

ROLE OF PLEISTOCENE PERIGLACIAL PROCESSES
IN A MODELLING OF POLAND RELIEF

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
SOCIETAS SCIENTIARUM ŁODZIENSIS
WYDZIAŁ III - NAUK MATEMATYCZNO-PRZYRODNICZYCH

ROLA PLEJSTOCENSKICH
PROCESÓW PERYGLACJALNYCH
W MODELOWANIU RZEŻBY POLSKI

22 RYSUNKI, 49 FOTOGRAFII

ACTA GEOGRAPHICA
Ł O D Z I E N S I A

76



ŁÓDŹ 1999

LÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-447 Łódź, ul. Piotrkowska 179
tel. (42) 636 10 26, tel/fax (42) 636 19 95

Redaktor: *Krystyna Turkońska*

Komitet Redakcyjny:

*Anna Dylikowa, Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysiak, Krzysztof Koźuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Maniowska*

Sekretarz: *Danuta Dzeduszyńska*

Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe - Łódź 1999

PL ISSN 0065-1249

Wyd.I. Nakład 400 egz.

Skład: J. Mołski, P. Trzeciak - Łódź

Druk: Pracownia Poligraficzna, M. Wołodźko, Łódź, ul. Rokicińska 377

TREŚĆ

	str.
Andrzej Bugnicki, Maria E. Lanzoni, Józef Wojtanowicz: Lessy i utwory pylaste na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (summary: Loesses and silt deposits in the San and Dniester interfluvium).....	7
Roman Chlebowski, Leszek Lindner: Peryglacjalne procesy wietrzeniowe i warunki akumulacji lessów młodszych na Wyżynie Małopolskiej (summary: Periglacial weathering processes and younger loess accumulation conditions in the Małopolska Upland).....	25
Barbara Mańkowska: Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski środkowej po zlodowaczeniu warciańskim (summary: Fossil soils and pedogenetic periods in the evolution of central Poland environment after the Wartian Glaciation).....	41
Krzyszna Turkowska: Kryteria oceny roli morfogenezy peryglacjalnej w Polsce środkowej (summary: Criteria of the assessment of the role of periglacial morphogeny in middle Poland).....	101
Roman Żurawek, Piotr Migóń: Peryglacjalna morfogeneza Śleży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby (summary: Periglacial landform development in the context of long-term landscape evolution of Mt. Ślęża, SW Poland).....	133

Artykuły zamieszczone w 76 tomie Acta Geographica Lodziensia były prezentowane na ogólnopolskiej konferencji "Rola plejstocenkich procesów peryglacjalnych w modelowaniu rzeźby Polski", która odbyła się w Łodzi 7-8.12.1998 i była poświęcona pamięci Profesora Jana Dylaka w 25 rocznicę śmierci.

This issue of Acta Geographica Lodziensia contains the papers presented during the Polish National Conference, which took place in Łódź, 7-8.12.1998, and was dedicated to the memory of Professor Jan Dylak in 25th anniversary of his death.

Andrzej Bogucki

*Katedra Geomorfologii, Uniwersytet im. I. Franka
Lwów, Ukraina*

Maria Fanezont, Józef Wojtanowicz

*Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii, UMCS
Lublin*

LESSY I UTWORY PYLASTE NA MIĘDZYRZECZU SANU I DNIESTRU

ZARYS TREŚCI

Badano litologię i stratygrafię lessów oraz utworów pylastych w pięciu profilach (Krukieniec, Mościska, Siedliska, Optyń i Radruż) położonych w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia plejstocenijskiego, na obszarze obejmującym fragmenty Karpat, Podkarpacia, Kotliny Sandomierskiej, Roztocza i Podola.

W obrębie lessów wydzielono trzy regionalne prowincje: wyżynną (Roztocze), karpacką i podolską. Wśród utworów pylastych wyróżniono: utwory pylaste lessopodobne, utwory pylaste nielessowe i mulki zlessyfikowane. Badane utwory podzielono na trzy zasadnicze grupy wiekowe: 1. utwory pylaste najstarsze (zlodowacenie san 2), 2. utwory pylaste starsze (zlodowacenia liwice, odra i warta) i 3. utwory pylaste młodsze (zlodowacenie wista). Równocześnie podzielono utwory pylaste na nad- i podmorenowe z uwagi na to, że przewodnim poziomem stratygraficznym wśród utworów czwartorzędowych tego obszaru są gliny zwalowe ze zlodowacenia san 2.

WSTĘP

Przyjęło się wydzielać less spośród innych utworów pylastych ze względu na odrębność cech, jakimi charakteryzuje się utwór lessowy jako skała. Te cechy w całym ich kompleksie, a więc nie tylko uziarnienie, które wskazuje na dominujący udział frakcji pyłowej, decydują o tym, że możemy mówić o lessie. Pewnego rodzaju paradoksem jest to, że łatwiej jest stwierdzić na podstawie badań makroskopowych, iż dana skała jest lesssem, niż udowodnić to poprzez szczegółowe badania.

Less jest bardzo szczególną, specyficzną skałą pylastą, która fascynuje badaczy od wielu pokoleń. Trudność jej poznania pojawia się już przy najbardziej podstawowych, wręcz elementarnych kwestiach, takich jak określenie ścisłej definicji lessu i jego geneza. Nie jest naszym zamiarem dyskusowanie tych i innych problemów związanych z samym lesssem. Jeśli chodzi o zagadnienia

pochodzenia osadu, to jakkolwiek przychylamy się do podniesionej ostatnio przez M o j s k i e g o (1993) potrzeby dalszej dyskusji na ten temat, przyjmujemy klasyczną już genezę eoliczną lessu. Z kolei za M a r u s z e z a k i e m (1990) przyjmujemy definicję tak zwanego lessu właściwego.

Główne nasze zainteresowania kierujemy przede wszystkim na inne utwory pylaste, nie będące lessem a także na odmiany facjalne lessu i utwory lessopodobne. Już wcześniej, omawiając główne problemy czwartorzędu Polski południowo-wschodniej napisaliśmy, że „mniejszą uwagę zwraca się na utwory pylaste nielessowe, typu pokryw wietrzeniowych lub osadów ze splukiwania, czy też utworów fluwialno-eolicznych” a przecież „zawierają one także duży ładunek informacji paleogeograficznych” (Ł a n c z o n t, W o j t a n o w i c z 1998).

Celem opracowania jest podjęcie dyskusji nad typologią genetyczną utworów pylastych. Wydaje się, że wybrany obszar badań na międzyrzeczu Sanu i Dniestru znakomicie się do tego celu nadaje ze względu na swe położenie, duże zróżnicowanie warunków fizycznogeograficznych, a w szczególności orograficzno-geomorfologicznych i równocześnie powszechność występowania pokryw pylastych.

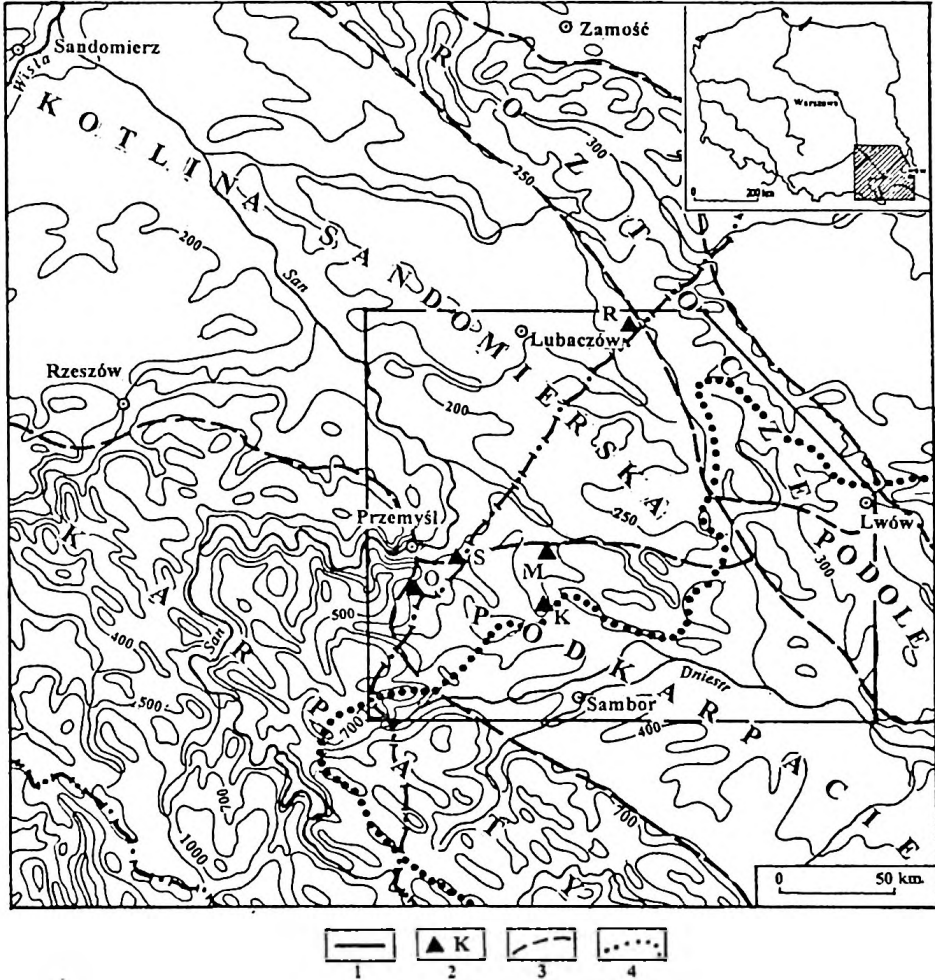
O utworach lessopodobnych jako pierwsi w Polsce pisali D o b r z a ń s k i i M a l i c k i (1949). M a l i c k i (1950) badając te utwory na Przedgórzu Karpat opisał je jako produkty wietrzenia i utwory deluwialne, nazywając je lessem zboczowym. Podobne stanowisko co do genetyki utworów lessopodobnych Wzgórz Trzebnickich zajął R o k i c k i (1950, 1952). D y l i k (1951, 1952) badając utwory pylaste lessopodobne w Środkowej Polsce uważał je za powstałe w rezultacie działania dezintegracji mrozowej w środowisku peryglacialnym. Także B a r a n i e c k i (1965) utwory pylaste na przedpołu Sudetów i Karpat uznał za „gliny peryglacialne”. Zagadnienie utworów podobnych do lessów w skali Polski omawia M a r u s z e z a k (1968), wiążąc je ze zjawiskami występującymi w strefie peryglacialnej. Zwraca uwagę na rolę wietrzenia mrozowego a także na procesy eoliczne, z którymi łączył powstanie na przykład pokryw pylasto-piaszczystych na brukach deflacyjnych.

OBSZAR BADAŃ I DOTYCHCZASOWY STAN ROZPOZNANIA W NIM LESSÓW I UTWORÓW PYLASTYCH

Obszar badań obejmuje dość szeroko pojęte tak zwane międzyrzecze Sanu i Dniestru. Jest to więc obszar przez który przebiega dział wodny pomiędzy zlewiskami Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego, będący fragmentem europejskiego działu wodnego. Jego granice obejmują obszar pomiędzy Przemyśłem i Lwowem w rozciągłości równoleżnikowej oraz pomiędzy Samborem a Lubaczowem w rozciągłości południkowej. Powierzchnia tak zakreślonego obszaru wynosi około 630 km². Położony jest na styku kilku regionów pierwszego rzędu: Pogórza i Przedgórza Karpat Przemyskich, Kotliny Sandomierskiej i Podkarpacia

oraz Roztocza i Podola (rys. 1). Jest to jednocześnie strefa maksymalnego zasięgu zlodowacenia plejstoceniowego. Tak zdefiniowany obszar badań był właściwie w całości objęty zlodowaceniem san 2 (B o g u c k i *et al.* w druku).

Badania po stronie polskiej obszaru międzyrzecza prowadzone były przez polskich autorów tego opracowania od wielu lat, natomiast od roku prowadzone są wspólne badania po stronie ukraińskiej*.



Rys. 1. Położenie obszaru międzyrzecza Sanu i Dniestru

1 - granica obszaru badań; 2 - analizowane profile: K - Krukienice, M - Mościska, S - Siedliska, O - Optyń, R - Radruż;
3 - granice regionów; 4 - europejski dział wodny

Situation of the San and Dniester interfluvium

1 - boundary of the examined area; 2 - studied profiles: K - Krukienice, M - Mościska, S - Siedliska, O - Optyń, R - Radruż;
3 - boundaries of regions; 4 - European watershed

* - Badania częściowo zostały finansowane z grantu KBN nr 6P04E03115; kierownik grantu dr hab. Maria Łanczont.

Wśród utworów czwartorzędowych badanego obszaru największe powierzchnie zajmują różnego typu utwory pylaste. T e i s s e y r e (1938) dla południowej części obszaru międzyrzecza, pomiędzy rzekami Strwiąż, Błóżewka, Słotwina i Wiar, znaczy ciągłą pokrywę tych utworów nazywając je „glinami”. W tekście do mapy dzieli te utwory na: gliny terasowe (plamiste), gliny lessowate, gliny eluwialne i lessy o charakterze podolskim. Ł a n c z o n t (1995, 1997b) omawiając lessy Pogórza Przemyskiego i Przedgórze Karpackiego wydziela odmianę lessów karpackich, bardzo zróżnicowanych pod względem facjalnym; dominują lessy facji deluwialnej i koluwalnej, ale także oprócz facji subaeralnej wierzchowinowej (eolicznej) występują utwory facji soliflukcyjnej i aluwialno-bagiennej. W o j t a n o w i c z (1998) w Kotlinie Sandomierskiej, w której, szczególnie w jej wschodniej części, występują powszechnie utwory pylaste, wydziela następujące ich typy genetyczne: pokrywowe utwory pylaste wietrzenia peryglacialnego, pylasto-piaszczyste utwory deluwialno-eoliczne, zlessyfikowane mulki pylaste podmorenowe i lessy. Na Roztoczu występuje typ lessów wyżynnych, który można określić jako typ lessów odmiany „roztoczańskiej”. Według R z e c h o w s k i e g o (1997) na Roztoczu Rawskim występują piaszczysto-mulkowe osady deluwialne oraz lessy wierzchowinowe (płaskowyżowe) i stokowe, rozwinięte w facji eolicznej i eoliczno-koluwalnej.

METODA BADAŃ

Badania prowadzone są w wytypowanych profilach utworów czwartorzędowych, występujących w formie odsłonięć. Każdy profil jest opisany pod względem cech litologicznych; szczególną uwagę zwrócono na strukturę i teksturę osadu. Rejestrowane są gleby kopalne. Badania laboratoryjne objęły standardową analizę granulometryczną wykonaną dla próbek pobranych z wszystkich wyodrębnionych warstw, a dla niektórych poziomów analizę palinologiczną, petrograficzną i analizę zawartości minerałów ciężkich. Przewodnie poziomy są datowane metodą TL*. Pozwala nam to uwzględnić element czasu, a więc rozpatrywać zagadnienie nie tylko w układzie przestrzennym, ale i w układzie stratygraficznym dla czwartorzędu.

Być może, że dla rozstrzygnięcia niektórych problemów dotyczących litogenezy utworów pylastych, poruszanych w niniejszym opracowaniu, należałoby podjąć bardziej specjalistyczne badania laboratoryjne. M a l i c k i (1966) na przykład dla rozróżnienia lessów od utworów lessopodobnych zaleca stosowanie metody morfoskopowej – badanie obróbki ziaren kwarcu. W tym kontekście można obecnie mówić o zastosowaniu metody elektronicznej mikroskopii skaningowej. Zapewne pomocne okazać by się mogły i inne metody, na przykład metoda mikromorfologiczna.

* - Analizy TL wykonywane zostały w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie.

CHARAKTERYSTYKA LESSÓW I UTWORÓW PYLASTYCH W PODSTAWOWYCH PROFILACH

Rozmieszczenie badanych profili przedstawia mapa (rys. 1).

1. Profil Krukienice

Opracowany przez autorów (Bogucki *at al.* w druku) profil Krukienice (zestawiony na podstawie odsłonięć Krukienice IIIA i Krukienice III B) jest profilem nowym w stosunku do znanego ze starszej literatury stanowiska. Położony jest on w dorzeczu Sanu, w dolinie lewego dopływu rzeczki Sieczna, na SE skraju wsi Krukienice. Znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie europejskiego działu wodnego.

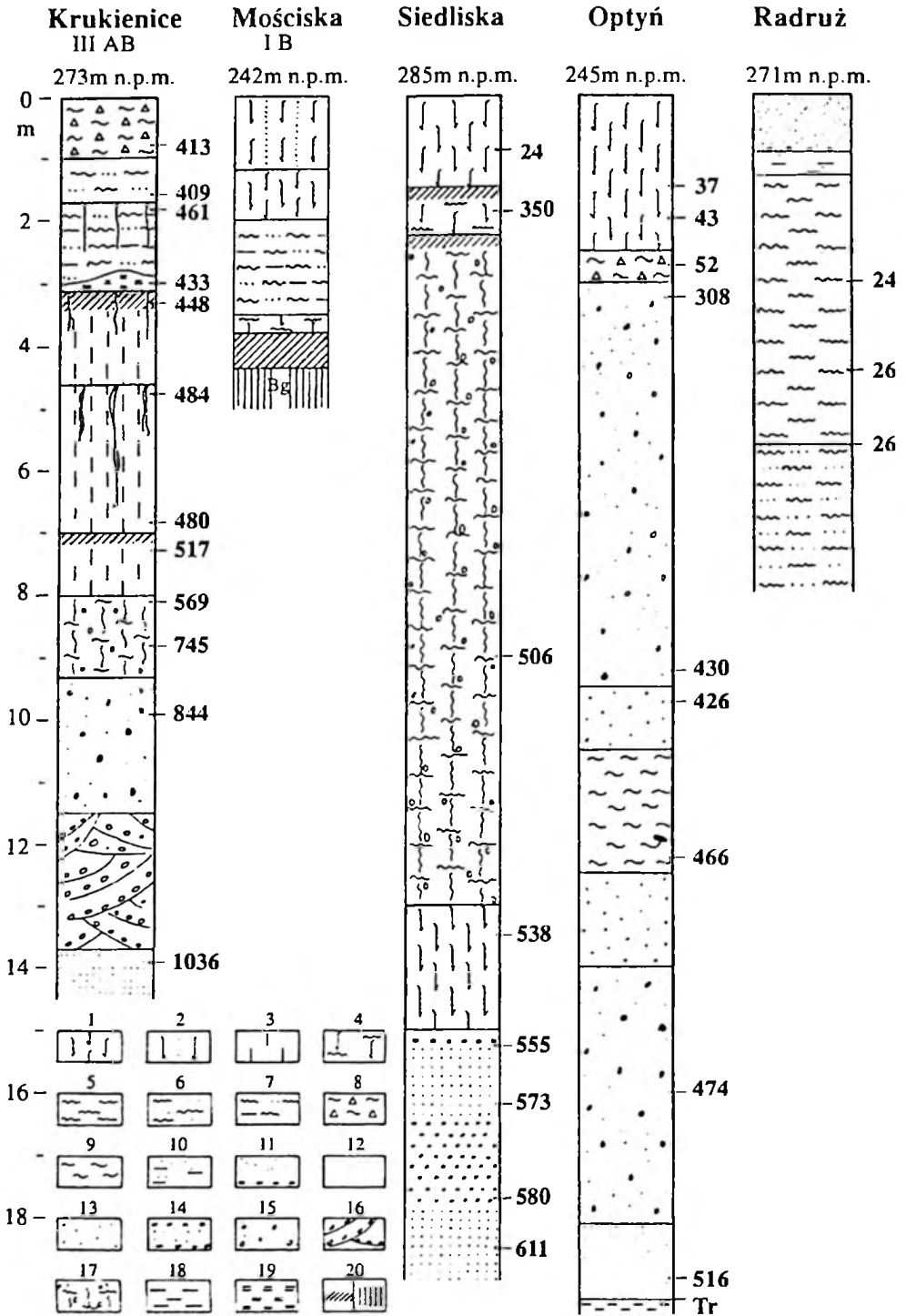
W profilu zbiorczym, zestawiony na podstawie odsłonięć Krukienice IIIA i Krukienice III B, (rys. 2) występuje miąższa 8-metrowa pokrywa pylasta. Zalega ona bezpośrednio na glinie zwałowej, pod którą występują osady fluwioglacjalne, a następnie preglacjalne osady rzeczne. Serię glacialno-fluwioglacjalną wiązać należy tymczasem ze zlodowaceniem san 2, jakkolwiek jest to teza niezgodna z wiekiem warstw określonym metodą termoluminescencyjną (TL). Analizowana seria pylasta jest zróżnicowana stratygraficznie i litologicznie. Podzielić ją można na zasadnicze dwie części: dolną, poniżej poziomu organicznego gytiowatego, datowanego na interglacjal mazowiecki, i na część górną, powyżej tego poziomu.

Część dolna to pylaste osady lessopodobne, eoliczno-deluwialne, pochodzące ze zlodowacenia san 2 o wieku TL 517–480 ka BP. Seria ta wykazuje trójdzielność; dzieli je najpierw gleba kopalna, a następnie powierzchnia erozyjna ze szczelinami wysychania. W stropie utworów ze zlodowacenia san 2 występują korzenie gleby interglacjalnej. Analizowane osady lessopodobne są dość jednorodne pod względem cech granulometrycznych i chemicznych. Są to utwory pylaste ($M_d = 6,31-6,80 \phi$), zawartość frakcji „lessowej” 0,05–0,02 mm wynosi 3,3–4,7%. Są bardzo słabo wysortowane ($\delta_1 = 2,49-2,64$), z bardzo dodatnio skośnym rozkładem uziarnienia ($Sk_1 = 0,34-0,48$; tab. 1). Jest to utwór węglanowy ($CaCO_3 = 11,7-14,9\%$), zawartość humusu wynosi 0,12–0,15%, a $Fe_2O_3 = 2,4-2,9\%$.

Część górna utworów pylastych w profilu Krukienice, ponad mazowieckim poziomem organicznym, pochodzi prawdopodobnie ze zlodowacenia liwca. Reprezentowane są przez utwory gliniasto-piaszczyste i pylasto-piaszczyste, a w stropowej partii przez glinę zboczową soliflukcyjną. Są to osady bezwęglanowe, pod względem uziarnienia bardziej zróżnicowane: $M_d = 6,16-7,18 \phi$, zawartość frakcji „lessowej” wynosi 28–32%, zawartość humusu 0,12–0,14%, a $Fe_2O_3 = 2,7-3,4\%$.

2. Profil Mościska

Profil Mościska reprezentuje, podobnie jak Krukienice, Podkarpacie. Leży na północnej krawędzi subregionu Płaskowyżu Chyrowsko-Gródeckiego i usytuowany jest w wyrobisku cegielni po wschodniej stronie miasta, na prawym zboczu doliny rzeczki Sieczna. Jest to profil we wstępnej fazie opracowania; na przykład brak dat TL.



W całym profilu występują utwory pylaste, ale zróżnicowane litologicznie i prawdopodobnie także genetycznie (rys. 2). Istnieją trudności w ich ściślejszym zdefiniowaniu ze względu na fakt, że cały profil objęty jest wielofazowymi procesami glebowymi a także procesami soliflukcyjnymi.

W odniesieniu do gleb kopalnych, to najlepiej rozwinięty poziom występuje w spągu profilu: jest to kompleks glebowy z poziomami A i Bg. Ma ona rangę gleby interglacialnej i datować ją można wstępnie na cem. Gleba ta rozwinięta jest na zglinionych utworach pylastych, trudnych do genetycznego określenia.

W górnej części profilu, do głębokości 2,0 m występuje less, który w stropie jest spiaszczony. Poniżej, na głębokości 2,0–3,5 m występują utwory gliniasto-piaszczyste i ilaste oglejone, niewyraźnie warstwowane. Zawierają konkretje żelazisto-manganowe i konkretje węglanowe. W całości warstwa ta objęta jest przez procesy pedogenezy, zachodzące równocześnie z sedymentacją. Pod tą warstwą, na głębokości 3,5–3,8 m, a bezpośrednio nad glebą eemską, występuje utwór lessopodobny, ze szczelinami wypełnionymi glejem, z soczewkami piasku i zaburzeniami soliflukcyjnymi.

Opisane utwory zalegające na glebie interglacialnej do głębokości 3,8 m wiązać można ze zlodowaceniem wisły.

3. Profil Siedliska

Profil osadów czwartorzędowych Siedliska położony jest na zachodnich peryferiach subregionu Wysoczyzny Chyrowsko-Gródeckiej, na pograniczu z Korliną Sandomierską oraz 10 km na wschód od brzegu Karpat Przemyskich. Profil usytuowany jest w wyrobisku glinianki nacinającym odnogę wyrównanego garbu wierzchowinowego z kulminacją położoną 300 m n.p.m. Maksymalna wysokość odsłonięcia wynosi 285 m n.p.m. i 98 m ponad średnim korytem Sanu. Profil charakteryzuje się znaczną miąższością (ponad 20 m) osadów, zróżnicowanych pod względem litofacjalnym, z udziałem utworów fluwialnych, glacialnych i eolicznych, a także gleb kopalnych. W podłożu czwartorzędu występują płasko zalegające wapieniste iły warstw przeworskich. Na rys. 2

Rys. 2. Profile litologiczno-stratygraficzne

1 - less; 2 - less piaszczysty; 3 - utwór lessopodobny; 4 - utwór lessopodobny ilasto-pylasty facji eoliczno-soliflukcyjnej; 5 - utwór pylasto-piaszczysty; 6 - utwór piaszczysto-pylasty; 7 - utwór gliniasto-piaszczysty i ilasty; 8 - glina zboczowa soliflukcyjna; 9 - mulki pylaste; 10 - piaski gliniaste; 11 - piaski wydymowe z bruczkami w spągu; 12 - piaski drobnoziarniste rzeczne; 13 - piaski różnoziarniste ze żwirkami; 14 - żwir i piaski rzeczne; 15 - żwir „mieszane”; 16 - zlepienie żwirowy; 17 - glina zwalowa; 18 - il; 19 - utwór organiczny; 20 - gleby kopalne

Lithological-stratigraphical profiles

1 - loess; 2 - sandy loess; 3 - loess-like deposit; 4 - loess-like clayey-silty deposit of aeolian-solifluction facies; 5 - silty-sandy deposit; 6 - sandy-silty deposit; 7 - loamy-sandy and clayey deposit; 8 - solifluction slope loam; 9 - silty muds; 10 - loamy sands; 11 - dune sands with pavement in the floor; 12 - fine-grained fluvial sands; 13 - vari-grained sands with small gravels; 14 - fluvial gravels and sands; 15 - „mixed” gravels; 16 - gravel conglomerate; 17 - till; 18 - clay; 19 - organic deposit; 20 - palaeosols

przedstawiamy profil syntetyczny, zestawiony na podstawie zespołu odsłoneń Siedliska 1-5 (Ł a n c z o n t 1997a).

Utwory pylaste w Siedliskach występują w trzech odrębnych poziomach (tab. 1).

Na spągowych żwirach i piaskach rzecznych (wiek TL 611-555 ka BP) a pod gliną zwałową zlodowacenia san 2 (wiek TL 506 ka BP) zalega poziom dolny utworów pylastych (wiek TL 538 ka BP) o miąższości około 2 m, reprezentowany przez less niezwięzły. Jego akumulacja zachodziła w fazie wstępującej zlodowacenia san 2. Badany utwór zawiera średnio 43% frakcji lessowej oraz 15,5% frakcji iltu. Osad ten charakteryzuje się niewielką zmiennością podstawowych wskaźników granulometrycznych; średnia średnica ziarna M_z waha się w przedziale od 5,39 ϕ do 6,53 ϕ (średnio $M_z=6,08 \phi$). Osad jest wysortowany bardzo słabo ($\delta_1=2,47$), zaś rozkład uziarnienia jest skośny dodatnio, a przeważnie bardzo dodatnio (średnio $Sk_1=0,35$). Parametr kurtozy ($K_G=1,29$) o charakterze leptokurtycznym dowodzi stosunkowo jednorodnych i spokojnych warunków środowiska sedymentacyjnego. W lessie występują zaledwie śladowe ilości humusu (0,07%) oraz dość dużo tlenków żelaza, to jest 2,19% i średnio 6,98% węglanów. W zespole minerałów ciężkich przezroczystych lessu występuje głównie granat, a następnie chloryt, rutil, apatyt, turmalin, bioryt, staurolit, co świadczy że osadami alimentacyjnymi dla lessu były głównie osady o genezie fluwioperyglacialnej, zbudowane z nanosów karpacczych. Less ten rozwinięty jest w facji soliflukcyjnej ze śladami osuwisk na zmarzlinie, wyrażonych jako inkorporowane w obręb pokrywy pylastej pakiety żwirów z zachowaną wewnętrzną strukturą osadu rzeczno-

Poziom pylasty środkowy w profilu Siedliska to nadmorenowy utwór lessopodobny facji soliflukcyjnej występujący w postaci zwięzłej, o miąższości 1,2 m. Wiek tego osadu określono metodą TL na około 350 ka BP, co pozwala utożsamiać go z okresem zlodowacenia liwca. Komponent coliczny w tym osadzie schodzi na plan dalszy wobec wzmoczonej dostawy materiału z bliskiego sąsiedztwa wskutek działalności procesów stokowych. Średnie parametry granulometryczne osadu są następujące: $M_z=6,53 \phi$, $\delta_1=4,26$, $Sk_1=0,43$, $K_G=1,08$. Osad charakteryzuje się śladową obecnością humusu, dość dużą zawartością tlenków żelaza (2,4%) oraz blisko 7-procentowym udziałem węglanów, ale w postaci wtórnej jako duże skorupiaste konkretacje, skupione w części dolnej warstwy.

W stropowej części profilu Siedliska występuje górny poziom utworów pylastych. Jest to less z górnego plenivistulianu (data TL 24 ka BP). Zawiera on około 37% frakcji 0,05–0,02 mm, a cechy granulometryczne przedstawiają się następująco: $M_z=6,05 \phi$, $\delta_1=2,90$, $Sk_1=0,52$, kurtoza jest w zakresie leptokurtycznym ($K_G=1,24$). Z punktu widzenia uziarnienia utwór ten można określić jako less piaszczysty, a pod względem genetyczno-facjalnym jako less deluwialny. Cechy chemiczne osadu, który zawiera średnio 11,88% węglanów, 0,1% humusu oraz 1,74% tlenków żelaza, sugerują depozycję w zimnym i suchym klimacie

Tabela 1

Charakterystyka litologiczna lessów i utworów pylastych w ukladzie stratygraficznym
Lithological characteristics of loesses and silt deposits in a stratigraphic scheme

Lp.	Profil (nr odsłonięcia)	Głębokość (m)	Typ osadu	Stratygrafia	Fracja 0,05-0,02 mm (%)	Wskaźniki granulometryczne według Folk'a i Warda			
						M _z (φ)	σ ₁	Sk ₃	K _G
1.	Optyń (OPT-2/IV)	1,5	less zboczowy facji soliiflukcyjnej	Utwory	40	6,29	2,23	0,39	1,03
2.	Siedliska (1)	1,5	less wierzchwinowy facji colicznej	pylaste	37	6,05	2,90	0,52	1,24
3.	Krukienice (IIIA)	1,5	utwór pylasto-łlasty deluwialno-soliiflukcyjny	młodsze	32	7,04	3,84	0,57	1,05
4.	Radruż	4,3	utwór pylasto-piaszczysty coliczno- deluwialnej	(złobowarcie wistły)	29	4,14	1,36	0,37	4,09
5.	Optyń (OPT-2/IV)	3,1	utwór lessopodobny pylasty facji coliczno-soliiflukcyjnej	Utwory	40	6,23	2,17	0,37	0,41
6.	Optyń (OPT-2/IIa)	4,2	mulki lessopodobne rozlewiskowe	pylaste	46	5,15	1,95	0,38	0,41
7.	Siedliska (2)	5,8	utwór lessopodobny łlasto-pylasty facji coliczno-soliiflukcyjnej	starsze	20	6,76	4,78	0,51	1,13
8.	Krukienice (IIIA)	3,9	utwór lessopodobny pylasty coliczno-deluwialny	nadmorsowe	47	6,31	2,49	0,48	1,30
9.	Krukienice (IIIA)	5,7	utwór lessopodobny pylasty coliczno-deluwialny	(złobowarcie wartw. odry- łlasta)	42	6,60	2,64	0,48	1,12
10.	Krukienice (IIIA)	7,3	utwór lessopodobny pylasty coliczno-deluwialny		35	6,60	2,57	0,42	0,91
11.	Siedliska (1)	14,5	less dolinny facji colicznej	Utwory pylaste najstarsze	44	6,12	2,12	0,40	1,11
12.	Siedliska (1)	16,0	less dolinny facji coliczno-koluwialnej	podmorsowe (złobowarcie van Z)	40	6,53	2,58	0,45	1,18

kontynentalnym. Skład frakcji ciężkiej mineralów wykazuje istotne podobieństwo jakościowe oraz ilościowe tego lessu z lessem podmorenowym i zdaje się dowodzić, iż także w górnym pleniglacjałe piętra wisły zasadniczym obszarem źródłowym tworzywa lessowego były peryglacjałne równie zalewowe rzek, na których obficie akumulowany był pozakorytowy drobnoziarnisty materiał z rozmycia skal starszego podłoża.

4. Profil Optyń

Profil Optyń jest reprezentatywny dla Przedgórze Karpat. Położony jest w zachodniej części Wysoczyzny Chyrowsko-Gródeckiej, w obrębie jednostki niższego rzędu, którą określamy jako Płaskowyż Hermanowicki. Jest to niewielki, ale wyraźnie wyodrębniający się klinokształtny płat wysoczyznowy wciśnięty między brzeg Karpat na zachodzie a dolinę Wiaru na wschodzie, pod względem tektonicznym związany z mioceniem sfaldowanym jednostki stebnickiej. Jego kulminację stanowi wzgórze Optyń, zbudowane ze zlepieńca radyckiego.

Odsłonięcia osadów plejstocenijskich na tym wzgórzu badane są już od ponad 100 lat: są to duże zwarte skupiska piasków i żwirów z materiałem eratycznym („żwiry mieszane”) o złożonej budowie i miąższości przekraczającej 20 m, wiązane dawniej z działalnością wód marginalnych łądolodu krakowskiego. Utwory te powszechnie nadbudowane są lessem, tworzącym ciągłą powłokę o miąższości od 2 do 5 m.

Miejscami natomiast wśród pokrywy żwirowej, rozdzielając ją, występuje kompleks utworów pylastych lessopodobnych, węglanowych (7–10% CaCO_3). Badano odsłonięcia tych mulków w obrębie dużej żwirowni usytuowanej w NW części wzgórza, na południe od wsi Pikulice, na prawym zboczu doliny Błoni, dopływu Wiaru. Na rys. 2 prezentowany jest syntetyczny profil osadów z Optynia, zestawiony na podstawie odsłoneń określonych jako OPT-1, OPT-2, OPT-3 (Ł a n c z o n t, N o w a k 1992).

Podmulkowe serie osadowe reprezentują spągowe piaski (daty TL 516 i 484 ka BP) erozyjnie ścięte a następnie warstwy źle wyselekcjonowanych utworów kamienisto-żwirowo-piaszczystych ze słabo zaznaczonym warstwowaniem przekątnym oraz warstwy lepiej wysortowanych piasków i piasków ze żwirami. Cechą stosunków petrograficznych jest duży udział skal lokalnych (95–70%). Są to osady wielocyklicznej akumulacji fluwioglacjałnej z fazy transgresji oraz zaniku łądolodu zlodowacenia san 2 (Ł a n c z o n t, P ę c k a l a, B u t r y m 1988; Ł a n c z o n t, N o w a k 1992).

Kompleks tych osadów zamyka seria wzmiankowanych utworów pylastych o miąższości do 5–6 m, zbudowana z trzech podstawowych ogniw (nie wszędzie zachowały się wszystkie trzy), zróżnicowanych pod względem litofacjalnym (M a r u s z c z a k, D o l e c k i, Ł a n c z o n t 1992). Ogniwo najwyższe budują warstwy z laminacją poziomą, strukturami riplemarkowymi czasem zaburzone

konwolutnie. Cechuje je duża zmienność uziarnienia: frakcji piaszczystej jest 15–86%, pylastej – 4–72%, ilastej – 3–19%. Kolejne ogniwo tworzą subhoryzontalnie drobno laminowane mulki pylaste i ilaste pstre i szare, z płaszczyznami poślizgu po powierzchniach sedimentacyjnych: udział frakcji pylastej określono na 30–67%, a frakcji koloidalnej na 10–33%. Ogniwo dolne jest dwudzielne i budują go piaski drobne i mulkowane warstwowane poziomo i przekątnie oraz piaski drobne o masywnej strukturze. Łączny udział w tym ogniwie frakcji drobno i bardzo drobno piaszczystych waha się w przedziale 78–98%.

Uśrednione parametry uziarnienia całej serii mulkowej przedstawiają się następująco: $M_z = 4-6 \phi$, wysortowanie umiarkowane i słabe na pograniczu bardzo słabego, dodatnio i bardzo dodatnio skośne rozkłady uziarnienia, od mezokurtycznych do bardzo leptokurtycznych (tab. 1). Wśród przezroczystych minerałów ciężkich utworów mulkowych wiodącymi składnikami są lyszczyki i granaty a następnie cyrkon i rutil. Skład ten jest bardzo zbliżony do tego, jaki stwierdzany jest w starszych pokładach lessów karpackich (K r y s o w s k a - I w a s z k i e w i c z, Ł a n c z o n t 1992). Mulki z Optynia mogą być interpretowane jako utwór lessopodobny facji aluwialnej, który powstawał przy znacznym udziale pyłu osiadającego z atmosfery w środowisku wodnym, w przepływowym zbiorniku rozlewiskowym i/lub jeziorzyskowym, w warunkach klimatu zimnego z oznakami kontynentalizmu, sprzyjającego procesom colicznym. Materiał tych mulków pochodził głównie z niszczenia deluwiów zwietrzalnych skal lokalnych oraz częściowo z selektywnie redeponowanych zwietrzalnych osadów glacialnych (Ł a n c z o n t, R a c i n o w s k i 1994). Wyniki datowania w przedziale 466–426 ka BP pozwalają wiązać te utwory z postmaksymalnymi stadialami zlodowacenia san 2. Pod względem stratygraficznym mulki z Optynia zdają się odpowiadać dolnej serii utworów pylastych w profilu Krukienice.

Na powierzchni erozyjnej ścinającej serie mulkowe zalega miąższy i złożony kompleks obejmujący różne serie grubych żwirów karpackich i północnych oraz piasków z domieszką żwirów także o mieszanym charakterze petrograficznym. Całość tego kompleksu reprezentuje typ akumulacji rzecznej o zmiennej w czasie energetyce wody. Krystaliczny materiał skandynawski jest silnie zubożony, co jest efektem działania poprzednich cykli sedimentacyjnych, zwietrzały i rozdrobniony na pojedyncze ziarna minerałów, a żwiry wapienne wykazują oznaki odwapnienia. Okres tej akumulacji typu dolinnego określają daty TL 437–308 ka, co pozwala paralelizować go z interglacją wielkim (= mazowieckim *s.l.*). Górna seria żwirowa została określona jako „żwiry mieszane wtórne” (Ł a n c z o n t, N o w a k 1992).

W stropie tej serii występuje pokład lessu, a między lessem a żwirami występuje dość cienka (0,5–1,5 m) warstwa glin soliflukcyjnych (data TL 52 ka BP) zawierających redeponowany materiał skandynawski (Ł a n c z o n t, P ę k a l a, B u t r y m 1988).

Less przypowierzchniowy (Ł a n c z o n t, P ę k a l a, B u t r y m 1988) reprezentuje środkowy i górny plenivistulian (daty TL 43 i 37 ka BP). Rozwinięty jest jako osad nieregularnie warstwowany (facja soliflukcyjna) lub w postaci osadu laminowanego bardziej subtelnie i regularnie (facja deluwialna). Cechy granulometryczne lessu z Optynia są bardzo podobne do lessu z górnej części profilu Siedliska (por. tab. 1).

5. Profil Radruż

Profil Radruż położony jest we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej, na pograniczu z Roztoczem. Usytuowany jest w dolnej części długiego stoku, na lewym zboczu doliny rzeczki Radrużki (W o j t a n o w i c z 1997). W odsłonięciu pod piaskami wydmyowymi o miąższości 1,3 m do głębokości 8 m (spągu nie osiągnięto) zalega utwór pylasty i pylasto-piaszczysty, koloru beżowożółtego, niewęglanowy, warstwowany horyzontalnie; warstwy bardziej i mniej pylaste, a także przewarstwienia piasku pylastego. W nieregularnych odstępach występują pakiety warstw 10–20 centymetrowej grubości, bardziej ciemne, brązowawe; wewnątrz pakietów drobne laminy. Można zaobserwować także powierzchnie erozyjne oraz poziomy z prawdopodobnymi śladami pedogenezy, względnie tylko jako poziomy wegetacyjne (organiczne?). W stropowej partii utworów, pod piaskami wydmyowymi, występują drobnoskalowe uskoki.

Pod względem strukturalno-teksturalnym utwór ma charakter rytmitów pyłowo-piaszczystych. Nie jest to jednak typowy utwór stokowy rytmicznie warstwowany. Jest to utwór poligeniczny; powstał w wyniku procesów stokowych – soliflukcji i splukiwania oraz eolicznych w warunkach tundry peryglacialnej. Niewątpliwy jest też udział wietrzenia mrozowego peryglacialnego. Z punktu widzenia genezy można więc ten utwór określić jako deluwialno-eoliczny pylasty utwór nielessowy. Datowany jest (TL) na 26–24 ka, a więc na górny plenivistulian.

Z analizy uziarnienia wynika, że udział frakcji „lessowej” 0,05–0,02 mm wynosi 11–29%, a frakcji poniżej 0,02 mm 6–8%; jest to utwór słabo wysortowany ($\delta_1=1,20-1,91$), bardzo dodatnio skośny ($Sk_1=0,35-0,40$) i o rozkładzie bardzo lub skrajnie leptokurtycznym ($K_G=2,57-5,56$).

Profil Radruż reprezentuje jeden z typów utworów pylastych dość powszechnie występujących we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (W o j t a n o w i c z 1998), a które w niektórych wcześniejszych opracowaniach zaliczane były do lessów (R ó ż y c k i 1972).

TYPOLOGIA I FIOLOGICZNO-GENETYCZNA OSADÓW PYLASTYCH

Najogólniej utwory pylaste podzielić można na następujące grupy: lessy, utwory pylaste lessopodobne, utwory pylaste nielessowe i utwory pylaste (mulki) zlessyfikowane.

L e s s w **l a ś c i** w y na międzyrzeczu występuje w trzech odmianach regionalnych: w odmianie wyżynnej na Roztoczu, w odmianie karpackiej na Pogórze i Przedgórzu Karpackim oraz na Podkarpaciu, wreszcie w odmianie podolskiej na Podolu. W niniejszym opracowaniu dokumentujemy w profilach odmianę karpacką, która pod względem teksturalno-strukturalnym różni się wyraźnie od lessów wyżynnych. Właściwości litologiczne lessów karpackich są bardzo zmienne odpowiednio do urozmaicenia warunków geomorfologicznych sedymentacji; rezultatem jest duża różnorodność odmian genetyczno-facjalnych w skali topograficznej, wyraźnie zróżnicowanych pod względem uziarnienia oraz z odrębnymi i diagnostycznymi dla danej facji zespołami struktur sedymentacyjnych, pierwotnych i wtórnych. Są to lessy facji: deluwialnej, soliflukcyjnej, koluwialnej, aluwialnej, bagiennej i różne odmiany pośrednie. Lessy te są utworem lokalnym. Ich materiał wyjściowy stanowiły głównie fluwioperyglacialne drobnofrakcyjne nanosy w dnach większych dolin i kotlin, a częściowo peryglacialne zwietrzeliny skał fliszowych (Ł a n e z o n t 1995, 1997b).

Tak zwane facjalne odmiany lessu: deluwialne, soliflukcyjne i inne można uznać za less tylko w tym przypadku, gdy proces od którego mianujemy odmianę facjalną zachodzi syngenetycznie i synchronicznie z akumulacją eoliczną. Jeśli natomiast jest to proces wtórny, epigenetyczny, to są to utwory nielessowe, np. deluwia lessowe, pylaste utwory zboczowe, proluwia pylaste, mulki itp.

W pojęciu „**u t w o r y l e s s o p o d o b n e**” – terminie bardzo ogólnym, bliżej nieokreślonym genetycznie, mieści się szeroka gama typów genetycznych utworów pylastych. Mogą to być płytkie lessy, a więc utwory genezy eolicznej, przeobrażone przez procesy glebowe i inne, ale także miększe pokrywy pylaste w akumulacji których udział różnych procesów przemieszczających materiał po stoku ma nadrzędne znaczenie w stosunku do czynnika eolicznego, wreszcie nielessowe utwory pylaste, jak pokrywy wietrzeniowe, w tym przede wszystkim wietrzenia peryglacialnego, zdenudowane utwory kemowe, jeziorno-deluwialne i inne.

U t w o r y p y l a s t e n i e l e s s o w e to te, w których udział czynnika eolicznego w końcowym cyklu sedymentacyjnym jest minimalny lub zupełnie nieistotny. Tworzą one na ogół różnej miąższości pokrywy i charakteryzują się zróżnicowanymi odmianami litologicznymi: utwory pylasto-piaszczyste, gliny pylaste zboczowe, mulki pylaste i inne.

M u l k i z l e s s y f i k o w a n e tworzą poziomy utworów pylastych węglanowych, współwystępujących z piaskami i interpretowane są jako osady eoliczne akumulacji wodnej, związane z plejstocenijskimi zbiornikami rozlewiskowymi, rozwijającymi się przed nasuwającym się lądolodem san 2 (W o j t a n o w i c z 1998) lub – jak w przypadku Optynia – po jego wycofaniu (Ł a n e z o n t, R a c i n o w s k i 1994). Materiał tych mulków przeszedł proces wietrzenia mrozowego peryglacialnego, najprawdopodobniej przed sedymentacją, oraz podlegał lessyfikacji po ich osadzeniu.

Jak wykazują wyniki badań litologicznych (tab. 1) w różnych typach litologiczno-genetycznych utworów pylastych, zróżnicowanych także pod względem wieku, przy względnie zróżnicowanej wielkości średniej średnicy ziaren (M_d) obserwuje się głównie dodatnio skośny rozkład uziarnienia i bardzo słabe do skrajnie słabego wysortowanie oraz bardzo zróżnicowaną wielkość wskaźnika kurtozy. Cechą może najbardziej uderzającą w przypadku uziarnienia tych osadów jest ogólnie wysoki udział frakcji 0,05–0,02 mm. Ta frakcja, tak zwana lessowa, powstaje przede wszystkim w warunkach peryglacialnych, w procesie wietrzenia mrozowego. Wskazuje ona na dominujący udział czynnika kriogenicznego w produkcji ziarna pyłowego. W tym miejscu warto podkreślić, że badany obszar w plejstocenie pozostawał relatywnie najdłużej w warunkach peryglacialnych.

Dotychczasowe badania prowadzone w reprezentatywnych, datowanych TL, profilach utworów pylastych pozwalają na wydzielenie trzech zasadniczych grup wiekowych: 1. utwory pylaste najstarsze, reprezentujące zlodowacenia południowopolskie (zlodowacenie san 2), 2. utwory pylaste starsze z okresu zlodowacenia liwca oraz zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia odry i warty), 3. utwory pylaste młodsze z okresu zlodowacenia wisły, głównie z pleniglacialu. Jednocześnie rysuje się inny podział na utwory pylaste nad- i podmorenowe, co wiąże się z przewodnim poziomem stratygraficznym dla badanego obszaru, jakim są gliny zwałowe zlodowacenia san 2 lub osady korelatywne.

LITERATURA

- Baraniacki L., 1965 – Zagadnienie pokryw gliniastych w środowisku peryglacialnym (na przykładzie Sudetów, Karpat, Czechosłowacji, Spitsbergenu). *Biul. IG 187; Z badań czwartorzędu w Polsce*, 11: 349-414.
- Bogucki A., Łanczont M., Wojtanowicz J., Wołoszyn (w druku) – Profil czwartorzędu Krukienice (Ukraina) na międzyrzeczu Sanu i Dniestru; jego znaczenie stratygraficzne i paleogeograficzne w świetle nowych danych. W: Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia, stratygrafia utworów czwartorzędowych, III*. Wyd. Nauk. UAM.
- Dobrzański B., Malicki A., 1949 – Rzekome lessy i rzekome gleby lessowe w okolicy Leżajska. *Annls. UMCS, B*, III: 415-426.
- Dylik J., 1951 – The loess-like formations and the wind-worn stones in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr.*, 3, 3: 1-17.
- Dylik J., 1952 – Głazy tzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 67: 231-332.
- Kryśowska-Iwaszkiewicz M., Łanczont M., 1992 – Zróżnicowanie składu minerałów ciężkich w osadach plejstocenijskich w Prątkowcach koło Przemyśla. *Przegl. Geol.*, 9: 551-554.
- Łanczont M., 1995 – Stratigraphy and paleogeography of loess on the Przemyśl Foothills (SE Poland). *Annls. UMCS, B, L*: 91-126.
- Łanczont M., 1997a – Profile of the Quaternary deposits at Siedliska (foreland of the Przemyśl Carpathians, south-eastern Poland) and its paleogeographic aspect. *Studia Geomorph. Carpatho-Balkanica*, 30: 5-29.

- E a n e z o n t M., 1997b – Lessy okolic Przemysła. *Roczn. Przemyski*, XXXIII, 4, *Nauki Przyr.*: 3-40.
- E a n e z o n t M., P ę k a l a K., B u t r y m J., 1988 – Stratigraphic and paleographic significance of Quaternary deposits from the Optyń Hill near Przemysł (East Carpathians). *Quatern. Stud. in Poland*, VIII: 79-84.
- E a n e z o n t M., N o w a k J., 1992 – Osady z okresu zlodowacenia Sanu w Pikulicach koło Przemysła. W: *Mat. Konf. geomorf.: "Osady i formy glaciifluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej"*. Uniw. Łódzki, Łódź: 11-14.
- E a n e z o n t M., R a c i n o w s k i R., 1994 – Z badań nad osadami żwirowo-piaszczystymi okolic Pikulic koło Przemysła. *Annls. UMCS, B*, XLIX: 101-121.
- E a n e z o n t M., W o j t a n o w i c z J., 1998 – Główne problemy paleogeografii czwartorzędu w Polsce południowo-wschodniej. W: *Ref. i kom. IV Zjazdu Geomorfologów Polskich: „Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy”*. UMCS, Lublin: 357-360.
- M a l i c k i A., 1950 – Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce. *Annls. UMCS, B*, IV: 195-228.
- M a l i c k i A., 1966 – K metodikie ustanowienij razlickej między lessami i lëßsoidnymi porodami. W: *Sowremennij i cecwiertecznyj kontinentalnyj litogenes*. Izd. „Nauka”. Moskwa: 91-92.
- M a r u s z c z a k H., 1968 – Przebieg zjawisk w strefie peryglacialnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Prace Geogr., IG PAN*, 74: 157-200.
- M a r u s z c z a k H., 1990 – Zróżnicowanie strefowe lessów na półkuli wschodniej. *Przeegl. Geogr.*, LXII, 1-2: 51-74.
- M a r u s z c z a k H., D o l e c k i L., E a n e z o n t M., 1992 – Możliwości zastosowania metody termoluminescencyjnej do datowania utworów czwartorzędowych starszych od 0,3-0,5 Ma – wyniki uzyskane dla profilu Zadębec koło Hrubieszowa i Pikulice koło Przemysła. *Przeegl. Geol.*, 9: 538-541.
- M o j s k i J. E., 1993 – Kilka uwag o genezie lessu w Polsce. *Annls. UMCS, B*, XLVIII: 223-227.
- R o k i c k i J., 1950 – Warunki występowania utworów pyłowych i lessów na Dolnym Śląsku. *Annls. UMCS, B*, V: 53-95.
- R o k i c k i J., 1952 – Less i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 65: 479-512.
- R ó ż y c k i S.Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- R z e c h o w s k i J., 1997 – Lessy na Roztoczu Rawskim. W: *Semin. teren.: „Glacial i peryglacial Kotliny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat w okolicy Przemysła”*, Lublin: 31.
- T e i s s e y r e H., 1938 – Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 13(1937): 31-81.
- W o j t a n o w i c z J., 1997 – Plenivistuliańskie osady pylasto-piaszczyste w profilu Radruż. W: *Semin. teren.: „Glacial i peryglacial Kotliny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat w okolicy Przemysła”*, Lublin: 54-57.
- W o j t a n o w i c z J., 1988 – The origin and age of silt deposits in the Sandomierz Basin. *Biul. Perygl.*, 37: 167-178.

