

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 132

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

DEGLACJACJA
DOLNEGO POWIŚLA
W ŚRODKOWYM WŪRMIE
I ZWIĄZANE Z NIĄ ŚRODOWISKA
DEPOZYCJI OSADÓW

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego*. 1973, s. 164, 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce*. 1973, s. 168, 49 ilustr., zł 30,—
102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla*. 1973, s. 152, 30 ilustr., 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*. 1973, s. 124, 23 ilustr., zł 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*. 1974, s. 139, 41 ilustr., 17 fot., zł 32,—
105. Pulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*. 1974, s. 159, 52 ilustr., 10 fot., zł 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*. 1974, s. 136, 39 ilustr., 16 fot., 3 zał., zł 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i rozmiary gospodarstw rolnych na Kujawach*. 1974, s. 127, 17 ilustr., zł 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka*. 1974, s. 88, 7 ilustr., 4 wkł., zł 22,—
109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami stałymi i dojazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności*. 1974, s. 155, 18 ilustr., zł 35,—
110. Żurek S., *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, 1975, s. 107, 28 ilustr., 22 fol., 10 wkł., zł 30,—
111. Jankowski W., *Land use Mapping, Development and Methods*. 1975, s. 111, zł 35,—
112. Dramowicz K. K., *Symulacja cyfrowa i analiza systemowa w badaniach procesów urbanizacji wsi (model gromady Biała Stara, powiat płocki)* 1975, s. 110, 38 ilustr., zł 27,—
113. Żurek A., *Struktura przestrzenna przepływów ludności miast woj. kieleckiego*. 1975, s. 112, 33 ilustr., zł 25,—
114. Froehlich W., *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*. 1975, s. 122, 54 ilustr., 12 fot., zł 35,—
115. Harasimiuk M., *Rozwój rzeźby Pagórów Chelmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie*. 1975, s. 108, 43 ilustr., 14 fot., zł 26,—
116. Węclawowicz G., *Struktura przestrzeni społeczno gospodarczej Warszawy w latach 1931 i 1970 w świetle analizy czynnikowej*. 1975, s. 120, 41 ilustr., zł 35,—
117. Dziewoński K., Gawryszewski A., Iwanicka-Lyrowa E., Jelonek A., Jerczyński M., Węclawowicz G., *Rozmieszczenie i migracje ludności a system osadniczy Polski Ludowej*. 1976, s. 343, 103 ilustr., zł 80,—
118. Szczepkowski J., *Struktura przestrzenna regionu bydgosko-toruńskiego. Ewolucja i dynamika*. 1977, s. 89, 7 ilustr., zł 22,—
119. Wiśniewski E., *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*. 1976, s. 124, 32 ilustr., 16 fot., zł 30,—
120. Kotarba A., *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich (na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich)*. 1976, s. 128, 28 ilustr., 4 fot., zł 32,—
121. Wójcik Z., *Charakterystyka siedlisk polnych na pogórzu Beskidu Niskiego metodami biologicznymi*. 1976, s. 111, 3 ilustr., zł 25,—
122. Gerlach T., *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*. 1976, s. 116, 22 ilustr., 8 fot., zł 30,—
123. Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., *Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego gór)*. 1977, s. 101, 32 il., zł 25,—
124. Banach M., *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyńem a Włocławkiem*. 1977, s. 101, 36 il., 38 fot., zł 27,—
125. Praca zbiorowa pod redakcją L. Starkła. *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*. 1978, s. 165, 35 il., zł 36,—

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 132

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Przestrzennego Zagospodarowania
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 132

ЭУГЕНЮШ ДРОЗДОВСКИ

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ НИЖНЕГО ПОВИСЛЯ
В СРЕДНЕМ ВЮРМЕ
И СВЯЗАННОЕ С НЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 132

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

DEGLACIATION OF THE LOWER VISTULA REGION
IN THE MIDDLE WÜRM
AND ASSOCIATED DEPOSITIONAL
SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 132

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

DEGLACJACJA
DOLNEGO POWIŚLA
W ŚRODKOWYM WŪRMIE
I ZWIĄZANE Z NIĄ ŚRODOWISKA
DEPOZYCJI OSADÓW

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1979

<http://rcin.org.pl>

Rada Redakcyjna

REDAKTOR NACZELNY: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: LESZEK STARKEL, JAN SZUPRYCZYŃSKI, ANDRZEJ WRÓBEL
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa Lidia Kwiecień

Redaktor techniczny Aleksandra Ikonomu

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo, Wrocław 1979

Printed in Poland

PL ISSN 0373-6547

ISBN 83-04-00316-3

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1979.
Nakład: 800 egz. Objętość: ark. wyd. 9,30, ark. druk. 6,50 + 8 wkł.,
Ark. A1 8. Papier druk. sat. kl. III, 70 g, 70 × 100. Oddano do
składania 16 XII 1978. Podpisano do druku 20 VII 1979. Druk
ukończono w sierpniu 1979. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam.

629/79 T-10 Cena zł 30,-

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	7
I. Stratygrafia i chronologia akumulacji osadów zlodowacenia bałtyckiego	9
II. Główne typy genetyczne glin morenowych i środowiska ich depozycji	17
Subglacialne środowiska depozycji materiału morenowego	17
Glina morenowa bazalna	18
Glina morenowa zaprawowa	20
Glina morenowa subglacialna	21
Glina morenowa inglacjalna	21
Supraglacialne środowiska depozycji materiału morenowego	23
Supraglacialny materiał morenowy	23
Morena ablacyjna leżąca in situ	24
Morena ablacyjna spływowa	24
Morena ablacyjno-soliflukcyjna	25
III. Środowiska depozycji glin morenowych drugiego poziomu glacialnego	26
Środowiska depozycji glin morenowych subglacialnych	26
Środowiska depozycji glin morenowych supraglacialnych	31
IV. Deglacjacja a procesy depozycji glin morenowych	33
V. Osady lessopodobne	38
Opis stanowisk osadów lessopodobnych i ich charakterystyka litologiczna	38
Sartowice Górne	39
Wiąg	42
Sartowice Dolne	44
Strzemięcin	46
Parsk	48
Znaczenie paleogeograficzne osadów lessopodobnych w profilu osadów glacialnych	48
VI. Subglacialne środowisko cementacji węglanowej	51
Opis stanowisk	51
Świecie	53
Dolna Grupa	53
Nowa Wieś	55
Czerwony Dwór	56
Badania mikroskopowe	56
Analizy chemiczne	57
Warunki występowania piaskowców i zlepieńców w świetle dotychczasowych poglądów na temat sposobu cementacji węglanowej osadów klastycznych	57
Główne czynniki środowiska cementacji węglanowej	60
Mechanizm cementacji subglacialnej	64
Znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne scementowanych utworów	67
VII. Deglacjacja	69
Główne typy klimatyczne deglacjacji arealnej — teoretyczne podstawy podziału i ogólna charakterystyka	69

Zmienność typu deglacjacji w ciągu cyklu glacialnego	71
Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym würmie	74
VIII. Korelacja zaniku środkowowürmskiej czaszy lodowej nad dolną Wisłą z przebiegiem zdarzeń glacialnych w Fennoskandii i na Nizu Wschodnioeuropejskim	77
Podsumowanie	82
Literatura	84
Дегляциация нижнего Повисля в среднем Вюрме и связанное с ней осадкообразование (резюме)	91
Deglaciation of the Lower Vistula Region in the Middle Würm and associated depositional sedimentary environments (summary)	98

WPROWADZENIE

Głównym celem pracy jest wyświetlenie zagadnienia depozycji glin morenowych i różnorodnych osadów towarzyszących (supraglacialnych i subglacialnych) podczas deglacjacji arealnej rozległego obniżenia dolinnego, jakim jest obszar dolnego Powiśla. Wiedza w tej dziedzinie jest bardzo skromna i fragmentaryczna. Wynika to częściowo z małej precyzji metod badawczych, częściowo z nie zawsze trafnego sposobu ujęcia zagadnienia badawczego, kładącego nacisk na podrzędne z punktu widzenia warunków i mechanizmu depozycji cechy litologiczne osadów. Wydaje się, że przyszłość w tym zakresie ma analiza cech strukturalnych i teksturalnych osadów, podbudowana teorią opartą na wynikach odpowiednich badań w strefach marginalnych współczesnych lodowców.

Prawidłowa interpretacja środowisk i procesów depozycji osadów glacialnych wymaga również uwzględnienia czynników paleogeograficznych, np. położenia obszaru, na którym występują badane osady, w stosunku do centrum zlodowacenia. Jest bowiem oczywiste, że inne było następstwo procesów glacialnych w centrum zlodowacenia, a inne w strefie brzeżnej czaszy lodowej. Znaczne oddalenie od obszaru alimentacji lądolodu łączyło się zawsze z odmiennym przebiegiem zjawisk klimatycznych i zwykle ze swoistymi warunkami geologiczno-geomorfologicznymi rozprzestrzeniania się i zaniku czaszy lodowej. Czynniki te modyfikowały przebieg procesów glacialnych, a poprzez nie — środowiska depozycji osadów, zwłaszcza w końcowych fazach istnienia pokrywy lodowcowej, czyli podczas deglacjacji terenu.

Stąd też przy interpretacji środowisk depozycji glin morenowych i osadów powstających podczas deglacjacji położono szczególny akcent na określenie rozmaitych ich związków z lodowcem. Oprócz położenia osadów na tle powierzchni zajmowanej niegdyś przez lądolód, a przynajmniej w stosunku do jego centrum, duże znaczenie ma reżim cieplny czaszy lodowej oraz stan dynamiczny lodu w momencie depozycji materiału morenowego. Ten glaciologiczny aspekt analizy osadów, któremu w dotychczasowych badaniach poświęcono zbyt mało uwagi, pozwala uchwycić bardziej ogólne prawidłowości rozwoju środowisk sedymentacyjnych właściwych każdemu cyklowi glacialnemu, poczynając od faz narastania lądolodu, a kończąc na długotrwałych fazach jego stagnacji i zaniku.

Istotną sprawą we wszystkich rekonstrukcjach dawnych zdarzeń glacialnych jest określenie ogólnych warunków klimatycznych panujących w czasie nasunięcia i zaniku lądolodu. Wyświetlenie tych zagadnień, mających podstawowe znaczenie

dla podziału stratygraficznego osadów glacialnych, jest możliwe głównie dzięki szczegółowym analizom cech strukturalno-teksturalnych glin morenowych i osadów występujących razem z nimi. Jest to drugi nie mniej ważny cel pracy.

Przedmiotem badań są osady drugiego poziomu glacialnego (licząc od góry) na obszarze dolnego Powiśla, które w myśl poglądów autora wyrażonych we wcześniejszych jego pracach (E. Drozdowski 1973a, 1974, 1975) reprezentują nasunięcie lądolodu skandynawskiego na początku złożonego klimatycznie interstadiału środkowowurmńskiego. Osady tego poziomu odsłaniają się na zboczach doliny dolnej Wisły, osiągając tu znaczną miąższość do 15 m, co stanowi mniej więcej czwartą część całego profilu osadów zlodowacenia bałtyckiego (północnopolskiego). Bezpośrednio powyżej leży pierwszy poziom glacialny, pozostawiony przez lądolód stadium poznańskiego i prawdopodobnie również leszczyńskiego.

Szczegółowe badania terenowe skoncentrowano w południowej części dolnego Powiśla, od Fordonu po Grudziądz; w części północnej — od Grudziądza po Kwidzyn — przeprowadzono badania porównawcze o charakterze przeglądowym. W interpretacji zjawisk glacialnych wykorzystano wyniki badań i obserwacji geomorfologicznych, przeprowadzonych w strefach marginalnych współczesnych lodowców Skandynawii i Spitsbergenu.

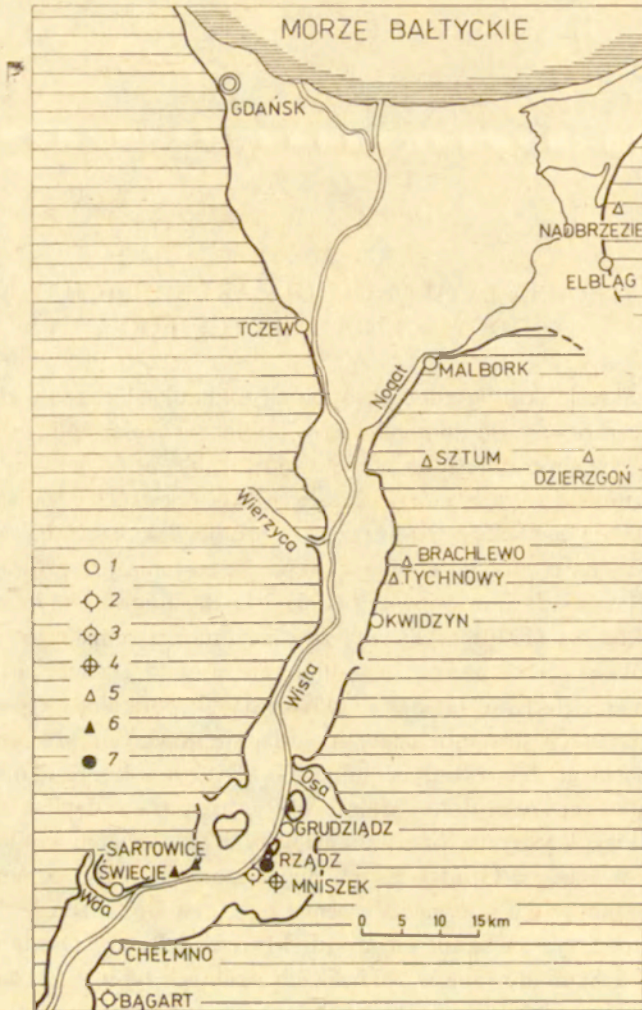
Praca została wykonana jako rozprawa habilitacyjna w Zakładzie Fizjografii Ziemi Polskich Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Toruniu. Kierownikowi Zakładu, prof. dr. Janowi Szupryczyńskiemu, za słowa zachęty do podjęcia tematu tej pracy, jak też za umożliwienie mi przeprowadzenia odpowiednich badań porównawczych w czasie wyprawy na Spitsbergenie składam serdeczne podziękowania.

I. STRATYGRAFIA I CHRONOLOGIA AKUMULACJI OSADÓW ZŁODOWACENIA BAŁTYCKIEGO

Badania w zakresie stratygrafii i chronologii akumulacji osadów zlodowacenia bałtyckiego koncentrowały się do niedawna w północnej części doliny dolnej Wisły, gdzie występują wyraźnie określone pod względem paleontologicznym i chronologicznym osady morskie z fauną morską leżącą *in situ*, rejestrujące transgresję morza w czasie interglacjału eemskiego. Najważniejsze profile zlokalizowane są w Tychnowach i Brachlewie, na północ od Kwidzyna (ryc. 1). Badania przeprowadzone przez B. Halickiego (1951a), J. Samsonowicza (1951), I. Brodniewicz (1960), J. Nowak (1965) i A. Makowską (1970) wykazały, że osady morza eemskiego występują tu na głębokości około 10 m poniżej poziomu morza, pod trzema pokładami glin morenowych przedzielonymi osadami sedymentacji wodnolodowcowej.

W podobnej sytuacji stratygraficznej znajdują się nowo odkryte profile osadów interglacjału eemskiego facji kontynentalnej (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972), położone w środkowej części doliny dolnej Wisły, już poza zasięgiem wspomnianej transgresji morskiej. Występują one w największym rozszerzeniu kotlinitnym doliny dolnej Wisły — w Basenie Grudziądzkim. Na obszarze tym rozpoznano i opisano dotychczas dwa stanowiska interglacjału eemskiego, oba zlokalizowane na południe od Grudziądza (por. ryc. 1). Są to: Grudziądz-Mniszek i Rządź. Osady interglacjału eemskiego były tu akumulowane w zbiornikach wodnych typu starorzeczy (A. Makowska 1970), związanych z rzeką płynącą ku północy, podobnie jak dziś Wisła. Spoczywają one na wysokości 4–10 m n.p.m. i są wykształcone przeważnie w postaci ilów, mułków, torfów i gytii z licznymi szczątkami roślinnymi i skorupkami mięczaków kopalnych. Powyżej występuje druga seria osadów jeziornych ze szczątkami organicznymi, oddzielona od niżej leżącej serii warstwą piasków drobnoziarnistych o miąższości około 2 m.

Wstępne analizy paleobotaniczne dolnej serii osadów jeziornych profilu Grudziądz-Mniszka (G-1/69), wykonane przez K. Tobolskiego (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972), wykazały w próbkach pochodzących ze spągu serii maksymalne ilości *Quercus* (27,7%) i *Corylus* (42,8%). W próbkach pobranych z tej samej serii powyżej, wraz z wyraźnym spadkiem ilości pyłków dębu i leszczyny, stwierdzono maksymalne ilości *Carpinus* oraz wzrost ilości ziarn *Alnus*. Pyłki *Pinus* dominują w stropie tej serii. Wśród makroskopowych szczątków roślin wodnych i bagiennych są reprezentowane takie gatunki, jak: *Salvinia natans*, *Cyperus glomeratus*, *Najas minor* i inne. Świadczą one o akumulacji dolnej serii w środowisku słodkowodnym.



Ryc. 1. Rozmieszczenie głównych stanowisk paleontologicznych interglacjalu eemskiego oraz osadów lessopodobnych środkowowurmских datowanych metodą termoluminescencji na obszarze dolnego Powiśla

1 – ważniejsze miasta; 2 – interglacjal eemski z fauną słodkowodną; 3 – interglacjal eemski z florą i fauną słodkowodną; 4 – interglacjal eemski i (prawdopodobnie) interstadiał wczesnowurmский z florą i fauną słodkowodną; 5 – interglacjal eemski z fauną morską; 6 – osady lessopodobne środkowowurmские datowane metodą termoluminescencji; 7 – szczątki małakofauny środkowowurmskiej datowane metodą C^{14}

Fig. 1. Location of the main palaeobotanical sites of the Eem Interglacial and the Middle-Wurmian loess like deposits dated by thermoluminescent method in the lower Vistula River area

1 – larger towns; 2 – Eem Interglacial with fresh-water fauna; 3 – Eem Interglacial with flora and fresh-water fauna; 4 – Eem Interglacial and (probably) Early-Würmian Interstadial with flora and fresh-water fauna; 5 – Eem Interglacial with marine fauna; 6 – loess-like deposits of Middle-Wurmian age dated by thermoluminescent method; 7 – Middle-Wurmian shell fragments dated by C^{14} method

Powyższa sekwencja zmian składu roślinności, typowa dla drugiej połowy interglacjalu eemskiego od jego optimum do fazy schyłkowej, pozwala z całkowitą pewnością stwierdzić istnienie interglacjalu eemskiego.

Wiekowi wyżej leżącej serii osadów jeziornych nie można obecnie określić dokładnie, ponieważ nie zakończono jeszcze analiz paleobotanicznych. W każdym razie próbka pobrana z części spągowej serii (z głębokości 11,50—11,55 m) ujawniła spektrum typowe dla klimatu borealnego z *Pinus* (59,6%), *Betula* (24,7%), *Alnus* (7,7%), cf. *Larix* (2,8%), *Corylus* (1,8%). Z ważniejszych roślin zielnych występowały: *Cyperaceae* (33,0%), *Gramineae* (4,3%), *Artemisia* (1,2%), *Polypodiaceae* (24,7%), *Typha latifolia* (1,5%). Na tej podstawie wysunięto hipotezę o występowaniu w profilu w Grudziądzu-Mniszku osadów bliżej nie sprecyzowanego interstadiału wczesnowürmskiego. Hipotezie tej nie przeczą datowania metodą C¹⁴. Próbka pobrana ze stropu górnej serii dała następujący rezultat: >40 200 B. P. (Lu — 652), kwas humusowy > 39 600 B. P. (Lu — 652 A).

Pozostawiając kwestię zdefiniowania wieku tych osadów dalszym analizom paleobotanicznym, należy zwrócić uwagę na ich pozycję stratygraficzną. Występują one poniżej trzech ciągłych regionalnie pokładów glin morenowych, które można prześledzić na zboczach doliny dolnej Wisły. Pozwala to, bez wątpliwości, zaliczyć te gliny do osadów ostatniego bałtyckiego zlodowacenia.

Do osadów interglacjału eemskiego w Grudziądzu-Mniszku nawiązują także osady jeziorne z fauną słodkowodną, odkryte przez Maasa (1902) w okolicach Chełmna i Unisławia na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Nowe wiercenie zlokalizowane w Bągarcie (por. ryc. 1), które przebiło cały plejstocen i weszło w osady miocenu, pozwoliło A. Makowskiej (1977) stwierdzić, że osady jeziorne dawnego „interglacjału chełmińskiego” spoczywają pod trzema pokładami glin morenowych (B II, B III, B IV) i odpowiadają osadom interglacjału eemskiego, znanym z innych stanowisk nad dolną Wisłą. Strop osadów jeziornych interglacjału eemskiego w Bągarcie leży na wysokości 14,8 m npm, czyli około 7 m wyżej niż strop korelujących z nimi osadów interglacjalnych w Grudziądzu-Mniszku.

Warto tu wspomnieć o nowym, w pełni udokumentowanym palinologicznie stanowisku interglacjału eemskiego w Nakle nad Notecią (B. Noryśkiewicz 1975), położonym już poza granicami omawianego obszaru. Pełny obraz zmian roślinności i klimatu w okresie interglacjału eemskiego, poczynając od fazy „d” do fazy „i” według schematu K. Jessena i V. Milthersa, pozwala je uznać za jedno z reperowych stanowisk tego okresu na obszarze Polski północnej.

Profil litologiczny osadów zlodowacenia bałtyckiego na obszarze dolnego Powiśla, od Fordonu po Kwidzyn i Tczew, charakteryzuje stosunkowo prosty schemat. Bezpośrednio powyżej górnej serii osadów jeziornych w Grudziądzu-Mniszku występuje trzeci pokład (stanowisko w Rządzu) gliny morenowej ilastej, o barwie szarej w różnych odcieniach, którego miąższość waha się zwykle w granicach 1—3 m. Spoczywają na nim szare ropy warwowe o zmiennej miąższości, dochodzącej maksymalnie do kilkunastu metrów. Pojawiają się one w dolnych partiach zboczy dolinnych i są eksploatowane w wielu cegielniach rozmieszczonych wzdłuż całej doliny dolnej Wisły. Szare ropy warwowe są częścią składową przewodniej jednostki litostratygraficznej plejstocenu dolnego Powiśla, tzw. II fluwioglacjału (R. Galon 1934). Oprócz ropy warwowych w skład II fluwioglacjału wchodzi piaski, rzadziej mułki i żwiry, o łącznej miąższości 15—20 m. Dzięki swej znacznej miąższości i jednolitemu

Tabela 1. Stratygrafia i chronologia osadów zlodowacenia bałtyckiego w regionie dolnego Powiśla oraz korelacja stosowanych terminów stratygraficznych

Podział chronologiczny	Stanowiska datowane metodą C ¹⁴	Stanowiska datowane metodą termoluminescencji	Stanowiska florystyczne	Stanowiska faunistyczne	Terminologia stratygraficzna		
					wg autora (1974)	wg R. Galona (1934)	wg A. Makowskiej (1976)
Późny würm							B V
					pierwszy poziom glacialny	górna glina	B IV
Środkowy würm	Rządź 38 100 ⁺²⁹⁰⁰ B.P. -2100 B.P.	Sartowice Dol. 43 000 ± 7000 B.P.			drugi poziom glacialny	I fluwioglacjał	B III
		Parsk 44 000 ± 7000 B.P.				pierwsza dolna glina morenowa	
		Strzemięcín 48 000 ± 8000 B.P.				II fluwioglacjał	
		Sartowice Gór. 51 000 ± 8000 B.P.			trzeci poziom glacialny	druga dolna glina morenowa	B II (poziom toruński)
							B I(?)
Wczesny würm	Grudziądz-Mniszek > 40 200 B.P. > 39 600 B.P.		Grudziądz-Mniszek Rządź	Grudziądz-Mniszek Rządź Nadbrzezie			

Interglacial eemski			Grudziądz- Mniszek Rządź	Grudziądz-Mniszek Rządź Tychnowy Brachlewo Sztum Dzierzgoń Nadbrzezie		
------------------------	--	--	--------------------------------	---	--	--

Table 1a. Stratigraphy and chronology of the Baltic glaciation deposits in the lower Vistula region and correlation of the stratigraphical terms used

Chronological subdivision	Sites dated by C ¹⁴	Sites dated by thermolumine- scent method	Floristic sites	Faunistic sites	Stratigraphical nomenclature		
					after the author (1974)	after R. Galon (1934)	after A. Makow- ska (1976)
Late Würm							B V
					first glacial horizon	upper till	B IV
Middle Würm	Rządź 38 100 ⁺²⁹⁰⁰ B.P. -2100 B.P.	Sartowice Dol. 43,000±7000 B.P. Parsk 44,000±7000 B.P. Strzemięcín 48,000±8000 B.P. Sartowice Gór. 51,000±8000 B.P.			second glacial horizon	fluvioglacial I first lower till	B III
						fluvioglacial II	
					third glacial horizon	second lower till	B II (Toruń horizon)

wykształceniu litologicznemu poziom II fluwiogłaciału jest łatwo rozpoznawalny w odkrywkach i wierceniach, toteż może stanowić poziom odniesienia przy korelacji stratygraficznej osadów ostatniego zlodowacenia.

Przewodni poziom II fluwiogłaciału jest z kolei przykryty drugim pokładem gliny morenowej (pierwsza dolna glina morenowa wg R. Galona, B III wg A. Makowskiej), wchodzącym w skład drugiego poziomu glacialnego (por. tab. 1). Cechą charakterystyczną typowo rozwiniętego profilu drugiego pokładu morenowego jest dwudzielność litofacjalna, tj. istnienie dwóch wyraźnie różniących się warstw glin morenowych — gliny morenowej dennej na dole profilu i moreny ablacyjnej na górze. Nie wszędzie jednak obserwuje się zwarty dwudzielny pokład morenowy. Istnieją miejsca czy strefy, gdzie zamiast zwartego pokładu morenowego występują osady akumulacji wodnolodowcowej (piaski, żwiry, mułki) z wtrąceniami lub przewarstwieniami redeponowanej moreny ablacyjnej spływowej. Uwidacznia się w tym zmienny lokalnie przebieg procesów zaniku łądolodu (por. E. Drozdowski 1974, 1975). Miąższość normalnie rozwiniętego dwuczłonowego profilu drugiego pokładu morenowego dochodzi do 10–13 m (np. na odcinku od Świecia do Sartowic Górnych).

Najwyższy i zarazem najmłodszy na tym terenie pokład gliny morenowej, w odróżnieniu od drugiego pokładu, cechuje homogeniczność strukturalno-teksturalna i jednakowa na znacznej przestrzeni miąższość (6–7 m). Formuje on powierzchnię wysoczyzny morenowej i jest zazwyczaj oddzielony od drugiego pokładu morenowego osadami glaciofluwialnymi i glaciolimnicznymi o miąższości do 7 m.

W północnej części doliny dolnej Wisły (poniżej Kwidzyna) A. Makowska (1976) wydzieliła ostatnio dwa dalsze pokłady morenowe zlodowacenia bałtyckiego: starszy od trzeciego pokładu (B I), odpowiadający według interpretacji autorki nasunięciu łądolodu fazy Malborka, i najmłodszy (B V), związany z łądolodem stadium pomorskiego. Te pokłady glin morenowych nie odsłaniają się w zboczach doliny Wisły; najstarszy leży poniżej dna doliny, najmłodszy zaś pojawia się dopiero w pewnej odległości od zboczy dolinnych.

Cały kompleks osadów ostatniego zlodowacenia wzdłuż doliny dolnej Wisły osiąga 50–70 m miąższości. Wartość ta jest z reguły większa w osi obniżenia dolin nego niż na jego brzegach.

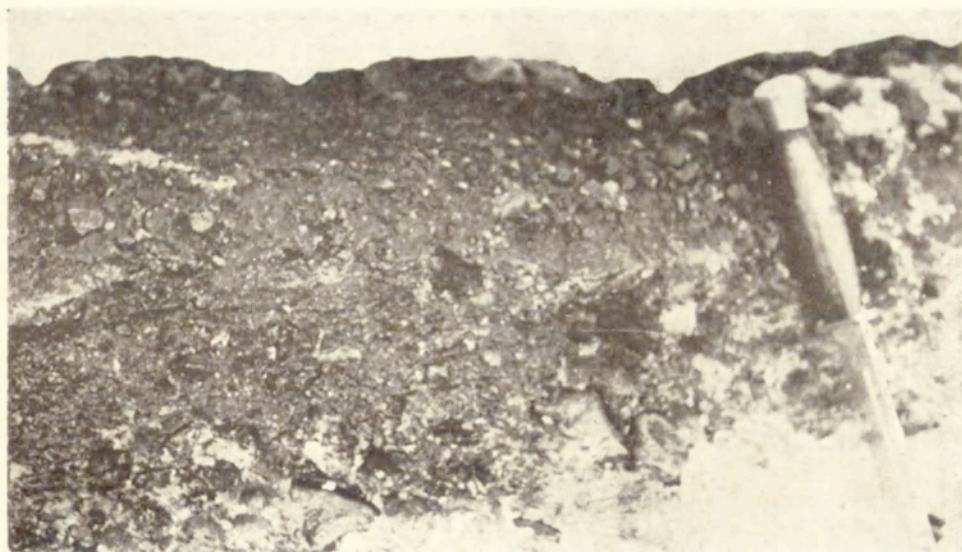
Chronologia i warunki paleogeograficzne akumulacji osadów ostatniego zlodowacenia należą do zagadnień najslabiej dotąd poznanych. Wynika to z braku szczątków paleontologicznych leżących *in situ* w osadach międzymorenowych, jak też z niedostatku badań sedymentologicznych zmierzających do określenia środowisk i procesów depozycji osadów. Opierając się głównie na analizie osadów drugiego poziomu glacialnego na obszarze Basenu Grudziądzkiego, we wcześniejszych swoich pracach (E. Drozdowski 1973a, 1974, 1975) autor przedstawił hipotezę podziału profilu osadów zlodowacenia bałtyckiego na dwie części: dolną, starszą, osadzoną w starszej części würmu do interstadiału środkowowürmskiego włącznie, obejmującą drugi poziom glacialny i II fluwiogłaciał wraz z trzecim pokładem gliny morenowej oraz górną, młodszą, osadzoną po okresie środkowowürmskim, a reprezentowaną przez jeden, pierwszy pokład gliny morenowej. Pierwszy pokład gliny morenowej odpowiada w takim ujęciu zarazem stadium leszczyńskiemu i stadium poznańskiemu,

natomiast drugi pokład morenowy wraz z trzecim — okresowi ostatniego zlodowacenia poprzedzającemu interstadiał środkowowürmski, łącznie z samym interstadiałem środkowowürmskim.

Powyższy podział osadów zlodowacenia bałtyckiego uzasadniają wyniki analiz strukturalno-teksturalnych i petrograficznych glin morenowych oraz kryteria paleomorfologiczne. Uzyskały one ostatnio poparcie w datowaniu C^{14} oraz w termoluminescencyjnych datowaniach osadów lessopodobnych, spoczywających na glinie morenowej drugiego poziomu glacialnego. Datowaniu C^{14} poddano próbkę szczątków nie zidentyfikowanej kopalnej malakofauny z moreny ablacyjnej spływowej, wypełniającej kopalne rozcięcie erozyjne utworzone niegdyś w dnie szczeliny lodowcowej w Rządzu (E. Drozdowski 1975, ryc. 10—d, fot. 13). Dało ono następujący rezultat: $38\ 100 \pm \frac{2\ 900}{2\ 100}$ B. P. (Lu — 1071). Datowania termoluminescencyjne, w odróżnieniu od datowania C^{14} , dotyczą nie zawartości paleontologicznej osadów, która była redeponowana, lecz samych osadów, tzn. utworów lessopodobnych leżących w miejscu ich pierwotnego osadzenia. Uzyskano następujące wyniki (E. Drozdowski 1978): Sartowice Górne — $51\ 000 \pm 8000$, Sartowice Dolne — $43\ 000 \pm 7000$, Strzeżęcino — $48\ 000 \pm 8000$, Parsk — $44\ 000 \pm 7000$. Opis stanowisk, z których pobrano datowane próbki, wraz z charakterystyką litologiczną osadów zamieszczono w dalszej części pracy.

Wiekowi trzeciego pokładu morenowego (B II wg Makowskiej) nie udało się na razie ustalić ze względu na brak szczątków paleontologicznych leżących in situ oraz z powodu niezakończenia dotychczas analiz paleobotanicznych górnej serii osadów jeziornych w Grudziądzu-Mniszku. Zdaniem A. Makowskiej (1977) pokład ten sięga po Toruń znacząc kolejne, po wyróżnionej przez nią fazie malborskiej, nasunięcie lodowcowe poprzedzające maksymalne rozprzestrzenienie czasy lodowej w czasie ostatniego okresu zimnego.

Należy zwrócić uwagę na to, że możliwość nasunięcia lądolodu skandynawskiego na obszar dolnego Powiśla w początkowych etapach rozwojowych ostatniego zlodowacenia dostrzegali już wcześniej Z. J. Kotański (1956) oraz J. E. Mojski i E. Rühle (1965). W ślad za Knaurem (1935) i P. Woldstedtem (1950) przyjmowali oni nasunięcie lądolodu w tzw. stadiale szczecińskim, który przypadać miał na okres wczesnego würmu przed interstadiałem brörup. Abstrahując od zdezaktualizowanej już interpretacji wiekowej takiego nasunięcia, należy podkreślić niewątpliwą jego słuszność, jeśli idzie o ogólne tendencje rozwoju zdarzeń glacialnych na rozpatrywanym terenie. Wiążą się one ze zmianami stosunków paleogeograficznych, szczególnie zaś z położeniem obszaru dzisiejszej delty Wisły w granicach dawnego zagłębienia zatoki morza eemskiego, które zdaniem R. Galona (1977) mogło ukierunkować i przyspieszyć ekspansję skandynawskiej czasy lodowej ku południowi.

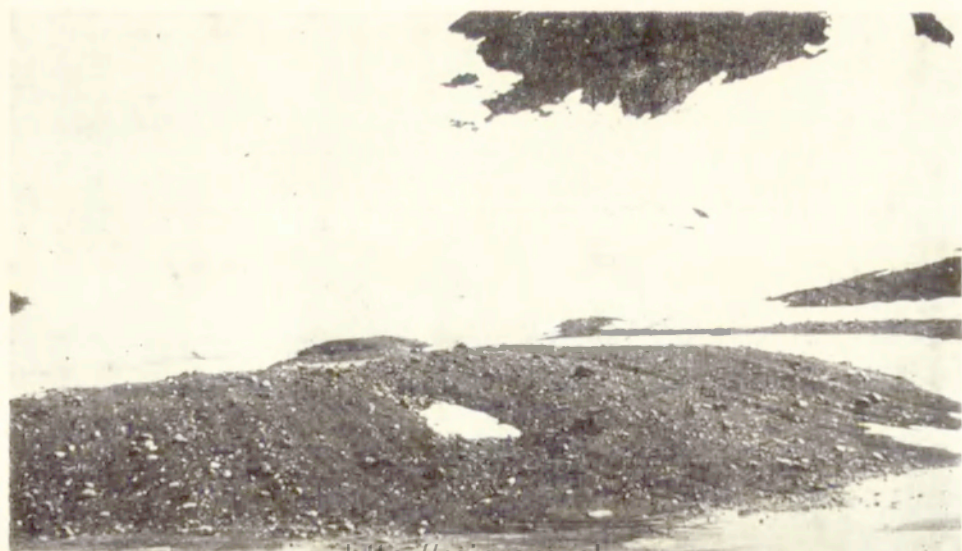


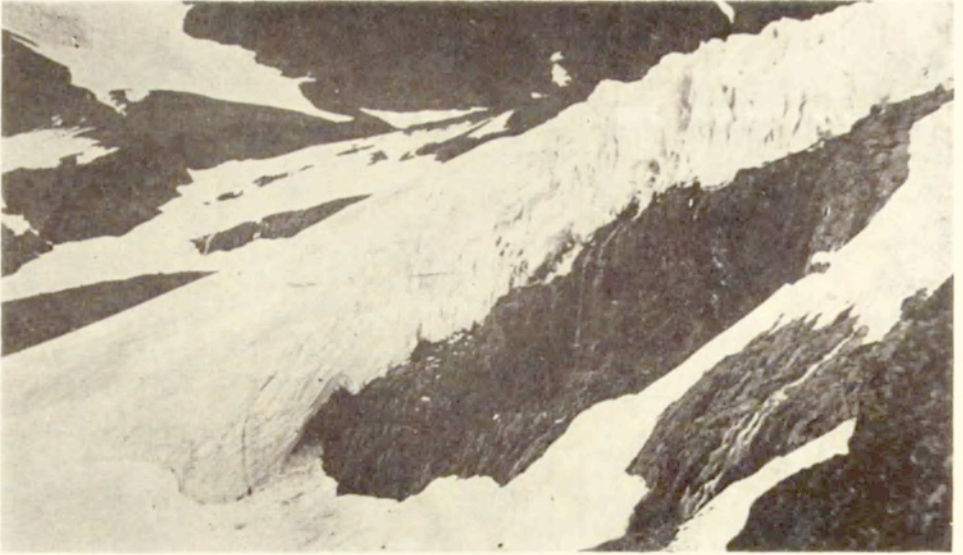
Fot. 1. Szwecja — Kebnekaise, lipiec 1973. Strefa kontaktowa lodowca Isfall z podłożem skalnym. W spągu 30-centymetrowej warstwy lodowo-mineralnej występuje nagromadzenie większych okruchów skalnych

Phot. 1. Sweden — Kebnekaise, July 1973. Ice/bedrock contact zone at the bottom of Isfallsglaciären. At the base of the ice-morainic layer, which is 30 cm thick, concentrations of larger clasts occur

Fot. 2. Szwecja — Kebnekaise, lipiec 1973. Morena żłobkowa na przedpolu lodowca Isfall

Phot. 2. Sweden — Kebnekaise, July 1973. Fluted moraine at the snout of Isfallsglaciären





Fot. 3. Szwecja — Kebnekaise, lipiec 1973. Jaskinia subglacialna utworzona po zaprądowej stronie wypukłości podłoża lodowca Kebnepakte

Phot. 3. Sweden — Kebnekaise, July 1973. Subglacial cavity on the lee-side of bedrock knob of Kebnepakteglaciaren

Fot. 4. Spitsbergen, sierpień 1975. Lód regelacyjny u podstawy lodowca typu subpolarnego. Widoczna charakterystyczna struktura warstwowa oraz inkluzje głazów i całych soczew materiału piaszczysto-żwirowego

Phot. 4. Spitsbergen, August 1975. Regelation ice at the base of a glacier of subpolar type. Characteristic layered structure and inclusions of boulders and the lense of sandy gravels are visible



II. GŁÓWNE TYPY GENETYCZNE GLIN MORENOWYCH I ŚRODOWISKA ICH DEPOZYCJI

Podział i charakterystykę typów genetycznych glin morenowych najdogodniej jest przeprowadzić z punktu widzenia rozmieszczenia środowisk depozycji tych osadów¹ w stosunku do masy lodowca. Takie przestrzenne ujęcie zagadnień sedymentacji glacialnej znajduje powszechne zastosowanie w badaniach współczesnych i dawnych osadów glacialnych. Miejsce depozycji wyznacza bowiem nie tylko zasięg działania określonych mechanizmów depozycji, ale sugeruje również pochodzenie materiału i rodzaj transportu glacialnego, a więc ułatwia określenie czynników poprzedzających procesy depozycyjne i wpływających na cechy litologiczne powstających osadów.

