

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii  
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

LEOPOLD DOLECKI

*Struktury peryglacialne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych  
(odra, warta, wista) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji  
południowo-zachodniej*

---

Periglacial structures in loesses of three last glacial cycles (Odranian, Wartanian,  
Vistulian) in Poland, western Ukraine and south-western Russia

W S T Ę P

W badaniach struktur peryglacialnych szczególne znaczenie mają lessy, gdyż możliwe jest w dużych odsłonięciach prowadzenie niemal w sposób ciągły interpretacji paleogeograficznej struktur kriogenicznych w sekwencji stratygraficznej i wiązania ich występowania z innymi faktami natury paleogeograficznej zaobserwowanymi w pokrywach lessowych. Obserwacje tego typu pozwalają wnioskować o cechach ówczesnego środowiska geograficznego i jego zmianach w układzie chronologicznym. Struktury kriogeniczne występujące w lessach stanowią w większości pseudomorfozy szczelin kontrakcyjnych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym, nieregularne i regularne krioturbacje, struktury „gleb poligonalnych”, pseudomorfozy klinów lodowych, pseudomorfozy iniekcyjnych dajek lodowych – typu kriolakkolitów oraz pseudomorfozy drobno-siatkowych struktur segregacyjnych lodu gruntowego. Spośród wymienionych struktur największe znaczenie diagnostyczne w badaniach paleogeograficznych mają pseudomorfozy klinów lodowych, tj. pseudomorfozy z wtórnym wypełnieniem mineralnym, świadczące o występowaniu zmarzliny wieloletniej. Wielkość tych form oraz tworzonych przez nie sieci poligonalnych pozwala na od-

tworzenie niektórych cech termicznych klimatu plejstoceńskiego. Ważne są także pseudomorfozy szczelin kontrakcyjnych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym, gdyż informują one o inicjacji silnie rozwiniętej zmarzliny sezonowej; określają więc początkową fazę cykli glacialnych względnie stadialnych. W pracy niniejszej przedstawiono stan znajomości rozmieszczenia struktur peryglacialnych w układzie stratygraficznym w lessach Polski, zachodniej Ukrainy oraz SW Rosji.

#### STRUKTURY PERYGLACJALNE W LESSACH STARSZYCH ZE ZŁODOWACENIA ODRY (= DNIEPRU)

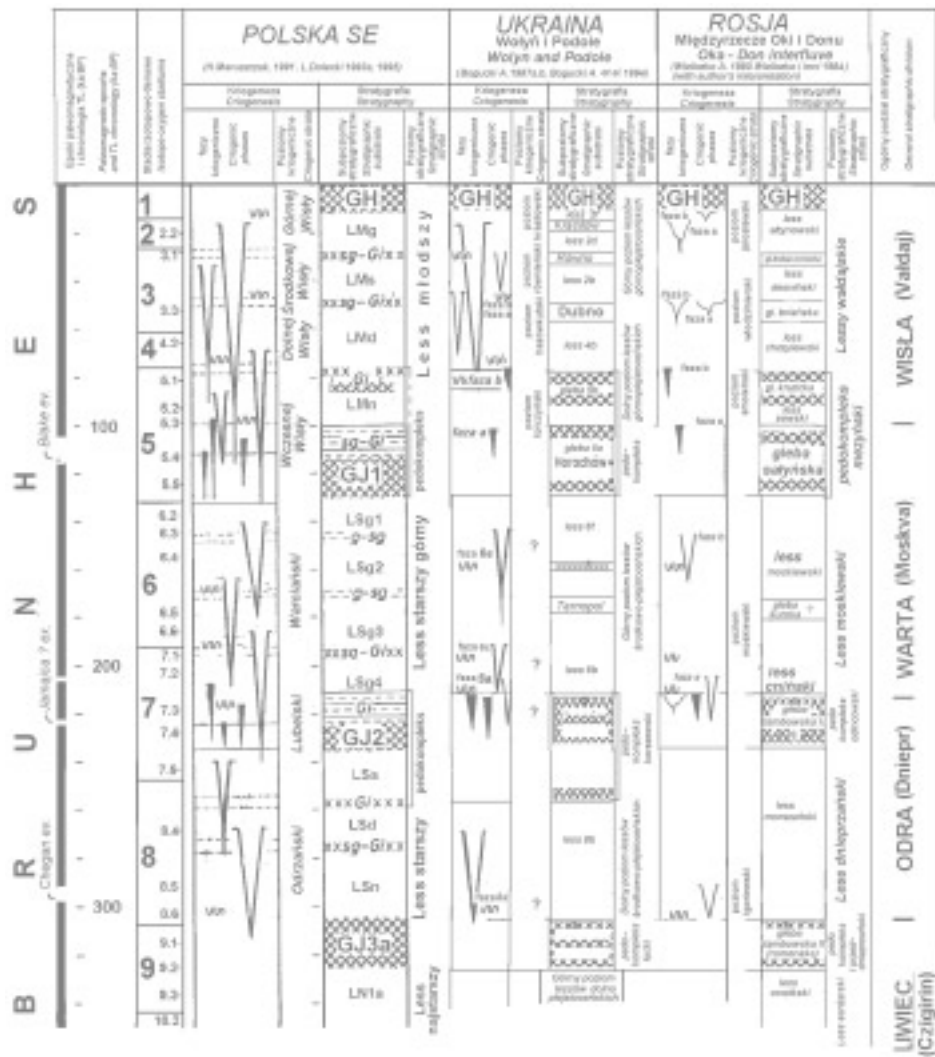
Lessy starsze ze zlodowacenia odry w Polsce SE stwierdzono głównie w profilach wiertniczych; nie było więc możliwości zbadania rozmieszczenia przestrzennego struktur kriogenicznych w sposób nie budzący wątpliwości. W Polsce w lessach ze zlodowacenia odry dotychczas tylko w odślonięciach Kolonii Zadębce II oraz w Teratynie na Grzędzie Horodelskiej stwierdzono niewątpliwie pseudomorfozy klinów wskazujących na występowanie wieloletniej zmarzliny nieciągłej (Dolecki 1993, 1995). W Kolonii Zadębce II pseudomorfozy po klinach lodowych wypełnione są szarym lessem i sięgają do głębokości 1,4–1,5 m, osiągając w poziomie czynnym zmarzliny szerokość rzędu 0,8 m, natomiast w zwężonej środkowej części do 0,2 m. Znacznie powszechniejsze są struktury inwolucyjne zaburzające górne poziomy genetyczne interglacialnej gleby GJ3a z interglacjału zbójna oraz wyżej leżący less starszy najniższy, np. w profilach Nieledew i Kol. Zadębce II (Dolecki 1993, 1995) (fot. 1). Znaleziono je także w profilu Obrowiec I w aluwialnej facji lessu starszego dolnego datowanego tam metodą TL  $272 \pm 33$  tys. lat BP (Lub-68) (Dolecki 1985). Miejscami, np. w profilu Nieledew, występują struktury kriolakkolitów o wysokości rzędu 0,3 m (fot. 1). W obrębie poziomu iluwialnego gleby GJ3a obserwuje się powszechnie struktury siateczkowate po lodzie gruntowym związane z kriogenezą odrzańską. W profilu Nieledew autor obserwował oprócz inwolucji także struktury soliflukcyjne oraz niewielkie pseudomorfozy szczelinowe z pierwotnym wypełnieniem mineralnym, zaburzające interstadialną glebę rozwiniętą na lessie starszym najniższym. Podobną strukturę rozcinającą glebę interstadialną obserwowano w tym samym profilu w stropie lessu starszego dolnego. Pionowa rozciągłość tych szczelin nie przekraczała 1 m; nie były one szczegółowo badane.

W profilu Teratyn glebę glejową rozwiniętą na lessie starszym najniższym przecina sieć szczelin wypełnionych węglanami; mają one zapewne genezę dehydracyjną. Od góry, z nadległej warstwy glebę rozcina pseudomorfoza po klinie lodowym wypełniona oglejonym siwym lessem i licznymi konkrercjami węglanowymi. Stanowi ona fragment sieci poligonalnej.

Fot. 1. Profil lessowy w Nieleddwi. Zaburzenia strukturalne w stropie gleby interglacialnej GJ3a z interglacjału zbójna. Fot. L. Dolecki  
Loess profile in Nieledew. Structural disturbances in the top of GJ3a interglacial soil from the Zbójno Interglacial. Photo by L. Dolecki

W Europie wschodniej lessom starszym polskich schematów stratygraficznych odpowiadają lessy z epoki dniewrowskiej dzielonej z kolei na zlodowacenie dniewru i moskwy (Wieliczko, Morozowa 1972). Na Równinie Oksko-Dońskiej podczas zlodowacenia dniewru akumulowane były w jego strefie peryglacialnej lessy morszańskie natomiast w zlodowaceniu moskiewskim lessy cnińskie. Rozdziela je kompleks glebowy tambowski I. W lessie morszańskim stwierdzono pseudomorfozy po klinach lodowych, które np. w profilu Fatianowka tną niżej występującą glebę hydromorficzną oraz podległą morenę. Ten poziom zaliczany jest do dniewrowskiej kriogenicznej fazy „a” (ryc. 1) względnie określany jest nazwą poziomu kriogenicznego igoriewskiego.