Andrej Bogucki
Maria Łanczont
Józef Wojtanowicz

LOESSES AND SILT DEPOSITS IN THE SAN AND DNIESTER INTERFLUVE

SUMMARY

Abstract. Lithology and stratigraphy of loesses and silt deposits were studied in five profiles (Krukienice, Mościska, Siedliska, Optyń and Radruż) situated in the area comprising parts of the Carpathians, Carpathian Foothills, Sandomierz Basin, Roztocze and Podolia. This area is a zone of the maximum extent of the Pleistocene glaciation.

Three regional provinces of loesses were distinguished: upland (Roztocze), Carpathian and Podolian. Within the other silt deposits the following kinds were discerned: loess-like silt deposits, non-loessy silt deposits, loessified muds. The studied deposits were classified into three main age groups: 1. the oldest silt deposits (San 2 Glacial), 2. older silt deposits (Lwice, Odra and Warta Glacials), and 3. younger silt deposits (Wisła Glacial). At the same time silt deposits were divided into the under- and over-moraine ones, because tills from the San 2 Glacial form the stratigraphic key horizon within Quaternary deposits of the studied area.

The studied area in the San and Dniester interfluvium is of 630 km². It is the borderland of Poland and Ukraine situated between Lubaczów, Lvov, Sambor and Przemyśl. The European watershed between the basins of the Baltic Sea and the Black Sea runs across this area. At the same time a few regions of a first rank meet here: Carpathians, Carpathian Foothills, Sandomierz Basin, Roztocze, Podolia (Fig. 1).

Five profiles of the Quaternary deposits were examined in the following exposures: Krukienice, Mościska, Siedliska, Optyń and Radruż (Fig. 2). Samples were collected for particle-size, heavy minerals and pollen analyses. Stratigraphic key horizons were dated by the TL method.

The major purpose of this study was to discuss a genetic typology of silt deposits.

The studied silt deposits can be generally divided into the following groups: loesses, loess-like silt deposits, non-loessy silt deposits and loessified muds. Within the typical loesses three regional provinces are distinguished: upland (in the Roztocze), Carpathian (in the Carpathians and Carpathian Foothills) and Podolian (in the Podolia). In this study only the Carpathian loesses are described. They are characterized by the occurrence of different genetic and facies variations: deluvial, solifluction, alluvial and others.

Loess-like deposits comprise a wide range of genetic types: transformed (weathered) loesses, silty weathered covers, denuded kame deposits, lacustrine deposits and others.

During accumulation of the non-loessy silt deposits the aeolian factor was small or quite insignificant in the last phase of the sedimentation cycle. These are deposits of varied thickness and lithology, such as silty-sandy deposits, slope silty loams, silty muds and others.

Loessified muds form layers of carbonate silt deposits occurring together with sands. They are considered to be the aeolian sediments accumulated in waters of the Pleistocene ice-dammed lakes, which were formed in front of the San 2 ice sheet during its advance or – as in Optyń – after

its retreat. Material of these muds underwent periglacial frost weathering, probably before sedimentation, and it was loessified after accumulation.

Lithological studies show that in all the types of deposits the content of the „loessy” fraction 0.05–0.02 mm is generally high (Tab. 1). Grains of this size originate mainly in periglacial conditions during frost weathering. Their high content indicates the domination of cryogenic processes in the production of silt grain.

The researches which have been made till now in the typical, TL dated profiles of the silt deposits allow us to distinguish three main age groups: 1. the oldest silt deposits representing the South-Polish Glaciations (San 2 Glacial), 2. older silt deposits from the Liwiec Glacial and the Middle-Polish Glaciations (Odra and Warta Glacials), 3. younger silt deposits from the Wisla Glacial, mainly from the Pleniglacial. At the same time the other classification appears. We can distinguish the over- and under-moraine silt deposits, because tills or corresponding deposits from the San 2 Glacial form the stratigraphic key horizon in the studied area.

Roman Chlebowski

*Instytut Geologii, Mineralogii i Petrologii UW
Warszawa*

Leszek Lindner

*Instytut Geologii Podstawowej UW
Warszawa*

PERYGLACJALNE PROCESY WIETRZENIOWE I WARUNKI AKUMULACJI LESSÓW MŁODSZYCH NA WYŻYNIIE MAŁOPOLSKIEJ

ZARYS TREŚCI

Przedstawiono rolę plejstocenijskich procesów wietrzenia mrozowego w powstawaniu powierzchniowych i podpowierzchniowych deformacji skal przedczwartorzędowych na Wyżynie Małopolskiej. Omówiono także wpływ tych procesów na warunki tworzenia tutejszych pokryw pylasto-piaszczystych. Na podstawie wyników badań granulometrycznych i mineralogicznych tych pokryw oraz skal z ich otoczenia wykazano, że skały te były głównym źródłem materiału lessowego. Materiał ten był przenoszony eolicznie przez wiatry zachodnie i akumulowany po zawietrznej stronie kulminacji morfologicznych. Dla celów porównawczych przytoczono przykłady powyższych zjawisk z obszaru Spitzbergeńu.

WSTĘP

Obszar Wyżyny Małopolskiej, z racji powszechnego występowania litych skal przedczwartorzędowych (od kambru po trzeciorząd) oraz wielokrotnego objęcia warunkami peryglacjalnymi, dostarcza wielu dowodów wietrzenia mrozowego tych skal. Wietrzenie to odbywało się podczas wszystkich plejstocenijskich ochłodzeń klimatycznych (złodowaceń), a jego ślady zachowane są w mniejszym lub większym stopniu prawie na każdej powierzchni wychodni skalnej tego obszaru (rys.1). Rozpoznanie przejawów wietrzenia mrozowego miało istotny wpływ na rozwój koncepcji morfogenezy cyklu peryglacjalnego, a także identyfikacji powstających tu wówczas procesów i struktur peryglacjalnych (Dylik 1952, 1963; Dylik, Klatacka 1952; Jahn 1970).

Do najbardziej spektakularnych śladów tego wietrzenia należy zaliczyć w pierwszej kolejności gołoborza łysogórskie (Łozicki 1909, 1910; Klatacka 1956, 1962) oraz powierzchniowe i podpowierzchniowe struktury i festony gruzowe (Lindner 1972, 1977; Chlebowski, Lindner 1989). Ponadto

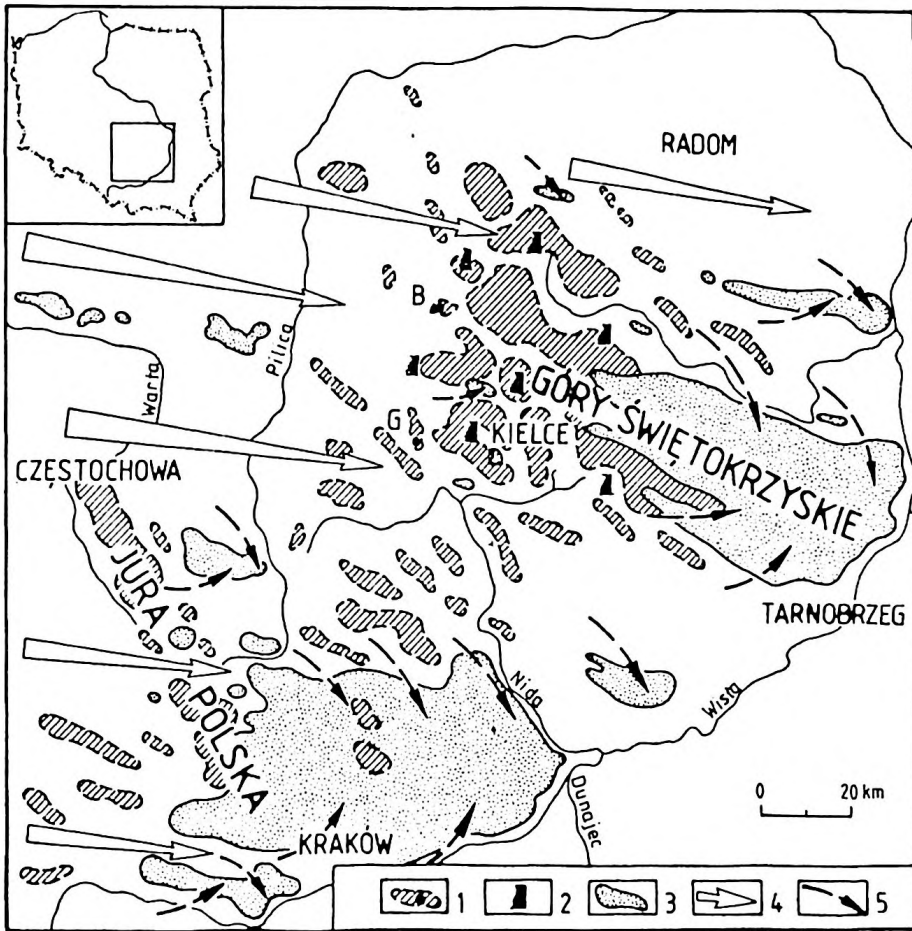
w strefach wspomnianych wychodni skalnych powszechnie występują pokrywy gruzowe i gliniasto-gruzowe częściowo przemieszczone stokowo w warunkach kongeliflukeyjnych (L i n d n e r 1996, 1998). Z procesami wietrzenia mrozowego było związane tworzenie się materiału macierzystego lessów (J a h n 1950; D y l i k 1954). W opinii autorów były one czynnikiem wybitnie sprzyjającym produkcji materiału źródłowego dla lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej (C h l e b o w s k i, L i n d n e r 1975, 1976, 1989, 1992).

WIETRZENIE MROZOWE

Warunki paleogeograficzne Wyżyny Małopolskiej powodowały, że w górnej części środkowego i w późnym plejstocenie główna część tego obszaru znalazła się na wysokości od około 250 m n.p.m. do około 600 m n.p.m. i była położona poza zasięgiem ówczesnych lądolodów skandynawskich.

Najwyżej położone wzniesienia i pasma górskie tego obszaru, a zwłaszcza spękane tektonicznie ich kulminacje, w wyniku częstego zamarzania i rozmarzania warunkowały powstawanie wówczas zwietrzliny blokowej gołoborzy oraz jej przemieszczanie grawitacyjne (K l a t k a 1962). W przypadku powstałych tą drogą gołoborzy łysogórskich ich frakcją gruzową, podobnie jak i blokową stanowią kwarcyty kambryjskie. Gołoborza te schodząc w dół stoków, mimo gwałtownie malejącej wartości ich nachylenia, wkraczały szerokim frontem na obszar wychodni skal ordowiku i syluru. W opinii cytowanego autora gołoborza łysogórskie można podzielić na dwie kategorie genetyczne. Do pierwszej z nich należą gołoborza sąsiadujące ze skałkami grzbietowymi i reprezentujące formy powstałe w wyniku gromadzenia się zwietrzliny blokowej *in situ*. Do drugiej kategorii należą te gołoborza, w obrębie których można wyróżnić szkielec blokowy o uwarunkowaniach litologicznych, zatopiony w pokrywach gliniastych, gliniasto-piaszczystych lub pylasto-gruzowych. Gołoborza te można zdefiniować jako kongeliflukeyjną pokrywę stokową. Ten typ gołoborzy daje się odnaleźć także w strefie wychodni piaskowców dewońskich, a nawet na obszarze wychodni skal pstrego piaskowca i liasu świętokrzyskiego (L i n d n e r 1971).

Śladem plejstoceniowego wietrzenia mrozowego są też powszechne, zwłaszcza w północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej, pokrywy gruzowe wzbogacone materiałem gliniastym lub piaszczystym. Osiągają one od 1 do 3 m miąższości, odznaczają się znacznym udziałem materiału ostrokrawędzistego, a w wielu przypadkach tworzą festony gruzowe. Szczególnie dobrze są one zachowane w strefie wychodni margli kredowych na obszarze niecki włoszczowskiej, gdzie część z nich była interpretowana jako „egzaracyjne” moreny denne (R ó Ź y c k i 1982) oraz w strefie wychodni piaskowców liasowych na obszarze antykliny gielniowskiej (L i n d n e r 1976a, 1996). W stanowisku Brody (rys.1) koło Końskich są one rozwinięte na płytko odsłaniających się tych piaskowcach odznaczających się dobrze



Rys. 1. Obszary występowania śladów wietrzenia mrozowego skał przedkwartorzędowych i kierunki wiatrów warunkujących akumulację pokryw lessowych na Wyżynie Małopolskiej wg Chlebowskiego i Lindnera (1989), uzupełnione

1 – większe wychodnie litych skał przedkwartorzędowych objętych plejstocenicznym wietrzeniem mrozowym z położeniem stanowisk w Brodach (B) i Gnieździskach (G); 2 – skałki korazyjno-deflacyjne; 3 – większe pokrywy lessowe; 4 – główne kierunki wiatrów lessotwórczych; 5 – lokalne kierunki wiatrów lessotwórczych

The areas where traces of frost weathering of pre-Quaternary rocks occur and the directions of winds conditioning the accumulation of loess covers in the Małopolska Upland, according to Chlebowski and Lindner (1989), complemented

1 – major outcrops of pre-Quaternary solid rocks subjected to Pleistocene frost weathering, along with the situation of the posts at Brody (B) and Gnieździska (G); 2 – corrasion and deflation tors; 3 – major loess covers; 4 – main directions of loess-making winds; 5 – local directions of loess-making winds

wykształconymi spękaniem ciosowymi i wyraźnym uławiczeniem sięgającym do głębokości 1,5–2,0 m poniżej powierzchni terenu (Lindner 1976a).

W stanowisku Gnieździska (rys.1) koło Małogoszcza oraz w szeregu innych strefach wychodni wapieni jurajskich i triasowych na obszarze Wyżyny Małopolskiej śladem plejstocenicznego wietrzenia mrozowego są warstwy gruzu

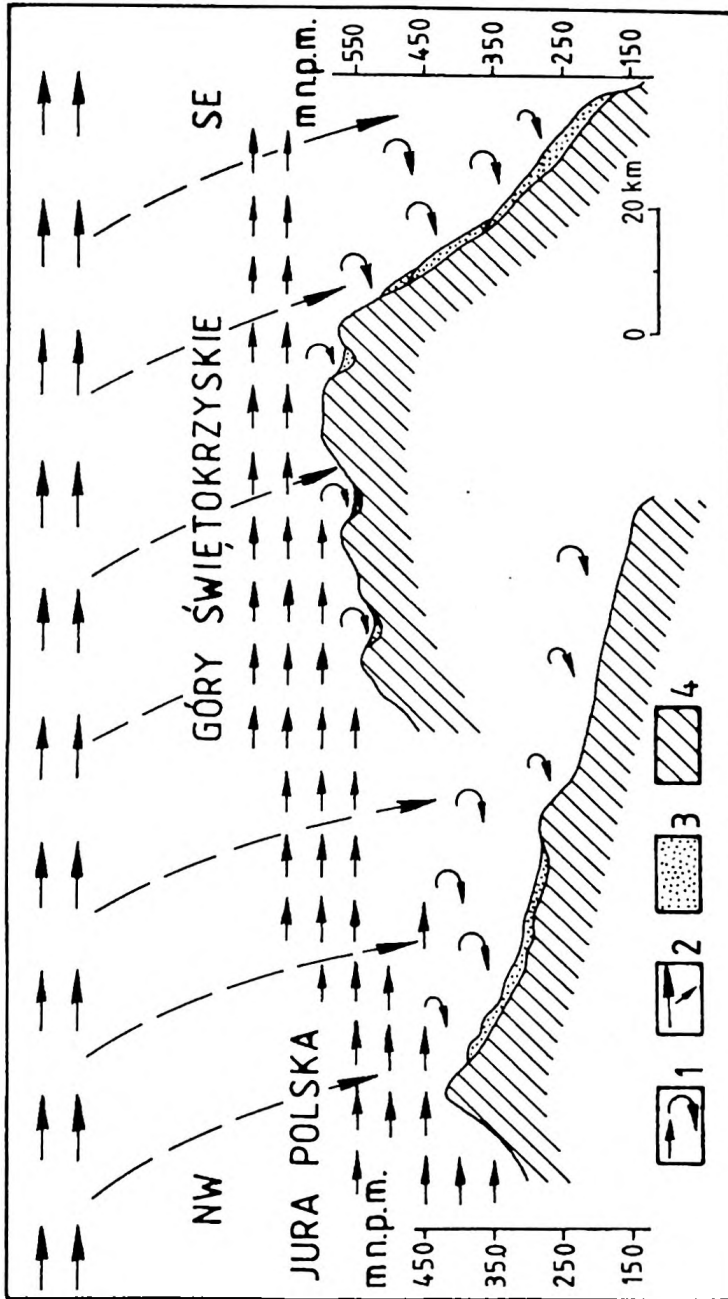
zachowane pod powierzchnią terenu i przecinające skośnie lawice tych wapieni na głębokości 1,5–2,0 m. Warstwy tego gruzu są współkształtne do powierzchni terenu i zostały opisane (L i n d n e r 1996) jako efekt zamarzania i rozmarzania wód powierzchniowych (opadowych lub z topniejących śniegów), które przedostawały się szczelinami ciosowymi w głąb masywu skalnego. Wody te zatrzymując się na pewnej głębokości na utworach nieprzepuszczalnych podlegały zamarzaniu, a zwiększając tą drogą swoją objętość powodowały rozkruszanie otaczających skal i powstanie warstwy gruzu pokrywającej się głębokościowo z ówczesnym położeniem tak zwanego poziomu czynnego.

Z poczynionych obserwacji wynika, że peryglacialne procesy wietrzenia mrozowego były ponadto na obszarze Wyżyny Małopolskiej główną przyczyną powstawania materiału gruzowego wchodzącego w skład środkowo- i późno-plejstocenijskich pokryw kongeliflukcyjnych nadbudowujących powierzchnie taras nadzalewowych w większości dolin rzecznych tego obszaru. Gromadzeniu gruzu skalnego, w wyniku postępującej dezintegracji mrozowej, towarzyszyło także powszechne gromadzenie materiału bardziej drobnoziarnistego, a nawet pylastego. Powstawaniu tego materiału sprzyjało również wietrzenie mrozowe tutejszych, środkowo- i późnoplejstocenijskich osadów lodowcowych i rzecznych, prowadzące do utworzenia znacznych ilości peryglacialnych pokryw pylasto-piaszczystych będących bezpośrednim źródłem materiału lessowego.

WARUNKI AKUMULACJI LESSÓW

Obszar Wyżyny Małopolskiej odznacza się mniej lub bardziej płatowym (wyspowym) występowaniem lessów młodszych – związanych wiekowo z warunkami peryglacialnymi ostatniego piętra zimnego – vistulianu (J e r s a k 1973). W przypadku płatów o mniejszej lub średniej wielkości z reguły lessy te pokrywają wschodnie zbocza wyniosłości (rys. 2) utworzonych ze skal paleozoicznych lub mezozoicznych nadbudowanych częściowo pokrywami kongeliflukcyjnymi i/lub cienkimi glinami zwałowymi i piaszczysto-mulłowymi osadami kemowymi (L i n d n e r 1967a,b, 1971). Najbardziej wschodnie fragmenty tych płatów pokrywają z reguły powierzchnie bardziej płaskie, tworząc garby lub wały ograniczone od północy, wschodu i południa kilku lub kilkunastometrowymi krawędziami (L i n d n e r 1976b). W przypadku największych płatów lessowych zajmujących znaczne obszary Wyżyny Miechowskiej, czy też Wyżyny Opatowsko-Sandomierskiej, lessy vistuliańskie, mimo że względnie jednakową miąższością pokrywają deniwelacje swego podłoża, to również tu od północy i wschodu ograniczone są wyraźnymi strefami krawędziowymi (A l e x a n d r o w i c z, L i n d n e r 1997; L i n d n e r, W o j t a n o w i c z, K u s i a k 1999).

Z licznych odsłoneń rozcinających większość płatów lessowych zachodniej i północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej widać, że w lessach tych



Rys. 2. Warunki akumulacji lessowej na Wyżynie Małopolskiej, wg Chlebowskiego i Lindnera (1989)

1 - kierunki wiatrów przypoверхових w warunkujących akumulację lessów; 2 - kierunki wiatrów w wyższych częściach atmosfery warunkujących akumulację lessów; 3 - lessy; 4 - podłoża przedkwaternarzędowe

The conditions of loess accumulation in the Matopolska Upland, according to Chlebowski and Lindner (1989)
 1 - directions of winds blowing at the ground surface and conditioning the loess accumulation; 2 - directions of winds in the upper layers of the atmosphere, conditioning the loess accumulation; 3 - loesses; 4 - pre-Quaternary sub-strate

pojawiają się smugi lub przewarstwienia materiału piaszczystego (niekiedy z drobnym żwirkiem) o miąższości od kilku milimetrów do kilku centymetrów (Chlebowski, Lindner 1976; Lindner 1976b). Znaczna obecność tych smug w obrębie zachodnich fragmentów poszczególnych płatów przemawia za rytmicznym rozwiewaniem peryglacialnie przygotowanych zwietrzelin piaszczysto-pylastych, zarówno skał przedczwartorzędowych jak i osadów plejstocenijskich, oraz zaolicznym włączaniem ich w obręb akumulacji lessowej (Cegła 1972). Fakt ten wydaje się być cechą charakterystyczną lessów młodszych całej północno-zachodniej i zachodniej części Wyżyny Małopolskiej oraz potwierdza opinię o akumulacji tych lessów przy udziale wiatrów zachodnich (Lindner 1972, 1976b; Różycki 1986, 1991).

Z analizy składu granulometrycznego oraz analizy zespołu minerałów ciężkich dla około 100 profilów lessowych i pyłów pokrywowych (Chlebowski, Lindner 1992) pochodzących z południowej części Polski środkowej, wynikają uogólnienia i wnioski dotyczące zarówno mechanizmu powstawania frakcji pyłowej jak i jej transportuolicznego oraz akumulacji.

Procesy wietrzeniowe prowadzące do dezintegracji skał w warunkach wietrzenia mrozowego zachodziły tu równocześnie w skali makro (rozkruszanie blokowe, frakcje gruzowe) jak i w skali mikro (rozdrabnianie frakcji drobnych, w których dominują pojedyncze ziarna mineralne). Ten drugi przypadek dotyczył minerałów kumulujących się głównie we frakcjach psamitowych, a więc piaszczystych, a w szczególności tych, które ze względu na cechy fizyczne są zaliczane do łupliwych i łatwo pękających. Szczególnie dobrymi przykładami są tu takie grupy mineralne jak amfibole i pirokseny oraz minerały o pokroju blaszkowym, zaliczane do zespołu minerałów ciężkich, a także na przykład grupa skaleni – zaliczanych do frakcji lekkiej. We wszystkich wymienionych przypadkach decydującymi cechami fizycznymi jest łupliwość i skłonność do spękań. W przypadku amfiboli i piroksenów, a także skaleni (zwłaszcza potasowych) są to dwa główne kierunki łupliwości krzyżujące się ze sobą, co stwarza naturalne predyspozycje do łatwego rozpadu. W przypadku natomiast minerałów o pokroju blaszkowym (biotyt, chloryty, muskowit) podobną rolę odgrywała oddzielność międzyblaszkowa lub międzypakietowa. Z kolei w takich minerałach jak plagioklasy rolę predyspozycji do oddzielności i rozpadu mogły pełnić płaszczyzny zbliźniczeń wielu osobników w pojedynczych kryształach.

Wszystkie wymienione cechy fizyczne w określonych warunkach wietrzenia mrozowego (warunki peryglacialne) oraz warunkach transportu lub przemieszczeń, zarówno stokowych jak i przy udziale wody, bardzo sprzyjały szybkiej dezintegracji i rozdrabnianiu. Frakcje psamitowe dość szybko w wymienionych warunkach środowiska peryglacialnego ulegały destrukcji i rozdrobnieniu tworząc obfity materiał o frakcji aleurytowej i drobniejszej. Był to dobrze przygotowany w warunkach peryglacialnych materiał, powstały *in situ* na określonym podłożu skalnym lub zwietrzelin macierzystych i przygotowany do działalnościolicznej.

Niezwykle istotnym faktem było również i to, że właśnie wymienione minerały o swych pierwotnych predyspozycjach krystalograficznych były najlepszymi wskaźnikami zarówno w interpretacjach dotyczących źródła materiału, a więc obszaru alimentacyjnego, jak i kierunku transportu tego materiału. Decydujące były tu wymienione cechy fizyczne oraz podatność na transport coliczny w przypadku minerałów blaszkowych. Predyspozycje do dezintegracji powodowały, że minerały te bardzo szybko „gubiły” się w trakcie transportu i znikaly ze składu mineralnego osadu, a więc odbywały bardzo krótki transport. Były one niepodatne na wielokrotne redepozycje, czyli na ogół występowały nieopodal swego macierzystego źródła, pozwalając na odtwarzanie drogi (kierunku) transportu (Chlebowski, Lindner 1989).

Analiza składu granulometrycznego lessów i pokryw pyłowych, a także zwietrzelin skal podłoża w wielu stanowiskach na Wyżynie Małopolskiej wykazała bardzo wyraźne zróżnicowanie w zawartościach określonych frakcji, na przykład $> 0,05$ mm, $0,05-0,01$ mm i $< 0,01$ mm w różnych partiach badanych płatów lessowych (Chlebowski, Lindner 1992). Zróżnicowanie to miało ścisły związek z genezą materiału lessotwórczego, na przykład gdy były nim zwietrzeliny margli kredowych i wapieni jurajskich rejonów częstochowsko-krakowsko-miechowskiego lub plejstocenijskie aluwia rzeki Kamiennej, to stwierdzano tam wyraźny wzrost frakcji najdrobniejszych ($0,05-0,01$ mm i $< 0,01$ mm). Jeżeli natomiast na obszarach alimentacyjnych dla lessów były utwory wodnolodowcowe lub zwietrzeliny skal klastycznych osłony mezozoicznej (trias, lias) Gór Świętokrzyskich, wtedy w składzie granulometrycznym wzrastał udział frakcji grubszych od $0,05$ mm kosztem frakcji z przedziału $0,05-0,01$ mm i drobniejszych. Fakty te świadczą o ścisłym związku genetycznym składu granulometrycznego lessów i utworów skalnych występujących na ich zapleczu jako materiału macierzystego dla tych lessów.

Z kolei uwarunkowania geomorfologiczne podłoża, na którym następowała akumulacja lessów „wymuszały” niejako akt ich sedymentacji i akumulacji zawsze po stronie zawietrznej (rys. 2). Fakt ten jednocześnie pozwalał na określenie kierunku transportu materiału lessotwórczego jako zachodni. Był to kierunek dominujący w odniesieniu do lessów młodszych, z odchyleniami o przeważającym kierunku SW, co również ma swoje konsekwencje w pewnego rodzaju „zaburzeniach” prawidłowości dystrybucji składu granulometrycznego jak i zawartości różnych składników zespołu minerałów ciężkich bezpośrednio nawiązujących do składu mineralnego skal i zwietrzelin obszarów alimentacyjnych.

W składzie minerałów ciężkich badanych pokryw lessowych i pyłowych oraz zwietrzelin skal podłoża można stwierdzić niezwykle istotne prawidłowości, a mianowicie: zróżnicowanie we frakcji minerałów ciężkich lessów zarówno pod względem jakościowym jak i ilościowym oraz ścisły związek tego zróżnicowania ze składem mineralnym materiału wyjściowego (macierzystego). Istnieje też ścisły związek tych prawidłowości ze

zróznicowaniem rejonu występowania lessów i obszarów alimentacyjnych. Najbardziej wymownymi mogą tu być analizy składu mineralnego niektórych płatów lessowych (Sławków, Żerkowice), gdzie przy ogólnym podobieństwie mineralnym różnicują je poszczególne zawartości mineralów blaszkowych (muskowit, biotyt, chloryt), które poprzez skład mineralny piasków Pustyni Błędowskiej nawiązują do osadów wodnolodowcowych bardzo zasobnych w te składniki. Z kolei lessy rejonu krakowsko-miechowskiego, a zwłaszcza w zachodniej części tego rejonu (Alwernia, Regulice), są wzbogacone w minerały z grupy piroksenów, a więc grupy mineralów najbardziej podatnych na prędką dezintegrację, czyli najmniej odpornych na transport. Minerale te ściśle nawiązują do nieopodał występujących wulkanitów permskich i ich zwietrzelin, które uznać można za materiał źródłowy dla piroksenów obecnych w lessach. Skąły te, zasobne w minerały łatwo ulegające dezintegracji, dostarczały bardzo dużo materiału zwietrzelinowego zwłaszcza w warunkach peryglacialnych wskutek intensywnego ich rozkruszania w wyniku wietrzenia mrozowego.

Utwory pokrywowe północnej części Wyżyny Małopolskiej, na przykład okolice Działoszyna i Radoska, swym składem mineralnym, a zwłaszcza zawartościami takich składników jak amfibole różnią się od lessów rejonu krakowsko-miechowskiego. Nawiązują więc one do składu mineralnego lessów rejonu świętokrzyskiego. Jest to spowodowane związkiem genetycznym z utworami wodnolodowcowymi zasobnymi w materiał zwietrzelinowy skał magmowych i metamorficznych, których częstymi składnikami są amfibole (Chlebowski, Lindner 1992).

Bardzo istotna jest również w tym względzie nie tylko analiza składu mineralnego frakcji ciężkiej (amfibole, pirokseny, biotyt, chloryt), ale także analiza składu mineralnego frakcji lekkiej. Stwierdzono mianowicie obecność otwornic w lessach występujących na zapleczu margli kredowych w nieodległym podłożu lub też ziarna ametystu w lessach rejonu krakowskiego, gdzie dość pospolite w podłożu są skały wulkaniczne z częstymi druzami kwarcowo-ametystowymi. Także zwiększone zawartości drobnodetrytycznego węgla wapnia w lessach mogą być wskazówką źródła ich występowania na złożu pierwotnym (skały węglanowe). Podobnie jak wzbogacenie w minerały nieprzezroczyste fakt ten wyraźnie nawiązuje do utworów jury brunatnej lub też do skał wulkanicznych.

UWAGI PORÓWNAWCZE

Wielu argumentów porównawczych dla opisywanych zjawisk dostarczają obserwacje procesów wietrzeniowych zachodzących we współczesnych strefach peryglacialnych na Spitsbergenie (m.in. Jahn 1970; Pękala 1980; Kostrowski 1998; Chlebowski 1999). W rejonie południowego Bellsundu (środkowy Spitsbergen) obserwowane są efekty współcześnie zachodzących procesów rzeźbotwórczych na skalnym podłożu wysokiego

brzegu morskiego. Odsłaniające się tu skały osadowe wieku trzeciorzędowego – średnio i grubo-ziarniste piaskowce – są poddawane bardzo intensywnym procesom korazyjno--deflacyjnym. Intensywne wietrzenie mrozowe i bardzo silne wiatry (feny) są w tym rejonie przyczyną powstawania i ciągłego modelowania urozmaiconej rzeźby skałek (fot. 1, 2). Jednocześnie u podnóża tych skałek gromadzi się w bardzo dużych ilościach gruz skalny, piargi i piaszczysto-pylasty materiał zwietrzelinowy (fot. 3).

Wychodnie warstw piaskowcowych, sterczące skałki budujące wysoki brzeg morski oraz materiał zwietrzelinowy gromadzony u podnóża tych skałek są tu nieustannie poddawane żywym procesom wietrzenia mrozowego w warunkach peryglacjalnych. Opady śniegu, a następnie jego topnienie w nasłonecznionych partiach oraz zamarzanie wody powstałej z topniejącego śniegu, powodują nieustanne rozkruszanie spękanych warstw skalnych. Cykliczne powtarzanie się tych zjawisk powoduje, że w krótkim czasie pobytu espedycji naukowej w jednym sezonie można obserwować zmiany rzeźby uformowanych skałek korazyjno-deflacyjnych. Jednocześnie tym samym procesom podlegają nagromadzone u podnóża skałek zwietrzeliny, ulegając nieustannemu rozdrabnianiu. Z kolei intensywnie wiejące wiatry (feny) porywając rozdrobnione cząstki mineralne i skalne powodują z jednej strony intensywną działalność korazyjną, a z drugiej strony transport i redepozycję niesionego i przetaczanego materiału zwietrzelinowego. W efekcie następuje osadzanie i akumulacja transportowanego materiału, na ogół po stronie zawietrznej każdej przeszkody lub na podłożu podmokłym, w tym zwłaszcza na pokrywach śnieżnych na podmokłej tundrze lub strefach młodych (nawilgoconych) stożków aluwialnych (C h l e b o w s k i, materiały niepublikowane).

Również w strefie północnego obramowania Billefjordu na Spitsbergenie, w wyższych partiach doliny Ebby, zaobserwowano współcześnie zachodzącą akumulację eoliczną materiału pylasto-piaszczystego (L i n d n e r, materiały niepublikowane). Akumulacja ta odbywała się na szczątkowo zachowanych łatem płatach śniegu, głównie po zawietrznej stronie kulminacji morfologicznych zbudowanych z piaskowców i kwarcytów karbońskich (fot. 4, 5).

Doskonałym przykładem, będącym współczesną ilustracją procesów lessotwórczych opisanych przez autorów na Wyżynie Małopolskiej, są obserwacje i badania mineralogiczne utworów trzeciorzędowych i otaczających je osadów czwartorzędowych w rejonie Bellsundu na Spitsbergenie (C h l e b o w s k i 1999). Badania te, a zwłaszcza zespołu minerałów ciężkich zawartych w piaskowcach trzeciorzędowych i ich zwietrzelinach, wykazują ścisły związek mineralny tych utworów ze składem mineralnym niezbyt odległego, współcześnie formującego się stożka aluwialnego. Związek ten został potwierdzony głównie na podstawie obecności w obu typach osadów minerałów z grupy amfiboli. Minerale te ze względu na swe predyspozycje do dezintegracji nie przebywają z reguły długiego transportu i z tego względu stają się

doskonałymi wskaźnikami źródła materiału wyjściowego (skal macierzystych, bądź ich zwietrzelin).

UWAGI KOŃCOWE

Powyższe przykłady są dobrym odniesieniem procesów wietrzenia mrozowego oraz zjawisk korazyjno-deflacyjnych i niweoecologicznych zachodzących we współczesnej strefie peryglacialnej w stosunku do analogicznych procesów warunkujących akumulację lessów młodszych na Wyżynie Małopolskiej. Odniesienie to jednocześnie dobrze ukierunkowuje badania utworów starszych i umożliwia odróżnianie ich od współcześnie tworzących się w analogicznych warunkach peryglacialnych.

Przedstawione wyniki badań nad procesami wietrzenia mrozowego i akumulacji lessów młodszych pozwalają jednoznacznie wiązać ich genezę z plejstocenicznym środowiskiem peryglacialnym. Procesy te szczególnie wyraźnie zachodziły na Wyżynie Małopolskiej w czasie pełni ostatniego zlodowacenia (vistulian) przy obecności okresowo pojawiających się i zanikających pokryw śnieżnych ułatwiających przytrzymywanie materiału lessowego. Materiał ten, jako jeden z produktów wietrzenia mrozowego skal podłoża, był przenoszony przy udziale głównie wiatrów zachodnich i osadzany z reguły po zawietrznej stronie kulminacji morfologicznych.

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., Lindner L., 1997 – Lessy i holoceniczne osady deluwialne w Kamieniu Plebańskim koło Sandomierza. *Kwart. AGH, Geologia*, 23, 1: 29-43.
- Cegła J., 1972 – Sedymentacja lessów Polski. *Acta Univ. Wratislavi.*, 168, *Studia Geogr.*, 17: 1-71.
- Chlebowski R., 1999 – Heavy minerals in sandur deposits from the forefield of the Scott Glacier (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen). *Pol. Polar Res.*, 20, 1: 25-32.
- Chlebowski R., Lindner L., 1975 – Wpływ podłoża na skład mineralów ciężkich głównych wysp lessowych NW części Wyżyny Małopolskiej. *Acta Geol. Pol.*, 25, 1: 163-178.
- Chlebowski R., Lindner L., 1976 – Próba zastosowania analizy mineralów ciężkich w problematyce badawczej lessów na przykładzie lessów młodszych zachodniej części regionu świętokrzyskiego. *Inst. Geol., Biul.*, 297: 293-305.
- Chlebowski R., Lindner L., 1989 – Weathering processes of the Pleistocene periglacial environment and origin of loess. In: K. S. Balasubramaniam *et al.* (eds.), *Weathering: its products and deposits*. I. Theophrastus Publ. S.A., Athens: 439-456.
- Chlebowski R., Lindner L., 1992 – Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej. *Uniw. Warsz., Biol. Geol.*, 32: 15-48.
- Dylićk J., 1952 – Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 68: 173-198.
- Dylićk J., 1954 – Zagadnienie genezy lessu w Polsce. *Biul. Perygl.*, 1: 19-30, 125-131.
- Dylićk J., 1963 – Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenicznej. *Acta Geogr. Lodz.*, 17: 1-93.
- Dylićk J., Klarka T., 1952 – Recherches microscopiques sur la désintégration périglaciaire.

Bull. Soc. Sci. Lettr., 3, 4: 1-12.

- Ja h n A., 1950 – Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. *Acta Geol. Pol.*, 1, 3: 257-310.
- Ja h n A., 1970 – Zagadnienia strefy peryglacialnej. PWN, Warszawa, 202s.
- Je r s a k J., 1973 – Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 32: 1-142.
- K l a t k a T., 1956 – Example du modelé périglaciaire de Łysa Góra. *Biul. Perygl.*, 4: 255-276.
- K l a t k a T., 1962 – Geneza i wiek góloborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 12: 1-124.
- K o s t r z e w s k i A., 1998 – Zwietrzaliny i ich znaczenie w litogenezie strefy zimnej (Spitsbergen, Isbjörnhamna). *Geografia, UAM*, 58: 127-142.
- L i n d n e r L., 1967a – Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchej. *Acta Geol. Pol.*, 17, 3: 443-462.
- L i n d n e r L., 1967b – Lessy dorzecza Uniejówki. *Acta Geol. Pol.*, 17, 3: 463-494.
- L i n d n e r L., 1971 – Wyspa lessowa Oblęgorka koło Kielc. *Acta Geol. Pol.*, 21, 2: 265-278.
- L i n d n e r L., 1972 – Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło koło Nickłania. *Acta Geol. Pol.*, 22, 1: 169-180.
- L i n d n e r L., 1976a – Pleistocene periglacial and periglacial-soil structures in the western part of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 26, 3: 405-411.
- L i n d n e r L., 1976b – Warunki akumulacji lessów młodszych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego. *Inst. Geol., Biul.*, 297: 307-316.
- L i n d n e r L., 1977 – Piekło: Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło oraz ich stosunek do pokrywy lessowej regionu świętokrzyskiego. W: L. Lindner, Z. Michalska (red.), Przew. Symp. Teren: „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”. Wyd. Geol., Warszawa: 60-65.
- L i n d n e r L., 1996 – Wietrzenie mrozowe skal przedczwartorzędowych oraz jego wpływ na rozwój rzeźby północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 149-164.
- L i n d n e r L., 1998 – Nowe spojrzenie na plejstocenijskie osady i procesy rzeźbotwórcze w strefie Garbu Gielniowskiego (NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). W: A. Kostrzewski (red.), Streszcz. ref. i posterów III Semin.: "Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych", Poznań: 68-69.
- L i n d n e r L., W o j t a n o w i c z J., K u s i a k J., 1999 – Datowany TL profil lessowy w Bodzechowie nad Kamienną i jego znaczenie dla stratygrafii plejstocenu Wyżyny Sandomierskiej. *Przegl. Geol.*, 2: 163-167.
- E o z i ń s k i W., 1909 – O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. *Rozpr. PAU, A*, 49: 1-16.
- E o z i ń s k i W., 1910 – Die Periglaziale fazies der mechanischen verwitterung. C.r. XI Congr. géol. intern. Stockholm: 1039-1053.
- P ę k a l a K., 1980 – Rzeźba, współczesne procesy morfogenetyczne i utwory pokrywowe na nunatakach w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen). Rozpr. habilit. UMCS, Lublin. 90s.
- R ó ż y c k i S. Z., 1982 – Objawy mutonizacji i denne moreny „egzaracyjne” z materiału lokalnego na północnym obrzeżeniu Wyżyny Małopolskiej. *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, 26: 161-171.
- R ó ż y c k i S. Z., 1986 – Pyłowe utwory typu lessowego na świecie, ich występowanie i geneza. *Studia Geol. Pol.*, 85: 1-193.
- R ó ż y c k i S. Z., 1991 – Loess and loess-like deposits. Ossolineum, Wrocław. 187p.



*fol. Roman Chlebowski 1988**

Fot. 1. Skalki korazyjno-deflacyjne w rejonie Bellsundu na Spitsbergenie

Corrasion and deflation tors in the Bellsund area in Spitsbergen



*fol. Roman Chlebowski 1988**

Fot. 2. Przejawy działalności eolicznej w dolnej partii skałek korazyjno-deflacyjnych w rejonie Bellsundu na Spitsbergenie

Signs of aeolian activity in the lower part of the corrasion and deflation tors in the Bellsund area in Spitsbergen

* Fotografie wykonał Roman Chlebowski w trakcie wyprawy naukowej na Spitsbergen w roku 1988.



*fol. Roman Chlebowski 1988**

Fot. 3. Gruz skalny powstały u podnóża skałek w warunkach wietrzenia mrozowego w rejonie Bellsundu na Spitsbergenie

Rock debris which emerged at the foot of the tors under frost weathering conditions in the Bellsund area in Spitsbergen



*fol. Roman Chlebowski 1984***

Fot. 4. Eoliczna pokrywa pylasto-piaszczysta (między strzałkami) na zboczu skalnym w dolinie Ebby (rejon Billelfjordu na Spitsbergenie)

Aeolian particulate and sandy cover (between arrows) on the rock slope in the Ebba valley (in the Billelfjord area in Spitsbergen)

** Fotografie wykonał Roman Chlebowski w trakcie wyprawy naukowej na Spitsbergen w roku 1984.



*fol Roman Chlebozski 1984***)*

Fot. 5. Powierzchnia materiału pylasto-piaszczystego osadzonego cieżcznie na płacie śnieżnym w dolinie Ebby (rejon Billefjordu na Spitsbergenie)

Surface of particulate and sandy materials deposited by winds on a snow patch in the Ebba valley (in the Billefjord area in Spitsbergen)

Roman Chlebowski
Leszek Lindner

PERIGLACIAL WEATHERING PROCESSES AND YOUNGER LOESS ACCUMULATION CONDITIONS IN THE MAŁOPOLSKA UPLAND

SUMMARY

A b s t r a c t. The role of Pleistocene frost weathering processes in the deformation of pre-Quaternary rocks in the Małopolska Upland is presented. The effect of these processes on the conditions of formation of particulate and sandy covers there is also discussed. On the basis of the results of grain size and mineralogical studies of these covers and the rocks in their vicinity it is demonstrated that these rocks were the main source of loess material. This material was transported by westerly winds and accumulated on the leeward side of morphological culminations. For comparative purposes examples of these phenomena from the area of Spitzbergen are cited.

The periglacial environment was a factor which outstandingly favoured the development of frost weathering processes, providing, among other things, large quantities of particulate matter (loess material). In the Małopolska Upland these processes affected not only the older Pleistocene sediments, but perhaps above all the outcrops of solid pre-Quaternary rocks protruding over them (Figs 1, 2). As a result of these processes, on the one hand, boulder fields and numerous debris festoons emerged, and so did, on the other hand, deposits and formations of fluvial and aeolian accumulation as well as wind-borne and wind-built deposits and formations.

In this paper, referring to their earlier studies (among others, Chlebowski, Lindner, 1976, 1989, 1992), the authors wish to focus on the specific characteristics of the aforementioned aeolian activity, in attempting to show the effect of the local substrate on the conditions of loess material accumulation. These characteristics are based on both an analysis of the preservation state of younger loesses (younger than Eemian) in the area of the Małopolska Upland and its northwestern vicinity, and on the grain size analysis of these loesses and the mineral conglomerations contained in them, particularly heavy minerals.

In the Małopolska Upland, younger loesses form 13 main patches (loess islands or patches of cover particulate matter); within those patches about 100 profiles were analyzed. The results of grain size analyses and examinations of the composition of heavy minerals in these deposits show that in the periglacial environment which conditioned the accumulation of the younger loesses of the Małopolska Upland the main sources of particulate matter – depending on the location of a given patch (a loess island) – were local Pleistocene sediments (mainly glacialfluvial and glacial) as well as pre-Quaternary rocks of varying age and their weathering debris. The wind did not transport this material over a very long distance. The nature of this distance is demonstrated by the direct mineralogical links of cover loesses and particulates with the local pre-Quaternary rocks as well as by the presence of sandy interbedding in some loess patches.

The main direction of the transport of the eolian material which built the younger loesses of the Malopolska Upland as determined from grain size and mineralogical data indicates westerly winds (with a northwestern swing). The results obtained and geomorphological observations made both on and around individual loess patches and cover particulates seem to demonstrate that the then atmospheric circulation was characterized by strong wind blasts typical of the lower layers of the atmosphere and favouring the deposition of particulate matter and fine sand on the leeward side of morphological culminations (Fig. 2).

This pattern of the developing accumulation of younger loesses in the Malopolska Upland is confirmed by the distribution of corrasion and deflation tors in this area. These tors are grouped west and northwest of the Świętokrzyski loess patch and made from Mesozoic sandstones (the Bunter and liassic). Their geomorphological situation and relation to the aforementioned loesses make it possible not only to connect the age of these tors with the Vistulan loess-making winds but also, in addition, they indicate the place where particulate and loess materials blown out of their vicinity should be sought.

This situation resembles very much the contemporary periglacial zones (the Bellsund area, central Spitsbergen) and the relief-making processes on the rock substrate under way there. The Tertiary rocks bared out there on the high sea cliffs are subjected to corrasion and deflation processes forming and reforming the relief of protruding tors at the foot of which the sandy and particulate weathering matter is deposited and redeposited in keeping with the direction of winds (foehns). In the Billefjord area in northern Spitsbergen it was observed that this material accumulated, as a rule, in the shade of winds blowing round morphological culminations built from Carbonaceous sandstones (Fig. 4). This material particularly well deposited (and was retained) on the surfaces of disappearing snow patches (Fig. 5), mainly because of the capillary suction of water released from them.

Barbara Manikowska

Zakład Gleboznawstwa i Pedagogologii UŁ.

Łódź

GLEBY KOPALNE I OKRESY PEDOGENETYCZNE W EWOLUCJI ŚRODOWISKA POLSKI ŚRODKOWEJ PO ZŁODOWACENIU WARCIAŃSKIM

ZARYS TREŚCI

W Polsce środkowej po zlodowaceniu warciańskim, ostatnim na tym obszarze, można wyróżnić trzy okresy pedogenezy: eemsko-wczesnovistuliański, środkowoplenivistuliański, późnovistuliańsko-holoceniński. Są one oddzielone okresami intensywnej denudacji i niszczenia pokrywy glebowej w plenivistulianie dolnym i górnym.

Okresy pedogenetyczne są reprezentowane przez gleby kopalne. Opisano ich pozycje w układzie stratygraficznym utworów postwarciańskich. Okres eemsko-wczesnovistuliański obejmuje interglacjal eemski oraz pierwszą część vistulianu, do interstadiału rudunki (odderade). Odnacza się on panowaniem roślinności leśnej i akumulacją organiczną. Odpowiada mu jedna, dobrze wykształcona gleba kopalna. Brak jest odrębnych gleb kopalnych interstadiałów wczesnovistuliańskich. Na glinie zwalowej gleba eemsko-wczesnovistuliańska ma profil gleby płowej, na piaskach jest to bielica z cechami oglejenia.

Okres środkowoplenivistuliański (interplenivistulian) charakteryzuje się panowaniem nieprzerwanie roślinności tundrowej i glebami tundrowymi. Gleby humusowo-glejowe pojawiają się w różnych częściach młodszej serii mułowo-piaszczystych osadów peryglacialnych tego okresu. Czasem gleba środkowoplenivistuliańska jest tundrową glebą rdzawą. Niestabilność powierzchni powodowała często niszczenie i odnawianie się gleby. Nie stwierdzono pedologicznych i florystycznych odpowiedników wyróżnianych gdzieś indziej interstadiałów środkowoplenivistuliańskich.

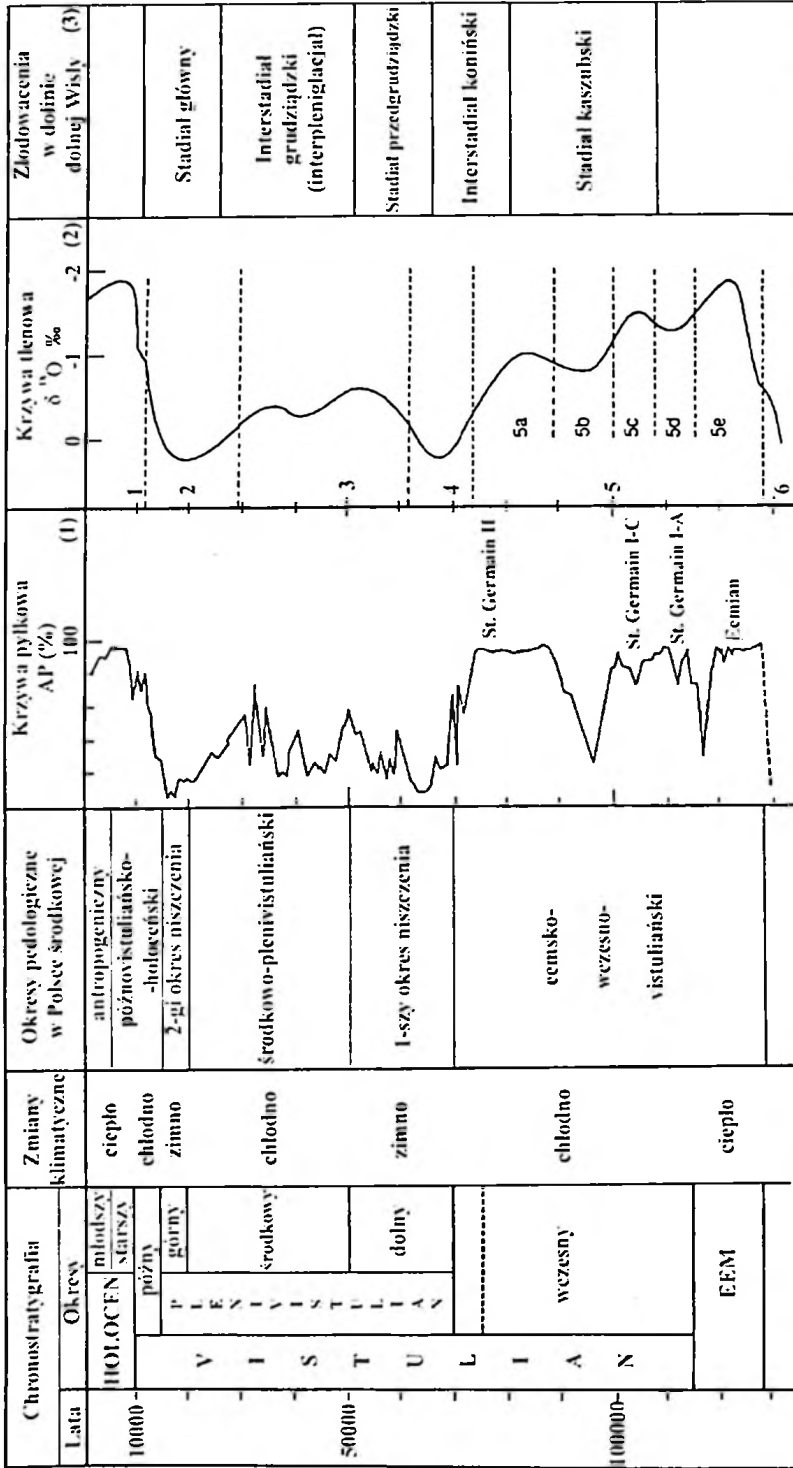
Pedogenezę okresu późnovistuliańsko-holocenińskiego rozpoznano na podstawie gleb kopalnych w osadach eolicznych. W wydmach stwierdzono późnovistuliańskie inicjalne i słabo wykształcone gleby odpowiadające fazom epe, bulling, allerod, a także dojrzałe gleby kopalne pierwszej części holocenu, związane z fazami preborealna, borealna i atlantycka. W młodszym holocenie nastąpił antropogeniczny okres pedogenetyczny.