Przyjmując zatem jako kryterium podziału pozycję deponowanego materiału w stosunku do masy lodowca, można wydzielić dwa główne typy środowisk: subglacialne i supraglacialne. W obrębie tych dwóch podstawowych typów środowisk można wydzielić ponadto szereg środowisk podrzędnych lub pogranicznych, różniących się wzajemnie pochodzeniem deponowanego materiału oraz warunkami i przebiegiem procesów depozycji. Przedstawia je schematycznie tabela 2, w której obok podziału genetycznego glin morenowych zamieszczono także podział materiału morenowego w transporcie glacialnym. Poniżej terminów polskich, które przeważnie są zgodne z terminologią zaproponowaną we wcześniejszych pracach autora (E. Drozdowski 1974, 1976), podano również ich odpowiedniki w języku angielskim według A. Dreimanisa (1974) i G. S. Boultona (1976). Poszczególne typy genetyczne glin morenowych oraz odpowiadające im środowiska i procesy depozycji będą omówione kolejno, od środowisk subglacialnych po supraglacialne. W rozważaniach uwzględniono wyniki obserwacji stref marginalnych lodowców współczesnych oraz badania glin morenowych osadzonych w przeszłości geologicznej. Należy dodać, że przedstawiona tu charakterystyka osadów glacialnych dotyczy tylko lodowców rozwijających się na lądzie, nie uwzględnia lodowców rozprzestrzeniających się na akweny morskie lub jeziorne.

SUBGLACJALNE ŚRODOWISKA DEPOZYCJI MATERIAŁU MORENOWEGO

Dotychczas rozpoznano dwie główne kategorie subglacialnych środowisk depozycji glin morenowych: bazalne, usytuowane pod powierzchnią spągową aktywnego

¹ Środowisku depozycji osadów odpowiada tu pojęcie środowiska sedymentacyjnego (por. R. Gradziński i in. 1976).

Tabela 2. Klasyfikacja glin morenowych i ich stosunek do materiału morenowego w transporcie glacialnym; podział na podstawie klasyfikacji A. Dreimanisa (1974), G. S. Boultona (1976) i autora (E. Drozdowski 1974, 1975)

Classification of tills and their relation to morainic material in glacial transport based on classifications presented by A. Dreimanis (1974), G. S. Boulton (1976) and the author (E. Drozdowski 1974, 1975)

Material morenowy transportowany Glacial drift in transport		Pozycja środowiska depozycji Position of depositional environment	Material morenowy osadzony Glacial drift deposited
Lód lodowcowy glacial ice	gruz supraglacialny supraglacial debris	supraglacialna supraglacial	moreny ablacyjne* ablation tills
	gruz inglacialny englacial debris		— supraglacialny materiał morenowy supraglacial morainic till — soliflukcyjna solifluction till — splywowa flow till — leżąca in situ ablation melt-out till
	gruz subglacialny basal debris	subglacialna subglacial	gliny morenowe denne ground moraine tills
			— inglacialna englacial melt-out till — subglacialna basal melt-out till — zaprądowa — lee-side till — bazalna — lodgment till

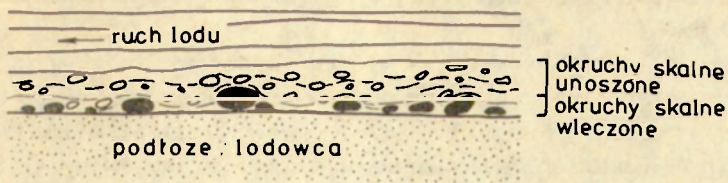
* Zachowano tradycyjny termin „morena ablacyjna”, który w języku polskim odnosi się tylko do osadu, z pominięciem jego aspektu geomorfologicznego.

The traditional term „morena ablacyjna” which in Polish is related to the deposit only, not to the landform, was maintained.

lodu, w których powstaje glina morenowa bazalna i glina zaprądowa oraz subglacialne, w partii spągowej lodowca lub w jego wnętrzu, w których powstaje glina morenowa subglacialna (sensu stricto) i glina morenowa inglacialna.

GLINA MORENOWA BAZALNA

Glina morenowa bazalna to produkt bezpośredniej akumulacji lodowca, osadzony na podłożu lodowcowym przez przesuwały się lodowiec. W języku angielskim nosi on nazwę lodgment till, a proces jego osadzania — plastering albo lodgment. Depozycja tego przewodniego osadu lodowcowego zachodzi tylko wtedy, gdy lód będąc w kontakcie z podłożem osiąga temperaturę topnienia w warunkach danego ciśnienia (ang. pressure melting). Współcześnie warunki takie panują przy podłożu lodowców typu umiarkowanego oraz w częściach centralnych lodowców typu subpolarnego lub polarne (por. G. S. Boulton 1972; S. Baranowski 1977). W lodowcach typu umiarkowanego, np. w lodowcach alpejskich, islandzkich czy skandynaw-



Ryc. 2. Transport gruzu morenowego w strefie kontaktowej lód/podłoże w lodowcu typu umiarkowanego wg G. S. Boultona i M. Paula (1976)

Fig. 2. Transportation of debris at the basal ice/bedrock zone in the temperate glacier after G. S. Boulton and M. Paul (1976)

skich, materiał wyerodowany z podłoża jest transportowany w spągu lodowca, w ciennej warstwie lodu regelacyjnego, której miąższość nie przekracza z reguły 0,5 m (B. Kamb, E. LaChapelle 1964). W krawędzi czołowej lodowca Isfall w północnej Szwecji warstwa lodu regelacyjnego bezpośrednio ponad podłożem lodowcowym wynosi około 30 cm (fot. 1). G. S. Boulton i M. A. Paul (1976) wydzielają w obrębie spągowej warstwy lodu regelacyjnego dwie strefy transportu (ryc. 2): górną — strefę suspensji, w której cząstki skalne poruszają się z taką samą prędkością jak lód lodowcowy, oraz dolną — strefę wleczenia. Intensywność procesów depozycji materiału i zarazem szybkość pionowego przyrastania gliny morenowej w tych warunkach jest zależna przede wszystkim od wielkości frakcji wleczonego gruzu skalnego. Ponadto na szybkość procesów depozycji gliny morenowej bazalnej oddziałuje ilość ciepła powstającego pod wpływem tarcia wewnętrznego lodu i kruszenia skał oraz ciepła geotermicznego (A. Dreimanis 1974). Ponieważ sumaryczne działanie tych czynników okazuje się najintensywniejsze po stronie doprądowej wypukłości podłoża lodowcowego, przeto te właśnie strefy stają się szczególnie predestynowane do akumulacji gliny morenowej bazalnej.

Charakterystyczną właściwością gliny morenowej bazalnej, uważaną przez większość autorów za podstawowe kryterium rozpoznawcze tego osadu (A. Dreimanis 1976), jest wysoki stopień kompaktacji. Jest on zależny od ciężaru nadległego słupa lodu lodowcowego oraz wielkości naprężeń ścinających, wywieranych na glinę przez lód, po jej osadzeniu. G. S. Boulton i M. A. Paul (1976) zwracają jednak uwagę, że kompaktacja glin bazalnych może wykazywać znaczną zmienność w zależności od struktury samej gliny, budowy geologicznej i właściwości hydrogeologicznych osadów podłoża (rzutuujących na stosunki wodne pod lodowcem), a także postdepozycyjnych procesów zamarzania i rozmarzania.

Często spotykaną cechą glin bazalnych jest łupkowatość (szczególnie glin mułkowych). G. S. Boulton i D. P. Dent (1974) interpretują ją jako strukturę związaną z relaksacją obciążenia podczas deglacjacji. Strukturą powstałą pod wpływem ciśnień konsolidacyjnych jest oddzielność (ang. jointing). G. S. Boulton (1971) opisuje glinę bazalną z obszaru Spitsbergenu, pociętą siecią płaszczyzn oddzielności biegnących mniej więcej równolegle i prostopadle do powierzchni spągowej lodowca.

Inną cechą litologiczną gliny morenowej bazalnej, uważaną przez niektórych autorów za kryterium jej identyfikacji (Ju. A. Ławruszyn 1976; K. Garnes, O. F.

Bergersen 1977; Ch. Schlüchter 1977), jest stosunkowo duża ilość materiału grubo-okruchowego.

Dłuższe osie okruchów skalnych w glinie morenowej bazalnej są zazwyczaj zorientowane równolegle do kierunku ruchu lodowca, a płaszczyzny a/b tych osi — nachylone w kierunku proksymalnym (J. Kruger 1970; D. M. Mark 1974; H. H. Mills 1977). W niektórych sytuacjach taki układ nie jest zachowany. G. S. Boulton (1971) wymienia pięć procesów, które mogą dać w efekcie określoną kierunkowo orientację (ang. preferred orientation) dłuższych osi okruchów w glinie morenowej bazalnej: przesuwanie się powierzchni spągowej po świeżo osadzonej glinie morenowej, deformacje plastyczne gliny na skutek naprężeń ścinających wywieranych przez przepływające wyżej masy lodowe, deformacje sztywne gliny wywołane przez te same naprężenia, grawitacyjne płynięcie plastyczne gliny ku dołowi w kierunku pustych przestrzeni subglacialnych i płynięcie plastyczne gliny pod wpływem gradientu ciśnień w kierunku pustek subglacialnych.

Przekonującym dowodem osadzania gliny morenowej bazalnej podczas ruchu lodowca są występujące na przedpolu niektórych lodowców typu umiarkowanego lub subpolarnego żłobki czy bruzdy prostopadłe do czoła lodowca. Nadają one glinie morenowej charakterystyczną rzeźbę linearną (fot. 2), znaną w międzynarodowej literaturze pod nazwą fluted moraine (G. Hoppe, V. Schytt 1953). W tłumaczeniu na język polski S. Kozarski i J. Szupryczyński (1978) określają ją jako „morenę żłobkową”. G. Hoppe i V. Schytt (1953) stwierdzili, że wały moreny żłobkowej, zaobserwowane na przedpolu Isfallsglaciären, biegną pod lodowiec i kończą się tam po stronie zaprądowej głazów. Na tej podstawie przyjmują oni, że morena żłobkowa powstaje w rezultacie wyciśnięcia plastycznej, nasyconej wodą gliny w puste przestrzenie utworzone po stronie dystalnej głazów. Inni badacze są skłonni łączyć ten proces ze wzmogoną akumulacją po stronie dystalnej głazów lub z erozją glacialną (por. m. in. R. J. Price 1973). Jakikolwiek byłby mechanizm powstawania rzeźby moreny żłobkowej, niewątpliwym jednak pozostaje fakt wcześniejszego osadzenia gliny morenowej pod lodowcem będącym w ruchu. W przeciwnym przypadku nie doszłoby w ogóle do formowania rzeźby powierzchni gliny. Warto dodać, że ślady rzeźby typu moreny żłobkowej stwierdzono także na obszarach objętych zlodowaceniem skandynawskim w plejstocenie (H. Svensson 1970).

GLINA MORENOWA ZAPRĄDOWA

Utworem morenowym pokrewnym genetycznie glinie morenowej bazalnej jest osad określony w literaturze angielskiej jako lee-side till, czyli glina zaprądowa, akumulowana po stronie dystalnej występów rzeźby podłoża lodowca. Powstaje ona w wyniku wytapiania się ze spągu lodowca materiału morenowego i jego akumulacji w dnie jaskini utworzonej przez lodowiec po stronie zaprądowej (dystalnej) wypukłości podłoża (fot. 3). Utworzona w tych warunkach glina morenowa różni się wieloma właściwościami litologicznymi od gliny morenowej bazalnej; zawiera zwykle domieszki osadów glaciofluwialnych (A. Hillefors 1974; G. Gillberg 1977). Dlatego uzasadnione wydaje się wydzielenie jej jako odrębnego typu genetycznego (por. tab. 2).

GLINA MORENOWA SUBGLACJALNA

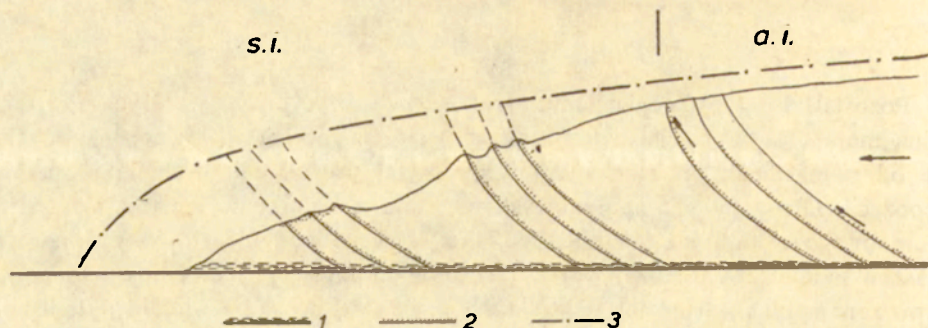
Pozostałe dwa typy subglacjalnych środowisk depozycyjnych, w których powstaje glina morenowa subglacjalna (sensu stricto) i glina morenowa inglacjalna, różnią się od poprzednich przestrzennymi i fizycznymi warunkami działania procesów depozycji. Oba typy glin morenowych powstają w wyniku wytapiania się gruzu morenowego z lodu już stagnującego, lecz leżącego pod nie stopionymi jeszcze masami lodu i (ewentualnie) warstwą osadów supraglacjalnych. Gliny morenowe utworzone w tych warunkach w literaturze angielskiej noszą nazwę glin wytopiskowych (ang. melt-out tills), wprowadzoną przez G. S. Boultona. W nazwie został podkreślony proces, a nie warunki środowiska depozycji osadów. Autor zdecydował się utrzymać nazwy wcześniej zastosowane (glina morenowa subglacjalna, inglacjalna), ponieważ akcentują one warunki depozycji materiału morenowego, zmieniające się nie tylko w zależności od pozycji w obrębie lodowca, ale także w zależności od różnych typów klimatu. W klimacie subpolarnym suchym np. decydującą rolę w procesach zaniku lodu odgrywa nie topnienie, lecz sublimacja (por. J. Shaw 1977).

Na czoło procesów depozycji gliny morenowej subglacjalnej wysuwa się wytapianie gruzu morenowego ze spągowych partii lodowca pod działaniem ciepła geotermicznego i (ewentualnie) ciepła tworzącego się pod wpływem tarcia lodu. Obejmuje ono w pierwszej kolejności przydenną warstwę lodu regelacyjnego, silnie obciążoną gruzem morenowym. W strefach marginalnych lodowców typu subpolarnego warstwa laminowanego lodu regelacyjnego może osiągać około 1 m miąższości (fot. 4), przy koncentracji gruzu morenowego w lodzie przekraczającej 80% całkowitej objętości masy lodowo-morenowej (A. Olszewski, J. Szupryczyński 1975). Wytapianie się gruzu morenowego następuje w zasadzie w warunkach stagnacji lodu. Nie wyklucza to jednak możliwości jednoczesnego przepływania nadległych mas lodowo-mineralnych i tworzenia się glacyjdynamicznych struktur warstwowych w następstwie stagnacji i wytapiania się coraz to wyższych partii lodu (por. K. Virkkala 1952; J. R. Mackay 1959; E. W. Ruchina 1973; Ju. A. Ławruszyn 1976). Z tych powodów występowanie gliny morenowej subglacjalnej nie jest wystarczającym kryterium identyfikacji deglacjacji arealnej, która oznacza stagnację i powolne wytapianie się lodu w całym przekroju pionowym pokrywy lodowcowej.

Orientacja dłuższych osi okruchów skalnych w glinie morenowej subglacjalnej jest równoległa do kierunku ruchu lodowca, ale z pewnymi modyfikacjami wywołanymi rzeźbą podłoża lodowca oraz zderzeniami kamieni podczas procesu depozycyjnego. Stąd też maksima orientacji są zazwyczaj słabiej wyrażone aniżeli w fazie transportu materiału. Kierunek nachylenia płaszczyzn a/b pozostaje w zasadzie proksymalny, lecz kąty nachyleń są zmienne, wykazują poza tym zależność od koncentracji materiału skalnego w lodzie. Są one tym mniejsze, im mniejsza była koncentracja materiału skalnego (G. S. Boulton 1971).

GLINA MORENOWA INGLACJALNA

Glina morenowa inglacjalna powstaje w czasie stagnacji i powolnego zamierania lodu lodowcowego pogrzebanego przez morenę ablacyjną lub wodnolodowcową.



Ryc. 3. Schemat transportu gruzu morenowego i formowania się moreny ablacyjnej w strefie brzeżnej lodowca zimnego w warunkach ruchu kompresyjnego lodu wg B. C. Bishopa (1957)

1 — warstwy lodu w spągowej partii lodowca zasobne w gruz morenowy (lód regelacyjny); 2 — płaszczyzny ślizgu transportujące gruz morenowy z lokalnego źródła; 3 — powierzchnia lodowca w początkowej fazie stagnacji lodu; a.i. — lód aktywny; s.i. — lód stagnujący

Fig. 3. Scheme of transportation of debris and formation of ablation till in the marginal zone of a cold glacier by compression flow; after B. C. Bishop (1957)

1 — debris-rich basal ice layers (regelation ice); 2 — shear planes carrying debris from the local source; 3 — glacier surface in the primary phase of stagnation of ice; a.i. — active ice, s.i. — stagnant ice

osady supraglacialne, dlatego może być uważana za osad wskaźnikowy deglacjacji arealnej i zarazem wykładnik chłodnego reżimu termicznego lodowca. Największą miąższość osiąga ona w strefach marginalnych lodowców typu polarnego i subpolarnego przymarzniętych do podłoża, w których pod wpływem naprężeń ściskających lód jest wypierany ku górze (ryc. 3). Przymarznięty do spągu lodowca materiał skalny jest w tych warunkach wynoszony w płaszczyznach ślizgu i płaszczyznach ścinania lodu (ang. thrust planes) ku powierzchni lodowca, gdzie ulega wytopieniu pod wpływem ablacji, formując pokrywy moren ablacyjnych (spływowych i leżących in situ) oraz glinę morenową inglacialną (por. R. P. Goldthwait 1951; G. S. Boulton 1971; E. Drozdowski 1977a). Znacznie mniejsze ilości gruzu inglacialnego transportują lodowce typu umiarkowanego, nie przymarznięte do podłoża. Gruz morenowy pochodzący z podłoża jest w nich transportowany głównie w spągu lodowca, poza tym spotyka się go sporadycznie w postaci niewielkich skupień w obrębie płaszczyzn ścinania lodu (B. M. Gunn 1965; J. R. Reid 1969). Gliny morenowe ablacyjne i inglacialne w lodowcach umiarkowanych dlatego nie występują w ogóle, albo pojawiają się sporadycznie. Źródłem ciepła topnienia lodu jest ciepło pochodzące z wnętrza ziemi oraz ciepło atmosferyczne; ciepło wytwarzające się pod wpływem tarcia lodu nie uczestniczy w topnieniu lodu. W warunkach klimatu suchego do topnienia lodu dołącza się jeszcze jedno ważne zjawisko fizyczne, mianowicie sublimacja, czyli bezpośrednie przechodzenie lodu w parę z pominięciem ciekłego stanu skupienia wody. Może ono zachodzić nawet w warunkach temperatur ujemnych.

W glinie morenowej inglacialnej są zachowane niektóre cechy strukturalne i teksturalne materiału z fazy jego transportu. Odnosi się to szczególnie do glin morenowych typu sublimacyjnego, powstałych w warunkach klimatu chłodnego

i suchego, w którym przenikanie okresowych wód roztopowych i opadowych do wnętrza lodowca jest ograniczone do wąskiej strefy powierzchniowej. W tych warunkach tekstura materiału klastycznego uwalnianego z lodu zachowuje bardzo duże podobieństwo do układu przestrzennego z fazy transportu. Pewne zmiany wprowadza tylko ruch grawitacyjny okruchów po ich uwolnieniu z lodu. Gdy w mechanizmie uwalniania materiału dominuje topnienie lodu, glina inglacjalna wykazuje ślady przemycia, tym większe, im większy był stopień rozproszenia materiału skalnego w masie lodowej i im intensywniej przebiegało jego wytapianie się. Efektem przemycia osadu może być wzrost zawartości frakcji piaszczysto-mułkowych w osadzie gliniastym oraz smugi i soczewki piasków gliniastych (por. A. Olszewski 1974; E. Drozdowski 1974). W glinach morenowych powstałych przy znacznym udziale wody ułożenie okruchów skalnych jest dostosowane do powierzchni końcowej depozycji materiału. Dłuższe osie okruchów mogą więc ulec reorientacji, zaś ich płaszczyzny a/b — zmianom kierunku i kąta nachylenia. Z uwagi na stosunkowo niewielki ciężar nadległego słupa lodu i brak naprężeń ścinających związanych z ruchem lodu w czasie procesów depozycyjnych, glina morenowa inglacjalna jest znacznie mniej skonsolidowana niż glina morenowa bazalna czy subglacjalna.

SUPRAGLACJALNE ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNY MATERIAŁU MORENOWEGO

Osady utworzone w środowisku supraglacjalnym wykazują duże zróżnicowanie litologiczne zależne głównie od źródła dostawy materiału morenowego. Z tego też punktu widzenia można dokonać podziału morenowych osadów supraglacjalnych na dwie grupy: 1. pochodzące z supraglacjalnego źródła dostawy materiału, 2. pochodzące z wnętrza lub z podłoża lodowca. Pierwszą z tych grup osadów nazwano opisowo „supraglacjalnym materiałem morenowym” (wg Boultona 1976), drugą zaś — zgodnie z utrwaloną już tradycją — moreną ablacyjną.

SUPRAGLACJALNY MATERIAŁ MORENOWY

Supraglacjalny materiał morenowy występuje tylko na lodowcach górskich w postaci ostrokrawędziowego luźnego gruzu skalnego opadłego ze ścian dolin i nunataków. Zazwyczaj jest skoncentrowany wzdłuż brzegów lub pośrodku lodowca jako tzw. moreny boczne i morena środkowa. Może występować również w rozproszeniu w masie lodowej w postaci pojedynczych głazów i bloków (fot. 5) lub tworzyć rozległe pokrywy w następstwie znacznie większych osuwisk i obrywów na stokach górskich.

Poszczególne składniki tego materiału nie wykazują żadnego uporządkowania kierunkowego, jednak gdy znajdują się we wnętrzu lodowca, co zdarza się dość często w jego części akumulacyjnej, podlegają one oddziaływaniu sił dynamicznych lodowca i układają się dłuższymi osiami przeważnie równoległe do kierunku ruchu lodowca. W tym przypadku tracą one cechy supraglacjalnego materiału morenowego na rzecz gruzu inglacjalnego, który wytapia się następnie jako morena ablacyjna (fot. 6).

Morena ablacyjna leżąca in situ powstaje z gruzu inglacjalnego, wytopionego z powierzchniowych warstw lodowca w wyniku ablacji. Pod względem sposobu powstawania przypomina morenę inglacjalną, różni się jednak od niej teksturą i strukturą (E. Drozdowski 1974, 1976; A. W. Matwiejew 1976). Z uwagi na możliwość niewielkich przemieszczeń moreny od miejsca jej powstania G. S. Boulton (1971) nazywa ją parautochtoniczną moreną splywową (ang. parautochthonous flow fill). Rozpoznano ją dotychczas w strefach marginalnych lodowców polarnych i subpolarnych.

Materiał grubookruchowy w tym typie moreny ablacyjnej zachowuje w pewnej mierze cechy teksturalne, jakie miał w czasie transportu inglacjalnego. Dłuższe osie okruchów są zorientowane przeważnie zgodnie z kierunkiem ruchu lodowca, jednakże płaszczyzny *a/b* układają się najczęściej w pozycji poziomej lub do niej zbliżonej.

MORENA ABLACYJNA SPŁYWOWA

Morena ablacyjna splywowa to najpowszechniejszy typ moreny ablacyjnej. Powstaje z warstw gruzu inglacjalnego wychodzących na powierzchnię lodowca i wytapiających się pod wpływem ablacji. Obfitość wody roztopowej sprawia, że uwolniony z lodu na powierzchni lodowca materiał w postaci splywów błotnych przemieszcza się szybko na znaczne, nieraz kilkusetmetrowe odległości od swego źródła. W profilu osadów kopalnych jest on utrwalony jako element o miąższości dochodzącej do 7 m (I. Marcussen 1973).

W strefach marginalnych współczesnych lodowców typu polarnego i subpolarnego, w których pod wpływem kompresji zachodzi intensywny ruch lodu ku górze, litologia moreny ablacyjnej splywowej wykazuje wiele cech zbliżonych z litologią lokalnego podłoża lodowcowego (E. Drozdowski 1977a). Zmienność litologiczna, uwarunkowana źródłem dostawy materiału, idzie w parze z lokalną zmiennością środowisk depozycji osadów (fot. 7). Cieki i niewielkie zbiorniki wodne na powierzchni moreny ablacyjnej akumulują bowiem osady warstwowe, które mogą zostać przykryte przez następne z kolei splywy, tworząc w efekcie profile o przemiennym ułożeniu osadów lodowcowych i wodnolodowcowych. Morena ablacyjna utworzona w warunkach wodnych (tzn. pod supraglacjalną warstwą wody) lub deponowana w subakwacyjnych środowiskach proglacjalnych nosi nazwę moreny ablacyjnej subakwacyjnej (ang. subaquatic flow fill). Charakteryzuje się ona zazwyczaj większą zawartością frakcji zawieszonych, niekiedy strukturą laminowaną oraz przewarstwieniami osadów sedymentacji wodnej (por. E. B. Evenson i in. 1977).

Na rozmieszczenie i ułożenie materiału klastycznego w morenie ablacyjnej wpływa wielkość okruchów skalnych oraz sposób ruchu osadu, który zależy z kolei od uziarnienia osadu i zawartości wody. Większe głazy — zbyt ciężkie, aby mogły być transportowane, opadają szybko na dno, mniejsze okruchy mogą być transportowane w osadzie na znaczne nieraz odległości. Ułożenie okruchów w morenie płynącej w postaci lobów błotnych odzwierciedla spągowa część lobów, poruszająca się ruchem laminarnym (A. M. Johnson 1970). W warunkach małego nasycenia moreny ablacyj-

nej wodą, wskutek wzrostu lepkości ulega ona przemieszczaniu raczej w postaci zsuwów i ześlizgów niż spływów, toteż w profilach geologicznych tego typu morena ablacyjna pojawia się w formie nieregularnych warstw i brył (por. ryc. 5–12, 13).

MORENA ABLACYJNO-SOLIFLUKCYJNA

Typ moreny ablacyjno-soliflukcyjnej został wyróżniony we wcześniejszej pracy autora (E. Drozdowski 1974) na podstawie kryteriów paleomorfologicznych (warunków występowania osadu), właściwości strukturalnych i teksturalnych oraz składu petrograficznego frakcji żwirowej. W odróżnieniu od poprzednio scharakteryzowanych typów moreny ablacyjnej jest to morena silnie zdiagenezowana pod wpływem mrozu i ruchów masowych, toteż przypomina osad soliflukcyjny. Podobieństwo przejawia się w strukturach typu warstwowego i walcowego (por. A. Jahn 1970) oraz w składzie petrograficznym żwirów, wykazujących gwałtowny wzrost udziału procentowego kwarców przy zmniejszaniu się frakcji w wyniku dezintegracji mrozowej skał krystalicznych. W badanych frakcjach (5–10 i 2–5 mm) stwierdzono niemal czterokrotny wzrost udziału kwarców (E. Drozdowski 1974, ryc. 41).

III. ŚRODOWISKA DEPOZYCJI GLIN MORENOWYCH DRUGIEGO POZIOMU GLACJALNEGO

Podstawowym kryterium identyfikacji typu genetycznego kopalnych glin morenowych są głównie cechy strukturalne i teksturalne tych osadów oraz ich pozycja w profilu pionowym pokładu morenowego (G. S. Boulton 1976; E. Drozdowski 1974; A. Olszewski 1974). Stąd też badania nad genezą glin morenowych są obecnie prowadzone głównie w terenie, a warunkiem jest odsłonięcie całego profilu pokładu morenowego w pionie, jak też prawidłowe rozpoznanie stratygraficzne badanych osadów. Warunki takie stwarza dolina dolnej Wisły z odsłoniętymi na zboczach dwoma, lokalnie trzema, pokładami glin morenowych. Właściwości strukturalno-teksturalne tych glin były w ostatnich latach przedmiotem szczegółowych studiów A. Olszewskiego (1974) i E. Drozdowskiego (1973a, 1974, 1975), którzy na tej podstawie przedstawili szczegółową klasyfikację genetyczną glin.

Celem rozważań w tym rozdziale jest dokonanie krytycznego przeglądu i przeprowadzenie korelacji typów genetycznych glin wyróżnionych przez tych autorów w obrębie drugiego pokładu morenowego, jak również przedstawienie nowych faktów ukazujących w nieco innym świetle środowiska i procesy depozycji tych osadów. Zagadnienia te są wciąż jeszcze zbyt słabo poznane, mimo znacznego postępu badań w tym zakresie i ich dużego znaczenia dla chronostratygrafii osadów i prawidłowej rekonstrukcji przebiegu zdarzeń glacialnych. Odnosi się to szczególnie do glin morenowych subglacialnych, których środowiska depozycji nie znajdują swoich pełnych analogów w lodowcach współczesnych, gdzie badania ograniczone są w zasadzie tylko do wąskiej strefy marginalnej.

ŚRODOWISKA DEPOZYCJI GLIN MORENOWYCH SUBGLACJALNYCH

Gliny morenowe osadzone w warunkach subglacialnych stanowią większą część masy osadów drugiego pokładu morenowego. W typowo wykształconym dwudzielnym profilu morenowym obejmują one zazwyczaj 80–90% całego profilu. Dla rekonstrukcji przebiegu zdarzeń glacialnych szczególne znaczenie mają gliny występujące w spągu pokładu morenowego, w strefie kontaktu z niżej leżącymi piaskami II fluwioglacjału. A. Olszewski (1974) w podziale litofacjalnym glin morenowych zaklasyfikował je do skrajnie bazalnego kompleksu basenowego, E. Drozdowski (1974) — do najniższej jednostki akumulacji subglacialnej, oznaczonej symbolem literowym *a* (profil Sartowice Dolne).

W profilu Świecie, opracowanym przez Olszewskiego, ta najniższa jednostka akumulacji subglacialnej jest reprezentowana przez glinę morenową laminowaną o miąższości 20 cm, składającą się z lamin gliny ciemniejszej, brunatnej lub szaro-brunatnej, o miąższości 1–2 cm i lamin gliny jaśniejszej brązowej o miąższości 1–2,5 mm. Autor określa ten utwór jako „basenowy kompleks litofacjalny osadu ablacyjnego związany z nasuwającym się lądolodem”, a więc jest to morena ablacyjna akumulowana w zbiorniku wodnym rozwiniętym przed czołem nasuwającego się lądolodu. Jak wynika jednak z przedstawionej dokumentacji (por. Olszewski 1974 -zał. III), ten domniemany osad ablacyjny spoczywa bez śladu gradacji czy zróżnicowań litologicznych na piaskach drobnoziarnistych II fluwioglacjału (scementowanych w stropie). Takich zaś zmian należałoby oczekiwać w osadach dennych progłacjalnego zbiornika wodnego jako efektu sezonowych zmian dostawy materiału morenowego (z powierzchni lądolodu) oraz zmiennych warunków termicznych i dynamicznych wodnego środowiska sedymentacyjnego (por. m. in. V. Okko 1955).

Leżąca bezpośrednio wyżej glina morenowa „subbazalnego kompleksu litofacjalnego”, którą Olszewski (*op. cit.*, s. 49) wiąże z depozycją materiału morenowego pod nasuniętym lądolodem, wykazuje te same cechy uziarnienia, zwłaszcza w zakresie frakcji najdrobniejszych, mułkowo-ilastych. Godny szczególnej uwagi jest fakt, że glina ta, podobnie jak jeszcze wyżej leżąca jednostka akumulacji subglacialnej, określona przez Olszewskiego jako „bazalny kompleks (III)” odzwierciedla niezaburzoną lub słabo zaburzoną pierwotną strukturę gruzu inglacjalnego. Fakt ten świadczy o stagnacji i spokojnym zanikaniu mas lodu lodowcowego w czasie procesów depozycyjnych albo inaczej — jak ujmuje to wyżej wymieniony autor — o podziemnym wytapianiu się materiału morenowego. W tym stanie rzeczy nieuzasadnione wydaje się rozdzielanie pochodzenia materiału morenowego dwóch najniższych kompleksów litofacjalnych. Oba kompleksy litofacjalne, tzn. „basenowy kompleks ablacyjny” i „kompleks subbazalny” zostały osadzone w tym samym środowisku topniejącego od spodu lądolodu, różniły się jedynie intensywnością działania czynników środowiskowych — obfitszym zawodnieniem środowiska podczas depozycji spągowej partii glin subglacialnych i słabszą w tym czasie dostawą materiału morenowego.

Również w innych zbadanych przez Olszewskiego profilach morenowych drugiego poziomu glacialnego osady tzw. basenowego kompleksu litofacjalnego powstawały zapewne w analogicznych warunkach subglacialnego środowiska sedymentacyjnego. Miąższość ich nie przekracza 25 cm i są zazwyczaj wykształcone w postaci piaszczystej gliny morenowej, bardziej piaszczystej niż nadległa facja gliny morenowej subglacialnej. Inną cechą charakterystyczną jest struktura warstwowa oraz częste występowanie przewarstwień lub różnokształtnych wtrąceń piaszczystych, związanych pod względem pochodzenia z niżej leżącymi piaskami II fluwioglacjału. Olszewski (*op. cit.*, s. 109) określa je jako tekstury glacyjdynamiczne („wnikań”, „załapań” itd.) utworzone pod nasuwającym się lądolodem. Nie wyjaśnia jednak mechanizmu procesu, który mógł doprowadzić do zaburzeń uprzednio osadzonych moren ablacyjnych. Takiej zresztą możliwości przeczy podobieństwo cech litologicznych gliny „basenowego kompleksu litofacjalnego” i nadległych osadów akumulacji subglacial-

nej sugerujące wspólne źródło dostawy materiału morenowego, nadto sama struktura warstwowa osadów z występującym gdzieś naprzemianległym rytmicznym ułożeniem gliny i piasków. Znacznie prostsze i bardziej przekonujące jest wiązanie przyczyn powstania tych struktur z warunkami wodnymi środowiska sedymentacji subglacialnej, bez potrzeby odwoływania się do faz nasuwania się lodowca i dynamiki ruchu lodu.

Inny przykład akumulacyjnej strefy kontaktowej prezentuje profil Grudziądza-Strzemięcina (fot. 8, 9). Oprócz cienkich przewarstwień gliniasto-piaszczystych występujących w podmorenowej strefie kontaktowej, w partii spągowej pokładu morenowego uwidacznia się warstwa laminowanej gliny morenowej o miąższości około 20 cm. Gлина w tej warstwie jest bardziej piaszczysta i znacznie mniej skonsolidowana niż gliny nadległe. Wysychając pęka łatwo wzdłuż płaszczyzn poziomych podkreślonych grubszą lub cieńszą warstewką piasków drobnoziarnistych. Godny szczególnej uwagi jest kontakt gliny morenowej z dużym głazem o średnicy około 0,6 m. Jego dolna powierzchnia znajduje się tuż ponad laminowaną warstwą spągową pokładu morenowego. Poniżej głazu rysuje się wyraźnie uskok, który przecina zarówno masę gliniastą bezpośrednio poniżej głazu, jak i opisaną warstwę spągową pokładu morenowego. Oprócz zaburzenia dysjunktywnego poniżej głazu zaznacza się także nieznaczne odgięcie warstwy spągowej ku dołowi.

Z przedstawionych faktów wynika, że depozycja głazu, a ściślej jego uwolnienie się z podtrzymującej go masy lodu lodowcowego, nastąpiło jeszcze przed całkowitym wytopieniem się osadu gliniastego, na którym obecnie spoczywa, tzn. w czasie, gdy osad ten tworzył jeszcze mieszaninę lodowo-morenową reagującą na obciążenia tak, jak materiał kruchy. W tych warunkach, pod wpływem nadmiernego obciążenia, zamiast odkształceń plastycznych powstało pęknięcie, uskok, wzdłuż którego nastąpiło przemieszczenie masy lodowo-morenowej ku dołowi i jednocześnie wypełnienie płaszczyzny uskokowej piaskiem drobnoziarnistym wymyłym zapewne ze ścian lodowych płaszczyzny uskokowej. Jest rzeczą znamionną, że piaski drobnoziarniste wypełniają także poziome płaszczyzny oddzielności w dolnej części warstwy gliniastej. Odzwierciedlają one najprawdopodobniej strukturę lodu lodowcowego, tzn. warstwy czystego lodu przedzielające warstwy (wstęgi) lodu obciążone gruzem morenowym. Niewielkie odgięcie plastyczne warstwy w sąsiedztwie uskokowej należy przypisać późniejszej fazie procesu depozycyjnego, gdy materiał podścielający głaz przybrał konsystencję miękkiej wilgotnej gliny.

Utrwalone w strukturze materiału następstwo zdarzeń sugeruje więc wytapianie się materiału morenowego in situ ze stagnujących mas lodu lodowcowego. Również sfotografowane przez A. Olszewskiego (1974, fot. 15) soczewkowate przewarstwienia piaszczyste w partii spągowej pokładu morenowego, występujące w pobliżu opisanego profilu, nie mają charakteru deformacji ścinania wywołanych ruchem spągu łądolodu, czy też — jak określa to autor — „tekstur transgresywnego kontaktu glacyodynamicznego”, lecz należą do tej samej kategorii subglacialnych kontaktów akumulacyjnych.

Omówione powyżej środowiska i procesy depozycji subglacialnych glin morenowych występujących w spągu drugiego pokładu morenowego potwierdza profil

morenowy w Sartowicach Dolnych, opisany we wcześniejszej pracy autora (E. Drozdowski 1974). W spągowej partii tego profilu występuje 50-centymetrowa warstwa poziomo laminowanych mułków piaszczystych i mułków ze sporadycznie występującym grubszym materiałem klastycznym oraz wkładkami mułkowej gliny morenowej (*op. cit.*, ryc. 7 — 13-15, ryc. 8 — a). Została ona oznaczona literą *a* jako najniższa i najwcześniej osadzona jednostka akumulacji subglacialnej w profilu morenowym. Powyżej występuje około 10-centymetrowa warstwa piasku gliniastego, która oddziela jednostkę *a* od warstwy ciemnozielonej gliny morenowej o miąższości około 30 cm (b_1) stanowiącej spąg pokładu właściwej gliny morenowej. Analizy ułożenia okruchów skalnych wykazały, że w obu jednostkach, tzn. w jednostce *a* i b_1 orientacja okruchów i ich nachylenia są analogiczne. Świadczy to nie tylko o związku genetycznym tych jednostek, ale także, w zestawieniu z faktem zachowania się w stanie nienaruszonym pierwotnej tekstury materiału wypełniającego niegdyś płaszczynę ślizgu lodowego (por. E. Drozdowski 1974, ryc. 8 — a), o powolnym uwalnianiu się materiału morenowego z lodu pod wpływem ciepła geotermicznego. Gdyby osad ten był akumulowany w postaci błotnej masy przez aktywny łądolód pod jego spągami będącym w punkcie topnienia (przy danym ciśnieniu), jak to się przyjmuje w odniesieniu do gliny morenowej bazalnej, to pierwotna struktura wypełnienia płaszczyny ślizgu lodowego uległaby na pewno zniszczeniu. Musiały tu zatem istnieć inne warunki, które pozwalały na zachowanie się struktury i tekstury materiału morenowego z fazy jego transportu. Warunki takie stwarzała stagnacja lodu lodowcowego i niezbyt intensywny dopływ ciepła, umożliwiający powolne zanikanie lodu spajającego materiał morenowy.