Znacznie bogatsze pod względem występowania struktur kriogenicznych w obrębie lessów ze zlodowacenia odry są profile wołyńskie w zachodniej Ukrainie. Szczególnie bogaty pod tym względem jest profil Bojanice, leżący na Grzędzie Sokalskiej w pobliżu polsko-ukraińskiej granicy państwowej. Najstarszym znalezionym tam poziomem kriogenicznym jest poziom bojanicki reprezentowany przez deformacje występujące powyżej gleby czy też kompleksu glebowego łuckiego (=GJ3a = zbójno), a zaczynające się w obrębie górnej części dolnego poziomu środkowopolejstoceńskich lessów według schematu Boguckiego (1987) oraz Boguckiego i innych (1994). Deformacje występują w kopalnej warstwie czynnej o miąższości do 1 m w postaci systemu poligonalnego



Ryc. 1. Paralelizacja stratygraficzna struktur kriogenicznych w lessach Polski, zachodniej Ukrainy i SW Rosji

Stratigraphic parallelisation of cryogenic structures in the loesses of Poland, western Ukraine and south-western Russia

pseudomorfoz po żyłach lodowych o głębokości do 3 m (Bogucki 1987; Lindner, Bogucki 2002). Są one podobne do form występujących w profilu Kol. Zadębce II na Grzędzie Horodelskiej w Polsce. Do struktur o genezie perygla- cjalnej należy zaliczyć także formy związane z procesami soliflukcji (fot. 2). Są one powszechne w stropie interglacjalnej gleby łuckiej i jej analogach (= GJ3a)

w Polsce i w osadach bezpośrednio wyżej występujących, tj. w lessie starszym najniższym wg polskiego schematu stratygraficznego.

STRUKTURY PERYGLACJALNE W GLEBACH KOPALNYCH  
Z INTERGLACJAŁU LUBELSKIEGO (INTERGLACJAŁ  
DNIEPR/MOSKWA) I WCZESNEJ WARTY (= MOSKWA)

W profilach lessowych Polski gleby kopalne odpowiadające stratygraficznie interglacjałowi lubelskiemu (= lubawskiemu) zostały określone symbolem stratygraficznym GJ2 (Maruszczak 1991). Jersak (1973) w tym poziomie stratygraficznym wydzielił kompleks glebowy typu Tomaszów. W schematach stratygraficznych Europy wschodniej wymienione kompleksy glebowe odpowiadają tzw. interglacjałowi odincowskiemu, który rozdziela zlodowacenie dnierpu od zlodowacenia moskiewskiego. Wieliczko i inni (1984) w interwale od interglacjału lichwińskiego po mikuliński wyróżniają tylko jedno zlodowacenie dnierpu. W lessach tego wieku wydzielają trzy stadiały rozdzielone dwoma interstadiałami reprezentowanymi przez glebę kurską rozwiniętą na lessie cnińskim i przykrytą lessem moskiewskim z najmłodszego stadiału zlodowacenia dnierprzańskigo oraz słabiej rozwiniętą glebę poniżej lessu cnińskiego. W tym schemacie nie wydzielają więc interglacjału odincowskiego. Na międzyrzeczu Oki i Donu interglacjałowi odincowskiemu odpowiada kompleks glebowy tambowski I rangi interglacjalnej (Udarcev 1980) rozwinięty na lessie morszańskim. Ku takiej paralelizacji stratygraficznej skłania się Wasiliew (1981).

W zachodniej Ukrainie interglacjał odincowski paralelizowany jest stratygraficznie z kompleksem gleb korszewskich złożonym z dwóch gleb czarnoziemnopodobnych rozdzielonych cienkim lessem względnie utworem lessopodobnym.

W Polsce, w kompleksie glebowym z interglacjału lubelskiego i wczesnej warty stwierdzono struktury pseudomorfoz szczelinowych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym występujące w dwóch generacjach. Pseudomorfozy te przecinają się wzajemnie, co świadczy, że tworzyły się w różnych okresach występowania okresowego przemarzania warstw przypowierzchniowych. Szczeliny tworzą sieć poligonów o wymiarach rzędu 1–2 m. Maruszczak (1991) skłania się, by uznać te struktury za kriogeniczne. Rekonstruuje średnie temperatury roku, gdy tworzyły się omawiane struktury na około 5°C, temperaturę stycznia na –4 do 8°C, natomiast lipca 16–18°C; suma opadów rocznych była zapewne rzędu 500–700 mm. Jersak (1988) w obrębie „kompleksu glebowego typu Tomaszów” opisuje pseudomorfozy wypełnione utworem pochodzącym z górnej części kompleksu, tj. czarnoziemiu. Uważa je za szczeliny z wtórnym sezonowym wypełnieniem; a więc nie mają one genezy dehydrata-

Fot. 2. Profil lessowy w Korszowie na Wołyniu, Ukraina. Struktury soliflukcyjne w stropie gleby łuckiej paralelizowanej z interglacjałem zbójna. Widoczna na zdjęciu linijka ma długość 1 m.

Fot. L. Dolecki

Loess profile in Korshov in Volhynia, Ukraine. Solifluction structures in the top of the Lutsck soil related to the Zbójno Interglacial. On the photo a ruler 1 m long. Photo by L. Dolecki

cyjnej, lecz związane są z lodem gruntowym sezonowym, powstałym po pierwszym okresie rozwoju czarnoziemiu nałożonego na glebę płową z optimum interglacjału. Zasięg pionowy szczelin uwarunkowany jest grubością strefy występowania maksymalnych gradientów termicznych. Szczeliny sięgają na 1,5–2,0 m w głąb profilu, nigdzie nie przecinają czarnoziemiu, którym są wypełnione. Wymiary poziome poligonów tworzonych przez te pseudomorfozy dochodzą do 1,5 m. Powstawały one zapewne w wyniku istnienia zmarzliny sezonowej. Część kretowin powstałych podczas rozwoju czarnoziemiu jest od szczelin starsza, gdyż szczeliny je przecinają, a część młodsza, bo kretowiny przecinają szczeliny. Pogląd, że omawiane pseudomorfozy mogą być związane z kriogenezą zdaje się potwierdzać struktura wypełnień tych form, gdzie wyraźnie widoczny jest układ smużkowania wzdłuż przebiegu szczelin, co potwierdza cykliczność wytapiania się lodu pierwotnie wypełniającego te formy. W stropie gleby GJ2 względnie tylko nałożonych na GJ2 gleb niższej rangi stratygraficznej miejscami występują struktury, które można określać jako kriohydrolakkolity. Można je obserwować na Grzędzie Horodelskiej w profilu Obrowiec II (Dolecki 1985). Z analizy paleogeomorfologicznej rzeźby w okolicach Obrowca II wynika, że tego typu struktury tworzyły się w obrębie wklęsłych form rzeźby i były skutkiem ochłodzeń w wczesnej części zlodowacenia warty w warunkach znacznego zawilgocenia powierzchni terenu. Powierzchnia terenu

Fot. 3. Profil Korszów na Wołyniu, Ukraina. System poligonalny pseudomorfoz po klinach z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w stropie gleby korszowskiej paralelizowanej stratygraficznie z interglacją lubelskim (odra/warta). Fot. L. Dolecki  
Loess profile in Korshov in Volhynia, Ukraine. Polygonal system of ice wedge casts with primary mineral infilling in the top of the Korshov soil stratigraphically related to the Lublin (Odranian/Wartanian) Interglacial. Photo by L. Dolecki

szybko zamarzała, natomiast głębiej zalegające osady warstwy czynnej ograniczone od spągu wieloletnią zmarzliną podlegały pęcznieniu, w wyniku czego następowała deformacja typu plikacji, a następnie przerwanie nadległej przemarzniętej powłoki i tworzenie się z wyciśniętego materiału iniekcyjnych talików, które szybko zamarzały na powierzchni. Formy te określane są w literaturze nazwą naledi. Tego typu formy, ale innego wieku obserwował w profilu Hrubieszów–Feliks Mojski (1965, s. 171).

W zachodniej Ukrainie podobne struktury kriogeniczne występują powszechnie w kompleksie gleb korszewskich; szczególnie w młodszej z nich, lepiej rozwiniętej. Pseudomorfozy z sezonowym pierwotnym wypełnieniem mineralnym tną glebę do głębokości rzędu 1,2–1,5 m i tworzą sieć poligonalną o wymiarach rzędu 2–3 m (fot. 3).

W Rosji struktury peryglacjalne przywiązane do omawianej jednostki stratygraficznej to głównie zaburzenia strukturalne typu tundry plamistej, są to więc struktury medalionowe, ale także pseudomorfozy po klinach z wtórnym wypełnieniem sezonowym oraz struktury inwolucji zaburzające strop pedokompleksu tambowskiego I i odpowiadających mu stratygraficznie analogów. W profilu strelickiej cegielni położonej 17 km na zachód od Woroneża pedokompleks tambowski I zaburzony jest przez 2 generacje szczelin zaczynających

się w poziomie akumulacyjnym oraz 0,6 m niżej. Tną one kompleks glebowy do 2 m; szerokość ich w górnej części dochodzi do 0,4–0,5 m (Udarcev 1980).

#### STRUKTURY PERYGLACJALNE W LESSACH ZE ZŁODOWACENIA WARTY (= MOSKWA)

Lessy ze zlodowacenia warty w schemacie stratygraficznym Maruszczaka (1991) odpowiadają lessom starszym górnym. Natomiast w podziale stratygraficznym lessów autorstwa Boguckiego (1987) stosowanym w zachodniej Ukrainie określane są nazwą górnego poziomu lessów środkowego plejstocenu. W ukraińskim schemacie międzyregionalnym Wieklicza (1980) wydzielane są w poziomie tiasminskim. W rosyjskich schematach stratygraficznych są to lessy wieku moskiewskiego; dzielone z kolei na poziomy cniński (starszy) i moskiewski (młodszy) (Wieliczko i in. 1984; Bogucki, Morozova 1981; Udarcev 1980).

