only carbonate free soil in the Last Glacial loess sequence. Substrate of this soil is characterized by high indexes of chemical weathering indicating a considerable role of transformation by soil processes. However, morphological characteristic and presence of periglacial phenomena suggest tundra-gley type of pedogenesis. ¹⁴C dating of macro-remnants or humus substances is usually much younger in comparison with TL and OSL dating. Chronostratigraphic position of Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk) soil is usually correlated with final phases of MOIS 3 (Hengelo and Denekamp interstadials), contrary to some polish authors (Maruszczak, 1991a, 2001), who correlate this soil with the onset of MOIS 3 (Oerel and Glinde Interstadials). In my opinion, chronostratigraphic position of Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk) soil (soil complex) should be correlated with the whole MOIS 3. Climatic changes during MOIS 3 on investigated loess areas were, probably, not rapid and/or significant enough to evoke effective processes of loess accumulation.

There were two main stages of loess sedimentation during the Last Glacial period. They are represented by two calcareous loess units. Lower loess unit (LMd lower younger loess) was formed during the Lower Plenivistulian (MOIS 4). Upper loess unit occurs above Gi/LMd (komorniki, Dubno, Bryansk) soil and consists of middle younger loess (LMs) and upper younger loess (LMg). This loess was deposited during Upper Plenivistulian (MOIS 2). There are several weak tundra-gley horizons within Upper Plenivistulian loess sequences, which are evidence for short climate variations in the time of loess accumulation. One of them is sg/LMs horizon (Maruszczak, 1991a), which developed in the upper part of middle younger loess (LMs table 2; fig. 6, 7, 8). Probably, it can be correlated with Rivne (Bogutsky, 1986, 1987) and Trubchevsk (Velichko, 1990; Velichko et al., 1997) horizons. Nevertheless, its recognition and correlation is not unambiguous. There are a few other initial tundra-gley horizons within Upper Plenivistulian loess. Special feature of the sg/LMs horizon, which is noted in much of the sections, is a distinct, abrupt increase of magnetic susceptibility (MS) value. However, it is difficult to estimate, what was the reason of this phenomenon. It can be related to climate change of the loess sedimentary environment. Rapid increase of MS may be also linked with magnetic properties of deposited aeolian silt, which suggests changes of loess source areas.

The most spectacular grain-size changes in the examined loess-soil sequences occur in the lower part of LMd (directly above EemianEarly Glacial soil complex) and in the lower part of LMs (directly above Middle Plenivistulian soil complex). These layers frequently show cryogenic deformation and evidence of redeposition by solifluction and other slope processes. It proves, that they were formed contemporaneously with the most important, climate induced, environmental changes of the Last Glacial period on the investigated loess area. Most probably, these periods can be correlated with rapid shifts on normalized ¹⁸O curve (the onsets of MOIS 4 and MOIS 2). Grain-size analyses usually demonstrate systematical increasing of coarse silt fraction percentage

towards the top of loess-soil sequences. It can be interpreted as evidence for growing rate of loess accumulation, which can be associated with availability and decreasing distance to loess alimentation areas. Spatial variation of loess thickness and lithologic properties is well recognized in latitudinal profile from SW Poland to NW Ukraine. Furthermore, similar variation appears in longitudinal section. Mean grain-size diameter usually decreases from north to south (table 3; fig. 23). This phenomenon is probably connected with variations of latitudinal climate zones, showing indirectly the position of major primary source areas for loess particles.

Detail analysis of grain-size indices performed for Upper Plenivistulian loess (above Gi/LMd, komorniki, Dubno, Bryansk soil complex) revealed the presence of several short depositional cycles within the thick loess sequences (fig. 24), which may indicate short climate variations during the time of loess deposition. Relatively coarse-grained loess is alternated with fine-grained loess. Time of high dust influx coincided with severe climate conditions inferred from grain-size variations. Coarse silt was mainly deposited, and it was transported for short distance from close-situated source areas. Periods of fine-grained loess accumulation and development of weak pedogenic gley horizons, marked by relatively low values of magnetic susceptibility, represent warmer episodes. Aeolian dust was transported from distant source areas. Depositional cycles in Upper Pleniglacial loess are also marked both on MS value and CaCO_3 content curves.