Okres eemsko-wczesnovistuliański określono jako okres pedogenezy zstępującej, okres plenivistulianu środkowego jako okres pedogenezy chłodnej i okres późnovistuliańsko-holoceniński jako okres pedogenezy wstępującej.

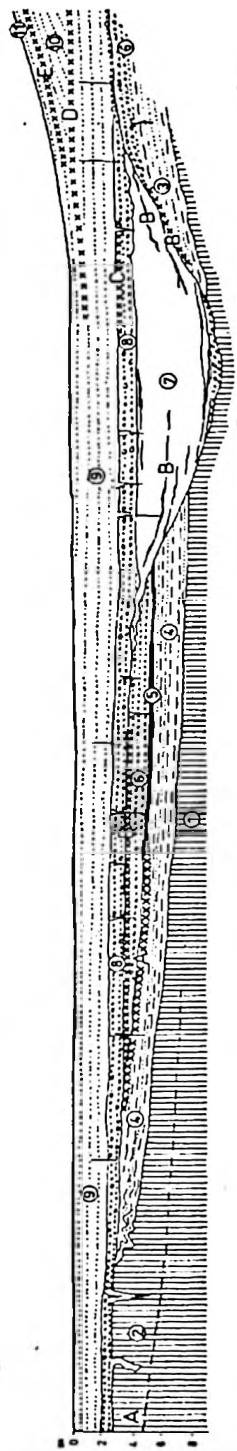
W Polsce środkowej po zlodowaceniu środkowopolskim (warty) wyodrębniają się trzy okresy pedogenetyczne – eemsko-wczesnovistuliański, środkowoplenivistuliański, późnovistuliańsko-holoceniński. Każdy z tych okresów odznaczał się specyficznym charakterem środowiska glebotwórczego i przebiegiem pedogenezy. Okresy pedogenetyczne są oddzielone dwoma fazami wzmożonych procesów denudacyjnych, które niszczyły wcześniej ukształtowaną pokrywę glebową lub ją grzebały pod młodszymi osadami. Fazy intensywnej denudacji w dolnym i górnym plenivistulianie były stosunkowo krótkie, zaś okresy w których zachodziły procesy glebotwórcze trwały znacznie dłużej (tab. 1). Podstawą rozpoznania przebiegu pedogenezy są gleby kopalne zachowane w stropie osadów warciańskich i w sekwencjach przykrywających je osadów młodszych. Sytuację gleb kopalnych kolejnych okresów pedogenetycznych w układzie stratygraficznym przedstawia rysunek 1. Stanowi on syntezę

Postwarciańskie okresy pedogenetyczne w Polsce środkowej na tle chronostratygrafii i ewolucji środowiska
 Postwarthian pedogenic periods in central Poland against the chronostratigraphy and environment evolution

Tabela 1



1 – ciągła krzywa pyłkowa drzew na podstawie analizy osadów w stanowisku Grand Pile (Van Huissteden 1990, za Mook, Voillard 1987);
 2 – krzywa izotopów tlenu w osadach głębokomorskich i stadia izotopowe (Van Huissteden 1990, za Emiliani 1955; Hayes *et al.* 1976);
 3 – zlodowacenia na podstawie datowań TL glin zwalowych w dolinie Wisły (Mojski 1992, 1995)



Rys 1. Gleby kopalne w układzie stratygraficznym utworów postwarciańskich w Polsce środkowej

1 – glina zwalowa warciańska; 2 – glina zwalowa odwapniona; 3, 4 – piasek i mul z laminami organicznymi eemskiego zbiornika wodnego; 5 – torf leśny ze sękiem cemu lub wczesnego vistulianu; 6 – piaszczysto-zwirowy, fluwialny osad dolnego plenivistulianu; 7 – mulowo-piaszczysty osad z warstwami organicznymi środkowego plenivistulianu; 8 – piaszczysto-zwirowy fluwialny osad plenivistulianu górnego; 9 – cieżki piasek pokrytowy późnego vistulianu z fazy najstarszego dryasu; 10 – piasek cieżki z fazy starszego dryasu; 11 – piasek cieżki z fazy młodszego dryasu
A – gleba eemsko-wczesnovistuliańska, w granicy zwalowej kopalna wietrzeniowo-glebowa strefa odwapnienia; B – gleby plenivistulianu środkowego (interplenivistulian); C – gleba późnovistuliańskiej fazy epi; D – gleba fazy bolling; E – gleba fazy allerod

Fossil soils of post-Wartian deposits in Central Poland in the stratigraphic scheme

1 – Wartian till; 2 – decalcified till; 3, 4 – sand and silt with organic laminae of Eemian lacustrine basin; 5 – wood peat of Eem decline or Early Vistulian age; 6 – sandy-gravelly fluvial sediment of Lower Plenivistulian; 7 – silty-sandy deposit of Middle Plenivistulian with organic layers; 8 – sandy-gravelly fluvial sediment of Upper Plenivistulian; 9 – aeolian coversand of Late Vistulian from the Oldest Dryas phase; 10 – aeolian sand from the Older Dryas phase; 11 – aeolian sand from the Younger Dryas phase

A – Eemian-Early Vistulian soil, fossil decalcification zone within till; B – soils of Middle Plenivistulian (interplenivistulian); C – soil of the Late Vistulian Epe phase; D – soil of the Bolling phase; E – soil of the Allerod phase

pedostratygraficzną opartą na materiałach z Polski środkowej, głównie z terenu kopalni węgla brunatnego Bełchatów.

EWOLUCJA ŚRODOWISKA

Emsko-wczesnovistuliański okres pedogenetyczny. Okres ten obejmował interglacjał eemski oraz wczesny vistulian, łącznie z interstadiem rudunki. Wczesny vistulian został botanicznie zidentyfikowany w Polsce środkowej na podstawie badań w stanowisku Zgierz-Rudunki, położonym w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (J a s t r z ę b s k a - M a m e l k a 1985). Zbadano tu osady wypełniające małe zagłębienie bezodpływowe, tworzące przegłębienie w dnie suchej doliny (K l a t k o w a 1989). W zagłębieniu, ponad osadem eemskim o typowych cechach paleobotanicznych, stwierdzono dwa poziomy interstadialne, przedzielone osadem fazy chłodniejszej. Pierwszy interstadiał, skorelowany z interstadiem amersfoort w Holandii (Z a g w i j n 1961), był cieplejszy, z roślinnością typu tajgi i klimatem borealnym, wilgotniejszym początkowo, a później bardziej kontynentalnym, drugi – nazwany interstadiem rudunki, następnie skorelowany z interstadiem odderade (A v e r d i e c k 1967; M a m a k o w a 1986), był krótką fazą interstadialną o mało zwartej roślinności leśnej, sosnowo-brzozowej i dość łagodnym wilgotnym klimacie.

W stanowisku Zgierz-Rudunki osad interstadiału rudunki i cienka warstwa torfu limnicznego na nim kończy akumulację organiczną, trwającą od schyłku rissu, przez eem i cały wczesny vistulian. W osadach odpowiadających fazom chłodniejszym zaznacza się domieszka materiału mineralnego, lecz cały czas zachodzi gromadzenie osadów organicznych – torfu, gytii, mułu organicznego. Podobny przebieg ma sedymentacja w badanym aktualnie stanowisku Kuców na terenie kopalni Bełchatów, gdzie osad mineralny (niebieski muł) pojawia się ponad warstwą torfową, odpowiadającą najprawdopodobniej wahnięciu odderade-rudunki (G o ź d z i k *et al.* 1998).

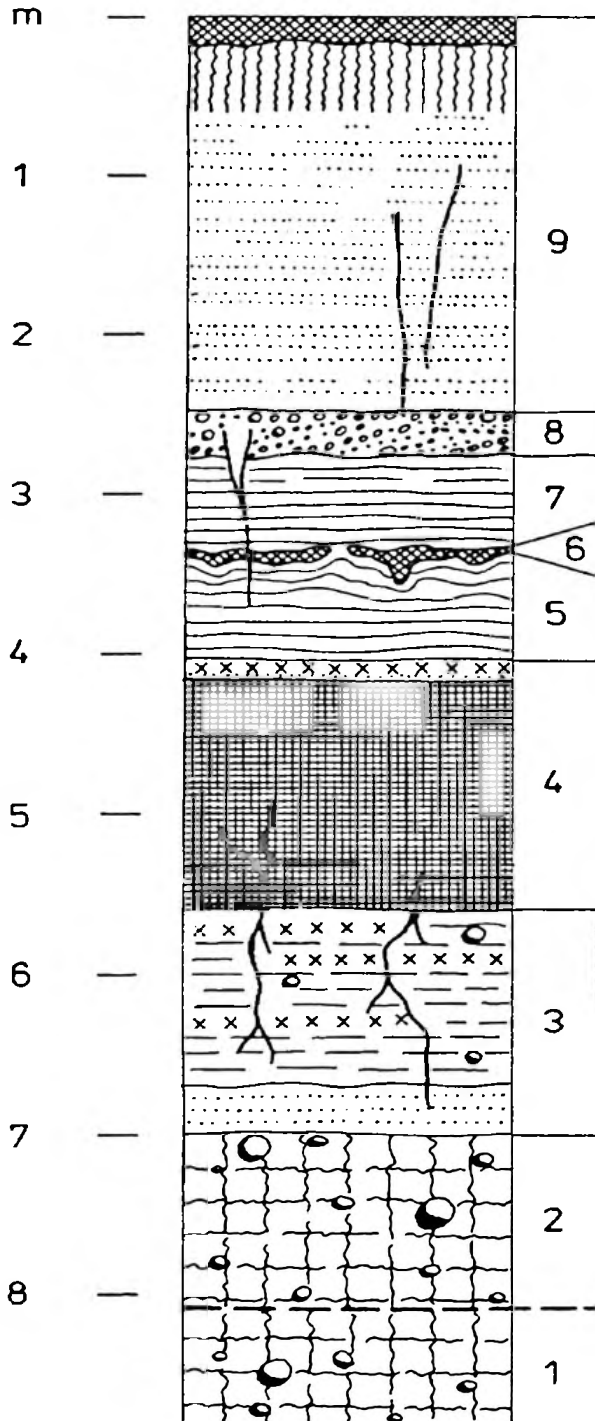
W czasie emsko-wczesnovistuliańskiego okresu pedogenetycznego zmiany środowiska nie były drastyczne i dominowała cały czas roślinność leśna. W krótkich fazach chłodniejszych wczesnego vistulianu wkraczała roślinność tundry parkowej lub krzewiastej, nie dochodziło jednak do zaniku ciągłości pokrywy wegetacyjnej. Był to długi, trwający około 60 000 lat, okres rozwoju tej samej pokrywy glebowej. Klimat zmieniał się od umiarkowanego ciepłego do borealnego, z nieznacznymi epizodami chłodu, dominowała roślinność leśna i powstała odpowiadająca jej, dobrze wykształcona gleba o dojrzałym profilu.

Dolnoplenivistuliańska faza denudacji. Na osadach organicznych w małych zagłębieniach bezodpływowych pojawiają się osady mineralne, w strefach brzeżnych gruboziarniste – piaszczyste a nawet żwirowe, świadczące o redukcji pokrywy wegetacyjnej i wzmożeniu procesów denudacji powierzchniowej. W osadach tych występują struktury zmarzlinowe typu klinów

z pierwotnym wypełnieniem lodowym (wtórne wypełnienia – G o Ź d z i k 1973), stanowiące dowód rozwoju wieloletniej zmarzliny (fot. 1). W izolowanych zagłębieniach pojawiają się osady mułowe, zwykle o niebieskawym zabarwieniu, z nieznaczną zawartością humusu (rys. 2), akumulowane w wodzie stojącej, zaś w zagłębieniach z przepływem – piaski i muły, a miejscami piaski i żwiry, świadczące o okresowym, gwałtownym spływie wód powierzchniowych (rys. 1-6). Fakty te dowodzą zapanowania warunków środowiska klimatu zimnego, o bardzo skąpej wegetacji i mobilnej powierzchni. Pokrywa glebowa wykształcona w cemsko-wczesnovistuliańskim okresie pedogenetycznym została w tym czasie zapewne poważnie zredukowana.

W następnym etapie tej samej fazy zachodzi wydatna erozja, która spowodowała głębokie rozcięcie powierzchni i wyprątnięcie starszych osadów (rys. 1). Ich resztki pozostały miejscami zawieszane ponad dnami nowych form dolinnych. Erozyjne rozczłonkowanie powierzchni przyczyniło się do wzmożenia procesów denudacji powierzchniowej w otoczeniu dolin.

Dokładne umieszczenie erozji śródplenivistuliańskiej w czasie nie jest możliwe. Nastąpiła ona po cemsko-wczesnovistuliańskim okresie akumulacji organicznej i pierwszej plenivistuliańskiej fazie wzmożonej denudacji, a przed wypełnieniem wyerodowanych dolin osadami mułowo-piaszczystymi plenivistulianu środkowego. Najmłodsza część osadu organicznego, na którym spoczywał muł niebieski schodzący do doliny Żłobnicy w kopalni Belchatów wykazała wiek ponad 50 ka BP (G d 11 291). Wiek osadów mułowo-piaszczystych można już ustalić bardziej dokładnie przy pomocy metody radiowęglowej. Najstarsza data uzyskana dla spągowej warstwy organicznej wypełnienia w dolinach systemu Widawki w kopalni Belchatów to 43 700 lat BP (B a r a n i e c k a, P a z d u r 1980), inne daty dla przydennej warstwy torfiastej oscylują w granicach 34–31 ka BP (M a n i k o w s k a 1992; K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993; G o Ź d z i k 1995a). Okres erozji można więc umieścić po pierwszej fazie wzmożonej denudacji powierzchniowej, która sytuje się po okresie cemsko-wczesnovistuliańskim zakończonym fazą rudunki, a przed następnym okresem chłodnym, rozpoczynającym się około 45 ka BP. Mamy zatem do czynienia z erozją śródplenivistuliańską, związaną z fazą złagodzenia warunków klimatycznych po pierwszym wybitnym ochłodzeniu plenivistuliańskim – plenivistulianie dolnym. Być może, erozja jest reakcją przyrody Polski środkowej na przeobrażenia środowiska na obszarze Polski północnej, gdzie w dolinie dolnej Wisły stwierdza się nasunięcie lądolodu przed około 50 ka BP, w stadiale przedgrudziądzkim, i następnie jego wycofanie w interstadiale grudziądzkim (tab. 1). Ponowne nasunięcie nastąpiło w fazie głównej, z maksimum zasięgu lądolodu około 20 ka BP (M o j s k i 1992, 1995). Pierwszy okres denudacji w Polsce środkowej odpowiadałby starszemu nasunięciu lądolodu, zaś erozja śródplenivistuliańska fazie jego wycofywania się. W czasie fazy głównej w Polsce środkowej nastąpiło maksymalne nasilenie chłodu – plenivistulian górny (G o Ź d z i k 1995a; M a n i k o w s k a 1995c).



Środkowoplenivistuliański okres pedogenetyczny. Środkowy plenivistulian reprezentowany jest przez mięjsze osady mulowo-piaszczyste zarówno w zagłębieniach bezodpływowych jak i w dolinach. W średniej wielkości dolinach rzecznych środkowej Polski osady te osiągają grubość kilkunastu metrów i tworzą główną masę terasy plenivistuliańskiej. Wypełniają one też suche doliny, o dnach często rozciętych przez wąwozy. Osady mulowo-piaszczyste włożone są w formy erozyjne utworzone w wyniku erozji śródplenivistuliańskiej (rys. 1-7). Mają one charakter rzecznych osadów powodziowych z nieznacznym udziałem utworów facji korytowej, utworzonych na dnach dolin w szerokich rozlewiskach. W pobliżu stoków obecne są w nich języki i strzępy osadów przemieszczonych kongeliflukcyjnie (M a n i k o w s k a 1995d). W całej serii spotyka się szczeliny zmarzlinowe oraz mrozowe struktury obciążeniowe (niestatecznego warstwowania). Czasem osad pylasty spoczywający na stoku doliny ma cechy stokowej pokrywy lessowej.

Seria mulowo-piaszczysta odznacza się wzrastającym ku górze udziałem colizowanych ziarn piasku (M a n i k o w s k a 1992; G o ź d z i k 1981, 1995a) i w całości może być traktowana jako peryglacjalny osad fluwio-coliczny (V a n d e n b e r g h e, V a n H u i s t e d e n 1988). W całej mięjszości tego osadu występują wkładki organiczne. Są to cienkie warstwy torfu lub mulu humusowego. Wszystkie one zawierają zespoły pyłkowe wskazujące na zwartą pokrywę roślinności tundrowej. Brak jest paleobotanicznych dowodów zróżnicowania roślinności w ciągu trwania procesu sedymentacji, chociaż zauważa się oznaki nieznacznego pogłębienia się chłodu w części stropowej (B a l w i e r z 1995). W dolnej partii serii dolinnej w odsłonięciu bełchatowskim około dziesięciocentymetrowa warstwa torfu (fot. 2), powtarzająca się we wszystkich przecinanych

Rys. 2. K o p a l n i a B e ł c h a t ó w – A l e k s a n d r ó w. Osady eemskie i vistuliańskie w małym zagłębieniu bezodpływowym

1 – warciańska glina zwalowa z zawartością składników węglanowych; 2 – glina zwalowa odwapniona; 3 – mul dasty z kamieniami, smugi humusowe i szczątki korzeni, w spągu warstwa piasku; 4 – torf leśny eemsko-wczesnovistuliański, w stropie warstwa piasku z humusem; 5 – plenivistuliański masywny mul z drobnym piaskiem, w dolnej części nieznaczna domieszka humusu; 6 – tundrowa gleba humusowa plenivistulianu środkowego (fot. 18) z datą ^{14}C ; 7 – plenivistuliański mul niewyraźnie smugowany; 8 – piasek i żwir fluwialny plenivistulianu górnego, syngenetyczny kln zmarzlinowy; 9 – piasek coliczny późnego vistulianu, liczne szczeliny mrozowe, w stropie rdzawa gleba współczesna

Eemian and Vistulian sediments in the small closed depression

1 – Wartian till with a carbonate content; 2 – decalcified till; 3 – clayey silt with stones, humic streaks and fossil roots, sand layer at the bottom; 4 – Eemian-Early Vistulian wood peat, layer of sand with humus at the top; 5 – Plenivistulian massive silt with fine sand, an admixture of humus at the bottom; 6 – humus tundra soil of Middle Plenivistulian (Photo 18), ^{14}C date; 7 – Plenivistulian silt indistinctly streaked; 8 – fluvial sand and gravel of Upper Plenivistulian, syngentic ice wedge; 9 – acolian sand of Late Vistulian, numerous frost fissures, rusty present-day soil at the top

ścianą zachodnią odkrywki dolinach pobocznych Widawki, wykazała (jak podano wyżej) wiek radiowęglowy ca 34–32 ka BP, ale również 43 ka BP. Najstarsza data została uzyskana dla najniższej części wypełnienia, przy ujściu do doliny Widawki, młodsze pochodzą z górnych odcinków dolin pobocznych. Warstwa organiczna w stropie (fot. 3) wykazała wiek $21\,200 \pm 220$ lat BP (Manikowska 1992). Podobną datę – $21\,707 \pm 180$ lat BP dla stropowej warstwy uzyskała Baraniec (1987). Datowania wskazują więc na plenivistulian środkowy a cechy osadu odpowiadają warunkom tundry subarktycznej z trwałą zmarzliną w podłożu i ciągłą pokrywą trawiasto-zielną na powierzchni.

Okres ten, trwający około 30 000 lat, wykazuje mniej surowe warunki środowiska niż poprzedzający go plenivistulian dolny, a zwłaszcza następujący po nim plenivistulian górny, i dlatego nazywany być może w całości *interpleniivistulianem*. Warunki były chłodne, ale umożliwiały cały czas vegetację roślinności tundrowej i działanie biotycznych procesów glebotwórczych właściwych dla tego środowiska. Na wysoczyznach przypowierzchniowe warstwy podlegały różnorodnym procesom mrozowym i tundrowym przeobrażeniom glebowym, a denudacja, z dominacją ruchów mas związanych, była stosunkowo mało wydajna, choć niewątpliwie aktywna. W strefach obniżeń na sukcesywnie powstających powierzchniach sedymentacyjnych rozwijały się kolejne poziomy organiczne słabo wykształconych gleb hydromorficznych.

Górnoplenivistuliańska faza denudacji. Mułowo-piaszczyste osady plenivistulianu środkowego zostały przykryte osadami gruboziarnistymi (rys. 1-8; 2-8). W małych dolinach Polski środkowej są to piaski osiagające miąższość kilku metrów (Turkowska 1990, 1994), na wysoczyznach rezydualne bruki denudacyjne, przemieszczane po stokach, często aż do dennych stref obniżeń. W dolinach rzecznych piaski mają charakter osadów rzek roztokowych i wyścielają całe dna, w małych dolinach bocznych (obecnie zwykle suchych) i wszelkich zagłębieniach z przepływem, jest to cienka warstwa piasku ze żwirem, o uwarstwieniu wskazującym na szybki spływ wody (fot. 4). Bruk na wysoczyznach stanowi ciągly płaszcz i powleka powierzchnię porożcinaną przez sieć dużych poligonów klinów zmarzlinowych wypełnienia pierwotnego (fot. 5). Są to struktury kontrakcji termicznej zapełnione piaskiem o cechach silnej obróbki colicznej. Brak z tej fazy śladów autochtonicznej akumulacji organicznej, a ciągła pokrywa colizowanego bruku świadczy o warunkach pustynnych.

Opisany zespół zjawisk wskazuje na środowisko wybitnie surowe – obecność wieloletniej zmarzliny bardzo płytko odmarzającej w lecie, suchy klimat o cechach arktycznych z bardzo niskimi temperaturami w zimie, brak pokrywy roślinnej i możliwości rozwoju procesów glebotwórczych. Zachodziło, natomiast, w tych warunkach ekstensywne niszczenie powierzchni przez wody splukiwaniowe i silne wiatry, powodujące wydatną redukcję wykształconej wcześniej pokrywy glebowej.

Dokonywało się to w okresie po zakończeniu akumulacji mułowo-piaszczystej środkowego plenivistulianu – około 20 ka BP, a przed początkiem sedymentacji osadów eolicznych – około 14 ka BP. Ta faza maksimum surowości peryglacialnych warunków w Polsce środkowej i panowania środowiska mroźnej pustyni odpowiada stadiałowi głównemu zlodowacenia na obszarze Polski północnej i jej początek zbiega się z maksimum zasięgu lądolodu północnopolskiego (K o z a r s k i 1980, 1988).

P ó ż n o v i s t u l i a ń s k o - h o l o c e ń s k i o k r e s p e d o g e n e t y c z n y. Gruboziarniste osady fluwialne i bruki powstałe w plenivistulianie górnym przykryte są piaskami eolicznymi (rys. 1-9, 10; 2-9), których akumulacja rozpoczęła się około 14 ka BP (M a n i k o w s k a 1985, 1995a). Wcześniejsza działalność wiatru, zapisana w obróbce składników osadów nieeolicznych i piasków wypełniających kliny zmarzlinowe (G o ź d z i k 1981; M a n i k o w s k a 1993), nie pozostawiła typowych sedymentów eolicznych.

Pierwszą oznaką wkraczania roślinności na powierzchnię pozbawioną w plenivistulianie górnym pokrywy wegetacyjnej jest osad organiczny datowany na 14,5–14,0 ka BP, stwierdzony w kilku miejscach (G o ź d z i k 1981; M a n i k o w s k a 1982; K l a t k o w a 1984; F l o r e k *et al.* 1987). W Kamionie koło Wyszogrodu warstwa o wieku $14\,590 \pm 270$ i $14\,300 \pm 300$ lat BP występuje w stropie vistuliańskiej terasy Wisły, w spągu wydmy, która zawiera poziom datowany na $12\,235 \pm 260$ lat BP, odpowiadający paleobotanicznej fazie bøllingu (M a n i k o w s k a 1991a). Spągowy poziom w Kamionie, korelujący z poziomem epe w Holandii (K o l s t r u p 1980), odgranicza osady górnego plenivistulianu od piasków eolicznych późnego vistulianu. Taką interpretację przyjmuje się w Polsce środkowej (D y l i k o w a 1969; M a n i k o w s k a 1985, 1995a). K o z a r s k i (1990, 1991) poziom epe włącza jeszcze do plenivistulianu i dopiero piaski najstarszego dryasu zalicza do vistulianu późnego. W Holandii granicę między pleniglacjałem i późnym glacjałem stanowi poziom bøllingu, natomiast starsze piaski pokrywowe II, odpowiadające piaskom najstarszego dryasu w Polsce, należą jeszcze do pleniglacjału (V a n d e r H a m m e n 1971).

P ó ż n o v i s t u l i a ń s k i e o s a d y e o l i c z n e w P o l s c e ś r ó d k o w e j o b e j m u j ą t r z y c z ę ś c i, które należą do fazy najstarszego, starszego i młodszego dryasu. Są one oddzielone glebami kopalnymi fazy bøllingu i fazy allerodu wydатовanymi w wielu miejscach (K r a j e w s k i 1977; M a n i k o w s k a 1977, 1982, 1985; K o n e c k a - B e t l e y 1981; B a r a n i e c k a, K o n e c k a - B e t l e y 1987). W fazie najstarszego dryasu powstawały szeroko rozłożone pokrywy piaszczyste i niewielkie pagórki wydmowe, w starszym dryasie utworzyły się wielkie formy wydmowe i kontynuowana była akumulacja pokryw, w młodszym dryasie nastąpiło przekształcenie wydm i przemieszczenie piasku na ich stokach, przestały zaś narastać pokrywy poza wydmami (D y l i k o w a 1968; M a n i k o w s k a 1985).

W starszych późnovistuliańskich osadach colicznych występują zmarzlinowe struktury szczelinowe kontrakcji termicznej. Najczęściej są to cienkie struktury wypełnienia sezonowego, ale zdarzają się również lepiej wykształcone struktury wieloletnie pierwotnego wypełnienia piaszczystego lub lodowego (fot. 6, 7). Struktury są liczne w piaskach pokrywowych z najstarszego dryasu, zaś sporadyczne w pokrywach z dryasu starszego. W osadach wydmych z młodszego dryasu szczeliny mrozowe nie zostały stwierdzone. Fakty te świadczą o istnieniu w późnym vistulianie wieloletniej zmarzliny, która stopniowo zanikała i w młodszym dryasie tworzyła już tylko nieliczne wyspy w obniżeniach (G o Ź d z i k 1995b).

Z początkiem holocenu wydmy zostały utrwalone przez roślinność i glebę. Na niektórych stokach wykształciły się jednak naturalne sekwencje cienkich osadów i gleb kopalnych, które pozwalają odtworzyć przebieg pedogenezy na piaskach colicznych w holocenie (M a n i k o w s k a 1985). U podnóża dużych form colicznych późnovistuliańskie i holocenijskie gleby kopalne, wewnątrz wydmy poprzedzielane miększymi osadami, zbiegają się w wąskich strefach i tworzą złożone pedosekwencje (rys. 3; fot. 8).

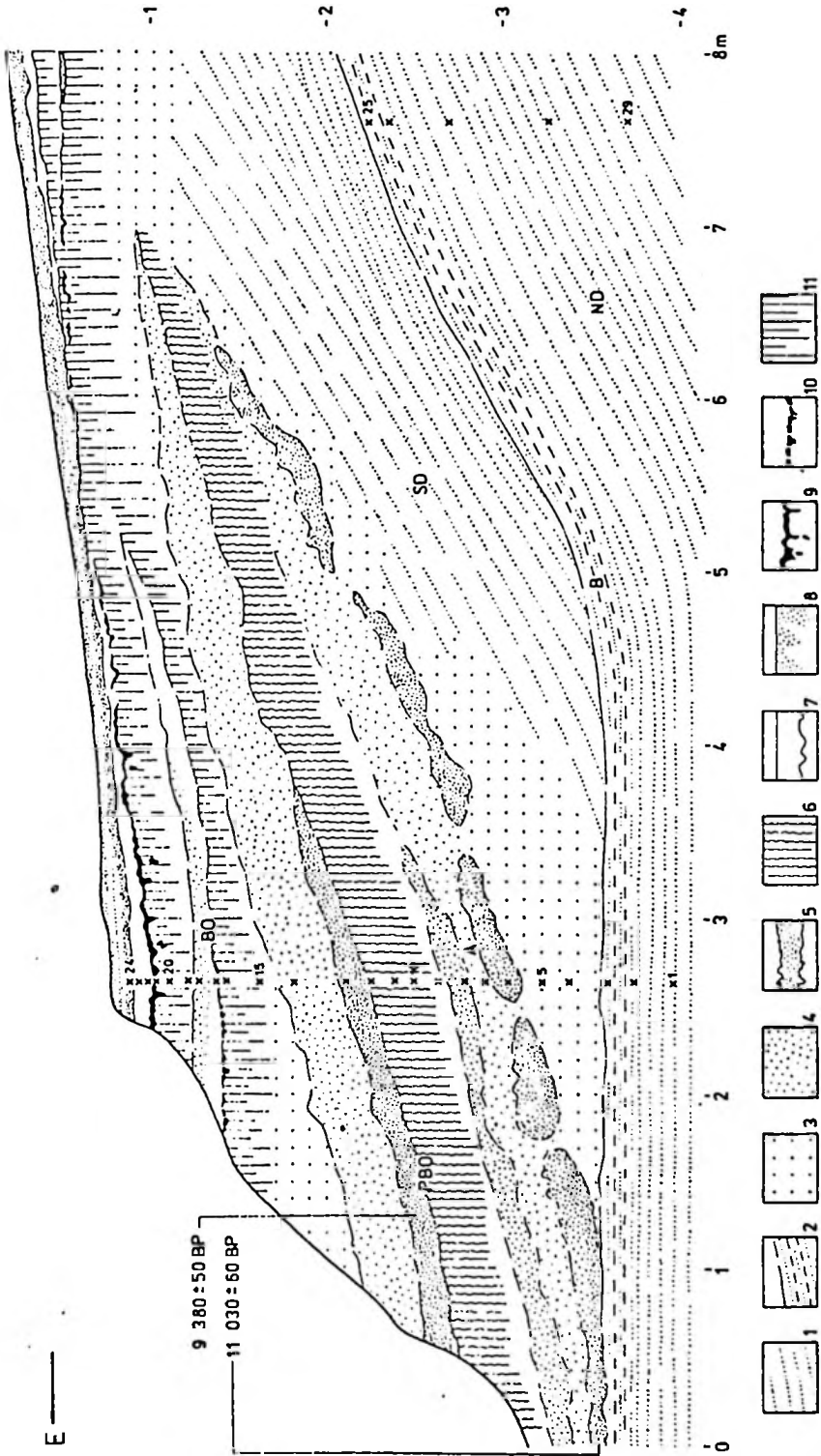
Rozwój roślinności w okresie przejściowym od późnego vistulianu do holocenu w regionie Polski środkowej, poznany na podstawie badań paleobotanicznych (W a s y l i k o w a 1964; K r a j e w s k i, B a l w i e r z 1985), charakteryzował się stopniową inwazją leśnych zbiorowisk brzoźowo-sosnowych, przerywaną fazami chłodniejszymi z roślinnością typu tundry parkowej. Na początku holocenu pojawiły się bardziej zwarte bory sosnowe, które przekształciły się w gęste lasy mieszane optimum holocenijskiego. Klimat zmieniał się od subarktycznego, przez umiarkowany chłodny, kontynentalny, do umiarkowanie ciepłego, bardziej oceanicznego.

Rys. 3. B e l c h a t ó w. Pedosekwencja późnovistuliańsko-holocenijska na stoku wydmy (M a n i k o w s k a 1985)

1 – piasek warstwowy; 2 – laminy pylaste i piaszczyste; 3 – piasek niewarstwowy; 4 – piasek niewarstwowy z domieszką humusu; 5 – poziom próchniczny; 6 – poziom rdzawienia; 7 – poziom bielcowy; 8 – poziom akumulacyjno-eluwialny; 9 – poziom iluwialny próchniczno-żelazisty, twarde; 10 – poziom iluwialny żelazisty, twarde; 11 – poziom iluwialny żelazisty; późny vistulian; ND – najstarszy dryas, B – bolling, SD – starszy dryas, A – allerød, MD – młodszy dryas; holocen: PBO – preboreal, BO – boreal

Late Vistulian-Holocene pedosequence on the dune slope

1 – stratified sand; 2 – silty and sandy laminae; 3 – non-stratified sand; 4 – non-stratified sand with an admixture of humus; 5 – humus horizon; 6 – rusty horizon; 7 – podzolic horizon; 8 – humus eluvial horizon; 9 – illuvial humus iron horizon, hard; 10 – illuvial iron horizon, hard; 11 – illuvial iron horizon; Late Vistulian: ND – Oldest Dryas, B – Böling, SD – Older Dryas, A – Allerød, MD – Younger Dryas; Holocene: PBO – Preboreal, BO – Boreal



W drugiej części holocenu nasiliły się wpływy antropogeniczne. W neolicie terytorium Polski zostało w całości zapełnione ludnością rolniczą (Chmielelcewski *et al.* 1965; Kozłowski, Kozłowski 1977) i również obszary wydmy poddane zostały intensywnej antropopresji. W starszym holocenie, przed drugą połową fazy atlantyckiej – początkiem fazy subborealnej, wydmy kształtowane były zasadniczo przez procesy naturalne, w holocenie młodszym dołączył czynnik antropogeniczny. Sekwencje gleb kopalnych ze starszego holocenu na stokach wydmy pozwalają stwierdzić stopniowy wzrost nasilenia i zmienność procesów glebotwórczych od chłodnej fazy epe, przez bolling i allerød, do fazy preborealnej i optimum klimatycznego holocenu.

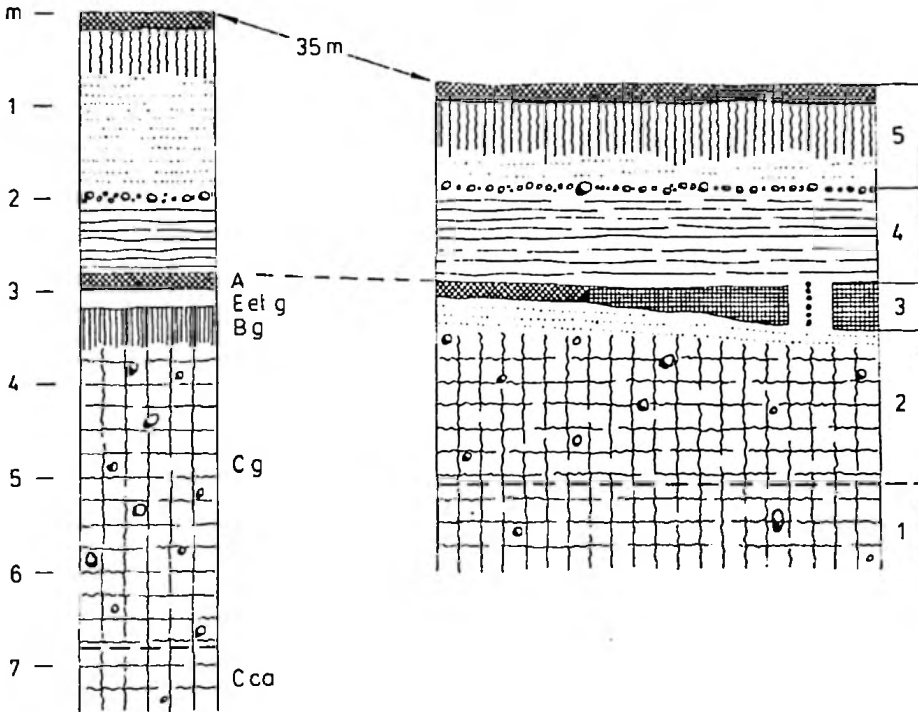
GLEBY KOPALNE

Gleba cemsko-wczesnovistuliańska. Autogeniczne lub semihydrogeniczne gleby kopalne z okresu cemu i wczesnego vistulianu o pełnych profilach zachowane są bardzo rzadko. Znane są nieliczne przypadki takich gleb wykształconych na warciańskiej glinie zwałowej lub na sedymentach piaszczystych.

W całości zachowany profil gleby cemsko-wczesnovistuliańskiej na glinie zwałowej odkryty został w Zielonej Górze pod Łodzią (Manikowska 1966), a ostatnio także w odkrywcze kopalni Belchatów (fot. 9). W Belchatowie-Folwarku jest to utwór o cechach gleby płowej (rys. 4). Profil tej gleby obejmuje dwudzielny poziom próchniczny – A grubości 20 cm, składający się z części górnej z większą zawartością humusu i cząstek splawialnych, oraz z części dolnej z mniejszą zawartością amorficznej próchnicy, uboższej w cząstki drobne (tab. 2). Poniżej jest rozjaśniony, płowy poziom eluwalny – Ectg, grubości 25 cm, zubożony w drobne składniki oraz tlenki żelaza, który stopniowo przechodzi w poziom iluwalny – Btg, nieznacznie zasobniejszy w cząstki splawialne i wyraźnie bogatszy w żelazo. Niżej zalega poziom odwapnionej skały macierzystej – Cg, którą jest glina barwy brązowej z pionowymi zielonkawymi smugami, i pod nim jednolicie brązowa, wapnista glina zwałowa – Cca. Zawartość CaCO_3 w glinie wynosi około 10%, a głębokość strefy odwapnienia sięga 3,75 m od powierzchni gleby. Poniżej poziomu odwapnionej skały macierzystej, w strefie grubości jednego metra zaznacza się niewielkie wzbogacenie w węglany wtórnie wytrącone.

Cały profil, aż do strefy wapnistej wykazuje oznaki działania procesów glejowych. Poziom eluwalny jest w całości oglejony, siny, a poziom iluwalny marmurkowaty, z licznymi plamami szarozielonkawymi i rdzawymi wytrąceniami żelaza trójwartościowego, również małymi kongrecjami żelazo-manganowymi typu "pieprzy". Niżej są pionowe smugi oglejone, które zanikają dopiero w poziomie wapnistym. Szczególnie dużo małych kongrecji znajduje się w górnej części poziomu iluwalnego.

Zmienność zespołu minerałów ciężkich (tab. 2) wskazuje na zwietrzenie górnej części profilu wskutek działania procesu glebotwórczego. Zaznacza się



Rys. 4. Kopalnia Belchatów – Folwark I. Kopalna gleba eemsko-wczesnovistuliańska na glinie zwalowej i przyległe zagłębienie z osadem organicznym

1 – wartiańska glina zwalowa z zawartością składników węglanowych; 2 – glina zwalowa odwapniona, w stropie warstwa piasku; 3 – mul torfiasty eemsko-wczesnovistuliański, kropkami zaznaczono miejsca pobrania próbek do analizy palinologicznej, której wyniki przedstawiono na rys. 5; 4 – plenivistuliański osad pylasty niewyraźnie laminowany, w stropie warstwa bruku plenivistulianu górnego; 5 – eoliczny piasek pokrywowy późnego vistulianu, w części stropowej współczesna gleba rdzawa

Płowa gleba eemsko-wczesnovistuliańska. A – poziom próchniczny, Eetg – poziom eluwialny (płowiczna) oglejony, Bg – poziom wzbogacenia (iluwialny) oglejony, Cg – poziom odwapnionej skały macierzystej, oglejony, Cca – nieodwapniona skała macierzysta

Fossil Eemian-Early Vistulian soil developed on the till and the adjacent depression with organic deposit

1 – Wartian till with a carbonate content; 2 – decalcified till, sand layer at the top; 3 – Eem-Early Vistulian peaty silt, dots indicate localities of samples taken for pollen analysis – results shown in Fig. 5; 4 – Plenivistulian silty deposit indistinctly laminated, Upper Plenivistulian pavement at the top; 5 – aeolian coversand of Late Vistulian, present-day rusty soil at the top. Eemian-Early Vistulian grey-brown podzolic soil: A – humus horizon, Eetg – eluvial horizon, gleyed, Bg – illuvial horizon, gleyed, Cg – horizon of decalcified parent rock, gleyed, Cca – non-decalcified parent rock

Tabela 2
 Kopalnia Bełchatów – Folwark I. Kopalnia glęba eemsko-wczesnowistulianska na glębie zwalowej – granulometria, zawartość węgla, żelaza i węgla wapnia, zawartość i współczynniki zwięzzenia minerałów ciężkich
 Fossil Eemian-Early Vistulian soil on the till – grain-size distribution, content of carbonate, iron and calcium, carbonate content and weathering ratios of heavy minerals

Poziom	Głębokość [cm]	Granulometria [%]				C _{org.} [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	Konkretye żelaziste 0,5-0,8 mm [%]	CaCO ₃ [%]	Młocność ciężkie	
		Plasek grubý	Plasek średni i drobny	Pył	Il koloidalny					Współczynnik zwięzzenia T ₁ -C/A	% wag.
A	4	3,0	51,0	21	25				0,34	3,09	0,695
A	9	4,5	50,1	21	24	0,14			0,86	3,05	0,473
A	16	3,0	61,0	12	20	0,12			0,34	2,92	0,764
Fe ₂ O ₃	36	5,7	57,3	19	18				0,24	3,25	0,349
Fe ₂ O ₃	45	5,7	57,3	21	16		1,53		0,24	2,02	0,314
Fe ₂ O ₃	56	8,3	54,7	19	18		44,0		0,25	1,93	0,436
B ₂ O ₃	86	5,7	52,3	23	19		19,4		0,31	2,00	0,387
B ₂ O ₃	125	6,0	50,0	23	21		8,7		0,15	1,96	0,465
Cg	155	5,0	49,0	23	23		2,80		0,24	0,77	0,698
Cg	195	6,3	46,7	24	23		2,05				
Cg	235	5,7	48,3	22	24		4,2		0,15	1,36	0,953
Cg	255	5,0	50,0	22	23		0,8				
Cg	295	5,5	52,5	21	21		1,7		0,13	0,75	0,722
Cg	325	5,0	53,0	20	22						
Cg	345	4,7	50,3	30	15		0,7				
Cg	380	6,0	45,0	26	23		0,8				
Cg	405	5,7	45,3	26	23		4,4		0,13	1,43	0,891
Cg	435	7,2	47,8	26	19		0,0				
Cg	475	7,5	47,5	26	19		0,0				
Cg	520	8,0	48,0	27	17		0,0				

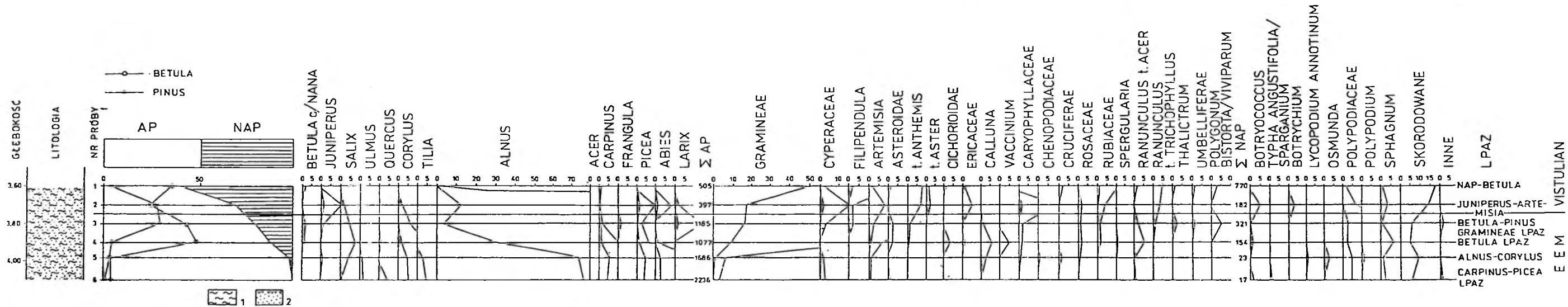
Skład granulometryczny oznaczony metodą areometryczną Proszynskiego (tab. 2) oraz metoda pipetowo-stowa (tab. 3); frakcje węgla podzielną PT (Gleb.).

C organiczny oznaczony metodą Turina.

Fe₂O₃ rozpuszczalne w 20% HCl oznaczone manganometrycznie.

CaCO₃ oznaczone metodą Scheiblera.

Mn w ziarnach oznaczone optycznie; kwarc (K), plagioklasy (Pl) w frakcji 0,5-0,8 mm, turmalin (T), cyrkon (C) i hornblenda (H) w frakcji 0,1-0,25 mm.



Rys. 5. Diagram pytkowy osadu organicznego w przedłużeniu poziomu próchnicznego gleby eemsko-wczesnovistuliańskiej na glinie zwalowej w Kopalni Bełchatów – Folwark I (rys. 4)

Pollen diagram of organic deposit continuing the humus horizon of Eemian-Early Visstulian soil on the till at Bełchatów opencast mine - Folwark I (Fig. 4)

ubytek mało odpornych amfiboli (A) i względny wzrost udziału bardzo trwałych turmalinów i cyrkonów (T+C). Najdobitniej widoczne to jest we wzroście ku górze profilu współczynnika zwiętrzenia T+C/A. Zwiętrzenie mineralów ciężkich jest dostrzegalne do głębokości tylko 1,0–1,3 m, podczas gdy wylugowanie mineralów węglanowych sięga głębokości 3,5 m–3,8 m.

Opisywana gleba znajduje się na głębokości dwóch metrów od współczesnej powierzchni, pod metrowej grubości osadem pylastym plenivistulianu dolnego, półmetrową warstwą piaszczysto-żwirową górnego plenivistulianu i dwumetrową pokrywą colicznego piasku vistulianu późnego (rys. 4). Gleba w czasie swego rozwoju znajdowała się w sytuacji wysoczyznowej i miała charakter autogenicznej gleby płowej. Ma ona cechy oglejenia opadowego, związanego ze słabą przepuszczalnością skały macierzystej, chociaż częściowo oglejenie może być wynikiem procesów diagenetycznych, działających po zażrzebaniu gleby pod młodszymi osadami.

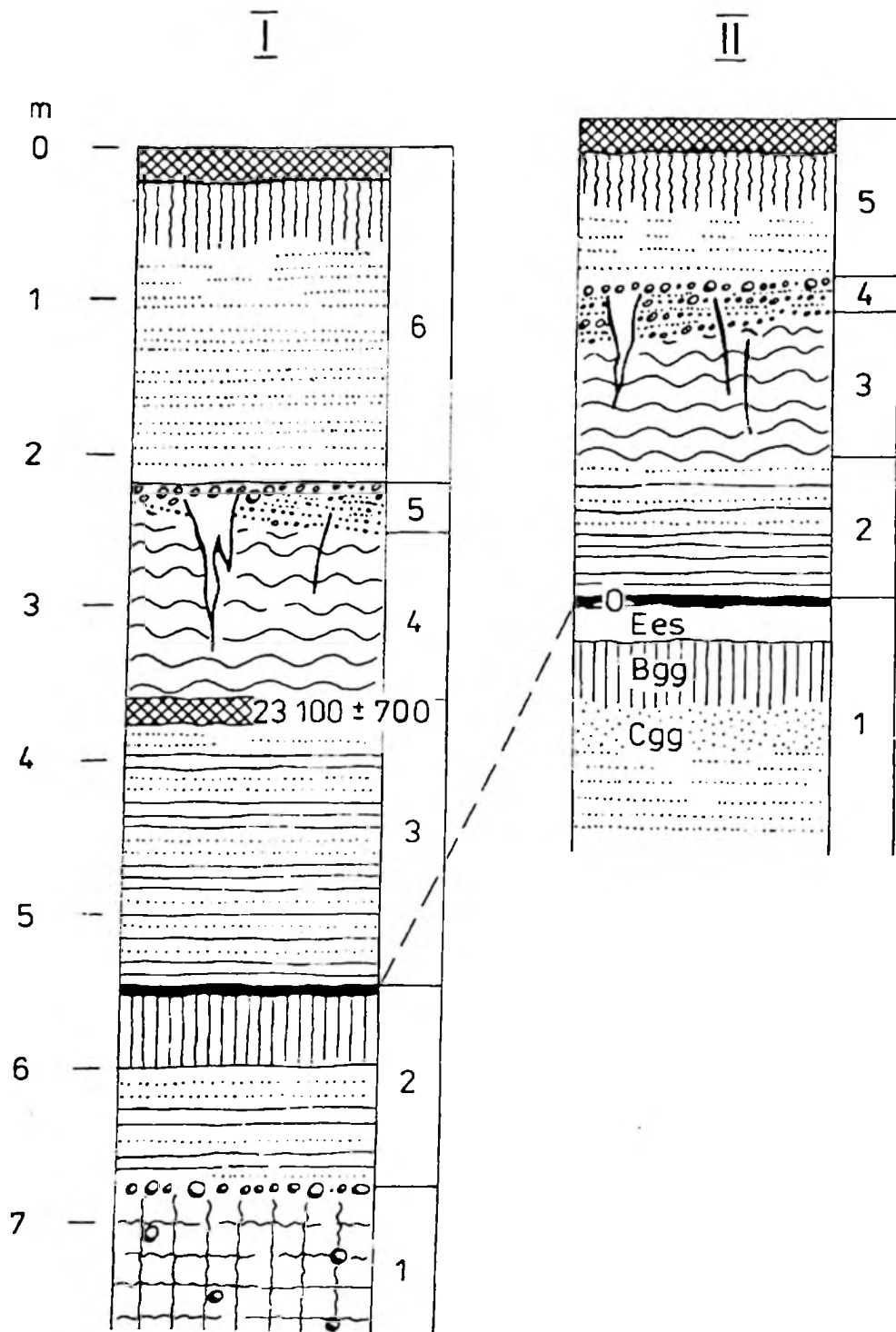
W czasie rozwoju gleba była usytuowana na wypukłości kopalnej powierzchni, do której przylegało małe zagłębienie (rys. 4). Poziom próchniczny gleby ma przedłużenie w kopalnym osadzie organicznym wypełniającym tę zagłębienie. Osad organiczny zbadany metodą palinologiczną w sześciu próbkach przez Ż. Balwierzową (rys. 5) wykazał zawartość pyłkową odpowiadającą schyłkowej fazie interglacjalu eemskiego i następującemu po nim fragmentowi okresu chłodnego, który można odnieść już do vistulianu.

Powyżej poziomu pyłkowego *Pinus-Corylus-Carpinus-Picea* stwierdzono poziom *Betula-Pinus-Graminae* kończący sukcesję interglacjalną i następnie poziomy *Juniperus-Artemisia* oraz NAP-*Betula* oznaczające ochłodzenie. Zniknęła sosna i krajobraz przybrał charakter tundry parkowej, z brzozą jako głównym gatunkiem drzewiastym. Poniżej zbadanej warstwy organicznej występowała 20-centymetrowa warstwa piasku z pyłem zalegająca na odwapnionej do głębokości 1,5–2,0 m glinie zwałowej.

Opisana gleba płowa została więc wykształcona w eemie i wczesnym vistulianie i zakończyła swój rozwój w momencie przykrycia powierzchni mineralnym osadem pylastym na początku plenivistulianu.

Gleba z okresu eemsko-wczesnovistuliańskiego rozwinięta na utworze piaszczystym znaleziona została w kilku miejscach – w Belchatowie, Jeziorku, Słowiku, Katarzynowie. W Katarzynowie pod Łodzią gleba interglacjalna opisana już w latach 60-tych (D y l i k o w a 1961; M a n i k o w s k a 1966) była uzupełniająco badana później (M a n i k o w s k a 1991b). Znajduje się ona wśród osadów wypełniających suchą dolinę, w jej odcinku górnym, który nie podlegał, po powstaniu u schyłku zlodowacenia warciańskiego, procesom rzeczonym lecz rozwijał się pod wpływem procesów stokowych i colicznych na dnie doliny i w małych jego przegłębieniach.