Opisane środowisko depozycji gliny morenowej nie musi automatycznie wykluczać ruchu całego lodowca. W warunkach urozmaiconej rzeźby podłoża lodowca istnieje możliwość stagnacji spągowych partii lodu lodowcowego, silnie nasyconych gruzem morenowym. W tym przypadku stagnujące partie spągowe lodu mogły być oddzielone od aktywnych mas lodu lodowcowego płaszczyną ślizgu wewnętrznego (płaszczyną decollement).

Powstaje w związku z tym pytanie, czy w ogóle w obrębie drugiego pokładu morenowego występuje glina morenowa bazalna? Udzielenie zdecydowanej odpowiedzi na to pytanie wymaga dalszych szczegółowych badań litologicznych zarówno terenowych, jak i laboratoryjnych. W każdym razie, jeśli oprzeć się na dotychczasowych badaniach w dolinie Wisły i obserwacjach współczesnych lodowców, zbadane profile drugiego pokładu morenowego nie dają podstaw do wydzielenia gliny morenowej bazalnej. Gлина tego typu występuje natomiast w trzecim pokładzie morenowym, który odsłania się lokalnie w dolnej części zbocza doliny Wisły, np. w Morsku i Gniewie. Został on zbadany i opisany przez A. Olszewskiego (1974).

Gliny morenowe powstałe w wyniku wytopienia się gruzu morenowego zawartego w spągowej partii łądolodu występują także powyżej opisanych osadów początkowej akumulacji subglacialnej. Stanowią one główną część dolnej warstwy pokładu morenowego, którą autor nazwał wcześniej gliną morenową denną. Typową glinę morenową subglacialną (*sensu stricto*) rozpoznano w profilach morenowych w Sartowicach Dolnych i Sartowicach Górnych (E. Drozdowski 1974, ryc. 7 — b_1, b_2 , ryc. 8 — b_1).

Tabela 3. Korelacja jednostek akumulacji lodowcowej wydzielonych przez autora (E. Drozdowski 1974) i A. Olszewskiego (1974)
Correlation of glacial accumulation units distinguished by the author (E. Drozdowski 1974) and by A. Olszewski (1974)

Główne typy genetyczne glin morenowych Main genetic types of tills	Wg autora After the author	Wg A. Olszewskiego After A. Olszewski	
moreny ablacyjne ablation tills	c_2	C/D	
	c_1		
glina morenowa inglacialna englacial melt-out till	b_3	B ₂	V
			IV
glina morenowa subglacialna basal melt-out till	b_2	B ₁	III
	b_1		II
	a		A/B

A. Olszewski (1974), który przeprowadził bardzo szczegółową analizę strukturalno-teksturalną glin morenowych subglacialnych nad dolną Wisłą, zaklasyfikował ten typ gliny do subfacji subglacialnej niższej — B₁ (por. tab. 3).

Najniższą pozycję w profilu gliny morenowej subglacialnej zajmuje jednostka b_1 , która w Sartowicach Dolnych występuje jako wyraźnie wykształcona warstwa ciemnozielonej gliny o miąższości około 20 cm, z wytrąceniami związków żelaza w spągu i w stropie. Podobną miąższość (10–25 cm) wykazuje jednostka II (subbazyalny kompleks litofacjalny) w profilach morenowych w Świeciu i Morsku (Morsk II), opracowanych przez Olszewskiego. We wszystkich tych profilach odcina się ona barwą i wyraźnymi powierzchniami granicznymi od wyżej leżącej części profilu gliny morenowej subglacialnej. W profilu w Świeciu jest szara, w Morsku-niebieskoszara, w Gniewie — brunatna, a w Knibawie — zielona. Pod względem strukturalnym i teksturalnym jednostka ta nawiązuje do nadległej gliny subglacialnej, co wskazuje na podobne warunki depozycji i wspólne źródło deponowanego materiału.

W mechanizmie depozycji tej gliny można wyróżnić dwie zasadnicze fazy: pierwszą, dynamiczną — odkłucia spągowej obciążonej gruzem morenowym warstwy lodowca na skutek wzrostu jej tarcia o podłoże; i drugą, stagnacyjną — powolnego wytapiania się in situ zawartego w lodzie gruzu morenowego. Dzięki takiemu przebiegowi procesów depozycyjnych możliwe było utrwalenie bez zmian lub z niewielkimi zmianami cech strukturalnych i teksturalnych materiału morenowego z fazy jego transportu. Nie wyjaśniona pozostaje zmienna barwa gliny. Może tu wchodzić w rachubę zróżnicowanie litologii podłoża lądolodu, jak też lokalne modyfikacje środowiska chemicznego (oksydacyjne lub redukcyjne), w którym były akumulowane osady.

Następna jednostka akumulacji subglacialnej (b_2) obejmuje główną część masy gliny morenowej subglacialnej. Odpowiada ona według klasyfikacji Olszewskiego glinie B₁ — III (por. tab. 3). Jest to glina stosunkowo jednorodna, wyraźnie odgraniczona od jednostki b_1 , lecz bez wyraźnie widocznej w strukturze granicy z nadległą gliną morenową inglacialną (b_3). Wiele cech litologicznych tego osadu, jak uziarnienie,

ułożenie glazików, obróbka ziarn kwarcowych, zawartość węgla wapnia, upodobnia go do gliny b_1 , różni się jednak od niej barwą (najczęściej brunatną) i większą kompakcją. Często spotykaną cechą tej gliny są drobne przewarstwienia mułkowe i piaszczyste oraz łupliwość, którą Olszewski (*op. cit.*, s. 62) za L. Wysokińskim (1967) tłumaczy naciskiem statycznym lądolodu. Mechanizm depozycji tego utworu był podobny do poprzedniego, różnił się jednak niektórymi warunkami, m. in. większą miąższością oddzielonych od spągu lądolodu i wyłączonych z ruchu warstw lodowo-morenowych.

Glina morenowa inglacialna oznaczona symbolem b_3 , a według klasyfikacji Olszewskiego — B_2 , ma szczególne znaczenie paleogeograficzne, gdyż środowiska i procesy jej depozycji związane są ściśle ze stagnacją i zanikaniem pogrzebanych mas lodu lodowcowego, a więc z deglacjacją arealną. Depozycja tego osadu przypadała na zaawansowane już fazy deglacjacji, gdy na powierzchni lodowej uformowała się izolująca warstwa moreny ablacyjnej, a proces depozycji gliny morenowej subglacialnej był już w zasadzie zakończony. Osad ten został rozpoznany w profilach morenowych w Sartowicach Dolnych i Sartowicach Górnych (E. Drozdowski 1974, ryc. 7 — b_3 , ryc. 10 — b_3), gdzie występuje jako glina pylasta lub piaszczysta z małą ilością okruchów skalnych. Według klasyfikacji Olszewskiego odpowiada mu subfacja subglacialna B_2 , w obrębie której autor wydzielił dwa kompleksy: IV i V. Kompleks IV, zazwyczaj o większej miąższości, ma charakter gliny bardziej jednorodnej, nie wykazującej śladów warstwowania. Inne cechy ujawnia kompleks V występujący w górnej części subfacji B_2 . Jego charakterystyczną cechą jest wysoki wskaźnik obróbki ziarna kwarcowego W_0 (np. dla całego kompleksu V profilu morenowego w Świeciu średnio 1309), co zdaniem Olszewskiego świadczy o przepływie wód roztopowych podczas procesów depozycyjnych. O tworzeniu się strug wód roztopowych płynących na krótkich dystansach w końcowej fazie akumulacji gliny inglacialnej świadczą również warstewki i smugi piasków oraz piasków gliniastych występujące np. w profilach morenowych w Sartowicach Dolnych i Świeciu.

ŚRODOWISKA DEPOZYCJI GLIN MORENOWYCH SUPRAGLACJALNYCH

Supraglacialne środowiska depozycji glin morenowych reprezentują różnego typu moreny ablacyjne. We wcześniejszej pracy autora (E. Drozdowski 1974) oznaczono je symbolami c_1 i c_2 . Odpowiadają one w całości „glinie ablacyjno-basenowej facji supraglacialnej” (C/D) w podziale litofacjalnym Olszewskiego. W typowo rozwiniętym dwuczłonowym profilu w osi obniżenia dolinnego dolnej Wisły morena c_1 występuje zwykle w facji subakwatywnej, wykształconej w postaci warstwy kamienisto-ilastej zwartej gliny morenowej o barwie szarej. Powstała ona in situ w wyniku wytapiania się materiału morenowego z powierzchni zanikających mas lodu lodowcowego, przykrytych wodą stagnującą lub słabo płynącą. Tego typu fację spotyka się zwykle na zboczach doliny dolnej Wisły, a więc wzdłuż osi obniżenia dolinnego, gdzie podczas deglacjacji arealnej, zwłaszcza w końcowych jej fazach, istniała tendencja do gromadzenia się wód pochodzenia roztopowego i opadowego oraz akumulacji osadów zastoiskowych (fot. 10). Tym niemniej w czasie powstawania moreny ablacyjnej leżącej in situ istniały okresy, kiedy była ona wystawiona na bez-

pośrednie działanie atmosfery. Zwrócił na to uwagę A. Olszewski (1974), który przytacza następujące dowody: horyzontalne skupienia materiału grubookruchowego (rezultat przemycia), niski wskaźnik obróbki ziarn kwarcowych we frakcji 1,02—0,75 mm i ostrokrawędziowa forma grubszego materiału klastycznego. Te dwie ostatnie cechy są efektem dezintegracji mrozowej skał.

Pochodną moreny ablacyjnej leżącej in situ jest morena ablacyjna spływowa (ang. flow till) oznaczona symbolem c_2 . Występuje ona zazwyczaj w formie nieregularnych warstw i soczew szarej lub czerwonej gliny, która pod względem cech litologicznych upodabnia się do osadu wyjściowego. Morena ablacyjna spływowa, dzięki dużej mobilności podczas procesu depozycyjnego, występuje często jako element allochtoniczny w niemorenowych profilach drugiego poziomu glacialnego, np. wśród piasków i żwirów wypełniających szczeliny lub przestrzenie międzybryłowe zanikającej pokrywy lodowcowej (por. E. Drozdowski 1974, ryc. 18). W tych przypadkach występuje ona w formie nieregularnych warstw lub brył.

Warto zwrócić uwagę na charakterystyczną czerwoną barwę, jaka cechuje nie-rzaz morenę ablacyjną spływową, np. w Sartowicach Dolnych i Górnych, w Strze-mięcinie, w Parsku, a także w okolicach Gniewu oraz Czerwonego Dworu na północ od Kwidzyna. Czerwona barwa występuje również (A. Olszewski 1974) w spągu moreny ablacyjno-basenowej w Morsku (subkompleks VIII — 1a). Fakty te sugerują oddziaływanie klimatu suchego. Najwidoczniej gliny morenowe przybierały czerwo-ną barwę ulegając wietrzeniu w środowisku utleniającym, w bezpośrednim kontakcie z atmosferą. Mogło to nastąpić na początku okresu deglacjacji, jeszcze przed przy-kryciem powierzchni lodowej wodami wzdłuż osi dzisiejszego obniżenia dolinnego Wisły; czy też później, gdy w wyniku zmian ewolucyjnych rzeźby supraglacialnej następowało okresowe wynurzenie się moren ponad powierzchnię wody. Należy dodać, że barwę zbliżoną do czerwonej (ceglastą) ma gdzieś również glina morenowa inglacialna, np. glina b_3 w Sartowicach Górnych, która wytapiała się w warunkach specyficznych — z lodu sklepionego ponad jaskinią subglacialną (E. Drozdowski 1974, ryc. 10). W świetle tych faktów wydaje się zrozumiałe częstsze i regularniejsze występowanie czerwonej barwy glin morenowych po obu stronach obniżenia dolinnego Wisły, notowane w opisach profili geologicznych wierceń. Wiercenia przebijają bowiem gliny morenowe utworzone niegdyś na nie pokrytych wodą skłonach zamierającej arealnie pokrywy lodowcowej, wystawionych na bez-pośrednie działanie czynników atmosferycznych. Powyższa interpretacja jest zgodna z innym, bardziej przekonującym dowodem panowania klimatu suchego — z wy-stępowaniem osadów lessopodobnych. Zagadnienie to będzie omówione w następ-nym rozdziale.

Oprócz scharakteryzowanych środowisk depozycji moreny ablacyjnej leżącej in situ i moreny ablacyjnej spływowej istniały w czasie środkowowürmskiego okresu deglacjacji rozpatrywanego terenu również inne typy osadów morenowych utworzo-nych w warunkach szeroko pojętego supraglacialnego środowiska sedymentacyjnego, jak morena ablacyjno-soliflukcyjna, morena ablacyjna wypełnień szczelinowych (typu crevasse fillings). Zostały one szczegółowo scharakteryzowane we wcześniej-szych publikacjach autora (E. Drozdowski 1973a, 1974, 1975).



Fot. 5. Spitsbergen, sierpień 1975. Powierzchnia lodowca Andreas przykryta supraglacialnym materiałem skalnym opadłym ze zboczy doliny (po prawej stronie)

Phot. 5. Spitsbergen, August 1975. The surface of Andreasbreen covered by supraglacial debris which is derived from the valley-slope (at the right)

Fot. 6. Spitsbergen, lipiec 1975. Fragmenty łupków wystające z płaszczyzn ślizgu lodowego w wyniku ablacji w strefie brzeżnej lodowca Aavatsmark. Niemal pionowe ustawienie fragmentów skalnych świadczy o kompresyjnym płynięciu lodu

Phot. 6. Spitsbergen, August 1975. Shale fragments perching from the foliation planes within the ablation zone of Aavatsmarkbreen. Almost vertical arrangement of rock fragments indicates compressive flow of ice





Fot. 7. Spitsbergen, lipiec 1975. Nierównomiernie rozmieszczona morena ablacyjna splywowa i towarzyszące jej osady sedimentacji wodnej w strefie brzeżnej lodowca Aavatsmark

Phot. 7. Spitsbergen, July 1975. Irregularly distributed flow till and associated water-laid sediments in marginal zone of Aavatsmarkbreen

IV. DEGLACJACJA A PROCESY DEPOZYCJI GLIN MORENOWYCH

Znaczna miąższość gliny morenowej inglacjalnej sugeruje, że nasunięty na obszar dolnego Powiśla łądolód w okresie poprzedzającym stagnację miał reżim zimny, typu polarnego lub subpolarnego. Tylko taki typ reżimu termicznego lodowca umożliwił dostawę większej ilości gruzu skalnego z podłoża lodowca do jego wnętrza (por. R. P. Goldthwait 1951; J. Weertman 1961; R. L. Hooke 1970; G. S. Boulton 1972; L. Clayton, S. R. Moran 1974; D. E. Sugden, B. S. John 1976; S. Baranowski 1977; N. Eyles, R. M. Slatt 1977; I. Marcussen 1977). Poczynając od momentu stagnacji lodu, tj. od chwili rozpoczęcia się procesu deglacjacji arealnej, reżim termiczny łądolodu uległ zmianie. Temperatura lodu w partiach przypowierzchniowych i u podstawy stagnującej pokrywy lodowcowej zbliżyła się do zera, doprowadzając w efekcie do topnienia lodu i uwalniania zawartego w nim gruzu morenowego.

Proces zanikania pokrywy lodowcowej nie miał jednak charakteru gwałtownego. Przebiegał powoli, bez przyspieszającego udziału ciepła przenoszonego w głąb lodu przez okresowe wody roztopowe i opadowe, w przeciwnym bowiem przypadku należałoby się spodziewać zaburzeń pierwotnej tekstury gruzu morenowego, która została zachowana przeważnie bez większych zmian w glinie morenowej. Należy nadto przypuszczać, że intensywniejsza działalność wód roztopowych i opadowych w obrębie zanikającej pokrywy lodowcowej doprowadziłaby w krótkim czasie do rozpadu tej pokrywy na mniejsze i większe bloki martwego lodu. Wprawdzie spotyka się gdzieś tam strefy i miejsca, w których zamiast zwartej dwudzielnej profilu morenowego pojawiają się osady glaciofluwialne czy glaciolimniczne albo też prze-warstwienia osadów wodnolodowcowych wśród glin morenowych (E. Drozdowski 1974, ryc. 10, 18), jednak nie są to zjawiska na tyle powszechne, aby mogły upoważniać do wyciągnięcia wniosku o aktywnej działalności wód roztopowych w procesie degradacji pokrywy lodowcowej.

Depozycja glin morenowych drugiego pokładu morenowego była w tych warunkach wynikiem działania trzech podstawowych czynników: ilości gruzu morenowego zawartego w topniejącym lodzie, potoku ciepła geotermicznego dopływającego do podstawy pokrywy lodowcowej oraz ciepła przenikającego od powierzchni pokrywy pod wpływem promieniowania słonecznego, kondukcji ciepła z powietrza, a także zamarzania wody (przekazywanie ciepła krystalizacji).

Ilość gruzu morenowego była największa przy podstawie pokrywy lodowcowej, ponieważ w okresie bezpośrednio poprzedzającym stagnację lodu mogły się tworzyć znacznej miąższości warstwy lodu regelacyjnego (pod wpływem zmian temperatury

wywołanych ruchem lodu), które następnie mogły być przeniesione w płaszczyznach ślizgu do wnętrza lodowca. Przypuszczenie to wynika z faktu występowania jednostki a wypełniającej płaszczyznę ślizgu lodowego w profilu morenowym Sartowic Dolnych (E. Drozdowski 1974, ryc. 9 — a). Występowaniu gruzu inglacialnego (w płaszczyznach ślizgu i ścinania) sprzyjały nierówności rzeźby podłoża lodowca wzbudzające kompresyjne płynięcie lodu.

Ilość ciepła geotermicznego dochodząca do podstawy lodowca wynosi przeciętnie $59,9 \text{ m Wm}^{-2}$, co wystarcza na stopienie w ciągu 1 roku warstwy lodu o miąższości $0,6 \text{ cm}$ (D. E. Sugden, B. S. John 1976). Jakkolwiek wartość ta jest traktowana dla uproszczenia jako stała dla wszystkich lodowców, w dostawie ciepła geotermicznego do spągu stagnującego lodowca istnieją jednak znaczne różnice zależne od budowy geologicznej, właściwości cieplnych skał, zawodnienia, a także rzeźby podłoża lodowcowego. Depresje podłoża wpływają na szybszą depozycję gliny, odwrotnie niż podczas ruchu lodowca, gdy ciepło tworzące się pod wpływem tarcia lodu uprzywilejowuje wypukłości podłoża. Przyczyną tego zjawiska według L. H. Noblesa i J. Weertmana (1971) jest refrakcja potoku ciepła w obrębie depresji podłoża lodowcowego.

Wpływ budowy geologicznej na intensywność potoków cieplnych pochodzących z wnętrza ziemi odzwierciedla wielkość stopnia geotermicznego. Pod tym względem obszar dolnego Powiśla, leżący na peryferiach krystalicznej platformy prekambryjskiej, należy do regionów „chłodnych”, o średnich wartościach stopnia geotermicznego od 40 do 70 m (S. Z. Różycki 1947).

Miąższość warstwy lodu topniejącej w ciągu roku w wyniku ogrzewania geotermicznego w warunkach stałego dopływu ciepła będzie jednak znacznie większa, jeżeli w lodzie przeważać będzie objętościowo materiał morenowy. Według obliczeń D. M. Mickelsona (1973) szybkość depozycji gliny morenowej subglacialnej w strefie brzeżnej lodowca Burroughs na Alasce wahała się w ciągu ostatniego półwiecza w granicach $0,5$ — $2,5 \text{ cm}$ rocznie, przy czym wartości te odnosiły się głównie do zaawansowanych faz stagnacji lodowca. Maksymalną szybkość przyrastania gliny ($2,5 \text{ cm}$) stwierdził przy topnieniu mieszaniny lodowo-morenowej, w której lód stanowił tylko 25% całej objętości mieszaniny.

Jeżeli przyjąć minimalną wartość szybkości depozycji badanych glin $0,5 \text{ cm/rok}$, wówczas akumulacja warstwy gliny morenowej subglacialnej o miąższości 6 m wymagałaby okresu około 1200 lat. Stopień koncentracji gruzu morenowego był jednak w całym przekroju spągowej partii lodowca z pewnością mniejszy, toteż „produkcja” gliny była mniejsza niż $0,5 \text{ cm/rok}$. Wydaje się, że w tych warunkach, jeśli pominąć inne niewymierne różnice między lodowcami Alaski a lądolodem skandynawskim, wielkość $0,2 \text{ cm}$ dla średniej rocznej wydajności procesu depozycji gliny subglacialnej nie jest zawyżona. W przypadku miąższości warstwy gliny morenowej subglacialnej 6 m otrzymamy wtedy okres akumulacji około 3000 lat.

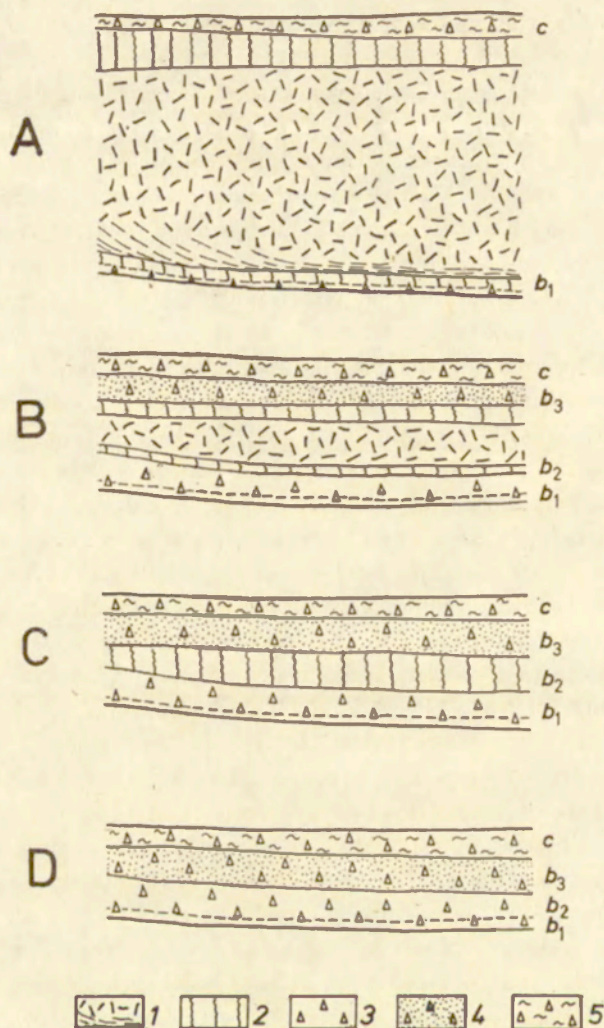
Szybkość formowania się moreny ablacyjnej była bardzo nierównomierna. Z reguły w miarę wzrostu miąższości moreny ablacyjnej obniżała się jej zdolność do przewodzenia ciepła atmosferycznego. Wartością progową jest miąższość około 3 cm . Warstwa moreny ablacyjnej o większej miąższości może już pełnić rolę warstwy izolacyjnej, pozwalając się utrzymywać przykrytym przez nią masom lodowym przez

długi okres (por. G. Østrem 1965; J. Szupryczyński 1968; G. D. McKenzie 1969; A. Szponar 1975).

Efektywność oddziaływania ciepła atmosferycznego i sublimacji w procesie depozycji gliny morenowej inglacialnej była przede wszystkim funkcją klimatu oraz miąższości moreny ablacyjnej i lodu pomiędzy powierzchnią pokrywy lodowcowej a jej partią spągową obciążoną gruzem morenowym. Zaobserwowano, że w strefach marginalnych współczesnych lodowców typu polarnego lub subpolarnego materiał z podłoża lodowca jest przenoszony do wnętrza lodowca na wysokość 60–80 m (R. P. Goldthwait 1951; J. Weertman 1961). W odniesieniu do rozpatrywanego łądolodu powyższe wartości należy traktować jako maksymalne, gdyż nigdzie na rozpatrywanym terenie nie natrafiono na niewątpliwe dowody naporu czoła łądolodu w postaci zaburzeń glacieotektonicznych lub kopalnych wałów moren spiętrzonych. Właściwości strukturalne i teksturalne glin morenowych zdają się wskazywać raczej na zamieranie pokrywy lodowcowej z dala od czoła lodowca, a więc z dala od strefy szczególnie predestynowanej do działania składowej pionowej ruchu lodu. Należy w związku z tym przypuszczać, że w pierwszej fazie deglacjacji nie mogły się wytapiać większe ilości gruzu inglacialnego, gdyż „produktywne” warstwy spągowe lodowca znajdowały się poza zasięgiem strefy przenikania ciepła słonecznego i atmosferycznego. Dopiero po obniżeniu się powierzchni łądolodu, w wyniku topnienia lodu zawierającego mało materiału morenowego, zostały one poddane działaniu intensywnej ewaporacji i ciepła przenikającego z powierzchni, dając w efekcie gliny morenowe inglacialne typu sublimacyjnego i wytopiskowego.

Warunki przestrzenne i przebieg depozycji glin morenowych podczas deglacjacji arealnej przedstawia rycina 4. Główne typy genetyczne glin morenowych oznaczono na niej symbolami literowymi od b_1 do c , nawiązującymi do symboliki zastosowanej we wcześniejszej pracy autora (E. Drozdowski 1974). Jak wynika ze schematu, zwarty pokład morenowy, w warunkach arealnego zanikania pokrywy lodowcowej z dala od czoła lodowca, powstaje w wyniku jednoczesnego przyrastania gliny morenowej od dołu i od góry pokrywy. Najwcześniej formuje się glina morenowa subglacialna b_1 , stojąca właściwie na pograniczu między gliną morenową bazalną a gliną subglacialną (sensu stricto). W depozycji tego typu gliny może uczestniczyć również ciepło tworzące się pod wpływem tarcia wewnętrznego lodu (wzdłuż płaszczyzn ślizgu i ścinania), które stanowi dodatkowe źródło energii (oprócz ciepła geotermicznego) procesów depozycyjnych. Najpóźniej uwalniany jest z lodu gruz morenowy stanowiący tworzywo gliny morenowej inglacialnej typu sublimacyjnego i wytopiskowego (b_3). Należy jeszcze raz podkreślić znaczenie reżimu cieplnego ośrodka depozycji, albowiem przedstawiony schemat, w takim ujęciu geometrycznym i czasowym, może wystąpić jedynie w przypadku mas lodowych lodowca zimnego typu polarnego lub subpolarnego. Akumulacja materiału morenowego w lodowcach typu umiarkowanego ograniczona jest w zasadzie tylko do ich podstawy.

Proces zanikania martwego lodu nie został zakończony podczas środkowowürmskiego okresu deglacjacji. Istnieją liczne dowody geologiczne i paleomorfologiczne wskazujące na zachowanie się brył martwego lodu przez okres środkowego würmu i przetrwanie ich w stanie kopalnym do późnoglacialnego etapu rozwoju doliny



Ryc. 4. Schemat depozycji glin morenowych w przekroju pionowym zanikającej arealnie pokrywy lodowcowej (z dala od czola lodowca)

1 – lód lodowcowy z przymarznietymi do podstawy warstwami lodu bogatymi w gruz morenowy, będącymi poniżej punktu topnienia; 2 – lód lodowcowy w punkcie topnienia; 3 – glina morenowa subglacialna; 4 – glina morenowa inglacjalna; 5 – morena ablacyjna; c – morena ablacyjna (leżąca in situ oraz spływowa); b₃ – glina morenowa inglacjalna utworzona w wyniku sublimacji i topnienia lodu; b₁ – glina morenowa subglacialna wytopiona z lodu w początkowej fazie stagnacji przydennych partii lodu (możliwy jeszcze ruch nadległych partii lodu); b₂ – glina morenowa subglacialna wytopiona z lodu wyłącznie pod wpływem ciepła geotermicznego

Fig. 4. Scheme of till deposition in the vertical section of areally diminishing ice sheet (far away from the snout of the glacier)

1 – glacier ice with frozen to the base layers of regelation ice being below pressure melting point; 2 – glacier ice at the pressure melting point; 3 – subglacial till; 4 – englacial till; 5 – ablation till; c – ablation till (lying in situ and flow till); b₃ – englacial till derived from sublimation and melting of ice; b₁ – subglacial till released from ice at the beginning of stagnation of basal ice (movement of the overlying ice still possible); b₂ – subglacial till released from ice under the influence of geothermal heat

dolnej Wisły (E. Drozdowski 1974, 1976). Musiało zatem nastąpić ochłodzenie klimatu, w wyniku czego miąższość lodu i osadzonych już glin morenowych, oziębiających poniżej 0°C w okresie zimowym, stała się większa niż miąższość warstwy ogrzewanej w ciągu lata. To ochłodzenie klimatyczne, warunkujące rozwój wieloletniej zmarzliny, przypadło na końcowe fazy deglacjacji i zostało utrwalone w morenie ablacyjno-soliflukcyjnej, czyli morenie ablacyjnej przeobrażonej pod wpływem procesów mrozowych i ruchów masowych.

V. OSADY LESSOPODOBNE

W obrębie drugiego poziomu glacialnego oprócz glin morenowych występują również osady niemorenowe, które mają szczególnie duże znaczenie dla poznania warunków klimatycznych, w jakich nastąpiła stagnacja i zanik pokrywy lodowcowej. Są to osady lessopodobne, rozpoznane po raz pierwszy przez autora w 1967 r.² na zboczach doliny Wisły pod Sartowicami. Osady eoliczne uznane za lessy stwierdziła również A. Makowska (1973) w kilku innych punktach dolnego Powiśla. Sądząc z profili geologicznych, opisanych przez tę autorkę, lessy występują w różnych sytuacjach stratygraficznych, m.in. także pod gliną morenową drugiego poziomu glacialnego (Aplinki). Takie określenie miejsca lessu w profilu stratygraficznym ostatniego zlodowacenia nad dolną Wisłą, a zwłaszcza w profilu osadów drugiego poziomu glacialnego, budzi zastrzeżenia. Wynika to z braku dokładniejszych danych dotyczących typu litologicznego osadów lessowych (autorka nie podaje żadnych wyników analiz sedymentologicznych) i charakteru facjalnego glin morenowych w profilu, a także braku informacji na temat warunków paleomorfologicznych występowania lessów, które pozwalałyby na charakterystykę środowisk sedymentacyjnych i podjęcie próby rekonstrukcji ogólniejszych stosunków paleogeograficznych podczas akumulacji tych osadów.

OPIS STANOWISK OSADÓW LESSOPODOBNYCH I ICH CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA

Osady lessopodobne wykazują rozmaite wykształcenie facjalne, występują w różnych sytuacjach paleomorfologicznych, a tym samym w zmiennej lokalnie pozycji stratygraficznej w obrębie utworów drugiego poziomu glacialnego. Wyróżniono dwie podstawowe grupy genetyczne osadów lessopodobnych, a mianowicie: osady lessopodobne szczelinowe, akumulowane w obrębie szczelin i rozmaitych rozpadlin lodowych oraz lessopodobne osady supraglacialne, osadzone najczęściej w płytkich zbiornikach wodnych na powierzchni zanikającej pokrywy lodowcowej. Utwory pierwszej grupy genetycznej występują w Sartowicach Górnych i Wiągu, drugiej zaś grupy — w Sartowicach Dolnych, Strzemięcinie i Parsku.

² Zostały one zademonstrowane przez autora w 1968 r. podczas objazdu terenowego, w którym uczestniczyli prof. R. Galon i prof. J. Szupryczyński.

SARTOWICE GÓRNE

Osady lessopodobne odsłonięte w Sartowicach Górnych reprezentują fację najbardziej zbliżoną do typowego lessu. Występują one w zboczu doliny Wisły, na południowy zachód od PGR-u w Sartowicach Górnych, przy wylocie doliny Strugi Sartowickiej (ryc. 1). Występuje tu zwięzły osad lessopodobny o jednolitym ciemno-żółtym zabarwieniu, ze słabo zaznaczoną stratyfikacją, tworzący pionowe lekko wybrzuszone ściany o wysokości 6—8 m (fot. 11). Podobnie jak less typowy odznacza się on pionową łupliwością, jednakże struktura warstwowa sprawia, że pęka i odpada od ściany zwykle w postaci nieregularnych brył i bloków. Jest rzeczą charakterystyczną, że w miejscu występowania tego osadu brak jednolitego pokładu gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego. Na powierzchni wysoczyzny morenowej, mającej charakter powierzchni wód roztopowych, pojawia się glina morenowa oraz żwiry i piaski wodnolodowcowe pierwszego poziomu glacialnego, natomiast poniżej, u stóp ścian lessowych, na wysokości około 35—28 m n.p.m., stwierdzono mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste przechodzące ku dołowi w ropy warwowe, które występują zwykle na tej wysokości jako składowa część II fluwioglacjału.

Pierwsze rozpoznawcze analizy sedymentologiczne dwóch próbek³ wykazały, że udział procentowy frakcji 0,05—0,01 mm, która dominuje w masie ziarnistej typowego niezwięzłego lessu (por. J. Malinowski 1964; J. E. Mojski 1965; H. Maruszczak 1969; J. Cegła 1972; J. Jersak 1973) wynosi powyżej 60%, a zawartość CaCO₃ przekracza 10%. Otrzymane wyniki analiz przedstawia tabela 4.

Analizy sedymentologiczne próbek⁴ pobranych w odstępach półmetrowych ze spągowej części ściany lessowej przedstawia tabela 5.

Z przytoczonych danych liczbowych (por. tab. 4, 5) wynika, że niezależnie od zmiennej ilości cząstek pylastych, które to zmiany mogą być efektem różnic prędkości wiatrów i odległości od obszaru deflacji, zaznacza się pewna tendencja wzrostu ilości najdrobniejszych cząstek w profilu od góry ku dołowi. Jeżeli w próbkach pobranych na wysokości 50,0—47,0 m ilość frakcji mniejszej od 0,006 mm nie przekracza 25%, to w próbkach pobranych z niższych partii jest ona z reguły większa niż 25%. W skrajnym przypadku (próbka nr 17) dochodzi nawet do 44%. Nie wydaje się, aby te różnice w uziarnieniu materiału były wywołane czynnikami anemometrycznymi, bardziej prawdopodobna jest zmiana facji jako efekt zmienności litologicznej osadów wywiewanych. W związku z tym nasuwa się przypuszczenie, że omawiany osad jest sedymentem niveo-eolicznym, akumulowanym w okresie zimy razem ze śniegiem. Udział bowiem najdrobniejszych cząstek w procesie niveo-eolicznej sedymentacji — jak wykazały eksperymentalne badania terenowe przeprowadzone przez A. Jahna (1969b) — odzwierciedla skład mechaniczny zwiewanego materiału.

³ Analizy były wykonane w Pracowni Badań Czwartorzędu Instytutu Geologicznego w Warszawie, a wyniki — wraz z oznaczeniem analizowanego osadu jako typowego lessu — przekazane do dyspozycji autora w 1970 r. przez doc. dr. hab. J. E. Mojskiego, któremu autor w tym miejscu składa serdeczne podziękowania.

⁴ Te, jak też pozostałe analizy zostały wykonane w Wojewódzkiej Stacji Chemiczno-Rolniczej w Bydgoszczy.

Tabela 4. Wyniki analiz sedimentologicznych osadów lessopodobnych w Sartowicach Górnych*
Results of sedimentological analysis of the loess-like deposits at Sartowice Górne

Nr próbki No of sample	średnica frakcji [mm] fraction							CaCO ₃ [%]
	0,5	0,5–0,25	0,25–0,10	0,10–0,25	0,05–0,01	0,01–0,005	<0,005	
	Uziarnienie [% wagowe] Grain-size composition							
1	0,2	0,6	2,6	13,8	68,6	7,4	6,8	16,5
2	—	0,2	4,6	2,2	78,0	9,4	6,2	13,8

* Analizy wykonane w Pracowni Badań Czwartorzędu Instytutu Geologicznego w Warszawie.
 Analyses carried out in the Quaternary Research Laboratory of the Geological Institute, Warsaw.

Tabela 5. Wyniki analiz sedymentologicznych osadów lessopodobnych w Sartowicach Górnych*
Results of sedimentological analysis of the loess-like deposits at Sartowice Górne

Nr próbki No of sample	Głębokość [m n.p.m.] Depth [m a.s.l.]	średnica frakcji [mm] fraction						Próchnica [%] Humus	CaCO ₃ [%]
		1,0–0,10	0,10–0,05	0,05–0,02	0,02–0,006	0,006–0,002	<0,002		
		Uziarnienie [% wagowe] Grain-size composition							
4	42,0–42,5	4	4	12	18	12	20	0,4	17,3
5	42,5–43,0	5	2	25	34	16	18	0,5	18,4
6	43,0–43,5	6	3	21	45	9	16	0,5	16,8
7	43,5–44,0	3	2	26	49	10	10	0,4	17,4
8	44,0–44,5	4	4	30	44	8	10	0,3	18,1
9	44,5–45,0	6	2	24	35	12	21	0,4	17,5
17	45,0–45,5	6	2	14	34	9	25	0,5	16,4
18	45,5–46,0	4	2	19	47	11	17	0,6	18,1
19	46,0–46,5	6	2	18	45	11	18	0,4	18,9
20	46,5–47,0	2	7	20	40	23	8	0,6	16,8
21	47,0–47,5	4	6	32	36	7	15	0,5	15,1
22	47,5–48,0	4	2	18	41	15	20	0,5	16,8
23	48,0–48,5	2	3	20	50	9	16	0,6	16,0
24	48,5–49,0	6	10	39	26	6	13	0,4	11,7
25	49,0–49,5	4	8	29	35	8	16	0,5	15,5
26	49,5–50,0	6	12	42	25	4	11	0,3	14,8
Średnia wartość z 16 próbek Average value from 16 samples		4,5	4,5	24,5	39,8	10,7	15,9	0,4	16,6

* Analizy wykonane w Wojewódzkiej Stacji Chemiczno-Rolniczej w Bydgoszczy.

Analyses carried out in the Chemical and Agricultural Station in Bydgoszcz.

Takie wyjaśnienie potwierdza także laminacja osadu, która może być skutkiem wielocyklicznego procesu sedymentacji niveo-eolicznej w ciągu poszczególnych zim.

Zawartość węglanów wapnia (i magnezu) waha się od 11,65 do 18,98%, a średnia wartość z 16 próbek dla całego badanego profilu wynosi 16,6%. Na podstawie dobrego zachowania się struktury osadu, jak też braku wyraźnych śladów migracji węglanów w osadzie (wytrącenia i konkrecje), można przyjąć, że pochodzenie węglanów jest pierwotne. Prawdopodobnie były one w większości rozproszone już w fazie transportu materiału eolicznego jako pył kalcytowy i osadzone mniej więcej równomiernie wśród frakcji pylastej i ilastej (por. H. Maruszczak 1969). Podobną pierwotną genezę ma zapewne próchnica, której średnia zawartość (z 16 próbek) wynosi 0,4%.

W celu określenia przybliżonego wieku bezwzględne osadu próbkę pobraną na wysokości 49,5–50,0 m npm (środkowa część ściany) poddano analizie termoluminescencyjnej. Wykonał ją W. N. Szelkopljas w Laboratorium Instytutu Geologicznego AN USRR w Kijowie⁵. Rezultat jest następujący: $51\ 000 \pm 8000$ B. P. Potwierdza to przynależność chronostratygraficzną osadów lessopodobnych do drugiego poziomu glacialnego, a jednocześnie związek tych osadów z warunkami i procesami arealnego zaniku pokrywy lodowcowej w środkowym würmie.