W Polsce poza opisanymi wcześniej pseudomorfozami szczelinowymi związanymi z finalną częścią rozwoju kompleksów glebowych interglacjału lubelskiego i wczesnej warty, w lessach starszych górnych ze zlodowacenia warty stwierdza się pseudomorfozy po klinach lodowych. Udokumentowane zostały one w profilach lessów wyżynnych na międzyrzeczu Wisły i Bugu, np. w Łopatkach, Woźuczynie, Obrowcu I, ale także w Odonowie na Płaskowyżu Proszowskim. Pseudomorfozy po klinach lodowych w obrębie lessów warciańskich najwcześniej akumulowanych powstawały według Maruszczaka (1990c) w okresie akumulacji lessu wczesnego LSg3, w interwale 195–175 tys. lat BP oraz podczas akumulacji lessu starszego średniego (LSg2) w interwale 175–160 ka BP. Pseudomorfozy po klinach lodowych wiązane z poziomami LSg2 oraz LSg3 można obserwować na Grzędzie Horodelskiej w profilu Obrowiec I (Dolecki 1991), gdzie osiągają rozciągłość pionową 2–4 m i szerokość rzędu 0,6 m; wymiar poligonów, jakie tworzą, wynosi kilkanaście metrów. Takie cechy zdają się wskazywać, że powstawały one w warunkach wieloletniej zmarzliny wyspowej i nieciągłej (Dolecki 1985, 1991). W profilu Obrowiec I struktury tego wieku mają charakter syngenetyczny; tworzyły się w tym samym miejscu na uprzednio akumulowanym osadzie przykrywającym wcześniej powstałą strukturę (fot. 5). Być może – jak wskazuje Maruszczak (1991) – podobne struktury rozwijały się także w okresie akumulacji lessu starszego górnego późnego (LSg1), lecz pseudomorfozy ich maskują skutecznie później zachodzące procesy pedogenezy eemskiej.

W zachodniej Polsce w obrębie Płaskowyżu Głubczyckiego lessy starsze górne znane są w profilach Branice, Kietrz i Krzanowice, ale także z profilu Baborów (Kida 1983; Kida, Jary 1991; Jary 1996). W Branicach (Jary 1996)



Fot. 4. Profil lessowy w Odonowie na Płaskowyżu Proszowskim. Pseudomorfoza po klinie lodowym z wtórnym wypełnieniem mineralnym z pełni zlodowacenia warty, objęta pedogenezą eemską. Fot. L. Dolecki

Loess profile in Odonów in the Proszowice Plateau. Ice wedge cast with secondary mineral infilling from the Wartanian pleniglacial submitted to the Eemian pedogenesis. Photo by L. Dolecki

najstarszym i jedynym procesem kriogenezy w poziomie lessu starszego górnego są stwierdzone struktury krioturbacyjne zaburzające podległy kompleks glebowy z interglacjału lubelskiego i wczesnej warty. Są to różnorodne struktury inwolucyjne związane z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym, struktury pęcznienia mrozowego i nacisków związanych z ciśnieniem kriohydrostatycznym w wyniku których powstają formy typu tufurów. Tego typu formy nie muszą jednak być wiązane z wieloletnią zmarzliną, gdyż ich inicjacji może sprzyjać także zmarzlina sezonowa w warunkach występowania znacznego zawilgocenia powierzchni terenu. Wynika z tego wniosek, że warunki klimatyczne Polski SW w fazie wstępującej zlodowacenia warty wyraźnie różniły się w porównaniu do Polski SE, a nawet Płaskowyżu Proszowskiego, gdzie w profilu Odonów stwierdzono w poziomach LSg2 oraz LSg3 lessów warciańskich pseudomorfozy po klinach lodowych (ryc. 4) (Jersak 1976; Maruszczak 1991).

W Rosji na międzyrzeczu Oki i Donu w lessach moskiewskich, poniżej kompleksu glebowego mezińskiego z interglacjału mikulińskiego (= eem),

Fot. 5. Profil lessowy Obrowiec I, Grzęda Horodelska. Pseudomorfozy po syngenetycznych klinach lodowych w lessach facji aluwialnej ze zlodowaceń odry i warty. Fot. L. Dolecki  
Obrowiec I loess profile in the Horodlo Plateau-ridge. Casts of syngenetic ice wedges in loesses of alluvial facies from the Odranian and Wartanian glacials. Photo by L. Dolecki

stwierdzono dwie generacje pseudomorfoz po klinach lodowych o miąższości 2,5–3,0 m. W górnej części mają one szerokość 1,5–2,0 m i tworzą poligony o szerokości 12–13 m. Ta generacja klinów zaliczana jest do kriogenicznej fazy dnieprowskiej „b” bądź określane są nazwą poziomu moskiewskiego (Wieliczko 1980). Druga generacja pseudomorfoz występuje w lessie cnińskim i ma wymiary mniejsze. W profilu Michajłow koło Riazania na międzyrzeczu Oki i Donu struktury mają głębokość 2–3 m i tworzą poligony o szerokości 8–9 m. (Wieliczko i in. 1984). Wymiary stwierdzonych tam struktur zdają się wskazywać na istnienie wieloletniej zmarzliny w zasięgu nieciągłym bądź nawet ciągłym; dochodzi ona tam do szerokości geograficznej 51–50°N (Udarcew 1985). W schemacie stratygraficznym lessów autorstwa Wieliczki i in. (1986) w obrębie lessów paralelizowanych z 6. stadium izotopowo-tlenowym autorzy wydzielały trzy subpoziomy lessowe rozdzielone w dolnej części embrionalną

glebą i w górnej części glebą określaną nazwą kurskiej. W obu tych glebach uznanych za interstadialne obserwowane są strukturalne deformacje o genezie kriogenicznej oraz pseudomorfozy po szczelinach mrozowych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym związane z okresowym przemarzaniem. W lessie moskiewskim stwierdzono poziom kriogeniczny dniewrowski fazy „b” reprezentowany przez pseudomorfozy klinów lodowych z wtórnym wypełnieniem mineralnym. Szczególnie liczne są one w okolicach Michajłowa i Alpatiewa w dorzeczu rzeki Oki (Wieliczko i in. 1984).

W lessach wołyńskich na zachodniej Ukrainie z poziomem lessów starszych górnych paralelizowany jest górny poziom lessów środkowopolejskich według schematu A. Boguckiego i innych (1994). Autorzy ci wydzielają w tej jednostce stratygraficznej sześć subpoziomów oznaczonych symbolami od 6a do 6f. Subpoziomy 6a, 6c, 6e stanowią osady naruszone soliflukcją, natomiast 6b, 6d, 6f stanowią lessy. Subpoziom 6c charakteryzuje się występowaniem oprócz struktur soliflukcyjnych także gleby kopalnej niższej rangi stratygraficznej względnie śladów oglejenia. W poziomie tym, nazwanym tarnopolskim, zarejestrowano struktury klinów z wtórnym wypełnieniem mineralnym. Subpoziom 6a znajduje się w spągowej części tego poziomu lessów, powyżej

Fot. 6. Profil lessów w Zbarażu, 20 km na NE od Tarnopola na Wyżynie Podolskiej, zachodnia Ukraina. Struktury medalionowe i pseudomorfoza po klinie lodowym z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w interstadialnej glebie tarnopolskiej w lessach zlodowacenia moskiewskiego (= warta). Fot. L. Dolecki

Loess profile in Zbarazh, 20 km to NE of Tarnopol in the Podolia Upland, western Ukraine. Medallion-like structures and ice wedge cast with primary mineral infilling in the interstadial Tarnopol soil in the loesses of Moscow glacial (= Warta Glacial). Photo by L. Dolecki

kopalnego kompleksu korszewskiego (= interglacjał lubelski, lubawski); występują tam struktury kriogeniczne poziomu jarmolinieckiego (Lindner, Bogucki 2002). Na Podolu w lessach górnego poziomu lessów środkowopolejstoczeńskich stwierdzono także nie mniej niż trzy fazy kriogenezy. Są to pseudomorfozy po poligonalnych żyłach lodowych z wertykalną miąższością do 4 m i więcej. Występują one powyżej kompleksu glebowego korszewskiego, a poniżej gleby kopalnej horochowskiej (= eemskiej) rozwiniętej w stropie górnego poziomu lessów środkowopolejstoczeńskich. W tych lessach, podobnie jak na terenie Polski, zróżnicowanie stratygraficzne sygnalizowane jest poziomami rozwiniętych gleb kopalnych naruszonych przez struktury kriogeniczne w postaci pseudomorfoz po klinach lodowych, soliflukcji, struktur typu medalionów (fot. 6).

#### STRUKTURY PERYGLACJALNE W KOMPLEKSIE GLEBOWYM Z EEMU I WCZESNEJ WISŁY (MOSKWA/VAŁDAJ)

Kompleks glebowy z interglacjału eemskiego i wczesnej wisły w Polsce Jersak (1965, 1969, 1973) nazwał „kompleksem glebowym typu Nietulisko”, natomiast Maruszczak (1991) wydzielił ten zespół gleb przy pomocy symbolu stratygraficznego GJ1 (gleba interglacjalna 1) oraz nadległej gleby interstadialnej (Gi). Kompleks ten rozwijał się w interwale 130/125–100 ka BP (Maruszczak 1991) na lessach zlodowacenia warty, ale także na innych starszych osadach różnej genezy stanowiących ówczesną powierzchnię terenu. Interglacjał eemski był to dość długi okres z dwoma optimumami i nieco cieplejszy od holocenu. Rozwój gleb w owym czasie charakteryzowała strefowość (Syczewa 1978; Wieklicz, Sirienko 1984). Średnia temperatura stycznia pierwszego (głównego) optimum interglacjału była o 2–3°C wyższa niż w optimum holocenu (Środoń 1977). Na obszarze Polski tworzyły się wówczas gleby głównie płowe, ale także brunatne i brunatne wylugowane. W najwcześniejszej części zlodowacenia wisły w związku ze zmianą charakteru pedogenezy na glebie interglacjalnej wytworzyły się poziomy humusowe, niekiedy dość mięszsze, związane z procesami darniowymi rozwijającymi się w warunkach lasów parkowych typu borealnego. Pedogeneza typu darniowego (Maruszczak 1991) względnie czarnoziemnego (Jersak 1976; Konecka-Betley 1976) okresowo zanikała w związku z występowaniem ochłodzeń, gdy lasy borealne i roślinność stepową zastępowała tundra krzewiasta. W czasie zimy temperatury spadały wówczas na tyle, że tworzyły się szczeliny mrozowe kontrakcyjne w układzie poligonalnym. Rozwój gleb darniowych przerywany okresami ochłodzeń niekiedy był na tyle intensywny, że pedogeneza zatarła całkowicie morfologiczne ślady poszczególnych gleb łącząc je w nietypowy dla gleb leśnych jeden mięszszy poziom humusowy, z któ-