Gleba interglacjalna w Katarzynowie ma charakter gleby glejobielicowej. W jednym z odsłoneń (rys. 6-II; fot. 10) znajdowała się na głębokości 3 m, pod



osadami vistulianu zawierającymi interplenivistuliańską glebę kopalną. Profil gleby był tu w pełni zachowany (fot. 11). Obejmował on kilkucentymetrową warstwę składającą się z substancji torfiastej z małą ilością części mineralnych, mającą charakter nakładowego poziomu organicznego – O. Poniżej występował dobrze wykształcony, brudnobiały poziom eluwalny o cechach silnego zbielicowania – Ees, grubości 20 cm, mączysty, z nieznaczną zawartością próchnicy. Jeszcze niżej był szarobrunatny poziom glejoiluwalny – Bgg z rdzawymi żyłkami i plamami, grubości 50–60 cm, lekko rozjaśniający się ku dółowi. Oglejony gruntowo poziom skały macierzystej – Cgg, w górnej części odwarstwiony, przechodził w piaszczysty utwór warstwowany.

Rozmieszczenie tlenków żelaza oraz humusu w profilu (tab. 3) potwierdza jego zbielicowanie, jednak wzbogacenie poziomu iluwalnego jest nieznaczące.

Rys. 6. K a t a r z y n ó w. Kopalna gleba z okresu eemsko-wczesnovistuliańskiego na piasku, pod osadami z glebą plenivistulianu środkowego

- I. Odsłonięcie z roku 1989: 1 – glina zwalowa, 2 – mul z piaskiem, w części górnej domieszką substancji organicznej, na powierzchni 5 cm warstwa torfu interglacialnego z zawartością pyłku drzew ciepłolubnych, 3 – mul i piasek drobno warstwowany, miejscami ildasty, w stropie piasek z humusem – gleba plenivistulianu środkowego z datami ^{14}C dla frakcji NaOH Sol. 23 100 + 700 i Res. 22 500 + 600 lat BP (Gd 6115 i 6114), 4 – mul piaszczysty z kamykami, masywny, ze śladami przemieszczania po stoku, 5 – piasek i żwir iluwalny plenivistulianu górnego, klin zmarzlinowy wypełniony piaskiem, 6 – eoliczny piasek pokrywowy późnego vistulianu z rdzawą glebą współczesną w stropie
- II. Odsłonięcie z roku 1961: 1 – piasek warstwowany z bielicową glebą eemską w stropie, 2 – mul z piaskiem drobno warstwowany, 3 – mul piaszczysty z kamykami, masywny, języki materiału przemieszczonego po stoku, 4 – piasek i żwir plenivistulianu górnego, w stropie bruk, klin zmarzlinowy i cienkie szczeliny przechodzące od bruku ku dółowi, 5 – eoliczny piasek pokrywowy późnego vistulianu z glebą rdzawą w stropie: eemską glejobielicą: O – poziom organiczny, Ees – poziom bielicowy, Bgg – poziom iluwalny, oglejony, Cgg – poziom skały macierzystej, oglejony

Fossil Eemian-Early Vistulian soil on the sand, under sediments with the Middle Plenivistulian soil

- I. Exposure from 1989: 1 – till, 2 – silt with sand, an admixture of organic matter and illuvial iron at the top, a 5 cm thick layer of interglacial peat with a content of pollen of thermophilous trees at the surface, 3 – thinly laminated silt and sand, occasionally with clay, at the top sand with humus – soil of Middle Plenivistulian age with ^{14}C dates for NaOH Sol. 23 100 + 700 and Res. 22 500 + 600 years BP (Gd 6115 and 6114), 4 – sandy silt with little stones, massive, with marks of slope transfer, 5 – fluvial sand and gravel of Upper Plenivistulian, sand wedge, 6 – aeolian coversand of Late Vistulian, present-day rusty soil at the top
- II. Exposure from 1961: 1 – stratified sand with Eemian podzolic soil at the top, 2 – thinly laminated silt with sand, 3 – sandy silt with little stones, massive, lobes transferred over the slope, 4 – sand and gravel of Upper Plenivistulian, at the top pavement, ice wedge cast and thin fissures from the pavement downwards, 5 – aeolian coversand of Late Vistulian with present-day rusty soil at the top; Eemian gley podzol: O – organic horizon, Ees – bleached horizon, Bgg – illuvial gley horizon, Cgg – gleyed parent rock horizon

Tabela 3
K a t a r z y n ó w. Gleba z okresu eemsko-wczesnovistulianskiego wykształcona na piasku – granulometria, zawartość węgla organicznego i żelaza, współczynniki zwięzzenia mineralów (M a n i k o w s k a 1966)

Eemian-Early Vistulian soil developed on the sand – grain-size distribution, content of organic carbonate and iron, weathering ratios of heavy minerals (M a n i k o w s k a 1966)

Poziom	Głębokość [cm]	Granulometria [%]				C. org. [%]	Fe ₂ O ₃	Współczynniki zwięzzenia mineralów		
		Piasek gruby	Piasek średni i drobny	pył	II koloidalny			K/S	K/Pi	T+C/H
AEs	5	2,4	89,1	6,4	2,1	0,46		7,8	23,4	15,00
Fes	10	2,2	92,3	5,3	0,2	0	0,03	6,8	19,6	2,94
Fes	20	2,3	90,7	5,2	1,8	0	0,03	6,4	19,7	1,44
Bgg	30	2,4	92,1	4,8	0,7	0,03	0,11			
Bgg	40	1,9	93,1	3,8	1,2	0,09	0,14	6,0	14,4	0,83
Bgg	50	2,0	92,2	4,0	0,8	0,08	0,12			
Bgg	60	2,0	92,8	4,2	1,0		0,18			
Cgg	80	1,9	88,7	7,1	2,3		0,30	5,3	10,6	0,77
Cgg	90	2,5	93,4	3,4	0,7		0,15	5,9	10,4	0,58

opis metod przy tabeli 2

mimo jego wyraźnie ciemnej barwy. Bardzo dobrze zaznacza się zwietrzenie mineralów frakcji piaszczystej. Mało odporne plagioklasy wśród mineralów lekkich oraz hornblenda w zespole mineralów ciężkich wykazały znaczny stopniowy ubytek od dołu ku górze profilu, wyrażony we wzroście współczynników zwietrzenia K/Pl i $C+T/H$.

W poziomie organicznym na powierzchni gleby stwierdzono makroszczałki roślin drzewiastych, wśród których rozpoznano fragmenty cisa – *Taxus baccata* (Dylikowa 1961). Analiza palinologiczna wykonana następnie przez Z. Balwierzową dla próbki z odpowiedniej cienkiej warstwy torfowej (rys. 6-I) pozwoliła stwierdzić, że reprezentuje ona warunki roślinności i klimatu interglacjalnego, zawiera bowiem pyłek drzew i krzewów w ilości 94,2% przy czym dominuje pyłek *Corylus* (49,9%) i *Carpinus* (25,7%) oraz obecny jest pyłek innych drzew ciepłolubnych.

W odsłonięciu pod wydumą gleba ukazała się w postaci zniekształconej przez późniejsze procesy mrozowe (fot. 12). Poziom organiczny uległ zniszczeniu lub przemieszczeniu do poziomu bielcowego w formie pograżów. Pod wpływem procesów kriosegregacji powstała w poziomie bielcowym charakterystyczna struktura komórkowa.

Gleba eemsko-wczesnovistuliańska odsłonięta w odkrywcę bełchatowskiej w przekroju przez dolinę Żłobnicy i obszar przyległy (rys. 1 – gleba A) rozwinięta na mułowo-piaszczystych utworach jeziornych wykazała również cechy zbielicowania i gruntowego oglejenia. Utwór macierzysty tej semihydrogenicznej gleby glejbielicowej zbudowany był z ławic mułu oraz piasku i zawierał na głębokości 25–30 cm od powierzchni kilkucentymetrową warstewkę humusową przykrytą piaskiem. Na takim substracie rozwinął się profil gleby (fot. 13) obejmujący poziom próchniczny (A) grubości 5 cm, z humusem amorficznym, całkowicie bez roślinnych szczątków makroskopowych, kłaczkowatymi językami przechodzący do poziomu niższego, poziom bielcowy (Ees) grubości 25 cm, luźny, miejscami o strukturze komórkowej oraz poziom glejoiluwalny (Bgg) 20-centymetrowej grubości, barwy szarobrunatnej zawierający w sobie warstewkę humusową. Warstewka ta powstała jako glebowy poziom humusowy, odpowiadający pierwszemu etapowi rozwoju gleby, po którym na powierzchnię nałożyła się cienka warstwa piasku i następnie dokonano zbielicowania. Podłoże gleby jest wyraźnie oddolnie oglejone. Na cechy rozwoju w warunkach dużej wilgotności lokalnej wskazuje też brunatna barwa poziomu iluwalnego gleby.

Poziom próchniczny opisanej gleby kopalnej przechodzi w cienką warstwę torfu (rys. 1-5), która została zbadana palinologicznie przez Z. Balwierzową. Stwierdziła ona, że torf zawiera zespół pyłkowy odpowiadający roślinności leśnej schyłku interglacjalu lub wczesnego vistulianu. Las miał charakter tajgi i mógł egzystować pod koniec eemu lub też w interstadialnej fazie wczesnego vistulianu.

Gleby okresu eemsko-wczesnovistuliańskiego są dojrzałymi tworamii pedogenetycznymi, odpowiadającymi długiemu okresowi leśnemu, w którym dokonało się głębokie wylugowanie, przemycie, zbielicowanie i zwietrzenie substratów. Brak jest pedologicznych podstaw podziału tego okresu na cem i wczesny vistulian oraz wyodrębnianie faz interstadialnych wczesnego vistulianu, które zapisane są w diagramach palinologicznych dla osadów organicznych. Kolejne procesy glebotwórcze nakładały się na ten sam substrat i ich zmienne oddziaływanie nie daje się odczytać w zachowanych profilach gleb.

Gleby plenivistulianu środkowego (interplenivistulianu). Znane są gleby plenivistulianu środkowego utworzone w miejscach wyżej położonych, lepiej drenowanych, oraz w strefach obniżeń, w których dokonywała się permanentnie akumulacja osadów i panowały warunki silnej anaerobiozy.

W miejscach o lepszym drenażu i na utworach bardziej przepuszczalnych tworzyły się gleby dwóch typów – tundrowe gleby humusowe i tundrowe gleby rdzawe (brunatne). Stosunkowo częściej można spotkać kopalne tundrowe gleby humusowe. Znalaziono je między innymi w Jeziorku (fot. 14, 15) w Katarzynowie (rys. 6) oraz w kopalni Belchatów – w dolinie Żłobnicy (rys. 1).

W przekroju doliny Żłobnicy humusowa gleba środkowoplenivistuliańska (fot. 16) rozwinięta na piaszczysto-żwirowych osadach dolnego plenivistulianu stanowiła strefę grubości około 70 cm, z niewielką domieszką próchnicy amorficznej, smugowaną na skutek przemieszczania po stoku. Wyniki analiz chemicznych dwóch próbek tej gleby przedstawione są w tabeli 4.

Tabela 4

Kopalnia Belchatów - dolina Żłobnicy. Cechy chemiczne w poziomie A tundrowej gleby humusowej plenivistulianu środkowego

Chemical properties of humus in the A horizon of humus tundra soil of the Middle Plenivistulian

Nr próbki	Straty prażenia	C [%]	N [%]	pH	
				H ₂ O	KCl
1	0,47	0,22	0,010	4,9	4,0
2	0,71	0,29	0,018	5,2	4,1

oznaczono w Laboratorium Katedry Gleboznawstwa Uniwersytetu im. M. Kopernika w Toruniu

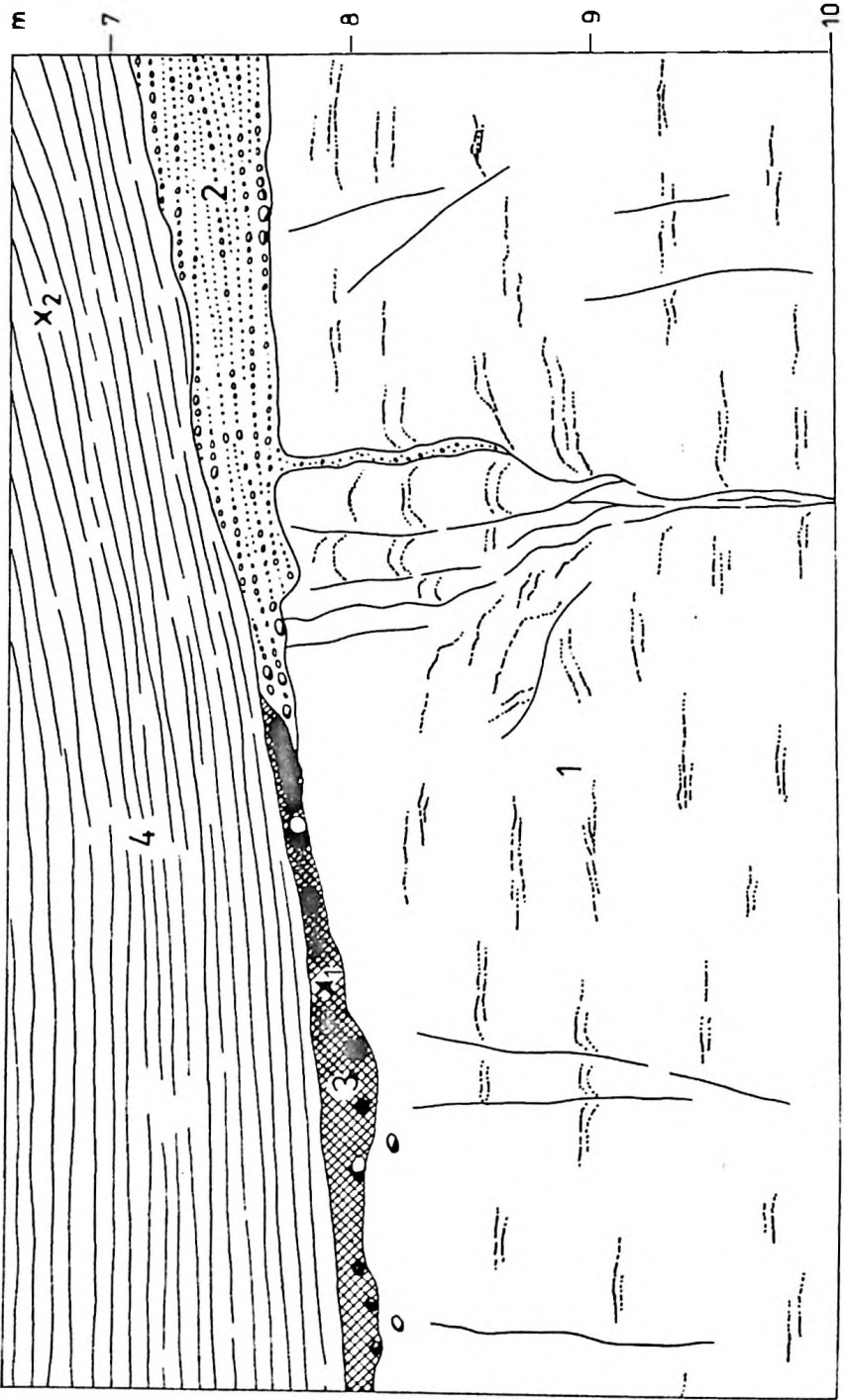
Gleba wykazywała strukturę komórkową – składała się z małych agregatów o ciemnym zabarwieniu z białawymi otoczkami. Widoczne były ślady cienkich korzeni roślin. W glebie i poniżej występowały liczne szczeliny zmarzlinowe oraz ślady procesów przemieszczania pionowego masy glebowej. Pod strefą humusową brak było innych poziomów glebowych, a tylko miejscami pojawiała się warstwa bardziej spojona – betonowata, o cechach utworu typu fr a g i p a n.

Gleba ukształtowała się na osadzie spoczywającym ponad utworem organicznym cemsko-wczesnovistuliańskim, starszym od mułowo-piaszczystego wypełnienia doliny Żłobnicy, datowanym na 34–21 ka BP. Przykryta została osadem piaszczysto-żwirowym, którego wiek określa się na 20–15 ka BP. Rozwój gleby powyżej dna doliny mógł się odbywać w ciągu okresu gromadzenia w niej osadów mułowo-piaszczystych, w plenivistulianie środkowym. Data radiowęglowa $15\ 850 \pm 180$ lat BP (Gd 11040), otrzymana dla frakcji humusu rozpuszczalnego w NaOH, nie potwierdza tego i wydaje się zbyt młoda. Mieści się ona w granicach plenivistulianu, przypada jednak na plenivistulian górny, co może być wynikiem odmłodzenia humusu przez kontaminację. Gleba plenivistuliańska odsłonięta w stanowisku Pustkowie (rys. 7), po drugiej stronie doliny Żłobnicy, pod jej wypełnieniem mułowo-piaszczystym, wykazała wiek $18\ 000 \pm 800$ lat BP, co także nie zgadza się z rozpoznaną chronologią, gdyż leżące powyżej osady okazują się znacznie starsze.

Dla plenivistuliańskiej humusowej gleby tundrowej w Katarzynowie (rys. 6) analiza radiowęglowa kwasów huminowych dała datę $23\ 100 \pm 700$ (Gd 6115), która mieści się w granicach plenivistulianu środkowego.

Kopalne tundrowe gleby rdzawe są rzadziej spotykane niż gleby tundrowe humusowe. W całości zachowany profil rdzawej gleby tundrowej został odsłonięty w Zielonej Górze pod Łodzią, w wykopie wodociągu Pilica–Łódź, biegnącym w obrębie doliny rzeki Miazgi (M a n i k o w s k a 1969). Wśród osadów plenivistulianu, ponad serią organiczną cemsko-wczesnovistuliańską, na wyraźnie nachylonej powierzchni kopalnej zbudowanej z osadu stokowego plenivistulianu dolnego pojawiła się tu gleba o budowie A-B-C. Jej profil składał się z szarobrazowego poziomu humusowego z zawartością amorficznej próchnicy w ilości 0,23–0,17%, grubości kilkunastu centymetrów, zachowanego we fragmentach, oraz z poziomu rdzawego grubości 30–40 cm, wzbogaconego w tlenki żelaza do 1,2%, z licznymi, małymi конкреcjami żelazo-manganowymi. Poziom B małymi “zaciekami” poprzez strefę wytrąceń żelazistych przechodził w poziom skały macierzystej – piasek gliniasty ze znaczną domieszką części pylastych i ilastych, niżej piasek z warstwami drobnego żwiru. W osadzie tym subsynchronicznie z rozwojem gleby utworzyły się niewielkie szczeliny mrozowe wypełnione pierwotnie lodem. Poziom B gleby wykazywał szczególną strukturę soczewkowo-komórkową. W masie gleby widoczne były wydłużone poziomo agregaty ciemnej barwy otoczone nieco luźniejszym, białawym materiałem. Strukturę taką przypisuje się procesom segregacji mrozowej. Gleba została przykryta sedymentem mułowo-piaszczystym i zaburzona przez procesy wywołane niestatecznym warstwowaniem osadów. W jej profilu pojawiły się “bąble” materiału piaszczystego “zanurzonego” w poziomie B (fot. 17).

W strefach permanentnej akumulacji osadów plenivistulianu środkowego dość często spotyka się cienkie wtrącenia organiczne, które mają charakter hydrogenicznych gleb tundrowych (rys. 1 – gleby B w osadzie 7). Warstwom



torfu lub mułu humusowego towarzyszy silne oglejenie. Są to więc tundrowe gleby torfowe lub mulowe o poziomach organicznych grubości zwykle nie przekraczającej kilkunastu centymetrów. Powstały one ze szczątków roślin rosnących na miejscu lub namulonych w płytkich wodach powierzchniowych. Dobrym przykładem plenivistuliańskiej humusowo-mulowej gleby tundrowej jest gleba odsłonięta w kopalnym zagłębieniu bezodpływowym w stanowisku Aleksandrów na terenie kopalni Belchatów, gdzie jest ona oddzielona bezhumusowym mułem od organicznej serii cemskowczesnovistuliańskiej (rys. 2-6; fot. 18). Uzyskana dla niej data radiowęglowa przekracza 39 200 lat BP (Gd 10974).

Dla trzech warstw organicznych w osadzie mulowo-piaszczystym plenivistulianu środkowego w kopalni Belchatów – stanowisko Folwark II wykonana została analiza palinologiczna, której wyniki przedstawione są w tabeli 5. Jedna z tych warstw wykazała wiek $23\ 700 \pm 800$ lat BP (Gd 9406). Według opinii wykonawcy analiz, mgr Z. Balwierzowej, w próbkach jest mała ilość pyłku z dużym udziałem ziarn skorodowanych i niewielką ilością taksonów. Ziarna pyłku drzew i krzewów są nieliczne. Z wyjątkiem ziarn *Salix* i *Betula nana*, wszystkie pozostałe występują na wtórnym złożu. W pyłku roślin zielnych największy udział mają ziarna *Cyperaceae* i *Gramineae*. Są też nieliczne ziarna innych roślin zielnych, w tym wskaźnikowych: *Armeria*, *Artemisia*, *Helianthemum*, *Polygonum bistorta* (*oviparum*), *Selaginella*. Ich obecność dowodzi, że gromadzenie substancji organicznej zachodziło w klimacie chłodnym, w warunkach ubogiej roślinności typu tundry.

Rys. 7. Kopalnia Belchatów – Pustkowie. Kopalnia tundrowa gleba humusowa plenivistulianu środkowego

1 – piasek drobinowzrostowy, niewyraźnie warstwowany, z laminami humusowymi, akumulowany w zbiorniku wodnym (rys. 1-4), liczne szczeliny zmarzlinowe, struktura klinowa po lodzie wypełniona materiałem z warstwy 2; 2 – piasek ze zwiarem plenivistulianu dolnego rozcięty przez erozję śródplenivistuliańską (rys. 1-6), na powierzchni rozcięcia bruk; 3 – tundrowa gleba humusowa plenivistulianu środkowego, wiek frakcji humusu NaOH sol. w próbce X₁ 18 000 ± 800 lat BP (Gd 9993); 4 – osad mulowo-piaszczysty plenivistulianu środkowego wypełniający dolinę Żłobnicy (rys. 1-7), wiek humusu w próbce X₂ > 27 100 lat BP (Gd 14072)

Fossil tundra humus soil of the Middle Plenivistulian

1 – fine grained sand, indistinctly laminated, with humic laminae, accumulated in lacustrine basin (Fig. 1-4), numerous frost fissures, ice wedge cast filled with material from 2; 2 – sand with gravel of Lower Plenivistulian cut with interplenivistulian erosion (Fig. 1-6), pavement at the intrenchment surface; 3 – humus tundra soil of Middle Plenivistulian, age of humus soluble in NaOH 18 000 ± 800 years BP in X₁ sample; 4 – silty-sandy deposits of Middle Plenivistulian filling the Żłobnica valley (Fig. 1-7), age of humus in X₂ sample > 27 100 years BP

Tabela 5
Kopalnia Belchatów – Folwark II. Analiza palinologiczna glebowych warstw organicznych w mułowo-piaszczystym osadzie plenivistulianu środkowego

Pollen analysis of soil organic layers in silty-sandy deposit of the Middle Plenivistulian

AP/NAP	Bezwzględna ilość sponomorf w próbie		
	1	2	3
	11/30 26.9/73.1%	102/153 16.6/83.4%	91/141 39.2/60.8%
<i>Abies</i>	-	-	1
<i>Alnus</i>	-	5	5
<i>Betula</i>	1	30	39
<i>Betula nana</i>	-	2	1
<i>Carpinus</i>	-	2	1
<i>Corylus</i>	1	-	4
<i>Pinus</i>	5	60	30
<i>Salix</i>	4	2	10
<i>Armeria</i>	-	1	1
<i>Artemisia</i>	1	3	3
<i>Chenopodiaceae</i>	-	3	-
<i>Cyperaceae</i>	15	114	61
<i>Gramineae</i>	12	27	61
<i>Helianthemum</i>	-	1	1
<i>Liguliflorae</i>	1	2	1
<i>Phragmites</i>	1	-	-
<i>Ranunculus</i>	-	1	-
<i>Ranunculus t. acer</i>	-	-	2
<i>Rubiaceae</i>	-	-	5
<i>Thalictrum</i>	-	-	1
<i>Umbelliflorae</i>	-	-	1
<i>Pediastrum</i>	-	-	14
<i>Polypodiaceae</i>	-	-	2
<i>Selaginella</i>	-	1	-
<i>Sphagnum</i>	-	7	8
skorodkowane	4	186	190
inne	-	1	9

oznaczyła Z. Białwierz

Dla dwóch warstw organicznych z plenivistuliańskiej mułowo-piaszczystej serii osadowej wykonane zostały analizy chemiczne, próchnicy. Przedstawione w tabeli 6 wyniki wskazują na znaczną procentową zawartość substancji organicznej, dość wysokie pH oraz niewielką przewagę lub równowagę ilości kwasów fulwowych w stosunku do kwasów huminowych.

Warstwy organiczne obecne w plenivistuliańskiej serii mułowo-piaszczystej wypełniającej doliny i zagłębienia bezodpływowe dają obfity materiał do datowań radiowęglowych. Liczne daty dla tych utworów z całego regionu zawierają się między 44 i 20 ka BP i wykazują bardzo duże rozproszenie (tab. 7), z czego można wnosić, że w ciągu plenivistulianu środkowego cały czas istniały

Tabela 6
Zawartość i skład próchnicy w poziomach A dwóch tundrowych gleb humusowych w mulow-o-piaszczystym osadzie plenivistulianu środkowego w kopalni Belchatów

Content and composition of humus in the A horizon of two humus tundra soils in silty-sandy deposit of the Middle Plenivistulian at the Belchatów opencast mine

Nr próbki	Straty prazenia	C [%]	N [%]	H ₂ O pH	KCl	C kwasów humusowych % s.m. % Ct	C kwasów fluwowych % s.m. % Ct	C niehydrofizyjnej pozostałości % s.m. % Ct	C _{klf} C _{klf}			
1	4,74	2,07	0,174	6,4	5,7	0,26	12,6	0,42	20,3	1,39	67,1	0,6
2	3,45	1,51	0,103			0,25	16,6	0,26	17,2	1,00	66,2	1,0

analizy wykonano w Laboratorium Katedry Gleboznawstwa Uniwersytetu im. M. Kopernika w Toruniu

Tabela 7
 Konwencjonalne daty radiowęglowe dla poziomów organicznych w osadach mulowo-piaszczystych plejstocenu środkowego w Polsce środkowej (lata BP)

Conventional radiocarbon dates for organic horizons in silt-sandy deposits of the Middle Pleistocene in central Poland (years BP)

Data ¹⁴ C	Nr laboratoryjny	Stanowisko	Źródło
17 150 ± 320	Gd 9468	Kopalnia Belchatów – Folwark	Manikowska 1990
20 500 ± 500	Gd 2566	Macew	Rotnicki, Borówka 1990
21 200 ± 220	Gd 5279	Kopalnia Belchatów – Kuców	Manikowska 1994
21 707 ± 180	Gd 777	Kopalnia Belchatów – Piaski	Baraniecka 1987
21 720 ± 220	Gd 1906	Lubinek I	Turkowska 1990
22 230 ± 480		Maliniec II	Pazdur, Walarius 1979
23 100 ± 700	Gd 6015	Katarzynów	Manikowska 1991
23 600 ± 400	Gd 3484	Kopalnia Belchatów – dolina Widawki	Goździk 1995a
23 700 ± 800	Gd 9406	Kopalnia Belchatów – Folwark	Manikowska 1996
24 200 ± 650	Gd 6003	Kopalnia Belchatów – dolina Widawki	Goździk 1995a
25 100 ± 1000	Gd 4714	Kopalnia Belchatów – Wola Grzymalina	Manikowska 1995c
25 970 ± 220	GrN 18155	Kopalnia Belchatów – Folwark 2	Kasse <i>et al</i> 1998
26 430 ± 240	GrN 18157	Kopalnia Belchatów – Folwark 2	Kasse <i>et al</i> 1998
26 900 ± 500	Gd 5413	Kopalnia Belchatów – Kleszczów	Krzyżkowski <i>et al</i> 1993
26 900 ± 500	Gd 5485	Kopalnia Belchatów – dolina Widawki	Goździk 1995a
28 200 ± 1400		Kopalnia Belchatów	Krzyżkowski <i>et al</i> 1993
28 300 ± 900	Lod 86	Kalinko	Manikowska 1993
29 200 ± 1100	Gd 2930	Kopalnia Belchatów – dolina Świętojanki	Goździk 1995a
30 020 ± 1080	WAT 869	Kopalnia Belchatów – dolina Widawki	French, Goździk 1988
31 400 ± 1100	K 1296	Kępno	Rotnicki, Tobolski 1969
31 800 ± 700	Gd 5371	Kopalnia Belchatów – Wola Grzymalina	Krzyżkowski 1990
32 430 ± 850	Gd 3291	Macew	Rotnicki, Borówka 1990
32 700 ± 700	Lod 317	Kopalnia Belchatów – Ługi	Manikowska 1992
33 800 ± 2000	Gd 2890	Kopalnia Belchatów – Wola Grzymalina	Krzyżkowski 1990
33 900 ± 2600	Gd 6062	Kopalnia Belchatów – Modrzewiec	Manikowska 1992
37 000 ± ⁵⁰⁰⁰ / _{15,000}	Gd 1422	Bychlew	Klatkova 1984
43 700 ± ¹⁷⁰⁰ / _{7,500}	Gd 1072	Kopalnia Belchatów – Piaski	Baraniecka, Pazdur 1980

warunki rozwoju roślinności i kształtowanie gleb mogło odbywać się stale na sukcesywnie powstających powierzchniach. Przedstawione wyżej i wszystkie inne dane palinologiczne (B a l w i e r z 1995, materiały niepublikowane) dowodzą, że dla omawianych poziomów organicznych charakterystyczne są zespoły pyłkowe reprezentujące tundrę krzewinkową lub trawiastą, tworzącą ciągly płaszcz wegetacyjny. Klimat był subarktyczny, zaostrzający się w fazie końcowej, przed zapanowaniem warunków arktycznych w plenivistulianie górnym.

W zimnym, lecz stosunkowo wilgotnym klimacie, w obecności wieloletniej zmarzliny działały dość intensywnie procesy mrozowe, które zaburzały utwory powierzchniowe. Zachodziło powolne nagromadzenie osadów w obniżeniach, co powodowało ekspozowanie stale nowych powierzchni i powstawanie gleb o różnym wieku. Równocześnie na wysoczyznach gleby mogły rozwijać się również i to w dłuższych okresach niż w strefach akumulacji. Powyżej stref akumulacji, gdzie powstawały słabo wykształcone gleby hydrogeniczne, tworzyły się więc gleby tundrowe humusowe lub rdzawe, które mogły egzystować przez cały czas akumulacji środkowego plenivistulianu lub w jego części i zostać zniszczone dopiero w plenivistulianie górnym, kiedy zapanowały warunki zimnej, pozbawionej pokrywy roślinnej pustyni i ostrego klimatu kontynentalnego.

Gleby późnovistuliańsko-holocenckie. Gleby kopalne występujące w osadach eolicznych późnego vistulianu i starszego holocenu są zróżnicowane pod względem typu i stadium zaawansowania w rozwoju. Stwierdza się w tych osadach w Polsce środkowej cztery różne gleby kopalne.

Gleba kopalna odpowiadająca fazie epe ma charakter słabo wykształconej tundrowej gleby humusowej (rys. 1 – gleba C). Została ona odkryta i po raz pierwszy zbadana w stanowisku Kamion koło Wyszogrodu (Ma n i k o w s k a 1982, 1991). W stanowisku tym gleba epe znajduje się w stropie pierwszej nadzalewowej terasy Wisły i przykryta jest piaskiem eolicznym tworzącym dużą wydłgę. Poziomowi humusowemu grubości 8–10 cm towarzyszy strefa odwapnienia o głębokości około 40 cm, powstała na skutek ługowania górnej części terasy w czasie rozwoju gleby. Obecne są wytrącenia żelaziste będące skutkiem procesów redukcyjno-oksydacyjnych. W niektórych miejscach w odpowiednim poziomie stratygraficznym występują strefy akumulacji żelaza świadczące o wietrzeniu, jednak bez nagromadzenia próchnicy. Przypadek taki stwierdzono w Belchatowie (fot. 19).

Po fazie epe (kamion) rozpoczyna się późnovistuliańska akumulacja eoliczna i poziom epe przyjmowany jest w Polsce za graniczny między plenivistulianem i późnym vistulianem (patrz str. 49). Warstwa organiczna epe jest pierwszą oznaką rozwoju pokrywy roślinnej po okresie panowania zimnej pustyni w plenivistulianie górnym. Prawdopodobnie była to roślinność tundrowa. Nie znaleziono w omawianym poziomie żadnych makroszczątków

roślinnych, a próby analizy palinologicznej wykazały znikomą zawartość pyłku, świadcząca o skąpej jego produkcji i zapewne rozkładzie w warunkach glebowych. Gleba rozwijała się jednak na tyle długo, że nastąpiło prawie półmetrowej głębokości odwapnienie podłoża, co pozwala sądzić, że proces trwał kilkaset lat. Warunki klimatyczno-roślinne były zapewne podobne do warunków plenivistulianu środkowego.

Gleba z fazy *bolling* jest utworem niezwykle rzadko spotykanym w stanie kopalnym. Pierwszym stanowiskiem wydmyowym w Polsce, w którym odkryta i wydłutowana została gleba tego wieku był Annopol nad Wisłą (Manikowska 1970, 1977). W stanowisku Kamion gleba *bollingu* o dwukrotnie oznaczonym wieku (Manikowska 1991a) odsłoniła się w stropie kopalnego pagórka wydmyowego z najstarszego dryasu (fot. 20). W każdym z tych przypadków był to utwór glebowy inicjalny, chociaż powlekający powierzchnię w sposób ciągły (fot. 21, 22). Gleba składała się z jednej lub dwóch warstewek próchnicznych grubości centymetrowej, leżących na piasku ze śladami wnikania korzeni i miejscami zatartym warstwowaniem. W próchnicy tkwiły makroszczałki roślinne, wśród których w Annopolu stwierdzono fragmenty pochodzące z sosny i jałowca (Manikowska 1985). Duża ilość szczątków sosny w glebie pozwala sądzić, że w fazie *bollingu* roślinność leśna rozprzestrzeniła się i na krótko opanowała tereny piaszczysto-wydmyowe. Nieznaczny stopień zaawansowania rozwoju gleby sugeruje, że mogło to być zaledwie kilkadziesiąt lat.

Gleba z fazy *allerod* zachowana często w stanie kopalnym, rozwinięta jest przy powierzchni wydmy ukształtowanych w starszym dryasie. Znane są liczne stanowiska z tą glebą i istnieje szereg datowań zawartych w niej szczątków organicznych. Daty wykazują znaczny rozrzut – od około 10 500 do 12 000 lat BP (Chmielewska, Chmielewski 1960; Krajewski 1977; Konecka-Berley 1981; Manikowska 1982, 1985, 1995a; Schild 1982).

Gleba *allerodu* na piaskach eolicznych ma charakter arenosolu o jednym, plamistym poziomie z próchnicą (fot. 23), lub też słabo wykształconej gleby bielcowej (fot. 24). Grubość poziomu próchnicznego zwykle wynosi około 10 cm. Zawiera on, obok niewielkich ilości amorficznej próchnicy (do około 0,3% C org.), liczne makroszczałki roślinne pochodzące z sosny, oraz w jednym przypadku z jałowca i wierzby (Manikowska 1985). Zbielicowanie zaznacza się słabo, a poziom iluwialny, jeżeli jest, to zachowuje, nieznacznie tylko zatarte, pierwotne warstwowanie skały macierzystej. W niższych partiach stoków gleba ma cechy oglejenia – pod cienkim poziomem próchnicznym występuje plamisty poziom gruntowo-glejowy. Często gleba *allerodzka* jest niejednorodna i składa się z szeregu poziomów próchnicznych poprzedzielanych warstwami piasku (fot. 25). Tworzą one strefy osiagające czasem u podnóża kopalnych stoków grubość prawie półtora metra. Strefy takie nazywane są *pedolitam* i, gdyż powstają pod wpływem procesów glebotwórczych działających subsynchronicznie z procesami akumulacji osadu.

Gleba allerodu rozwinęła się na całej powierzchni wydym, również na stromych stokach dużych form, pod wpływem lasu sosnowego i uległa lekkiemu zbielicowaniu. Świadczy to o rozwoju roślinności leśnej i opanowaniu przez nią ruchomych przedtem piasków eolicznych. Odbywało się to stopniowo, w dość długim czasie ponad tysiąca lat.

Gleba z fazy preborealnej holocenu jest najstarszą, wyodrębniającą się kopalną glebą holocenią na wydmach Polski środkowej. Wydmy późnoplejstoceniowe, po fazie przekształcenia w młodszym dryasie wywołanym rozrzedzeniem leśnej pokrywy wegetacyjnej, zostały utrwalone przez zwarty las i powstała na ich powierzchni dobrze wykształcona gleba rdzawa. Została ona zidentyfikowana po raz pierwszy w stanowisku wydmy Belchatów (rys. 3) i następnie w stanowisku Szykielów (fot. 8). W pierwszym z nich gleba wykazała wiek radiowęglowy $9\,380 \pm 50$ lat BP (M a n i k o w s k a 1982), w drugim analiza makroszczałków zawartych w glebie dała datę $9\,740 \pm 100$ lat BP (M a n i k o w s k a 1994). Wskazuje to bezspornie na związek gleby z fazą preborealną holocenu. Pośrednio, preborealny wiek ustalono też dla kopalnej gleby rdzawej w wydmy w Wiązownej koło Warszawy (K o n e c k a - B e t l e y 1991).

Profil kopalnej gleby preborealnej w Szykielowie składa się z szarobrazowego poziomu próchnicznego grubości 10–15 cm, zawierającego niewielką ilość (0,11 % C org.) amorficznej substancji organicznej i dość liczne, na ogół bardzo małe fragmenty makroskopowe roślin, oraz z poziomu rdzawienia grubości 30–40 cm, o barwie brązowej z lekkim odcieniem czerwonawym, całkowicie zhomogenizowanego, wzbogaconego w tlenki żelaza i glinu oraz części ilaste (zawartość pedogenicznego Fe_2O_3 i Al_2O_3 w poziomie B dwu- lub trzykrotnie większa niż w poziomie C; zawartość części $< 0,002$ mm o ponad 1% większa niż w niezmiennym piasku eolicznym). Gleba ma odczyn kwaśny ($\text{pH}_{\text{KCl}} 4,0\text{--}4,2$), wykazuje też wyraźny ubytek minerałów mało odpornych na wietrzenie (skaleni, amfiboli) w stosunku do utworu macierzystego (M a n i k o w s k a 1986; M a n i k o w s k a, B e d n a r e k 1994). Analiza anatomiczna makroszczałków roślinnych z gleby wykazała, że pochodzą one z sosny oraz jeden okruch z drewna drzewa liściastego i jeden z owocu leszczyny (M a n i k o w s k a 1985).

Gleba rozwinęła się w warunkach klimatu dość chłodnego i roślinności leśnej. Był to las iglasty, zapewne jednak z gęstym runem trawiasto-zielnym, dość bogatym w chemiczne składniki zasadowe, co sprawiło, że gleba nie była silnie zakwaszona. Umożliwiała to produkcję humusu ze stosunkowo małym udziałem kwasów fulwowych rozpuszczalnych w wodzie. Dzięki temu gleba dość długo nie podlegała bielcowaniu i ukształtowała się jako gleba rdzawa. Rozwinęła się ona na całej powierzchni wydym, z czego wynika że zostały one w fazie preborealnej opanowane przez roślinność leśną w całości.

Kopalna rdzawa gleba preborealna jest zwykle wkomponowana w kompleks gleb późnovistuliańsko-holocenijskich na stokach wydym i oddzielona od

młodszych gleb cienką tylko warstwą piasku, całkowicie przekształconą przez młodsze procesy glebotwórcze (rys. 3). Rzadkie są przypadki bardziej obfitej akumulacji piasku po wykształceniu gleby, które mogłyby świadczyć o energicznej działalności naturalnych procesów eolicznych na początku holocenu, postulowanej przez wielu badaczy (R o t n i c k i 1970; K r a j e w s k i 1977; K o z a r s k i 1978; N o w a c z y k 1986, S z e c z y p e k 1986). Należy do nich przypadek stwierdzony w czole wydmy w Rogowcu (fot. 26), gdzie na glebie preborealnej spoczywa trzymetrowej grubości pokrywa piasku zwieńczona piękną bielimą powierzchniową. Dwukrotnie wykonana analiza radiowęglowa makroszczątków zawartych w tej glebie dała daty 9860 ± 110 (Gd 6990) oraz 9080 ± 120 lat BP (Gd 10115), zaś analiza humusu rozpuszczalnego w NaOH 10160 ± 240 lat BP (Gd 9199). Wszystkie te daty wskazują na początkową fazę holocenu i pozwalają uznać glebę za preborealną.

Gleby z fazy borealnej i atlantyckiej holocenu są glebami bielcowymi. W sekwencjach gleb kopalnych na stokach wydym w stanowisku Belchatów (rys. 3) oraz Szyneków (fot. 8), ponad glebą rdzawą, na przykrywających ją cienkich warstwach piasku wykształcona jest najpierw gleba bielcowa, a następnie bielica próchniczno-żelazista. W Szynekowie makroszczątki roślinne zawarte w glebie bielcowej wykazały wiek 8790 ± 190 lat BP, węgielki z poziomu próchniczno-żelazistej 4725 ± 140 lat BP, a humus z jej poziomu iluwialnego 5315 ± 150 lat BP. Daty te pozwalają sądzić, że gleba bielcowa, niezbyt silnie wykształcona, z zaczątkami żelazistego, twardego poziomu iluwialnego, pochodzi z fazy borealnej, bielica z twardym, żelazisto-próchnicznym poziomem iluwialnym ukształtowała się podczas fazy atlantyckiej, a jej zagrzebanie nastąpiło z początkiem fazy subborealnej. Przytoczone dane, jak również szereg innych (M a n i k o w s k a 1985; K o n e c k a - B e t l e y 1991), skłaniają do wyrażenia opinii, że bielcowanie rozpoczęło się na piaskach wydymowych Polski środkowej w fazie borealnej, a w fazie atlantyckiej ukształtowane zostały zaawansowane w rozwoju, silnie zwietrzałe (M a n i k o w s k a 1995b) bielice próchniczno-żelaziste.

Bielcowanie utwarunkowane było zwartą acidofilną roślinnością leśną i wilgotnym klimatem, a sprzyjała mu podatność piasku na infiltracje kwaśnych wód opadowych i bardzo ubogi jego skład mineralogiczny. W tych warunkach bielcowanie nie jest zaskoczeniem i nie wymaga uzasadnienia, tak jak rdzawienie, które pojawiło się na piaskach wydymowych na początku holocenu.

Naturalny bieg ewolucji środowiska i procesów glebotwórczych na obszarach wydymowych został energicznie zakłócony na skutek interwencji ludzkiej. Wpływy antropogeniczne zapisane w diagramach pyłkowych osadów organicznych nasiliły się zdecydowanie pod koniec fazy atlantyckiej lub na początku fazy subborealnej (W a s y l i k o w a 1983; R a l s k a - J a s i e w i c z o w a 1991). Z początkiem neolitu rolnicza ludność osiadła opanowała całość ziem polskich. W wielu miejscach dochodzi odtąd do niszczenia lub zasypywania

bielicie ukształtowanych wcześniej na piaskach eolicznych i rozwoju nowych gleb, zwykle biellicowych, w antropogenicznym etapie ewolucji wydm.

OKRESY PEDOGENETYCZNE

Tabela 1 przedstawia okresy pedogenetyczne w Polsce środkowej na tle stratygrafii, w korelacji z krzywą AP/NAP skonstruowaną w oparciu o badania palinologiczne w stanowisku La Grand Pile oraz z krzywą $\delta^{18}\text{O}$ z badań osadów głębokomorskich (za Van Huisstede n 1990). Tabela uwzględnia też przebieg zlodowacenia vistuliańskiego na obszarze doliny dolnej Wisły, wydatowany przy pomocy metody TL (Mojski 1992).

Zestawienie unaocznia podstawy wydzielenia okresów pedogenetycznych. Pierwszy z nich odpowiada stosunkowo krótkiemu cemuwi i bardzo długiemu wczesnemu vistulianowi, odznaczającym się przez cały czas trwania roślinnością leśną z bardzo krótkimi epizodami o wzrastającym udziale roślin zielnych i ze stopniowo pogarszającymi się warunkami klimatycznymi. Z okresu tego w Polsce środkowej zachowała się jedna, dobrze wykształcona, dojrzała gleba płowa lub biellicowa, bowiem środowisko było stabilne i poza zbiornikami wodnymi zachodziła tylko spokojna akumulacja osadów organicznych w zabagnionych zagłębieniach. Sedymenty organiczne z tego okresu osiągają łącznie grubość ośmiu metrów.

Cały okres cemsko-wczesnovistuliański można określić jako okres pedologiczny zstępujący, bowiem optymalne interglacjalne, leśne środowisko stopniowo zmieniało się w środowisko lasu typu tajgi i luźnego lasu sosnowo-brzozowego i wreszcie tundry leśnej, pogarszając warunki zachodzenia procesów glebotwórczych – lessiważu i biellicowania. Wykształcone wcześniej gleby ulegały też przemianom na skutek nakładających się na nie następnie procesów zmarzlinowych.

W dolinie dolnej Wisły wczesnemu vistulianowi przypisuje się pierwsze nasunięcie lądolodu (stadiał kaszubski). W Polsce środkowej nie można stwierdzić faktów, które wskazywałyby na drastyczne zmiany środowiska w tym czasie. Fakty takie pojawiają się dopiero w plenivistulianie dolnym, który koreluje z nasunięciem lądolodu w stadiale przedgrudziądzkim. Zmiany znajdują wyraz w pojawieniu się zmarzlinowych struktur szczelinowych oraz osadów mineralnych, również gruboziarnistych, które dowodzą uruchomienia procesów denudacyjnych na dużą skalę. Jest to pierwszy okres niszczenia pokrywy glebowej cemsko-wczesnovistuliańskiej. Krzywa palinologiczna i tlenowa wskazują na gwałtowne pogorszenie warunków klimatycznych. Złagodzenie tych warunków i wycofanie się lądolodu z obszaru północnego w interstadiale grudziądzkim musiało spowodować zmianę w położeniu bazy erozyjnej, co zapewne przyczyniło się do wydatnej erozji śródplenivistuliańskiej obserwowanej w dolinach Polski środkowej w pierwszej fazie plenivistulianu środkowego.

W plenivistulianie środkowym, rozpoczynającym się fazą erozji i trwającym w czasie akumulacji drobnoziarnistych osadów mułowo-piaszczystych, mamy do czynienia z drugim okresem pedogenetycznym. Charakteryzuje się on stosunkowo łagodnym klimatem chłodnym i rozwojem różnorodnych gleb tundrowych, występujących w wielu poziomach stratygraficznych. Ta wielość i różny wiek gleb jest skutkiem niestabilności powierzchni. Brak jest podstaw dla wyróżniania w plenivistulianie środkowym okresów interstadialnych. Zaznacza się jedynie nieznaczne, stopniowe pogarszanie się klimatu, aż do początku zimnego plenivistulianu górnego. Pojawianie się cienkich warstw organicznych w obrębie osadów plenivistulianu środkowego wydaje się być związane z powstawaniem sprzyjających warunków lokalnych, nie zaś z wahaniami klimatycznymi. Do podobnych wniosków doszli badacze analizujący osady rzek tundry środkowego pleniglacjału na terenie Holandii, Belgii i NW Niemiec (Van Huissteden 1990).

Plenivistulian środkowy charakteryzujący się w Polsce środkowej prawie niezmiennym, subarktycznym klimatem i panowaniem tundry, można traktować jako okres interplenivistuliański, bowiem ograniczony on jest zimnym plenivistulianem dolnym i maksymalnie surowym plenivistulianem górnym, w którym panowały warunki pustyni arktycznej. Takiej interpretacji odpowiada dobrze ogólny zarys krzywej pyłkowej i tlenowej oraz fakt zlodowacenia doliny dolnej Wisły w stadiale przedgrudziądzkim i w stadiale głównym. Plenivistulian środkowy (interplenivistulian) jest więc w całości okresem pedogenetycznym chłodnym. Wszystkie gleby z tego okresu należą do słabo wykształconych tundrowych gleb humusowych lub rdzawych, zawsze ze śladami silnego oglejenia, czasem z "fragipanem".

Drugi okres intensywnej denudacji powierzchniowej i niszczenia pokrywy glebowej nastąpił w czasie plenivistulianu górnego. Jego początek sytuowany jest w Polsce środkowej w momencie zakończenia akumulacji mułowo-piaszczystej i początku tworzenia osadu fluwialnego piaszczysto-żwirowego, to znaczy około 20 000 lat BP. Krzywe pyłkowa i tlenowa załamują się wcześniej i prawdopodobnie wcześniejszy był początek ruchu lądolodu stadialu głównego ku północy – 20 000 lat BP czasza lądolodu osiągnęła swoje maksymalne rozprzestrzenienie na terytorium Polski (Kozarski 1988, 1995). Za początek późnego vistulianu przyjmowany jest w Polsce początek akumulacji piasków eolicznych i poprzedzająca go faza epe (kamion). Nastąpił on więc około 15 000 – 14 000 lat przed współczesnością. Sugestię przesunięcia granicy późnego glacjału (późnego vistulianu) z fazy bolling na fazę epe wysunęła także Kolsstrup (1980) – odkrywczyni i autorka geologiczno-palinologicznego opracowania poziomu epe w oryginalnym stanowisku holenderskim.

Gleby kopalne w osadach eolicznych reprezentują trzeci, późnovistuliański-holoceniński okres pedogenetyczny. Poszczególne gleby tego okresu dają się podporządkować określonym fazom przerw w akumulacji późnovis-

tuliańskich piasków eolicznych oraz fazom starszego holocenu. Są to późnovistuliańskie gleby faz epe, bolling i allerød oraz holocenijskie gleby fazy preborealnej, borealnej i atlantyckiej. Tworzą one sekwencję gleb okresu pedogenezy wstępującej – od słabo wykształconej gleby tundrowej epe, przez inicjalną glebę bollingu i słabo wykształconą biellicową glebę allerødu, do w pełni rozwiniętej rdzawej gleby preborealnej i bielicy atlantyckiej. Następowala w szybkim tempie zmiana środowiska od bezdrzewnej tundry, do gęstego lasu holocenijskiego optimum klimatycznego, a powstające etapami coraz to nowe powierzchnie piasków eolicznych umożliwiały rozwój gleb odpowiadających kolejnym fazom glebotwórczym. Naturalnie, przy braku akumulacji osadów wszystkie te gleby kumulowały się w jednym profilu i gleby starsze były “konsumowane” przez młodsze. Tylko w warunkach sukcesywnie narastających osadów eolicznych możliwe było powstawanie kompleksów gleb kopalnych, które reprezentują pedogenezę późnovistuliańsko-holocenijską rozłożoną na poszczególne składniki elementarne.

W drugiej połowie atlantyku lub w fazie subborealnej holocenu naturalny rozwój procesów został zakłócony przez energiczną presję człowieka na środowisko i rozpoczął się antropogeniczny okres pedogenetyczny.