WIĄG

Odsłonięcie osadów lessopodobnych w Wiągu jest zlokalizowane na zboczu doliny Wisły stykającym się bezpośrednio z wylotowym odcinkiem wspomnianej już doliny Strugi Sartowickiej, ale po jej zachodniej stronie i nieco wyżej niż opisane poprzednio osady lessopodobne w Sartowicach Górnych (na wysokości 55–60 m npm). Sytuację stratygraficzną tego stanowiska określają z jednej strony szare ily warwowe, występujące poniżej na zboczu dolinnym na wysokości około 40 m npm, z drugiej zaś — glina morenowa drugiego poziomu glacialnego, która występuje na przyległej do zbocza powierzchni wysoczyzny morenowej i pojawia się powyżej omawianego stanowiska w wykopie drogi polnej w postaci nieregularnej wyklino-wującej się warstwy o charakterze moreny ablacyjnej spływowej.

Występuje tu inna facja utworów pochodzenia eolicznego, osadzonych w szczelinach i rozpadlinach lodowych. Ściana odsłonięcia, którego wysokość dochodzi do 3 m, ukazuje zaburzone fałdowo warstwy i smugi lessopodobnych mułków i dobrze wysortowanych piasków pylastych (podział na podstawie uziarnienia wg PN-54/B-02480) o zmiennej miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Przemienne ułożenie mułków i piasków pylastych uwidacznia się wyraźnie dzięki wypreparowaniu przez wiatr warstw piaszczysto-pylastych (fot. 12). Jak wykazał wkop wykonany u podstawy odsłonięcia, cała ta seria osadów eolicznych spoczywa na piaskach drobnoziarnistych przewodniego poziomu międzymorenowego i jest oddzielona od nich granicą dyskordancji.

Wyniki analiz sedymentologicznych próbek pobranych z poszczególnych warstw

⁵ Za wykonanie tej analizy, jak też analiz termoluminescencyjnych trzech dalszych próbek autor składa dr W. N. Szelkopljasowi serdeczne podziękowania.

Tabela 6. Wyniki analiz sedymentologicznych osadów lessopodobnych w Wiągu
Results of sedimentological analysis of the loess-like deposits at Wiąg

Nr próbki No of samples	Głębokość od stropu odkrywki [m] Depth from the top of the exposure	średnica frakcji [mm] fraction						Próchnica [%] Humus	CaCO ₃ [%]
		1,0–0,10	0,10–0,05	0,05–0,02	0,02–0,006	0,006–0,002	< 0,002		
		Uziarnienie [% wagowe] Grain-size composition							
10	2,1–2,0	5	10	32	34	7	12	0,25	15,1
11	2,0–1,9	29	53	13	1	1	3	0,05	6,3
12	1,8–1,7	13	13	25	15	13	21	0,35	18,1
13	1,7–1,6	13	63	17	3	1	3	0,06	6,5
14	1,6–1,5	3	7	22	44	9	15	0,37	17,2
15	1,5–1,3	32	56	5	2	2	3	0,12	4,3
16	1,3–1,2	4	2	24	40	13	17	0,43	18,6

osadów eolicznych zamieszczono w tabeli 6. Zmienność uziarnienia osadów, jak wynika z tabeli, zaznacza się najdobitniej we frakcjach drobniejszych, mniejszych od 0,02 mm. Warstwy piasków pylastych zawierają znikome ich ilości, wahające się w granicach 5–7%, natomiast mułki lessopodobne — w granicach 51–70%. Podobną zmienność wykazuje również zawartość CaCO_3 i próchnicy. W mułkach lessopodobnych zawartość CaCO_3 wynosi od 15,1 do 18,6%, natomiast w piaskach pylastych spada do 6,5–4,3%, odpowiednie wartości próchnicy zmieniają się od 0,25–0,43% do 0,05–0,12%.

Tego typu utwory wykazują duże podobieństwo do osadów rytmicznie warstwianych (franc. grèzes lités) powstałych w wyniku przemiennej sedymentacji zanieczyszczonego śniegu i piasku. Tworzą się one m.in. na Antarktydzie podczas letnich burz piaszczystych (A. Cailleux 1962). Należy przypuszczać, że w czasie arealnego zanikania lądolodu szczeliny i większe rozpadliny lodowe były szczególnie predestynowane do wzmożonej akumulacji eolicznej z uwagi na możliwość występowania w tych strefach lokalnych zaburzeń prądów powietrznych i słabnięcia siły wiatru.

Akumulacja tych utworów odbywała się niewątpliwie w strefie kontaktu z lodem. Dowodzą tego deformacje fałdowe. Powstały one w wyniku nierównomiernego osiadania osadów spowodowanego zanikiem podparcia lodowego. Taką interpretację potwierdza nie zaburzona struktura sedymentacyjna utworów podścielających i nadległych. Wyklucza to glacieotektonikę związaną z najmłodszym nasunięciem lodowcowym, gdyż w tym przypadku zaburzenia objęłyby nie tylko omówione sedymenty eoliczne, ale także osady, z którymi bezpośrednio się one stykają.

SARTOWICE DOLNE

Utwory lessopodobne osadzone na powierzchni zanikającego lądolodu (druga wyróżniona grupa genetyczna) mają znacznie większe rozprzestrzenienie niż sedymenty eoliczne akumulowane w szczelinach i rozpadlinach lodowych. Występują one zwykle na morenie ablacyjnej subakwatywnej, lecz poniżej moreny ablacyjno-soliflukcyjnej, która znamionuje fazę klimatycznego ochłodzenia w czasie deglacjacji arealnej. Supraglacialne osady lessopodobne wykazują niemal zawsze strukturę warwową. W partiach spągowych są one najczęściej wykształcone w postaci typowych ilów warwowych, dopiero wyżej tracą strukturę warwową na skutek stopniowego wzrostu miąższości letnich warstw żółtych lessopodobnych mułków. W partiach stropowych tych osadów warstewki ilaste mogą całkowicie zanikać, co sprawia, że typowe ily warwowe w spągu przechodzą w jednorodne pyły lessopodobne w stropie. Dowodem akumulacji tych osadów na powierzchni lodu są występujące gdzieś struktury osiadania (fot. 13).

Stanowisko w Sartowicach Dolnych ukazuje supraglacialne osady lessopodobne w typowym ich wykształceniu facjalnym. Spoczywają one na morenie ablacyjnej, która występuje tu w dwóch odmianach: jako morena ablacyjna subakwatywna leżąca in situ (o szarym zabarwieniu) i morena ablacyjna spływowa (o zabarwieniu zbliżonym do czerwonego). Gliny morenowe w tym stanowisku były już obiektem wcześniejszych badań autora (E. Drozdowski 1974, ryc. 7–9).

Tabela 7. Wyniki analiz sedymentologicznych osadów lessopodobnych w Sartowicach Dolnych
Results of sedimentological analysis of loess-like deposits at Sartowice Dolne

Nr próbki No of samples	Głębokość od stropu odkrywki [m] Depth from the top of the exposure	średnica frakcji [mm] fraction						Próchnica [%] Humus	CaCO ₃ [%]
		1,0–0,10	0,10–0,05	0,05–0,02	0,02–0,006	0,006–0,002	<0,002		
		Uziarnienie [% wagowe] Grain-size composition							
30	3,0–2,8	5	11	31	31	8	14	0,29	15,1
31	2,5–2,3	7	11	36	26	8	12	0,32	12,5
32	2,0–1,8	4	7	32	38	5	14	0,49	13,4
33	1,8–1,7	6	7	36	36	5	10	0,43	9,5

Przykrywające morenę ablacyjną osady lessopodobne osiągają na omawianym stanowisku miąższość ponad 3 m. Wyniki analiz 4 próbek osadów pobranych w odstępach 20 lub 30-centymetrowych potwierdzają wcześniejsze rozpoznanie, oparte na obserwacji cech zewnętrznych osadu. Uziarnienie jego bowiem, w kierunku od dołu ku górze, ujawnia cechy coraz bardziej zbliżone do lessu typowego (por. tab. 7). Udział frakcji 0,05–0,02 mm, uznawanej za podstawową dla lessów Polski (H. Maruszczak 1969, J. Cegła 1972), wzrasta od 31 do 36–38% i jednocześnie zmniejsza się zawartość frakcji drobniejszej niż 0,006 mm.

Z głębokości 1,7–1,8 m pobrano próbkę do analizy termoluminescencyjnej. Uzyskano wynik $43\ 000 \pm 7\ 000$ B. P. Zbliżony do poprzedniego wynik datowania wskazuje, że obie wyróżnione grupy genetyczne osadów lessopodobnych były akumulowane w tym samym okresie deglacjacji przypadającym na długotrwały złożony klimatycznie interstadiał środkowowürmski. Mimo więc różnic w pozycji stratygraficznej datowanych osadów, jak też pewnych różnic wieku, pozostających zresztą w granicach błędu metody datowań, można obie kategorie osadów lessopodobnych traktować jako jednowiekowe w skali rozważanego okresu deglacjacji arealnej.

STRZEMIĘCIN

Stanowisko to jest położone po prawej stronie Wisły na zachodnim stromym stoku Kępy Strzemięcińskiej, najmniejszej z trzech kęp Basenu Grudziądzkiego. W ścianie bocznej istniejącej tu niszy osuwiskowej odsłaniają się osady lessopodobne o strukturze warwowej, lecz w odmiennej sytuacji stratygraficznej — pomiędzy dwiema warstwami glin morenowych: moreną ablacyjną na dole (niewidoczną w odsłonięciu) i przemieszczoną wtórnie moreną ablacyjno-soliflukcyjną, której miąższość w odsłonięciu dochodzi do 4 m. Oba typy moren ablacyjnych należą w sensie morfostratygraficznym do osadów drugiego poziomu glacialnego (por. E. Drozdowski 1974, ryc. 4), zatem rozdzielające je utwory lessopodobne są osadem supraglacialnego zbiornika wodnego, pogrzebanego w tym samym okresie deglacjacji przez morenę ablacyjną na skutek nierówności rzeźby zanikającej pokrywy lodowcowej. Należy dodać, że przewodni typ moreny ablacyjnej, który podściela osady lessopodobne, spoczywa z kolei na jednolitej warstwie gliny morenowej subglacialnej (widocznej dalej na zboczach kępy).

Osady lessopodobne są tu reprezentowane przez zdeformowane pod wpływem osiadania warstwy żółtych mułków w obrębie pokładu ilów warwowych. W partii stropowej pokładu mają one miąższość wahającą się w granicach 10–20 cm, natomiast przedzielające je warstewki ciemnobrunatnych ilów zachowują stałą miąższość około 2 cm (fot. 14).

Uziarnienie osadu odbiega znacznie od lessu typowego (por. tab. 8). Dominują frakcje drobniejsze (od 0,05 do 0,002 mm), w ilości od 74 do 84%, co pozwala zaliczyć ten utwór (wg PN-54/B-02480) do gliny pylastej ciężkiej. Zwraca uwagę niemal dwukrotnie większa ilość CaCO_3 w porównaniu z poprzednio scharakteryzowanymi osadami lessopodobnymi.

Datowanie metodą termoluminescencji próbki osadu pobranej z głębokości

Tabela 8. Wyniki analiz sedymentologicznych osadów lessopodobnych w Strzemięcinie
Results of sedimentological analysis of the loess-like deposits at Strzemięcin

Nr próbki No of samples	Głębokość od stropu odkrywki [m] Depth from the top of the exposure	średnica frakcji [mm] fraction in mm						Próchnica [%] Humus	CaCO ₃ [%]
		1,0–0,10	0,10–0,05	0,05–0,02	0,02–0,006	0,006–0,002	< 0,002		
		Uziarnienie [% wagowe] Grain-size composition							
27	0,8	2	2	10	56	18	12	0,55	32,8
28	1,2	1	2	7	45	24	21	0,77	32,8
29	1,5	1	1	1	38	35	24	0,47	33,7

1,5 m dało następujący rezultat: $48\ 000 \pm 8\ 000$ B. P. Uzyskany wynik wypełnia zatem lukę czasową pomiędzy akumulacją osadów lessopodobnych w Sartowicach Górnych ($51\ 000 \pm 8\ 000$ B. P.) i akumulacją supraglacialnych lessopodobnych mułków w Sartowicach Dolnych. Jest to niewątpliwie jeszcze jeden dowód wzajemnego związku omawianych osadów i ich przynależności, w sensie chronologicznym i genetycznym, do tego samego okresu deglacjacji.

PARSK

Stanowisko w Parsku, będące specjalnie wykonaną odkrywką (ryc. 5), zlokalizowane jest na północ od Grudziądza na zachodnim stromym stoku Kępy Fortecznej (por. ryc. 6). Podobnie jak w Sartowicach Górnych brak tutaj jednolitego pokładu gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego. Jego ekwiwalentem są fragmenty redeponowanej moreny ablacyjnej o zabarwieniu czerwobrunatnym i szarym (ryc. 5 — 12, 13) oraz żwiry i piaski różnoziarniste z głazami o charakterze residuum morenowego (ryc. 5 — 14, 15). Do tego samego ablacyjnego typu genetycznego należy zaliczyć piaski różnoziarniste z domieszką mułków i żwirów (ryc. 5 — 11) oraz warstwę gliniasto-piaszczysto-żwirową, wygiętą festonowo i rozerwaną pośrodku (ryc. 5 — 9, 10). Tworzy występujące w partii stropowej odkrywki to osady lokalnego zastoiska wykształcone w postaci typowych ilów warwowych, mułków ilastych i mułków piaszczystych (ryc. 5 — 4-8). Zostały one przykryte, podobnie jak w Strzemięcinie, moreną ablacyjno-soliflukcyjną (ryc. 5 — 2).

Cały ten kompleks osadów występuje w wyraźnie określonej sytuacji stratygraficznej — w stropie przewodniej serii piasków drobnoziarnistych podścielonych szarymi ilami warwowymi. Sytuacja stratygraficzna, jak też typ i przebieg procesów sedymentacyjnych, zostały omówione szczegółowo we wcześniejszej pracy autora na podstawie odkrywki zlokalizowanej na tym samym zboczach, w odległości niespełna 100 m od omawianego stanowiska (por. E. Drozdowski 1974, ryc. 18).

Z warstwy mułków piaszczystych (ryc. 5 — 4) pobrano próbkę do datowania termoluminescencyjnego. Otrzymano następujący rezultat: $44\ 000 \pm 7\ 000$ B. P. Jest to wartość zbliżona do górnej granicy wyników datowań termoluminescencyjnych ($43\ 000 \pm 7\ 000$ B. P.) uzyskanych dla supraglacialnych osadów lessopodobnych w Sartowicach Dolnych.

ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE OSADÓW LESSOPODOBNYCH W PROFILU OSADÓW GLACJALNYCH

Związek chronostratygraficzny osadów lessopodobnych z drugim pokładem morenowym, który powstał w głównej mierze podczas stagnacji i arealnego zaniku pokrywy lodowcowej, wyjaśnia i zarazem uzasadnia scharakteryzowane w poprzednim rozdziale warunki i procesy depozycji glin morenowych, szczególnie glin inglacialnych typu sublimacyjnego powstających w klimacie arktycznym suchym. Z klimatycznego punktu widzenia występowanie lessów glacialnych jest niewątpliwym dowodem panowania suchych wiatrów antycyklonalnych, wiejących znad



Fot. 8. Grudziądz-Strzemięcın. Warstwowana glina morenowa w spągu drugiego pokładu gliny morenowej

Phot. 8. Grudziądz-Strzemięcın. Stratified till at the base of the second till stratum

<http://rcin.org.pl>



Fot. 9. Grudziądz-Strzemięcín. Deformacje spągowej warstwy laminowanej gliny morenowej, powstałe pod wpływem ciężaru głazu. Poniżej głazu powstał uskók i odgięcie plastyczne warstwy ku dołowi

Phot. 9. Grudziądz-Strzemięcín. Deformation of basal laminated till layer under the weight of the boulder. Fault and plastic bending of the layer occur below the boulder

Fot. 10. Wiąg. Morena ablacyjna leżąca in situ wraz z nadległymi osadami zastoiskowymi. W obrębie moreny ablacyjnej występuje horyzont wzbogacony w materiał grubookruchowy

Phot. 10. Wiąg. Ablation till lying in situ and the covering ice-lake deposits. Horizon of coarse-clastic material occurs within the ablation till





Fot. 11. Sartowice Górne. Osad lessopodobny akumulowany w szczelinach lodowych podczas deglacjacji arealnej. Widoczne subtelne warstwowanie będące prawdopodobnie rezultatem rytmicznej sedymentacji niveo-eolicznej

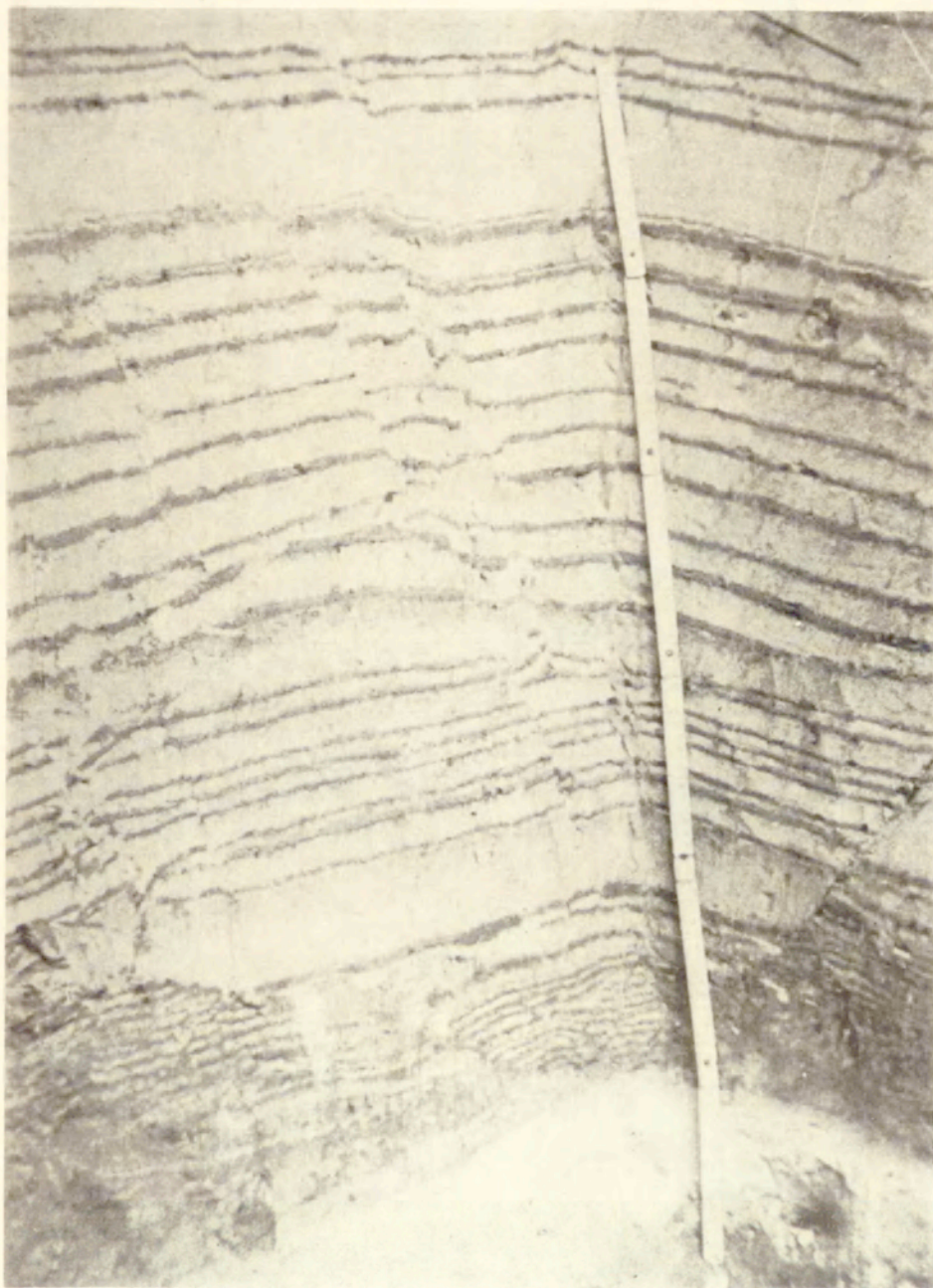
Phot. 11. Sartowice Górne. Loess-like deposits accumulated within the ice crevasses during areal deglaciation. The slight stratification is presumably the result of rhythmic niveo-eolic sedimentation



Fot. 12. Wiąg. Naprzemianległe warstwy i smugi lessopodobych mulków i piasków pylastych osadzone w wyniku sedimentacji niveo-eolicznej w szczelinie lodowej

Phot. 12. Wiąg. Layers and bands of loess-like silt and silty sands of niveo-eolian origin, deposited in an ice crevasse

<http://rcin.org.pl>



Fot. 13. Sartowice Dolne. Charakter strukturalny supraglacialnych osadów lessopodobnych. Uskoki powstały na skutek wytopienia się leżącego pod osadami lodu

Phot. 13. Sartowice Dolne. Type of the structure of supraglacial loess-like deposits. The faults were caused by melting of subjacent ice



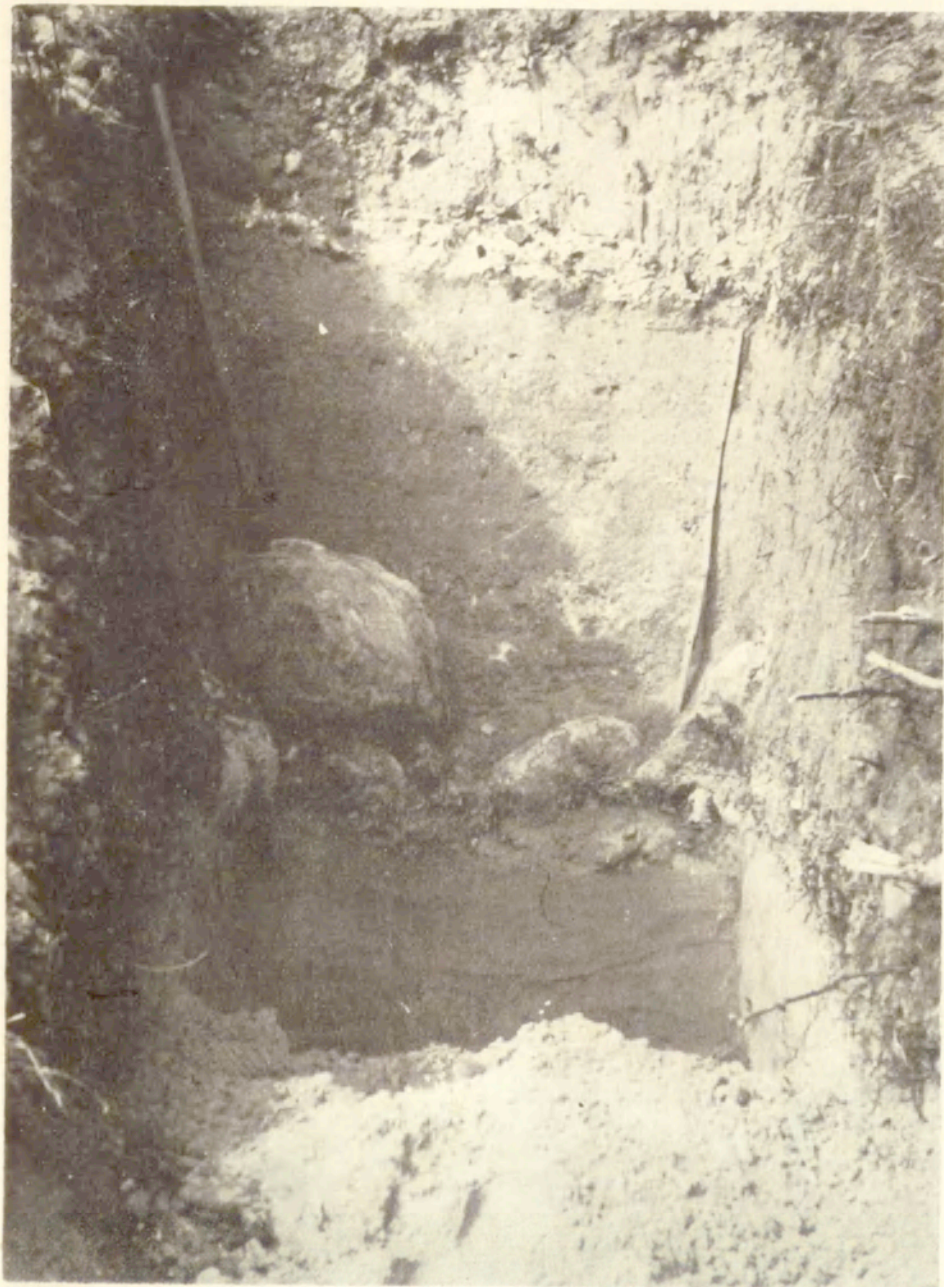
Fot. 14. Strzemięcín. Mułki lessopodobne w obrębie supraglacialnych osadów zastoiskowych o strukturze warwowej zdeformowanych w wyniku osiadania

Phot. 14. Strzemięcín. Loess-like silts within the supraglacial ice-lake deposits of varved structure deformed as a result of collapsing



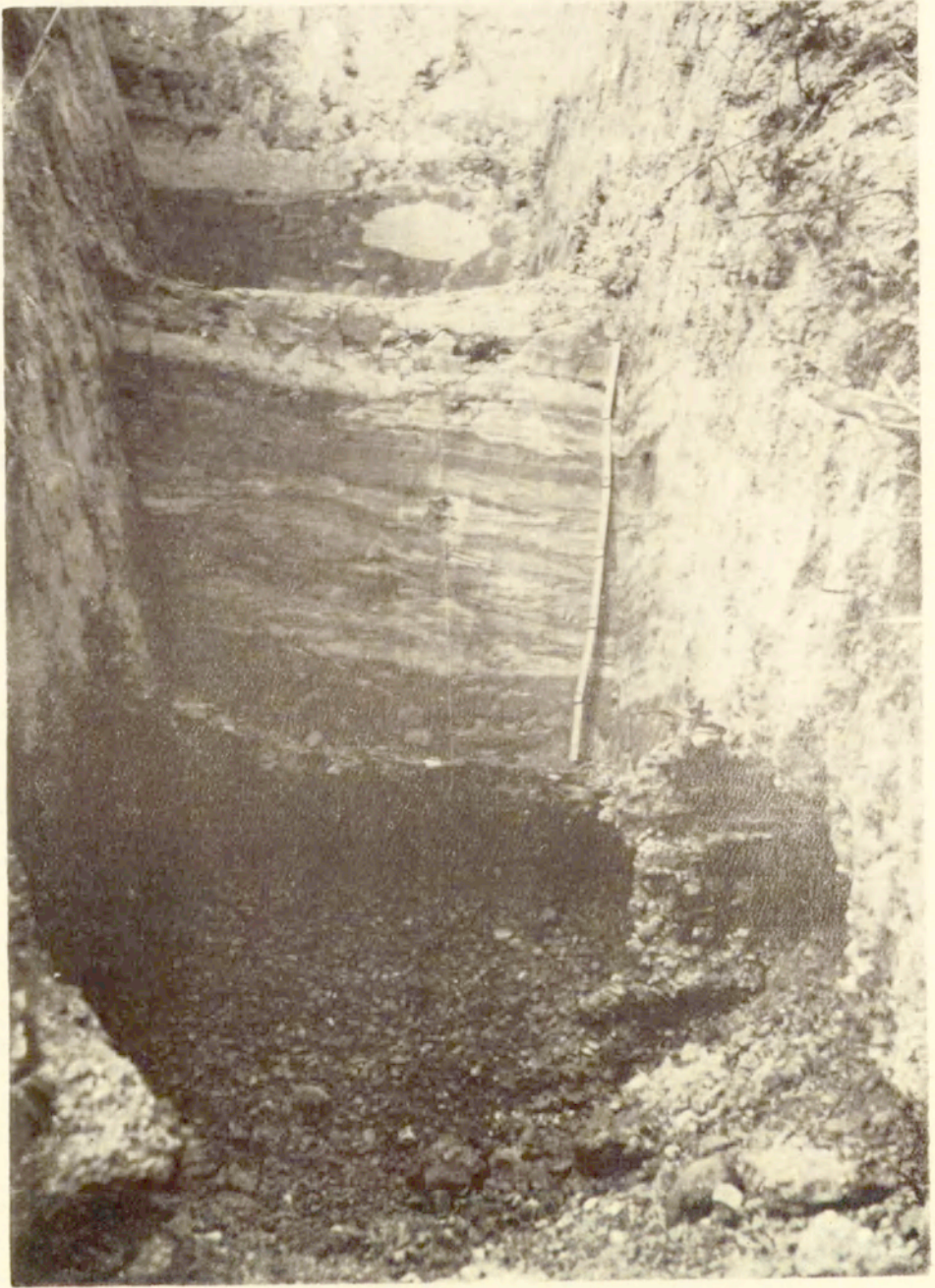
Fot. 15. Świecie. Dolinka erozyjna rozwinięta na zboczu doliny Wisły. Widoczne odsłonięcie drugiego pokładu morenowego, w spągu którego występuje piaskowiec

Phot. 15. Świecie. Erosional valley developed on the side of the Vistula River valley. The second till horizon is visible, at its base sandstone occurs



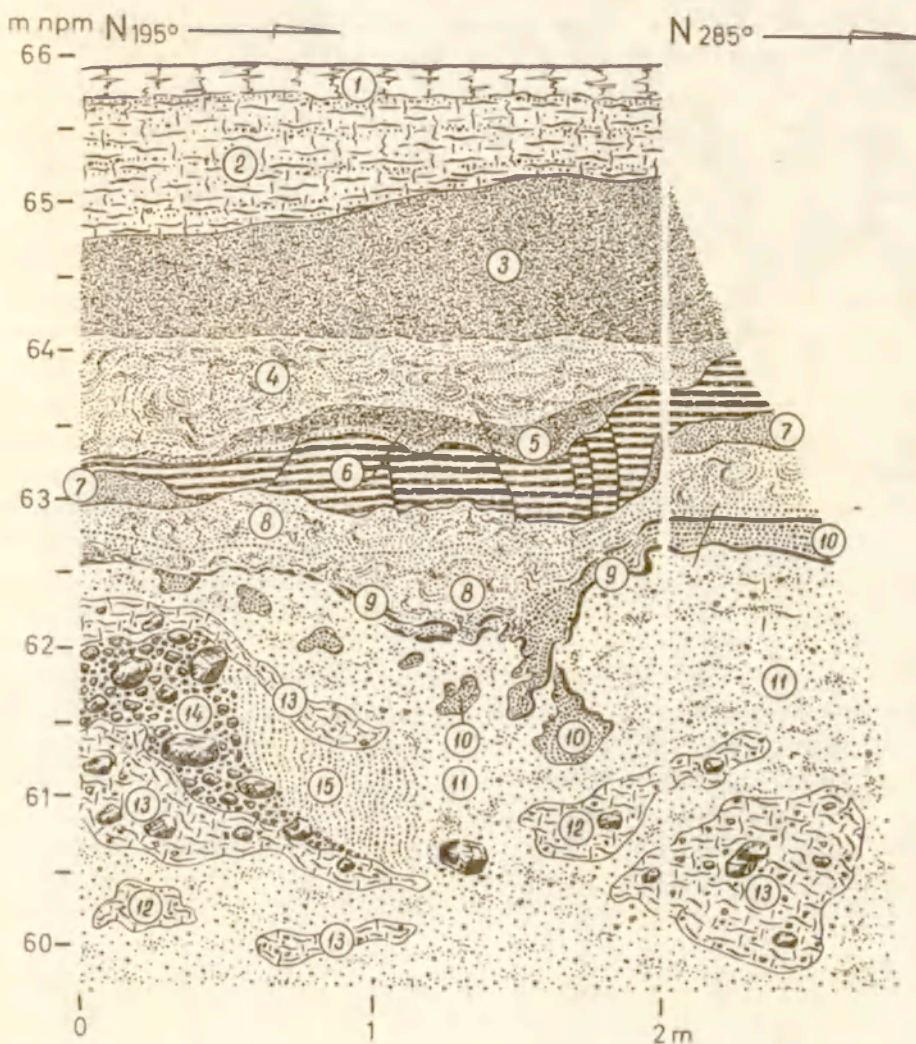
Fot. 16. Dolna Grupa. Bruk morenowy spoczywający na piaskach drobnoziarnistych II fluwioglacjalu (por. ryc. 7 – 14)

Phot. 16. Dolna Grupa. Boulder pavement resting on fine-grained sands of II fluvioglacial (Fig. 7 – 14)



Fot. 17. Dolna Grupa. Skorupa zlepieńcowa na kontakcie żwirów z mulkiem ilastym (por. ryc. 7 – 11, 10)

Phot. 17. Dolna Grupa. Conglomerate crust at the contact of gravels with clayey silt (Fig. 7 – 11, 10)



Ryc. 5. Parsk. Odkrywka na zachodnim stoku Kępy Fortecznej

1 – gleba; 2 – morena ablacyjno-soliflukcyjna; 3 – mułek ilasty zgruzelkowany; 4 – mułek piaszczysty lessopodobny; 5 – mułek; 6 – il warwowy; 7 – piasek drobnoziarnisty; 8 – piasek mulkowy z wtrąceniami piasku drobnoziarnistego; 9 – piasek gliniasty; 10 – piasek drobnoziarnisty z domieszką grubszych frakcji piaszczystych i żwirowych; 11 – piaski różnoziarniste z wkładkami mulków i ziarnami żwirowych; 12 – morena ablacyjna czerwonobrunatna; 13 – morena ablacyjna szara; 14 – żwir i glazy; 15 – piasek drobnoziarnisty z domieszką grubszych frakcji piaszczystych i żwirowych

Fig. 5. Parsk. Exposure on the western slope of Forteczna Kępa

1 – humus; 2 – ablation-solifluction till; 3 – clayey silt clotted; 4 – sandy loess-like silt; 5 – silt; 6 – varved clay; 7 – fine-grained sand; 8 – silty sand with intercalations of fine-grained sand; 9 – loamy sand; 10 – fine-grained sand with admixture of gravel and coarse-grained sandy fractions; 11 – various-grained sands with silty layers; 12 – red-brown ablation till; 13 – grey ablation till; 14 – cobbles and boulders; 15 – fine-grained sand with admixture of gravel and coarse-grained sand

ładolodu, podobnie jak dzieje się to dziś na skraju czasz lodowych Grenlandii i Antarktydy (por. W. J. Bardin, N. S. Sudakowa 1971). Opisane osady eoliczne byłyby w tym przypadku deponowane przez burze pyłowe lokalne (por. J. Wojtano-

<http://rcin.org.pl>

wicz 1972) wywiewające pyl i piasek drobnoziarnisty w niewielkiej odległości (maksymalnie do około 200 km) od miejsca depozycji.

Wyróżnione dwie grupy genetyczne osadów lessopodobnych zdają się wskazywać na działanie procesów eolicznych w ciągu całego roku. Większe szczeliny i rozpadliny lodowe były strefami intensywnej sedymentacji niveo-eolicznej, głównie w okresie zimowym, natomiast supraglacialne zbiorniki wodne — powierzchniami akumulacji materiału pyłowego w okresie letnim.

Z zagadnieniem sedymentacji eolicznej wiąże się ściśle problem źródła materiału pyłowego. Jakkolwiek specjalnych badań pod tym kątem nie prowadzono, uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że warstwa moreny ablacyjnej na powierzchni zanikającej pokrywy lodowcowej stwarzała szczególnie sprzyjające warunki dla działalności procesów eolicznych. Odpowiednich ilości pyłu lessowego mogły dostarczać zarówno eluvia wietrzeniowe na powierzchni moren stale wystawionych na działanie czynników atmosferycznych, jak i materiał zawieszony, w który obfitowały moreny ablacyjne subakwatywne. Wywiewanie pyłu zawieszonyego z moreny subakwatywnej mogło następować podczas okresowego wynurzania się tego osadu ponad powierzchnię wody i jego sukcesywnego wysychania.

Synchroniczność akumulacji osadów lessopodobnych i procesów deglacjacji, wynikająca z sytuacji stratygraficznej i paleomorfologicznej tych osadów, jak też datowań termoluminescencyjnych jest nowym przyczynkiem do zagadnienia przebiegu zmian klimatycznych w ciągu cyklu glacialnego. Wskazuje ona niedwuznacznie na akumulację pylastych osadów eolicznych w czasie recesji lądolodu, potwierdzając wcześniej sformułowane wnioski A. Jahna (1950), który okres akumulacji lessu, w odróżnieniu od dawnych poglądów (W. Soergel 1919), rozciąga poza maksimum glacialu. Z tego punktu widzenia szczególne znaczenie ma pozycja stratygraficzna datowanych osadów lessopodobnych w Strzemięcinie. Osady lessopodobne spoczywają tu na morenie ablacyjnej (subakwatywnej) drugiego pokładu morenowego, lecz przykryte są moreną ablacyjno-soliflukcyjną rejestrującą fazę ochłodzenia (i przypuszczalnie także wzrostu wilgotności) klimatu w końcowych fazach środkowowürmskiego okresu deglacjacji rozpatrywanego terenu. Fakt ten wyklucza możliwość krótkotrwałych oscylacji czoła lądolodu, czy akumulacji pyłu lessowego w fazie anaglacjalnej najmłodszego nasunięcia lodowcowego. Taką samą wymowę paleogeograficzną mają zresztą osady lessopodobne szczelinowe. Ich sytuacja paleomorfologiczna wraz z uzyskanym wynikiem datowania termoluminescencyjnego dowodzi, że sedymentacja pyłu lessowego zachodziła w czasie zanikania środkowowürmskiej czaszy lodowcowej.