rego bieżną w głąb profilu glebowego 2–3 generacje pseudomorfoz po szczelinach kontrakcyjnych z sezonowym wypełnieniem. Zapewne struktury te powstawały w różnym czasie syngenetycznie z akumulacją małomiąższych lessów względnie utworów lessopodobnych obejmowanych sukcesywnie pedogenezą interstadialną. Struktury szczelinowe niekiedy wzajemnie się przecinają i biegną z różnych głębokości poziomu darniowego, a najstarsza generacja pseudomorfoz biegnie z poziomu przemywania gleby interglacialnej. Kolejne, nałożone na siebie poziomy darniowe tworzyły się na substracie złożonym z poziomu darniowego poprzedniej generacji przykrytym małomiąższym osadem eolicznym względnie soliflukcyjnym akumulowanym podczas kolejnych ochłodzeń. W schyłkowym okresie interglacjału eemskiego i na początku zlodowacenia wiśły zachodziły więc już na niewielką skalę procesy akumulacji małomiąższych pokryw lessowych względnie lessopodobnych, które w większości objęte zostały całkowicie pedogenezą i tylko w nielicznych profilach mogą się wyróżniać morfologicznie. W profilu kompleksu glebowego niełatwo jest więc wyznaczyć liniową granicę morfologiczną pomiędzy eemem i początkiem zlodowacenia wiśły, a także, gdzie w poziomie A1 kompleksu glebowego znajduje się początek kolejnych pseudomorfoz szczelinowych.

Wśród kompleksów glebowych z eemu i wczesnej wiśły można wyróżnić dwa podstawowe typy zróżnicowane pod względem ilości nałożonych na glebę leśną efektów pedogenezy interstadialnej typu łąkowo-stepowego. Pierwszy typ obejmuje efekty pedogenezy interglacialnej i nałożone efekty pedogenezy pierwszych dwóch interstadiałów wczesnej wiśły, tj. Amersfoort i Brørup. W końcowych fazach rozwoju gleb interstadialnych, w związku z inicjacją znacznie większych ochłodzeń stadialnych powstawały kliny mrozowe z pierwotnym sezonowym wypełnieniem. Omawiany typ pedokompleksu charakteryzuje się więc występowaniem dwóch generacji pseudomorfoz z pierwotnym wypełnieniem. Ten typ pedokompleksu przywiązany jest zapewne do ekspozycji chłodnych, co potwierdzają badania Maruszczaka i innych (1982). Na ekspozycjach ciepłych akumulacja pyłu (tzw. lessu młodszego najniższego) stanowiącego skałę macierzystą gleby interstadialnej z Odderade zachodziła w mniejszym stopniu, pedogeneza obejmowała więc w całości pył, dzięki czemu trudno zaobserwować granicę morfologiczną z podległymi glebami interstadialnymi kompleksu. Tworzące się kliny mrozowe z pierwotnym wypełnieniem w tej najmłodszej glebie interstadialnej wzbogacały inwentarz pseudomorfoz do trzech generacji. Ilość tych generacji w kompleksie glebowym może więc stanowić istotną cechę diagnostyczną, mówiącą nam o ilości pokryw pylastych akumulowanych w warunkach silnie rozwiniętej zmarzliny sezonowej, a pośrednio także o ilości nałożonych efektów pedogenezy interstadialnej z wczesnej wiśły. Pseudomorfozy z pierwotnym sezonowym wypełnieniem sięgają do głębokości 1–1,5 m, tworzą poziomą sieć poligonalną rzędu 2–5 m. Powstawały w warunkach silnie rozwi-

niętej zmarzliny sezonowej. Według A. Kudriacewa i innych (1978) tego typu poligony powstają przy średnich rocznych temperaturach gruntu rzędu +1 do -1°C.

W profilach palinologicznych okresy rejestrujące wahania klimatyczne wczesnego vistulianu oznaczone są symbolem EV (Mamakowa 1986, 1989). Granicę pomiędzy stadiąłem i interstadiąłem stanowi spektrum, gdzie udział NAP w stosunku do sumy AP przekracza 30%. Okres ochłodzeń rangi stadialnej i rozwoju interstadialnych gleb nałożonych na glebę eemską w skali czasowej określany jest łącznie na interwał 71–115 tys. lat BP i obejmuje substadia izotopowo-tlenowe 5a, 5b, 5c, 5d. (Winograd i inni 1997). Gleba kopalna GJ1 wraz z nałożonymi poziomami gleb interstadialnej rangi odpowiada wyróżnionemu na zachodzie Europy kompleksowi Stillfried A badaczy austriackich (Fink 1962), na wschodzie Europy kompleksowi Mezin w Rosji (Wieliczko i in. 1991) oraz horochowskiemu na Ukrainie (Bogucki 1987). Kompleks glebowy omawianego wieku stanowi doskonały reper stratygraficzny pozwalający dość dobrze wyznaczyć granicę stratygraficzną pomiędzy lessami zlodowacenia warty oraz lessami z ostatniego zlodowacenia.

Na Równinie Rosyjskiej odpowiednikiem stratygraficznym gleby eemskiej i nałożonych gleb darniowych z wczesnego okresu zlodowacenia wałdajskiego (= wisła) jest meziński kompleks glebowy złożony z gleby interglacjalnej sałyńskiej oraz nałożonej gleby interstadialnej krutickiej wykształconej na objętym całkowicie pedogenezą lessie sewskim. Odpowiednikiem najstarszych struktur kriogenicznych wczesnego vistulianu jest faza „a” smoleńskiego poziomu kriogenicznego zaburzająca glebę sałyńską. Reprezentują ją różnego typu deformacje. Są to podobne do klinów struktury zaburzające poziomy genetyczne A2 i Bt gleby interglacjalnej bądź zaburzenia mrozowe i inwolucje, a w zachodniej części Równiny Rosyjskiej nawet kliny tworzące sieć poligonów o wymiarach 3–5 m głębokości do 1–1,5 m i szerokości w górnej, rozwartej części do 0,2–0,3 m. Młodsza faza „b” smoleńskiego poziomu kriogenicznego związana jest ze schyłkiem interstadiu krutickiego odpowiadającego w naszych profilach zapewne interstadiu Odderade (H. Maruszczak i in. 1982). Tej fazie kriogenezy odpowiadają krioturbacje i struktury soliflukcji oraz powszechne występowanie poligonalnych (2–4 m) struktur szczelinowych o wymiarach pionowych 1–1,2 m i szerokości 0,2 m z pierwotnym wypełnieniem mineralnym.

W zachodniej Ukrainie omawianym kompleksom glebowym z eemu i wczesnej wisły odpowiada stratygraficznie kompleks glebowy horochowski (Bogucki, Wieliczko, Nieczajev 1975). W wielu profilach tego kompleksu znaleziono klinopodobne struktury o szerokości 0,3–0,7 m biegnące w głąb na 1,5–2,0 m, a których górna część zaczyna się w poziomie iluwialnym geokompleksu. Wypełnione są materiałem z poziomu genetycznego A2. Zaliczane są

Fot. 7. Profil kompleksu glebowego z eemu i wczesnej wisły w Wanżułowie, zachodnia Ukraina. Z prawej strony fotografii widoczny dolny fragment pseudomorfozy po klinie finalnym z górnego pleniglacjału tego zlodowacenia. Fot. L. Dolecki

Profile of a pedocomplex from the Eemian and Early Vistulian in Wanzhulov, western Ukraine. Lower fragment of the final wedge cast from the upper pleniglacial of the Vistulian is visible in the right part of the photo. Photo by L. Dolecki

one do fazy „a” torczyńskiego (= smoleńskiego) poziomu kriogenicznego. Z fazą „b” tego poziomu wiąże się podobne struktury powstałe w późniejszym okresie, gdy formowały się gleby darniowe (fot. 7). Pseudomorfozy z pierwotnym wypełnieniem mineralnym biegną z poziomu A1 kompleksu horochowskiego do głębokości 1,3–1,5 m. Te wąskie pseudomorfozy tworzą sieć poligonalną o szerokości 2–4 m. Złożone są z kilku elementarnych szczelin o szerokości rzędu 1–2 mm wypełnionych substancją humusową; wiązki tych elementarnych szczelin mają szerokość rzędu 0,5–2,0 cm, ale miejscami i więcej. Tego typu struktury pozwalają sądzić, że średnia roczna amplituda temperatury powietrza nie była wyższa niż 30–35°C (Romanowski 1973). Stropowa (0,4–0,5 m) część kompleksu horochowskiego jest zaburzona przez procesy soliflukcji.

STRUKTURY PERYGLACJALNE W LESSACH DOLNEGO  
PLENIGLACJAŁU ZŁODOWACENIA WISŁY (= WAŁDAJ I)

Struktury kriogeniczne występujące w osadach datowanych w Polsce na zlodowacenie wisły, tj. w lessach młodszych dolnych (dolny pleniglacjał), lessach młodszych środkowych (środkowy pleniglacjał) i lessach młodszych górnych (górnny pleniglacjał), odpowiadają stadiom izotopowo-tlenowym odpowiednio 4, 3, 2. We wschodniej Europie zlodowaceniu wisły odpowiada stratygraficznie zlodowacenie wałdajskie. W Rosji z dolnym pleniglacjałem zlodowacenia wałdajskiego wiąże się lessy poziomu chotylewskiego (= less wałdajski I), natomiast w zachodniej Ukrainie odpowiada im dolny poziom lessów górno-plejstocenijskich według schematu stratygraficznego Boguckiego (1987).