LITERATURA

- Averdieck F.R., 1967 – Die Vegetationsentwicklung des Fem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade (Schleswig-Holstein). *Fundamenta*, 2. *Frühe Menschheit u. Umwelt*, 2: 101-125.
- Balwierz Z., 1995 – Vegetation of Upper Vistulian cold phases in Central Poland. *Biul. Perygl.*, 34: 21-36.
- Baraniecka M.D., 1987 – Krytyczny przegląd datowań bezwzględnych osadów czwartorzędowych w kopalni węgla brunatnego “Bełchatów”. Przew. II Sympozjum “Czwartorzęd rejonu Bełchatowa”: 69-80.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987 – Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in Warsaw Basin. *Pol. Acad. Sci., Geogr. Stud., Spec. Issue*, 4, part II: 151-170.
- Baraniecka M.D., Pazdur M.F., 1980 – Datowanie metodą 14-C wieku bezwzględnego osadów jeziorno-bagiennych z odsłonięcia kopalni Bełchatów (Summary: Radiometric dating of lacustrine-swap deposits from the Bełchatów open cast mine with the use of C-14 method). *Przeegl. Geol.*, 7: 416-417.
- Chmielewska M., Chmielewski W., 1960 – Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, distr. Łęczycza. *Biul. Perygl.*, 8: 133-142.
- Chmielewski W., Jążdżewski K., Kostorzewski J., 1965 – Pradzieje Polski. Wrocław, 428s.
- Dylińska A., 1961 – Katarzynów. INQUA VIth Congress. Guide-Book of Excursion C. The Łódź Region: 42-48.
- Dylińska A., 1968 – Fazy rozwoju wydym w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie (Resumé: Les phases du développement des dunes pendant le Pléistocène tardif). *Folia Quatern.*, 29: 119-126.
- Dylińska A., 1969 – Le problème des dunes intérieures en Pologne à la lumière des études de structure. *Biul. Perygl.*, 20: 45-80.

- Flórek E., Flórek W., Mycielska-Dowgiało E., 1987 – Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Plock in the Late Glacial and Holocene. *Pol. Acad. Sci. Geogr. Stud., Spec. Issue*, 4, part II: 186-205.
- French H.M., Goździk J.S., 1988 – Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Belchatów, Poland. *Canadian J. of Earth Sci.*, 25: 2017-2027.
- Goździk J., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce (Summary: Origin and stratigraphic position of periglacial structures in Middle Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 117s.
- Goździk J., 1981 – Les changements de processus éoliens dans la Pologne Centrale au cours du Vistulien (Witrm). *Rech. Géogr. Strasbourg*, 16-17: 115-119.
- Goździk J.S., 1995a – Vistulian sediments in the Belchatów open cast mine, Central Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, 13: 13-26.
- Goździk J.S., 1995b – A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka BP in Poland. *Biol. Perigl.*, 34: 53-72.
- Goździk J., Balwiercz Z., Szykiewicz A., Lesiak M.A., 1998 – Quaternary deposits overlying the brown coal sedimentation. General geology and palynology. In: 'The 5th European Paleobotanical and Palynological Conference, Cracow, Poland. Guide to Excursion 2 - Tertiary - Quaternary (Pleistocene) floras of Belchatów (Middle Poland) and several localities in south-western Poland: 16-26.
- Jastrzębska-Mamelka M., 1985 – Interglacial eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej (Summary: The Eemian Interglacial and Early Vistulian at Zgierz-Rudunki in the Łódź Plateau). *Acta Geogr. Lodz.*, 53: 75s.
- Kasse C., Huijzer A.S., Krzyszkowski D., Bohneke S.J.P., Coore G.R., 1998 – Weichselian Late Pleniglacial and Late-glacial depositional environments. Coleoptera and periglacial climatic records from central Poland (Belchatów). *J. Quaternary Sci.*, 13: 455-469.
- Klatkova H., 1984 – Bychlew – późnoplejstocenijskie i holocenijskie osady Pabianki, W: Przew. Konferencji "Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie". Łódź: 44-54.
- Klatkova H., 1989 – The incorporation of closed depression into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaest. Geogr., Spec. Issue*, 2: 83-92.
- Kolstrup E., 1980 – Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30 000 B.P. and 13 000 B.P. with special reference to the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32-15: 181-253.
- Konecka-Betley K., 1981 – Development of soil-forming processes of Late Pleistocene and Holocene in dunes of the environs of Warsaw. *Roczn. Gleboznawcze*, 32: 151-159.
- Konecka-Betley K., 1991 – Late Vistulian and Holocene fossil soils developed from aeolian and aluvial sediments in the Warsaw Basin. *Z. für Geomorph. N. F., Suppl. Bd.*, 90: 99-105.
- Kozarski S., 1978 – Das Alter der Binnendünen in Mittelwestpolen. Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60 Geburtstag von Justus Fink. Wien: 291-305.
- Kozarski S., 1980 – An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland. *Quatern. Stud. in Poland*, 2: 21-35.
- Kozarski S., 1988 – Time and dynamics of Last Scandinavian Ice Sheet retreat from northwestern Poland. *Geogr. Pol.*, 55: 91-101.
- Kozarski S., 1990 – Pleniglacial and Late Vistulian aeolian phenomena in Poland: New occurrences, palaeoenvironmental and stratigraphic interpretations. *Acta Geogr. Debrecina*, 26-27: 31-45.
- Kozarski S., 1991 – Paleogeografia Polski w vistulianie. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski – środowisko przyrodnicze PWN, Warszawa: 80-105.
- Kozarski S., 1995 – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA → 10 KA BP). *Dokumentacja Geogr., IG i PZ PAN*, 1: 82s.
- Kozłowski J.K., Kozłowski S.K., 1977 – Epoka kamienna na ziemiach polskich. Warszawa: 387s.

- Krajewski K., 1977 – Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej w widłach Warty i Neru (Summary: Late-Pleistocene and Holocene dune-forming processes in Warsaw-Berlin Pradolina). *Acta Geogr. Lodz.*, 39: 87s.
- Krajewski K., Bałwierz Z., 1985 – Stanowisko böllingu w osadach wydmowych schyłku vistulianu w Roślu Nowym k. Dąbia (Summary: The site of Bölling in the dune sediments of the Vistulian decline at Rośle near Dąbie). *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 93-109.
- Krzyszowski D., 1990 – Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironment in Central Poland. *Boreas*, 19: 333-350.
- Krzyszowski D., Bałwierz Z., Pyszyński W., 1993 – Aspects of Weichselian Middle Pleniglacial stratigraphy and vegetation in Central Poland. *Geol. en Mijnbouw*, 72: 131-142.
- Mamakowa K., 1986 – Lower boundary of the Vistulian and the Early Vistulian pollen stratigraphy in continuous Eemian-Early Vistulian pollen sequences in Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, 7: 51-63.
- Maniłowska B., 1966 – Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi (Résumé: Les sols du pléistocène supérieur aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodz.*, 22: 166s.
- Maniłowska B., 1969 – Les sols fossiles des périodes interstadières du würm supérieur (Paudorf?, Allerød) aux environs de Łódź. *Biol. Perygl.*, 18: 411-421.
- Maniłowska B., 1970 – Późnoplejstocenijskie gleby kopalne w wydmy koło Annapola nad Wisłą (Résumé: Les sols fossiles tardiglaciaires dans la dune pres d'Annapol sur la Vistule). *Acta Geogr. Lodz.*, 24: 327-336.
- Maniłowska B., 1977 – The development of soil cover in the Late Pleistocene and Holocene in the light of fossil soils from dunes in Central Poland. *Quaestiones Geogr.*, 4: 109-129.
- Maniłowska B., 1982 – Gleby kopalne w wydmach Polski środkowej (Summary: Fossil soils in dunes of Central Poland). *Roczn. Gleboznawcze*, 33: 119-133.
- Maniłowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydmy Polski środkowej (Summary: On the fossil soils, stratigraphy and lithology of the dunes in Central Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 52: 137s.
- Maniłowska B., 1986 – Sol fossile de la phase de transition pléistocène-holocène dans les dunes continentales de la Pologne Centrale. *Bull. Perygl.*, 31: 199-211.
- Maniłowska B., 1991a – Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula Valley near Wyszogród, Central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 39: 137-148.
- Maniłowska B., 1991b – Gleby kopalne i osady peryglacialne w stanowisku Katarzynów koło Łodzi – reinterpretacja. W: I Zjazd Geomorfologów Polskich, Program Zjazdu i streszczenia referatów, Poznań: 97-98.
- Maniłowska B., 1992 – Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni "Belchatów" w plenivistulianie. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15: 115-130.
- Maniłowska B., 1993 – Mineralogy and abrasion of sand grains due to Vistulian (Late Pleistocene) aeolian processes in Central Poland. *Geol. en Mijnbouw*, 72: 167-177.
- Maniłowska B., 1994 – État des études des processus éoliens dans la région de Łódź. *Biol. Perygl.*, 33: 107-131.
- Maniłowska B., 1995a – Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20-8 ka BP. *Biol. Perygl.*, 34: 125-165.
- Maniłowska B., 1995b – Weathering of heavy minerals in podsol soil profiles on aeolian sands in Central Poland. *Quaestiones Geogr., Spec. Issue*, 4: 209-213.
- Maniłowska B., 1995c – The apogee of Vistulian cold in the periglacial area of Central Poland – geological records. *Quatern. Stud. in Poland*, 13: 55-63.
- Maniłowska B., 1995d – Ruchy mas związanych podczas plenivistulianu górnego w Polsce środkowej (Summary: Mass movement during the Upper Plenivistulian in Central Poland). *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20: 141-150.
- Maniłowska B., 1996 – Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas vistulianu (Summary: Bicyclic evolution of periglacial environment in Central Poland during the Vistulian period). *Biol. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97-106.

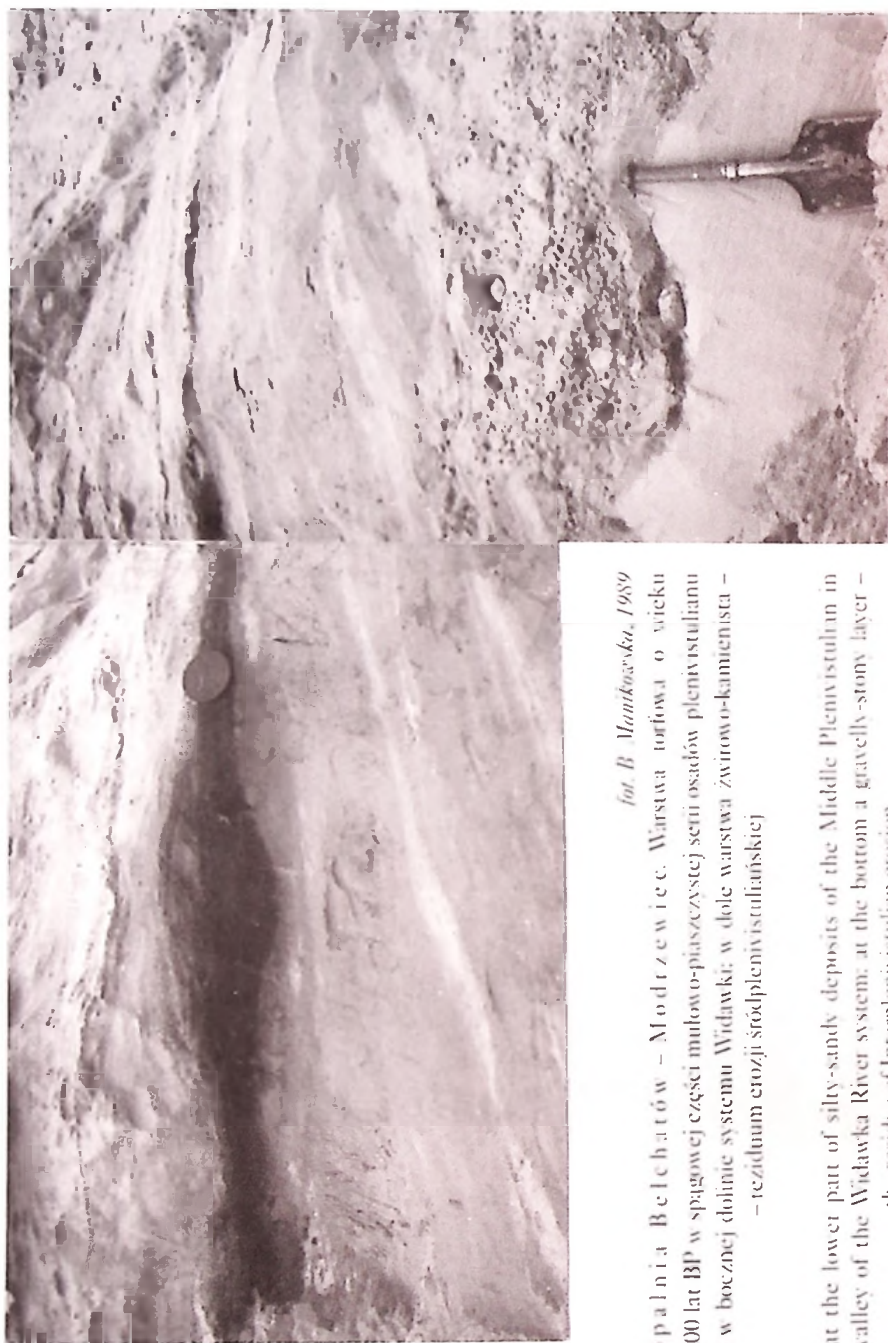
- Mamiko wska B., Bednarek R., 1994 – Fossil preboreal soil on the dune sands in Central Poland and its significance for the conception of rusty soil (cambic arenosols) genesis. *Rocz. Gleboznawcze, Suppl.*, 44: 27-49.
- Moj ski J.E., 1992 – Vistulian stratigraphy and TL dates in Poland. *Sveviges Geolog. Undersko ning*, 81: 195-200.
- Moj ski J.E., 1995 – Pleistocene glacial events in Poland. In: *Glacial deposits in North-East Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam. Brookfield: 287-292.
- Nowacz yk B., 1986 – Wiek wyd m. ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosfery w Polsce w późnym vistulianie i holocenie (Summary: The age of dunes, their textural and structural properties against atmospheric circulation pattern of Poland during the Late Vistulian and Holocene). *Unia. A. Mickiewicza w Poznaniu, ser. Geogr.*, 28. 245s.
- Pazdur M.F., Walanus A., 1979 – The Konin-Maliniec site: age assessment by radiocarbon method. *Symp. on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979*, Warszawa.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1991 – Ewolucja szaty roślinnej. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 106-127.
- Rotnicki K., 1970 – Główne problemy wyd m śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach (Summary: Main problems of inland dunes in Poland based on investigations of the dune at Węglewice). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geol.*, 11. 146s.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1990 – New data on the age of the maximum advance of the Vistulian ice-sheet during the Leszno Phase. *Quatern. Stud. in Poland*, 9: 74-83.
- Schild R., 1982 – Stratygrafia archeologiczna wyd m śródlądowych widziana z Mazowsza (Summary: The archeological stratigraphy of inland dunes as seen from the Mazovia). *Rocz. Gleboznawcze*, 33: 59-80.
- Szczypek K., 1986 – Procesy wyd motworcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych (Summary: Dune forming processes in middle part of the Cracow-Wieluń Upland against a background of the neighbouring area) *Pr. Nauk. Unia. Śląskiego, Katowice*, 823. 177s.
- Turkowska K., 1990 – Main fluvial episodes in Ner valley in the last 22 000 years: a detailed study at Lublinek near Łódź. Central Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, 9: 84-99.
- Turkowska K., 1994 – La morphogenèse périglaciaire dans les vallées fluviales du Plateau de Łódź et sa différenciation dans le temps et dans l'espace. *Bull. Perygl.*, 33: 153-164.
- Vanderbergh e J., Van Huisteden J., 1988 – Fluvioaeolian interaction of continuous permafrost. In: *V th Intern. Conf. on Permafrost*, Trondheim: 876-881.
- Vander Hammen T., 1971 – The Upper Quaternary stratigraphy of Dinkel Valley. *Medd. Rijks Geol. Dienst. V. S.*, 22: 81-85.
- Van Huisteden J., 1990 – Tundra rivers of the Last Glacial: sedimentation and geomorphological processes during the Middle Pleniglacial in Twente, Eastern Netherlands. *Medd. Rijks Geol. Dienst*, 44: 7-138.
- Wasylkowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy (Summary: Vegetation and climate of the Late-Glacial in Central Poland based on investigations made at Witów near Łęczycy). *Bull. Perygl.*, 13: 261-376.
- Wasylkowa K., 1983 – Antropogeniczne zmiany roślinności w holocenie. W: J. Kozłowski, S. Kozłowski (red.) *Człowiek i środowisko w pradziejach*. PWN, Warszawa: 53-72.
- Zagwijn W., 1961 – Vegetation, climate and radiocarbon dating in the Late Pleistocene of the Netherlands. I. Eemian and Early Weichselian. *Geol. Foundation in the Netherlands N. S.*, 14: 15-45.



fol. B. Manikowska, 1998

Fot. 1. Kopalnia Belchatów. Klin zmarzliny z pierwotnym wypełnieniem lodowym w osadach fluwialnych plenivistulianu dolnego (rys. 1-6) leżących na warstwie torfu i osadzie jeziornym z okresu eemsko-wczesnovistuliańskiego (rys. 1-5,4)

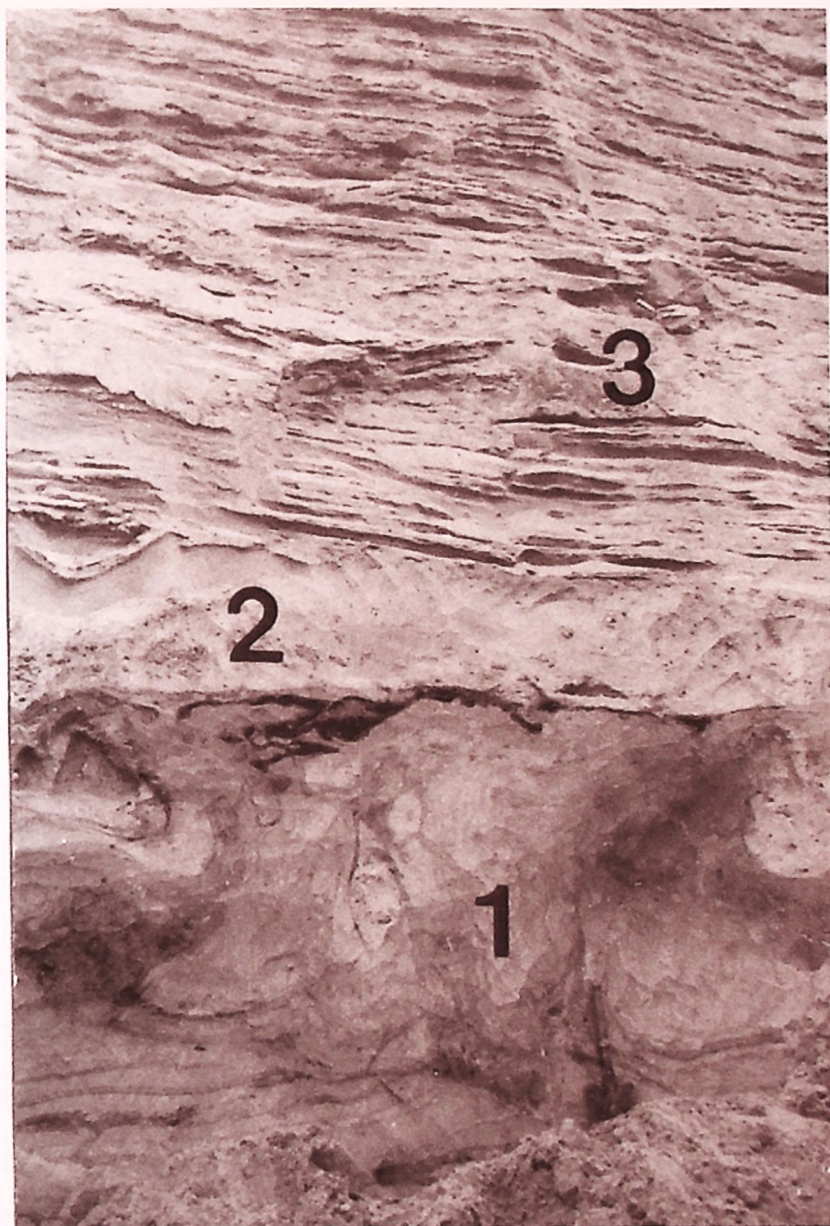
Wedge cast of primary ice infilling in Lower Plenivistulian fluvial sediments (Fig. 1-6) overlying a peat layer and lacustrine sediments of the Eemian-Early Vistulian period (Fig. 1-5, 4)



fol. B. Manikowska, 1989

Fig. 2. Kopalnia Bełchatów - Modrzewiec. Warstwa torfowa o wieku $33\,900 \pm 2\,600$ lat BP w spągowej części mulowo-piaszczystej serii osadów plenivistulianu środkowego w bocznej dolinie systemu Widawki; w dole warstwa żwirowo-kamienista - rezydium erozji śródpolenivistuliankiej

Peat layer at the lower part of silty-sandy deposits of the Middle Plenivistulian in a tributary valley of the Widawka River system; at the bottom a gravelly-silty layer - the residue of Interplenivistulian erosion



fol. B. Manikowska, 1989

Fot. 3. Kopalnia Belchatów - Kuców. Strzępy warstwy organicznej o wieku $21\,200 \pm 220$ lat BP w stropie osadu mułowo-piaszczystego środkowego plenivistulianu (1), pod warstwą żwirowo-piaszczystą plenivistulianu górnego (2) i colicznym piaskiem pokrywowym późnego vistulianu (3)

Fragments of the organic layer at the top of Middle Plenivistulian silty-sandy deposit (1) beneath Upper Plenivistulian gravelly-sandy layer (2) and Late Vistulian aeolian coversand (3)



fol. B. Manikowska, 1990

Fot. 4. Kopalnia Bełchatów. Cienka warstwa fluwialnego osadu plenivistulianu górnego (2), na mułowo-piaszczystym osadzie plenivistulianu środkowego (1), pod eolicznym piaskiem pokrywowym (3)

Thin layer of Upper Plenivistulian fluvial sediment (2) above Middle Plenivistulian silty-sandy deposit (1) and beneath aeolian coversand (3)



fol. B. Manikowska, 1991

Fot. 5. W o l a Z a r a d z y n s k a. Rezydualny bruk denudacyjny na utworze fluwioglacjalnym rozcięty przez klin zmarzlinowy wypełniony piaskiem, pod pokrywą piasku eolicznego

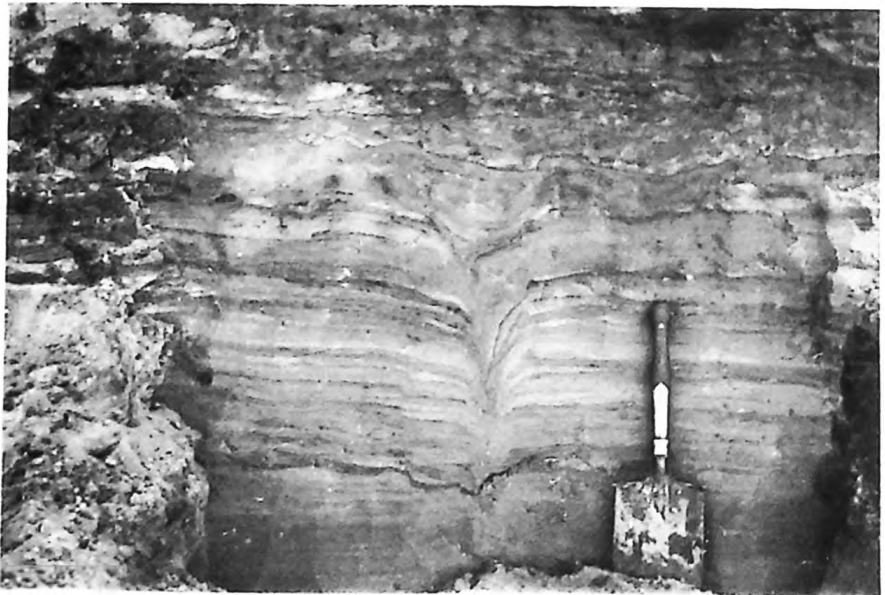
Residual pavement on fluvio-glacial sediment cut with the sand wedge, beneath the cover of acolian sand



fol. B. Manikowska, 1979

Fot. 6. Kuźnica Kaszewska. Szezelina zmarzlinowa wypełniona piaskiem w spagowej części wydmy późnovistulianskiej i fluwioglacjalnym podłożu

Frost fissure filled with sand at the bottom part of a Late Vistulian dune and fluvioglaciacial substratum



fol. B. Manikowska, 1972

Fot. 7. Żarnowica. Klin zmarzlinowy pierwotnego wypełnienia lodowego w piaskach eolicznych najstarszego dryasu

Ice wedge cast in Oldest Dryas aeolian sand

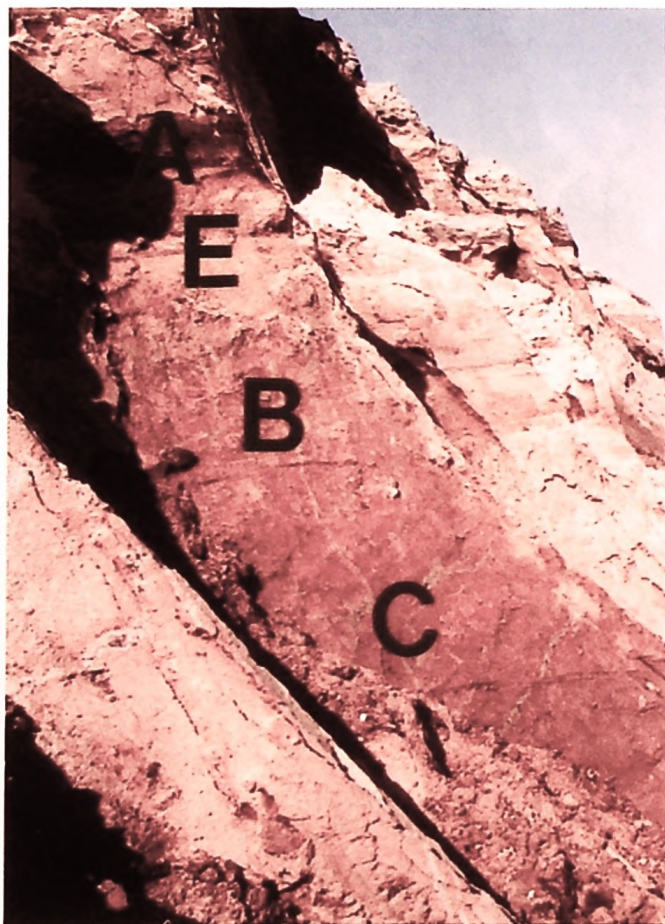


fol. B. Manikowska, 1980

Fot. 8. Szyńkielów. Pędosekwencja późnoplejstycyjsko-holocenowa na stokach wydmy (Mankowski, 1985, 1994)
1 – gleba allerdynu, 2 – gleba fazy preborealnej holocenu, 3 – gleba fazy borealnej, 4 – gleba fazy atlantyckiej

Late Vistulian-Holocene pedosequence on the dune slope

1 – Allerød soil, 2 – Preboreal soil, 3 – Boreal soil, 4 – Atlantic soil



fat. B. Manikowska, 1994

Fot. 9. Kopalnia Bełchatów – Polwark I. Profil gleby płowej z okresu eemsko-wczesnovistuliańskiego na glinie zwalowej

A – poziom próchniczny, E – poziom aluwialny, B – poziom iluwialny, C – poziom skały macierzystej

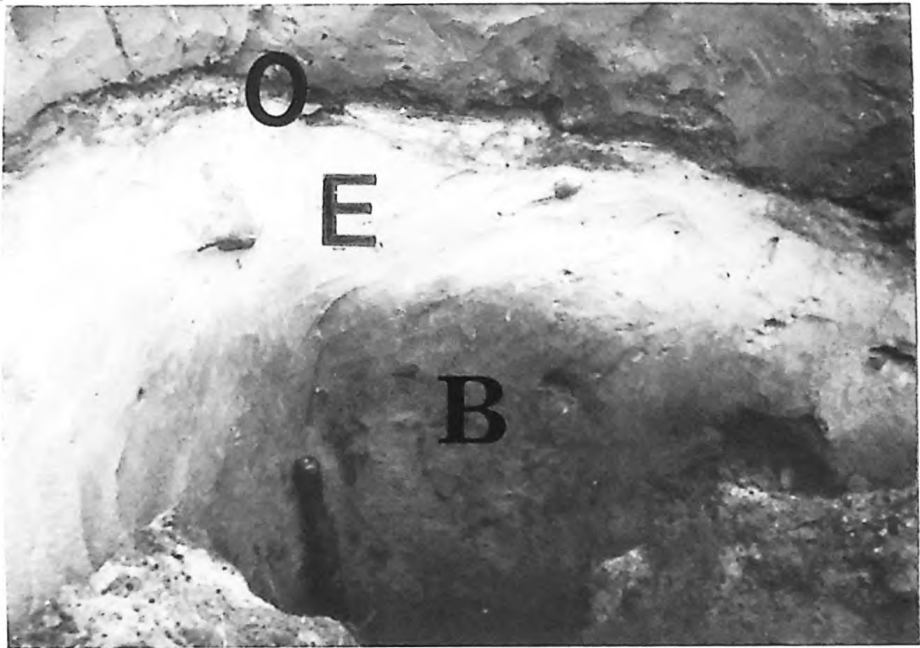
Profile of Eemian-Early Vistulian grey-brown podzolic soil (sol lessive) on till
A – humus horizon, E – eluvial horizon, B – illuvial horizon, C – parent rock horizon



fol. B. Manikowska, 1961

Fot. 10. K a t a r z y n ó w. Odślonięcie z roku 1961. Glejobielica z okresu eemsko-wczesnovistuliańskiego rozwinięta na piasku, przykryta osadami plenivistulianu (rys. 6-II)

Exposure from 1961. Eemian-Early Vistulian gley podzol developed on sand, covered with Plenivistulian sediments (Fig. 6-II)



fol. B. Manikowska, 1961

Fot. 11. K a t a r z y n ó w. Profil glejobilicy interglacialnej na utworze piaszczystym
O – poziom organiczny, E – poziom bielcowy, B – poziom iluwialny

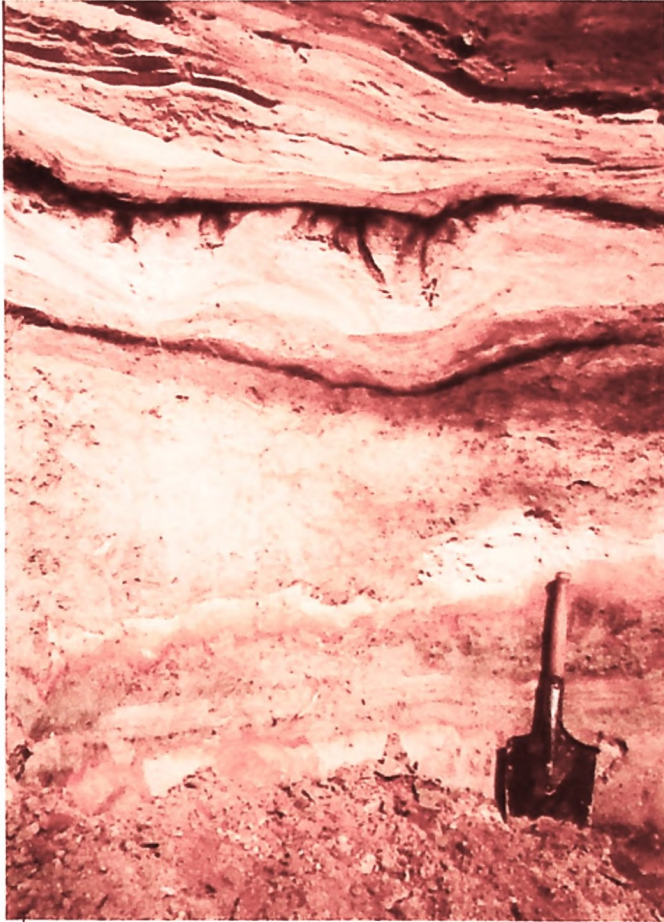
Profile of Interglacial gley podzol on sandy deposit
O – organic horizon, E – bleached horizon, B – illuvial horizon



fol. J. Dylak, 1960

Fot. 12. K a t a r z y n ó w. Kopalna eemsko-wczesnovistuliańska glejobilica zniekształcona przez procesy mrozowe, przykryta brukiem i piaskiem eolicznym późnego vistulianu

Fossil Eemian-Early Vistulian gley podzol deformed by frost processes, covered with pavement and Late Vistulian aeolian sand



fol. B. Manikowska, 1995

Fot. 13. Kopalnia Belchatów – Dolina Żłobnicy. Zbielicowana gleba eemsko-wczesnovistuliańska na osadzie jeziornym mulowo-piaszczystym

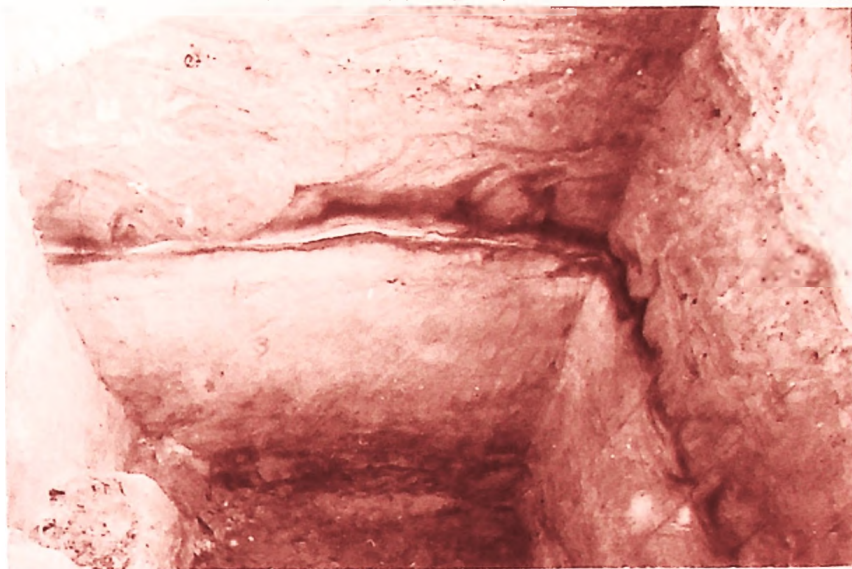
Eemian-Early Vistulian podzol gley soil on lacustrine silty-sandy sediment



fol. B. Mankowska, 1961

Fot. 14. J e z i o r k o. Gleba kopalna eemsko-wczesnovistuliańska (1) oraz gleba
śródpłenivistuliańska (2) w osadach na stoku zagłębienia bezodpływowego

Fossil Eemian-Early Vistulian soil (1) and Interplenivistulian soil (2) in sediments on a slope of
the closed depression



fol. J. Dylak, 1961

Fot. 15. Jezioro. Tundrowa gleba humusowa plenivistulianu środkowego na oglejonym piasku gruboziarnistym dolnego plenivistulianu

Middle Plenivistulian humus tundra soil on gleyed coarse-grained sand of the Lower Plenivistulian



fol. B. Manikowska, 1993

Fot. 16. Kopalnia Bełchatów - Dolina Żłobnicy. Kopalna środkowoplenivistuliańska gleba humusowa (1) pod warstwą gruboziarnistego osadu plenivistulianu górnego (2) oraz eolicznym piaskiem pokrywowym późnego vistulianu (3)

Fossil Middle Plenivistulian humus soil (1) beneath a layer of Upper Plenivistulian coarse-grained deposit (2) and aeolian coversand of the Late Vistulian (3)



fol. B. Manikowska, 1962
 Fot. 17. Ziemia Górną. Środkowopleniwistuliana rdzawa gleba tundrowa zaburzona przez bąblowate struktury obciążeniowe, z prawej strony pod strukturą klin zmarzlinowy z okresu dolnego pleniwistulianu

Middle Plenivistulian rusty tundra soil disturbed by bubble loadcast structures: on the right, beneath the structure, Lower Plenivistulian frost wedge east



fol. B. Manikowska, 1998

Fot. 18. Kopalnia Bełchatów – Aleksandrów. Kopalna humusowo-mułowo gleba środkowego plenivistulianu

Fossil humus mud soil of the Middle Plenivistulian



fol. B. Mamikowska, 1995

Fot. 19. Kopalnia Bełchatów. Żelazista strefa wietrzeniowa z fazy cpe w stropie osadu piaszczysto-żwirowego plejwistulianu górnego (1) pod eolicznym piaskiem pokrywowym (2)

Iron weathering zone from the Epe phase at the top of Upper Pleistustulian sandy-gravelly deposit (1) beneath aeolian coversand (2)



Fot. B. Mankowska, 1980
Fot. 20. Kopalny pagórek wydmowy z fazy najstarszego dryasu powleczony glebą bollingu

Fossil dune hillock from the Oldest Dryas phase coated with Bolling soil



fol. B. Manikowska, 1968

Fot. 21. An n o p o l. Gleba bollingu w spągowej części wydmy

Bolling soil at the bottom part of the dune



fol. B. Manikowska, 1982

Fot. 22. K a m i o n. Gleba z fazy bolling w osadach wydmyowych; strzałką zaznaczony poziom próchniczny

Bolling soil in dune sediments; arrow indicates the humus horizon



fol. B. Manikowska, 1993
 Fot. 23. Młodszynek.
 Kopalny arenosol allerodzki w
 wydmy datowany na 10830 ± 250
 lat BP (Lod 84)

Fossil Allerod arenosol in the unc



fol. B. Manikowska, 1999
 Fot. 24. Kuznica Kaszewska.
 Kopalna gleba z fazy allerodu o
 cechach zbiełicowania na piasku
 wydmy

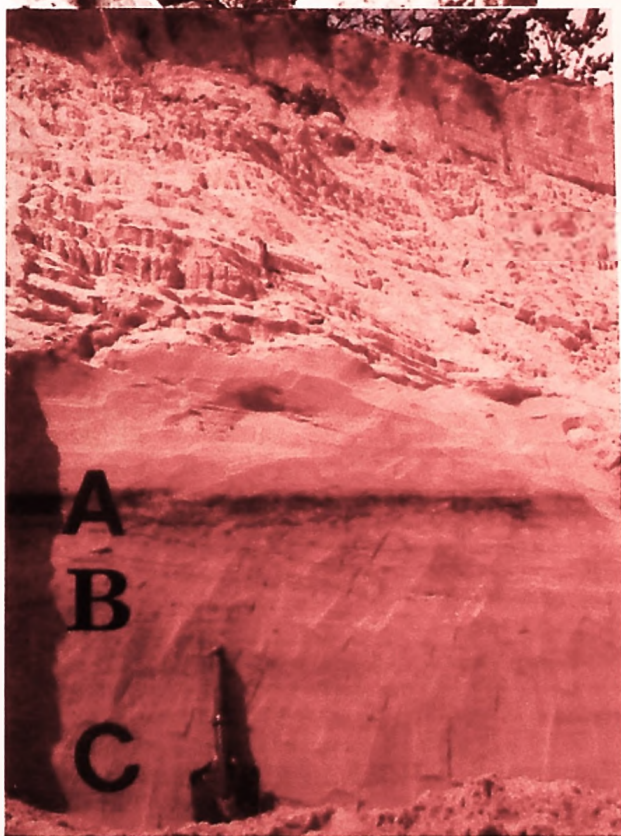
Fossil weakly podzolized Allerod
 soil on dune sand



fol. B. Manikowska, 1973

Fot. 25. Dobroń. Pedolit alleroński w wydnie; wiek najstarszego poziomu organicznego – $11\,700 \pm 80$ lat BP (Gro 6631)

Allerød pedolith in the dune; radiocarbon age of the oldest organic horizon



fol. B. Manikowska, 1994

Fot. 26. Rogowiec. Kopalna gleba preborealna w czole wydny

Fossil Preboreal soil at the dune fore-set

Barbara Manikowska

FOSSIL SOILS AND PEDOGENETIC PERIODS IN THE EVOLUTION OF CENTRAL POLAND ENVIRONMENT AFTER THE WARTIAN GLACIATION

SUMMARY

Abstract. In central Poland, after the Wartian Glaciation, which was the last glaciation in this area, one may distinguish three pedogenetic periods: Eemian-Early Vistulian, Middle Plenivistulian and Late Vistulian-Holocene. They are separated by periods of intensive denudation and destruction of a soil cover in the Lower and Upper Plenivistulian.

Pedogenetic periods are represented by fossil soils. Their position has been described in relation to a stratigraphic scheme of post-Wartian deposits. The Eemian-Early Vistulian period comprises the Eemian Interglacial and the first part of the Vistulian, until the Rudunki (Odderade) Interstadial, and is characterized by the occurrence of forest cover and organic accumulation. One well developed fossil soil is associated, and there are no individual fossil soils of Early Vistulian interstadials. On till, the Eemian-Early Vistulian soil reveals a profile of grey-brown podzolic soil, on sand – it is a podzol with gley features.

The Middle Plenivistulian (Interplenivistulian) period is characterized by the continuous occurrence of tundra vegetation and tundra soils. Humus gley soils appear in various parts of a thick series of silty-sandy periglacial deposits of this period. Occasionally, Middle Plenivistulian soil represents a rusty tundra soil. Surface instability caused frequent destruction and recovery of a soil. Pedologic and floristic equivalents of Middle Plenivistulian interstadials distinguished elsewhere have not been found.

The pedogenesis of the Late Vistulian-Holocene period has been recognized by fossil soils in aeolian deposits. In dunes, there have been found Late Vistulian initial and weakly developed soils, which correlate with the Epe, Bolling and Allerød phases, and also mature fossil soils of the Older Holocene, assigned to the Preboreal, Boreal and Atlantic phases. In the Younger Holocene, an anthropogenic pedogenetic period began.

The Eemian-Early Vistulian period has been designated a period of waning pedogenesis, the Middle Plenivistulian period – of cool pedogenesis and the Late Vistulian-Holocene time – a period of waxing pedogenesis.

Three pedogenetic periods have been distinguished: Eemian-Early Vistulian, Middle Plenivistulian and Late Vistulian-Holocene (Tab. 1). They are represented by fossil soils which stratigraphic setting is given in Fig. 1.

THE EVOLUTION OF THE ENVIRONMENT

Eemian-Early Vistulian period. The period comprised the Eemian Interglacial and Early Vistulian, including the Rudunki (Odderade) Interstadial. It was characterized by the occurrence of forest, with short episodes of the park tundra vegetation during which the soil cover was not destructed. The climate changed from the temperate warm to the cooler, boreal one. It was a long period of the formation of the same soil cover, represented by one well developed fossil soil.

Lower Plenivistulian phase of denudation. Above organic deposits, appear mineral silts, while in depressions where a discharge of water was present – sandy or even gravelly fluvial sediments. These sediments evidence intensive surface wash and very poor plant cover. In deposits frost wedges developed. Afterwards, efficient interplenivistulian river erosion took place, which coincided with the retreat of the pre-Grudziądz ice-sheet in the valley of the lower

Vistula River. The Lower Plenivistulian denudation strongly reduced the previously formed soil cover.

Middle Plenivistulian pedogenetic period. The period is represented by thick silty-sandy sediments which in valleys reveal fluvio-aeolian features. This material often contains thin organic layers. The oldest ^{14}C date for the bottom layer is 43 700 years BP, while the upper layers gave dates of around 21 ka BP. All of the layers, throughout the deposit, contain pollen of the subarctic tundra vegetation with records that indicate a somewhat severer climate at the top part. During the entire period various frost structures formed.

The Middle Plenivistulian period may be regarded Interplenivistulian, because its environmental conditions were less severe than those of the Lower Plenivistulian, and also of the Upper Plenivistulian which was particularly cold. Throughout the Middle Plenivistulian, continuous tundra vegetation was present, and such a vegetation enabled soil-forming processes, which renewed on denudation or accumulation surfaces.

Upper Plenivistulian phase of denudation. Coarse-grained sediments laid by flowing water appeared in all depressions. Their components reveal strong aeolian abrasion. In interfluvial areas, wind-born residual pavement, coating the surface with frost wedge polygons, originated. Extensive wash and aeolian processes caused the considerable reduction of the previously formed soil cover. In spite of the lack of organic layers, the age of the sediments has been estimated by dating of under- and overlying deposits at 20–15 ka BP, and the type of environment was regarded as an arctic desert.

Late Vistulian-Holocene pedogenetic period. The Late Vistulian was marked out by the accumulation of sandy covers and dunes. In the Holocene, the aeolian sedimentation was ceased, but on slopes of some dunes were produced pedosequences (Fig. 3) that allow to reconstruct the succession of soil-forming processes.

The Late Vistulian accumulation of aeolian sands began after the Epe (Kamion) phase in which, after the maximum Plenivistulian cold, the first evidence of vegetation development appeared – the organic layer dated at 14.5–14.0 ka BP. In the Older Dryas extensive sandy covers and small dune hillocks were formed, in the Older Dryas cover formation continued and huge dunes originated, in the Younger Dryas accretion of covers terminated and refashioning of dunes began. In the Bolling and Allerød phases, poorly developed soils originated which in some places became fossil. In the Holocene dune pedosequences, which were formed before the anthropopressure period, it is possible to distinguish well developed Preboreal soil as well as Atlantic and Boreal soils. The succession of deposits and fossil soils in dunes reflects the gradual spread of more and more continuous forest vegetation at the end of the Vistulian and in the Holocene.

FOSSIL SOILS

Eemian-Early Vistulian soil. Complete profiles of fossil soils from this period are extremely rare. On till, in the interfluvial areas, it is a grey-brown podzolic (lessive) soil, whose profile consists of humus horizon, eluvial horizon and illuvial horizon that is somewhat enriched in clay particles and iron. The decalcification zone reaches 3.75 m in depth, while weathering changes in the heavy-mineral components attain a depth of about 1 m below the soil surface.

On sand, in the lower morphological situations, it is a semi-hydrogenic gley podzol soil very strongly bleached and weathered. Autogenic sandy soils of the Eemian-Early Vistulian period have not survived.

Middle Plenivistulian soils. On the higher locations, humus or rusty tundra soils originated. The former are characterized by the abundance of humus and the lack of other genetic horizons; the latter have rusty B horizon enriched in iron oxides, occasionally of the "fragipan" nature. In the lower situated zones of sedimentation these were tundra peaty soils or mud soils.

Late Vistulian-Holocene soils. Four fossil soils of this period in aeolian deposits vary in type and stage of development. Weakly developed humus tundra soil beneath aeolian

sand relates to the Epe phase, initial humus horizons represent the Bolling phase, weakly developed soil with podzolization features originated in the Allerod phase. The oldest fossil Holocene soil, which corresponds to the Preboreal phase, is well developed rusty soil without podzolization marks. Afterwards, podzolization began, which in the Atlantic phase resulted in the formation of mature, strongly weathered iron humus podzol.

PERIODS OF PEDOGENESIS

The pedogenesis of the Eemian-Early Vistulian period lasted the longest time and was uninterrupted for about 60 000 years. One well developed fossil soil is associated, and from the pedologic point of view there is no reason to distinguish an interglacial as well as stadial and interstadial of the Early Vistulian. As a whole, it was a period of warming pedogenesis because the forest vegetation of a warm interglacial changed into taiga forest, sparse pine-birch forest and finally forest tundra, and conditions for lessivage and podzolization processes were growing worse.

The phase of intense surficial denudation in the Lower Plenivistulian, intensified by considerable interplenivistulian erosion, was followed by about 30 000 years long period of a tundra environment in the Middle Plenivistulian, and under such conditions humus and rusty tundra soils formed. It was a period of cool pedogenesis characterized by almost invariable subarctic climatic and vegetational conditions. In accumulation zones, soils originated in various stratigraphic positions, while outside they were often destructed. Numerous organic horizons within Middle Plenivistulian deposits provide no basis to infer interstadial phases – their appearance points to changes in local conditions, not in climatic ones.

The second phase of intense denudation took place in the Upper Plenivistulian, when conditions of arctic desert and maximum Vistulian cold set in. The previously formed soil cover was strongly reduced.

In the Late Vistulian accumulation of aeolian sands began, interrupted with the phases of the development of successive soils. In the Vistulian and Older Holocene, the evolution of the environment was influenced by varying natural factors, in the Younger Holocene – an anthropogenic factor joined. The Late Vistulian and Older Holocene are a period of waxing pedogenesis, which lasted for about 10 000 years. At that time, the soil cover development took place which is registered in the successive fossil soils – from Vistulian initial and poorly developed podzolic soils to mature Holocene rusty soils and podzols – formed under the condition of a climatic amelioration and the encroaching forest vegetation.

Krystyna Turkowska
Katedra Badań Czwartorzędu UŁ
Łódź

KRYTERIA OCENY ROLI MORFOGENEZY PERYGLACJALNEJ W POLSCE ŚRODKOWEJ

ZARYS TREŚCI

Rozważono kryteria stosowane w ocenach plejstocenijskiego środowiska peryglacjalnego Polski środkowej, między innymi przydatność szczegółowych map geologicznych 1:50 000 i odpowiednich szkiców geomorfologicznych 1:100 000. Podkreślono ograniczone świadectwo pokryw peryglacjalnych, często przyjmowanych za jedyne kryterium oceny efektów morfogenezy peryglacjalnej. Omówiono przykłady śladów morfogenezy peryglacjalnej na glacialnych powierzchniach wysoczyznowych (bruki, izolowane kamienie, struktury peryglacjalne itp.). Ze względu na dodatni bilans procesów niszczenia w warunkach peryglacjalnych (stoki denudacyjne, doliny erozyjne, deflacja), ogólny ich efekt jest zawsze trudny, a często niemożliwy do oceny ilościowej. Zdaniem autorki, teza Jana Dylika o peryglacjalnym charakterze rzeźby Polski środkowej jest wciąż aktualna.

WPROWADZENIE

W Zakładzie Geografii Uniwersytetu Łódzkiego, za początek badań peryglacjalnych przyjmowany jest rok 1949. Polska środkowa była już wtedy wstępnie rozpoznana geomorfologicznie i opisana morfometrycznie (D y l i k 1948). Realizowano zainicjowane przez Instytut Geologiczny kartowanie geologiczne do mapy 1:300 000 arkusz Łódź (D y l i k, J u r k i e w i c z o w a 1950) oraz kartowanie geomorfologiczne podjęte z inicjatywy Polskiego Towarzystwa Geograficznego. To w odpowiedzi na niemożność zastosowania w interpretacji rzeźby obszarów podłódzkich przyjętych schematów morfogenezy glacialnej, Jan Dylik sięgnął do wyobrażeń Walerego Łozińskiego na temat środowiska peryglacjalnego na przedpolach plejstocenijskich łądolodów skandynawskich (*vide* J a h n 1954). Koncepcja morfogenezy peryglacjalnej powstawała w terenie, w wyniku studiów form i poszukiwania ich genezy poprzez analizę osadów odpowiednich i interpretację procesów. Badania rozpoczęto w północnej części Wyżyny Łódzkiej, na Wale Malanowskim i w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, a wkrótce również w Górach Świętokrzyskich. Weryfikowano je w stanowiskach na innych obszarach Polski,

na przykład na Wyżynie Lubelskiej, przedpolu Karpat i w Sudetach. Pierwsze opracowania szczegółowe dotyczyły procesów eolicznych, wietrzenia mrozowego i struktur peryglacialnych, następne osadów rytmicznie warstwowanych. Założenia ogólne teorii morfogenezy peryglacialnej zawiera praca „The concept of the periglacial cycle in Middle Poland” (D y l i k 1952). W kolejnym, 1953 roku powstały dwa opracowania syntetyczne, opisujące rzeźbę i wyjaśniające jej rozumienie w świetle tej teorii, przede wszystkim monografia „O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski”, ale także „Zagadnienie poligenezy rzeźby w pracach nad geomorfologiczną mapą Polski” (D y l i k 1953a, b). Jako następną pracę ogólną należy wymienić „Coup d’oeil sur la Pologne périglaciaire”, prezentującą strefy peryglacialnego przekształcenia rzeźby w Polsce w nawiązaniu do zasięgów lądolodów skandynawskich (D y l i k 1956). Przedstawienie teorii poligenezy rzeźby plejstocenijskiej na XVIII Kongresie Międzynarodowej Unii Geograficznej w Rio de Janeiro w 1956 roku, pierwszym międzynarodowym kongresie po II wojnie światowej z udziałem Polaków, rozpoczęło cztery kolejne kadencje Profesora Jana Dylika jako przewodniczącego Komisji Geomorfologii Peryglacialnej MUG.