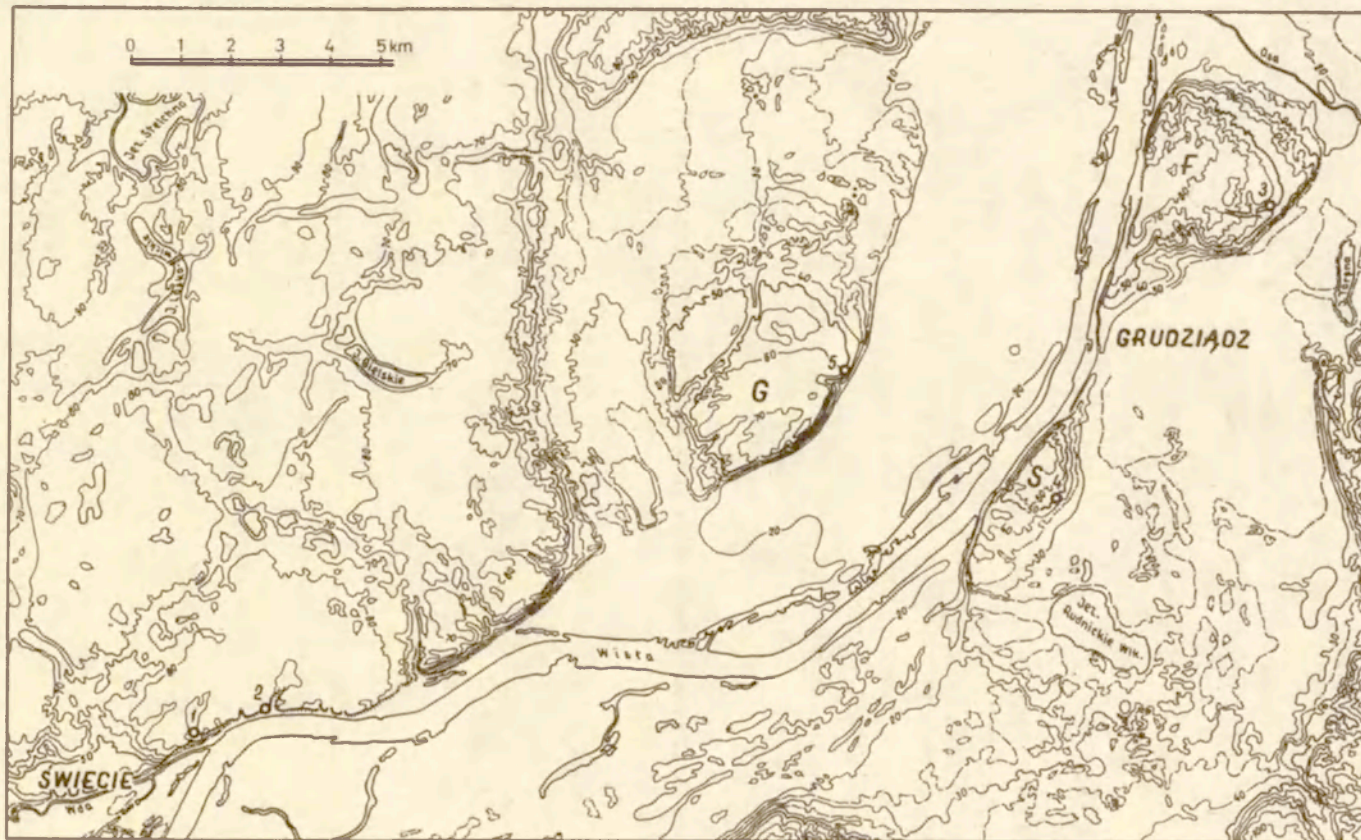
Chronostratygraficzna przynależność omówionych osadów lessopodobnych do drugiego poziomu glacialnego na obszarze dolnego Powiśla skłania do wyciągnięcia jeszcze jednego ważnego wniosku dotyczącego przyczyn stagnacji i zaniku czaszy lodowcowej. Sugeruje on, że nie w ociepleniu klimatycznym, ale raczej w kontynentalizmie klimatycznym należałoby upatrywać przyczyn zmian bilansu masy lodowca z pozytywnego na równoważny, a następnie na negatywny. Zagadnienia te będą omówione szerzej w związku z podziałem i charakterystyką typologiczną deglacjacji arealnej w rozdziale VII.

VI. SUBGLACJALNE ŚRODOWISKO CEMENTACJI WĘGLANOWEJ

Z osadami lodowcowymi drugiego poziomu glacjalnego związane są ściśle piaskowce i zlepieńce odsłaniające się sporadycznie na zboczach doliny dolnej Wisły. Scementowaniu uległy stropowe partie osadów piaszczystych należących do II fluwio-glacjału, leżące bezpośrednio pod drugim pokładem gliny morenowej, a w przypadku jego braku — pod żwirami i piaskami glaciofluwialnymi powstałymi z rozmycia gliny morenowej. Piaskowce i zlepieńce, odsłonięte na zboczach dolinnych, występują zwykle w formie warstw o zmiennej miąższości wahającej się od kilku centymetrów do 5–6 m. Najokazalej rozwinięte skały tego typu występują na północ od Grudziądza, na wschodnim stoku Kępy Fortecznej, gdzie zyskały one miano „zlepieńców grudziądzkich”. Informacje o tych utworach znajdujemy w opracowaniach geologicznych (A. Jentzsch 1901) i geomorfologicznych tego obszaru (E. Drozdowski 1974). Inne znane autorowi z autopsji i literatury stanowiska tych utworów w dolinie dolnej Wisły (ryc. 6) występują na pozostałych dwóch kępach Basenu Grudziądzkiego, na zachód od Świecia (A. Olszewski 1974) oraz na północ od Kwidzyna w okolicy Czerwonego Dworu (A. Jentzsch 1882). Nie budziły one dotychczas większego zainteresowania naukowców, gdyż oprócz krótkich wzmianek dotyczących miejsca ich występowania brak było do niedawna specjalnych studiów zmierzających do wyjaśnienia sposobu i wieku cementacji osadów. Pierwszą taką próbę przedstawił dopiero E. Drozdowski i S. Krażewski (1978), opierając się na wynikach badań geologicznych i geomorfologicznych oraz analizach mineralogicznych. Niniejsze opracowanie uwzględnia nowe dane i zmierza do ujęcia tego zagadnienia na tle kompleksowej rekonstrukcji glacjalnych środowisk sedymentacyjnych.

OPIS STANOWISK

Szczegółowym badaniom poddano trzy charakterystyczne stanowiska piaskowców i zlepieńców rozmieszczone w dolinie Wisły na odcinku od Świecia po okolice Grudziądza. Pierwsze stanowisko położone jest po lewej stronie Wisły, przy zachodniej granicy miasta Świecia, pozostałe dwa — po obu stronach Wisły w obrębie Basenu Grudziądzkiego (ryc. 6). Stanowiska te łączy jednakowe położenie hipsometryczne scementowanych osadów i ich analogiczna pozycja stratygraficzna, jakkolwiek różnią się one między sobą tak pod względem typu litologicznego utworów leżących ponad osadami scementowanymi, jak i właściwości strukturalno-teksturalnych oraz genezy samych osadów scementowanych. Okoliczność ta pozwoliła m.in. wy prowadzić szereg ważnych wniosków dotyczących warunków i wieku cementacji.



Ryc. 6. Położenie stanowisk piaskowców i zlepieńców na tle hipsometrii terenu

Stanowiska: 1 – Świecie; 2 – Wiąg; 3 – Nowa Wieś; 4 – Strzemięcín; 5 – Dolna Grupa; F – Kępa Forteczna; G – kępa Górnej Grupy; S – Kępa Strzemięcińska

Fig. 6. Locations of sites of sandstones and conglomerates on the background of hipsometric map of the terrain

Sites: 1 – Świecie; 2 – Wiąg; 3 – Nowa Wieś; 4 – Strzemięcín; 5 – Dolna Grupa; F – Kępa Forteczna; G – kępa of Górna Grupa; S – Kępa Strzemięcińska

ŚWIECIE

Podstawowe znaczenie dla ustalenia pozycji stratygraficznej scementowanych osadów mają piaskowce występujące w stromym zboczu doliny Wisły na zachód od Świecia. Na odcinku od Świecia po Wiąg występuje zarówno w odsłonięciach, jak i w otworach wiertniczych regularnie wykształcony profil osadów plejstocenijskich, składający się z trzech ciągłych pokładów glin morenowych przedzielonych osadami piaszczystymi i mułkowo-ilastymi (por. R. Galon 1934; E. Drozdowski 1973b, 1974; A. Olszewski 1974; A. Makowska 1976). Szczególnie wyróżnia się przewodni poziom II fluwioglacjału, który osiąga tu miąższość 25–30 m. Osady scementowane występują w stropie tego poziomu pod drugim dwudzielnym pokładem gliny morenowej.

Stanowisko piaskowca w Świeciu położone jest w dolince bocznej, której dno nawiązuje do poziomu równiny zalewowej nieco powyżej ujścia Wdy do Wisły. W miejscu występowania piaskowca głębokość wcięcia dolinki wynosi około 25 m, wysokość zaś stropu piaskowca ponad dnem dolinki — około 5 m. Powyżej leży drugi pokład gliny morenowej o miąższości około 7,5 m (fot. 15), przykryty z kolei osadami typu zastoiskowego (por. A. Olszewski 1974, zał. III, ryc. 1). Wysokość bezwzględna stropu piaskowca i zarazem spągu gliny morenowej wynosi w przybliżeniu 50 m npm.

DOLNA GRUPA

Stanowisko to znajduje się na wschodnim stromym stoku kępy Górnej Grupy opadającym bezpośrednio do poziomu równiny zalewowej. Podobnie jak w Świeciu osady spojone węglanem wapnia występują na wysokości około 50 m npm, tj. 31 m ponad powierzchnią równiny zalewowej. Wykształcone są w postaci słabo scementowanej, kilkucentymetrowej warstewki zlepieńców o charakterze skorupy, rozwiniętej w stropie niewarstwowanych, dobrze przemytych żwirów. Wykonana na stoku kępy odkrywka pozwoliła na dokładniejsze poznanie sekwencji warstw. Ogólnie biorąc, w profilu geologicznym można wyróżnić 5 jednostek litologiczno-stratygraficznych. Postępując od dołu ku górze, tj. od wysokości około 30 m do 58 m npm, można wydzielić następujące jednostki:

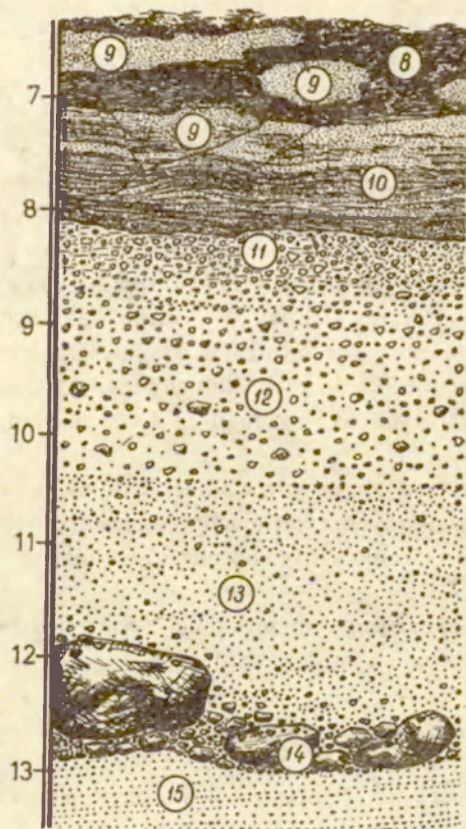
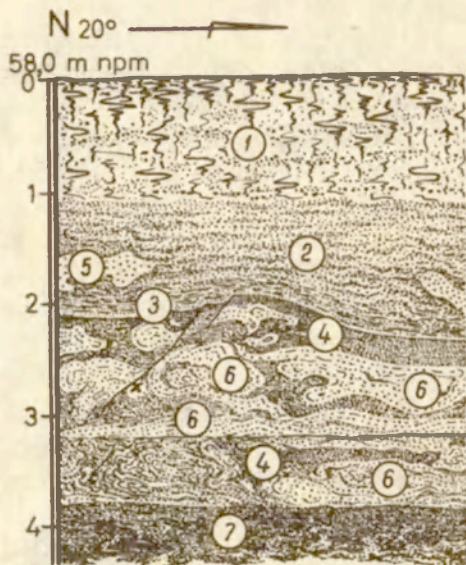
— Szare ility warwowe, które leżą zwykle w spągu przewodniej serii piasków międzymorenowych i są eksploatowane w licznych cegielniach rozmieszczonych wzdłuż doliny dolnej Wisły (m. in. po prawej stronie Wisły w cegielni „Kalinkowa” w Grudziądzu).

— Poziomo warstwowane piaski drobnoziarniste przewodniej serii międzymorenowej, ścięte w stropie i przykryte brukiem morenowym (ryc. 7 — 15-14, fot. 16).

— Słabo przemyte, niewarstwowane piaski przemieszane ze żwirem (ryc. 7 — 13).

— Dobrze przemyte żwiry z glazami (ryc. 7 — 12), spojone w stropie węglanem wapnia (fot. 17).

Ciemnobrunatne mułki ilaste i żółte, lessopodobne mułki z licznymi zaburze-



Ryc. 7. Dolna Grupa. Sekwencja i struktura osadów w profilu

1 – gleba; 2 – mułek lessopodobny zgruzelkowany
3 – mułek; 4 – mułek piaszczysty; 5 – piasek drobnoziarnisty; 6 – mułek ilasty z zaburzeniami obciążeniowymi; 7 – il mułkowany; 8 – mułek ilasty; 9 – piasek drobnoziarnisty; 10 – mułek ilasty laminowany piaskiem drobnoziarnistym; 11 – żwir średnioziarnisty, 12 – żwir średnio- i gruboziarnisty; 13 – piaski różnoziarniste przemieszane ze żwirami; 14 – bruk morenowy; 15 – piaski drobnoziarniste

Fig. 7. Dolna Grupa. Sequence and structure of deposits in the section

1 – humus; 2 – loess-like silt clotted; 3 – silt; 4 – sandy silt; 5 – fine-grained sands; 6 – clayey silt with load-cast structures; 7 – silty clay; 8 – clayey silt; 9 – fine-grained sand; 10 – clayey silt laminated with fine-grained sand; 11 – medium-grained gravel; 12 – medium- and coarse-grained gravels; 13 – various-grained sands intermixed with gravel; 14 – boulder pavement; 15 – fine-grained sands

niami obciążeniowymi i uskokowymi (ryc. 7 – 10-12) o łącznej miąższości około 8 m.

W odróżnieniu od profilu w Świeciu brak tu gliny morenowej; zamiast niej występują residua w postaci bruku morenowego. Różnice te pozostają w związku przyczynowym z odmienną sytuacją paleomorfologiczną i hipsometryczną osadów. Sądząc z wykształcenia litologicznego profilu oraz z ogólnej sytuacji geologicznej, powierzchnia ścienia piasków drobnoziarnistych reprezentuje fragment większej formy erozyjnej, utworzonej przez wody roztopowe w podłożu szczeliny lodowej. W takiej interpretacji materiał głązowo-żwirowy (bruk morenowy), który leży na dnie tej formy, stoczył się zapewne z boków szczeliny lodowej. W dalszej fazie deglacacji, gdy kopalna forma erozyjna została częściowo wypełniona osadami żwirowo-piaszczystymi (ryc. 7 – 13) i żwirowymi (ryc. 7 – 12) o charakterze ablacyjnym, powstał międzylodowy zbiornik wód roztopowych, w którym sedimentacja mułków

ilastych i mułków odbywała się w kilku cyklach, przedzielonych okresami całkowitego drenażu zbiornika i wysychania jego osadów. Świadczy o tym wykształcenie utworów zastoiskowych w postaci kilku jednostek sedymentacyjnych niższego rzędu i występowanie w obrębie tych jednostek niezależnych zaburzeń dysjunktywnych, ściętych przez powierzchnie graniczne jednostek. Wszystkie utwory leżące powyżej bruku morenowego, nie wyłączając samego bruku, zostały osadzone w ciągu środkowowurmского okresu deglacjacji tego terenu.

NOWA WIEŚ

Zlepieńce i piaskowce w okolicach Nowej Wsi występują na wschodnim, łagodnie nachylonym stoku Kępy Fortecznej. Ich pozycja stratygraficzna jest analogiczna do poprzednio opisanej, jakkolwiek brak tutaj wyraźnie wykształconego nadległego pokładu gliny morenowej. Wyraźna jest natomiast ich sytuacja w stosunku do niżej leżących osadów. Występują one w stropie osadów przewodniego poziomu międzymorenowego z charakterystycznymi dla tego poziomu szarymi ilami warwowymi (por. E. Drozdowski 1974, ryc. 15), eksploatowanymi u podnóża stoku kępy w Świerkocinie (ryc. 6).

Scementowane skały zostały odsłonięte w wyrobisku nieczynnej dziś żwirowni, której ściana czołowa biegnie równolegle do długości stoku kępy (fot. 18). Scementowaniu uległy tu warstwowane piaski, żwiry piaszczyste oraz żwiry z głazami, o łącznej miąższości do 6 m (fot. 19). Warstwy żwirów zapadają ku wschodowi, zgodnie z nachyleniem stoku kępy, ścinając jednocześnie niżej leżące poziomo warstwowane piaski drobnoziarniste na wysokości około 45 m npm. Właściwości strukturalne i teksturalne scementowanych osadów (fot. 20) świadczą o tym, że są to osady glaciefluwialne, których transport i akumulacja nie mogły się odbywać w środowisku wód swobodnie płynących w warunkach subaeralnych, dostosowanych do rzeźby dzisiejszej czy utrwalonej w osadach rzeźby kopalnej. Odpowiednie po temu warunki fizyczne i geometryczne stwarzać mogły tylko masy martwej pokrywy lodu lodowcowego. Dlatego uzasadniony wydaje się wniosek sformułowany już wcześniej (E. Drozdowski 1974), że osady te były akumulowane w brzeźnych partiach zagłębień subglacialnych, prawdopodobnie w bliskim sąsiedztwie otwartej ku górze szczeliny lodowej.

Biorąc pod uwagę cechy strukturalne i teksturalne całego odsłoniętego bloku scementowanych utworów (fot. 19), można w nim wyróżnić trzy części (od dołu ku górze):

1. Spągową — utworzoną z poziomo warstwowanych piaskowców, obejmującą również piaski drobnoziarniste przewodniego poziomu międzymorenowego, uformowaną w postaci rozszerzających się ku dołowi i ku górze słupów. Stopień cementacji materiału w obrębie słupów jest zmienny, warstwy zwarte przekładane są osadami słabo spojonymi. Ku górze słupy przechodzą w bardziej zwarte warstwy piaskowców, średnio- i gruboziarnistych, z dobrze zachowaną pierwotną strukturą sedymentacyjną. Ścinają one niżej leżące piaski drobnoziarniste. Łączna miąższość tej części wynosi około 1,5 m.

2. Środkową — wykształconą w postaci zlepieńców przekątnie warstwowych z upadem zgodnym z kierunkiem nachylenia stoku kępy, o miąższości około 2 m.

3. Stropową — uformowaną z poziomo i przekątnie warstwowych zlepieńców gruboziarnistych z glazami. Miąższość jej dochodzi do 2,5 m.

CZERWONY DWÓR

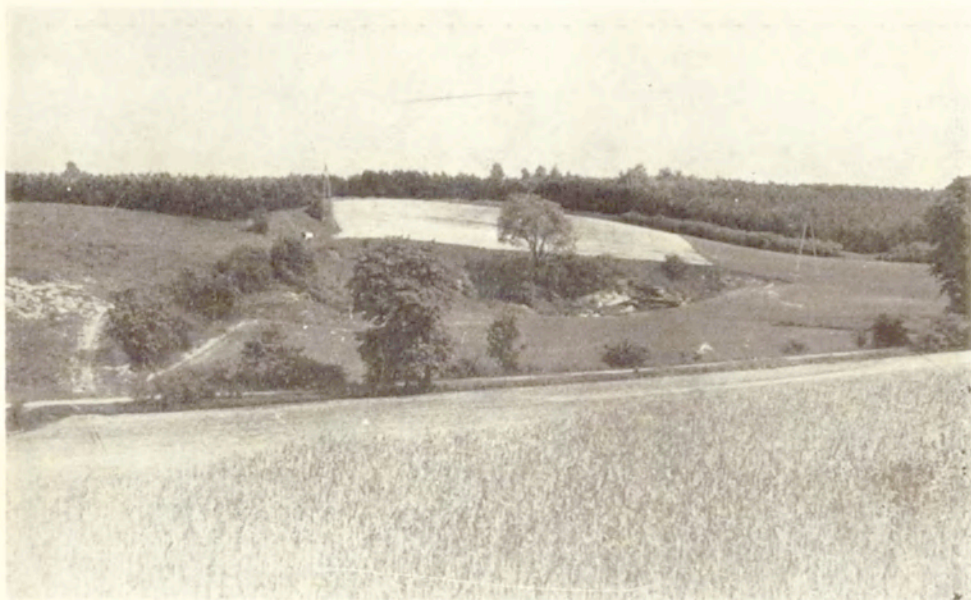
Oprócz opisanych powyżej trzech stanowisk piaskowców i zlepieńców plejstoceńskich znane jest od dawna w literaturze inne miejsce występowania tych utworów w pobliżu Kwidzyna, w Czerwonym Dworze, położonym znacznie dalej na północ. Opis tego stanowiska wraz z sytuacją stratygraficzną scementowanego utworu podaje A. Jentzsch (1882). Według opisu wymienionego autora (dawne odsłonięcie w zboczu dolinnym uległo całkowitemu zasypaniu i porosło lasem liściastym, co uniemożliwia przeprowadzenie bezpośrednich badań terenowych) piaskowiec występował w stropie wielkiej serii osadów piaszczystych, osiagających w odsłonięciu 33 m miąższości. Powyżej znajdowała się warstwa gliny morenowej o miąższości 3,5 m, charakteryzująca się obecnością licznych szczątków malakofauny kopalnej. Spąg gliny i zarazem strop scementowanych piasków leżał na wysokości 40,8 m n.p.m. Kontakt gliny morenowej z niżej leżącymi osadami był niewyraźny, glina i scementowane piaski wzajemnie się przenikały, tworząc w efekcie niejednorodną warstwę piaskowca o zmiennym stopniu cementacji i zmiennej miąższości od 3 do 50 cm. Od warstwy tej odchodziły ku dołowi wypusty w formie stalaktytów, aż do głębokości 1,2 m poniżej spągu gliny morenowej.

Odnosząc opisaną sytuację piaskowca do nowszych schematów podziału stratygraficznego plejstocenu dolnego Powiśla (R. Galon 1934, 1967; J. E. Mojski 1969; E. Drozdowski 1974) oraz profili stratygraficznych z fauną morską interglacjału eemskiego w pobliskim Brachlewie i Tychnowach, należy zaliczyć serię piasków scementowanych w stropie do przewodniego poziomu osadów wodnolodowcowych (II fluwiogłacjału) poniżej drugiego pokładu gliny morenowej. Godna uwagi jest stosunkowo niewielka różnica wysokości bezwzględnej stropu piaskowca w stosunku do stropu scementowanych utworów występujących pomiędzy Świeciem a Grudziądzem; wynosi ona niecałe 10 m.

BADANIA MIKROSKOPOWE

Z próbek piaskowców i zlepieńców pobranych w Nowej Wsi, gdzie utwory scementowane (tzw. „zlepieńce grudziądzkie”) osiągnęły największą miąższość, wykonano płytki cienkie⁶. Obserwacje pod mikroskopem polaryzacyjnym, przeprowadzone przez S. Krażewskiego (E. Drozdowski i S. Krażewski 1978) wykazały, iż substancją cementującą ziarna piasków i żwirów jest krystaliczny kalcyt. Występuje on w formie mikrokrystalicznej i kryptokrystalicznej. Ta ostatnia forma ma zabar-

⁶ Płytki cienkie oraz fotografie mikroskopowe zostały wykonane w Instytucie Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW.



Fot. 18. Nowa Wieś. Ogólny widok wschodniego stoku Kępy Fortecznej z widocznym zagłębieniem wyrobiska dawnej żwirowni

Phot. 18. Nowa Wieś. General view on the eastern slope of Forteczna Kępa with visible old gravel-pit

Fot. 19. Nowa Wieś. „Złepieńce grudziądzkie”

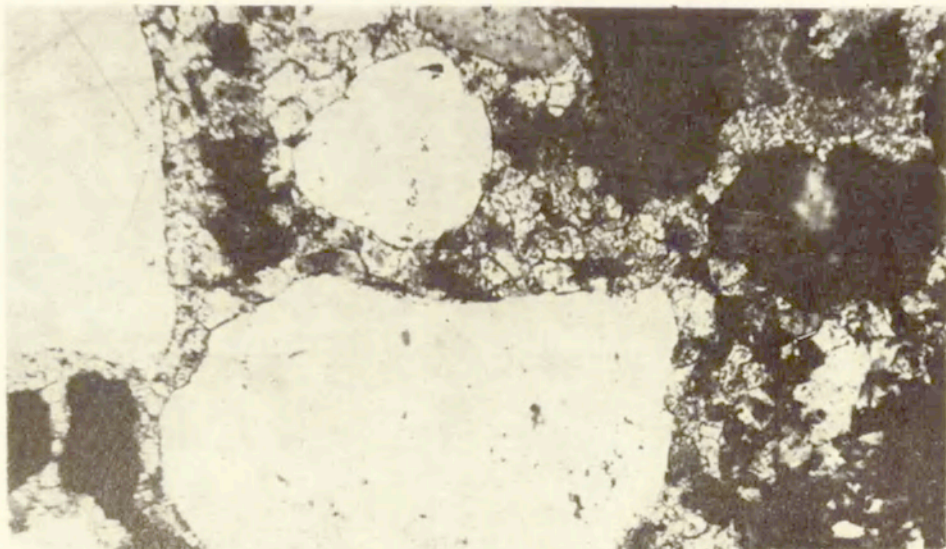
Phot. 19. Nowa Wieś. „Grudziądz conglomerates”

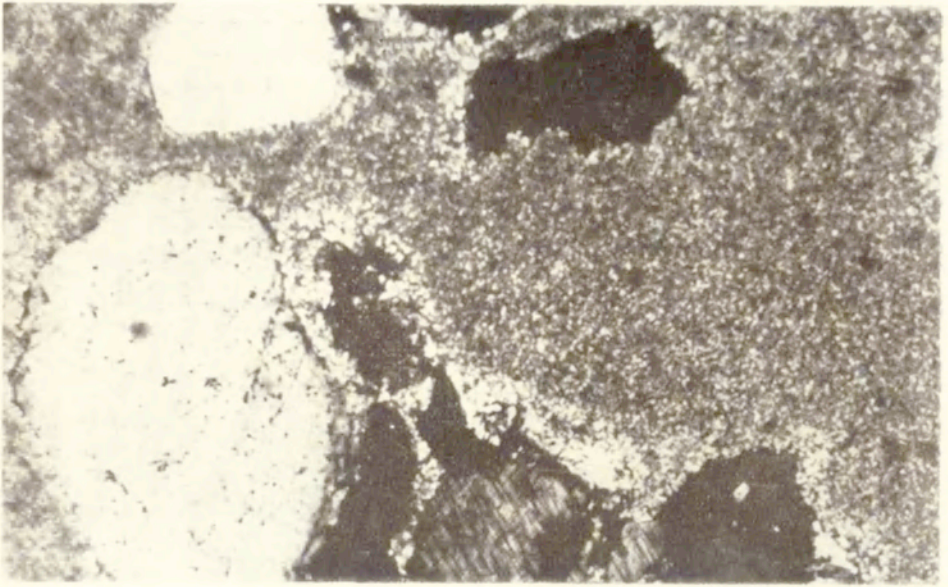




Fot. 20. Nowa Wieś. Typ litologiczny scementowanych osadów
Phot. 20. Nowa Wieś. Lithological type of cemented deposits

Fot. 21. Cement kalcytowy mikrokryształiczny. Płytką cienką, pow. 125×, polaryzatory skrzyżowane
Phot. 21. Microcrystalline calcite cement. Thin section, crossed polarizers, magn. 125×





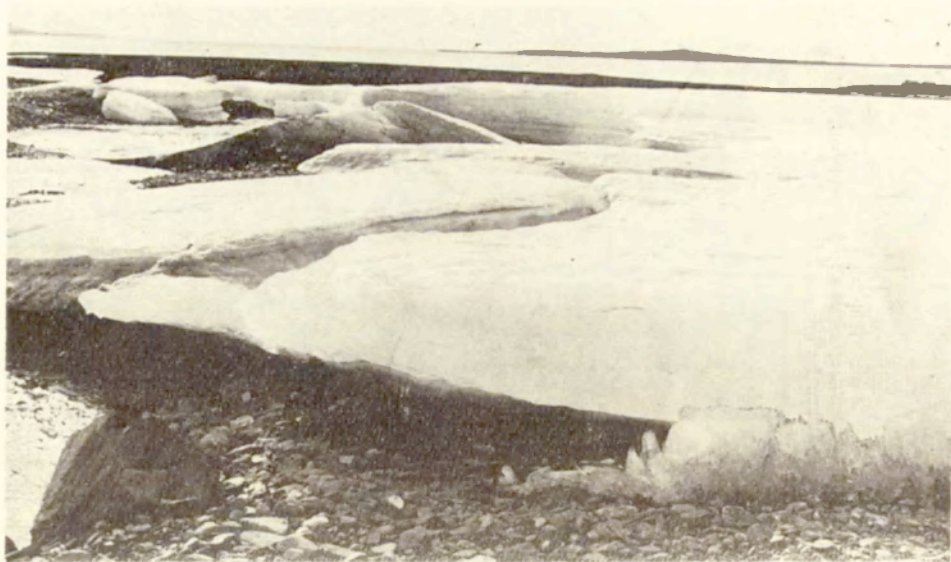
Fot. 22. Cement kalcytowy kryptokrystaliczny. Na obrzeżu cementu kryptokrystalicznego widoczne stopniowe przejście do cementu mikrokryystalicznego. Płytką cienką, pow. $125\times$ polaryzatory skrzyżowane

Phot. 22. Criptocrystalline calcite cement. On the margins of criptocrystalline cement gradational pass to microcrystalline cement. Thin section, crossed polarizers, magn. $125\times$

Fot. 23. Fragment skały węglanowej, którą poddano szczegółowym analizom mineralogicznym. Widoczna porowata powierzchnia skały oraz mikroformy przypominające żłobki egutacyjne

Phot. 23. Fragment of carbonate rock which underwent detailed mineralogical analyses. Porous surface is shaped in microforms resambing Trittkarren





Fot. 24. Spitsbergen, sierpień 1975. Nalodzie utworzone z wód wywierzyzkowych na przedpolu moren czołowych lodowca Andreas

Phot. 24. Spitsbergen, August 1975. Icing at the forefield of the end moraines of Andreasbreen originated from water of the karst spring

Fot. 25. Osad kalcytowy wytrącony z naturalnych roztworów CaCO_3 na skutek gwałtownego ich zamarzania

Phot. 25. Calcite precipitate derived from natural CaCO_3 solutions by their freezing



wienie jasnobrunatne. Kalcyt mikrokrystaliczny powleka cienką otoczką większość ziarn (fot. 21) i wypełnia niewielkie przestrzenie międzyziarnowe. Pojawia się on także na obrzeżach cementu kryptokrystalicznego. W tym ostatnim przypadku cement kryptokrystaliczny przechodzi stopniowo w cement mikrokrystaliczny (fot. 22). Cement kryptokrystaliczny zajmuje duże przestrzenie; odległości między ziarnami są często kilkakrotnie większe od średnic tych ziarn. Zdaniem Krażewskiego wskazuje to na szybkie wytrącanie się CaCO_3 w warunkach silnego przepojenia całej masy skalnej wodą, gdy poszczególne ziarna mineralne nie stykały się wzajemnie i zostały w ten sposób utrwalone. Ten pierwszy etap diagenetyzacji można by określić jako etap syngenetyczny. Druga forma cementu — mikrokrystaliczna, otulająca ziarna mineralne oraz fragmenty cementu kryptokrystalicznego, charakteryzuje etap epigenetyczny związany z powolną krystalizacją CaCO_3 ze zmineralizowanego roztworu porowego oraz rekrytalizacją cementu kryptokrystalicznego, zapoczątkowaną na jego obrzeżach.

ANALIZY CHEMICZNE

Dla wyjaśnienia problemu pochodzenia substancji cementującej oznaczono zawartość CaCO_3 w utworach scementowanych i w osadach współwystępujących w danym profilu. Węglan wapnia oznaczony był manganometrycznie. Wyniki oznaczeń zestawiono w tabeli 9.

Z przeprowadzonych analiz wynika, że zlepieńce mają zwykle mniejszy procent CaCO_3 niż niżej leżące luźne osady żwirowe. W przypadku piaskowca i podścielających piasków relacje te kształtują się bardziej prawidłowo, gdyż piaskowiec zawiera zdecydowanie więcej CaCO_3 . Gлина leżąca nad piaskowcem w Morsku, a także mułek ilasty przykrywający zlepieniec w Dolnej Grupie wykazują stopniowe zubożenie w CaCO_3 , postępujące z góry ku dołowi, w kierunku do stropu scementowanych utworów.

WARUNKI WYSTĘPOWANIA PIASKOWCÓW I ZLEPIEŃCÓW W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH POGŁĄDÓW NA TEMAT SPOSOBU CEMENTACJI WĘGLANOWEJ OSADÓW KLASTYCZNYCH

Wśród dotychczasowych poglądów na temat genezy czwartorzędowych piaskowców i zlepieńców występujących na terenach niżowych Polski dominuje hipoteza „infiltracyjna”. Sformułował ją H. Gąsiorowski (1923) dla wyjaśnienia genezy podmorenowych piaskowców w Mechowie koło Pucka. Cementacja piasków — w myśl poglądów tego autora — następowała w wyniku ługowania węglanu wapnia z nadległej gliny morenowej przez infiltrującą wodę opadową i osadzania go w podścielających piaskach.

Odminną hipotezę infiltracyjną wysunęli A. J. Nowicki i K. Radlicz (1961) w odniesieniu do zlepieńców czwartorzędowych w okolicach Białowieży. Autorzy ci sądzą, że procesy cementacyjne przebiegają współcześnie w strefie aeracji i są uwarunkowane rozpuszczaniem okruchów skał węglanowych (zawartych w osadach

Tabela 9. Wyniki oznaczeń CaCO₃
Results of CaCO₃ analysis

Stanowisko Site	Typ osadu i jego pozycja w profilu Type of deposit and its position in the section	Ilość CaCO ₃ [%] Quantity of CaCO ₃ [%]
Świecie	Gлина morenowa 2 m nad piaskowcem* Till 2 m above sandstone	11,1
Świecie	Gлина morenowa 1 m nad piaskowcem* Till 1 m above sandstone	10,2
Świecie	Gлина morenowa 10–15 cm nad piaskowcem* Till 10–15 cm above sandstone	9,1
Świecie	Piaskowiec — część stropowa Sandstone — top part	40,6
Świecie	Piaskowiec — część spągowa Sandstone — base part	31,0
Świecie	Piasek 50 cm pod piaskowcem Sand 50 cm below sandstone	3,8
Dolna Grupa	Mulek ilasty 2 m nad zlepieńcem Clayey silt 2 m above conglomerate	8,6
Dolna Grupa	Mulek piaszczysty 1 m nad zlepieńcem Sandy silt 1 m above conglomerate	7,8
Dolna Grupa	Zlepieniec Conglomerate	37,2
Dolna Grupa	Żwir pod zlepieńcem Gravel below conglomerate	40,8
Nowa Wieś	Zlepieniec Conglomerate	36,8
Nowa Wieś	Żwir 50 cm pod zlepieńcem Gravel 50 cm below conglomerate	37,2

* Analizy wykonane przez A. Olszewskiego (1974, zał. III, ryc. 13).
Analyses carried out by A. Olszewski (1974, Annex III, Fig. 13).

czwartorzędowych) przez infiltrujące wody opadowe i jednocześnie wytrącaniem CaCO₃ na skutek przestrzennego zróżnicowania porowatości osadów. Procesy cementacyjne obejmują ich zdaniem żwiry, które dzięki swej względnie większej porowatości przepuszczają łatwiej infiltrującą wodę opadową, sprzyjając zarazem intensywniejszej i szybszej utracie CO₂ w wyniku parowania wody. Innymi słowy, hipoteza ta zakłada aktualność i powszechność procesów cementacyjnych w naszych warunkach klimatycznych, w przypadku występowania osadów o różnej porowatości w strefie aeracji.

S. Skompski i J. Nowak (1965), którzy rozpatrują genezę piaskowców i zlepieńców o formach warstwowych w okolicach Płocka oraz nad Bugo-Narwią i Wkrą, wiążą ich powstanie, w sposób bardzo ogólny, ze zmiennymi poziomami wód podziemnych w różnych okresach rozwoju morfologicznego dolin. Wyrażają oni jednocześnie sugestię o ewentualnym związku zjawisk cementacji ze zmianami termicznymi wód podziemnych. Jednakże warunków, w jakich przebiegałby ten proces, jak też jego mechanizmu, nie przedstawiają.

Powyższe hipotezy skłaniają do rozważenia problemu genezy piaskowców i zlepieńców z punktu widzenia dwóch zasadniczych zjawisk hydrogeologicznych, z którymi mogłyby się wiązać procesy cementacyjne: ruchu wód podziemnych w najbliższej strefie przykrawędziowej doliny Wisły w warunkach dzisiejszych i we wcześniejszych fazach rozwojowych doliny oraz infiltracji wód opadowych.

Jak już wspomniano, spojone węglanem wapnia osady występują w stropie przewodniej serii piasków międzymorenowych, tj. pomiędzy drugim a trzecim pokładem gliny morenowej. Istniejąca w tych utworach woda należy w okolicach Morska i Dolnej Grupy do drugiego poziomu piętra plejstoceniowego. Na skutek niskiego położenia podstawy drenażu wód podziemnych w dolinie scementowane osady znajdują się obecnie kilka lub kilkanaście metrów ponad wypływem wód na zboczach dolinnych. Pozwala to wykluczyć związek cementacji z procesami hydrochemicznymi na granicy współczesnych poziomów wód podziemnych.

Inna jest sytuacja hydrogeologiczna zlepieńców i piaskowców w Nowej Wsi na stoku Kępy Fortecznej. Spojone węglanem wapnia osady występują obecnie w strefie aeracji i obejmują głównie żwiry. Fakt ten zdawałby się potwierdzać hipotezę A. J. Nowickiego i A. Radlicza (1965) o współczesnym rozwoju procesów cementacyjnych w wyniku wytrącania CaCO_3 przez infiltrujące w głąb wody opadowe. Możliwość taka wydaje się jednak mało prawdopodobna. Przeciwno tej hipotezie świadczy scementowanie osadów o różnym uziarnieniu, także piasków drobnoziarnistych, jak również — i ten argument należy uznać jako zasadniczy — brak zjawisk cementacji na wielu innych obszarach Niżu Polskiego, gdzie w strefie aeracji występują podobnie zróżnicowane w swoich właściwościach hydrogeologicznych osady lecz bez śladów cementacji.

Rozważmy z kolei hipotezę infiltracyjnego wymywania CaCO_3 z osadów nadległych, którą wysunął H. Gąsiorowski (1923). Ważne w tym przypadku są analizy zawartości CaCO_3 w glinie morenowej ponad piaskowcem w Świeciu oraz w mułkach leżących powyżej skorupy zlepieńcowej w Dolnej Grupie (por. tab. 9). Wykazują one stałe zmniejszanie się ilości CaCO_3 od góry ku dołowi w miarę zbliżania się do scementowanych osadów. Przyjmując pogląd o infiltracyjnym pochodzeniu węglanu wapnia należałoby oczekiwać raczej wzrostu jego zawartości od góry ku dołowi (a więc w porządku odwrotnym do istniejącego) jako efektu najintensywniejszego ługowania węglanów w stropowych partiach osadów nadległych.

Dalszym argumentem przeczącym hipotezie infiltracyjnej jest sytuacja zlepieńców w profilu geologiczno-litologicznym stanowiska w Dolnej Grupie. Scementowane żwiry są tu przykryte mułkiem ilastym, stanowiącym materiał na ogół trudno przepuszczalny, lecz podścielone są luźnym, dobrze przemytym żwirem, bardzo dobrze przepuszczalnym. Powstanie skorupy zlepieńcowej w stropie żwirów przy takiej sekwencji osadów o skrajnie różnych właściwościach hydrogeologicznych trudno tłumaczyć wymywaniem CaCO_3 z góry ku dołowi. Bardziej prawdopodobny jest mechanizm cementacji, którego siły motoryczne działały w kierunku przeciwnym, tj. od dołu ku górze.

Rozważone powyżej fakty sugerują, że wyjaśnienia genezy piaskowców i zlepieńców należy szukać w procesach hydrochemicznych zachodzących w odmiennych

niż dziś warunkach geologicznych i geomorfologicznych. Pozwala to ograniczyć dalsze rozważania do dwóch założeń: albo cementacja osadów odbywała się w początkowych fazach rozwoju morfologicznego doliny dolnej Wisły, albo wiązała się ona ze specyficznymi zjawiskami hydrochemicznymi pod pokrywą lodowcową.