Generacja klinów pochodząca z dolnego pleniglacjału zlodowacenia wisły, tj. występująca w pokrywach lessowych Polski w spągowej części pokładów lessu młodszego dolnego tuż nad glebą kopalną rozwiniętą na lessie młodszym najniższym, ma wymiary pionowe do 2–3 m, szerokość w górnej, rozwartej części do 0,5 m i tworzy poligony o rozciągłości rzędu 10–15 m. Wymiary te świadczą, że w okresie ich powstawania w podłożu występowała zmarzlina wieloletnia o charakterze wyspowym i nieciągłym. Wydedukowane w Polsce na podstawie tych struktur temperatury średnie roczne gruntu osiągały od  $-2$  do  $4^{\circ}\text{C}$  (Maruszczak 1990). W lessach Polski SW struktury kriogeniczne tego wieku występują sporadycznie (Jary 1996), co zdaje się świadczyć o wyraźnie zaznaczonej strefowości ich występowania i wyraźnie surowszymi kontynentalnymi warunkami panującymi wówczas w Polsce SE w porównaniu z Polską SW.

Pseudomorfozy klinów lodowych wypełnione lessem młodszym dolnym stwierdzono we wschodniej części Wyżyn Południowopolskich na Grzędzie Horodelskiej w profilach Hrubieszów–Feliks, Obrowiec I oraz Horodło I, a także w Nielewii i Sąsiadce (fot. 8). Struktury tej generacji obserwowano także w profilach lessowych w Sandomierzu, Odonowie i Łopatkach. W profilu Hrubieszów Feliks pseudomorfozy omawianego wieku opisał i przedstawił na rycinach 15 i 17 Mojski (1965). Pseudomorfozy szczelinowe dochodzą w dolnej części do poziomu iluwialnego kompleksu glebowego z eemu i wczesnej wisły, a więc mają pionowy rozmiar do 3 m. W profilu Obrowiec I pseudomorfoza po klinie lodowym biegnie z warstw lessu młodszego dolnego, osiąga wymiar pionowy 2,5 m i przecina sedyment glebowy rozwinięty na lessie młodszym najniższym datowanym TL na 86 tys. lat BP (Lub-174). Szerokość pseudomorfozy w strefie górnej przekracza 0,3 m. W Horodle I jest sytuacja podobna, pseudomorfoza po klinie lodowym przecina sedyment glebowy rozwinięty na lessie młodszym najniższym i sięga do kompleksu glebowego z eemu i wczesnej wisły. Struktury tego wieku tworzą sieć poligonalną rzędu 10–15 m.



W podziale stratygraficznym lessów rosyjskich omawiany poziom lessów stanowi małomiąższy (2 m) less chotylewski, określane także nazwą lessu wałdajskiego I. Struktury kriogeniczne w tym lessie przywiązane są do jego dolnej części, tuż nad pedokompleksem mezińskim. Są to struktury związane ze smoleńskim poziomem kriogenicznym fazy „b”. Deformacje kriogeniczne związane z tym poziomem to głównie różnego rodzaju formy soliflukcji i krioturbacji, natomiast w prowincjach wschodnich także drobne klinopodobne formy naruszające zmięte soliflukcją poziomy górne mezińskiego pedokompleksu. Zaburzony krioturbacją poziom ma miąższość rzędu 1,5–2,0 m i stanowi serię pochylonych jezorów różnej konfiguracji wypełnionych humusowym pyłem. W okolicach Briańska, Arapowicz i Mezina spotyka się formy szczelinowe o szerokości 2–15 cm i głębokości 1–1,5 m; tworzą one sieć poligonalną o szerokości rzędu 1–2 m (Wieliczko i inni 1982).

Na Wołyniu w zachodniej Ukrainie pseudomorfozy omawianego poziomu określane są jako struktury fazy „b” torczyńskiego etapu paleokriogenicznego stwierdzanego w środkowej części dolnego poziomu lessów górnoplejstoczeńskich (= LMd według polskiego schematu stratygraficznego). Są to kliny epigenetyczne umiejscowione zwykle w lessie 0,7–0,8 m powyżej stropu kompleksu horochowskiego i przecinając go sięgają miejscami do skały macierzystej kompleksu, tj. do osadów wieku moskiewskiego (warciańskiego). Szerokość tych struktur w części górnej nie przekracza zwykle 2–2,2 m, niżej mają szerokość rzędu 0,5–0,7 m, a w dolnej części tworzą wąskie szczeliny. Zwykle głębokość ich nie przekracza 1,5 m. Szerokość sieci poligonalnej tych struktur jest rzędu 15–20 m. Wypełnienie struktur jest podobne jak osadu rozcinanego, lecz cechuje je lżejszy skład mechaniczny, większa zawartość węglanów i większa zdolność do osiadania zapadowego, co stanowi ważną cechę rzeźbotwórczą.

#### STRUKTURY KRIOGENICZNE ZE ŚRODKOWEGO PLENIGLACJAŁU ZŁODOWACENIA WISŁY

Środkowy pleniglacjał, określane także terminem interpleniglacjał, złodowacenia wisły na obszarach lessowych Polski reprezentuje poziom lessów młodszych środkowych paralelizowany z 3. stadiem izotopowo-tlenowym w osadach morskich. W lessach zachodniej Ukrainy temu poziomowi lessów odpowiadają nadpoziomy 2a+2b górnego poziomu lessów górnoplejstoczeńskich (Bogucki i in. 1987), natomiast w schemacie stratygraficznym rosyjskim – less desniński określane także nazwą: less wałdajski II (Gierasimow, Wieliczko 1982).

Generacja pseudomorfoz po klinach lodowych tworzących się podczas akumulacji lessu młodszego środkowego w Polsce miała podobny charakter jak

Fot. 8. Niele dew, Grzęda Horodelska. Profil kompleksu glebowego z eemu i wczesnej wisły przecięty pseudomorfozami po klinach lodowych z dolnego pleniglacjału zlodowacenia wisły. Fot. L. Dolecki

Profile of a pedocomplex from the Eemian and Early Vistulian in Niele dew, Horodło Plateau-ridge. The pedocomplex is cut by ice wedge casts from the lower pleniglacial of the Vistulian. Photo by L. Dolecki

występująca w lessie młodszym dolnym. Kliny tworzyły się więc w warunkach występowania zmarzliny wyspowej i nieciągłej. Doskonałą ilustracją tego zagadnienia jest pseudomorfoza występująca w profilu Horodło I, która osiąga wymiar wertykalny nieco ponad 3 m, a szerokość klina w górnej części przekracza 0,3 m. Łód w klinie został zagrzebany przez nadległe piaski, w których po wytopieniu się lodu utworzyły się charakterystyczne mikrouskoki sygnalizujące obecność w swoim podłożu pseudomorfozy. Maruszczak (1990) uważa, że występowanie klinów lodowych było ściśle uzależnione od warunków termicznych związanych z ekspozycją chłodną. Na wystawach ciepłych i na powierzchniach o małych nachyleniach kliny tworzyły się raczej wyjątkowo bądź podlegały silnej degradacji przez procesy morfologiczne zachodzące w warstwie czynnej zmarzliny (Maruszczak 1990). Tworzącą się wówczas generację klinów lodowych Maruszczak paralelizuje z tzw. kriogenicznym poziomem włodzimierskim „a” zaznaczanym w schematach stratygraficznych lessów wschodniej Europy (Gierasimow, Wieliczko 1982), a odpowiadające według tego autora górnemu pleniglacjałowi zlodowacenia wisły i spągowi lessu poziomemu des-

nińskiego, gdzie występuje interstadialny poziom gleby briańskiej, paralelizowany z glebą dubnowską na Ukrainie (Maruszczak 1991), co wydaje się niesłuszne.

Na zachodniej Ukrainie „włodzimierski poziom kriogeniczny a” związany jest stratygraficznie ze stropem interstadialnej gleby dubnowskiej oraz dolną częścią (2a, 2b) poziomu górnego górnoplejstoczeńskich lessów, gdzie charakterystyczne są astrukturalne deformacje typu soliflukcji i inwolucji określane nazwą poziomu basowikutskiego

W centralnej części Równiny Rosyjskiej na lessie chotyłeuskim rozwinięta jest gleba briańska, która z kolei paralelizowana jest obecnie pod względem stratygraficznym z glebą rozwiniętą w Polsce na lessie młodszym dolnym, natomiast na Ukrainie z glebą dubnowską. Wszystkie te gleby interstadialnej rangi paralelizowane są w profilach zachodnioeuropejskich z interstadią Glinde. W glebie briańskiej występują deformacje kriogeniczne wykazujące wyraźne zróżnicowanie regionalne. Procesy kształtujące struktury typu plamisto-medalionowego obserwuje się raczej na wschód od 30°E długości geograficznej. Na zachód od południka rz. Zbrucz sporadycznie występują pseudomorfozy poligonalno-szczelinowe, ale także deformacje strukturalne typu tundry plamistej i medalionów. Warunki klimatyczne tworzenia się gleb typu medalionów odpowiadają temperaturom nie wyższym niż  $-2^{\circ}$  do  $-3^{\circ}\text{C}$  (Ivanowa 1966).

#### STRUKTURY PERYGLACJALNE W LESSIE MŁODSZYM GÓRNYM Z GÓRNEGO PLENIGLACJAŁU OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA (= LESS WAŁDAJSKI III, LESS AŁTYNOWSKI = GÓRNY POZIOM LESSÓW GÓRNOPLEJSTOCENSKICH)

W lessach młodszych górnych akumulowanych w górnym pleniglacie zlodowacenia wisły w Polsce badacze wyróżniają dwie generacje klinów lodowych. Starsza z nich to kliny finalne osiągające wertykalnie do 4–5 m głębokości i szerokość w górnej części do 1 m. Poligony tej generacji mają wymiary rzędu 20–25 m. Wyróżnienie tych klinów w obrębie lessów młodszych górnych jest niekiedy trudne ze względu na podobny typ wypełnienia pseudomorfozy i rozciętego klinem substratu. Często górne ich fragmenty uległy już denudacji łącznie ze skałą, na której powstały. Przykładem mogą tu służyć tego typu formy zarejestrowane w profilach Lipice cegielnia oraz Hrubieszów Feliks, gdzie „zanikające” partie pseudomorfoz wielkich klinów lodowych u góry sięgały 1,0–1,5 m, a ustalone wymiary poziome poligonalnych sieci, jakie one tworzyły sięgały do 23 m. Kliny finalne świadczą o ekstremalnie chłodnych warunkach termicznych. Powstawały one w warunkach istnienia w podłożu wieloletniej zmarzliny o zasięgu ciągłym. Średnia temperatura stycznia w okresie tworzenia się tych struktur wynosiła od  $-24$  do  $-30^{\circ}\text{C}$ , natomiast lipca  $14$ – $18^{\circ}\text{C}$ .