W teorii poligenezy rzeźby plejstocenijskiej Jan Dylik wyróżnił trzy cykle: glacialny, peryglacialny i normalny (umiarkowany) (D y l i k 1953a, 1960). Zgodnie z tą teorią, w dzisiejszym obrazie powierzchni obszaru Polski środkowej dominuje rola cyklu peryglacialnego, podczas którego całkowicie została przemodelowana rzeźba glacialna i którego efekty tylko w niewielkim stopniu zostały zmienione w trzecim, normalnym cyklu. Na mapie stref denudacji peryglacialnej, Polska środkowa położona jest w „dziedzicinie rzeźby wybitnie peryglacialnej, rozwiniętej w osadach glacialnych” (fot. 1).

Koncepcja morfogenezy peryglacialnej Jana Dylika ma dzisiaj charakter historyczny. Uznana za paradygmat w pierwszym okresie po wprowadzeniu, wkrótce, może przede wszystkim wśród uczniów Profesora, zaczęła wzbudzać kontrowersje. Wyrazem ich były intensywne badania morfogenezy glacialnej Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich (K l a j n e r t 1966, 1978; K l a t k o - w a 1972; K r z e m i ń s k i 1974 itd.), często z pominięciem przemian w warunkach plejstocenijskiego środowiska peryglacialnego, prowadzone obok wciąż kontynuowanych studiów tego środowiska (m. in. M a n i k o w s k a 1966; D y l i k o w a 1967; D y l i k 1969a, b, 1972a, b, 1975; G o ź d z i k 1973; T u r k o w s k a 1975; W i e c z o r k o w s k a 1975; K r a j e w s k i 1977). Również obecnie, problem oceny roli morfogenezy peryglacialnej w obrazie dzisiejszej rzeźby i powierzchniowej budowy geologicznej Polski środkowej jest często przedmiotem dyskusji, a nawet sporów.

Rozważeniu kryteriów tej oceny sprzyjają przypadające w ostatnich latach rocznice: 50 lat UE i badań peryglacialnych w ośrodku łódzkim, 50 lat Komisji Geomorfologii Peryglacialnej MUG, a także 25 lat, które upłynęło od śmierci Jana Dylika. Rocznicę tę stały się okazją do zorganizowania w Łodzi takich konferencji jak:

1. 4–5 maja 1995 – ogólnopolska, dedykowana Profesor Halinie Klatkowej z okazji 50 rocznicy pracy w UŁ, konferencja nt: „Poligeneza rzeźby w Polsce” (T u r k o w s k a red. 1995, 1996);

2. 7–9 maja 1997 – ogólnopolska, kameralno-terenowa konferencja robocza nt: „Środkowopoleniowistulianские osady małych dolin rzecznych w Polsce środkowej” (T u r k o w s k a red. 1997);

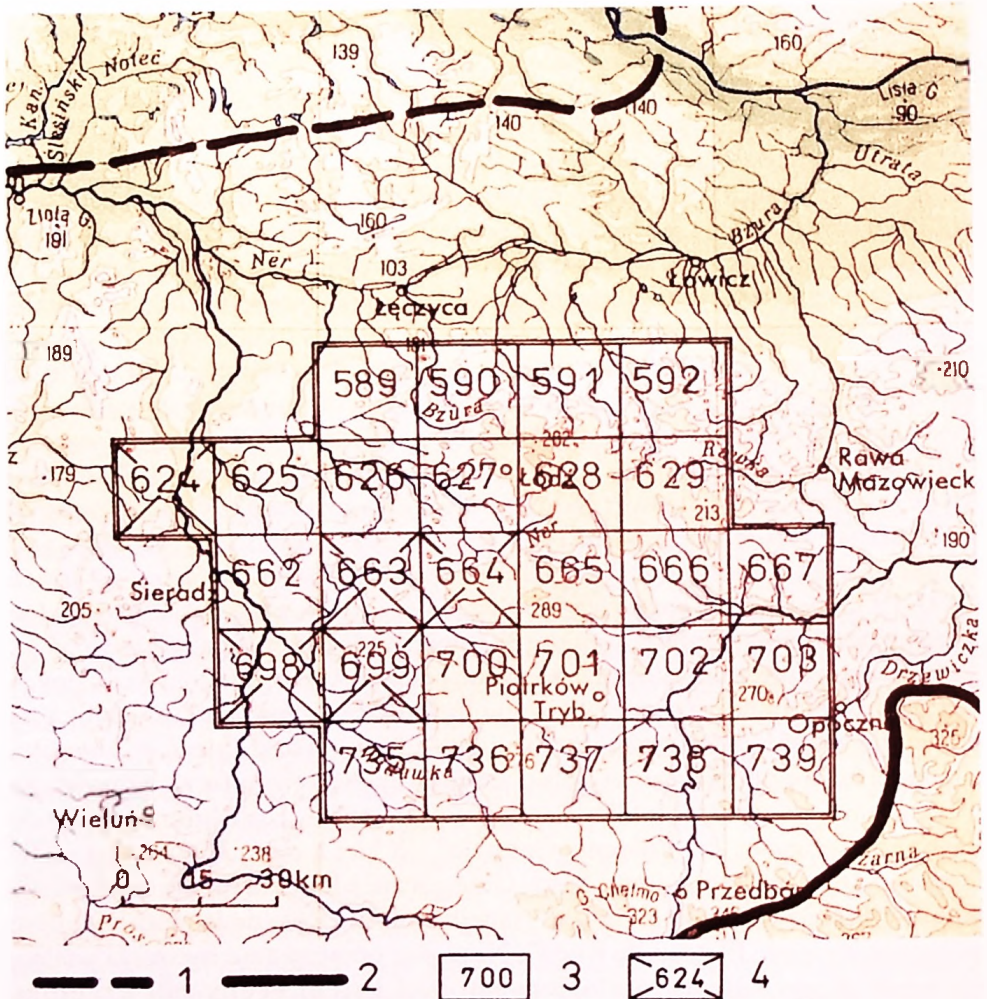
3. 7–8 grudnia 1998 – ogólnopolska, dedykowana pamięci Profesora Jana Dylika w 25 rocznicę śmierci konferencja nt: „Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski” (T u r k o w s k a red. 1998). Prace zamieszczone w niniejszym tomie były prezentowane na konferencji w postaci referatów;

4. 27–30 września 1999 – międzynarodowe sympozjum nt: „Periglacial Environments: Past, Present and Future” zorganizowane z inicjatywy Komisji Peryglacialnej Międzynarodowej Unii Geograficznej (IGU Commission on Climatic Change and Periglacial Environments) i Grupy Roboczej Międzynarodowego Stowarzyszenia Zmarzlinoznawstwa (International Permafrost Association Working Group on Periglacial Processes and Environments) dla uczczenia pięćdziesięciolecia prac Komisji, w latach 1956–1972 kierowanej przez Jana Dylika (T u r k o w s k a ed. 1999). Pełne teksty referatów są opublikowane w 38 tomie Biuletynu Peryglacialnego.

Stanowiska prezentowane przez autorkę podczas wycieczek konferencyjnych w 1997 i 1999 roku, położone w terenie badań szczegółowych Jana Dylika, są głównymi przykładami w przedstawionym tekście. Wśród bogatego dorobku z geomorfologii peryglacialnej Polski środkowej, tylko wybiórczo cytowanego w załączonej literaturze, podkreślenia wymaga praca „Evaluation du rôle de l’agent périglaciaire en Pologne Centrale” (K l a t k o w a 1994), oparta na analizie 5 arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej. Praca ta była prezentowana w maju 1990 na Sympozjum polsko-francuskim nt: „Rôle de la morphogenèse périglaciaire sur le Plateau de Łódź”. Niniejsze opracowanie rozszerza analizę szczegółowego zdjęcia geologicznego pod kątem oceny roli czynnika peryglacialnego na szerszy teren Polski środkowej.

ROZKŁAD POKRYW PERYGLACJALNYCH I STREF DENUDACJI W POLSCE ŚRODKOWEJ W ŚWIETLE WYNIKÓW SZCZEGÓŁOWEGO KARTOWANIA GEOLOGICZNEGO

Zasięg i typ pokryw peryglacialnych w Polsce środkowej przeanalizowano na podstawie 27 arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000 oraz wykonanych do niej szkiców geomorfologicznych w skali 1:100 000 (*vide* T u r k o w s k a red. 1998). Skorowidz arkuszy zrealizowanych na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 1963–1998 przedstawiono na załączonym szkicu (rys. 1). Opracowany teren odpowiada obszarowi określanemu przez D y l i k o w ą (1973) jako Garb Łódzki wraz z najbliższym sąsiedztwem,



Rys. 1. Skorowidz arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 i odpowiadających im szkiców geomorfologicznych 1:100 000 na tle głównych cech rzeźby i układu sieci rzecznej w Polsce środkowej (wg Kłarkowej 1994, zmienione)

1 - maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego; 2 - maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego; 3 - granice i numery arkuszy; 4 - arkusze analizowane przez H. Kłarkową

Sheets of Detailed Geological Map of Poland 1:50 000 and geomorphological sketches 1:100 000 against the main morphological features and river network pattern in middle Poland (after Kłarkowa 1994, changed)

1 - maximum extent of the Vistulian glaciation; 2 - maximum extent of Middle Polish glaciation; 3 - boundaries and numbers of sheets; 4 - sheets analysed by H. Kłarkowa

a jego granice stanowią fragmenty doliny Warty, Pilicy i Bzury. Na mapie dziedzin peryglacialnych w Polsce Jana D y l i k a (1956) jest on w całości położony w strefie rzeźby wybitnie peryglacialnej, rozwiniętej na powierzchni zbudowanej z osadów glacialnych. Przeprowadzono analizę typów i rozmieszczenia osadów oraz elementów rzeźby określonych przez poszczególnych autorów jako powstałe podczas zlodowacenia bałtyckiego (ewentualnie w schyłku warty), a więc w warunkach klimatu peryglacialnego.

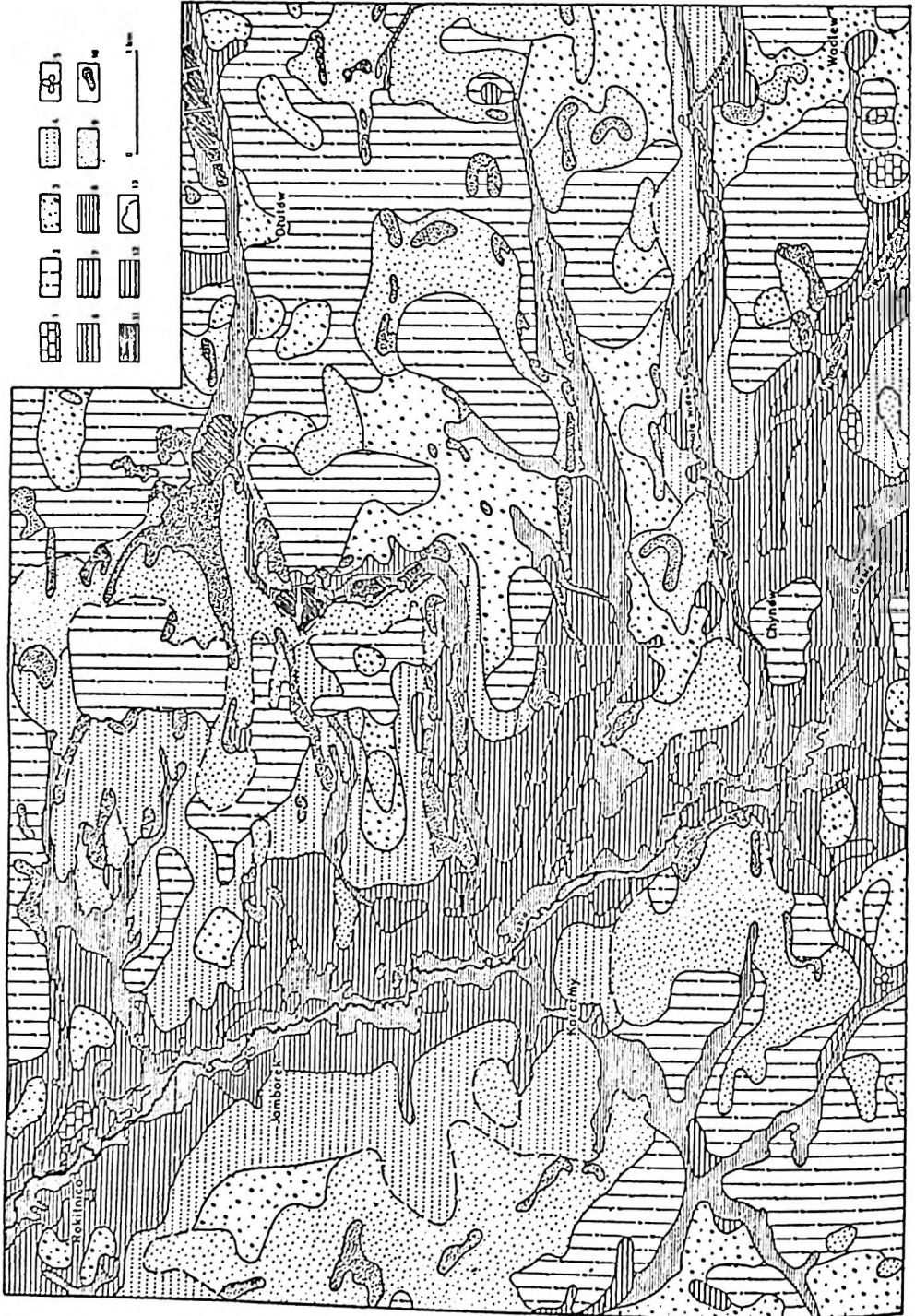
Powierzchniowe relacje między obszarami zbudowanymi z osadów glacialnych, peryglacialnych i holocenijskich przedstawiono na przykładzie obszaru położonego w południowo-zachodniej części arkusza Pabianice, w interpretacji autorki (rys. 2). Wyróżnione tutaj pokrywy peryglacialne odpowiadają nie tylko osadom vistuliańskim, ale również ekstraglacialnym osadom warciańskim, składanym w dolinach strefy peryglacialnej w sensie etymologicznym (D y l i k, D y l i k o w a 1964). W tym mało urozmaiconym hipsometrycznie dorzeczu środkowej Grabi większa część terenu zajęta jest przez pokrywy peryglacialne, przy czym największe powierzchnie zajmują osady dolinne (rzeczne i stokowe) trzech odrębnych cykli (schyłkowowarciańskiego, górnoplenivistuliańskiego i późnovistuliańskiego) oraz osady coliczne w formie pokryw i pagórków wydmych o wysokości często przekraczającej 15 m.

Jak wskazują obliczenia wykonane przez K l a t k o w ą (1994) na obszarach 5 arkuszy mapy z powierzchni Wyżyny Łódzkiej, proporcje między warciańskimi osadami glacialnymi (nie wyróżniono warciańskich osadów peryglacialnych) a osadami postglacialnymi (vistuliańskimi i holocenijskimi) kształtują się prawie jak 1:1, przy czym w niektórych wypadkach pokrywy holocenijskie zajmują obecnie szersze powierzchnie niż pokrywy vistuliańskie. Jednocześnie wiadomo, że osady peryglacialne występują powszechnie również pod formacjami holocenijskimi; większość den dolinnych jest metachroniczna – holocen wkroczył na poziomy vistuliańskie tylko cienką pokrywą.

Inaczej proporcje układają się w obszarach o rzeźbie urozmaiconej, szczególnie w terenach z tendencjami do wynoszenia, na przykład w strefie krawędziowej Wyżyny. W dorzeczu Mrogi obszary zajęte przez osady peryglacialne oszacowano zaledwie na 14%, przez osady holocenijskie na 2%, podczas gdy przez glacialne osady warciańskie na przeszło 80%. Charakterystyczny jest zupełny brak pokryw colicznych i pagórków wydmych (T u r k o w s k a 1975).

Na mapie geomorfologicznej Polski środkowej otrzymanej po zestawieniu szkiców do mapy geologicznej 1:100 000 i niezbędnym ujednoczeniu ich legendy, wyróżniono następujące elementy rzeźby peryglacialnej: wydmy i pokrywy coliczne; terasy (tarasy) akumulacyjne; niecki i doliny denudacyjne; równiny rozlewiskowo-jeziorne; równiny denudacyjne; zdenudowane formy czolowo-morenowe (ostańce denudacyjne) i długie stoki denudacyjne.

Jak wynika z porównania szkiców geomorfologicznych z odpowiednimi mapami geologicznymi (z wyłączeniem opracowań nie uwzględniających



efektów morfogenezy peryglacjalnej – np. arkusz Łódź–Wschód), rozległość zaznaczonych form jest znacznie większa od stref powierzchniowej akumulacji. Oczywiście jest powiązanie stref akumulacji z obniżeniami terenu, na mapie określanymi jako równiny rozlewiskowo-jeziorne, terasy, suche doliny denudacyjne. Na obszary wysoczyznowe „wychodzą” pokrywy eoliczne z wydhami. Tutaj też występują niewielkie, wypełnione osadami interglacjalnymi i peryglacjalnymi zagłębienia bezodpływowe, na ogół wytopiskowe. Obszary denudacji peryglacjalnej, określane na szkicach geomorfologicznych jako długie stoki, równiny i ostańce denudacyjne szczególnie duże powierzchnie zajmują w północno-wschodniej części analizowanego terenu. W wyniku ich rozległości (przy małym zasięgu pokryw) i tutaj utrzymują się zbliżone do parytetowych proporcje między morfogenezą glacialną i postglacialną wyrażone w zbliżonym udziale powierzchniowym form morfogenezy glacialnej w stosunku do elementów rzeźby peryglacjalnej, przy czym pierwsza, jako wcześniejsza, często określała kierunek rozwoju drugiej. Nie ma wątpliwości, że trzeci, „normalny” cykl rozwoju rzeźby jest dużo słabiej zaznaczony przestrzennie i odpowiada tylko cyklowi holoceniowskiemu; interglacjalna morfogeneza cemska nie znajduje bezpośredniego odbicia w dzisiejszej rzeźbie.

Na mapach geologicznych i odpowiadających im szkicach geomorfologicznych analizowanego terenu uderzają odmienne interpretacje stosowane przez poszczególnych autorów, bez wątpienia zmieniające rzeczywiste zróżnicowanie obszaru pod względem zasięgu osadów i elementów rzeźby peryglacjalnej. Jednym z wielu przykładów jest obecność osadów deluwialnych na sąsiednich arkuszach Tuszyń (Turkowska, Wiczorska 1999) i Piotrków Trybunalski (Zimek 1985); na drugim całe wypełnienia suchych dolin oznaczono jako namuły holoceniowskie. Przy opracowaniu północno-wschodniej części arkusza Łódź–Wschód, mimo istnienia prac szczegółowych wcześniejszych od zdjęcia geologicznego, pominięto pokrywy i formy peryglacjalne. Na mapie geologicznej w strefie wzgórza w Janowie wyznaczone są „piaski i żwiry, miejscami gliny zwałowe moren czolowych, otoczone glinami

Rys. 2. Mapa geologiczna dorzecza Grabia między Wadlewem a Rokitnicą
(wg Turkowskiej 1988)

Kreda: 1 – margle; zlodowacenie Środkowopolskie, stadial warty; 2 – glina morenowa, 3 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 4 – piaski różnoziarniste, proglacjalne i stokowe, najwyższy poziom dolinny; eem (?) 5 – muly organiczne; vistulian; 6 – osady różnoziarniste, głównie muly i piaski stokowe, 7 – piaski różnoziarniste, rzeczne, wysoki poziom dolinny, 8 – piaski różnoziarniste, rzeczne, niski poziom dolinny, 9 – piaski eoliczne, pokrywy, 10 – wydmy; holocen: 11 – piaski i namuły rzeczne, denudacyjnych, 12 – torfy; 13 – powierzchniowa granica osadów wysoczyznowych i dolinnych

Geological map of the Grabia River drainage basin between Wadlew and Rokitnica

(after Turkowska 1988)

Cretaceous: 1 – marls; Middle Polish glaciation, Warta stadial; 2 – till, 3 – fluvioglacial sand and gravel, 4 – proglacial and slope vari-grained sand, the highest valley level; Eem: 5 – organic silt; Vistulian: 6 – vari-grained deposits, largely slope silt and sand, 7 – fluvial vari-grained sand, the high valley level, 8 – fluvial vari-grained sand, the lower valley level, 9 – aeolian sands, covers, 10 – dunes; Holocene: 11 – river sand and mud, 12 – peat; 13 – surficial boundary between deposits of interfluvial and valley

zwałowymi, miejscami na piaskach wodnolodowcowych dolnych stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty)" (Nowacki 1987a, b). Zdaniem autorki, właściwa jest tradycyjna, denudacyjna interpretacja morfogenezy obszaru.

Niezależnie od braku porównywalności i różnej wiarygodności interpretacji poszczególnych arkuszy, analiza map geologicznych i szkiców geomorfologicznych pozwala na generalne rozgraniczenie obszarów morfogenezy glacialnej i peryglacialnej. Zasadniczym problemem jest zasadność tego rozgraniczenia.

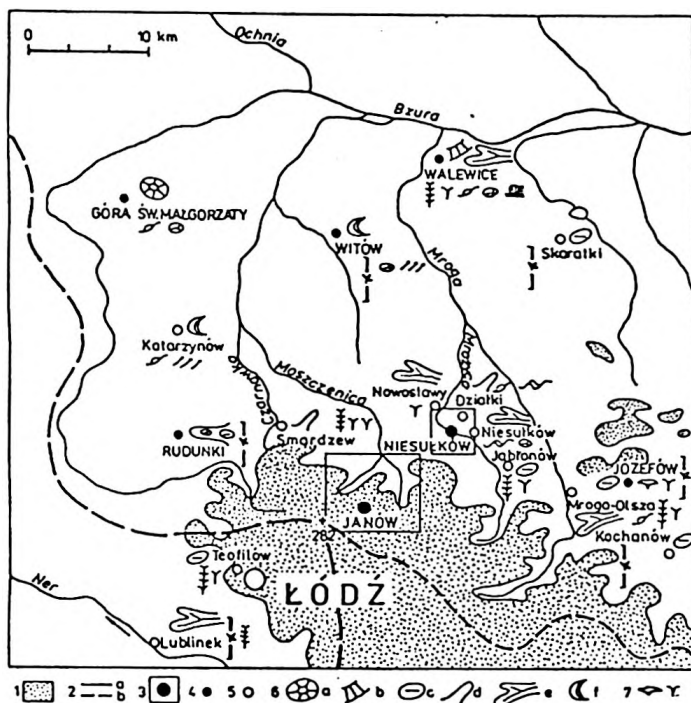
ŚLADY CYKLU PERYGLACJALNEGO NA WYSOCZYZNOWYCH OBSZARACH MORFOGENEZY GLACJALNEJ

Kierunki i stopień peryglacialnych przekształceń w obszarach wysoczyznowych zaprezentowano na przykładzie stanowiska Janów (rys. 3), obszaru pierwszej szczegółowej interpretacji peryglacialnej rzeźby denudacyjnej zgodnie z koncepcją Jana Dylaka (rys. 4) (Dylikowa, Klatkowa 1956).

Wzgórze w Janowie (252,0 m n.p.m.) leży na przedpolu najwyższych wzniesień północnej części Wyżyny Łódzkiej (max. 284 m n.p.m. w pobliskiej Dąbrowie), wyznaczających na wschód od Łodzi dział wodny drugiego rzędu, między dorzeczem Bzury i Pilicy. W stronę północną rozciąga się tzw. strefa krawędziowa Wyżyny, która do pradoliny warszawsko-berlińskiej obniża się czterema stopniami (Klatkowa 1965). Załączona mapka obejmuje wycinki dwóch wyższych poziomów, tzw. smardzewskiego (200–220 m n.p.m.) i strykowskiego (180–200 m n.p.m.). Zgodnie z koncepcją morfogenezy peryglacialnej, wzgórze w Janowie jest ostańcem, który został odcięty od powierzchni Wyżyny Łódzkiej w wyniku rozwoju dwóch rozległych dolin łączących się w dolinę Moszczenicy. Również rozległe stoki rozdzielające stopnie strefy krawędziowej są urozmaicone przez systemy niecek i dolin denudacyjnych (fot. 2, 3). Istnieje pytanie o przyczyny założenia linii erozji (bryły martwego lodu?) oraz o czas powstania ostańca i jego pierwotną wysokość.

Jak pokazują liczne wkopy gospodarcze, ostaniec zbudowany jest z warstwowych, piaszczysto-żwirowych osadów fluwioglacialnych, o strukturze podkreślonej rytmicznie rozłożonymi smugami orsztynu (fot. 4). Na stropowej, bezstrukturalnej warstwie fluwioglacjału, z którego na rozległej powierzchni zdjęto poziom akumulacyjny gleby, leżą bardzo liczne kamienie oraz dwa głazy o średnicy > 1 m. Oczywiście jest więc pierwotne przykrycie fluwioglacjału gliną lub glacialnym materiałem zwałowym. Na stokach i niżej położonych spłaszczeniach występuje glina z dużą ilością gładzików, być może spływowa.

Na szczycie pagórka udokumentowano kilka typów śladów środowiska peryglacialnego. Do najstarszych należą kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym (fot. 5). Przykrywa je 0,5–1,5-metrowa pokrywa o zniszczonej strukturze pierwotnej, wzbogacona w żelazo w festonowato ułożonym spagu-



Rys. 3. Wybrane stanowiska badań peryglacjalnych w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej

1 – obszary położone powyżej 200 m n.p.m.; 2 – działy wodne: a – Wisła-Odra, b – Bzura-Pilica; 3 – stanowiska prezentowane podczas sympozjum 1997, 1999 (rys. 4, 7); 4 – najważniejsze stanowiska Dylika (Góra św. Małgorzaty, Józefów, Walewice), Dylikowej (Witów) i Klatkowej (Rudunki); 5 – inne stanowiska badań peryglacjalnych; 6 – badane formy: a – wzgórza ostańcowe, b – stoki, c – zagłębienia bezodpływowe, d – suche doliny, e – doliny rzeczne, f – wydmy; 7 – wskaźnik zmarzliny, np. pingo, szczeliny kontrakcji termicznej, itd.

Selected sites of periglacial investigations in the edge zone of the Łódź Plateau

1 – areas situated above 200 m a.s.l.; 2 – watersheds: a – Wisła-Odra, b – Bzura-Pilica; 3 – sites presented during the symposium in 1997, 1999 (Figs 4, 7); 4 – main sites studied by Dylik (Św. Małgorzata Hill, Józefów, Walewice), Dylikowa (Witów) and Klatkowa (Rudunki); 5 – other sites of periglacial investigations; 6 – studied forms: a – residual hillocks, b – slopes, c – closed depressions, d – dry valleys, e – river valleys, f – dunes; 7 – permafrost evidence, e.g. pingo, thermal contraction cracks, etc.

Zmiany mają charakter wietrzeniowo-glebowy i są śladem intensywnej procesów eluwialno-iluwialnych (fot. 6). Powyżej zwietrzalej pokrywy występuje bruk kamienisty z bardzo licznymi graniakami. Mimo zniszczenia antropogenicznego – kamienie są wykorzystywane jako materiał budowlano-dekoracyjny – na powierzchni podglebowej widoczny jest układ kamieni w formie kręgów (fot. 7).

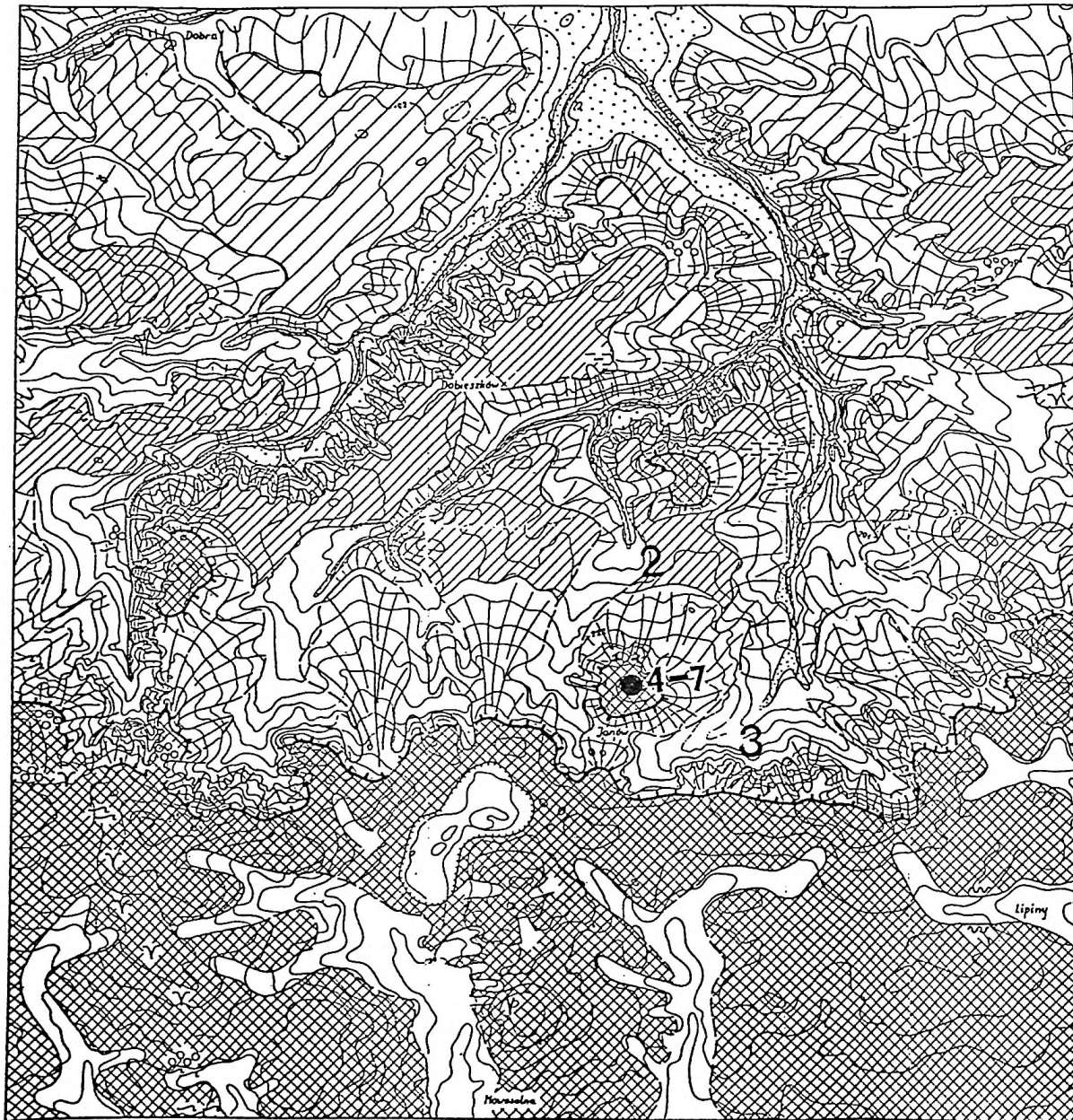
Na powierzchni ostańca w Janowie występują więc ślady przynajmniej dwóch cykli peryglacjalnych, być może rozdzielonych okresem pedogenezy. Prawdopodobne jest powstanie starszej generacji struktur w schyłku warty, w powierzchni gliniastej, na której również rozwinęła się gleba (cem ?),







ogłowiona w wyniku vistuliańskiej denudacji. Przesłanką hipotezy jest ścięcie gleby oraz bardzo duże wzbogacenie strefy przypowierzchniowej w glaziki o średnicy 10–25 cm, nieobecnych we fluwioglacjale. Powierzchnia została zdegradowana (obniżona) w wyniku przemycia i spływów stokowych. Na szczycie ostańca pozostały tylko części najgrubsze. Podlegały one przemieszczeniom mrozowym (kręgi kamieniste) i silnej colizacji w okresie vistuliańskiej pustyni mrozowej, prawdopodobnie w górnym plenivistulianie.







Dwie generacje deformacji peryglacjalnych (klin z pierwotnym wypełnieniem i kręgi kamieniste, przedzielone ogłowioną glebą) stanowią świadectwo silnego wpływu morfogenezy peryglacjalnej na tym wysoko wyniesionym, zbudowanym z osadów glacialnych obszarze. Powierzchnia ostańca nie była już obniżana po górnym plenivistulianie; graniaki występują w pierwotnym ułożeniu.






Autorka podtrzymuje tezę definiującą okolice Janowa jako wybitny przykład peryglacjalnej rzeźby erozyjno-denudacyjnej (D y l i k o w a, K l a t k o w a 1956). Przykładów takiej rzeźby znajdujemy w Polsce środkowej wiele, szczególnie w obszarach o urozmaiconej rzeźbie glacialnej, na stokach rynien (np. dolina środkowej Wolbórki) czy czołach kolejnych stopni strefy krawędzowej Wyżyny Łódzkiej, w dolinach wszystkich spływających z niej rzek. Podczas postglacjalnych faz erozji – schyłkowowarciańskiej, dolnoplenivistuliańskiej (najsilniejsza) i późnovistuliańskiej (T u r k o w s k a 1988) – zmieniał się nie tylko kształt dolin ale również rozwinięcie sieci dolinnej, która w niektórych dorzeczach jest około 6 razy dłuższa od sieci rzecznej (np. w dorzeczu Czarnawki długość osi dolinnych wynosi 112 km a długość cieków 21 km; współczynniki gęstości – odpowiednio 3,34 i 0,62 km/km²). W ogólnym bilansie procesy erozyjne i denudacyjne przeważały nad akumulacyjnymi; powstały rozległe systemy dolinne, z których większość osadów została uprzątnięta. Należy podkreślić, że równocześnie w innych sytuacjach, szczególnie w strefach subsydencji, częściej spotykamy doliny kopalne (dolina Neru, doliny bełchatowskie), prawie niewidoczne w rzeźbie.

Stanowisko w Janowie było prezentowane podczas Sympozjum MUG „Periglacial Environments: Past, Present and Future” jako przykład przekształceń peryglacjalnych w strefach wysoczyznowych zbudowanych z osadów glacialnych. Podobnych przykładów opisano w Polsce środkowej wiele (np. K l a t k o w a 1996). Autorka obserwowała regularną sieć wieloboków szczelinowych w wykopach melioracyjnych i wodociągowych na rozległych powierzchniach wysoczyznowych zbudowanych z gliny zwałowej w okolicach Srocka i Niedrzakowa, na wschód od Strzelna. Deformacje peryglacjalne, podobnie jak ślady abrazji colicznej i wietrzenia mrozowego są więc powszechne nawet na płaskich, wysoczyznowych powierzchniach glacialnych.



STRUCTURES PÉRIGLACIAIRES
ET FORMES DU MODÈLE PÉRIGLACIAIRE

-  involutions
-  fentes en coin
-  veines de glace
-  congélation
-  conservateurs du matériel nité
in situ
-  dépôts glaciaires tronqués par
l'érosion périglaciaire

-  niches de dénivellation
-  vallées sèches
-  cônes de congélation
-  dépression sans accumulation
-  fragments des fonds périglaciaires
de vallées en forme de escaliers à la
hauteur de 1 à 2 m au dessus des
fonds actuels
-  bords de vallées

-  bord du Plateau de Łódź
-  surface du Plateau de Łódź
-  surface à la surface du Plateau
de Łódź
-  avant-botes
-  niveaux supérieurs (premier) d'érosion
| 205—220 m
-  niveaux moyens (second) d'érosion
| 180—200 m
-  versants

FORMES DU MODÈLE HOLOCÈNE

-  rivières
-  fonds induction de vallées

0 0,5 1 km
Isobaryes pour les 4,25 m

Rys. 4. Cechy periglacialnej rzeźby denudacyjnej w okolicach Janowa (Dylikowa, Klatkova 1956)

2-7 - fotografic

Features of periglacial relief in the Janów environs

2-7 - photographs

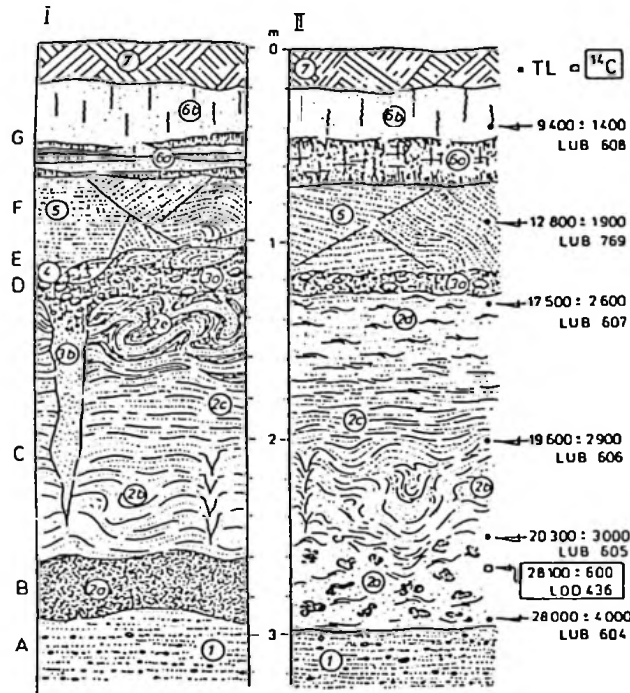
ŚRODOWISKA AKUMULACJI ZACHOWANIA OSADÓW PERYGLACJALNYCH

Jak przypomniano w świetle analizy powierzchniowych map geologicznych i szkiców geomorfologicznych, oprócz szerzej rozpostartych osadów eolicznych (np. D y l i k o w a 1967; M a n i k o w s k a 1985, 1994) osady peryglacjalne znajdujemy tylko w obniżeniach terenu, rozmieszczone „punktowo” w zagłębieniach bezodpływowych, powierzchniowo w kotlinach i linijnie w różnego typu dolinach. Sporadycznie, stokowe pokrywy peryglacjalne spotykamy również u podnóży izolowanych wyniesień i na stokach różnego typu dolin, także suchych, pochodzenia glacialnego.

Historycznym przykładem ilustrującym punktowe zachowanie śladów morfogenezy peryglacjalnej jest Józefów. W zagłębieniach bezodpływowych położonych na dziale wodnym między Mrogą a Skierniewką opisano pełną serię osadów postwarciańskich – od interglacjalu cemskiego poprzez po raz pierwszy w Polsce udokumentowany amersfoort do „würmu zstępującego” – przy czym odnowienie postinterglacjalne zagłębień wiązał Dylík z rozwojem pinga i jego degradacją w wyniku krasu termicznego (D y l i k 1964, 1967).

W późniejszych latach zrekonstruowano szereg kopalnych zagłębień z reguły związanych z morfogenezą glacialną warciańską i wypełnionych osadami ze schyłku saalianu, często pełnymi seriami cemskimi oraz mineralno-organicznymi osadami vistuliańskimi. Najpełniejsze badania i interpretacje możemy znaleźć w pracach Klatkowej, z których przynajmniej trzy mają charakter syntetyczny (K l a t k o w a 1989, 1990, 1996). Masa osadów peryglacjalnych zachowanych w zagłębieniach bezodpływowych, na ogół różnego typu osadów stokowych i eolicznych, jest znikoma i dowodzi niezbyt intensywnej denudacji peryglacjalnej w niewielkich, a przede wszystkim mało uromaitonowanych basenach. Ich wypełnienie powodowało zahamowanie procesów denudacyjnych. Ożywienie procesów następowało w zagłębieniach włączanych do sieci dolinnej, jak na przykład w Rudunkach. Zachowana sekwencja osadów peryglacjalnych w osi suchej doliny ma tutaj miąższość do 6 m i składa się z dwóch odrębnych serii – piaszczysto-mułkowej i tzw. piasków górnych ze śladami depozycji naśnieżnej. Zarówno forma erozyjna jak i nagromadzone w niej osady są bez wątpienia świadectwem intensywnej, chociaż niemożliwej do interpretacji ilościowej, denudacji w warunkach klimatu peryglacjalnego. Jak pokazują datowania, akumulacja była krótkotrwała i ograniczała się do okresu młodszego od 30 ka lat (rys. 5). Przykład Rudunek obrazuje więc ograniczoną przydatność, nawet tak szczegółowo zbadanych stanowisk, do oceny wydajności procesów peryglacjalnych, zarówno w sytuacji ich zamierania ze względu na wypełnienie zagłębienia jak i ich ożywienia, ale jednoczesnego odprowadzania osadów odpowiednich.

W okolicach podlódzkich, rozległe baseny rozlewiskowo-jeziorne są powierzchniowo dobrze wyznaczone dzięki kartowaniu geologicznemu w wielu miejscach, na przykład w okolicach Pabianic i Rzgowa (rys. 6) (W i e c z o r -



Rys. 5. Stratygrafia osadów wypełnienia suchych dolin (wg K l a t k o w e j 1996)

objaśnienia litologiczne: 1 – piaszczysto-żwirowe osady podłoża kompleksu środkowo- i górnopleniwistulańskiego, 2 – seria piaszczysto-mułkowa – środkowego i górnego pleniwistulianu: 2a – glebowe poziomy wietrzniowce – tundrowe, bagienne, 2b – strefa zaburzeń syngenetycznych, inwolucji i drobnych szczelinek kontrakcji termicznej, 2c – piasek i mułek równoległe – spokojnie warstwowany, 2d – mułek zwarty o niewidocznej laminacji, 2e – silnie zaburzone krioturbacyjne piaski i mulki – bezpośrednio pod płaszczem żwirowo-kamienistym, 3a – poziom żwirowo-kamienisty, 3b – epigenetyczna szczelina kontrakcji termicznej z głównej, górnopleniwistulańskiej generacji poligonalnych, 4 – gliniaste i żwirowe łoby kongliflukcyjne, 5 – piaski różnoziarniste o drobnej laminacji, miejscami z depozycją nasńieżnej, 6 – pokrywa pylasto-piaszczysta: 6a – piasek pylasty, silnie zarsztynizowany, 6b – piasek w znacznym stopniu pylasty z silnie colizowanymi ziarnami frakcji 0,5–1,0 mm, 7 – poziom humusowy współczesnej gleby; I – profil syntetyczny zestawiony na podstawie różnych stanowisk; litery: A – podłożo utworów środkowo- i górnopleniwistulańskich, mogą to być zarówno starsze osady wistulianu, jak i glacioluwial warty, B – ślady wietrzzenia glebowego z denekampu, C – osady splukiwania na podłożu zmarzliny, krioturbacje synchroniczne z osadem – okres od denekampu do fazy leszczyńskiej, D – płaszcz żwirowo-kamienisty i główna generacja epigenetycznych struktur szczelinowych – fazy leszczyńska i poznańska (20 000–18 000 lat BP), E – ślady kongliflukcyjnych procesów stokowych – wycofanie lądolodu na linię fazy pomorskiej, F – depozycja różnoziarnistych i zróżnicowanych facyjnie i genetycznie piasków, miejscami depozycja nasńieżna – wycofanie lądolodu na linię fazy gardzińskiej, G – całkowite wycofanie lądolodu z terenu Polski i zanik zmarzliny; II – profil rzeczywisty ze stanowiska Rudunki, zaznaczone miejsca poboru próbek do datowania

Stratigraphy of dry valley infills

lithological explanations: 1 – sandy-gravelly basement of the Middle and Upper Plenivistulian complex, 2 – sandy-silty series: 2a – soil weathering horizon – tundra, mud, 2b – the zone of syngenetic disturbances, involutions and small thermal contraction cracks, 2c – sands and silts with quiet horizontal lamination, 2d – compact silts with obscure lamination, 2e – strongly deformed by cryoturbation sands and silts underlying gravelly-stony pavement, 3a – gravelly-stony pavement, 3b – epigenetic fissures related to the major Upper Plenivistulian generation of polygons, 4 – clays and gravels of congelifluction lobes, 5 – various-grained sands, thinly laminated, occasionally of oversnow deposition, 6 – dusty-sandy cover: 6a – dusty sands with iron compounds; 6b – largely dusty sands with well pronounced aeolian abrasion of the fraction of 0.5–1.0 mm, 7 – present-day soil horizon; I – synthetic profile compiled from various sites; A – basement of the Middle and Upper Plenivistulian deposits, they may be both older Vistulian and glacioluvial Wartian deposits, B – signs of soil weathering – Denekamp, C – deposits by wash processes in the presence of permafrost, cryoturbations synchronous with the deposit – the period from Denekamp until Leszno phase, D – gravelly-stony pavements and main generation of epigenetic fissures: Leszno and Poznań phases (20 000–18 000 years BP), E – signs of congelifluction slope processes – ice sheet recession to the Pomeranian phase, F – deposition of sands differentiated in respect to grain size distribution, facies, origin, in places oversnow deposition – ice sheet recession to the Gardno phase, G – ultimate ice sheet withdrawal and disappearance of permafrost, II – profile of the Rudunki site; sampled localities marked

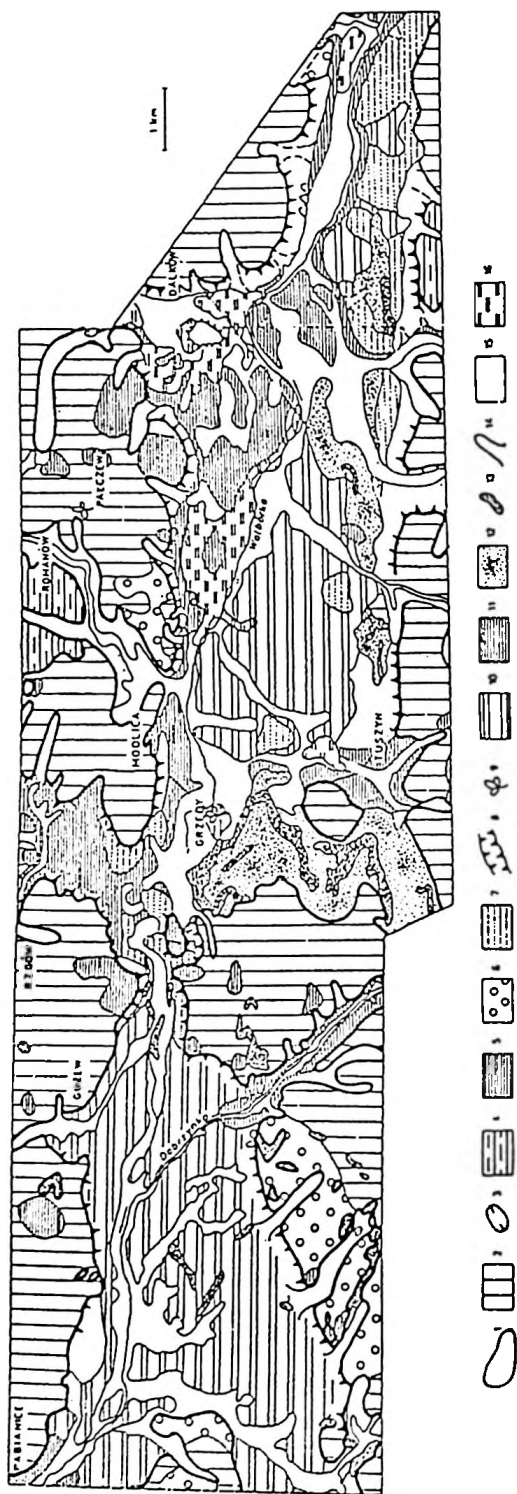
kowska 1992; Turkowska, Wieczorkowska 1994, 1999). Brak pełnych danych na temat miąższości i cech osadów, których spąg wiązany jest z zastoiskami warciańskimi. W większości baseny te zostały włączone do sieci odpływu powierzchniowego, a więc bazami denudacyjnymi były krótko (Wieczorkowska 1989).

Najlepiej znana autorce jest sytuacja w różnego typu dolinach, szczególnie w małych dolinach rzecznych. Przykładem prezentowanym na ostatnich konferencjach była dolina Mroźcy w Niesułkowie, typowa dla strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, której dorzecze stanowiło obszar najwcześniejszych badań pod kierunkiem Jana Dylika (*vide* Dylík red. 1961).

Cechą pierwszoplanową rzeźby doliny Mroźcy w Niesułkowie jest jej asymetria (rys. 7; fot. 8, 9). Lewy, południowo-zachodni stok jest łagodny i wyrównany, podczas gdy prawy, północno-wschodni ma profil zróżnicowany, średnio bardziej stromy, ale z wyraźnym spłaszczeniem na wysokości 155–160 m n.p.m., od ca 10 m powyżej dna dolinnego przy krawędzi terasy do 15 m w strefie zewnętrznej formy. Różnice wynikają z wklęsłości profilu poprzecznego, typowej dla niewielkich form dolinnych wykształconych w warunkach klimatu zimnego. Łatwo można prześledzić również falistość profilu podłużnego, spowodowaną przede wszystkim przez różne natężenie akumulacji poprzecznej. W analizowanym wycinku poziom dolinny ma zaledwie 100–150 m szerokości. Rozszerza się on i wnika w nawiązujące do niego morfologicznie doliny i niecki denudacyjne. Liczne z tych form urozmaicone są przez młode rozcięcia erozyjne, tzw. parowy dolinne. Krawędź terasy pocięta jest przez wąwozy zboczowe lub drobne formy denudacyjne, których stożki nadbudowują dno doliny (fot. 9).

Poziom dolinny zbudowany jest z osadów rytmicznie warstwowanych i miejscami przykrywających je piasków różnoziarnistych oraz piasków pylastych podosłanych colizowanymi brukami (fot. 10, 11). Główną serią wypełnienia doliny Mroźcy w Niesułkowie jest ponad 10-metrowa, dwudzielna seria rytmicznie warstwowana, w spągu mulkowo-piaszczysta, drobnolaminowana (4 m), wyżej piaszczysto-mulkowa (fot. 12, 13). Wstępnie osady były już interpretowane (Turkowska 1996). Szczegółowa charakterystyka będzie przedstawiona oddzielnie.

Osady odsłonięte w Niesułkowie stanowią przykład najbardziej typowej dla warunków peryglacialnych serii wypełnień dolinnych obszarów podłódzkich. Bez wątpienia ma ona największą literaturę i wprost nawiązuje do badań Jana Dylika, między innymi w dolinie Mrogi w Walewicach (Dylík 1967, 1969a, 1970a, b, 1972a, b). W podłódzkich dolinach rzecznych mulkowo-piaszczyste (spąg) i piaszczysto-mulkowe (strop) osady omawianej serii budują tzw. wysoki poziom dolinny. Stanowią one główną masę dolinnych wypełnień vistuliańskich, o miąższości często przekraczającej 20 m, a objętości wielokrotnie większej niż objętość zarówno serii starszych, zachowanych zaledwie lokalnie i szczątkowo, jak i serii młodszych. Analiza osadów udowadnia zróżnicowanie środowiska sedymentacyjnego, zarówno w obrębie tych samych dolin, wzdłuż profilów

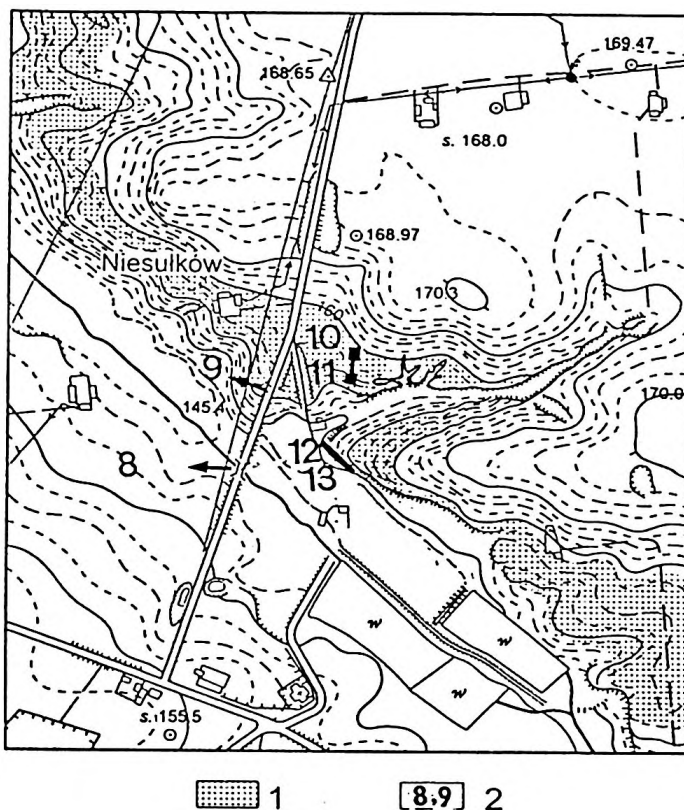


Rys. 6. Szkic geomorfologiczny obszaru między Pabianicami a Tuszynem (wg Wieczorkowskiej 1992, zmieniony)

1 - granica form glacialnych i postglacialnych; warty; 2 - wyszczerza morenowa; 3 - ządębiona morenowa; 4 - moreny martwego lodu; 5 - kępy; 6 - powierzchnie sandrowe; 7 - terasy sandrowe w pradolina; 8 - krzewidze pradolina i dolin glacialnych; cęmy; 9 - opracowane stanowiska flory cęmskiej vistulian; 10 - row młyń tolewiskowo-jeziorne; 11 - terasy w dolinie Wólbołki; 12 - pokrywy cęmne; 13 - wydmy; 14 - suche doliny denudacyjne; holocen; 15 - dna dolin rzecznych; 16 - równiny torfowe

Geomorphological sketch of the area between Pabianice and Tuszyn (after Wieczorkowska 1992, changed)

1 - boundary between glacial and postglacial landforms; warty; 2 - till plain; 3 - kettle-holes; 4 - dead ice moraines; 5 - kames; 6 - outwash plains; 7 - sandur terraces in proglacial; 8 - scarps of proglacial and glacial valley; 9 - documented sites; Vistulian 10 - lacustrine plains; 11 - terraces in the Wólbołka valley; 12 - aeolian covers; 13 - dunes; 14 - dry valleys; Holocene; 15 - river valley bottoms; 16 - peat plateau



Rys. 7. Rzeźba doliny Mrożycy w okolicach Niesułkowa

1 – przybliżony zasięg wysokiego poziomu dolinnego; 2 – fotografie

The Mrożyca valley configuration in the Niesułków environs

1 – approximate extent of high valley level; 2 – photographs

poprzecznych i podłużnych, jak i między dolinami, zależnie od ich wielkości, kierunku przebiegu, żywości rzeźby itd. Niewątpliwy jest poligeniczny charakter serii, w skład której wchodzi osady stokowe, rozlewiskowe, korytowe, pozakorytowe, jeziorne, eoliczne itd. Seria jest ograniczona powierzchniami erozyjnymi i podzielona powierzchnią niezgodności mniejszej rangi. Powierzchnia dolna, w dolinach strefy krawędziowej dostępna do bezpośrednich badań tylko w strefach przystokowych, a dalej rekonstruowana na podstawie wierceń, odpowiada najgłębszym postwarciańskim formom dolinnym, prawdopodobnie z początków środkowego plenivistulianu. Powierzchnia górna, położona w badanych dolinach na głębokości 1.5–3.0 m znana jest z wielu odsłoneń i interpretowana jako górnoplenivistuliańska (>20 ka BP), poprzedzająca główną transgresję lądolodu vistuliańskiego (Turkowska 1988).