Zebrane dotychczas materiały zdają się wskazywać na drugą możliwość. Wiązanie bowiem procesów cementacji z wymianą wód między zboczami dolinnymi a rzeką w początkowych fazach rozwoju doliny pociągałoby za sobą przyjęcie następujących założeń: po pierwsze, że cementacja odbywała się przed allerödem, gdyż okres ten w dolinie Wisły pod Grudziądzem został udokumentowany na poziomie terasy II wznoszącej się 26—24 m npm (E. Drozdowski, B. Berglund 1976), czyli około 25 m poniżej poziomu występowania osadów scementowanych; po drugie, że zbocza doliny Wisły i dolinek bocznych (Świecie), które miały być niegdyś strefą cementacji, zachowały się do dziś nie zmienione, tzn. nie uległy późniejszej erozji i denudacji. Gdybyśmy nawet przyjęli niezmiennosć form rozcięć dolinnych od okresu, gdy zwierciadło wody w rzece znajdowało się na poziomie około 50 m npm, to trudno byłoby przyjąć założenie, że cementacja odbywała się we wcześniejszym okresie późnego glacjału (starszy dryas, bölling), kiedy na rozpatrywanym terenie panowała wieloletnia zmarzlina ograniczająca lub wręcz całkowicie blokująca wypływ wód podziemnych na powierzchnię (por. O. N. Tolstichin 1974).

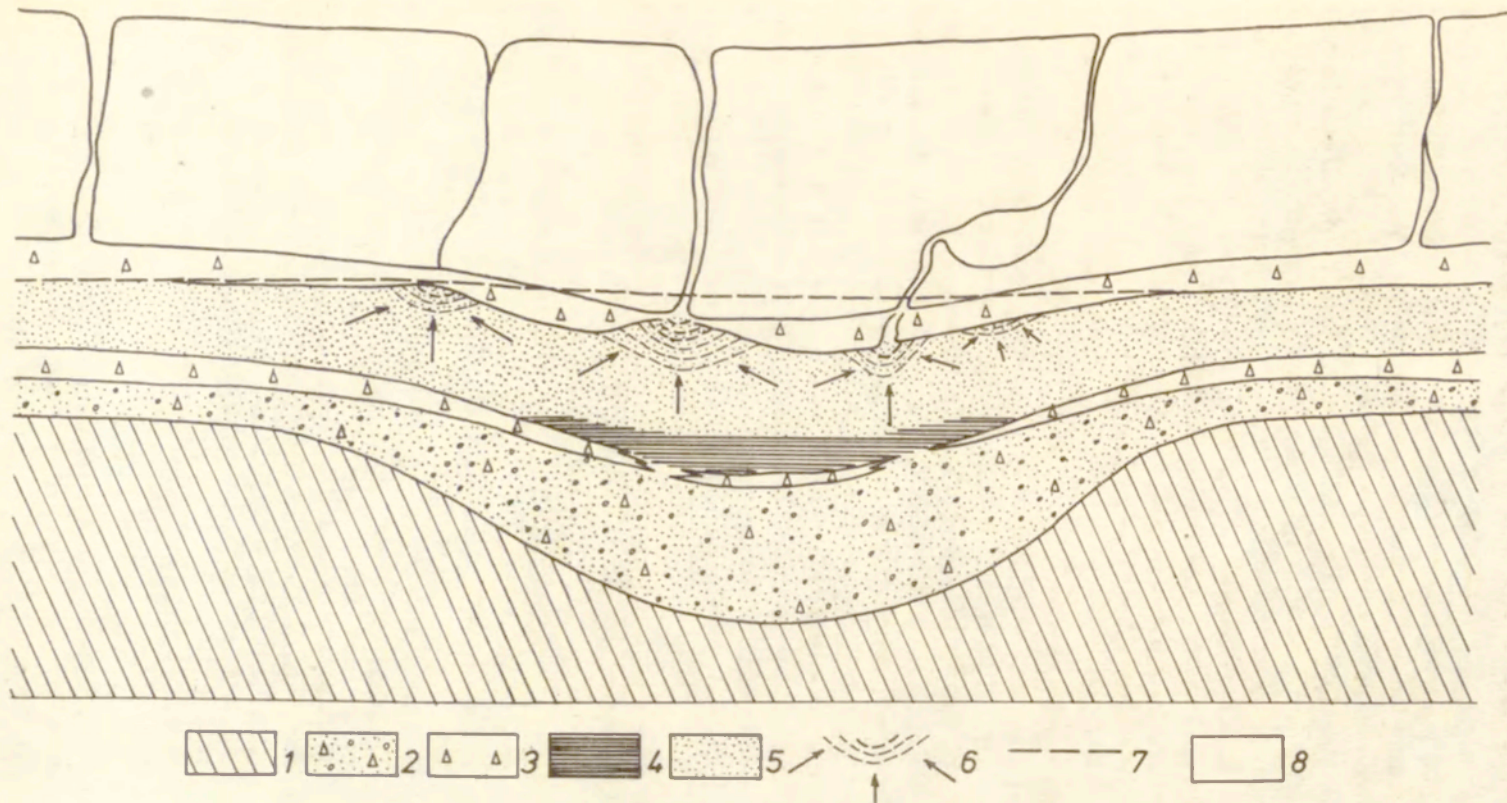
Na korzyść subglacialnej cementacji przemawiają następujące fakty:

- występowanie utworów scementowanych stale w tej samej pozycji stratygraficznej, tj. w stropie przewodniej serii piasków międzymorenowych;
- położenie scementowanych osadów na jednakowej wysokości (50 m npm na odcinku od Świecia do Grudziądza, około 40 m npm w okolicach Kwidzyna);
- niezależność poziomu występowania scementowanych osadów od ich właściwości hydrogeologicznych (piaski, żwiry) i współczesnych form rzeźby terenu;
- stosunek scementowanych utworów do osadów nadległych sugerujący cementację pod wpływem sił działających od dołu ku górze i (ewentualnie) w kierunku zbliżonym do poziomego;
- brak śladów ługowania CaCO_3 w osadach nadległych.

Powyższe fakty, a szczególnie zawsze taka sama pozycja stratygraficzna scementowanych utworów i nie dostosowany do współczesnej rzeźby terenu poziom ich występowania, który wyznacza niewątpliwie powierzchnię zwierciadła wód związaneego z procesami cementacji, skłaniają do przyjęcia hipotezy o wytrącaniu węglanu wapnia w subglacialnym środowisku wodnym zanikającej pokrywy lodowcowej.

GŁÓWNE CZYNNIKI ŚRODOWISKA CEMENTACJI WĘGLANOWEJ

Podstawowe czynniki środowiska sedymentacyjnego, których działanie mogło doprowadzać do wytrącania cementacyjnego węglanu wapnia w warunkach subglacialnych arealnie zanikającej pokrywy lodowcowej to: występowanie skał węglanowych, obecność wody będącej pod ciśnieniem i w niskiej temperaturze, obfita dostawa dwutlenku węgla warunkująca intensywne rozpuszczanie skał węglanowych oraz istnienie gradientów ciśnień i temperatur jako źródeł energii ruchów wód i roz-



Ryc. 8. Szkic warunków geologicznych i fizycznych środowiska subglacjalnej cementacji węglanowej w dolinie dolnej Wisły

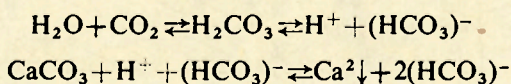
1 – podłoże czwartorzędowe; 2 – osady czwartorzędowe starsze od zlodowacenia bałtyckiego; 3 – gliny morenowe; 4 – ropy warwowe; 5 – piasek drobnoziarnisty; 6 – gradienty termiczne i hydrodynamiczne z kierunkami lokalnych ruchów wód (strzałki); 7 – poziom piezometryczny wód podlodowcowych; 8 – lód lodowcowy

Fig. 8. Sketch of geological and physical conditions of subglacial environments of calcium carbonate cementation at the lower Vistula River valley
1 – substratum of Quaternary; 2 – Quaternary deposits older than Baltic glaciation; 3 – tills; 4 – varved clays; 5 – fine grained sand; 6 – thermal and hydrodynamical gradients with directions showing local water flow (arrows); 7 – piezometric level of subglacial water; 8 – glacial ice

puszczonych w nich substancji. Warunki takie mogły istnieć na rozpatrywanym terenie podczas jego deglacji w środkowym wirmie. Wody przesączające się przez piaski i żwiry pod pokrywą lodowcową były wówczas zamknięte między nieprzepuszczalnym spągami lodu wraz z warstwą subglacialnej gliny morenowej na górze a równie nieprzepuszczalnym stropem szarych ilów warwowych i gliny morenowej na dole (ryc. 8). Dzięki wyższemu położeniu stref zasilania na peryferiach depresji dolinnej wody te podlegały ciśnieniu hydrostatycznemu, a ich zwierciadło znajdowało się powyżej spągu pokrywy lodowcowej w osiowej części depresji dolinnej. Taką interpretację uzasadnia synklinalne wygięcie powierzchni stropu przewodniej serii piasków międzymorenowych (i zarazem spągu nadległego drugiego pokładu gliny morenowej) w kierunku prostopadłym do osi doliny (por. E. Drozdowski 1973b, ryc. 2), jak również stała wysokość występowania piaskowców i zlepieńców (ok. 50 m npm) na zboczach doliny Wisły. Powyżej lub poniżej tej wysokości nie spotkano scementowanych warstw osadów.

Istotnym zagadnieniem jest problem źródła dostawy materiału węglanowego. Na obszarze pokrytym grubym płaszczem osadów czwartorzędowych, pozbawionym wychodni skał węglanowych, jest to problem szczególnej wagi. Nie ma bowiem podstaw do przypuszczeń, że dostawa CaCO_3 w ilościach niezbędnych do cementacji osadów glaciofluwialnych ograniczała się do materiału autogenicznego pochodzącego z okruchów skał węglanowych zawartych w osadach scementowanych. Zaprzeczają temu zresztą wyniki badań mineralogicznych i mikroskopowych (E. Drozdowski, S. Krafczowski 1978), które wykazały podobny skład mineralno-petrograficzny osadów scementowanych i nie scementowanych oraz brak śladów intensywnego ługowania okruchów skał węglanowych zawartych w osadach scementowanych. Węglan wapnia musiał zatem być dostarczany z zewnątrz, z okruchów skał węglanowych występujących w osadach lodowcowych i wodnolodowcowych, położonych w większym promieniu od miejsc występowania scementowanych utworów⁷.

Problem ten wyjaśnia obecność dwutlenku węgla w wodzie i jego wpływ na procesy rozpuszczania węglanu wapnia. Jak wiadomo, CO_2 łączy się z wodą tworząc kwas węglowy, który z kolei reaguje z CaCO_3 , tworząc rozpuszczalny dwuwęglan. Reakcje te przebiegają według następującego schematu (J. P. Miller 1952):



Stężenie CO_2 rozpuszczonego w wodzie, decydujące o stopniu intensywności rozpuszczania węglanu wapnia, jest z kolei funkcją temperatury i ciśnienia parcjalne- go CO_2 (P_{CO_2}). Ilość rozpuszczonego CO_2 w wodach zimnych jest znacznie większa aniżeli w wodach ciepłych. Podobny efekt daje wzrost P_{CO_2} (por. J. Corbel 1957; Z. Pazdro 1964; H. Roques, C. Ek 1973). Należy przypuszczać, że zawartość CO_2 w wodzie infiltrującej w piaskach i żwirach pod pokrywą stagnującego i topniejącego

⁷ Należy dodać, że bezpośrednie podłoże czwartorzędu na rozpatrywanym terenie stanowią osady mioceńskie, wykształcone w postaci piasków kwarcowych z przewarstwieniami węgla brunatnego (por. B. Areń 1968).

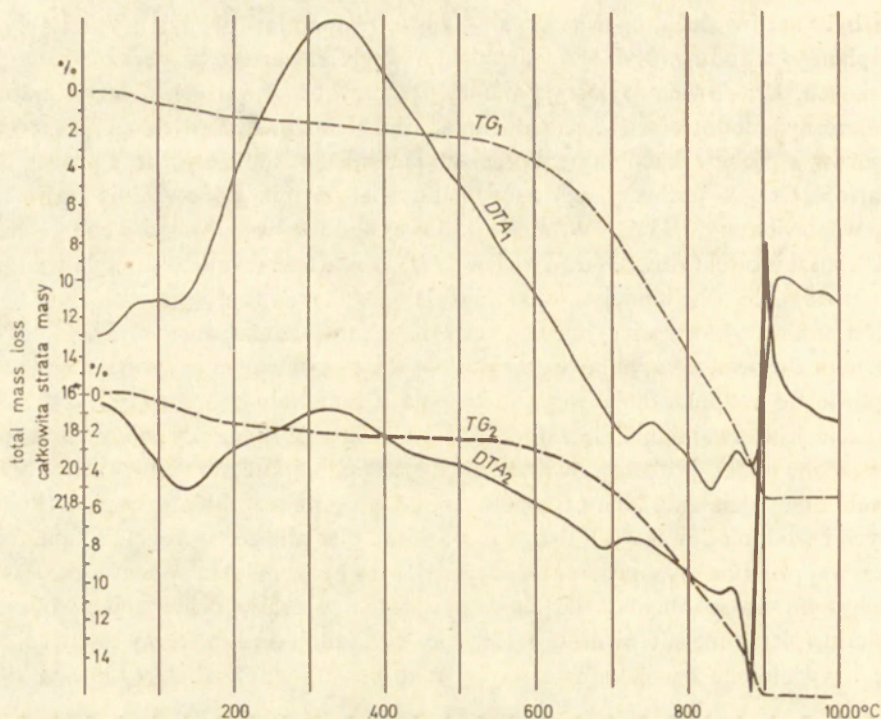
lodu była bardzo duża, co wiązało się z niską temperaturą wody i wysokim PCO_2 wytapianego z lodu „fosylnego” dwutlenku węgla zawartego w pęcherzykach powietrznych. Jak bowiem wykazują analizy pęcherzyków zawartych w masie lodowej współczesnych lodowców (L. K. Coachman i in. 1958; B. A. Sawielew 1971), ciśnienie gazów w pęcherzykach na ogół przewyższa ciśnienie atmosferyczne, a procentowa zawartość CO_2 w pęcherzykach zawsze jest większa niż odpowiednia zawartość CO_2 w powietrzu (0,03%). W masie lodowej lodowców Elbrusa, według badań E. S. Troszkinowej (por. B. A. Sawielew 1971), zawartość dwutlenku węgla wynosiła od 0,21 do 0,65%. Najmniejszą wartość (0,21%) wykazywał firn, największą (0,65%) — lód infiltracyjno-regelacyjny powstały na skutek zamarzania wody.

Obfita dostawa dwutlenku węgla pod wysokim ciśnieniem przyczyniała się niewątpliwie do rozpuszczania węglanu wapnia z materiału morenowego, zwłaszcza w trakcie jego uwalniania się z topniejącego lodu i później, gdy wody roztopowe wzbogacone w CO_2 pozostawały przez długi czas pod naporem w warunkach subglacialnych. Ślady działania tych procesów stwierdza się powszechnie w osadach lodowcowych i wodnolodowcowych drugiego poziomu glacialnego, szczególnie tam, gdzie spoczywają one na wysokości mniejszej niż 50 m npm, należąc w sensie paleomorfologicznym do lokalnych zagłębień istniejących w czasie deglacjacji w podłożu lądolodu (pierwotne nierówności rzeźby podłoża lądolodu lub formy erozyjne, wycięte i wypełnione osadami przez wody roztopowe — por. E. Drozdowski 1974, ryc. 31).

Charakterystyczny przykład efektów ługowania węglanu wapnia reprezentuje fragment skały węglanowej o wymiarach $10 \times 7 \times 6$ cm (fot. 23), pobranej z glaciofluwialnych osadów zwirowo-piaszczystych występujących na południowym stoku Kępy Strzemięcińskiej, na wysokości około 45 m npm. Na powierzchni tej skały widoczne są mikroformy, przypominające żłobki egutacyjne, utworzone pod wpływem długotrwałego działania kropeł wody roztopowej (por. A. Kotarba 1972). Na świeżym przełamie można zaobserwować, że wewnętrzna część skały, o barwie ciemnoszarej, jest znacznie twardsza i bardziej zwięzła aniżeli jaśniejsza część zewnętrzna o grubości około 0,5 cm (miękką i bardzo porowatą).

Obie części skały poddano analizom termicznym⁸, których wyniki w postaci krzywych derywatogramów przedstawiono na rycinie 9. Różnice między częścią wewnętrzną i zewnętrzną według K. Szpili są następujące: „Część wewnętrzna zawiera wyraźnie mniej substancji organicznej (efekt egzotermiczny ok. 330—340°), mniej minerałów ilastych (efekt endotermiczny ok. 880—840°), a nieco więcej kalcytu (efekt endotermiczny 880—885°). Wyraźna jest też różnica w całkowitej stracie masy, która w części wewnętrznej wynosi 14,5%, a w części zewnętrznej — około 21,8%. Ta duża różnica całkowitej straty masy wiąże się z większą ilością w zasadzie wszystkich termicznie aktywnych składników w części zewnętrznej, czyli substancji organicznej, minerałów ilastych i dolomitu. Jedynie zawartość kalcytu jest mniejsza w części zewnętrznej, ale suma węglanów jest jednak większa”.

⁸ Analizy termiczne zostały wykonane w IGMiP UW przez doc. dr. hab. K. Szpilę, któremu autor składa serdeczne podziękowania.



Ryc. 9. Krzywe analizy termicznej części zewnętrznej (TG_1 , DTA_1) i wewnętrznej (TG_2 , DTA_2) skały węglanowej

DTA — krzywa termiczna różnicowa; TG — krzywa termogravimetryczna

Fig. 9. Curves of the thermal analysis of the outer (TG_1 , DTA_1) and inner (TG_2 , DTA_2) parts of the carbonate rock

DTA — differential-thermal curves; TG — weight-loss curves

Powyższe analizy sugerują, że obok ługowania całej powierzchni skały węglanowej, zaznaczonego w charakterystycznej rzeźbie powierzchni skalnej, zachodziło także selektywne rozpuszczanie kalcytu jako składnika skały najbardziej podatnego na agresywne działanie wody i kwasu węglowego. Wniosek ten uzasadnia relatywnie mniejsza zawartość kalcytu (w stosunku do całkowitej sumy węglanów) w warstwie zewnętrznej skały w porównaniu z jej częścią wewnętrzną, jak też wyraźnie widoczna porowata struktura warstwy zewnętrznej (fot. 23).

MECHANIZM CEMENTACJI SUBGLACJALNEJ

Mechanizm subglacjalnej cementacji węglanowej związany był ściśle z warunkami i przebiegiem deglacjacji arealnej rozpatrywanego terenu. Prezentuje to syntetycznie rycina 8. Uwzględniono na niej istotne elementy rzeźby i budowy geologicznej terenu, jak również zmienny czasowo element glacialny (pokrywa lodowcowa), lecz w ujęciu statycznym, w zaawansowanej już fazie deglacjacji lodowcowej. Sugerowany mechanizm subglacjalnej cementacji węglanowej wymaga najpierw rozważenia

wyjściowych warunków dynamicznych i fizyko-chemicznych wód subglacjalnych. Dla uproszczenia można przyjąć, że w pierwszej fazie deglacjacji arealnej, czyli w momencie stagnacji pokrywy lodowcowej infiltrujące w piaskach i żwirach pod lodem wody subglacjalne zawierały mniej więcej jednakową i równomiernie rozłożoną ilość rozpuszczonego węgla wapnia. Wynikało to z takich samych wartości ciśnienia i temperatury na znacznej przestrzeni oraz jednakowej ilościowo dostawy CO_2 — rozpuszczonego w wodzie w postaci $\text{H}_2(\text{CO}_3)_2$ — z topniejącego od spodu lodu lodowcowego. Zewnętrznym wyrazem tego początkowego stanu równowagi fizyko-chemicznej wód podlodowcowych była zwarta pokrywa lodowcowa, o stosunkowo niewielkich różnicach miąższości na znacznym obszarze. Jednakże w miarę upływu czasu, na skutek zróżnicowanego przestrzennie topnienia i rozpadu pokrywy lodowcowej, ten początkowy stan równowagi uległ zaburzeniu. Na powierzchni lodowej pojawiły się nierówności, rozwijały się jeziora i ciekły supraglacjalne, powstawały szczeliny sięgające spągu pokrywy lodowcowej. W strefach rozpadu pokrywy lodowcowej, a także pod rozwijającymi się gdzieś zbiornikami i ciekami wód inglacjalnych, zaczęły przenikać do wód subglacjalnych wody roztopowe i opadowe z powierzchni pokrywy lodowcowej. Przenosiły one ciepło z atmosfery, wpływając jednocześnie na zmniejszenie lokalnej siły nacisku pokrywy lodowcowej w następstwie ubytku lodu spowodowanego intensywnym topnieniem i parowaniem. Równocześnie pod wpływem wzrastającej wciąż ilości wód roztopowych i ich przesączania się w kierunku osi obniżenia dolinnego wzmagala się siła naporu hydrostatycznego wód podlodowcowych. W tych warunkach w wodzie podziemnej pod lodowcem, przy powierzchni granicznej woda-lód, tworzyły się lokalne gradienty dynamiczne i termiczne, pobudzające ruch wody wraz z rozpuszczonymi w niej gazami i substancjami mineralnymi w kierunku stref malejącego ciśnienia i rosnącej temperatury, czyli w kierunku miejsc i stref dezintegracji pokrywy lodowcowej. W wyniku energicznego działania takiego procesu, w trakcie którego rozpuszczony w wodzie CO_2 ulegał ulatnianiu, dochodziło w rejonach dezintegracji pokrywy lodowcowej do przesączania naturalnych roztworów CaCO_3 i wytrącania węgla wapnia.

Efektom tego procesu jest spoiwo w postaci kalcytu kryptokrystalicznego. Był to etap diagenetyki początkowej, syngenetycznej, w tym sensie, że mógł zbiegać się z akumulacją osadów w środowisku wytrącania węgla wapnia (por. F. J. Pettijohn i in. 1973; R. Gradziński i in. 1976). Cement mikrokryształiczny tworzył się w drugim etapie diagenetyki epigenetycznej, związanym z długotrwałym i powolnym procesem wytrącania CaCO_3 podczas dalszych faz zaniku lodu.

Zasadniczym impulsem, który w opisanych warunkach pobudzał wytrącanie CaCO_3 i wpływał decydująco na intensywność przebiegu procesów cementacyjnych, było wydzielanie się rozpuszczonego w wodzie CO_2 . Im większa była szybkość oraz ilość uchodzącego do atmosfery CO_2 w stosunku do jego zawartości w roztworze, tym intensywniej mogły przebiegać procesy cementacyjne. Utrata CO_2 była niewątpliwie duża i gwałtowna w rejonach rozprężania się wód podlodowcowych i w miejscach ich bezpośredniego kontaktu z atmosferą (przy granicach szczelin i przestrzeni międzybryłowych martwego lodu), lecz mogła być większa i gwałtowniejsza tam, gdzie następowało mieszanie się wód o różnym składzie chemicznym (por. A. Bögli

1964; E. Marker 1973). Przykład takiej intensywnej i głęboko sięgającej cementacji, związanej prawdopodobnie z burzliwym mieszaniem się wód podlodowcowych z supraglacialnymi, stanowią zlepieńce i piaskowce w Nowej Wsi na wschodnim stoku Kępy Fortecznej, gdzie miąższość scementowanych utworów dochodzi do 6 m. Natomiast przykład dość intensywnej, lecz płytko sięgającej cementacji reprezentuje piaskowiec w Świeciu. Utrata CO₂ była tu zapewne znacznie powolniejsza, gdyż — sądząc z litofacjalnego wykształcenia nadległego pokładu gliny morenowej, w którym znaczny udział ma facja basenowa (por. A. Olszewski 1974) — mogła się ona odbywać w wyniku uwalniania się powoli dopływających wód podlodowcowych spod naporu i uchodzenia CO₂ poprzez zmetamorfizowany lód lodowcowy w końcowej fazie jego zaniku.

W procesie omawianej cementacji subglacialnej mógł uczestniczyć jeszcze jeden bardzo ważny mechanizm powodujący wytrącanie węglanu wapnia z roztworu, mianowicie wydzielanie się CO₂ pod wpływem zamarzania wody. Zjawisko to w porze zimowej mogło nakładać się na poprzednie, potęgując efekt cementacyjny. Jak świadczą eksperymenty laboratoryjne (C. Ek, A. Pissart 1965), jest to bardzo wydajny i szybki proces wytrącania węglanu wapnia, nawet w przypadku stosunkowo niewielkiego stężenia roztworu, w którym ilość rozpuszczonego w wodzie CaCO₃ nie przekracza 300 mg/l, a wartość pH wynosi od 7,25 do 7,50. Zjawiska wytrącania CaCO₃ z naturalnych roztworów obserwowano wielokrotnie na obszarach arktycznych (O. N. Tolstichin 1974). Autor miał również możliwość obserwowania efektów tego zjawiska w postaci osadu kalcytowego na powierzchni nalodzia uformowanego przed czołem lodowca Andreas na Spitsbergenie (E. Drozdowski 1977b). Wytrącony kalcyt miał postać drobnokrystalicznych wykwitów lub białego proszku (fot. 24 i 25).

Z punktu widzenia wieku rozpatrywanych procesów cementacji szczególne miejsce zajmuje cienka warstewka zlepieńców w formie skorupy w Dolnej Grupie. Scementowaniu uległy żwirzy z głazami reprezentujące rozmyty wodami roztopowymi drugi pokład gliny morenowej. Fakt przykrycia tych utworów mułkami ilastymi, tymi samymi, które w odmiennym wykształceniu facjalnym przykrywają drugi pokład gliny morenowej w innych miejscach, pozwala wnioskować, że procesy cementacyjne przebiegały tu (prawdopodobnie na skutek zamarzania przy powierzchni granicznej woda-lód) po akumulacji drugiego pokładu morenowego i mułków ilastych lub co najmniej równocześnie z akumulacją mułków ilastych. Jeżeli zatem dolną granicę czasową procesów cementacji wyznaczają mułki ilaste lub inne odpowiadające im osady zastoiskowe leżące na drugim pokładzie gliny morenowej, to działanie procesów cementacyjnych przypadałoby na okres akumulacji gliny morenowej w czasie stagnacji lądolodu oraz sedymentacji osadów w supraglacialnych zbiornikach wodnych, czyli niemal na cały okres środkowowürmskiej deglacjacji rozpatrywanego terenu.

Formy naciekowe, odchodzące od spągu scementowanych utworów w postaci słupów czy stalaktytów, które występują m.in. w Nowej Wsi (fot. 19) i Czerwonym Dworze (A. Jentzsch 1882), są już rezultatem wtórnych procesów cementacyjnych, związanych prawdopodobnie z rozpuszczaniem i redepozycją pierwotnego materiału cementacyjnego pod wpływem wód opadowych. Zagadnienie to wymaga jeszcze

dalszych szczegółowych studiów, zwłaszcza analiz mineralogicznych cementu węglanowego.

Zjawiska wytrącania węglanu wapnia w warunkach subglacjalnych znane są ze sterf marginalnych współczesnych lodowców (F. Bauer 1961; D. C. Ford i in. 1970; N. R. Page 1971; B. Hallet 1976), jak też obszarów zlodowaconych w plejstocenie (L. E. Kers 1964; Å. Hillefors 1974). Wiąże się je ściśle z ruchem lodowca oraz ze zmianami ciśnienia i temperatury wywołanymi nierównościami mikrorzeźby podłoża lodowca. Zaś przedstawiona powyżej interpretacja subglacjalnej cementacji węglanowej odnosi to zjawisko do stagnującej i zanikającej arealnie czaszy lodowej.

ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE I STRATYGRAFICZNE SCEMENTOWANYCH UTWORÓW

Związek środowisk cementacji węglanowej z deglacją arealną rozpatrywanego terenu w czasie środkowego würmu nadaje osadom scementowanym doniosłe znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. Są one bowiem wskaźnikiem arealnego zaniku łądolodu i ważnym reperem litologiczno-stratygraficznym, ułatwiającym dokonanie podziału stratygraficznego osadów plejstocenijskich. Nasuwa się jednak zasadnicze pytanie, w jakim stopniu subglacjalna cementacja węglanowa jest zjawiskiem unikalnym, odnoszącym się do swoistych warunków geologiczno-geomorfologicznych obszaru doliny dolnej Wisły w czasie arealnego zaniku łądolodu, a w jakim stanowi ona zjawisko ogólniejsze, towarzyszące procesowi deglacji arealnej? Wydaje się, iż odpowiedzi na to pytanie należy szukać z jednej strony w określonym typie klimatycznym deglacji arealnej, charakteryzującym się stagnacją rozległych partii brzeżnych czaszy lodowej i ich sukcesywnym, powolnym wytapianiem się, z drugiej zaś — w warunkach sprzyjających powstawaniu wód naporowych, zamkniętych w osadach przepuszczalnych między izolacyjną pokrywą lodowcową od góry a osadami nieprzepuszczalnymi od dołu. Są to dwa najbardziej ogólne i zarazem najbardziej istotne uwarunkowania rozwoju procesów subglacjalnej cementacji węglanowej, które — jak się wydaje — mogą wystąpić również na innych obszarach objętych zlodowaceniami plejstocenijskimi.

Obecność litych skał węglanowych stanowiących bogate źródło materiału węglanowego nie jest koniecznym warunkiem nasycenia podziemnych wód subglacjalnych węglanem wapnia i jego wytrącania. Brak tych skał może być zrekomensowany obfitą dostawą CO_2 z lodu lodowcowego, bardzo niską temperaturą wód (bliską 0°C) oraz ruchem wody i okresem jej stykania się z okruchami skał węglanowych zawartych w osadach lodowcowych i wodnolodowcowych. Są to czynniki, które wpływają w sposób decydujący na szybkość łągowania i rozpuszczania węglanu wapnia, jak też na stopień jego stężenia w wodzie (por. J. Corbel 1957; P. K. Weyl 1959; A. Bögli 1964; R. F. Sippel, E. D. Glover 1964; Z. Pazdro 1964; H. Roques, C. Ek 1973).

Znaczenie omówionych piaskowców i zlepieńców dla stratygrafii plejstocenu dolnego Powiśla wydaje się nie budzić żadnych wątpliwości. Ścisły związek scementowanych utworów z drugim poziomem glacjalnym (albo stropem II fluwioglacjału) został potwierdzony w każdym z opisanych lub znanych autorowi stanowisk tych

utworów nad dolną Wisłą. Istnieją zatem podstawy do traktowania zlepieńców i piaskowców jako pomocniczego reperu stratygraficznego, tym cenniejszego, że umożliwiające przeprowadzenie podziału i korelacji stratygraficznej osadów w przypadku fragmentarycznych lub zredukowanych profili plejstocenu. Warstwy scementowane węglanem wapnia — jeśli występują w profilu — wyznaczają zawsze strop przewodniego poziomu międzymorenowego (II fluwioglacjału), czyli środkowowürmski okres deglacjacji dolnego Powiśla.

VII. DEGLACJACJA

GŁÓWNE TYPY KLIMATYCZNE DEGLACJACJI AREALNEJ — TEORETYCZNE PODSTAWY PODZIAŁU I OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA

Deglacja jest związana z ujemnym bilansem masy lodowca, czyli z przewagą ubytku lodu nad przyrostem masy lodowej w całym lodowcu. Następuje więc kurczenie się lodowca i obniżanie się jego powierzchni, prowadzące w efekcie do stopniowego uwalniania obszarów lądowych lub wodnych spod pokrywy lodowcowej (por. T. Bartkowski 1969; R. Galon 1968). Zasadniczą przyczyną deglacji, zwłaszcza w odniesieniu do wielkich kontynentalnych czasz lodowych, są zmiany klimatu. Klimat bowiem wpływa w sposób bezpośredni na wielkość i rozkład akumulacji i ablacji — podstawowych pozycji bilansu masy lodowca. Intensywność procesów akumulacji-ablacji, a przez to i zależny od klimatu reżim lodowca wyraża najlepiej wysokościowy gradient bilansu masy przy granicy strefy akumulacyjnej, który P. A. Szumskij (1955) określa mianem „energii zlodowacenia” (ros. energia oledienienija), a M. F. Meir (1962) jako „wskaźnik aktywności” lodowca (ang. activity index). Wskaźnik ten charakteryzuje w sposób ilościowy intensywność wymiany masy w lodowcu, informując jednocześnie o dynamice ruchu lodowca i szybkości jego reakcji na zmiany klimatu.

Wartość wskaźnika „energii zlodowacenia” maleje na ogół w przypadku przechodzenia od niższych do wyższych szerokości geograficznych i od klimatu oceanicznego do kontynentalnego. Jeśli na przykład dla lodowców nadbrzeżnych łańcuchów górskich południowej Alaski wynosi ona 22 mm/m, to dla lodowców Ziemi Północnej i Tybetu 2—3 mm/m, a w przypadku lodowców rozwijających się na płaskich powierzchniach grzbietowych gór Tian-Szań — zaledwie 0,5 mm/m (W. M. Kotljakow 1968). Oznacza to w praktyce zmniejszanie ablacji i akumulacji, a co za tym idzie — wymiany masy lodowca, a także zwolnienia tempa intensywności procesów deglacji. W klimacie suchym kontynentalnym, wskutek dominacji antycyklonalnego typu pogody i nikłości opadów zimowych, nie tylko przyrost masy lodowej jest powolny, lecz i jej ubytek jest znaczny, z powodu dużego parowania na całej powierzchni lodowca.

W świetle scharakteryzowanych powyżej różnic reżimu lodowców zrozumiała staje się odmienność charakteru procesów zaniku lodowców, ich przebiegu w czasie i w przestrzeni oraz kształtowania się w związku z tym różnych układów środowisk depozycji osadów glacialnych. Wydaje się przeto uzasadnione wyróżnienie dwóch podstawowych typów deglacji: deglacji zachodzącej w warunkach klimatu wilgotnego oceanicznego i deglacji w warunkach klimatu suchego kontynentalnego.

W przypadku pierwszego typu deglacjacji lodowiec zachowuje wciąż dużą żywotność (wysoka wartość wskaźnika „energii zlodowacenia”) dzięki obfitym opadom śnieżnym, które przypadają w najbardziej sprzyjającym akumulacji okresie jesienno-zimowym. Czoło lodowca, będącego w stanie równowagi bilansowej, jest na ogół łagodnie nachylone, lecz kąt jego nachylenia rośnie gwałtownie w miarę zbliżania się do obszaru akumulacji. Przy krótkotrwałych korzystniejszych układach bilansu masy i temperatury lodowca możliwe są ponowne niewielkie nasunięcia lodowca (oscylacje). Spośród procesów degradacji pokrywy lodowcowej na czoło wysuwa się ablacja pod wpływem kondukcji ciepła z atmosfery i kondensacji pary wodnej. Duże znaczenie ma też rozpad lodu w wyniku mechanicznego i termicznego oddziaływania wód opadowych i roztopowych (por. S. Thorarinsson 1943; H. W. Ahlmann 1948; J. H. Hartshorn, G. M. Ashley 1972; T. Stenborg 1973). Topnienie pod wpływem radiacji i sublimacja mają znaczenie podrzędne. Efektem takiego typu deglacjacji jest nierówna miąższość pokrywy moreny ablacyjnej spływowej (flow till) oraz znaczna ilość osadów akumulacji wodnolodowcowej. Osady morenowe pochodzenia inglacjalnego, wytopione z lodu pod pokrywą osadów ablacyjnych, należą do rzadkości i osiągają niewielką miąższość. Przykładów tego typu deglacjacji dostarcza recesja współczesnych lodowców południowocentralnej Alaski, Islandii i niektórych lodowców Svalbardu, określana mianem deglacjacji arealnej (M. Klimaszewski 1960; J. Szupryczyński 1963; S. Jewtuchowicz 1971). Prawdopodobnie ten typ deglacjacji przeważał w końcowych fazach ewolucyjnych ostatniego zlodowacenia, poczynając od stadium Salpausselka, oczywiście w skali znacznie większej niż we współczesnych procesach deglacjacji arealnej.

Inny jest charakter i przebieg procesów deglacjacji w przypadku lodowca zanikającego w warunkach klimatu kontynentalnego. Na skutek małej ilości opadów, przypadających najczęściej na pory przejściowe lub porę letnią, linia firnowa przebiega znacznie powyżej poziomu maksimum opadów w postaci stałej (W. M. Kotljakow 1968). Niska jest wartość wskaźnika „energii zlodowacenia”, czyli ruch lodu i procesy wymiany masy lodowej są niewielkie.

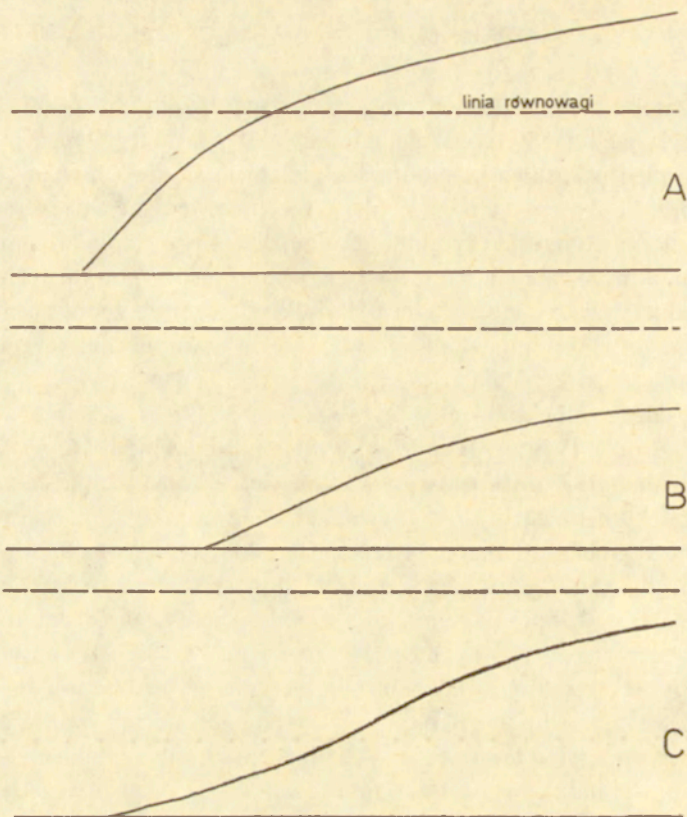
Spośród procesów prowadzących do zaniku lodu na czoło wysuwają się sublimacja i topnienie radiacyjne zachodzące w warunkach pogody antycyklonalnej przy małej wilgotności powietrza. Podrzędne znaczenie ma topnienie lodu pod wpływem wymiany ciepła z atmosferą i dezintegracja lodu wskutek działania wód opadowych i roztopowych. W tych warunkach dominują inglacjalne środowiska depozycji osadów, w których powstają gliny morenowe o typie sublimacyjnym, charakteryzujące się właściwościami teksturalnymi przetrwałymi z fazy transportu glacialnego. W profilach osadów powstałych z dala od krawędzi lodowca udział utworów wodnolodowcowych, podobnie jak udział moren ablacyjnych spływowych, jest ograniczony.