The number of depositional cycles, which can be distinguished in Upper Plenivistulian loess, is not the same in each investigated section (fig. 24). There are usually 1-2 weak tundra-gley horizons within middle younger loess (LMs) and 2-4 depositional cycles within upper younger loess (LMg). At Novyj Mylatyn section eight initial tundra-gley horizons were noted within middle and upper younger loess. Current state of investigation brings many uncertainties concerning the origin and palaeoenvironmental interpretation of these features. Depositional cycles recorded in loess successions might be linked with local or regional oscillations of dust storms frequencies. It is possible, that they were triggered by short-duration (millennial) climatic oscillations. Short-term climatic cycles, recorded in Upper Plenivistulian loess sequences from Poland and West Ukraine, can be correlated with the Dansgaard-Oeschger and Heinrich events described in the ice-cores from Greenland and North-Atlantic marine profiles, respectively. This implies that millennial-scale climatic variations were similar in a large part of the northern hemisphere. The attempt to establish a reliable and fine chronological framework for Upper Plenivistulian loess by means of TL, OSL and AMS ^{14}C dating techniques was not completed successfully. One of the main reasons is a standard error of these techniques, comparable with dated periods. Reliable reconstruction of these oscillations is possible only in thick subaerial loess sequences. Polish and Ukrainian overall profiles are distinctively different. Nevertheless, they show several correlation points, which can be considered as potential new stratigraphic markers. Further investigations of depositional cycles, which are recorded in Last Glacial loess sequences in Poland and NW Ukraine will be of crucial importance for palaeogeographical reconstructions of loess areas. It can be an important step to evaluate precise correlation between continental, marine and ice-core events.

One of the most spectacular features of loess sequences in Poland and NW Ukraine is the occurrence of well preserved relicts of periglacial structures. From the variety of periglacial structures three types are specially useful to reconstruct former periglacial environment: cryogenic wedges with primary mineral infilling; cryoturbation and solifluction structures; ice-wedge casts. These structures appear within loess-soil sequences as well developed horizons and their stratigraphical positions are not random. Periglacial horizons, recorded in loess-soil sequences, were formed as a result of extreme climatic conditions and/or rapid environmental changes during cold events of the Last Glacial period. Some of these horizons can be used as stratigraphic markers and their correlation with global climate rhythms is possible and reliable.

The number of periglacial horizons within loess-soil sequences and their morphological features are diverse, which depend on their geographical settings (E-W and N-S directions). Despite of the regional differentiation, periglacial record indicates the occurrence of four main cold stages during Last Glacial period (fig. 40). Two earliest ones are associated with the period of Gi+GJ1 (nietulisko, Horohiv, Mezin) pedocomplex development. These sudden, short cold periods of severe, continental climate can be correlated with Early Vistulian stadials Herning (MOISS 5d) and Rederstall (MOISS 5b). The next two periglacial stages correspond most probably with MOIS 4 and MOIS 2. Only during two last periglacial stages ice wedges were formed in the northern zone of the investigated loess area. This record indicates twofold expansion and disappearance of permafrost during the last glacial period. The beginning of each permafrost period is recorded as cryoturbation/solifluction horizons (onsets of MOIS 4 and MOIS 2). Phases of permafrost disappearance (MOIS 4/3 and MOIS 2/1) are marked indirectly by ice-wedge casts positions.