Wiek serii mógł być sprawdzony w Niesułkowie tylko metodą termoluminescencyjną; cechą charakterystyczną vistuliańskich wypełnień dolinnych w

strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej jest brak osadów organicznych (Turkowska 1975). Wskaźniki wieku TL dla próbek pobranych w strefie powierzchni niezgodności między dwoma częściami serii (fot. 13), oscylujące koło 30 ka BP mieszczą się w granicach datowań ^{14}C (>40 ka – >20 ka BP) uzyskanych w pełnych profilach pionowych serii w dolinach, w których zawiera ona domieszki organiczne (*vide* Goździk, Paźdzur 1987; Goździk 1995; Manikowska w tym tomie).

Dyskusji na temat wieku i znaczenia morfogenetycznego serii była poświęcona konferencja robocza nt.: "Środkowopleniwistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych" (Turkowska red. 1997). Jednym z dyskutowanych problemów były różnice w stosowanych podziałach stratygraficznych. Brak jednoznaczności w przyjmowaniu granic środkowego pleniwistulianu („interpleniglacjału”), często ale nie zawsze utożsamianego z interstadiem grudziądzkim w Polsce północnej (*vide* Mójski 1992; Lindner 1993), pociąga za sobą różne określenia miejsca stratygraficznego serii. W schemacie opartym na skali izotopowej Shackletona-Opdyke'a, w której granica środkowego i górnego pleniwistulianu odpowiada wydатовanej na ca 30 ka lat BP granicy 3 i 2 fazy tlenowej, powstanie głównej masy drobnoziarnistych wypełnień dolinnych przypada więc już na początek górnego pleniwistulianu (np. Krzyszkowski 1991), czyli górnego subpiętra wisły (Jersak 1991).

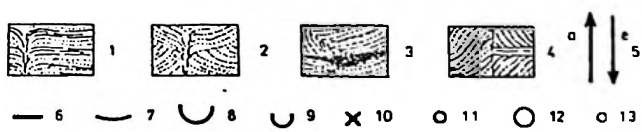
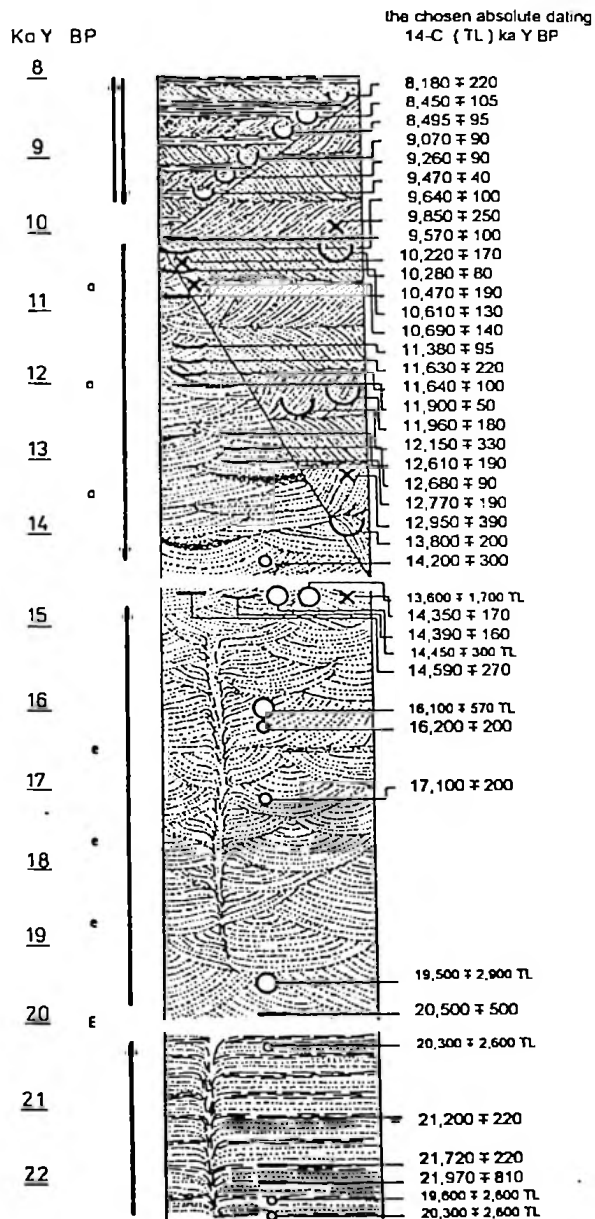
Różnoziarnista seria rzeki roztokowej jest powszechnie uznana za synchroniczną z górnopleniwistuliańską transgresją lądolodu w Polsce północnej (ca 20–14 ka BP) (rys. 8). W górnych odcinkach dolin rzecznych przykrywa ona osady drobnoziarniste seria o miąższości 1,0–5,0 m (*vide* Turkowska 1995),

Rys. 8. Rozwój dolin i cechy wypełnień dolinnych w Polsce środkowej (wg Turkowskiej 1995)

osady: 1 – piaski z przewarstwieniami mulków, przewaga agradacji pionowej, pozakorytovej (odpływ anastamozujący, rozlewiska peryglacialne), struktury mrozowe, 2 – piaski różnoziarniste, przewaga agradacji pionowej korytovej (odpływ roztokowy), struktury mrozowe, 3 – piaski różnoziarniste, korytowe i pozakorytowe, osady organiczne w opuszczonych korytach (odpływ roztokowy), 4 – piaski różnoziarniste odsypów meandrowych, piaski różnoziarniste i muly pozakorytowe, muly organiczne i torfy starorzecz, 4a – meandry wielkopromienne, 4b – meandry malopromienne; tendencje rozwoju dolin: 5a – ujemny bilans erozji, 5b – dodatni bilans erozji, 5ab – równowaga dynamiczna den dolinnych; datowania ^{14}C : 6 – poziomy glebowe, warstewki mulów organicznych, torfy, 7 – wypełnienia koryt roztokowych, 8 – wypełnienia meandrów wielkopromiennych, 9 – wypełnienia meandrów malopromiennych, 10 – datowania osadów lub makroszczątków na wtórnym złożu (bryły osadów pozakorytowych, gałazki i pnie drzew, szyszki itp.), 11 – przewarstwienia organiczne w wypełnieniach suchych dolin; datowania TL: 12 – piaski i piaski mulkowane terasowe, 13 – osady piaszczysto-mulkowe w wypełnieniu suchej doliny

Development of valleys and features of valley infills in middle Poland

deposits: 1 – sand interbedded with silt, dominance of vertical aggradation, overbank (anastomosing pattern of flow, periglacial overflowing, frost structures), 2 – vary-grained sand, dominance of vertical aggradation (braided pattern of flow), frost structures, 3 – vary-grained sand, channel and overbank, organic sediments in abandoned channels (braided pattern of flow), 4 – vary-grained sand of point-bars, vary-grained sand and silt of overbank accumulation, silt with organic matter and peat of ox-bow lakes, 4a – huge meanders, 4b – small meanders; tendency of river valley development: 5a – negative balance of erosion, 5b – positive balance of erosion, 5ab – dynamic balance of valley floors, ^{14}C dating: 6 – soil horizons, layers of organogenic silt and peat, 7 – infills of braided rivers, 8 – infills of huge meanders, 9 – infills of small meanders, 10 – dating of allochthonic sediments and macroremnants (lumps of overbank sediments, tree trunks, cones etc.), 11 – organic interbedding in the infill of dry valleys; TL dating: 12 – sand and silty sand of terraces; 13 – sandy and loamy deposits of dry valley infill



podczas gdy w dolnych odcinkach większych dolin tworzy odrębne poziomy terasowe (np. R o t n i c k i 1987). Najczęściej jednak akumulacja prezentowanych osadów doprowadziła do bardzo znacznego zniwelowania starszej rzeźby (na ogół wczesno-plenivistuliańskiej), a w niektórych przypadkach do prawie zupełnego jej wyrównania. Przykładem jest dolina górnej Neru, gdzie osady plenivistuliańskie zalegają na warciańskiej glinie zwałowej, czy odsłonięte w ścianach kopalni węgla brunatnego Belchatów wypełnienia małych dolin dorzecza Widawki, o głębokości do 30 m, a prawie niewidoczne w rzeźbie (*vide* G o ź d z i k 1995; T u r k o w s k a red. 1997, 1999).

Uogólniając można przyjąć, że okres około 20 ka lat (ca 30 ka–10 ka BP), na który przypadają: agradacja osadów drobnoziarnistych, erozja, akumulacja osadów rzeki roztokowej i erozja późnovistuliańska, zatarał ślady starszych cykli vistuliańskich w wielu dolinach ekstragacjalnych Niziu Polskiego. Świadczenie paleogeograficzne w postaci osadów dolinnych jest tylko szczątkowe, odpowiada zaledwie jednej piątej trwania całego vistulianu, przede wszystkim jego górnej części.

WNIOSKI

Przedstawione przykłady umożliwiają następujące uwagi na temat stosowanych kryteriów oceny jak i samej roli morfogenezy peryglacjalnej w Polsce środkowej:

1. Zachowane osady odpowiednie stanowią szczątkowe świadectwo morfogenezy peryglacjalnej. Są tylko częścią efektów procesów wietrzenia i transportu, tym mniejszą im dalej jesteśmy od baz erozyjno-denudacyjnych. Niewłaściwe jest więc utożsamianie efektów morfogenezy peryglacjalnej z pokrywami peryglacjalnymi. Uwaga dotyczy całej masy zachowanych osadów (wyjątek mogą stanowić tylko strefy subsydencji), a tym bardziej ich występowania powierzchniowego. Zdjęcie geologiczne nie powinno stanowić jedyne źródło oceny efektów morfogenezy peryglacjalnej. Ocena roli czynnika peryglacjalnego w Polsce środkowej przedstawiona przez K l a t k o w ą (1994) nie jest więc kompletna ze względów metodycznych.

Inną sprawą jest wiarygodność i porównywalność różnych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Na analizowanym obszarze wielu autorów, świadomie (np. ze względu na zbyt małą skalę mapy) lub w wyniku braku wystarczającej znajomości geomorfologii klimatycznej i geomorfologii dynamicznej, pomija efekty cyklu peryglacjalnego.

2. W ogólnym bilansie procesów peryglacjalnych charakterystyczny jest dodatni bilans erozji i denudacji. Intensywność procesów denudacyjnych zależała od urozmaicenia inicjalnej rzeźby glacialnej, stąd przede wszystkim na stokach dolin pochodzenia glacialnego czy strefy krawędziowej Wyżyny

Łódzkiej mamy pięknie rozwinięte, rozległe systemy niecek i dolin peryglacjalnych. Ślady procesów erozyjnych udokumentowane są w stanie kopalnym – głębokie doliny powtarzały się kilkakrotnie, a zachowane są tylko wypełnienia z górnego plenivistulianu. Mapy geomorfologiczne są bardziej kompleksowym źródłem wiedzy na temat morfogenezy peryglacjalnej. Przykładem może być mapa okolic Janowa. Szkice geomorfologiczne wykonywane zgodnie z instrukcją do Szczegółowej Mapy Geologicznej są mało przydatne do opracowań syntetycznych, ze względu na małą skalę, różnorodność kryteriów i częste niekompetencje autorów.

3. Efekty niszczenia w warunkach klimatu peryglacjalnego zachowane są nie tylko w postaci stoków denudacyjnych i erozyjnych na powierzchni lub w postaci luk stratygraficznych i niezgodności w obrębie wypełnień peryglacjalnych lecz również w cechach teksturalnych osadów. Przykładem jest zawartość ziarn colizowanych w serii górnoplenivistuliańskiej rzecznej taka sama jak w osadach wydmych (np. G o ł d z i k 1981), colizacja bez mała wszystkich kamieni na gliniastych czy fluwioglacjalnych, wysoczyznowych powierzchniach Polski środkowej, a także bruki kamieniste, epigenetyczne wieloboki szczelin kontrakcji termicznej i inne deformacje peryglacjalne, jak na przykład ślady wymarzania.

4. Cała powierzchnia glacialna Polski środkowej była przekształcana w warunkach klimatu peryglacjalnego, chociaż efekty tego przekształcania są bardzo różne i na większej części obszaru nie są możliwe do oceny ilościowej, właśnie ze względu na brak większości osadów odpowiednich. Ten sam czynnik utrudnia badania paleogeografii vistulianu, ze swej istoty dużo bardziej złożone.

5. Mapa geologiczna i odpowiadające jej szkice geomorfologiczne nie stanowią wiarygodnego źródła oceny efektów morfogenezy peryglacjalnej.

Zdaniem autorki, dzisiejszy stan wiedzy o plejstocenijskich procesach peryglacjalnych i ich skutkach morfologicznych potwierdza koncepcję poligeny rzeźby Polski środkowej, a istniejące różnice między jej historycznym a dzisiejszym rozumieniem mają przede wszystkim charakter ilościowy. Po zakończeniu ostatniego na omawianym obszarze, warciańskiego cyklu morfogenezy glacialnej, różne odmiany klimatu peryglacjalnego trwały przez około 120 ka lat, podczas gdy dwa główne okresy klimatu umiarkowanego (ceem i holocen) były krótkie, a ich efekty są tylko lokalne. Przy ocenie roli środowiska peryglacjalnego oczywista jest konieczność podejścia dynamicznego i uświadomienie sobie, że tylko niewielka (i nieznaczna) część efektów morfogenezy peryglacjalnej została zachowana w postaci trwałych śladów. Jeszcze raz podkreślając, większość osadów odpowiednich była odprowadzana i brak nam podstaw do oceny ilościowej, a także szczegółowych rekonstrukcji paleogeograficznych. Rola cyklu peryglacjalnego polega nie tyle na intensywności procesów, co na jego długotrwałości. Jednym z głównych efektów jest włączenie do otwartych

systemów dolinnych licznych basenów bezodpływowych, po ustąpieniu lądolodu stanowiących lokalne bazy denudacyjne. Pokrywy peryglacialne i dużo bardziej rozległe powierzchniowo, a jednocześnie dużo trudniej czytelne ślady niszczenia w warunkach klimatu zimnego stanowią efekty sumaryczne wszystkich, dziś wiemy że wielu, cykli morfogenezy peryglacialnej, ich różnej ilości i różnej intensywności, zależnie od wieku powierzchni, na której je analizujemy.

Uważam, że mamy dostatecznie dużo dowodów, aby podtrzymywać tezę Jana Dylika „O peryglacialnym charakterze środkowej Polski” (Dylik 1953a).

LITERATURA

- Dylik J., 1948 – Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podlódzkiego obszaru. *Acta Geogr. (Univ.) Lodz.*, 1. 46s. + 1 mapa poza tekstem.
- Dylik J., 1952 – The concept of the periglacial cycle in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*, 3.5. 29s. + 4 mapy poza tekstem.
- Dylik J., 1953a – O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. (Univ.) Lodz.*, 8. 109s. + 4 mapy poza tekstem.
- Dylik J., 1953b – Zagadnienie poligenezy rzeźby w pracach nad geomorfologiczną mapą Polski. *Przeł. Geogr.*, 25.3: 69-78.
- Dylik J., 1956 – Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biol. Perygl.*, 4: 195-238.
- Dylik J., 1960 – Sur le système tripartite de la stratigraphie du Pléistocène dans les pays d'accumulation glaciaire. *Biol. Perygl.*, 9: 25-39.
- Dylik J. (red.), 1961 – Guide-book of Excursion C. The Łódź region. VIth International Congress on Quaternary (INQUA). Poland-Warszawa. 83p.
- Dylik J., 1964 – Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. Reports VIth International Congress on Quaternary (INQUA) Warszawa 1961, 4: 55-66.
- Dylik J., 1967 – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 311-352.
- Dylik J., 1969a – Slope development under periglacial conditions. *Biol. Perygl.*, 18: 381-410.
- Dylik J., 1969b – L'action du vent pendant le dernier âge froid sur le territoire de la Pologne Centrale. *Biol. Perygl.*, 20: 29-44.
- Dylik J., 1970a – Erozja termiczna. *Spraw. z Czyn. i Pos. ETN*, 24, 8. 13s.
- Dylik J., 1970b – Kras termiczny, jego istota i kierunki rozwoju. *Spraw. z Czyn. i Pos. ETN*, 24.7. 14s.
- Dylik J., 1972a – Znaczenie splukiwania w morfogenezie peryglacialnej. *Spraw. z Czyn. i Pos. ETN*, 26, 2. 13s.
- Dylik J., 1972b – Dolne załamanie stoku i jego znaczenie morfogenetyczne. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-geol.*, 13, 1: 99-119.
- Dylik J., 1975 – The glacial complex in the notion of the Late Cenozoic cold ages. *Biol. Perygl.*, 24: 219-231.
- Dylik J., Dylikowa A., 1964 – Cechy przewodnie obszarów peryglacialnych. *Czas. Geogr.*, 35: 279-301.
- Dylik J., Jurkiewiczowa I., 1950 – Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A. ark. D3 Łódź. Inst. Geol., Warszawa.
- Dylikowa A., 1967 – Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 353-371.

- Dylikowa A., 1973 – Geografia Polski. Krainy geograficzne. PZWS, Warszawa. 816s.
- Dylikowa A., Klarkowa H., 1956 – Exemple du modelé périglaciaire du Plateau de Łódź. *Biol. Perygl.*, 4: 239-253.
- Goździk J., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31. 117s.
- Goździk J., 1981 – Les changements des processus éoliens dans la Pologne Centrale au cours du Vistulien (Würm). *Rech. Geogr. a Strasbourg*: 16-17.
- Goździk J., 1995 – Vistulian sediments in the Belchatów open cast mine, Central Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, 13: 13-26.
- Goździk J., Pazdur M. F., 1987 – Frequency distribution of ¹⁴C dates from the territory of Poland in the time interval 12–45 kyr BP and its paleogeographical implications. *Zesz. Nauk. PŚ*, 56, *Geochronometria*, 4: 27-42.
- Jahn A., 1954 – Zasługi Walerego Łozińskiego w dziedzinie badań peryglacialnych. *Biol. Perygl.*, 1: 7-18.
- Jersak J., 1991 – Osady rzeczne pełni piętra zimnego wisły w dolinie Wieprza między Szczepczyszynem a Łańcuchowem. *Pr. Nauk. UŚ*, 1107: 51-92.
- Klajnert Z., 1966 – Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 23. 136s.
- Klajnert Z., 1978 – Zanik lodowca warty na Wyżynie Skierniewickiej i jej przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38. 149s.
- Klarkowa H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19. 141s.
- Klarkowa H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28. 220s.
- Klarkowa H., 1989 – The incorporation of closed depression into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaest. Geogr., Spec. Issue*, 2: 83-91.
- Klarkowa H., 1990 – Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geogr. Lodz.*, 61: 7-17.
- Klarkowa H., 1994 – Evaluation du rôle de l'agent périglaciaire en Pologne Centrale. *Biol. Perygl.*, 33: 79-106.
- Klarkowa H., 1996 – Przejawy obecności wieloletniej zmarzliny w środkowej Polsce w ciągu ostatnich 150 000 lat. *Biol. Perygl.*, 35: 45-86.
- Krajewski K., 1977 – Późnovistuliańskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39. 87s.
- Krzemiński T., 1974 – Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33. 171s.
- Krzyżkowski D., 1991 – Vistulian Fluvial Sedimentation near Belchatów, Central Poland. *Bull. of the Polish Acad. of Sci., Earth Sci.*, 39, 3: 311-329.
- Lindner L. (red.), 1993 – Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. PWN, Warszawa. 683s.
- Manikowska B., 1966 – Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 22. 166s.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52. 137s.
- Manikowska B., 1994 – États des études des processus éoliens dans la région de Łódź (Pologne centrale). *Biol. Perygl.*, 33: 107-132.
- Mojski J. E., 1992 – Vistulian stratigraphy and TL dates in Poland. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Ca, 81: 195-200.
- Nowacki K., 1987a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łódź Wschód. PIG, Warszawa.

- N o w a c k i K., 1987b – Szkic geomorfologiczny. W: Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. ark. Łódź Wschód. PIG. Warszawa.
- R o t n i c k i K., 1987 – Main phases of erosion and accumulation in the Proсна valley in the last glacial-interglacial cycle. *Geogr. Polon.*, 53: 53-65.
- T u r k o w s k a (K u y d o w i c z -) K., 1975 – Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36. 122s.
- T u r k o w s k a K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57. 157s.
- T u r k o w s k a K., 1995 – Recognition of the valley evolution during the Pleistocene-Holocene transition in the non glaciated regions of the Polish Lowland. *Biul. Perygl.*, 34: 153-164.
- T u r k o w s k a K. (red.). 1995 – Poligeniza rzeźby w Polsce. Konferencja z okazji pięćdziesięciolecia pracy naukowej Profesora dr hab. Haliny Klatkowej. Streszczenia referatów i komunikatów. Łódź. 50s.
- T u r k o w s k a K., 1996 – Vistuliańskie serie pylaste w okolicach Łodzi. *Biul. PIG*, 373: 173-178
- T u r k o w s k a K. (red.). 1996 – Poligeniza rzeźby w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 71. 288s.
- T u r k o w s k a K. (red.). 1997 – Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych. Konferencja robocza. Łódź. 58s.
- T u r k o w s k a K. (red.). 1998 – Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski. Seminarium poświęcone pamięci Profesora Jana Dylika w 25 rocznicę śmierci. Łódź. 68s.
- T u r k o w s k a K. (red.). 1999 – Periglacial Environments: Past, Present and Future. Symposium. To celebrate 50 years of Periglacial Research. Łódź. 94p.
- T u r k o w s k a K., W i e c z o r k o w s k a J., 1986 – Szkic geomorfologiczny. W: Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. ark. Pabianice. PIG. Warszawa.
- T u r k o w s k a K., W i e c z o r k o w s k a J., 1994 – Szkic geomorfologiczny. W: Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. ark. Tuszyn. PIG. Warszawa.
- T u r k o w s k a K., W i e c z o r k o w s k a J., 1999 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000. ark. Tuszyn. PIG. Warszawa.
- W i e c z o r k o w s k a J., 1975 – Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru. *Acta Geogr. Lodz.*, 35. 118s.
- W i e c z o r k o w s k a J., 1989 – Wpływ rzeźby glacialnej na rozwój doliny Dobrzyńki. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 135-154.
- W i e c z o r k o w s k a J., 1992 – Geneza i rozwój pradoliny Wolbórki. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 95-106.
- W i e c z o r k o w s k a J., 1994 – Profils et dépôts de versant aux environs de Łódź. *Biul. Perygl.*, 33: 177-187.
- W i e c z o r k o w s k a J., 1997 – Przykłady parowów na krawędzi Wyżyny Łódzkiej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 258-261.
- Z i o m e k J., 1985 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. ark. Piotrków Trybunalski. PIG. Warszawa.



fol. K. Turkońska, 1999

Fot. 1. Mapa plejstocenijskich dziedzin peryglacjalnych w Polsce (Dylik 1956)

Map of Pleistocene periglacial realms in Poland



fol. K. Turkowska, 1999

Fot. 2. J a n ó w. Widok z ostańca denudacyjnego ku północy

Northward view from a residual hillock



fol. K. Turkowska, 1999

Fot. 3. J a n ó w. Widok z ostańca ku wschodowi na stok między powierzchnią Wyżyny Łódzkiej i poziomem smardzewskim

Eastward view from a residual hillock of slope between the Łódź Plateau surface and the Smardzew level



fol. K. Turkowska, 1999

Fot. 4. J a n ó w. Cechy strukturalne osadów fluwioglacjalnych na powierzchni szczytowej ostańca

Structural properties of fluvio-glacial deposits at the top of a residual hillock



fol. K. Turkońska, 1999

Fot. 5. J a n ó w. Szczelina mrozowa z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w osadach fluwialnych

Sand wedge cast in fluvial deposit



fol. K. Turkońska, 1999

Fot. 6. J a n ó w. Festonowato ułożony spąg poziomy iluwialnego między dwoma poziomami deformacji peryglacialnych

Festoon pattern of the illuvial horizon bottom between two levels of periglacial deformations



Fig. 7. Janów. Powierzchnia ostania po zdjęciu poziomu akumulacyjnego gleby wspólczesnej: ślady ułożenia kamieni w row liczących graniazków; w formie kręgów

for. K. Turkońska, 1999

Surface of a residual hillock without humus horizon of present-day soil: traces of arrangement of stones as circles; with common wind-worn stones



fol. K. Turkońska, 1999

Fot. 8. N i e s u l k ó w. Stok zachodni doliny Mrożycy

Western slope of the Mrożyca River valley



fol. K. Turkońska, 1999

Fot. 9. N i e s u l k ó w. Stok wschodni doliny Mrożycy

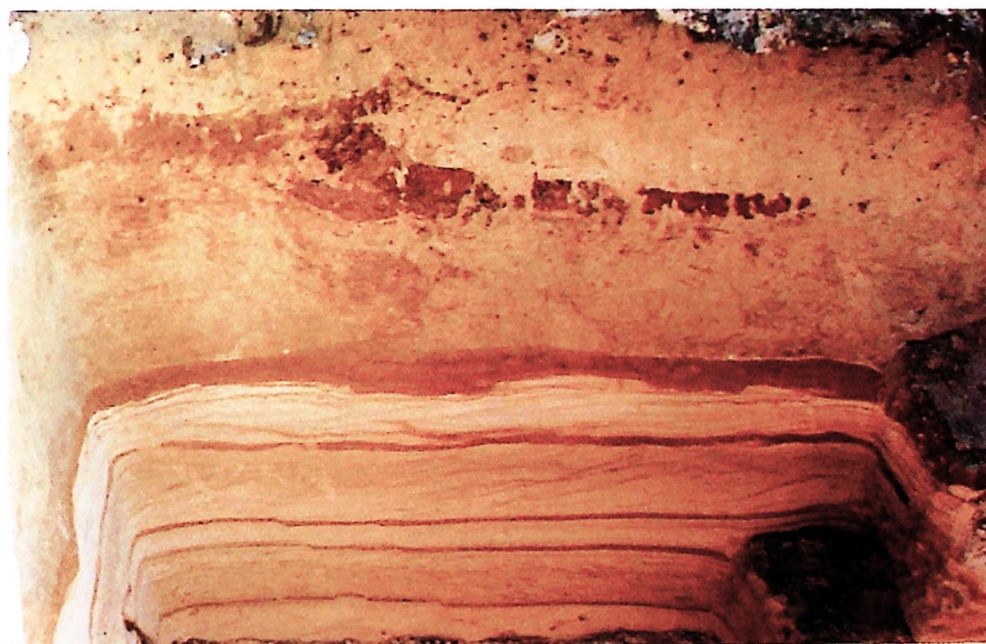
Eastern slope of the Mrożyca River valley



fol. K. Turkońska, 1999

Fot.10. N i e s u l k ó w. Struktura stropu wysokiego poziomu dolinnego w części przystokowej

Structure of the top of high valley level at the near-slope part



fol. K. Turkońska, 1999

Fot. 11. N i e s u l k ó w. Struktura stropu wysokiego poziomu dolinnego w części centralnej

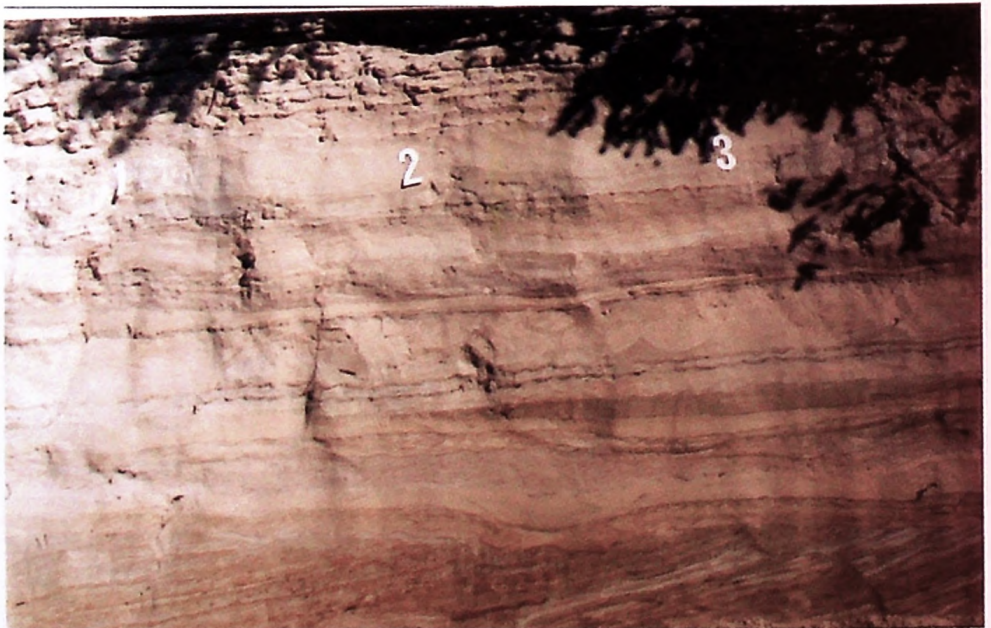
Structure of the top of high valley level at the central part



fol. J. Twardy, 1999

Fot. 12. Nieśulków. Struktura wypełnienia doliny Mroźnicy u ujścia suchej doliny (Symposium "Periglacial Environments: Past, Present and Future")

Structure of the Mroźnica valley infill at the dry valley outlet



fol. J. Twardy, 1999

Fot. 13. Nieśulków. Dwudzielna struktura serii rytmicznie warstwowanej w dolinie Mroźnicy

Complex structure of rhythmically stratified series in the Mroźnica valley

CRITERIA OF THE ASSESSMENT OF THE ROLE OF PERIGLACIAL MORPHOGENY IN MIDDLE POLAND

SUMMARY

Abstract. Criteria used in the assessment of the periglacial environment of middle Poland, e.g. the application of detailed geological maps 1:50 000 and geomorphological sketches 1:100 000, are discussed. It is stressed that periglacial covers, which are often regarded as the one criterion of the assessment of effects of periglacial morphogeny, are not complete evidence. Role of indicators of periglacial conditions in glacial interfluvial areas (pavements, wind-worn stones, periglacial structures) is pointed out. The positive balance of erosion under periglacial conditions (denudational slopes, erosional valleys, deflation) causes difficulties in the quantitative assessment. According to the author, the theory of Jan Dylik about the periglacial nature of middle Poland relief is still up-to-date.

Recent anniversaries: 50 years of the University of Łódź and periglacial research in the Łódź geographical centre, the 25th anniversary of Jan Dylik death, 50 years of the IGU Periglacial Commission have favoured considerations on the criteria of the assessment and the role of periglacial morphogeny in middle Poland, and was the occasion to organize in Łódź the following meetings:

1. 4–5 May 1995 – national conference “Polygenetic relief in Poland” dedicated to Professor Halina Klatkowska to celebrate the fiftieth anniversary of her scholarly work at Łódź University (Turkowska ed. 1995, 1996).

2. 7–9 May 1997 – national working conference on “Middle Plenivistulian deposits of small river valleys in middle Poland” (Turkowska ed. 1997).

3. 7–8 December 1998 – national conference dedicated to the memory of Professor Jan Dylik in the 25th anniversary of his death “The role of Pleistocene periglacial processes in a modelling of Poland relief” (Turkowska ed. 1998). This issue of “*Acta Geographica Lodziana*” contains the papers presented during the conference.

4. 27–30 September 1999 – international symposium on “Periglacial Environments: Past, Present and Future”, which was organized on the suggestion of the IGU Commission on Climatic Change and Periglacial Environments and the International Permafrost Association Working Group on Periglacial Processes and Environments to celebrate 50 years of the former, in 1956–1972 headed by Jan Dylik (Turkowska ed. 1999). The proceedings of the meeting are being prepared for publication in “*Biuletyn Periglacialny*” v. 38.

The sites demonstrated by the author during the field conference excursions in 1997 and 1999, located in the area of detailed study by Jan Dylik, are discussed in the present paper. The effects of periglacial morphogeny in interfluvial areas have been presented on the basis of examinations of the residual hillock at Janów (252 m a.s.l.), while zones of periglacial accumulation – illustrated by the drainage basin of the upper Mroga River, primarily of the valley of the Mrozyca at Niesułków. Comments on the role of the periglacial factor in a broader area of middle Poland are based on the analysis of 27 sheets of the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000, following the work by Klatkowska (1994).

The discussed examples allow to formulate the following remarks on the criteria used to assess the role of periglacial morphogeny in middle Poland as well as the role itself:

1. Correlative deposits fragmentarily evidence periglacial morphogeny. These are only part of the effects of weathering and transport processes, the smaller the farther from erosional-denudational bases. It is therefore incorrect to identify the effects of periglacial morphogeny with periglacial covers. This comment relates to the whole bulk of deposits which survived (possibly excluding the subsidence zones), and particularly to their surficial sequence. The effects of periglacial morphogeny should not be inferred exclusively from geological mapping. The assessment of the role of a periglacial factor in middle Poland made by Klarkowa (1994) is thus not complete for methodological reasons.

Another aspect of the question is reliability and comparability of sheets of the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000. In the analysed area, many authors ignore the effects of the periglacial cycle, either deliberately (too small scale of the map) or because of the insufficient knowledge of climatic and dynamic geomorphology.

2. The balance of the effects of periglacial processes is in favour of erosion and denudation. Intensity of denudational activity depended on the configuration of initial glacial relief, and that is why on the slopes of glacial valleys and of the edge zone of the Łódź Plateau, beautifully developed, extensive systems of periglacial dells and valleys are met with. On the example of a map of the Janów environs one may state that geomorphic maps are more complex source of information about periglacial morphogeny.

3. Effects of periglacial destruction survived not only as erosional and denudational slopes or as hiatus and unconformities within periglacial sequence, but also in textural properties. Examples of the latter are: a content of wind-abraded grains in Upper Plenivistulian fluvial series comparable to this in dune sediments (e.g. Gózdziak 1981), common occurrence of wind-worn stones in till and fluvio-glacial plains of middle Poland, and also stony pavements, epigenetic polygons of thermal contraction cracks and other disturbances, such as up-freezing traces. These are the effects of all cycles of periglacial morphogeny. We know that their number and intensity depended on an age of the analysed surface.

4. The entire glacial area of middle Poland was remodelled due to periglacial conditions, although the effects vary and in the greater part of the territory they are impossible to quantitative assessment because of the lack of most correlative deposits. The same causes difficulties in concluding about palaeogeographical conditions of the Vistulian, because these investigations need the dynamic approach being much more complex.

5. Geological maps and associated geomorphological sketches do not provide the reliable data for the assessment of the effects of periglacial morphogeny.

According to the author, the present state of knowledge about Pleistocene periglacial processes and their morphogenetic effects corroborates the concept by Jan Dylik of the relief polygenesis in middle Poland, and discrepancies between its former and current understanding are of a quantitative nature. After the Wartian Glaciation, which was here the last glacial event, the discussed area was affected by various modifications of a periglacial climate for about 120 ka years, whereas two main episodes of a temperate climate (Eem and Holocene) covered the short time span and had only local effects. When assessing the role of periglacial environment, the dynamic approach and the awareness that merely insignificant fragments of the products of periglacial processes have survived are apparent. It seems necessary to stress once again that more relative deposits was removed and we have no sufficient data for the quantitative assessment and for the detailed palaeogeographical reconstructions. The idea of the periglacial cycle is not the intensity of processes but its duration, and one of the main effects is the transformation of closed depressions, which after the Scandinavian ice sheet retreat were local denudational bases, into open valley systems.

Roman Żurawek

Piotr Migoń

Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego

Wrocław

PERYGLACJALNA MORFOGENEZA ŚLĘŻY W KONTEKŚCIE DŁUGOTRWALEJ EWOLUCJI RZEŻBY

ZARYS TREŚCI

Przedmiotem rozważań jest znaczenie morfogenezy czwartorzędowej, w tym zwłaszcza peryglacjalnej, w długookresowej ewolucji rzeźby Śląży (718 m n.p.m.) na Przedgórzu Sudeckim. Stwierdzono, że choć makroforma Śląży ma założenia starotrzeciorzędowe lub nawet mezozoiczne, to niemal cały mezorelief jest pochodzenia peryglacjalnego. Wskazano na najważniejsze formy i osady środowiska peryglacjalnego, takie jak klify mrozowe i terasy krioplanacyjne, lodowce skalne, pokrywy soliflukcyjne oraz lessy. Zwrócono uwagę na odmienny przebieg rozwoju rzeźby górnych, środkowych i dolnych części stoków, podkreślając znaczenie nunatakowego charakteru Śląży podczas zlodowacenia środkowopolskiego. Na kilku przykładach oszacowano wielkość denudacji peryglacjalnej.

WSTĘP

Ocena efektywności morfogenezy plejstocenińskiej, a zwłaszcza peryglacjalnej, w długookresowej ewolucji rzeźby Sudetów jest niejednoznaczna. Duże zainteresowanie zjawiskami peryglacjalnymi zaowocowało wieloma studiami szczegółowymi, dotyczącymi tak polskiej, jak i czeskiej strony masywu. Przedmiotem badań były głównie rozwój stoku i osady stokowe, formy skalne opisywane w kontekście wietrzenia mrozowego, formy segregacji mrozowej oraz akumulacja pokryw lessowych i lessopodobnych. Podejmowane były także próby bardziej zgeneralizowanego przedstawienia zespołu form, który swoje powstanie miał zawdzięczać procesom peryglacjalnym. Jego głównymi elementami składowymi miały być zrównania krioplanacyjne na wierzchowinach, nisze niwalne, skałki, pokrywy blokowe i pokrywy soliflukcyjne w górnych odcinkach stoku oraz pokrywy deluwialne, suche doliny denudacyjne i kriopedymenty w odcinkach dolnych (np. C z u d e k 1964, 1997; J a h n 1970).

Sporadycznie podejmowano zagadnienie ilościowej oceny denudacji plejstocenińskiej w obszarze ekstraglacialnym, utożsamianej zwykle z peryglacjalną; z reguły opierało się ono jednak na niepewnych przesłankach. Jako wyznacznik peryglacjalnego obniżenia stoków karkonoskich J a h n (1962) traktował wysokość rezydualnych skałek. Podobne wnioski można wyciągnąć z pracy

P r o s o v e j (1963), która utożsamiała powierzchnię skałek na wierzchowinie Wysokiego Jesionika z pierwotną powierzchnią terenu. Nie sprecyzowała przy tym wieku tej powierzchni, choć nazywając ją penepłeną zasugerowała wyraźnie jej przedczwartorzędowy wiek. Nie podała też żadnych ilościowych danych dotyczących obniżenia tejże powierzchni, jednak znając wysokość skałek można by je szacować na kilkanaście metrów. Inną rekonstrukcję stoku preglacjalnego podjął W a l c z a k (1963), opierając się na rozmieszczeniu i charakterze form skalnych w Górach Stołowych. Niszczenie miało być najsilniejsze na wypukłym, górnym załomie stoku i sięgać 50 m. Niektórzy badacze czescy postulują na tyle wyraźne przekształcenie rzeźby wierzchowin sudeckich w plejstocenie, że dziś raczej miałyby one mieć charakter peryglacjalnej krioplenu, niż być reliktem trzeciorzędowych penepłen czy etchplen (D e m e k 1985; V í t e k 1995). C z u d e k (1997) podkreśla już jednak, że mimo istotnego przemodelowania stoków w środowisku peryglacjalnym, zachowały one zasadniczo przedplejstoceńskie rysy rzeźby.

Równocześnie J a h n (1980) zwraca uwagę, że czas oddziaływania środowiska peryglacjalnego w Sudetach to zaledwie 3% czasu ich geomorfologicznej ewolucji, stąd całościowy wpływ tych zjawisk nie mógł być wielki, a zaznaczył się raczej „makijażem” (s. 134) nałożonym na starszą rzeźbę. Wpływ zdarzeń peryglacjalnych miał być szczególnie skromny w obszarach granitowych gór wypowych (Kotlina Jeleniogórska, Żulowska pahorkatina), gdzie nie udało się jednoznacznie zidentyfikować form rzeźby tego środowiska, a grubość pokryw stokowych w dolnych partiach stoku na ogół nie przekracza 1 m (I v a n 1983; M i g o ń 1992).

W perspektywie jakościowej i ewentualnie ilościowej oceny udziału zdarzeń plejstocenijskich w rozwoju rzeźby denudacyjnej szczególną rolę odgrywa położony na Przedgórzu Sudeckim Masyw Ślęży. Wynika to z dwóch okoliczności. Pierwszą jest znaczna różnorodność form peryglacjalnych oraz ich spektakularne rozmiary (S c h o t t 1931; S z c z e p a n k i e w i c z 1958; Ż u r a w e k 1999). Drugą jest fakt, że wierzchołek Ślęży pozostawał nunatakami w trakcie zlodowacenia środkowopolskiego (F r e c h 1913; S z c z e p a n k i e w i c z 1958), a niewykluczone, że także i podczas starszego zlodowacenia (bądź starszych zlodowaceń) (por. B a d u r a, P r z y b y l s k i 1998). Pozwala to na zawężenie rozważań nad wiekiem form i osadów w dolnej części stoków na okres po schyłku zlodowacenia środkowopolskiego (odry), a jednocześnie odniesienie peryglacjalnej morfologii partii szczytowych, będącej zapewne skumulowanym efektem działania procesów morfogenetycznych podczas kilku okresów zimnych, do przedczwartorzędowych rysów rzeźby.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie wynikowych form morfogenezy peryglacjalnej Ślęży, powiązanie ich z formami odziedziczonymi i próba oceny kierunku i natężenia peryglacjalnych przekształceń rzeźby wcześniejszej.

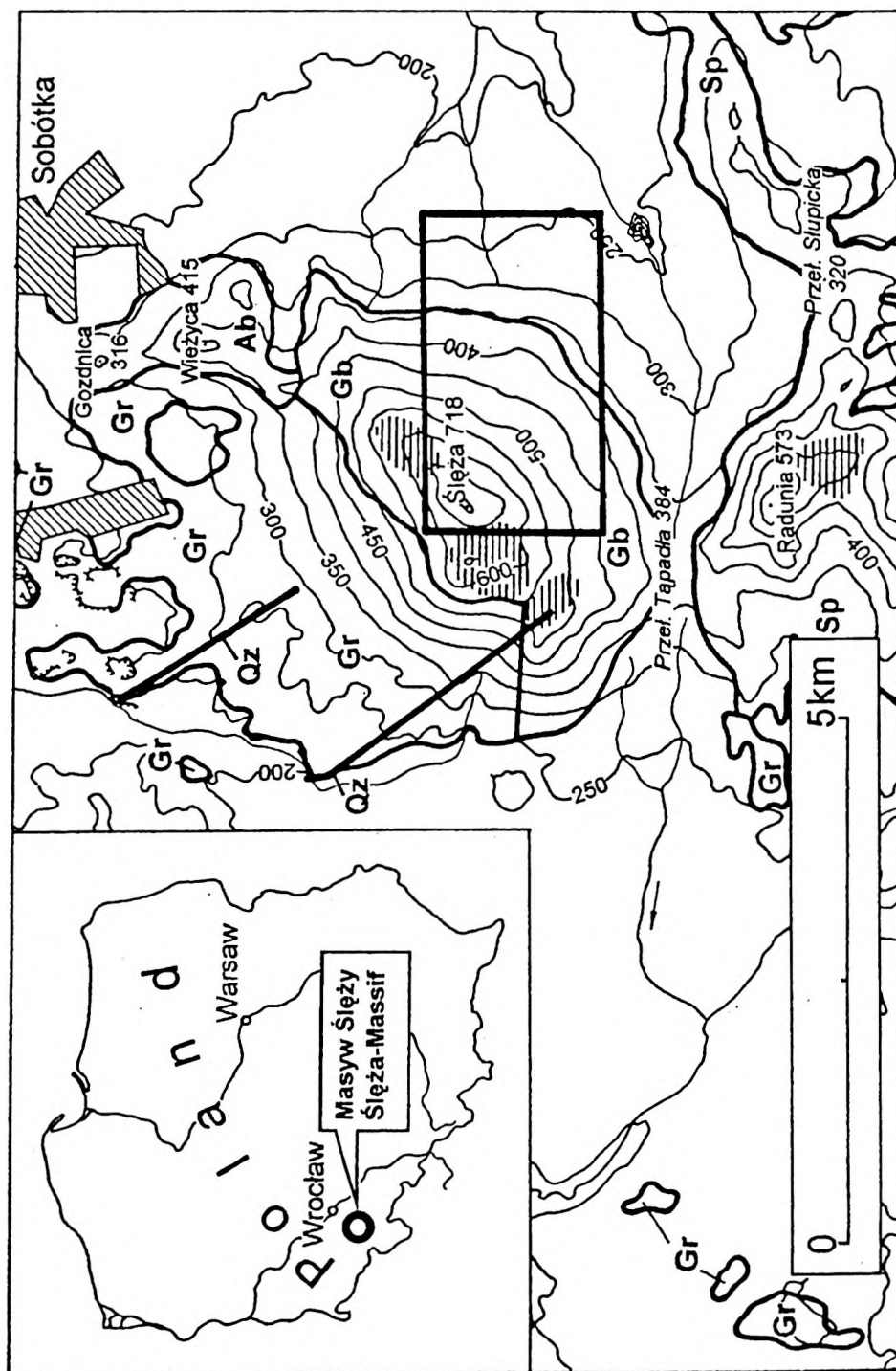
BUDOWA GEOLÓGICZNA I MAKROMORFOLOGIA ŚLĘŻY

Ślęża jest najwyższym wzniesieniem w obrębie izolowanej grupy wzgórz w środkowej części Przedgórze Sudeckiego, zwanych Masywem Ślęży. Jej wysokość bezwzględna wynosi 718 m n.p.m., co przy wysokości cokołu 200–250 m n.p.m. daje wysokość względną około 500 m. Od południa Ślężę oddziela od sąsiedniej grupy Raduni stosunkowo głęboka przełęcz Tapadla (384), zaś ku północnemu wschodowi stoki Ślęży przechodzą w grupę trzech niższych wzniesień: Wieżycę (415), Stołną (371) i Gozdnicę (316) (rys. 1). Stoki Ślęży mają charakter rozległych, jednorodnych powierzchni, nierozczłonkowanych przez erozję. Wyraźne doliny pojawiają się jedynie w dolnej części stoków zbudowanych z granitu, poniżej 300 m n.p.m. Specyficznym elementem rzeźby stoków Ślęży są spłaszczenia śródstokowe, o powierzchniach od 1.5 do 9.8 ha, z których najrozleglejsze skupiają się powyżej wysokości 500 m n.p.m. (rys. 1; fot. 1).

W budowie geologicznej Ślęży zasadniczo biorą udział trzy typy skał (rys. 1): gabra i amfibolity, należące do górnodewońskiego kompleksu ofiolitowego (M a j e r o w i c z, P i n 1994) oraz granity, będące częścią waryscyjskiego masywu granitoidowego Strzegom–Sobótka (M a j e r o w i c z 1963). Partie wierzchołkowe oraz w całości stoki południowe i wschodnie zbudowane są gabra, amfibolity budują grupę wzniesień w części północno-wschodniej, natomiast granit występuje na stokach zachodnich i północnych, gdzie sięga do wysokości 400–550 m n.p.m., zaś na stokach Wieżycy i Gozdniczy do 280–350 m n.p.m.

Makroforma Ślęży była różnie interpretowana przez geomorfologów i geologów. Tradycyjnie uważa się ją za wręcz podręcznikowy przykład wzgórza twarżycelcowego, zbudowanego z bardziej odpornego na denudację gabra (np. M a j e r o w i c z (1963), według W a l c z a k a (1970) „twarżycel granitowo-amfibolitowo-gabrowy”). Tłumaczenia takiego nie można jednak przyjąć bezkrytycznie, gdyż gabra występuje także w poziomie podstawy wzniesienia, na wysokości około 200 m n.p.m., a granica między gabrem a granitem nie ma jednoznacznego odzwierciedlenia w rzeźbie stoków (M i g o ń 1997). Możliwe, że rolę odgrywała tu nie tyle większa odporność gabra względem innych typów skał w otoczeniu, ale zmienność cech petrograficznych w obrębie samego gabra. Wskazuje na to wydłużenie głównej osi Ślęży równoległe do kontaktu gabra z granitem. Zależność między zmiennością petrograficzną podłoża a rzeźbą nie była jednak w odniesieniu do Masywu Ślęży analizowana.

Próbcę scharakteryzowania procesów, które doprowadziły do powstania wzniesienia podjął ostatnio M i g o ń (1997). W jego interpretacji Ślęża podlegała wielofazowemu wyeksponowaniu z grubych pokryw zwiertzelinowych, które rozwijały się na Przedgórzu Sudeckim w mezozoiku i trzeciorzędzie i jest zasadniczo etchplanacyjnej genezy. Świadectwem wieloetapowego obniżania byłyby sygnalizowane wcześniej spłaszczenia śródstokowe. Na jednym z nich stwierdzono relikty starego płaszczu zwiertzelinowego interpretowanego jako



trzeciorzędowy, co dowodziłoby przedczwartorzędowego wieku tych spłaszczeń (S z e z e p a n k i e w i c z 1958). Formami związanymi z głębokim wietrzeniem na stokach Ślęży są również wielkie (do 4 m średnicy) kuliste bryły granitowe, znajdujące na zachodnim stoku przy górnej granicy występowania tej skały. Ich położenie, kształt i wielkość oraz brak jakichkolwiek wychodni granitu powyżej powoduje, że interpretowane są jako bloki rezydualne (ang. *correstones*), pozostałe po przemyciu pokrywy zwietrzelinowej (M i g o ń 1997).