Deglacjacja w warunkach klimatu kontynentalnego w zarysowanym powyżej schemacie nie ma swego współczesnego w pełni adekwatnego odpowiednika. Jednakże współczesne lodowce dostarczają przekonujących przykładów warunków działania poszczególnych procesów glacialnych i sedymentacyjnych, charakteryzujących ten typ deglacjacji (por. m.in. G. A. Awsjuk 1950; J. Shaw 1977; A. Weidick 1968; V. Schytt 1974).

ZMIENNOŚĆ TYPU DEGLACJACJI W CIĄGU CYKLU GLACJALNEGO

Procesy zaniku plejstocenijskich czasów lodowych różniły się od współczesnych analogów deglacjacji nie tylko skalą, ale również charakterystycznym dla cyklu ewolucyjnego plejstocenijskich lądolodów nakładaniem się dwóch różnych reżimów: oceanicznego i kontynentalnego. W pierwszej połowie glacjału panował klimat zimny i oceaniczny; tylko taki typ klimatu umożliwił powstanie i dynamiczny wzrost lądolodu. Formowała się wówczas czasza lodowa o typowym reżimie oceanicznym, charakteryzująca się wysokim wskaźnikiem „energii zlodowacenia”. Utrzymywała się ona do maksimum zlodowacenia, tzn. do czasu ustabilizowania się nowego układu barycznego z dynamicznym antycyklonem nad powierzchnią lądolodu — jako efekt wysokiego albedo śniegu (por. W. Soergel 1919; W. Köppen, A. Wegener 1924; C. P. E. Brooks 1949; A. Jahn 1950; W. Donn, M. Ewing 1966; A. A. Wieliczko 1973; D. P. Adam 1975). Zmieniał on całkowicie cyrkulację atmosferyczną, dając początek fazie klimatu suchego kontynentalnego, warunkującego — po pewnym okresie równowagi bilansu masy — recesję lądolodu. Dochodziło więc do presji kontynentalnego reżimu glacialnego, o słabej intensywności procesów akumulacji-ablacji i wysoko położonej linii równowagi bilansu masy, na oceaniczny reżim lodowcowy o wręcz przeciwnych cechach (ryc. 10). Zjawisko to musiało wywołać stagnację lodu w szerokiej strefie ablacji „oceanicznej” czaszy lodowej. Należy przypuszczać, że całkowita szerokość strefy lodu stagnującego, jak też efektywność działania procesów zaniku lodu właściwych klimatowi kontynentalnemu (sublimacja, radiacyjne topienie lodu), była zależna przede wszystkim od tempa i kontrastowości zmian klimatu. Im szybciej następowała zmiana i im głębszy był kontrast między oceanizmem i kontynentalizmem klimatycznym, tym bardziej rozległe strefy lądolodu ulegały stagnacji i powolnemu zamieraniu. Przypuszczalnie zjawisko to miało miejsce w okresie kulminacji każdego większego glacjału, po osiągnięciu przez lądolód najdalszego zasięgu swego rozprzestrzenienia (por. Z. Klajnert 1966; K. Klimek 1966; A. Jahn 1969a; S. Szczepankiewicz 1969; C. Radłowska, E. Mycielska-Dowgiałło 1972; W. Walczak 1972; A. A. Aszejew 1974; A. Szponar 1974).

Godna uwagi jest oryginalna próba rekonstrukcji klimatu przedpola lądolodu z okresu maksimum zlodowacenia środkowopolskiego w Sudetach, jaką na podstawie analiz sedymentologicznych ilów warwowych podjął M. Schwarzbach (1940). Podstawę rekonstrukcji stanowiły tzw. warwy dzienne (Tageswarven), o miąższości 0,1–0,2 mm, występujące w obrębie letnich warstw ilów warwowych. M. Schwarzbach doszedł do wniosku, że sedymentacja materiału dokonywała się w ciągu długiego i ciepłego lata, obejmującego co najmniej 5–6 miesięcy z temperaturą ponad 5°C, a 7–8 miesięcy — z temperaturą ponad 0°C. Stąd też jego zdaniem średnia temperatura roczna badanego obszaru w czasie akumulacji ilów warwowych wynosiła około 4°C, tzn. była niższa w stosunku do dzisiejszej tylko o 3°C. Ponieważ ility warwowe były osadzane w bezpośredniej bliskości lodu, w zastoisku podpartym przez krawędź lądolodu, podane wartości temperatur odnosi autor do stosunkowo najzimniejszego pasa strefy ekstraglacialnej, położonego najbliżej czoła lądolodu. Sam lądolód w tym czasie nie osiągnął jeszcze swego największego rozprzestrze-



Ryc. 10. Schemat przemieszczeń linii równowagi na lodowcach w wyniku zmian typu klimatu arktycznego z morskiego na kontynentalny

A – położenie linii równowagi w klimacie arktycznym morskim; B – położenie linii równowagi w klimacie arktycznym kontynentalnym; C – położenie linii równowagi po zmianie klimatu z morskiego na kontynentalny

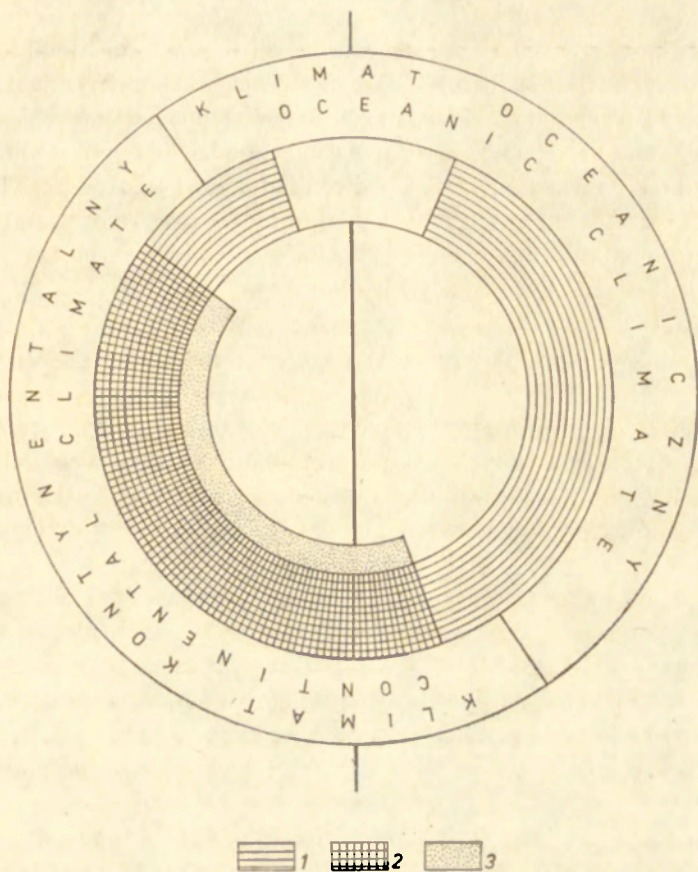
Fig. 10. Scheme of shifting of the equilibrium line altitude as a result of change of climate type from arctic maritime to continental

A – location of the equilibrium line altitude in arctic maritime climate; B – location of the equilibrium line altitude in arctic continental climate; C – location of the equilibrium line altitude after the change from maritime to continental type of climate

nienia, gdyż granice jego maksymalnego zasięgu znajdują się dalej w głębi Sudetów.

Ocena średniej rocznej temperatury, jak też długości trwania okresu letniego wydają się zawyżone, gdyż — jak to już wcześniej zauważył A. Jahn (1950) — Schwarzbach oparł się na błędnym założeniu, że klimat w okresie pełni glacjału był, podobnie jak dziś, oceaniczny. Bardzo prawdopodobne jednak są wysokie temperatury lata właściwe klimatowi kontynentalnemu.

Pod koniec drugiej połowy cyklu glacialnego, przy stopniowym wzroście oceanizacji klimatu i aktywizacji południowego szlaku niżów barycznych znad oceanu, jak miało to miejsce w Skandynawii u schyłku ostatniego zlodowacenia (G. Hoppe, G. H. Liljequist 1956), czasa lodowa dostosowywała się stosunkowo szybko do nowych warunków wymiany masy, bardziej zbliżonych do panujących w klimacie



Ryc. 11. Diagram zmienności typu klimatu i zależnego od niego reżimu lodowcowego w ciągu cyklu glacialnego

1 – reżim lodowcowy morski; 2 – reżim lodowcowy kontynentalny; 3 – sedimentacja osadów lessopodobnych

Fig. 11. Diagram of changes of the type of climate and related glacial regime during a glacial cycle

1 – maritime glacial regime; 2 – continental glacial regime; 3 – sedimentation of loess-like deposits

oceanicznym niż kontynentalnym. Istotną rolę odegrał tu kierunek zmian klimatu. Inne bowiem było oddziaływanie klimatu kontynentalnego na już istniejącą „oceaniczną” czasę lodową w czasie kulminacji cyklu glacialnego (ryc. 11), a inne — klimatu oceanicznego (lub zbliżonego doń) na „kontynentalną” czasę lodową w końcowych fazach cyklu glacialnego. W pierwszym przypadku można mówić o oddziaływaniu destrukcyjnym, w drugim zaś — o konstrukcyjnym, oczywiście w znaczeniu względnym, na tle ogólnego cyklu rozwoju plejstocenijskich czasów lodowych. W rezultacie procesy zaniku pokrywy lodowcowej zbliżyły się coraz bardziej w swoim charakterze i rozkładzie przestrzennym do typu deglacjacji w warunkach klimatu oceanicznego, działając intensywnie w znacznie zwężonym w stosunku do maksimum glacjału pasie stagnacji lodu (por. G. Hoppe 1959; J. Lundqvist 1967, 1972; B. E. Berglund 1977).

Wyróżnione dwa typy deglacjacji arealnej wraz z ich rytmiczną zmiennością

w ciągu cyklu glacialnego ujmują zagadnienie recesji lodowcowej z punktu widzenia klimatycznego reżimu lodowca, który — jak się wydaje — charakteryzuje stosunkowo najlepiej dynamikę i charakter procesów glacialnych. Jednakże na przebieg deglacjacji, podobnie jak na każde inne zjawisko glacialne, oddziałuje oprócz klimatu wiele innych czynników, takich jak: rzeźba podłoża lądolodu i jego powierzchni, reżim tektoniczny obszaru, kontakt lub brak kontaktu lodowca ze zbiornikami wodnymi itp. Czynniki te modyfikują ogólny „klimatyczny” obraz przebiegu deglacjacji tak pod względem przestrzennym, jak i czasowym.

DEGLACJACJA DOLNEGO POWIŚLA W ŚRODKOWYM WÜRMIE

Zanikanie środkowowürmskiego lądolodu skandynawskiego było jednym z najważniejszych zdarzeń glacialnych na obszarze obniżenia dolinnej dolnej Wisły w ciągu czwartorzędu. Została wówczas osadzona czwarta część całej masy występujących tu osadów czwartorzędowych, powstały zasadnicze zręby dzisiejszej rzeźby tego obszaru.

Dla rekonstrukcji przebiegu deglacjacji, zwłaszcza warunków klimatycznych deglacjacji, szczególne znaczenie mają osady lessopodobne. Są one świadectwem panowania klimatu kontynentalnego. Nie wiadomo, gdzie w tym czasie stacjonowało aktywne czoło lądolodu i jaki był maksymalny jego zasięg. Niewątpliwie jednak akumulacja lessopodobnego materiału pyłowego przypadła na zaawansowaną już fazę glaciału, gdy skandynawska czasza lodowa wraz z utrzymującym się nad nią antycyklonem uległa znacznemu zmniejszeniu. Przemawia za tym zarówno niewielka miąższość lessów supraglacialnych, jak i stosunkowo bliskie położenie geograficzne rozpatrywanego terenu w stosunku do skandynawskiego centrum zlodowacenia.

Czynnikiem, który mógłby wydatnie przyspieszyć rozpad czaszy lodowej i zanik lodu na obszarze dolnego Powiśla, mógł być kontakt lodowca z morzem. Historia Bałtyku w ciągu ostatniego zlodowacenia, a zwłaszcza w środkowym würmie, jest jeszcze bardzo słabo poznana (por. B. Halicki 1951b; L. Sieriebriannyj i in. 1977) i nie ma dotychczas przekonujących dowodów na istnienie morza na obszarze niecki dzisiejszego Bałtyku w tym czasie. Pewne światło na to zagadnienie rzuca najnowsze wiercenie w Skaerumhede w płn. Danii, u wejścia do cieśniny Kattegat. Profil ten (Skaerumhede II) wykazuje nieprzerwaną sekwencję osadów morskich, od interglacjalu eemskiego aż po późnowürmskie nasunięcie lodowcowe (H. Bahnsen i in. 1974). Okresowi środkowego würmu odpowiada tam strefa I (wydzielona na podstawie analizy otwornic), przypadająca na stropową partię malakologicznej strefy *Portlandia arctica* w znanym od dawna profilu Skaerumhede I (A. Jessen i in. 1910). Zwraca uwagę stosunkowo niskie położenie spągu strefy I — 43,4 m poniżej poziomu morza. Sugeruje ono glacioizostaticzne obniżenie terenu i w związku z tym możliwość łączności zbiornika bałtyckiego z oceanem poprzez obszar dzisiejszych cieśnin duńskich. Wskazuje na to również jednoczesne podniesienie eustatyczne poziomu morza, rejestrowane na krzywej wahań poziomu oceanu w okresie środkowego würmu (por. N. J. Shackleton, N. D. Opdyke 1973). W tym przypadku intensywna erozja mechaniczna i termiczna wód morskich, przy jednoczesnym cieniieniu pokrywy

lodowcowej uwarunkowanym klimatem, mogła doprowadzić do rozerwania łączności między zamierającą partią pokrywy lodowcowej na południe od Bałtyku a centralnym obszarem zasilania łądolodu na obszarze Fennoskandii. Przykład podobnego typu zjawiska stanowi historia zaniku laurentyńskiej czaszy lodowej (R. A. Bryson i in. 1969; T. Hughes i in. 1977).

Przebieg zaniku pokrywy lodowcowej od momentu jej stagnacji odznaczał się na rozpatrywanym terenie pewną specyfiką uwarunkowaną rzeźbą podłoża łądolodu, tj. istnieniem w rzeźbie kopalnej z okresu interglacjału eemskiego rozległego obniżenia dolinnego. Cieniejąca pokrywa lodowcowa została w obrębie tego obniżenia jakby uwięziona i poddana swoistym procesom zaniku. Charakteryzowały się one, najogólniej rzecz ujmując, przewagą subglacjalnego i supraglacjalnego działania wód nad działaniem intraglacjalnym (w szczelinach). Wskazują na to następujące fakty:

- nachylenie drugiego pokładu gliny morenowej poprzecznie do osi doliny;
- występowanie moreny ablacyjnej subakwatywnej i osadów supraglacjalnych zbiorników wodnych w osi obniżenia dolinnego;
- wzrastająca w kierunku poprzecznym do osi doliny miąższość osadów akumulacji subglacjalnej;
- występowanie utworów scementowanych węglanem wapnia na jednakowej wysokości około 50 m npm wzdłuż osi obniżenia dolinnego.

Przytoczone fakty wskazują, że w czasie zanikania pokrywy lodowcowej istniała tendencja do splywu wód subglacjalnych i supraglacjalnych (pochodzenia lodowcowego i atmosferycznego) od brzegów obniżenia dolinnego ku jego osi, predestynująca ten obszar do rozwoju środowisk depozycji supraglacjalnych osadów wodnolodowcowych i morenowych facji subakwatywnej (basenowej). Koncentracji wód w osi obniżenia dolinnego i rozwojowi środowisk depozycji glacjalnych osadów subakwacyjnych sprzyjały ruchy wypiętrzające obrzeży depresji dolinnej, zwłaszcza elewacji wąbrzeskiej położonej w środkowowschodniej części dolnego Powiśla (E. Drozdowski 1973b).

Arealny zanik pokrywy lodowcowej, postępujący jednocześnie od góry i od dołu, prowadził w warunkach klimatu arktycznego i subarktycznego, sprzyjającego rozwojowi wieloletniej zmarzliny, do pogrzebania na dłuższy okres nie wytopionych jeszcze mas lodu lodowcowego.

O możliwości przetrwania martwych lodów przez okres środkowego würmu świadczą wyniki badań struktur peryglacjalnych w Polsce środkowej (J. Dylík 1963), wskazujące na nieprzerwane utrzymywanie się wiecznej zmarzliny w ciągu pełni würmu, jak również dane paleobotaniczne ze strefy ekstraglacjalnej ostatniego zlodowacenia, szczególnie z dobrze datowanych stanowisk środkowego würmu w Holandii (T. van der Hammen i in. 1971).

Do przetrwania martwych lodów w stanie kopalnym przez okres środkowego würmu wystarczyły, teoretycznie rzecz biorąc, co najmniej takie warunki klimatyczne, jakie obecnie panują na obszarze wyspowego występowania wieloletniej zmarzliny w Mongolii północnej. Do zobrazowania krytycznych warunków temperatur, w jakich mogły jeszcze istnieć martwe lody, warto przytoczyć niektóre wartości temperatur

na tym obszarze⁹: średnia najcieplejszego miesiąca (lipca) +17, średnia najchłodniejszego miesiąca (stycznia) —29, średnia z wielolecia (1957—1963) —4. Dane te sugerują występowanie temperatur lata podobnych do dzisiejszych, natomiast znacznie niższych w miesiącach zimowych. Przejawia się w tym, oczywiście, skrajny kontynentalizm klimatyczny. Wraz ze wzrostem wilgotności amplituda roczna temperatur stopniowo maleje wpływając jednocześnie na wzrost temperatury średniej rocznej.

Deglacja dolnego Powiśla w okresie środkowego würmu, jak można sądzić z omówionego powyżej przebiegu zdarzeń, rejestruje fazę recesyjną odrębnego wielkiego cyklu glacialnego, oddzielonego od późnowürmskiego nasunięcia lądolodu skandynawskiego na rozpatrywany obszar, czyli od ostatniego plejstoceńskiego cyklu glacialnego, długotrwałym złożonym interstadiem środkowowürmskim. W czasie tego interstadialu nie doszło wprawdzie do całkowitego wytopienia się pogrzebanych martwych lodów, nastąpił jednakże rozpad i znaczne zmniejszenie miąższości pokrywy lodowcowej. Zasadnicza przyczyna degradacji pokrywy lodowcowej wiązała się ze zmianą klimatu arktycznego z oceanicznego na kontynentalny.

⁹ Stacja Gallut; por. *Klimaticzeskij sbornik Mongolskoj Narodnoj Riespubliki, 1971.*

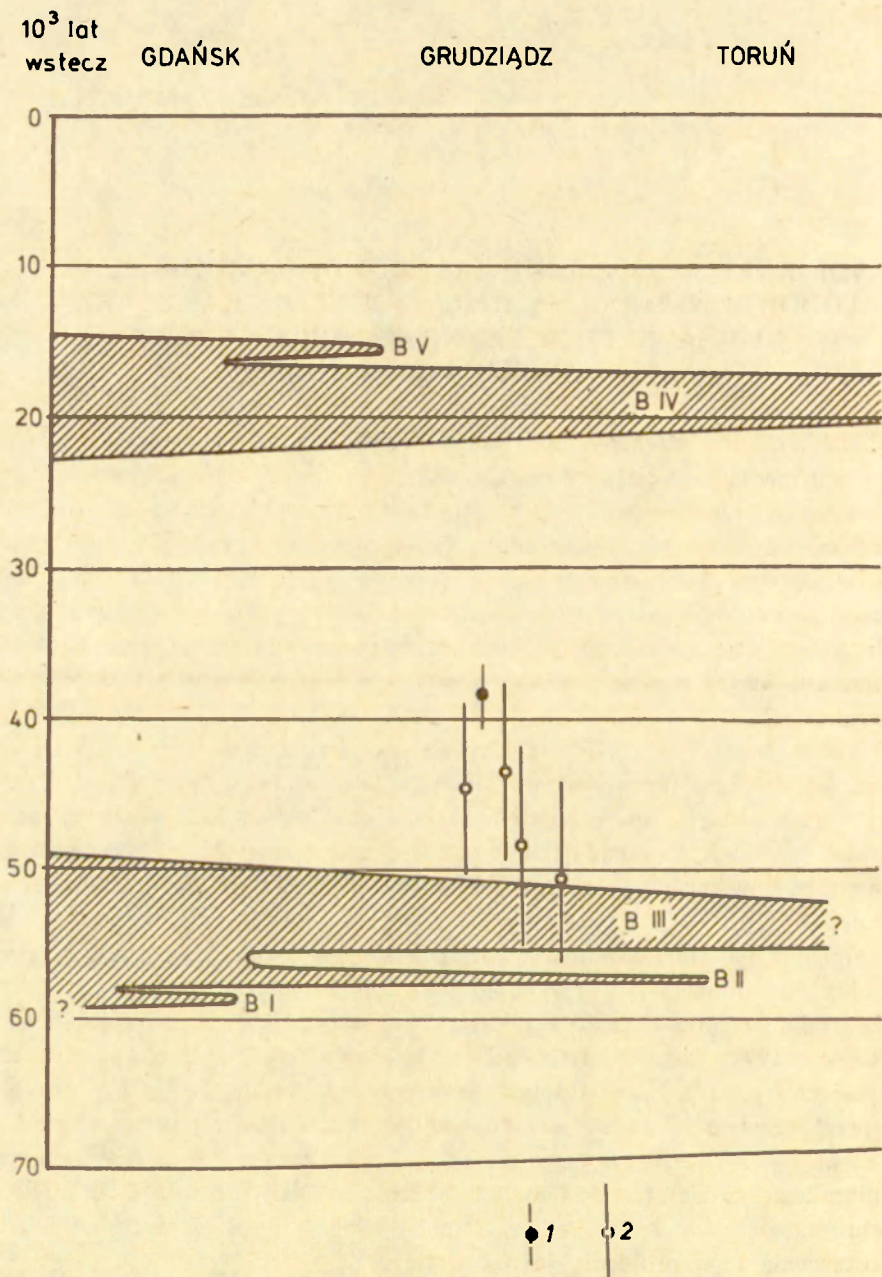
VIII. KORELACJA ZANIKU ŚRODKOWOWÜRMSKIEJ CZASY LODOWEJ NAD DOLNĄ WISŁĄ Z PRZEBIEGIEM ZDARZEŃ GLACJALNYCH W FENNOSKANDII I NA NIŻU WSCHODNIOEUROPEJSKIM

Badania osadów glacialnych pozwalają nie tylko na ujmowanie środowisk i procesów sedymentacji glacialnej z punktu widzenia pewnych ogólnych prawidłowości (przestrzennych i fizyko-chemicznych), decydujących o wykształceniu się określonego typu litofacjalnego osadu, ale także umożliwiają poznanie ewolucji zjawisk glacialnych w szerszym kontekście paleogeograficznym. Podjęta próba korelacji zaniku środkowowürmskiej czaszy lodowej nad dolną Wisłą z przebiegiem zdarzeń glacialnych na innych terenach zlodowaconych w czasie würmu opiera się przede wszystkim na przedstawionych w pracy wnioskach natury paleogeograficznej oraz datowaniach bezwzględnych.

Wypada jednak podkreślić, że niewielki dotychczas postęp badań w tej dziedzinie, jak też brak precyzyjniejszych metod datowań bezwzględnych, sięgających dalej w głąb historii ostatniego zlodowacenia poza zakres radiowęglowej metody datowań, powoduje, że zagadnienia te są dotychczas bardzo słabo poznane. Dlatego będą one tu stawiane w trybie hipotez formułowanych na określonym etapie rozwoju badań.

Zanikanie lądolodu skandynawskiego, z którym związany jest drugi poziom glacialny nad dolną Wisłą, przypadło prawdopodobnie na złożony klimatycznie okres środkowowürmski (albo środkową część stadiału głównego według podziału E. Rühlego 1973), pomiędzy interstadiem brörup a fazą leszczyńską zlodowacenia bałtyckiego (ryc. 12). Nie jest dotychczas znany maksymalny zasięg tego lądolodu. Czy przekroczył on tylko nieznacznie obszar dolnego Powiśla, czy dotarł aż po Leszno, utrwalając swój zasięg w ciągu moren czołowych uważanych za późnowürmskie (stadium leszczyńskie), trudno dać na to obecnie odpowiedź pewną. Brak dowodów geochronologicznych i przekonujących dowodów geologicznych zmusza do pozostawienia tego problemu jako otwartego.

Również nieznanym jest dokładny wiek nasunięcia lądolodu środkowowürmskiego, N. J. Shackleton i N. D. Opdyke (1973) dowodzą, że około 75 000 lat temu nastąpiło gwałtowne obniżenie poziomu oceanu światowego do około 80 m poniżej współczesnego poziomu morza, co zdaniem tych autorów wyznacza początek wzmoczonego rozwoju zlodowacenia. Taką samą wymowę ma przesunięcie strefy maksymalnej akumulacji piasków pochodzenia dryftowego (przyniesionych przez góry lodowe) w Atlantyku północnym (W. F. Ruddiman 1977). Przesunięcie to zbiegło się w czasie



Ryc. 12. Przebieg ostatniego zlodowacenia na obszarze dolnego Powiśla

1 – data C^{14} z zasięgiem granic błęd; 2 – daty termoluminescencyjne z zasięgiem granic błęd; B I, B II, B III, B IV, B V – poziomy glin morenowych wg A. Makowskiej (1976), zreinterpretowane pod względem geochronologicznym

Fig. 12. Course of the last glaciation in the lower Vistula region

1 – C^{14} datum with range of limits error; 2 – thermoluminescent data with range of limits error; B I, B II, B III, B IV, B V – till horizons after A. Makowska (1976), reinterpreted geochronologically

z gwałtownym spadkiem poziomu oceanu około 75 000 lat temu. Być może, że rozpatrywane nasunięcie lądolodu skandynawskiego przypadło właśnie na ten okres, lecz w takiej sytuacji interstadiały wczesnowürmskie brörup i odderade, poprzedzające ochłodzenie dolnośrodkowowürmskie (dolny pleniglacjał), należałoby uplasować niżej w skali chronologicznej ostatniego zlodowacenia.

Uzyskane wyniki analiz osadów drugiego poziomu glacialnego nad dolną Wisłą rzucają nowe światło na zagadnienie ewolucji skandynawskiej czaszy lodowej w ciągu ostatniego okresu zimnego. Ogólny bowiem wniosek, jaki można wyciągnąć z dowodów przedstawionych i omówionych w tej pracy, wskazuje na odrębność klimatyczną nasunięcia lodowcowego, w każdym razie na zaawansowane już końcowe fazy cyklu glacialnego z właściwym im klimatem arktycznym suchym, typu kontynentalnego. Drugi poziom glacialny reprezentuje więc nie krótkotrwałe nasunięcie lądolodu (fazowe czy oscylacyjne), ale jedno z głównych nasunięć lądolodu skandynawskiego podczas würmu, uwarunkowane najprawdopodobniej globalnymi zmianami klimatu. Skłania to do uznania drugiego poziomu glacialnego za główną jednostkę chronostratygraficzną ostatniego zlodowacenia, co najmniej o randze wielkiego stadiału. Fakt przykrycia gliny morenowej osadami sedimentacji eolicznej, łącznie z innymi dowodami panowania klimatu arktycznego suchego wskazuje na schyłek okresu glacialnego i przejście do okresu interstadialnego, który był jednak na tyle chłodny, że umożliwiał zachowanie się w stanie kopalnym martwych lodów. Okres ten poprzedzał ostatnie późnowürmskie nasunięcie lądolodu skandynawskiego.

Charakterystyka roślinności i klimatu interstadiału środkowowürmskiego, oparta na analizie diagramów pyłkowych profili holenderskich (T. van der Hammen i in. 1971), należących do najlepiej udokumentowanych profili tego okresu w Europie, świadczy, że panowały wówczas warunki arktyczne lub subarktyczne. Po bardzo silnym ochłodzeniu na początku tzw. pleniglacjału (po interstadiale odderade), w czasie którego dominowała pustynia polarna, nastąpiły kolejno po sobie trzy interstadialne ocieplenia (Moershoofd — ok. 50 000 B. P., Hengelo — ok. 42 000 B. P. i Denekamp — ok. 30 000 B. P.), o klimacie subarktycznym nieco wilgotniejszym, przedzielone nawrotami klimatu arktycznego. W interstadiale Hengelo, który zdaniem T. A. Wijmstry (1975) reprezentuje optimum klimatyczne środkowego würmu, w Holandii rozwijała się roślinność krzewiasto-tundrowa z *Salix polaris*, *S. reticulata*, *S. herbacea* i *Betula nana*. Gdziekolwiek mogły się też utrzymywać odosobnione stanowiska *Betula pubescens*.

Powstaje pytanie, jak daleko na północ sięgał ten pas tundry w czasie optimum środkowego würmu? Dane paleobotaniczne sugerują, że sięgał on aż po koło podbiegunowe w Fennoskandii, gdzie podobny skład flory wykazują interstadiały Jämtland (J. Lundqvist 1967) i Peräpohjola (K. Korpela 1969). Wydaje się to jednak mało prawdopodobne z dwóch powodów: po pierwsze — w owym czasie istniała, podobnie jak dziś, strefowość klimatyczno-roślinna wynikająca z różnych stref oświetlenia ziemi oraz rozmieszczenia lądów i mórz; po drugie — dane geochronologiczne nie są pewne. Większość dat C^{14} uzyskanych dla interstadiału Jämtland-Peräpohjola znajduje się blisko granicy lub poza granicą zasięgu metody datowań. Stawia to pod znakiem zapytania korelację czasową datowanych osadów. Toteż

nie można wykluczyć odniesienia wieku datowanych osadów do interstadiałów wczesnowürmskich, np. do interstadiału brörup lub odderade (por. K. Tobolski 1975).

Niemniej ważną sprawą z punktu widzenia rozpatrywanych zagadnień przebiegu zdarzeń glacialnych jest pozycja stratygraficzna osadów interstadiału Jämtland-Peräpohjola w stosunku do głównych poziomów glin morenowych. W nowo odkrytym stanowisku interglacjału eemskiego w Leveäniemi w Laponii szwedzkiej, opracowanym przez J. Lundqvista i zespół specjalistów (J. Lundqvist 1971), w wyraźnie określonej sytuacji stratygraficznej ponad osadami interglacialnymi występują dwa pokłady glin morenowych, przedzielone serią osadów piaszczysto-żwirowych o miąższości do 4 m. Takie same profile osadów ostatniego zlodowacenia, tzn. składające się z dwóch pokładów glin morenowych spoczywających na podłożu skalnym z rysami lodowcowymi stwierdzają H. Rainio i P. Lahermo (1976) oraz H. Hirvas i in. (1976) na obszarze Finlandii. Również na terenie środkowej Norwegii znane są profile, w których występują dwa pokłady glin morenowych (O. F. Bergersen, K. Garnes 1971; J. Mangerud 1972). Do tej pory brak jednak przekonujących danych do ustalenia podziału chronostratygraficznego.

Glina dolna, znana w Fennoskandii jako niebieskoszara albo ciemnoszara glina morenowa, była dotąd uważana za wczesnowürmski utwór lodowcowy, osadzony przed interstadiałem Jämtland (J. Lundqvist 1973). Jednakże według najnowszych wyników badań geologicznych przeprowadzonych na terenie Szwecji środkowej i północnej (J. Lundqvist — informacja ustna, 1978) glina ta występuje w rzeczywistości ponad osadami interstadiału Jämtland. Oznacza to, że pierwsze nasunięcie lądolodu skandynawskiego na obszarze Szwecji północnej i środkowej nastąpiło dopiero na początku pleniglacjału (wg schematu Lundqvista W II), a być może jeszcze później. Do podobnego wniosku doszli wcześniej H. Rainio i P. Lahermo (1976) w odniesieniu do analogicznego pokładu ciemnoszarej gliny morenowej na terenie Finlandii. Należy dodać, że tak w Szwecji, jak i w Finlandii glina ciemnoszara (czy niebieskoszara) jest przykryta albo bezpośrednio górnym pierwszym pokładem gliny o barwie brunatnej albo osadami glacyjofluwalnymi, rejestrującymi bliżej nieokreślony okres międzylodowy.

Zagadnienie korelacji zdarzeń glacialnych w ciągu ostatniego zlodowacenia między skandynawskim cetrum zlodowacenia a rozpatrywanym obszarem dolnego Powiśla sprowadza się więc do zasadniczego pytania, czy można wiązać drugi poziom glacialny znad dolnej Wisły z dolnym pokładem gliny morenowej (niebieskoszarej lub ciemnoszarej) w Fennoskandii? Wydaje się, iż w świetle wyników analiz osadów drugiego poziomu glacialnego oraz rezultatów datowań termoluminescencyjnych i radiowęglowych można na to pytanie odpowiedzieć twierdząco. Z paleogeograficznego punktu widzenia korelacja taka oznacza daleko sięgającą recesję lądolodu drugiego poziomu glacialnego, aż do obszarów północnej Fennoskandii.

Pogląd o dwóch nasunięciach lądolodów skandynawskich w czasie ostatniego okresu zimnego sformułował już wcześniej E. Ljungner (1949) na podstawie rys lodowcowych i profili osadów glacialnych. Wydzielił on dwa niezależne od siebie stadia rozwoju skandynawskiej czaszy lodowej z oddzielnymi centrami i kierunkami

rozprzestrzeniania się lodu. Dla podkreślenia ich odrębności nazwał je zlodowaczeniem pierwszym (pierwotnym) i późniejszym (Prime Glaciation i Posterior Glaciation). W interwale czasowym przedzielającym te dwa nasunięcia łądolodów skandynawskich pokrywa lodowcowa utrzymywała się jego zdaniami tylko w Górach Skandynawskich.

Poglądy na przebieg ostatniego zlodowacenia na obszarach Niżu Wschodnioeuropejskiego są rozbieżne. Znaczna część autorów (I. Ja. Daniłans 1973; L. N. Wozniaczuk 1973; N. S. Czebotariewa, I. A. Makaryczewa 1974; V. Gudelis 1973) stoi na stanowisku jednorazowego zlodowacenia w ciągu würmu. Odmienny pogląd wyrażają m.in. A. Raukas i L. Sieriebrannyj (1972), E. P. Zarrina (1972), I. I. Krasnow i K. W. Nikiforowa (1975). Przyjmują oni dwukrotną inwazję łądolodu skandynawskiego na obszar Niżu.

Przeprowadzone ostatnio szczegółowe badania geologiczne na obszarze Leningradu ujawniły profile z wyraźnie wykształconymi międzymorenowymi osadami tzw. interstadiału Grażdanskij Prospiekt, datowanymi na około 39 000–40 000 lat wstecz (M. E. Wigdorczyk i in. 1972). Profile te pod względem stratygraficzno-litologicznym nawiązują do profili skandynawskich. Gлина morenowa leżąca pod osadami interstadiału Grażdanskij Prospiekt, tzw. środkowa morena Leningradu koreluje najprawdopodobniej z dolną ciemnoszarą gliną morenową w Finlandii i niebieskoszarą gliną w Szwecji oraz z gliną morenową drugiego poziomu glacialnego nad dolną Wisłą.

Problematyczna jest pozycja chronostratygraficzna niżej leżących glin morenowych zlodowacenia bałtyckiego (B II i B I). Brak szczątków paleontologicznych w osadach międzymorenowych i jednocześnie niedostępność (lub utrudniony dostęp) glin morenowych dla badań bezpośrednich (strukturalno-teksturalnych) nie pozwalają na uzyskanie pewniejszych danych dotyczących wieku i warunków akumulacji osadów. Biorąc jednak pod uwagę fakt, że te najniższe leżące pokłady glin morenowych występują w zasadzie tylko w obrębie obniżenia dolinnego Wisły, a na peryferiach tego obniżenia profil osadów ostatniego zlodowacenia jest zredukowany do dwóch górnych pokładów morenowych (por. E. Rühle 1954, W. Bałuk 1961, E. Drozdowski 1973b), można przypuszczać, że zarówno glina B I, jak i B II reprezentują nasunięcia oscylacyjne fazy anaglacjalnej środkowowürmskiego cyklu glacialnego i w takim ujęciu należą one do drugiego poziomu glacialnego jako głównego poziomu tego cyklu. Uwidoczniono to w przebiegu krzywej glacialnej zlodowacenia bałtyckiego dla dolnego Powiśla (ryc. 12). Analogiczne nasunięcie miało miejsce w fazie kataglacjalnej późnowürmskiego cyklu glacialnego; odpowiada ono stadium pomorskiemu.

Podsumowując rozważania dotyczące chronostratygrafii osadów ostatniego zlodowacenia na obszarze dolnego Powiśla, należy stwierdzić, że dotychczas istnieją podstawy do wydzielenia w obrębie tych osadów dwóch poziomów glacialnych, reprezentujących dwa odrębne okresy, w których nastąpił rozrost i zanik skandynawskiej czasy lodowej na rozległym obszarze od północnej Szwecji aż (co najmniej) po rozpatrywany region dolnego Powiśla. Te okresy glacialne były przedzielone złożonym klimatycznie interstadialem środkowowürmskim. Ponieważ interstadial ten został rozpoznany i stosunkowo najlepiej udokumentowany na obszarze Basenu Grudziądzkiego, proponuje się go nazwać interstadialem grudziądzkim.

PODSUMOWANIE

Głównym tematem pracy była charakterystyka środowisk depozycji glin morenowych i osadów towarzyszących w obrębie drugiego poziomu glacialnego, znaczącego na obszarze dolnego Powiśla nasunięcie i zanik lądolodu skandynawskiego w środkowym wurmie. Opracowanie tych zagadnień dało podstawę do przeprowadzenia korelacji stratygraficzno-paleogeograficznej z innymi obszarami objętymi zlodowaczeniem bałtyckim, przede wszystkim z obszarem centrum zlodowacenia (Fennoskandią) i terenami położonymi na południowy wschód od niecki Bałtyku (północno-zachodnia część Niżu Wschodnioeuropejskiego).

Ważniejsze wyniki pracy można podsumować następująco:

1. Dokonano krytycznego przeglądu dotychczasowego stanu badań w zakresie stratygrafii i chronologii akumulacji osadów ostatniego zlodowacenia na obszarze dolnego Powiśla.

2. Przedstawiono podział i charakterystykę typów genetycznych glin morenowych, opierając się głównie na wynikach badań współczesnych środowisk depozycji glin morenowych w strefach marginalnych lodowców Spitsbergenu i Skandynawii.

3. Dokonano krytycznego przeglądu wydzielonych dotychczas typów genetycznych glin morenowych w obrębie drugiego pokładu morenowego. Wydzielono gliny subglacialne, inglacialne i kilka typów i odmian moren ablacyjnych. Nie stwierdzono w obrębie drugiego pokładu morenowego gliny morenowej bazalnej.

4. Charakterystyka środowisk i procesów depozycji glin morenowych pozwoliła na sformułowanie ogólnych prawidłowości przebiegu sedymentacji glacialnej w warunkach deglacjacji arealnej. Podkreślono wybitną rolę reżimu cieplnego lodowca oraz stosunków dynamicznych panujących w masie lodowej w okresie bezpośrednio poprzedzającym stagnację pokrywy lodowcowej. Wskazano również na duże znaczenie warunków klimatycznych zaniku lodu jako czynnika różnicującego typ środowisk sedymentacji glacialnej, zwłaszcza środowisk depozycji glin morenowych inglacialnych.

5. Opisano i scharakteryzowano pod względem litofacjalnym osady lessopodobne. Stwierdzono, że występują one w dwu grupach genetycznych: jako szczelinowe, wykształcone głównie w postaci sedymentów niveo-eolicznych, akumulowanych w szczelinach i rozpadlinach lodowych oraz jako supraglacialne, akumulowane przeważnie w płytkich zbiornikach wodnych na powierzchni zanikającej pokrywy lodowcowej. Rezultaty czterech termoluminescencyjnych datowań osadów lessopodobnych odnoszą akumulację tych utworów do wczesnych faz środkowego würmu

(dolny pleniglacjał). Wskazano na duże znaczenie paleogeograficzne osadów eolicznych dla interpretacji środowisk depozycji osadów glacialnych i rozwoju łądolu skandynawskiego.