Średnia temperatura roczna była rzędu  $-5$  do  $-8^{\circ}\text{C}$ . Suma opadów rocznych wynosiła ok. 250 mm (Maruszczak 1991).

Kliny finalne odpowiadające na Równinie Rosyjskiej kriogenicznemu poziomowi jarosławskiemu fazy „a” (Gierasimow, Wieliczko 1982; Wieliczko, Nieczajew 1994) tworzyły się w okresie 20–18 tys. lat BP. Struktury tego wieku występują w górnej części lessu altynowskiego, młodszego od rejestrowanej tam gleby trubaczewskiej rozwiniętej na lessie desnińskim – najbardziej mięższym z lessów wieku wałdajskiego (3–4 m). Pseudomorfozy po klinach lodowych jarosławskiej kriogenicznej fazy „a” stanowią największe formy zaobserwowane w plejstocenijskich osadach. Nie mają one analogów we współczesnej wieloletniej zmarzlinie nawet na obszarach Jakucji. Osiągają one wymiar wertykalny nawet do 5–6 m. W górnej części, w strefie ówczesnej warstwy czynnej sięgającej do głębokości 1,6–1,8 m mają szerokość rzędu 2,5–3,5 m. Występuje zwykle asymetria bocznych kontaktów pseudomorfozy. Formy te tworzą sieć poligonalną o wymiarach rzędu 10–20 m i więcej, a zasięg przestrzenny struktur tego wieku dochodzi do szerokości  $45$ – $46^{\circ}\text{N}$ . Formy te stanowią istotny element korelacyjny w badaniach stratygraficznych i paleogeograficznych lessów.

W profilach lessów wołyńskich odpowiednikiem klinów finalnych jest analogicznie jak w Rosji poziom kriogeniczny jarosławski fazy „a” związany z kopalną warstwą czynną z pełni zlodowacenia wałdajskiego. Określany jest on w schemacie stratygraficznym Boguckiego i Wołoszyna (1992) nazwą kriogenicznego poziomu krasidłowskiego. Występują tam pseudomorfozy o charakterze epigenetycznym po poligonalnych żyłach lodowych. Zaczynają się one zwykle bezpośrednio poniżej współczesnej gleby, a sięgają przy niewielkiej mięższości lessów wałdajskich nawet do osadów wieku moskiewskiego (fot. 9). Znalaziono je w profilach Nowowołyńska, Torczyna, Horochowa, Tarnopola, Wołoczysk, Zbaraża. Ich południowa granica rozprzestrzenienia dochodzi do  $49^{\circ}\text{N}$ , przy czym ku południowi głębokość pseudomorfoz maleje z 5–6 m na północy do 3–4 m na południu. Warunki tworzenia się tych struktur wskazują na wahania rocznej temperatury rzędu  $40$ – $45^{\circ}\text{C}$  oraz mniejszą wilgotność niż w starszej części zlodowacenia. Temperatury gruntu na głębokości rocznych amplitud dochodziły do  $-3^{\circ}\text{C}$  i niżej, co sprzyjało procesom mrozowego kruszenia gruntów. Poligony tworzone przez te struktury osiągały miejscami w części zachodniej Ukrainy szerokość 25–30 m (Bogucki, Wieliczko, Nieczajew 1975; Bogucki, Wołoszyn 1992). Temperatury gruntu w obszarach rozwoju wymienionych powyżej struktur osiągały od  $-3$  do  $-5^{\circ}\text{C}$ , a nawet niżej (Wieliczko, Nieczajew 1994).

W górnej części pokryw lessu młodszego górnego w Polsce obserwowane są niezbyt często struktury kriogeniczne, uznawane dawniej przez H. Maruszczaka (1954) za pseudomorfozy po klinach lodowych o charakterze poligonal-

Fot. 9. Profil Zbaraż na Wyżynie Podolskiej, zachodnia Ukraina. Pseudomorfozy po klinach lodowych z ostatniego zlodowacenia. Największy z nich to klin „finalny” przecinający horochowski kompleks glebowy i sięgający w lessy warciańskie. W górnej części pedokompleksu widoczne trzy poziomy gleb darniowych rozdzielone utworem pylastym. Widoczne pseudomorfozy po klinach lodowych różnych generacji z wczesnych stadiów zlodowacenia wisły. Fot. L. Dolecki

Loess profile in Zbarazh in the Podolia Upland, western Ukraine. Ice wedge casts from the last glacial. The largest is the final wedge cutting the Horokhov pedocomplex and reaching the Wartanian loesses. Three turf soils separated by silt deposit visible in the upper part of the pedocomplex. Ice wedge casts of different generations from the early stadials of the Vistulian Glacial. Photo by L. Dolecki

nym. Są to zapewne pseudomorfozy z pierwotnym sezonowym wypełnieniem mineralnym oraz bardzo silnym retuszem spowodowanym pedogenezą holoceniową. Mało różniące się barwy wypełnienia klina i osadu otaczającego nie sprzyjają ich identyfikacji. Często były one naruszane przez procesy denudacyjne zachodzące na stoku, które nie sprzyjały zachowaniu się tych struktur. Jeśli się zachowały, to głównie w obrębie obniżen typu „wymoków”. Diagnostyczną cechą wyróżniającą bywa często oglejenie osadu wypełniającego szczelinę oraz koncentracja związków żelazisto-manganowych w sąsiedztwie zarysu klina. W wielu profilach omawiane struktury kriogeniczne są objęte pedogenezą holoceniową, podlegały one także intensywnemu niszczeniu przez procesy denudacji w postglacjalne i holocenie, w związku z czym miejscami zachowały się tylko dolne fragmenty tych struktur.

W środkowej części Równiny Rosyjskiej opisanym powyżej strukturom odpowiadają pod względem stratygraficznym pseudomorfozy po klinach lodowych i astrukturalne deformacje kriogeniczne jarosławskiego poziomu fazy „b”

z młodszego dryasu. Maksymalny zasięg struktur tej fazy określono na ok. 55°N szerokości geograficznej. Tworzyły się wówczas struktury kriogeniczne wyraźnie zróżnicowane pod względem genezy. Wraz z degradacją wieloletniej zmarzliny tworzyła się reliktowa mikrorzeźba stanowiąca odzwierciedlenie systemu poligonalnych pseudomorfoz po klinach lodowych z wtórnym mineralnym wypełnieniem (Gierasimow, Wieliczko 1982).

W zachodniej Ukrainie fazie „b” jarosławskiego poziomu kriogenicznego odpowiadają pseudomorfozy po klinach lodowych zaczynające się zwykle bezpośrednio w holocenijskiej glebie, jednak są one zwykle o wiele mniejsze i znajdowane raczej rzadko, gdyż w większości zostały zdenudowane bądź włączone do gleb holocenijskich, gdzie pedogeneza zatarła ślady litogenezy i pierwotnej struktury skały macierzystej.

### WNIOSKI

Z przeprowadzonych porównań występowania i charakteru struktur kriogenicznych na obszarach lessowych Polski, zachodniej Ukrainy i południowo-zachodniej części Równiny Rosyjskiej w ciągu trzech ostatnich cykli glacialnych można wysnuć następujące wnioski:

1. Rozwój procesów kriogenezy na rozpatrywanym obszarze był zbliżony tak w układzie terytorialnym, jak i stratygraficznym.

2. Różnice występujące w rozmieszczeniu poszczególnych form w układzie stratygraficznym mogą wynikać z szczególności rozpoznania występowania określonych form na tak dużym obszarze oraz stosowania odmiennych pod względem szczególności metodyk badawczych i stosowania różnych schematów stratygraficznych. Przykładem mogą być „wędrówki” w układzie stratygraficznym poziomu gleby briańskiej. Dodatkową trudność w tym względzie wprowadzają datowania osadów nieporównywalnymi metodami i budowanie schematów stratygraficznych w oparciu o różnie przyjęte kryteria.

3. Na obszarach będących w zasięgu strefy peryglacialnej zlodowacenia odry (= dnipru) najstarsze struktury kriogeniczne wskazujące na istnienie wieloletniej zmarzliny o zasięgu nieciąłym stwierdzono w lessie starszym dolnym. Struktury tego wieku stwierdzono w profilach Kol. Zadębce w Polsce oraz w Bojanicach na Wyżynie Wołyńskiej. Znacznie słabiej rozpoznane są te struktury w Rosji, gdzie pedogeneza odincowska w dużym stopniu zatarła wyrazistość starszych struktur kriogenicznych przy małomiąższych osadach lessowych z wczesnego okresu zlodowacenia dnipru.

4. W kompleksie glebowym z interglacjału lubelskiego i wczesnej warty oraz odpowiadającym mu kompleksie gleb korszowskich na Ukrainie stwierdzono ślady dwóch wyraźnych okresów występowania silnie rozwiniętej zmarz-

liny okresowej zaznaczonych w górnej części kompleksu glebowego. Może to świadczyć, że w górnej części kompleksu występuje dwa poziomy gleb interstadialnych z wczesnej warty. Tego typu tendencje stwierdza się powszechnie w glebach tambowskich w Rosji.