Mniej kontrowersyjna jest kwestia wieku Ślęży. W jego ustaleniu ważną cezurą czasową jest zaleganie osadów miocenijskich na poziomie cokołowym, na co zwracali uwagę między innymi G e l l e r t (1931) i P e r n a r o w s k i (1963). Ponieważ nie stwierdzono, aby Ślęża była zrębem tektonicznym, mimo że pewne ku temu przesłanki wskazywał F i n c k h (1928), dowodzą one co najmniej miocenijskiego wieku makroformy. Wzniesienie było zatem elementem już krajobrazu paleogeńskiego i przypuszcza się, że jego główne rysy morfologiczne, jak zasadniczo profile stoków i spłaszczenia stokowe są także wieku trzeciorzędowego (S z e z e p a n k i e w i c z 1958; J a h n 1968; M i g o ń 1997). Znaczna wysokość Ślęży, kilkakrotnie przewyższająca wysokość względną innych gór wyspowych Przedgórze Sudeckiego, uzasadnia przypuszczenie, że założenia współczesnej formy mogły powstać już w mezozoiku (M i g o ń 1997). Procesy peryglacjalne ostatnich 2 mln lat działały zatem w obrębie formy o bardzo długiej historii geomorfologicznej i ukształtowanych cechach rzeźby denudacyjnej.

MORFOGENEZA PLEJSTOCENSKA

Niewiele wiadomo o roli najstarszego zlodowacenia, jakie dotarło na Przedgórze Sudeckie – zlodowacenia południowopolskiego, w rozwoju rzeźby Masywu Ślęży (sanu 2 według podziału stratygraficznego plejstocenu zaproponowanego przez L i n d n e r a (1992)). Na obszarze masywu nie stwierdzono osadów z tego okresu, występują one natomiast w okolicach Świdnicy i Dzierżoniowa, gdzie są wykształcone w postaci ciemnej, wzbogaconej w trzeciorzędowy węgiel brunatny, gliny morenowej (F i n c k h 1928).

Czwartorzędowe dzieje masywu, dające się rekonstruować na podstawie osadów i form rzeźby, rozpoczynają się wraz ze zlodowaceniem odry. Jak świadczy

Rys. 1. Zarys rzeźby i budowy geologicznej Ślęży

symbolami literowymi oznaczono występowanie na powierzchni serpentynitów (Sp), gabra (Gb), amfibolitów (Ab), granitów (Gr) oraz żył kwarcu (Qz); pozostały obszar zajmują kenozoiczne skały osadowe; poziomym kreskowaniem zaznaczono zasięg największych spłaszczeń śródstokowych, a prostokątem fragment terenu objęty mapką na rys. 2

Main features of geomorphology and geological structure of Mt. Ślęża

letter signs indicate outcrops of serpentinite (Sp), gabbro (Gb), amphibolite (Ab), granite (Gr) and quartz veins (Qz); the remaining areas are covered by Cenozoic deposits; hatched areas indicate the widest mid-slope benches and the rectangle marks the area shown on Fig. 2

o tym zasięg materiału eratycznego na stokach (Enderwitz, Gesche-wendt 1925; Finckh 1928; Szczepankiewicz 1958), "niezaburzony glaciektonicznie strop zwietrzliny chemicznej", odsłoniętej we wkopie na spłaszczeniu podszczytowym na wysokości około 645 m n.p.m. (Szczepankiewicz 1958) oraz wyraźnie lepsze wykształcenie form skalnych w partiach podszczytowych (Freh 1913; Szczepankiewicz 1958), wierzchołek Ślęży pozostawał wolny od lodu podczas zlodowacenia odry. Choć jest wysoce prawdopodobne, że nigdy w trakcie tego zlodowacenia nie został on pokryty lodem, brak na to niezbitych dowodów. Przytoczone argumenty wskazują natomiast, że można określić pewną strefę wysokościową, w której przez dłuższy czas utrzymywała się powierzchnia łądolodu odry. Dla ewolucji geomorfologicznej stoków miało to zapewne większe znaczenie, niż ewentualny wyższy, ale może krótkotrwały maksymalny zasięg pionowy łądolodu.

Granica oddzielająca podczas zlodowacenia odry środowisko glacialne od peryglacialnego (ang. *trimline*) jest czytelna we współczesnej morfologii stoków Ślęży. Zasadniczo przebiega ona w strefie wysokościowej 500–550 m n.p.m. i różnicuje stok na dwa odcinki o odmiennej rzeźbie (rys. 2).

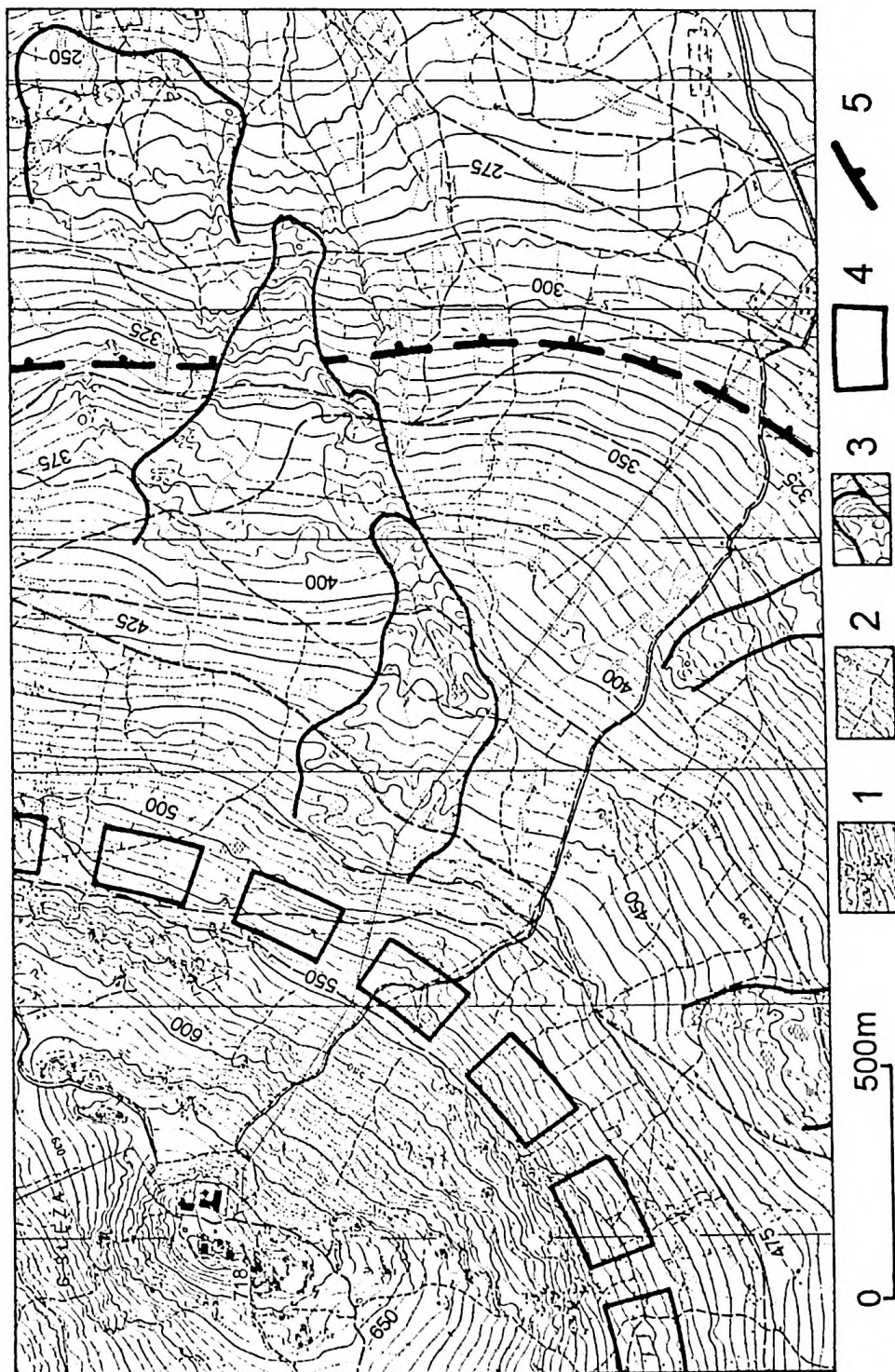
Elementem rzeźby, który decyduje o odmienności podszczytowych partii stoków od ich środkowych i dolnych odcinków, są przede wszystkim formy skalne. Powszechnie występują one powyżej wysokości 500–550 m n.p.m., przyjmując tu różnorodne kształty i osiągając bardzo zróżnicowane rozmiary. Powierzchnie form skalnych są nieregularne, nawiązują przy tym do spękań w gabrze, w którym się rozwinęły. W ślęzańskim gabrze wykształciły się trzy niezależne systemy spękań (Buczek 1953), co sprawia, że trudno precyzyjnie wskazać tu zależności między tą cechą struktury a morfologią powierzchni. Niekiedy skałki mają postać murów, ambon czy baszt skalnych, najczęściej jednak wykształcone są w postaci form skrajnie asymetrycznych, których większa i wyższa powierzchnia eksponowana jest w dół stoku. Formują wtedy progi skalne, często pionowe lub nawet przewieszane (fot. 2), rozdzielające powierzchnie o względnie niewielkim nachyleniu. W profilu podszczytowych partii stoków Ślęży czytelne są całe sekwencje odcinków o nachyleniu średnio 7°, zmieniającym się lokalnie w przedziale 5–15°, oraz rozdzielających je stopni

Rys. 2. Fragment szczegółowej mapy topograficznej Ślęży (Góra Ślęża 1:15000, wyd. SKS „Burza”, Wrocław 1991 – publikacja za zgodą wydawcy)

1 – formy skalne wietrzenia mrozowego; 2 – pokrywy blokowe bądź ze znacznym udziałem bloków; 3 – reliktywne łądolowce skalne (gruzowce); 4 – położenie *trimline* podczas zlodowacenia odry; 5 – górny zasięg występowania pokryw lessowych (na podstawie Geologische Karte... 1928)

A cut from the detailed topographic map of Mt. Ślęża („Góra Ślęża”, ed. SKS Burza, Wrocław 1991, published with permission)

1 – rock outcrops subjected to frost weathering; 2 – blockfields or areas with frequent blocks; 3 – relict rock glaciers; 4 – location of a *trimline* during the Odrian (Salian) glaciation; 5 – upper extent of loess occurrence (after Geologische Karte... 1928)



o wysokości od 2–3 do około 20 m. Szerokość spłaszczeń zmienia się lokalnie, z reguły od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów i choć często trudno jednoznacznie ją określić, miejscami niewątpliwie znacznie przekracza 50 m. Rzeźba tego typu dobrze odpowiada formom planacji peryglacialnej, znanym zarówno z obszaru występowania permafrostu współcześnie (np. B o ě, K r a s n o v 1951; D e m e k 1969; C z u d e k 1990), jak i ze średnich gór Europy środkowej (np. P a n o š 1961; D e m e k 1969; G ö b e l 1978; V í t e k 1995; C z u d e k 1997). Najważniejszą przesłanką uznania ślązańskich form skalnych oraz towarzyszących im spłaszczeń za efekt procesu krioplanacji była właśnie ich morfologia. Dodatkowo zaś świadczy o tym fakt, że rozwinęły się one w zwięzłej, ale dobrze uszczelinionej skale, jaką jest gabbro ofiolitu Śląży, gdyż takie cechy sprzyjają planacji mrozowej (C z u d e k 1995). Spłaszczenia interpretowane są zatem jako terasy krioplanacyjne, progi skalne zaś jako klify mrozowe (Ż u r a w e k 1997). Izolowane formy skalne należy uznać za ostańce wietrzenia mrozowego, będące wynikiem destrukcji klifów mrozowych.

Formom skalnym i spłaszczeniom krioplanacyjnym w górnej części stoku towarzyszą pokrywy peryglacialne (rys. 2). Miejscami tworzą one zwarte pola bloków, których średnica maksymalnie sięga nawet około 5 m, zazwyczaj nie przekracza zaś 0,5–0,8 m. W innych miejscach gęstość bloków w pokrywie zmniejsza się na korzyść gruzu i gliny, obecność materiału blokowego jest jednak widoczna powszechnie na powierzchni stoku. Zróżnicowanie miąższości pokryw peryglacialnych zależy od lokalnego urozmaicenia powierzchni podłoża, a to w podszczytowych partiach stoków Śląży jest znaczne, przede wszystkim z uwagi na przynajmniej częściowo pogrzebane pod pokrywami formy krioplanacyjne. Wskazuje na to rozmieszczenie klifów mrozowych, a potwierdzają dwa wkopy, założone w odległości zaledwie 10 m od siebie, na wysokości 655 i 656 m n.p.m. (Ż u r a w e k 1997). W jednym miąższość blokowo-gruzowo-gliniastej pokrywy soliflukcyjnej wynosi niewiele ponad 20 cm, w drugim natomiast około 1 m, mimo że powierzchnia stoku jest względnie jednorodna.

Poniżej wysokości 500–550 m n.p.m. formy skalne występują również, są tu jednak zdecydowanie mniej liczne i nie osiągają rozmiarów skałek z partii podszczytowych. Wyjątkiem jest duża grupa form na wysokości 420–530 m n.p.m. na południowo-zachodnim stoku Śląży (tzw. „Skałki Capki”). Skałki występują tu w obrębie wydłużonego grzbietu, co może sugerować ich związek ze strukturą podłoża. Podobną zależność wykazuje znaczna część pozostałych form skalnych w środkowych i dolnych partiach stoków. W przypadku stoków zbudowanych z granitu jest ona oczywista – skałki wieńczą grzbiety założone na żyłach kwarcu, natomiast w przypadku stoków gabbrowych i amfibolitowych związek skałek ze strukturą pozostaje w sferze domniemań.

Liczniejsze występowanie form wietrzenia mrozowego i krioplanacji w górnych partiach stoków jest ogólną prawidłowością (C z u d e k 1995), nie musi być zatem dowodem na położenie *trimline* Śląży podczas zlodowacenia

odry. Trudno jednak wskazać inny czynnik, który mógłby być odpowiedzialny za skokową zmianę rzeźby stoków, demonstrującą się przede wszystkim w wykształceniu form skalnych. O słuszności takiej interpretacji świadczą poza tym również inne obserwacje. Rozległe spłaszczenia śródstokowe, a także ograniczające je wysokie stopnie, będące reliktem rzeźby przedczwartorzędowej, zachowały się najlepiej w podszczytowych partiach stoków. Ponadto w profilu stoków zaznacza się wzrost zasadniczego nachylenia powyżej wysokości 500–550 m n.p.m. Wprawdzie obecność szerokich powierzchni o niewielkim nachyleniu w podszczytowych partiach sprawia, że spadki bywają tu lokalnie mniejsze, zasadniczo jednak nachylenie całego górnego odcinka profilu jest wyższe i często przekracza 15° , gdy tymczasem nachylenie stoku poniżej wynosi średnio 7° – 8° .

Cennym potwierdzeniem takiej interpretacji są obserwacje *Martiniego* (1969), który lepsze wykształcenie peryglacjałnych form skalnych w górnych częściach stoków wzgórz Pogórza Bolkowskiego wiąże z faktem, że wzgórz te, podobnie jak Ślęża, były nunatakami podczas zlodowacenia odry. Podobnie *Präger* (1987) formy skalne w szczytowych partiach wzgórz na pogórzach łżyckich zinterpretował jako skumulowany efekt procesów peryglacjałnych z całego plejstocenu.

Niewykluczone, że wierzchołek Ślęży był nunakiem przez cały plejstocen, brak jednak na to dowodów, a jedyną przesłanką pozostaje zbliżony zasięg zlodowacenia odry do zlodowacenia (zlodowaceń) południowopolskiego w południowo-zachodniej Polsce. Jeśli jednak było tak istotnie, to formy skalne w podszczytowych partiach Ślęży są skumulowanym efektem okresów chłodnych w całym plejstocenie.

Środkowe i dolne części stoków tymczasem przemodelowane zostały przez łądolód odry. Istniejące tu formy skalne zasadniczo kształtowały się więc później, podczas zlodowacenia warty oraz bałtyckiego (wisły). Mało prawdopodobne wydaje się, aby tego typu starsze formy mezoreliefu przetrwały pod łądolodem odry. Jego niszcząca rola w przemodelowaniu stoków Ślęży musiała być znaczna, na co wskazują co najmniej dwa fakty. Pierwszym jest występowanie największych trzeciorzędowych spłaszczeń stokowych powyżej strefy 500–550 m n.p.m., a więc powyżej rekonstruowanego zasięgu łądolodu, drugim natomiast bardzo duży udział materiału lokalnego w glinie morenowej łądolodu odry (*Fineck* 1928; *Żurawek* 1998), zalegającej w płatach w dolnych częściach stoków oraz w dolinach. Jeśli nawet materiał ten nie jest wprost produktem detrakcji lodowcowej, to pochodzi zapewne ze starszych pokryw stokowych.

Akumulacja glacjałna w stosunkowo niewielkim stopniu przyczyniła się do nadbudowania stoków Ślęży i innych wzgórz masywu. Miąższość osadów czwartorzędowych w dolinach cieków odwadniających Masyw Ślęży sięga 25–30 m (*Jankowska, Jankowski* 1978), na stokach jednak nie przekracza kilku metrów, z czego większość przypada zwykle na osady

fluwioglacjalne (F i n e k h 1928). Gлина morenowa nie tworzy ciągłej pokrywy, lecz występuje w postaci płatów, zalegających średnio do wysokości około 350 m n.p.m. i tylko sporadycznie powyżej.

Po ustąpieniu lądolodu odry rzeźba środkowych i dolnych partii stoków Ślęży podlegała istotnym przekształceniom w środowisku peryglacjalnym późniejszych okresów chłodnych. Ich najbardziej spektakularnym efektem jest zespół wielkich form akumulacji zwietrzliny na wschodnich i południowych stokach, interpretowanych jako reliktove lodowce skalne (Ż u r a w e k 1999). Wykształcone są one w postaci co najmniej ośmiu jeziorów o powierzchniach od około 6 do ponad 20 ha, z których trzy wyraźnie łączą się w większy zespół, zajmujący obszar blisko 60 ha. Ich górny zasięg, słabo czytelny w rzeźbie, nie wykracza ponad poziomiec 500 m (rys. 2), dolną granicę występowania lodowców skalnych wyznacza natomiast wysokość 245 m n.p.m. Cechują się one specyficzną, rzeźbą, na którą składa się system wałów i rozdzielających je nieregularnych obniżzeń, często bezodpływowych (fot. 3). Wysokość wałów zmienia się w profilu pionowym jeziorów i jest największa w ich czołowych partiach, gdzie maksymalnie sięga 18–20 m. Wyżej nie przekracza ona zwykle 5–10 m (fot. 4), a w górnych częściach relief wałów i bruzd przechodzi stopniowo w falistą powierzchnię, a następnie w jednorodny stok, co sprawia że trudno tu precyzyjnie wyznaczyć zasięg form.

Występowanie reliktove lodowców skalnych wyłącznie na stokach zbudowanych z gabra wskazuje, że czynnikiem warunkującym ich rozwój mogły być cechy tej skały. W wyniku wietrzenia fizycznego produkuje ona znaczne ilości w miarę równokształtnych bloków, co umożliwia gromadzenie się między nimi lodu gruntowego. Jednocześnie znaczne rozmiary bloków sprawiają, że opierają się one transportowi przez procesy inne, niż związane ze środowiskiem peryglacjalnym pelżanie permafrostu.

Stosunek ślężańskich reliktove lodowców skalnych do zalegających na stokach osadów pyłowych, ich świeża morfologia oraz analogie z pokrywami stokowymi innych obszarów górskich wskazują, że kształtowały się one podczas zlodowacenia wisły (Ż u r a w e k 1999).

Oprócz reliktove lodowców skalnych, powszechne na stokach Ślęży poniżej 500–550 m n.p.m., podobnie jak w podszczytowych partiach stoków, są pokrywy soliflukcyjne. Pokrywają one stoki zwartym płaszczem do wysokości 250–300 m n.p.m., a w postaci jeziorów wypełniających doliny cieków schodzą nawet do 200 m n.p.m. (B a r a n i e c k i 1951). Powszechnie występują jako osady gruzowe i gliniaste, w przypadku pokryw wykształconych z gabra ze znacznym udziałem dużych bloków, o średnicach do 3,5 m. Miejscami bloki gabrowe formują zwarte gołoborza (fot. 5). Rozwinięte z gabra i amfibolitu pokrywy stokowe sięgają daleko poza zasięg występowania tych skal. Bloki gabra na stokach północno-zachodnich wkraczają na obszar występowania granitu miejscami na głębokość około 1,5 km. Bezpośrednim dowodem znacznego zasięgu soliflukcyj-

nego transportu zwietrzliny jest stwierdzone w profilu pionowym zaleganie amfibolitowej warstwy gruzu na granicy i jego zwietrzelinie w odsłonięciu na północno-zachodnim stoku Słęzy (S z c z e p a n k i e w i c z 1958).

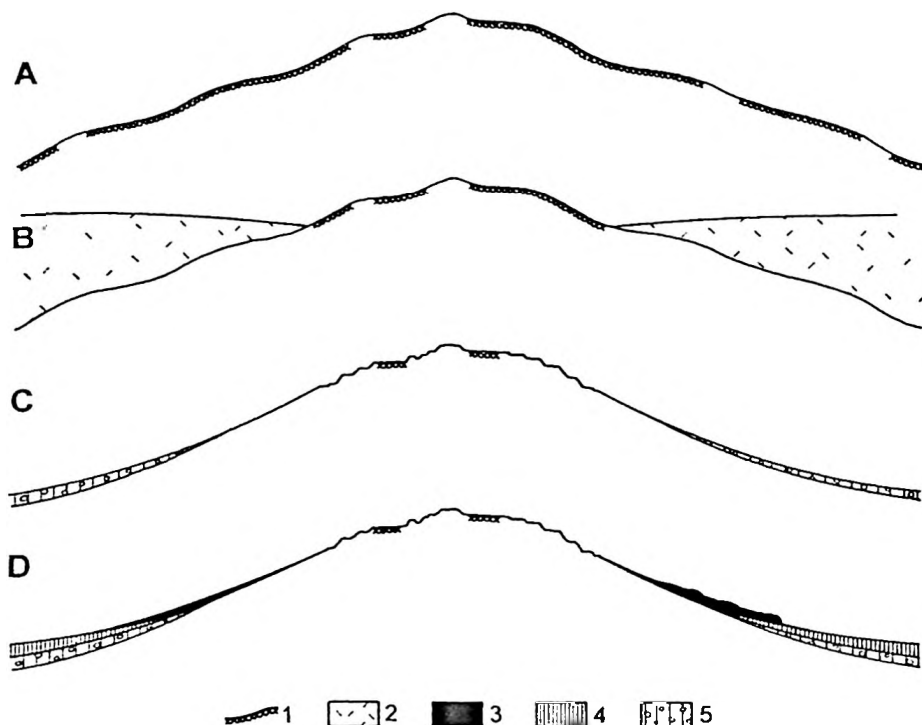
Procesem również związanym ze środowiskiem peryglacjalnym, który zdecydował o specyficznym kształcie dolnych partii stoków Słęzy, podobnie jak i pozostałych wzgórz masywu, była sedimentacja eoliczna. Jej efektem jest less i glina lessopodobna (niem. *Lößlehm*), zalegające w prawie ciągłej pokrywie do wysokości średnio 250–300 m n.p.m., a w postaci cienkiej warstwy rozdzielającej różne generacje glin soliflukcyjnych sięgające co najmniej do wysokości około 400 m n.p.m. (Ż u r a w e k 1998). Osady pyłowe deponowane były przy współudziale procesów stokowych, o czym świadczy obecność w nich grubszych frakcji (żwiru i glazików) oraz delikatnego warstwowania. Okres kształtowania się pokryw lessowych przypadł na ostatnie zlodowacenie (T i e t z e 1910; J a r y 1996).

OCENA EFEKTYWNOŚCI MORFOGENEZY PERYGLACJALNEJ

Procesy peryglacjalne w różny sposób i w niejednakowym stopniu zmodyfikowały starszą rzeźbę denudacyjną stoków Słęzy. Zasadne wydaje się osobne rozpatrzenie trzech segmentów stoku: górnego (powyżej 500–550 m n.p.m.), w którym dominowała denudacja peryglacjalna, środkowego (250–300 do 500–550 m n.p.m.), w którym działały zarówno procesy degradacji, jak i akumulacji oraz dolnego (poniżej 250–300 m n.p.m.), który był strefą przeważającej akumulacji. Segment górny jest równocześnie tym, w którym procesy peryglacjalne zimnych okresów plejstocenu działały prawdopodobnie nieprzerwanie bez udziału zjawisk glacialnych.

Główną cechą przedczwartorzędowej rzeźby partii szczytowych Słęzy było występowanie rozległych spłaszczeń (rys. 3), rozmieszczonych po obu stronach wierzchołka i rozdzielonych progami skalnymi o wysokości kilkudziesięciu metrów. W miejscach, gdzie spłaszczenia się nie wykształciły, stoki opadały stosunkowo łagodnie. Taka konfiguracja rzeźby, a równocześnie występowanie w podłożu dobrze spękanego gabra, stworzyło optymalne warunki dla wietrzenia mrozowego i krioplanacji. W efekcie na wielkie progi, będące reliktem rzeźby przedczwartorzędowej, nałożone zostały sekwencje spłaszczeń i progów niższego rzędu, miejscami rozczłonkowanych na grzędy skalne i ostańcowe skałki. Stoki na dużych powierzchniach zostały pokryte rumowiskiem ostrokrawędzistych bloków gabrowych, stopniowo transportowanym w dół przez soliflukcję.

Bardziej złożony charakter miały przeobrażenia rzeźby w środkowym segmencie stoku, który ponadto jest zróżnicowany litologicznie. Nie ma tu pewnych przesłanek rekonstrukcji starszej rzeźby, gdyż spłaszczenia typowe dla partii szczytowych występują szczątkowo, jednak obecność dużych rezydualnych kulistych brył granitowych (*corstones*) na zachodnim stoku sugeruje, że zasadnicza konfiguracja jego powierzchni przynajmniej miejscami nie uległa



Rys. 3. Ideowy szkic rozwoju geomorfologicznego Ślęzy

A – rzeźba przedkwartorzędowa; B – Ślęża podczas zlodowacenia odrzyta być może również weześniejszego/weześniejszych zlodowaceń; C – rzeźba Ślęzy po ustąpieniu lądolodu odrzy; D – Ślęża podczas zlodowacenia wistły
1 – pokrywy starych zwietrzelin chemicznych; 2 – lód lodowcowy; 3 – pokrywy peryglacialne; 4 – pokrywy eoliczne; 5 – glina lodowcowa

Proposed scenario of geomorphic development of Mt. Ślęża during the Quaternary

A – pre-Quaternary morphology; B – the Odrian glaciation (perhaps also older glaciations); C – after the decay of the Odrian ice-sheet; D – Vistulian

1 – ancient weathering mantle; 2 – glacier ice; 3 – periglacial slope covers; 4 – aeolian deposits; 5 – till

istotniejszym zmianom w ciągu plejstocenu. Mezorzeźbą inicjalną dla przekształceń peryglacialnych była powierzchnia, która ujawniła się po deglacjacji ostatniego lądolodu na tym obszarze – lądolodu odrzańskiego (rys. 3). Stoki Ślęzy były prawdopodobnie okryte niezbyt grubą pokrywą gliny morenowej, z lokalnie występującymi stopniami kemowymi (S z c z e p a n k i e w i c z 1958). Szczałkowe występowanie gliny powyżej wysokości 350 m n.p.m. wskazuje, że została ona w znacznej mierze zdenudowana, a dominującym procesem w środkowej części stoku był transport zwietrzliny w warunkach wieloletniej zmarzliny. O wydajności soliflukcji świadczy znaczny zasięg

pokryw, obejmujących praktycznie całe powierzchnie stoków, na północnym i zachodnim stoku dalekie wkraczanie pokryw w przewodzie zbudowanych z regolitu gabrowego i amfibolitowego na podłoże granitowe oraz znaczne rozmiary bloków transportowanych soliflukcyjnie, dochodzące w przypadku gabra do 3.5 m długości. Szczególną pozycję w systemie geomorfologicznym środkowego segmentu stoków Ślęży zajmują lodowce skalne, będące nośnikami dużych ilości zwietrzliny. Ich dodatkowa rola polegała na wypełnianiu płytkich zagłębień w stoku, co przy znacznych objętościach transportowanej masy skalnej zaowocowało inwersją rzeźby i nadbudowaniem stoków lokalnie nawet o około 20 m. Wietrzenie mrozowe wychodni skał litych musiało odgrywać z uwagi na ich niewielką powierzchnię mniejszą rolę. Skałki, „autochtoniczne” pokrywy blokowe i terasy krioplanacyjne występują tu rzadko.

Dolne segmenty stoku były przede wszystkim strefami akumulacji, związanej z różnymi procesami i środowiskami. Oprócz śladów akumulacji glacialnej w postaci rezydualnych płatów glin morenowych, występują tu osady środowiska stokowego i eolicznego. Dolną granicę występowania osiągają pokrywy soliflukcyjne, miejscami posiadające charakter wyraźnych jezorów wypełniających rozcięcia dolinne. Poniżej znajduje się strefa akumulacji deluwialnej. W nadbudowaniu stoku pewną rolę odgrywają pokrywy pyłowe i lessy (rys. 3) o miąższości do kilku metrów.

W świetle powyższego jakościowego obrazu trudno mówić jedynie o „makiażu”, który raczej byłby kojarzony z drobnymi formami reliefu. Na Ślęży makrorzeźba i jedynie nieliczne elementy mezorzeźby są formami przedczwartorzędowymi. Względnie czytelny stosunek starszej rzeźby do form i osadów peryglacialnej denudacji i akumulacji na stokach Ślęży w plejstocenie nie dostarcza jednak danych, umożliwiających zadowalająco dokładną ocenę ilościową. Masyw Ślęży nie jest więc wyjątkiem pod tym względem w skali średniogórza. Próbę takiej oceny na podstawie głębokości rozcięć stoku podjął J a h n (1968), według którego powierzchnie stoków wzgórz Masywu Ślęży od trzeciorzędu zdegradowane zostały tylko nieznacznie. Rozmiary cofnięcia się stoków zależały przy tym od odporności budujących je skał i wynosiły 8–21 m dla gabra, 10–20 m dla granitu oraz 10–40 m dla serpentynitu. W przypadku stoków Ślęży zbudowanych z gabra analizie poddano jednak wyłącznie odcinek stoku położony poniżej zasięgu lądolodu (lądolodów) plejstocenijskiego, na którym brak jest dowodów na trzeciorzędowe założenia rzeźby. Ponadto nie wzięto pod uwagę wysokości skałek, a to niewątpliwie podwyższyłoby uzyskane wartości.

Podstawową trudnością, na jaką napotyka próba precyzyjnej oceny rozmiarów obniżenia powierzchni stoków w czwartorzędzie i to nie tylko w Masywie Ślęży, jest brak form ostańcowych, których szczytowe powierzchnie można by uznać za nie budzące wątpliwości relikty powierzchni przedczwartorzędowej. W przypadku form skalnych trudno jednoznacznie odnieść się do wieku większych izolowanych grup. O ile wątpliwości nie budzą formy

wykształcone jako typowe klify mrozowe, o tyle w przypadku izolowanych skałek, na przykład na szczycie Ślęży lub też na rozległej powierzchni na wysokości około 640 m n.p.m., dyskusja taka wydaje się uzasadniona. Niewątpliwie zostały one silnie przemodelowane przez procesy peryglacjalne, o czym świadczą ich świeże kształty oraz towarzyszące im pokrywy blokowe lub blokowo-gliniaste. Odpowiadają one opisom ostańców wietrzeniowych, kształtowanych w warunkach peryglacjalnych i wieńczących powierzchnie szczytowe. Formy tego typu, zwane z języka rosyjskiego „tump” (D e m e k 1969), są swoistymi górami-świadkami, których wysokość wskazuje na pierwotne położenie wyższego poziomu, zniszczonego wskutek krioplanacji. Zapewne można by je za takie właśnie ostańce wietrzenia mrozowego uznać, gdyby nie znaczne rozmiary śródstokowych spłasz-czeń, z których wyrastają, a nade wszystko udokumentowanie w jednym przypadku ich przedczwartorzędowych założeń. Na spłaszczeniu podszczytowym Ślęży, pod cienką (0,75 m) warstwą gliny stokowej z nielicznymi blokami gabra, znajduje się trzeciorzędowa zwietrzelina chemiczna gabra o miąższości co najmniej 6 m (S z c z e p a n k i e w i c z 1958, 1976). Pozwala to na stwierdzenie, że powierzchnie owe nie są plejstocenijskimi krioplanami, wskazuje zatem również, że obecne na nich ostańce są przekształconymi starszymi elementami rzeźby. Ponieważ opisane przez S z c z e p a n k i e w i c z a (1958) stanowisko położone jest w znacznej odległości (ok. 150 m) od najbliższych skałek, kwestia rozmiarów tego przekształcenia musi na razie pozostać nierozstrzygnięta.

Skoro jednak opisywane formy, których wysokość nie przekracza 20–25 m, nawiązują do rzeźby przedczwartorzędowej, to nie ma powodu, aby za przedczwartorzędowe w założeniach nie uznać krawędzi, ograniczających wielkoskalowe spłaszczenia, szczególnie dobrze czytelne w górnej części stoku. Ich wysokość bowiem z reguły wynosi kilkadziesiąt metrów, miejscami osiągając nawet około 100 m (dotyczy to otoczenia grupy skałek „Skalne Capki”). Występowanie owych krawędzi zasadniczo powyżej wysokości 500 m n.p.m. wskazuje, że nie należy ich wiązać z egzaracyjną działalnością lądolodu. Przeciwnie – najlepiej zachowały się one właśnie tam, gdzie działalności tej nie było, względnie była znikoma.

Powyższe rozważania pozwalają na określenie przedziału, w którym mieszczą się rozmiary peryglacjalnego przeobrażenia stoków Ślęży. Dolną granicę maksymalnego horyzontalnego cofnięcia się stoku limitują maksymalne zaobserwowane szerokości teras krioplanacyjnych, oceniane na ponad 50 m. Granicę górną wyznacza odległość opisanego przez S z c z e p a n k i e w i c z a (1958) profilu z trzeciorzędową zwietrzeliną od najbliższych form skalnych, a ta wynosi jak już wspomniano wyżej około 150 m. Jeśli przyjąć średni kąt pomiędzy powierzchnią łączącą górne załomy klifów mrozowych a powierzchnią terasy krioplanacyjnej o szerokości 50 m za równy 15° , to miąższość maksymalna usuniętej w wyniku krioplanacji warstwy byłaby nie mniejsza niż około 13 m.

Oczywiście jej górna granica pozostanie otwarta. Dolna tymczasem na dużych spłaszczeniach mogła nawet maleć do zera.

Drugim, obok rozmiarów form denudacyjnych, świadectwem istotnej roli środowiska peryglacialnego w modelowaniu rzeźby stoków Ślęży jest wielkość akumulacji z tym właśnie środowiskiem związanej. O specyfice rzeźby stoków Ślęży decyduje powszechne występowanie pokryw peryglacialnych, w tym spektakularnych pokryw blokowych, a przede wszystkim obecność wielkich reliktowych lodowców skalnych (rys. 2). Szereg profilów założonych na stokach wzgórz masywu wskazuje, że miąższość pokryw peryglacialnych tylko w podszczytowych partiach stoków jest mniejsza niż 2 m (Ż u r a w e k 1997), poniżej może zaś być znacznie większa. Na pewno natomiast miąższość produktów wietrzenia i transportu w warunkach permafrostu sięga miejscami co najmniej około 20 m, tyle bowiem wynosi maksymalna wysokość wałów reliktowych lodowców skalnych. Jeśli przyjąć, że średnia miąższość osadów lodowców skalnych wynosi w przybliżeniu 5 m, a takie założenie wydaje się być uzasadnione wysokością ich powierzchni względem "regularnego" stoku, to objętość zwietrzliny budującej formy wyniesie blisko 7 mln m³. Wartość ta, a także sam fakt występowania w plejstocenie lodowców skalnych świadczą o tym, że funkcjonujący na stokach Ślęży peryglacialny system denudacyjno-akumulacyjny był bardzo wydajny. Formy tego typu należą bowiem do najefektywniejszych nośników zwietrzliny – na przykład współcześnie w Alpach szwajcarskich udział aktywnych lodowców skalnych wynosi według szacunków B a r s c h a (1977) od 15% do 20% transportowanego w ogóle materiału skalnego.

PODSUMOWANIE

Już uzyskane przez J a h n a (1968) wartości pozwalają stwierdzić, że czwartorzędowy rozwój stoków Ślęży zaowocował znacznym przemodelowaniem rzeźby. Sam autor uznaje je za niewielkie, jeśli jednak przyjąć że plejstocen, a w jego obrębie tylko okresy chłodne, kiedy procesy peryglacialne odgrywały istotną jakościowo rolę, to zaledwie około 3% czasu ewolucji rzeźby Masywu Ślęży, to efektywność morfogenezy czwartorzędowej staje się ewidentna. Przyczyniły się do tego procesy bezpośrednio związane z pobylem na Przedgórzu Sudeckim lądolodów skandynawskich, przede wszystkim jednak procesy typowe dla środowiska peryglacialnego. Do pierwszych należy zaliczyć denudację glacialną, której skutkiem było zniszczenie starszych elementów mezoreliefu w środkowej i dolnej części stoku, a następnie nadbudowanie tych odcinków przez osady lodowcowe i wodnolodowcowe. Do drugich natomiast – procesy wietrzenia i planacji mrozowej, soliflukcji oraz pelzania permafrostu w postaci lodowców skalnych. Właśnie te ostatnie przesądziły o specyfice rzeźby stoków Ślęży, a rozmiary powstałych w ich wyniku form wskazują, że peryglacialny epizod ewolucji geomorfologicznej Ślęży rozpatrywany w geologicznej skali czasu odegrał bardzo istotną rolę.

Na charakter peryglacialnych przekształceń rzeźby Ślęży w znaczny sposób wpłynęła odmienność historii geomorfologicznej wyższych (>500–550 m n.p.m.) i niższych partii stoków (rys. 3). W części górnej procesy peryglacialne przetransformowały starszą rzeźbę przedczwartorzędową, dodatkowo akcentując jej główny rys, jakim było naprzemienne występowanie krawędzi i spłaszczeń. W części środkowej i dolnej powierzchnią wyjściową dla stanu obserwowanego dzisiaj była powierzchnia pozostawiona przez ustępujący lądolód skandynawski, zapewne w przewodzie o charakterze akumulacyjnym. Dominowały tu procesy transportu i akumulacji w warunkach występowania permafrostu, a obecny obraz mezorzeźby stoków jest niemal w całości peryglacialny. Na uwagę zasługuje tu bardzo ostra granica górnego i środkowego segmentu stoku, mająca cechy powierzchni granicznej *trimline* (rys. 2, 3). Efektywność morfogenezy peryglacialnej była jednak wyraźnie zróżnicowana przestrzennie. Obniżenie stoków wynosiło od 0 do co najmniej 13 m, zaś jego cofnięcie przekraczało miejscami 50 m. Niżej położone akumulacyjne odcinki stoków uległy nadbudowaniu przez różnorodne osady związane ze środowiskiem peryglacialnym, w przypadku lodowców skalnych nawet do 20 m.

Masyw Ślęży, a zwłaszcza właściwe wzniesienie Ślęży, staje się więc dla rozważań geomorfologicznych obiektem w skali południowo-zachodniej Polski wyjątkowym. Z jednej strony Ślęża jest elementem przedmiocenińskiej rzeźby denudacyjnej, a inicjalna forma mogła zarysować się nawet znacznie wcześniej – w mezozoiku; byłaby zatem jedną z najstarszych form rzeźby na terenie Polski w ogóle. Z drugiej strony, krótki w geologicznej skali czasu epizod peryglacialny zaowocował znacznym przekształceniem stoków i spowodował powstanie zespołu form unikatowego w skali Sudetów tak pod względem wielkości, jak i różnorodności. Plejstocen odegrał w Masywie Ślęży rolę ważnego epizodu morfotwórczego, w którym intensywność procesów była na tyle duża w stosunku do długiego poprzedzającego go okresu, że umożliwiła rozwój nowej jakościowo mezorzeźby. Jest oczywiście kwestią otwartą, jak długo formy morfogenezy peryglacialnej przetrwają w krajobrazie; niewątpliwie holocen jest okresem zdecydowanie za krótkim, aby je w jakikolwiek znaczący sposób zmodyfikować.

LITERATURA

- Badura J., Przybylski B., 1998 – Zasięgi lądolodów plejstocenijskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Walem Śląskim. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 385: 9-28.
- Baraniecki L., 1951 – Gołoborza Ostrzycy i Sobótki. *Czas. Geogr.*, 20/21: 439-440.
- Barsch D., 1977 – Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. *Z. f. Geomorph., Suppl.*, 28: 148-160.
- Boč S. G., Krašnov I. L., 1951 – Process golcovogo vyravnivanija i obrazovanie nagornych terras. *Priroda*, 5: 25-35.
- Buczek H., 1953 – Spękania skalne Masywu Sobótki. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 32: 123-161.
- Czudek T., 1964 – Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in Northern Moravia. *Biul. Perygl.*, 14: 169-193.

- Czudek T., 1990 – Zum Problem der Kryoplanationsterrassen. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 134: 225-238.
- Czudek T., 1995 – Cryoplanation terraces – a brief review and some remarks. *Geogr. Ann.*, 77A: 95-105.
- Czudek T., 1997 – Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. Sursum. Tišnov 213 s.
- Demek J., 1969 – Cryoplanation terraces. their geographical distribution, genesis and development. *Rozpr. ČSAV, ř. MPV*, 79: 1-80.
- Demek J., 1985 – Morfogeneze epiplatformních pohorí České vysočiny (na příkladu Hrubého Jeseníku). *Geogr. Čas.*, 37: 303-313.
- Enderwitz F., Geschwendt F., 1925 – Das Zobtengebiet. *Wanderungen in Schlesien* 5: 1-48.
- Fineck L., 1928 – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Zobten. Preuß. Geol. Anst., 1-95.
- Frech E., 1913 – Schlesische Landeskunde. Naturwissenschaftliche Abteilung, Verlag von Veit & Comp. 1-502.
- Gellert J. F., 1931 – Geomorphologie des mittelschlesischen Inselberglandes. *Z. dt. geol. Ges.*, 83: 431-447.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25000, Blatt Zobten, 1928. Preuß. Geol. Anst.
- Göbel P., 1978 – Untersuchungen an Golezterrassen im Westharz. *Herzunia N.F.*, 15: 29-50.
- Ivan A., 1983 – Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. *Zprávy Geogr. Úst. ČSAV*, 20(4): 49-69.
- Jahn A., 1962 – Geneza skałek granitowych. *Czas. Geogr.*, 33: 19-44.
- Jahn A., 1968 – Morphological slope evolution by linear and surface degradation. *Geogr. Pol.*, 14: 9-21.
- Jahn A., 1970 – Zagadnienia strefy peryglacialnej. PWN, Warszawa. 202 s.
- Jahn A., 1980 – Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czas. Geogr.*, 51: 129-154.
- Jankowska K., Jankowski J., 1978 – Stosunki wodne na tle rzeźby zlewni Czarnej Wody – prawego dopływu Bystrzycy. *Geographia, Studia et Diss.*, 2: 7-28.
- Jary Z., 1996 – Chronostratygrafia oraz warunki sedimentacji lessów południowo-zachodniej Polski na Przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Acta Univ. Wratislav.*, 1766, *Studia Geogr.*, 53: 1-99.
- Lindner L., 1992 - Czwartorzęd. Wyd. PAE, Warszawa. 683 s.
- Majerowicz A., 1963 – Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. *Arch. Miner.*, 24: 127-237.
- Majerowicz A., Pin Ch., 1994 – The main petrological problems of the Mt. Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zentralbl. f. Geol. u. Paläont.*, I, 1992, H. 9/10: 989-1018.
- Martini A., 1969 – Sudetic tors formed under periglacial conditions. *Biol. Perygl.*, 19: 351-369.
- Migoń P., 1992 – Inherited landforms in the crystalline areas of the Sudetes Mts. A case study from the Jelenia Góra Basin. *Geogr. Pol.*, 60: 123-136.
- Migoń P., 1997 – Crystalline rock inselbergs in southwestern Poland. Origin and palaeoenvironmental significance. *Acta Univ. Wratislav.*, 1872, *Studia Geogr.*, 66: 1-102.
- Panoš V., 1961 – Periglaciální destruktční formy reliéfu Rychlebských hor. *Přir. Čas. Slezský*, 22(1): 105-119.
- Pernarowski L., 1963 – Morfogeneza północnej krawędzi Wzgórz Niemezańskich. *Acta Univ. Wratislav.*, 10, *Studia Geogr.*, 2: 1-146.
- Präger F., 1987 – Zum Alter der Gipfelklippen und Blockmeere im Lausitzer Bergland. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 131: 133-135.
- Prosova M., 1963 – Periglacial Modelling of the Sudetes Mts. *Sbor. Geol. Věd, ř. A*, 1: 51-62.
- Schott C., 1931 – Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forsch. dt. Landes- u. Volkskunde*, 29: 1-78.

- Szczepankiewicz S., 1958 – Peryglacjalny rozwój stoków Masywu Ślęży. *Biul. Perygl.*, 6: 81-92.
- Szczepankiewicz S., 1976 – Niektóre zagadnienia czwartorzędu południowo-zachodniej Polski. Materiały sesji naukowych z lat 1974-1975. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi: 7-17.
- Tietze O., 1910 – Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. *Jahrb. Königl.-Preuß. Geol. Landesanst.*, 31: 258-298.
- Vítek J., 1995 – Kryogenní tvary na Králickém Snežníku. *Věst. Českého geol. ust.*, 70: 49-55.
- Walczak W., 1963 – Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych. *Acta Univ. Wratislav.*, 9, *Studia Geogr.*, 1: 361-370.
- Walczak W., 1970 – Obszar przedsudecki. PWN, Warszawa. 415 s.
- Żurawek R., 1997 – Wpływ procesów rzeźbotwórczych na kształtowanie się gleb Masywu Ślęży. Masz. pracy magist., UW. 104 s.
- Żurawek R., 1998 – Wybrane cechy litologiczne osadów reliktowych lodowców skalnych Masywu Ślęży. „III Seminarium. Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych”, Poznań, 16-17 XI 1998: 128-130.
- Żurawek R., 1999 – Reliktowe lodowce skalne – nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. *Przeł. Geogr.*, 71, 1-2: 77-94.



fot. R. Żurawek, 1997

Fot. 1. Ślęza widziana od strony północnej; w profilu stoków zaznaczają się rozległe przed-czwartorzędowe spłaszczenia

Ślęza as seen from the north: extensive mid-slope benches of pre-Quaternary age are evident in the slope longitudinal profile



fot. R. Żurawek, 1997

Fot. 2. Przykład klifu mrozowego na wschodnich stokach Ślęży
An example of a frost-riven cliff on the eastern slope of Mt. Ślęza



fol. R. Żurawek, 1998

Fot. 3. Jedno z zagłębień bezodpływowych w marginalnej strefie największego ze ślązańskich lodowców skalnych (gruzowych), okresowo wypełnione wodą

One of the closed depressions in the marginal zone of the largest glacier in the Śląza Massif, temporarily filled with water



fol. R. Żurawek, 1997

Fot. 4. Wał boczny jednego z reliktowych lodowców skalnych na wschodnich stokach Śląży

Lateral ridge of one of the rock glaciers on the eastern slope of Mt. Śląza



fol. R. Żurawek, 1997

Fot. 5. Izolowane pole blokowe na wschodnim stoku Śleży

Isolated blockfield on the eastern slope of Mt. Śleża

Roman Żurawek
Piotr Migoń

PERIGLACIAL LANDFORM DEVELOPMENT IN THE CONTEXT OF LONG-TERM LANDSCAPE EVOLUTION OF MT. ŚLĘŻA, SW POLAND

SUMMARY

Abstract. This paper is focused on significance of Quaternary landform development in the long-term relief evolution of Mt. Ślęza, Sudetic Foreland, SW Poland, with special reference to periglacial processes. Although the macroform of Mt. Ślęza is of Early Tertiary age, its meso-landscape is almost entirely of periglacial origin. The most important periglacial landforms and sediments are frost-riven cliffs, cryoplanation terraces, rock glaciers, solifluction covers and loess. Differences in geomorphic development of upper, middle and lower slopes are outlined and consequences of survival of the top part of Mt. Ślęza as a nunatak during the Odrian Glaciation are addressed. Amount of periglacial denudation is assessed on a few examples.

Mt. Ślęza (718 m a.s.l.) is the highest elevation of the Ślęza Massif, which is an inselberg-like group of closely spaced hills of relative height coming up to 500 m, located in the Sudetic Foreland, SW Poland. The great age of the hills, evidenced by the occurrence of Miocene sediments adjacent to the footslopes, provides a good opportunity to assess the efficacy of geomorphic processes during the Quaternary in transformation of pre-existing morphology. Among these, various periglacial processes have left the most distinct imprint shown in both landforms specific for a periglacial environment and associated deposits. It has to be emphasised that the summit part of Mt. Ślęza is likely to have been a nunatak during the last inland glaciation of the area, the Odrian. Distribution of erratic boulders and till patches suggest that the altitude of ice-sheet surface did not exceed 550 m a.s.l. for any longer period hence the uppermost parts of slopes may have never been covered by glacier ice. Consequently, it may be assumed that periglacial morphology of Mt. Ślęza has „two ages”: in the summit part it is a cumulative result of many periglacial periods in the Pleistocene, whilst in the middle and lower slopes it postdates the Odrian. Moreover, in the summit area periglacial processes were acting directly upon a Tertiary denudational morphology. By contrast, on the lower slopes the initial surface was that left by the decaying ice-sheet and traces of older morphology might have been obliterated to a large extent.

Following different geomorphic histories of Mt. Ślęza slopes outlined above, three altitudinal zones may be distinguished, each characterised by different prevailing processes, resultant landforms, and the degree of pre-Quaternary inheritance. The upper slopes (above 500–550 m a.s.l.) were subjected to vigorous denudation that involved efficient frost weathering, blockfield and talus formation, cryoplanation, tor and frost-riven cliff formation, scarp dissection and solifluction. However, major landforms such as wide mid-slope benches and separating steep slopes are pre-Quaternary ones, as confirmed by the presence of deeply decomposed gabbro.

The middle slopes (250–300 to 500–550 m a.s.l.) were largely a zone of sediment transfer. Most widespread are solifluction covers, whose thickness certainly exceeds 2 m. Unique landforms to occur within this zone are rock glaciers up to 1 km long, 20 ha in area and 15–20 m thick in their frontal parts. They are exclusively associated with gabbro slopes and testify to a very powerful

permafrost creep. No evident inherited surfaces have been recognised within the mid-slopes, although large corestones close to the upper boundary of granite imply that overall slope lowering could not have been greater than 5–10 m. Gabbro outcrops are rare in the middle zone. The boundary between the upper and mid-slope understood as the lower extent of periglacial bedrock denudation is very distinct and may be interpreted as a Middle Pleistocene trimline.

Lower slopes (below 250–300 m a.s.l.) were the area of dominant periglacial deposition superimposed onto Odrian till. Sedimentary covers are associated with slope (solifluction, slope wash, permafrost creep) and aeolian processes. Thickness of loess and loess-like deposits may locally exceed 10 m.

Quantitative estimation of the efficacy of periglacial processes is more difficult and only scarce and patchy data exist. Field observations and rough calculations demonstrate that scarp retreat caused by frost weathering and cryoplanation may have exceeded 50 m, whilst surface lowering varied between 0 and at least 13 m. The volume of debris within rock glaciers is roughly estimated for about 7×10^9 m³. By contrast, up to 10–20 m thick pile of sediments could have accumulated on the mid- and lower slopes.

Although the Pleistocene occupies only about 3% of the timescale of geomorphic development of Mt. Śnieżka, periglacial and glacial processes operating during this time have proved capable to create a new set of characteristic landforms which now dominates the meso-relief of the massif. It is only the summit part where inherited meso-forms could have survived. It is an open question, however, what will be the lifetime of periglacial landforms; it is clearly longer than 10 ka as no significant geomorphic changes have taken place on slopes during the Holocene.