Fot. 1. Stanowisko górnoplejstoczeńskich lessów i gleb kopalnych w Białym Kościele
 Photo 1. Upper Pleistocene loess-palaeosol section at Biały Kościół



Fot. 2. Profil lessów w Zaprężynie
 Photo 2. Loess section at Zaprężyn



Fot. 3. Odslonięcie lessów i gleb kopalnych w cegielni Branice
 Photo 3. Loess-palaeosol exposure at Branice brickyard



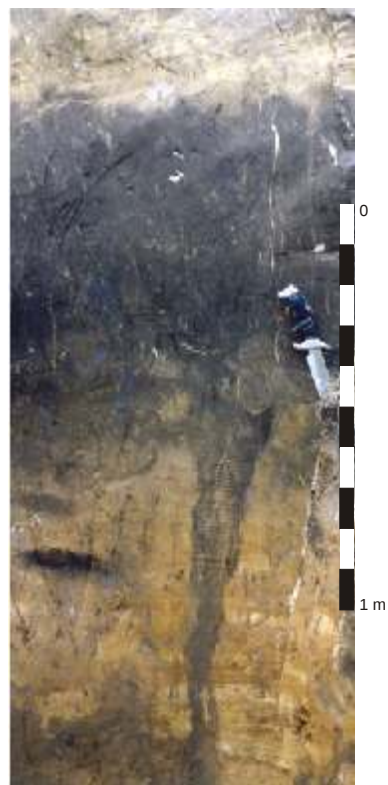
Fot. 4. Profil lessów w Tyszowcach
 Photo 4. Loess section at Tyszowce



Fot. 5. Sekwencja lessów w cegielni Zbarazh
 Photo 5. Loess sequence at Zbarazh brickyard



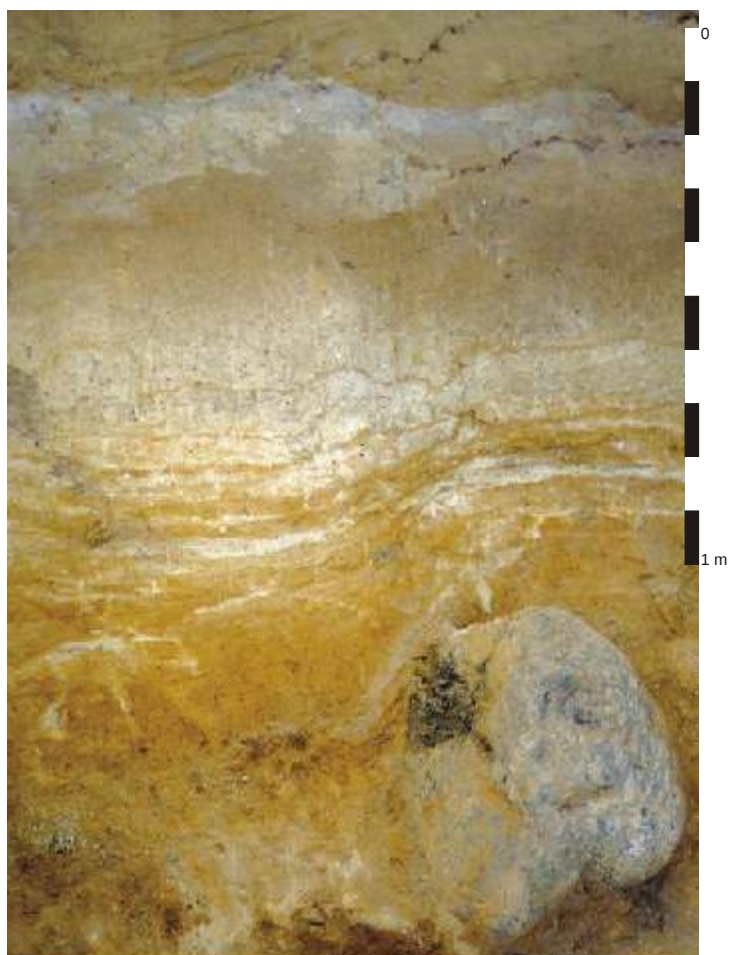
Fot. 6. Zespół gleb kopalnych typu Horohiv (stanowisko Novyj Mylatyn)
Photo 6. Horohiv pedocomplex (Novyj Mylatyn site)