5. Zlodowacenie warty wykazuje w układzie stratygraficznym podobne pod względem charakteru rozmieszczenie struktur peryglacialnych jak w ostatnim cyklu glacialnym w lessach polskich. Istnieje wyraźna tendencja potęgowania skutków chłodu od najstarszych do najmłodszych poziomów lessu warciańskiego, tj. starszego górnego. Największe pseudomorfozy po klinach lodowych z wtórnym wypełnieniem mineralnym notowane są w najmłodszych poziomach tego lessu. Na terasach rzecznych są to pseudomorfozy o charakterze syngenitycznym, na wierzchowinach – epigenetyczne. Formy tego wieku występują na Płaskowyżu Proszowickim oraz Wyżynach Lubelskiej i Wołyńsko-Podolskiej.

6. Wczesny okres zlodowacenia warty charakteryzowały struktury kriogeniczne wskazujące na okresowe przynajmniej występowanie zmarzliny wieloletniej o zasięgu nieciągłym oraz silnie rozwiniętą zmarzlinę sezonową.

7. Struktury kriogeniczne, a szczególnie pseudomorfozy z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w obrębie pedokompleksu z eemu i wczesnej wisły mogą stanowić istotną cechę diagnostyczną w badaniach stratygraficznych osadów i gleb kopalnych z interstadiałów Amersfoort, Brørup i Odderade.

8. Brak wyraźniejszych struktur poligonalno-szczelinowych w pedokompleksach z eemu i wczesnej wisły w Polsce południowej może wskazywać, że silnie rozwinięta zmarzlina sezonowa nie przekraczała na tym terenie  $50^{\circ}\text{N}$ .

9. W interpleniglacialie ostatniego zlodowacenia na terenach lessowych Polski, Ukrainy i Rosji zachodniej występowała zmarzlina wieloletnia o charakterze nieciągłym i wyspowym. Podczas ociepleń interstadialnych zanikała ona w obrębie warstwy czynnej powyżej trwale zamrożonego podłoża, co wyraźnie sprzyjało powstawaniu nałedzi, tufurów i innych struktur plamistej tundry.

10. Na podstawie charakteru form kriogenicznych i ich zmian w układzie stratygraficznym można sadzić, że intensywność narastania zmarzliny w ostatnim glacialie potęgowała się w miarę upływu czasu; osiągnęła ona swoje apogeum w pełni górnego pleniglacialu w postaci zmarzliny o charakterze ciągłym sygnalizowanym pseudomorfozami po klinach „finalnych” z wtórnym wypełnieniem mineralnym. Zasięg zmarzliny wieloletniej ciągłej na Równinie Oksko-Dońskiej zanika na szerokości rzędu  $50\text{--}52^{\circ}\text{N}$ , natomiast na Ukrainie w szerokościach  $48\text{--}49^{\circ}\text{N}$ .

11. Struktury kriogeniczne związane z postglacialem ostatniego zlodowacenia i starszym holocenem są niedostatecznie rozpoznane i wymagają dalszych szczegółowych badań. Paralelizację stratygraficzną struktur kriogenicznych na opisanym obszarze przedstawia ryc. 1.

## LITERATURA

- Bogucki A. 1987: Osnownyje lessowyye i paleopoczviennyje gorizonty periglacialnoj lessovo-poczvennoj serii plejstocena jugo-zapada vostochno-evropejskoj platformy. [W:] Stratiografija i korrelacija otłożenii Ukrainy (Sbornik naucznych trudov). Naukova Dumka. Kijev: 47–52.
- Bogucki A. B., Wieliczko A. A., Nieczajev W. P. 1975: Paleokriogennyje processy na zapadie Ukrainy w wierchniem i sredniem plejstocenie. [W:] Problemy paleogeografii lessowych i periglacialnych obłastej, A. A. Wieliczko (red. ), Moskwa: 80–90.
- Bogucki A. B., Morozowa T. D. 1981: O strojeniju gorochowskogo iskopajemogo poczwiennoego kompleksa na Wołyńskiej wozwyszennosti i jego wozrastnych analogach v Polsce. [W:] Woprosy paleogeografii plejstocena lednikowych i periglacialnych obłastej, izd. „Nauka”, Moskwa: 128–151.
- Bogucki A. B., Wołoszyn P. K. 1992: Rola procesów kriogenicznych w formowaniu właściwości geologiczno-inżynierskich lessów SW części platformy wschodnioeuropejskiej. *Annales UMCS, sec. B, vol. XLVII*, Lublin: 101–107.
- Bogucki A. B., Bogucki A., Wołoszyn P. 1994: Reperowy profil Bojanice i niektóre problemy badawcze lessowo-glebowych serii peryglacialnych plejstocenu. [w:] Przewodnik wycieczkowy Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Tow. Geogr., Lublin: 246–249.
- Dolecki L. 1985: Loess section at Obrowiec. *Guide-Book of the International Symposium: Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of loesses*, Lublin: 113–121.
- Dolecki L. 1991: The Oldest Overtill and Undertill Loesses on the Grzęda Horodelska Plateau (SE Poland). *Annales UMCS, sec. B, vol. XLVI*, Lublin: 65–79.
- Dolecki L. 1993: Reperowy profil lessów najstarszych w Kol. Zadębcie koło Hrubieszowa (Polska SE). *Annales UMCS, sec. B, vol. XLVIII*, Lublin: 89–99.
- Dolecki L. 1995: Litologia i stratygrafia mezoplejstocenijskich utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. *UMCS*, Lublin: 1–169.
- Fink J. 1962: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Boden in Osterreich. II. Wetzleinsdorf und Stillfried. *Archaeol. Austriaca*, 31. Wien.
- Gierasimow I. P., Wieliczko A. A. (red. ) 1982: Paleogeografija Ewropy za poslednije sto tysiacz let. *Izd. Nauka*, Moskwa: 156.
- Goździk J. S. 1994: Ewolucija mnogoletniej mierzłoty na territorii Polski v vistulianie. [W:] A. A. Wieliczko, L. Starkel (red.): *Paleogeograficzeskaja osnova sovremiennych landszaftov (Rezultaty rossijsko-polskich issledowanii)*, Moskwa, Nauka: 77–82.
- Iwanowa T. F. 1966: O niekotorych principach geokriologiczeskogo rajonirowanija (na primierie Bolszeziemijskoj i Małozemijskoj tundry). *Materiały VIII Wsiesojuznogo międzynarodowego sovieszczanija po geokriologii (mierzłotowiedieniju)*. Wypusk 3, Jakutsk.
- Jary Z. 1996: Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Acta Universitatis Wratlawiensis, LXIII, Studia Geograficzne*. Wrocław: 103.
- Jersak J. 1965: Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. *Acta Geogr. Lodziensia*, 20, Łódź: 121.



- Jersak J. 1969: La stratigraphie des loesses en Pologne concernant plus particulièrement le dernier étage froid. *Biul. Perygl.*, 20, Łódź: 99–131.
- Jersak J. 1973: Litologia i stratygrafia lessów wyżyn południowej Polski. *Acta Geogr. Lodzienia*, 32, Łódź: 142.
- Jersak J. 1976: Genetyczne typy struktur szczelinowych w lessach. *Biul. Inst. Geol.* 297, Warszawa: 41–52.
- Jersak J. 1988: Pozycja stratygraficzna lessów starszych wyżyn południowej Polski. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 914, Katowice: 22–47.
- Kida J. 1983: Lessy Opolszczyzny, *Arch. Uniw. Wrocławskiego* (praca doktorska – maszynopis: 311).
- Kida J., Jary Z. 1991: Profil lessów w Baborowie. [W:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, UMCS, Lublin, B: 183–187.
- Konecka-Betley K. 1976: Poziomy diagnostyczne śródlessowych gleb kopalnych Polski południowo-wschodniej. *Biul. Inst. Geol.* 297, Warszawa: 121–134.
- Kudriacow W. A., Dostowałow B. N., Romanowski N. N., Kondratiewa K. A., Melamed W. G. 1978: *Obszczeje mierzłotowiedienije*. *Izd. Moskowskiego Uniwersyteta*: 463.
- Lindner L., Bogucki A. 2002: Pozycja wiekowa środkowo- i późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacjalnych w środkowo-wschodniej Europie. II świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne nt. Peryglacja plejstocenijska w osadach i rzeźbie obszaru Polski. *Jodłowy Dwór pod Świętym Krzyżem*, 9–11. 05. 2002: 33–35.
- Mamakowa K. 1986: Lower boundary of the Vistulian and the early Vistulian pollen stratigraphy in continuous Eemian-early Vistulian pollen sequences in Poland. *Quat. Studies in Poland*, 7: 51–63.
- Mamakowa K. 1989: Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, 29: 11–176.
- Maruszczak H. 1954: Klina mrozowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej. *Annales UMCS, sec. B, vol. IX*, Lublin: 217–257.
- Maruszczak H. 1987: Loesses in Poland, Their Stratigraphy and Paleogeographical Interpretation. *Annales UMCS, sec. B, vol. XLI*, Lublin: 15–54.
- Maruszczak H. 1990: Paleogeograficzny kontekst badań zaburzeń kriogenicznych w lessach europejskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, nr 1056, *Prace Inst. Geogr., ser. A, Geografia Fizyczna, IV*, Wrocław: 17–39.
- Maruszczak H. 1991: Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. *Podstawowe profile lessów w Polsce*. UMCS, Lublin: 13–35.
- Maruszczak H. 1993: Chronostratygrafia lessów warciańskich oraz ich korelacja z osadami glacialnymi w Polsce. *Acta Geogr. Lodzienia*, 65, Łódź: 215–226.
- Maruszczak H., Wieliczko A. A., Morozowa T. D., Chałczewa T. A., Gubonina Z. P., Gurtowaja E. E., Nieczajew W. P. 1982: Paleogeograficzna analiza młodoplejstocenijskich zjawisk peryglacjalnych w Polsce i europejskiej części ZSRR. *Przegląd Geograficzny*, LIV, 1–2, Warszawa: 23–48.
- Mojski J. 1965: Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej. *Biul. Inst. Geol.* 187. Warszawa: 145–216.

- Romanowski N. N. 1973: Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissures polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, 23, Łódź: 237–277.
- Syczewa S. A. 1978: Poczwy mezynskiego kompleksa Oksko-Donskiej rawniny. *Izwestija Akademii Nauk SSSR, ser. Geogr.*, 3.
- Środoń A. 1977: Roślinność Polski w czwartorzędzie. *Szata roślinna Polski*, 1, Warszawa.
- Udarcev W. P. 1980: K voprosu o sootnoszenii pokrownych i lednikowych kompleksow oksko-donskoj rawniny. [W:] *Wozrast i rasprostranienije maksimalnogo oledienienija Wostocznoj Ewropy*. Izd. „Nauka”, Moskwa: 20–72.
- Udartsev V. P. 1985: Specific features of middle and late Pleistocene loesses in the Oka-Don Lowland. [W:] *Abstracts intern. symp. Problems of the stratigr. and paleogeogr. of loesses*, UMCS, Lublin.
- Wasiliev J. M. 1981: Rasczlenienije srednie-wierchnieplejstocenowych kontinentalnych otłożenii wnielednikowej zony Ruskaj Rawniny i ich sootnoszenije s lednikowymi i morskimi otłożeniami. [W:] *Plejstocenowyje oledienienija Wostoczno-Ewropejskoj rawniny*, izd. „Nauka”, Moskwa: 52–58.
- Wieliczko A. A., Bierdnikov W. W., Nieczajev W. P. 1982: Rekonstrukcja zony mnogoletniej mierzłoty i etapow jeje razwitija. [W:] I. P. Gierasimov, A. A. Wieliczko (red.): *Paleogeografija Ewropy za poslednije sto tysiacz let. (Atlas-monografija)*, Moskwa: 74–81.
- Wieliczko A. A., Markowa K. K., Morozowa T. D., Udarcev W. P. 1984: Problemy geochronologii i korrelacji lessow i iskopajemych poczw Wostocznoj Ewropy. *Izwestija AN SSSR, ser. geogr.*, 6: 5–19.
- Wieliczko A. A. 1980: Woprosy paleogeografii i chronologii ranniego i sredniego plejstocena. [W:] *Wozrast i rasprostranienije maksimalnogo oledienienija Wostocznoj Ewropy*. Moskwa, Nauka: 189–208.
- Wieliczko A. A., Morozowa T. D. 1972: Brianskaja ispopajemaja poczwa, jeje stratigraficzeskoe znaczenije i prirodnyje usłowija formirowanija. [W:] *Liossy, pogrebiennyje poczwy i krigennyje jawlenija na ruskoj rawninie*. Moskwa, Nauka.
- Wieliczko A. A., Morozowa T. D., Udartsev V. P. 1986: Stratigraphy of Loesses and of Fossil Soils within the Russian Plain and Their Correlation with the Rhythms of Oceanic Bottom Deposits. *Annales UMCS, sec. B, XLI*, Lublin: 87–109.
- Wieliczko A. A., Nieczajev W. P. 1994: Kriogennyje prociessy i jawlenija v pozdnieplejstocienowej periglacjalnoj zonie Ruskaj rawniny i ich otażenije w sovremiennom landszafcie. [W:] A. A. Wieliczko, L. Starkel (red.): *Paleogeograficzeskaja osnova sovremiennyh landszaftov (Rezultaty rossijsko-polskich issledowanii)*, Moskwa, Nauka: 82–85.
- Wieklicz M. F. 1980: Stratigraficzeskaja korelacija lessow Ewropy. *Mieždunarodnyj Geologičeskij Kongress, XXVI sesja. Czterwerticznaja geologija i geomorfologija, distacjonnoje zonirowanije*. Izd. „Nauka”, Moskwa: 26–30.
- Wieklicz M. F., Sirienko N. A., Matwijszina Ž. Z. N. i in. 1984: *Paleogeografija Kijewskiego Pridnieprowia*. Kijew, Naukowa Dumka: 176.
- Winograd I. J., Landwehr J. M., Ludwig K. R., Coplen T. B., Riggs A. C. 1997: Duration and structure of the past four interglaciations. *Quaternary Research*, 48: 141–154.

## SUMMARY

The main features, origin and stratigraphic distribution of cryogenic structures occurring in loesses of three last glacial cycles in Poland, western Ukraine and south-western Russia are presented on the basis of literature review and the author's own studies.

Distinct ice wedge casts occurring in polygons were found in SE Poland (Kol. Zadebce) within the loesses from the Odranian Glacial. They indicate the occurrence of discontinuous permafrost (Dolecki 1993, 1995).

The described above structures can be correlated with ice wedge casts occurring in the Morshansk loess in Russia, included in the Dnieperian cryogenic phase "a". Corresponding structures were found in western Ukraine within the upper part of the lower bed of the Middle Pleistocene loesses (according to the scheme by Bogutskiy 1987). Fissure casts with primary mineral infilling were found in Poland in the pedocomplex from the Lublin (= Odincovo = Korshov = Ohe) Interglacial and the Early Wartanian. They occur in two generations. They were probably formed as a result of occurrence of seasonally frozen ground. Structures which can be defined as cryohydrolaccoliths occur in some places.

The Cryogenic structures found in the Korshov pedocomplex in western Ukraine are of the same age. The corresponding cryogenic unit in Russia contains structural deformations of spotted-medallion-like tundra, and also ice wedge casts with secondary seasonal infilling, and involutions disturbing the top of the Tambov I paleosol and other soils with the same stratigraphic position.

Ice wedge casts within the Wartanian (= Moscovian) loesses have vertical dimensions of 2–4 m and widths about 0.6 m; they form polygons up to a dozen metres in diameter. These structures were formed in conditions of sporadic and discontinuous permafrost (Dolecki 1985, 1991).

In Russia the Moscovian loesses correspond to the Cnin and Moskva loesses covering the Oka and Don interfluvium. Two generations of ice wedge casts 2.5–3.0 m thick occur within the Cnin loesses. They are included in the Dnieperian cryogenic phase "b" or to the Moscovian unit (Velichko 1980). Casts of the lower generation have smaller dimensions; in the Michajlov profile near Riazan their vertical dimension is 2–3 m, and they form polygons 8–9 m in diameter (Velichko et al. 1984).

The upper older (Wartanian) loesses are correlated with the upper bed of the Middle Pleistocene loesses in Ukraine (according to the scheme by Bogutskiy et al. 1994). These authors distinguished three cryogenic units of different age within these loesses in the Volhynia, and similarly in Podolia.

In Poland two or three generations of cryogenic structures of different age with primary mineral infilling occur within the pedocomplex from the Eemian and Early Vistulian. They were formed while there was strongly developed seasonally frozen ground.

The oldest cryogenic structures of the Early Vistulian correspond to the Smolensk cryogenic phase "a" found in the Russian Plain within the interglacial pedocomplex defined as the Mikulino soil. It is represented by the deformations of different type. The younger Smolensk cryogenic phase "b" was connected with the end of the Krutick Interstadial which corresponded probably to the Odderade Interstadial known from the Polish profiles. The discussed above pedocomplexes from the Eemian and Early Vistulian correspond to the Horochow pedocomplex occurring in the western Ukraine (Bogutskiy, Velichko, Nechaev 1975). Wedge-like structures found in this pedocomplex are connected with the Smolensk cryogenic phase "a". Phase "b" left similar structures running down from the A1 horizon to a depth of 1.3–1.5 m and occurring in polygons 2–4 m in diameter.

In Poland the deposits from the lower pleniglacial of the Vistulian, i. e. the lower younger loesses contain ice wedge casts with secondary mineral infilling. They were formed when there was a sporadic or discontinuous permafrost.

The lower younger loesses correspond to the thin (2 m) Khotylev (Valdaian I) loess distinguished in the stratigraphic division of Russian loesses. Cryogenic structures are present in the lower part of this loess, just above the Mikulino pedocomplex. They are connected with the Smoleńsk cryogenic phase "b". Casts of that age are defined in Ukraine as the structures of the Torchyn cryogenic phase "b". They have an epigenetic character and are found in the middle part of the lower level of the Upper Pleistocene loesses (-LMd according to the Polish stratigraphic scheme).

In the interpleniglacial of the Vistulian, during the accumulation of the middle younger loess in Poland, wedges were formed in the conditions of sporadic and discontinuous permafrost occurrence. They can be correlated with the Volodimir cryogenic phase "a" distinguished in the stratigraphic schemes of East European loesses (Gerasimov, Velichko 1982) in the upper pleniglacial of the Valdaian, and also with bottom of the Desna loess. Cryogenic deformations in the Briansk soil below Desna loess reveal distinct regional differentiation. In the Volhynia this cryogenic unit is connected with the lower part of the Upper Pleistocene loesses where structureless deformation of solifluction and involution type occur.

Two generations of ice wedge casts were found in the upper younger loesses which had been accumulated in Poland during the upper pleniglacial of the Vistulian. The older one is known as "final wedges" with vertical dimensions up to 4–5 m and widths up to 1 m. They were formed on continuous permafrost. In the opinion of Velichko et al. (1987) these structures correspond to the Jaroslav cryogenic phase "a" found in the Russian Plain (Gerasimov, Velichko 1982; Nechaev 1994), and they were formed during the period 20–18 ka BP. Structures of this age occur in the upper part of the Altynovo loess which is younger than the Trubachevsk soil which developed on the Desna loess. In the Volhynia loesses the Jaroslav cryogenic phase "a" is connected with a fossil active layer from the pleniglacial of the Valdaian.

Cryogenic structures of the successive generation occurring in the upper part of the upper younger loess cover are rather rare in Poland. They are probably casts with primary mineral infilling strongly transformed by the Holocene pedogenesis. Stratigraphically corresponding unit in the middle part of the Russian Plain is probably the Jaroslav cryogenic phase "b" from the Late Dryas. It is represented by ice wedge casts and structureless deformations. In western Ukraine this unit is represented by ice wedge casts whose upper parts occur usually within the Holocene soil.