Fot. 7. Zespół gleb kopalnych Gi+GJ1 (nietulisko I) - stanowisko Tyszowce
Photo 7. Pedocomplex Gi+GJ1 (nietulisko I) - Tyszowce site



Fot. 8. Zespół gleb kopalnych Gi+GJ1 – stanowisko Zapreżyn
Photo 8. Pedocomplex Gi+GJ1 – Zapreżyn site



Fot. 9. Zespół gleb kopalnych Gi+GJ1 z wyraźną strefą oglejenia w stropowej części (stanowisko Skarszyn)
 Photo 9. Pedocomplex Gi+GJ1 with distinct gley horizon in its upper part (Skarszyn site)



Fot. 10. Zespół gleb kopalnych Gi+GJ1 ze strefą oglejenia w stropowej części (stanowisko Biały Kościół)
 Photo 10. Pedocomplex Gi+GJ1 with gley horizon in its upper part (Biały Kościół site)



Fot. 11. Zespół gleb kopalnych Gi/LMd w sekwencji lessowo-glebowej w Białym Kościele
 Photo 11. Complex of fossil soils Gi/LMd in loess-palaeosol sequence at Biały Kościół



Fot. 12. Zespół gleb kopalnych Gi/LMd w sekwencji lessowo-glebowej Novyj Mylatyn
 Photo 12. Complex of fossil soils Gi/LMd in loess-palaeosol sequence at Novyj Mylatyn



Fot. 13. Kriogeniczny klin z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w zespole gleb kopalnych Gi+GJ1 w Branicach
Photo 13. Cryogenic wedge with primary mineral infilling within Gi+GJ1 pedocomplex at Branice section

Fot. 14. Kriogeniczny klin (starsza generacja) z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w zespole gleb kopalnych Gi+GJ1 na stanowisku Zbarazh
Photo 14. Cryogenic wedge (older generation) with primary mineral infilling within Gi+GJ1 pedocomplex at Zbarazh

Fot. 15. Dwie generacje kriogenicznych klinów z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w zespole gleb kopalnych Gi+GJ1 w Polanowie Sambo-rzeckim
Photo 15. Two generations of cryogenic wedges with primary mineral infilling within Gi+GJ1 pedocomplex at Polanów Sambo-rzecki



Fot. 16. Struktury soliflukcji w stropie zespołu gleb kopalnych Horohiv (stanowisko Zbarazh)
 Photo 16. Solifluction structures in the top of Horohiv pedocomplex (Zbarazh site)



Fot. 17. Pseudomorfoza górnopleniglacialnego klina lodowego okonturowana strefą oglejenia (stanowisko Henryków)
 Photo 17. Upper Pleniglacial ice-wedge cast contoured by gley structure (Henryków site)



Fot. 18. Pseudomorfoza górnopleniglacialnego klina lodowego okonturowana substancją humusową (stanowisko Pidvolocisk)
 Photo 18. Upper Pleniglacial ice-wedge cast contoured by humus matter (Pidvolocisk site)



Fot. 19. Dwie generacje pseudomorfoz klinów lodowych w górnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej na stanowisku Rivne
Photo 19. Two generations of ice-wedge casts within Upper Pleistocene loess-palaeosol sequence at Rivne site



Fot. 20. Pseudomorfozy dolnopleniglacialnych klinów lodowych (stanowisko Tyszowce)
Photo 18. Lower Pleniglacial ice-wedge casts (Tyszowce site)



Fot. 21. Pseudomorfoza górnopleniglacialnego klina lodowego w cegielni Trzebnica
Photo 18. Upper Pleniglacial ice-wedge cast at Trzebnica brickyard



ISBN 83-921524-5-X