6. Opisano i scharakteryzowano pod względem litologicznym piaskowce i zlepińce plejstocenijskie, występujące sporadycznie na zboczach doliny dolnej Wisły, po czym, na podstawie kompleksowej analizy warunków występowania scementowanych utworów, wysunięto hipotezę o subglacialnej cementacji węglanowej w specyficznych warunkach arealnie zanikającej pokrywy lodowcowej. Zwrócono uwagę na duże znaczenie scementowanych osadów jako wskaźników stratygraficznych i paleogeograficznych przy interpretacji profilu osadów ostatniego zlodowacenia nad dolną Wisłą.

7. Przeprowadzono podział typologiczny deglacjacji arealnej opierając się na glaciologicznych wskaźnikach aktywności lodowców oraz wynikach badań nad przebiegiem deglacjacji arealnej na obszarze dolnego Powiśla i innych obszarach objętych w plejstocenie zlodowaceniem. Wyróżniono dwa podstawowe typy deglacjacji arealnej: deglacjacje w warunkach klimatu oceanicznego oraz kontynentalnego. Wskazano na charakterystyczne prawidłowości zmian typu deglacjacji w ciągu cyklu glacialnego. Na tym ogólnym tle scharakteryzowano deglacjacje dolnego Powiśla w środkowym würmie.

8. Na podstawie przedstawionej charakterystyki środowisk depozycji osadów drugiego poziomu glacialnego podjęto próbę korelacji stratygraficzno-chronologicznej tego poziomu z odpowiednimi poziomami stratygraficznymi na obszarach Fennoskandii i Niżu Wschodnioeuropejskiego. Glinę morenową drugiego poziomu glacialnego skorelowano z drugim (licząc od powierzchni) poziomem morenowym w Fennoskandii, z tzw. gliną niebieskoszarą lub ciemnoszarą oraz ze środkową moreną Leningradu. Interstadial środkowowürmski nad dolną Wisłą koreluje w takiej sytuacji z interwalem czasowym dzielącym akumulację drugiego poziomu morenowego od pierwszego na terenie Fennoskandii oraz z interstadiem Graždanskij Prospiekt na Niżu Wschodnioeuropejskim. Biorąc pod uwagę stosunkowo najlepsze udokumentowanie tego interstadialu w Basenie Grudziądzkim zaproponowano dlań nazwę interstadialu grudziądzkiego.

LITERATURA

- Adam D. P., 1975, *Ice ages and the thermal equilibrium of the Earth*, Quat. Res., vol. 5.
- Ahlmann H. W. jr, 1948, *Glaciological research on the North Atlantic coasts*, R. Geogr. Soc. Res. Ser. 1.
- Areń B., 1968, *Trzeciorzęd. Atlas geologiczny Polski 1:2 000 000*, Inst. Geol., Warszawa, tabl. 7.
- Aszejew A. A., 1974, *Drewnije materikowyje oledienientija Jewropy*, Nauka, Moskwa.
- Awsjuk G. A., 1950, *Ledniki płaskich wierszyn*, Tr. Inst. Geogr. AN SSSR, wyp. 45.
- Bahnsen H., Petersen K. S., Konradi P. B., Knudsen K. L., 1974, *Stratigraphy of Quaternary deposits in the Skaerumhede II boring: lithology, molluscs and foraminifera*, Danm. Geol. Unders., Årbog.
- Bałuk W., 1961, *Budowa geologiczna doliny Brdy w rejonie Tucholi*, Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, t. 1.
- Baranowski S., 1977, *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*, Acta Univ. Wratisl., no. 393, Stud. Geogr. 21, Wrocław.
- Bardin W. J., Sudakowa N. S., 1971, *Antarktyczeskij „Joss”*, Antarktika, Doklady Kom. 1969.
- Bartkowski T., 1969, *Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski zachodniej i północnej)*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., t. 23.
- Bauer V. F., 1961, *Kalkabsätze unter Kalkalpenglletschern und ihre Bedeutung für die Alterbestimmung heute gletscherfrei Karrenformen*, Z. Gletscherk. Glazialgeol., Bd. 4, no. 3.
- Berglund B. E., 1977, *The deglaciation of southern Sweden. Presentation of a research project and a tentative radiocarbon chronology*, Univ. Lund, Dep. Quat. Geol., Report 10.
- Bergersen O. F., Garnes K., 1971, *Evidence of subglacial sediments from a Weichselian interstadial in the Gudbrandsdalen valley, Central East Norway*, Norsk Geogr. Tidsskr., vol. 25.
- Bishop B. C., 1957, *Shear moraines in the Thule area, northwest Greenland*. U. S. Snow, Ice and Permafrost Res. Establ., Res. Report 17.
- Boulton G. S., 1971, *Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen*, [w:] Goldthwait R. P. (red.), *Till, a symposium*, Ohio State Univ. Press, Columbus.
- 1972, *The role of thermal regime in glacial sedimentation*, [w:] Price R. J., Sugden D. E. (red.), *Polar geomorphology*, Inst. Br. Geogr., Spec. Publ., no. 4.
- 1976, *A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin*, [w:] *Till — its genesis and diagenesis*, Zesz. Nauk. UAM, Geografia, nr 12.
- Boulton G. S., Dent D. L., 1974, *The nature and rates of postdepositional changes in recently deposited till from southeast Iceland*, Geogr. Ann., vol. 56.
- Boulton G. S., Paul M. A., 1976, *The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills*, Quat. J. Eng. Geol., vol. 9.
- Bögli A., 1964, *Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem*, Erdkunde, Bd. 18, H. 2.
- Brodniewicz I., 1960, *Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie*, Acta Palaeont. Pol., vol. 2, no. 2.
- Brooks C. E. P., 1949, *Climate through the ages*, Benn, London.
- Bryson R. A., Wendland W. M., Ives J. D., Andrews J. T., 1969, *Radiocarbon isochrones on the disintegration of the Laurentide ice sheet*, Arct. Alp. Res., vol. 1, no. 1.
- Cailleux A., 1962, *Etudes de géologie au détroit de McMurdo (Antarctique)*, Com. Nat. Fr. Rech. Antarct., no. 1.
- Cegła J., 1972, *Sedymentacja lessów Polski*, Acta Univ. Wratisl., vol. 168, Stud. Geogr., no. 17.

- Clayton L., Moran S. R., 1974, *A glacial process form model*, [w:] Coates D. R. (red.), *Glacial geomorphology*, N. Y. State Univ., Binghamton.
- Coachman L. K., Enns T., Scholander P. F., 1958, *Gas loss from a temperate glacier*, *Tellus*, vol. 4.
- Corbel J., 1957, *Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison*, *Rev. Geogr.*, Lyon, vol. 12.
- Czebotariewa N. S., Makaryczewa I. A., 1974, *Poslednieje oledienienije Jewropy i jego geochronologija*, Nauka, Moskwa.
- Danilans I. Ja, 1973, *Czterwierticzyne otlozenia Latwii*, *Zinat. Rak. Latv. Valsts Univ.*, Riga.
- Donn W., Ewing M., 1966, *A theory of ice ages*, III. *Science*, vol. 152.
- Dreimanis A., 1974, *Till and tillite*, [w:] Fairbridge R. W. (red.) *Encyclopedia of sedimentology*, New York — London.
- 1976, *Tills: their origin and properties*, [w:] Legget R. F. (red.), *Glacial till*, *Spec. Publ. R. Soc. Can.*, no. 12, Ottawa.
- Drozdowski E., 1973a, *Przedostatni okres deglacjacji na obszarze Basenu Grudziądzkiego*, *Przegl. Geogr.*, t. 45, z. 1.
- 1973b, *Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozwój procesów glacialnych w środkowej części dolnego Powiśla*, *Przegl. Geogr.*, t. 45, z. 3.
- 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, *Prace Geogr. IG PAN*, nr 104.
- 1975, *Penultimate period of deglaciation in the Grudziądz Basin, lower Vistula River valley: an interstadial-like interval of the Middle Würm*, *Geogr. Pol.*, vol. 31.
- 1976, *On glacial origin of Grudziądz Basin, lower Vistula River valley*, *Geogr. Pol.*, vol. 33.
- 1977a, *Ablation till and related indicator forms at the margins of Vestspitsbergen glaciers*, *Boreas*, vol. 6, nr 2.
- 1977b, *Wytrącanie węglanu wapnia w warunkach nalodzia*, *Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen expeditions*, vol. IV.
- 1978, *Chronology and glacial sedimentary environments of the Baltic (Würm) glaciation in the lower Vistula region*, (w druku).
- Drozdowski E., Berglund E. B., 1976, *Development and chronology of the lower Vistula River valley, North Poland*, *Boreas*, vol. 5, nr 2.
- Drozdowski E., Krażewski S., 1978, *Piaskowce i zlepieńce czwartorzędowe w dolinie dolnej Wisły*, *Przegl. Geol.*, nr 8.
- Drozdowski E., Tobolski K., 1972, *Stanowiska interglacjalne eemskiego w Basenie Grudziądzkim*, *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, t. 25, ser. A.
- Dylik J., 1963, *Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstoceńskiej*, *Acta Geogr. Lodz.*, no. 4.
- Ek C., Pissart A., 1965, *Dépot de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles*, *C. R. Acad. Sci.*, vol. 260, no. 9.
- Eyles N., Slatt R. M., 1977, *Ice-marginal sedimentary, glactectonic, and morphologic features of Pleistocene drift: an example from New Foundland*, *Quat. Res.*, vol. 8.
- Evenson E. B., Dreimanis A., Newsome J. W., 1977, *Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits*, *Boreas*, vol. 6.
- Ford D. C., Fuller P. G., Drake J. J., 1970, *Calcite precipitates at the soles of temperate glaciers*, *Nature*, vol. 226, no. 5244.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, *Bad. Geogr.*, *Prace Inst. Geogr. UP*, t. 12-13.
- 1967, *Czwartorzęd Polski północnej*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, PWN Warszawa.
- 1968, *On types of deglaciation of the Scandinavian inland ice*, *Acta Geograph.*, Debrecen., vol. 7.
- 1977, *Ostatni zimny okres (würm) a ostatnie zlodowacenie skandynawskie*, *Stud. Geol. Pol.*, vol. 52.
- Garnes K., Bergersen O. F., 1977, *Distribution and genesis of tills in central south Norway*, *Boreas*, vol. 6.

- Gąsiorowski H., 1923, *Formy zlepienia piaskowca dyluwjalnego w Mechowie pod Puckiem*, Przegl. Geogr., t. 4.
- Gillberg G., 1977, *Redeposition: a process in till formation*, Geol. För. Stockh. Förh., vol. 99, Pt. 3, no. 570.
- Goldthwait R. P., 1951, *Development of endmoraines in east-central Baffin Island*, J. Geol., vol. 59.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976, *Sedymentologia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Gudelis V., 1973, *Relief i czietwierticzyne otlozenija Pribaltiki*, Mintis, Vilnius.
- Gunn B. M., 1965, *Flow rates and secondary structures of Fox and Franz Josef Glaciers, New Zealand*, J. Glaciol., vol. 5.
- Halicki B., 1951a, *Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 20, nr 3.
- 1951b, *Z historii plejstoceńskiego Bałtyku*, Acta Geol. Pol., vol. 2.
- Hallet B., 1976, *Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO₃*, Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 87.
- Hammen T. van der, Wijmstra T. A., Zagwijn W. H., 1971, *The floral record of the Late Cenozoic of Europe*, [w:] Turekian K. K. (red.) *Late Cenozoic glacial ages*, Yale Univ. Press.
- Hartshorn J. H., Ashley G. M., 1972, *Glacial environment and processes in southeastern Alaska*, Coastal Res. Center, Tech. Report 4 — CRC, Univ. Mass.
- Hillefors Å., 1974, *The stratigraphy and genesis of stoss- and lee-side moraines*, Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala. New Ser., vol. 5.
- Hirvas H., Kujansuu R., Tynni R., 1976, *Till stratigraphy in northern Finland*, [w:] *Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere*, Prague.
- Hooke R. L., 1970, *Morphology of the ice-sheet margin near Thule, Greenland*, J. Glaciol., vol. 9.
- Hoppe G., 1959, *Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden*, Geogr. Ann., vol. 41.
- Hoppe G., Liljequist G. H., 1956, *Det sista nedisningsforloppet i Nordeuropa och dess meteorologiska bakgrund*, Ymer, vol. 76.
- Hoppe G., Schytt V., 1953, *Some observations on fluted moraine surfaces*, Geogr. Ann., vol. 35.
- Hughes T., Denton G. H., Grosswald M. G., 1977, *Was there a late-Würm Arctic Ice Sheet?*, Nature, vol. 266, no. 5603.
- Jahn A., 1950, *Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej*, Acta Geol. Pol., vol. 1.
- 1969a, *Terasy kemowe w Sudetach*, Fol. Quater., no. 30, Kraków.
- 1969b, *Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę*, Probl. Zagosp. Ziem Górsk., t. 5 (18), Kraków.
- 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa.
- Jentzsch A., 1882, *Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder*, Jb. Preuss. Geol. L-A, 1881.
- 1901, *Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Feste Courbiere*, Berlin.
- Jersak J., 1973, *Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski*, Acta Geogr. Lodz., vol. 32.
- Jessen A., Milthers V., Nordmann V., Hartz N., Hesselbo A., 1910, *En bering gennem de kvartære Lag ved Skaerumhede*, Danm. Geol. Unders., II Raekke, vol. 25.
- Jewtuchowicz S., 1971, *Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidararjökull na Islandii*, Acta Geogr. Lodz., nr 27.
- Johnson A. M., 1970, *Physical Processes in Geology*, Freeman, Cooper and Co., San Francisco.
- Kamb B., LaChapelle E., 1964, *Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock*, J. Glaciol., vol. 5.
- Kers L. E., 1864, *Forekomster av subglaciale utfald kalksten i solna samt i gardvik, Västerbottens län*, Geöl. For. Stockh. Förh., vol. 86.
- Klajnert Z., 1966, *Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego*, Soc. Sci. Lodz., no. 23.
- Klimaszewski M., 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongsfjordem a Eidembukta*, Zesz. Nauk. UJ, nr 32, Prace Geogr., z. 1.

- Klimaticzeskij sbornik Mongolskoj Narodnoj Respubliki*, 1971, t. 1, Ulan Bator.
- Klimek K., 1966, *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i sąsiadujących z nią obszarów*, Prace Geogr. IG PAN nr 53, Warszawa.
- Knauer J., 1935, *Die Ablagerungen der alteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphasen) im südlichen und norddeutschen Vereisungsgebiet*, Geol. Landes Untersuch. am Bayer, Obergamt nr 21.
- Korpela K., 1969, *Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (nordliches Nordfinland) im Lichte von submoränen Sedimenten*, Ann. Acad. Sci. Fenn., A II, no. 99.
- Kotański Z. J., 1956, *Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław*, Biul. Inst. Geol., nr 100.
- Kotarba A., 1972, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapiennodolomitowych Tatrach Zachodnich*, Prace Geogr. IG PAN, nr 96.
- Kotljakow W. M., 1968, *Snieżnyj pokrow ziemi i ledniki*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1978, *Formy i osady glacialne na przedpolu lodowca Sidu (Islandia)*, Dok. Geogr. IG i PZ PAN, z. 4.
- Koppen W., Wegener A., 1924, *Die Klimate der geologischen Vorzeit*, Berlin.
- Krasnow I. I., Nikiforowa K. V., 1975, *Stratigraphic scheme of the Quaternary (Antropogene) based on the materials of the last years*, [w:] Suggate R. P., Cresswell M. M. (eds.), *Quaternary Studies*, R. Soc. New Zealand, s. 195-202.
- Krüger J., 1970, *Till fabric in relation to direction of ice movement*, Geogr. Tidsskr., vol. 69.
- Ljungner E., 1949, *East-west balance of the Quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia*, Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, no. 33.
- Lundqvist J., 1967, *Submoräna sediment i Jämtlands län*, Sver. Geol. Unders. C 618, Stockholm.
- 1971, *The Interglacial deposit at the Leveaniemi Mine, Svappavaara, Swedish Lapland*, Sver. Geol. Unders. C 658, Stockholm.
- 1972, *Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range*, Boreas, vol. 1.
- 1973, *Dark bluish boulder-clay: a possible deposit from the first Würm glaciation*, Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, New Ser. 5.
- 1974, *Outlines of the Weichsel glacial in Sweden*, Geol. För. Stöckh. Förh., vol. 96, Pt. 4 (559).
- Ławruszyn Ju. A., 1976, *Strojenije i formirowanije osnovnych moren matierikowych oledienienij*, Nauka, Moskwa.
- Maas G., 1902, *Über das Auftreten der Paludina diluviana in Westpreussen*, Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56.
- Mackay J. R., 1959, *Glacier ice-thrust features on the Yukon coast*, Geogr. Bull., vol. 13.
- Makowska A., 1970, *Osady organiczne interglacjalnego eemskiego w Mniszku koło Grudziądza*, Kwart. Geol., t. 14, nr 3.
- 1973, *Lessy w strefie glacialnej zlodowacenia północnopolskiego*, Kwart. Geol., t. 17, nr 4.
- 1976, *Stratigraphy of tills exposed along the valley of the lower Vistula*, [w:] *Till — its genesis and diagenesis*. Zesz. Nauk. UAM, Geografia nr 11.
- 1977, *Rewizja sytuacji stratygraficznej osadów tzw. interglacjalnego chełmińskiego w Bągarciu koło Unisławia*, Kwart. Geol., t. 21, nr 1.
- Malinowski J., 1964, *Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Rostocza i Kotliny Zamojskiej między Szczepieszynem i Turobinem*, Prace Inst. Geol., t. 12.
- Mangerud J., 1972, *The Eemian Interglacial and the succession of glaciations during the Last Ice Age (Weichselian) in Southern Norway*, Ambio, Spec. Rep. 2.
- Marcussen I., 1973, *Studies on flow till in Denmark*, Boreas, vol. 2.
- 1977, *Supposed area-wasting of the Weichselian ice sheet in Denmark*, Boreas, vol. 6.
- Mark D. M., 1974, *On the interpretation of till fabrics*, Geology, vol. 2, no. 2.
- Marker E., 1973, *Tufa formation in the Transvaal, South Africa*, Z. Geomorph. N. F., Bd. 17, 4.
- Maruszczak H., 1969, *Genetic interpretation of lithological features of Polish loess*, Geogr. Pol., vol. 17.
- Matwiejew A. W., 1976, *Lednikowaja formacija antropogiena Bielorusсии*, Nauka i Tiejchnika, Mińsk.

- McKenzie G. D., 1969, *Observations on a collapsing kame terrace in Glacier Bay National Monument, south-eastern Alaska*, J. Glaciol., vol. 8.
- Meir M. F., 1962, *Proposed definitions for glacier mass budget terms*, J. Glaciol., vol. 4, no. 33.
- Mickelson D. M., 1973, *Nature and rate of basal till deposition in a stagnating ice mass, Burroughs glacier, Alaska*, Arc. Alp. Res., vol. 5.
- Miller J. P., 1952, *A portion of the system calcium carbonate-carbon dioxide-water, with geological implications*, Am. J. Sci., vol. 250.
- Mills H. H., 1977, *Basal till fabric of modern alpine glaciers*, Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 88.
- Mojski J. E., 1965, *Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej*, Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 11.
- 1969, *Stratygrafia zlodowacenia północno-polskiego na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Środkowopolskich*, Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 12.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965, *Czwartorzęd. Atlas Geologiczny Polski. Zagad. stratygraf.-facjal.*, z. 12, Inst. Geol., Warszawa.
- Nobles L. H., Weertman J., 1971, *Influence of irregularities of the bed of an ice sheet on deposition rate of tills*, [w:] Goldthwait R. P. (red.), *Till: a symposium*, Ohio State Univ. Press, Columbus.
- Noryśkiewicz B., 1975, *Das Eem-Interglazial in Naklo*, Wissensch. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Mat.-Naturw. Reihe, H. 3/4.
- Nowak J., 1965, *Pozycja stratygraficzna osadów eemskich w Brachlewie koło Malborka*, Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, nr 11.
- Nowicki A. J., Radlicz K., 1961, *O występowaniu i genezie zlepieńca czwartorzędowego*, Kwart. Geol., t. 5, z. 4.
- Okko V., 1955, *Glacial drift in Iceland, its origin and morphology*, Bull. Commn. Geol. Finl., no. 170.
- Olszewski A., 1974, *Jednostki litofacjalne glin subglacjalnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur*, Stud. Soc. Sci. Tor., Sect. C, t. 8, nr 2. Toruń.
- Olszewski A., Szupryczyński J., 1975, *Texture of rock particles of the basal transport in the contemporary frontal zone of the Werenskiöld glacier*, Bull. Acad. Pol. Sci., vol. 23, nr 1.
- Østrem G., 1965, *Problems of dating ice-cored moraines*, Geogr. Ann., vol. 47 A.
- Page N. R., 1971, *Subglacial limestone deposits in the Canadian Rocky Mountains*, Nature, vol. 229, no. 5279.
- Pazdro Z., 1964, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R., 1973, *Sand and sandstone*, Springer — Verlag.
- Price R. J., 1973, *Glacial and fluvio-glacial landforms*, Olivier and Boyd, Edinburgh.
- Radłowska C., Mycielska-Dowgiałło E., 1972, *Uwagi o deglacjacji w zachodniej części Gór Świętokrzyskich*, Przegl. Geogr., t. 44, z. 4.
- Rainio H., Lahermo P., 1976, *Observations on dark grey basal till in Finland*, Bull. Geol. Soc. Finl., no. 48.
- Raukas A. V., Sieriebrianny L. R., 1972, *On the Late Pleistocene chronology of the Russian Platform with special reference to continental glaciation*, Abstr., 24th Int. Geol. Congr.
- Reid J. R., 1969, *Effects of a debris slide on „Sioux Glacier”, south-central Alaska*, J. Glaciol., vol. 8.
- Roques H., Ek C., 1973, *Étude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO₂*, Ann. Speleol., vol. 28, nr 4.
- Różycki S. Z., 1947, *Uwagi o rozmieszczeniu stopnia geotermicznego w Polsce i krajach sąsiednich*, Spraw. Tow. Nauk. Warsz., Wydz. III.
- Ruchina E. W., 1973, *Litologija liednikowych otłozhenij*, Niedra, Leningrad.
- Ruddiman W. R., 1977, *North Atlantic ice-rafting: a major change at 75 000 years before the present*, Science, vol. 196.
- Rühle E., 1954, *Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Śmielinie koło Nakła na Pomorzu*, Biul. Inst. Geol., nr 69.
- 1973, *Stratygrafia czwartorzędu Polski*, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Samsonowicz J., 1951, *Interglacjał eemski nad dolną Wisłą*, Roczn. Pol. Tow. Geol., nr 20.

- Sawielew B. A., 1971, *Fizyka, chemia i strojenie przyrodnych lodow i mierzlych gornych porod*, Izd. Mosk. Uniw.
- Schlüchter Ch., 1977, *Grundmoräne versus Schlammmoräne — two types of lodgment till in the Alpine Foreland of Switzerland*, Boreas, vol. 6.
- Schwarzbach M., 1940, *Das diluviale Klima während des Hochstandes einer Vereisung*, Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 22.
- Schytt V., 1969, *Some comments on glacier surges in eastern Svalbard*, Can. J. Earth Sci., vol. 6, no. 4.
- 1974, *Inland ice sheet — recent and Pleistocene*, Geol. För. Stockh. Förh., vol. 96.
- Shackleton N. J., Opdyke N. D., 1973, *Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 15^s and 10⁶ year scale*, Quat. Res., vol. 3.
- Shaw J., 1977, *Tills deposited in arid polar environments*, Can. J. Earth Sci., vol. 14, no. 6.
- Sieriebriannyj L. R., Blagowolin S., Muratow V. M., Ostrowskij A. B., 1977, *Die Ostsee und das Schwarze Meer im Quartär*, Peterm. Geogr. Mitt., H. 1.
- Sippel R. F., Glover E. D., 1964, *The solution alteration of carbonate rocks, the effects of temperature and pressure*, Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 28.
- Skompski S., Nowak J., 1965, *Piaskowce i zlepieńce czwartorzędowe*, Przegł. Geol. nr 4 (145).
- Soergel W., 1919, *Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen*, Jena.
- Stenberg T., 1973, *Some viewpoints on the internal drainage of glaciers*, [w:] *Symposium on the Hydrology of Glaciers*, Cambridge, 7-13 September 1969. Ass. Int. d'Hydrol. Sci. Publ. no. 95.
- Sugden D. E., John B. S., 1976, *Glaciers and landscape*, Arnold Publ., London.
- Szczepankiewicz S., 1969, *Sediments and forms of distant frontier of Scandinavian glaciation in SW Poland*, Geogr. Pol., vol. 17.
- Szponar A., 1974, *Etapy deglacjacji w strefie przedgórskiej na przykładzie przedpola Sudetów Środkowych*, Acta Univ. Wratislav., nr 220, Stud. Geogr. 21.
- 1975, *Ablation of ice-moraine ridges and its morphological effects, with glaciers of the Hornsund region as example. Results of investigations of the Polish scientific Spitsbergen expeditions 1970 — 1971*, vol. I, Wrocław.
- Szumskij P. A., 1955, *Osnowy strukturalnego ledowiedzenia*, Izd. AN SSSR, Moskwa.
- Szuprzycki J., 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu*, Prace Geogr. IG PAN, nr 39.
- 1968, *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*, Prace Geogr. IG PAN, nr 71, Warszawa.
- Svensson H., 1970, *Spar av „fluted surfaces” från den senaste nedisningen*, Geol. För. Stockh. Förh., vol. 92.
- Thorarinsson S., 1943, *Oscillations of the Icelandic glaciers in the last 250 years*, Geogr. Ann., vol. 25.
- Tobolski K., 1975, *Roślinność północnej Finlandii w czasie ostatniego zlodowacenia (Vistulian) i we wczesnym holocenie (Flandrian)*, Fol. Quater., no. 45.
- Tołstichin O. N., 1974, *Naledzi i podziemne wody Siewiero-Wostoka SSSR*, Nauka, Nowosybirsk.
- Virkkala K., 1952, *On the bed structure of till in eastern Finland*, Biull. Comm. Géol. Fin., no. 157.
- Walczak W., 1972, *Sudety i Przedgórze Sudeckie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, Warszawa.
- Weertman J., 1961, *Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets*, J. Glaciol., vol. 3.
- Weidick A., 1968, *Observations of some Holocene glacier fluctuations in West Greenland*, Bull. Grønlands Geol. Unders., no. 73.
- Weyl P. K., 1959, *The change in solubility of calcium carbonate with temperature and carbon dioxide content*, Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 17.
- Wieliczko A. A., 1973, *Przyrodny proces w plejstocenie*, Nauka, Moskwa.
- Wigdorczyk M. E., Auslender W. G., Znamienska O. M., Dołuchanow P. M., 1972,

- Nowyje dannyje o rozwitii waldajskiego oledienienija i jego krajowych zon*, [w:] *Krajewyje obrazowanija matierikowych oledienienij*, Nauka, Moskwa.
- Wijmstra T. A., 1975, *Palynology and palaeoclimatology of the last 100 000 years*, [w:] *Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on longterm fluctuations*, Norwich, 18-23 August 1975.
- Wojtanowicz J., 1972, *Burze pyłowe i ich znaczenie geomorfologiczne w świetle dotychczasowych badań*, *Czas. Geogr.*, vol. 43, 3.
- Woldstedt P., 1950, *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*, Kochler Verlag, Stuttgart.
- Wozniaczuk L. N., 1973, *K stratigrafii i paleogeografii neoplejstociena Bielorusсии i smieżnych territorii*, [w:] Lewkow E. A. (red.) *Prablemy paleogeografii antropagiena Bielarusii*, Nauka i Tiechnika, Mińsk.
- Wysokiński L., 1967, *Wpływ spękań w glinach zwalowych na stateczność skarpy wiślanej w Plocku na tle analizy aktualnych powierzchniowych ruchów masowych*, *Biul. Geol. UW*, t. 9.
- Zarrina E. P., 1972, *Stratigrafija i chronologija pozdniego plejstociena siewiero-zapada jewropiej-skiej czasti SSSR*, [w:] *Stratigrafija, siedimientologija i gieologija czetwierticznego pierioda*, Nauka, Moskwa.

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ НИЖНЕГО ПОВИСЛЯ В СРЕДНЕМ ВЮРМЕ И СВЯЗАННОЕ С НЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Резюме

Основной темой работы является характеристика обстановки и процессов осадконакопления, связанных с ареальной дегляциацией нижнего Повисля в среднем Вюрме. Эту проблему автор рассматривает, основываясь на фациальном анализе отложений и ссылаясь на результаты исследований современных ледников. Предметом исследования являются отложения второго гляциального горизонта (считая от поверхности моренного плато) на территории нижнего Повисля, которые по мнению автора, представленному в предыдущих его работах (Э. Дроздовски 1974, 1975) регистрируют наступание скандинавского материкового ледника в начале сложного средневюрмского интерстадиала. Отложения этого горизонта обнажаются на склонах долины нижнего течения Вислы значительной мощностью, достигающей 15 м, что составляет приблизительно четвертую часть всего разреза отложений балтийского (северопольского, Weichselian, Vistulian) оледенения в этом районе. Детальные полевые исследования были сосредоточены в южной части нижнего Повисля, особенно от Светя до Грудзёндза, а в северной части от Грудзёндза до Квидзина были проведены сравнительные исследования наглядного характера.

СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ АККУМУЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Исследования стратиграфии и хронологии отложений балтийского оледенения были сосредоточены ещё недавно в северной части нижнего Повисля, где чётко выступают определённые, как в палеонтологическом, так и хронологическом отношении, морские осадки с морской фауной, лежащей *in situ*, которые регистрируют трансгрессию эзмского моря. В последние годы были обнаружены новые разрезы отложений эзмского межледниковья континентальной фации (Э. Дроздовски, К. Тобольски 1972), расположены в центральной части нижнего Повисля уже за пределами трансгрессии эзмского моря. До настоящего времени были изучены два разреза эзмского межледниковья, оба расположены южнее Грудзёндза: Грудзёндз-Мнишек и Жондз (рис. 1). Отложения эзмского межледниковья находятся здесь 4–10 м над уровнем моря и выступают в фации озёрных осадков, преимущественно как суглинки, илы, торфы и сапропели с многочисленными растительными остатками и обломками раковин моллюсков. Предварительные палеоботанические анализы, произведённые К. Тобольским (Э. Дроздовски, К. Тобольски 1972), указали на секвенцию изменений состава растительности, типичную для второй половины эзмского межледниковья, начиная с максимума *Quercus* и *Corylus* через максимум *Carpinus* к преобладанию пыльцы *Pinus* в кровле серии.

Выше кровли серии отложений межледниковья эзмского в разрезе Грудзёндз-Мнишек выступает вторая серия озёрных осадков с органическими остатками, которая отделена от серии эзмских отложений пластом мелкозернистых песков мощностью в 2 м. Возраст этой серии до настоящего времени не был определён. Во всяком случае образец, взятый из основы серии, указал спектр типичный для бореального климата с *Pinus* 59,6%, *Betula* 24,7%,

Alnus 7,7%, cf. *Larix* 2,8%, *Corylus* 1,8%; из более значительных травяных растений выступали: *Cyperaceae* 33,0%, *Gramineae* 4,3%, *Artemisia* 1,2%, *Polypodiaceae* 24,7%, *Typha latifolia* 1,5%. На этом основании Э. Дроздовски и К. Тобольски (1972) предполагают, что в разрезе Грудзёндз-Мнишек выступает ближе неопределенный раннеюрмский межстадиал. Этой гипотезе не противоречат датирования C^{14} . Образец, взятый из кровли верхней серии, дал следующий результат: > 40200 лет назад (Lu — 652), гумусная кислота > 39600 лет назад (Lu — 652A). Обе серии органических остатков в Грудзёндзе-Мнишке выступают ниже трёх постоянных в пределах нижнего Повисля пластов моренных суглинков, повсеместно обнажающихся на склонах долины нижнего течения Вислы. Это позволяет несомненно зачислить эти суглинки к отложениям последнего балтийского оледенения (таб. 1). Хронология и палеогеографическая обстановка аккумуляции отложений последнего оледенения принадлежат к вопросам до сих пор менее всего изученным. Опираясь, в основном, на анализе осадков второго гляциального горизонта на территории Грудзёндзской котловины, автор представил в предыдущих своих работах (Э. Дроздовски 1974, 1975) предварительное расчленение разреза балтийского оледенения на две части: южную часть, старшую, отложенную в ранней фазе Вюрма, до среднеюрмского межстадиала включительно, охватывающую второй гляциальный горизонт, межморенные отложения II флювиогляциала вместе с третьим пластом моренного суглинка; и верхнюю часть, более молодую, накопленную в позднем Вюрме, а представленную одним пластом моренного суглинка. Таким образом, первый пласт моренного суглинка в хронологическом отношении одновременно относится к лешинской и познанской стадиям, в то время как второй моренный пласт вместе с третьим — к периоду последнего оледенения предшествующему среднеюрмскому межстадиалу вместе с самым среднеюрмским межстадиалом. Вышеуказанное расчленение нашло подтверждение в датировании C^{14} остатков ископаемых моллюсков, взятых из абляционной морены в Жондзе — $38100 \pm 2900/2100$ лет назад (Lu — 1071), а также в термолюминесцентных датированиях лёссовидных отложений, залегающих на моренном суглинке второго гляциального горизонта (результаты датирований поданы в таб. 1).

ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МОРЕННЫХ СУГЛИНКОВ

Представлена классификация генетических типов моренных суглинков основанная на классификации Г. С. Больтона (1976), А. Дрейманиса (1974) и генетическом подразделении представленном в предыдущей работе автора (Э. Дроздовски 1974). Иновацией по отношению к классификации Г. С. Больтона и А. Дрейманиса является выделение ингляциальной и абляционной солифлюкционной морен (ср. таб. 2). Ингляциальная морена отвечает melt-out till по Болтону однако в арктическом климате континентального типа она может быть образована как сублимационная морена (Дж. Шоу 1977). Абляционно-солифлюкционная морена была выделена в предшествующей работе автора на основании текстурных и палеоморфологических критериев. В отличие от остальных разновидностей абляционной морены эта морена диагенизирована под влиянием мороза и движения масс.

В дальнейшей части раздела автор дает детальную характеристику отдельных генетико-фациальных типов морен и обстановку их накопления, опираясь прежде всего на результатах собственных исследований, проведенных так на территориях оледенённых в плейстоцене (нижнее Повисле), как и маргинальных зонах современных ледников Шпицбергена и Скандинавии. Особое внимание автор обратил на описание структурных и текстурных черт моренных суглинков, так как они в настоящее время являются самым важным критерием определений генетического типа этих отложений.

ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ МОРЕН ВТОРОГО ГЛЯЦИАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА

При реконструкциях хода гляциальных событий особое значение имеют морены залегающие у основания моренного пласта, в его соприкосновении с ниже лежащими песками II флювиогляциала. В большинстве принадлежат они к субгляциальным моренам, возникшим в результате вытаивания моренного материала из базальных слоев ледникового по-

крова во время его стагнации. На это, между прочем, указывает структура этой морены в разрезе Грудзёндз-Стшементин (фот. 8 и 9). В нижней части моренного пласта находится большой валун (диаметром 0,6 м), а под ним в слоистом моренном суглинке деформация первичной седиментационной структуры, возникшие под влиянием веса, то есть сброс и пластическое отгибание слоев вниз. Отсюда следует, что освобождение валуна из-под поддерживающего его льда наступило ещё до полного вытаивания моренного суглинка, на котором он теперь лежит, то значит во время, когда этот суглинок образовал льдисто-минеральную смесь, реагирующую на нагрузку как хрупкий материал. При таких условиях вместо пластической деформации возник сброс, вдоль которого наступило перемещение льдисто-минеральной массы и одновременно выполнение плоскости сброса мелкозернистым песком, вымытым со стен плоскости сброса. Незначительное отгибание слоя вниз следует отнести к позднейшей фазе оседания валуна, когда материал его подстилающий принял консистенцию мягкой грязи.

Среди супрагляциальных морен следует обратить внимание на эпозлезовую абляционную морену (flow till) обозначенную символом c_2 (ср. таблицы 2 и 3). Она выступает преимущественно в виде выклиниющихся пластов или изолированных глыб, в основном серого цвета, но нередко красного цвета. Предполагается, что красный цвет этой морены возникал тогда, когда в процессе своего образования она была поддана интенсивному выветриванию в засушливой климатической обстановке, при обильном поступании атмосферного кислорода, например в начале периода накопления или позже, во время обнажения абляционной субаквальной морены из воды вследствие эволюционных изменений супрагляциального рельефа. Такое столкновение хорошо коррелирует с другим, более убедительным доказательством на существование засушливого климата континентального типа — с наличием золотых отложений (см. раздел V).

Охарактеризованные генетические типы морен, встречаемые в пределах второго гляциального горизонта, автор представляет в таблице 3, где одновременно указана корреляция и соответствующим подразделением морен второго гляциального горизонта проведенным А. Ольшевским (1974).

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ И ПРОЦЕССЫ НАКОПЛЕНИЯ МОРЕННЫХ СУГЛИНКОВ

Существенную роль в накоплении моренных суглинков во время дегляциации сыграл термический и динамический режим ледникового покрова в моменте предшествующем стагнации льда. Так, например, ингляциальная и абляционная морены могли возникнуть в зимних ледниках и только тогда, когда в моменте предшествующем стагнации лёд продвигался в условиях компрессии. Это дало возможность развитию вертикальной составляющей движения льда и изобильную доставку моренного материала из локального источника.

Накопление моренных суглинков во время дегляциации в некотором расстоянии от края ледника изображает схема на рисунке 4. Исходя из этого, сплошной моренный пласт возникал в результате одновременного нарастания моренного суглинка снизу и ледникового покрова сверху. Сначала формировалась субгляциальная морена вытаивающего типа (b_1), а позже всего — ингляциальная морена (b_2). Процесс вытаивания мёртвых льдов не был доведен до конца во время рассматриваемого среднеюрмского периода дегляциации. Существуют многие геологические и геоморфологические доказательства, указывающие на сохранение мёртвых льдов во время среднего Вюрма и продержание их в ископаемом состоянии вплоть до периода развития долины нижнего течения Вислы в позднем Вюрме (Э. Дроздовски 1974, 1976). Должно затем было наступить охлаждение климата, в результате которого мощность льда и накопленных уже моренных суглинков, охлаждаемых ежегодно ниже 0°C в зимнем периоде была больше, чем мощность слоя подогреваемого в течении лета. Это охлаждение климата, обуславливающее развитие многолетней мерзлоты, совершилось в конечной фазе дегляциации и было отражено в абляционно-солифлюкционной морене.

ЛЕССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Большое значение для восстановления климатических условий, при которых наступила стагнация и деградация ледникового покрова, имеют лёссовидные отложения, впервые обнаруженные автором в 1967 году в разрезе на склонах долины Вислы под Сартовицами. На основании палеоморфологических и седиментологических исследований были выделены две генетические группы лёссовидных отложений: трещинные, образованные в виде нивео-золотых отложений, накопленных в пределах больших трещин и расщелин льда в зимнем периоде; и поверхностноледниковые, образованные в виде лёссовидных илов, аккумулярованных в мелких водоёмах на поверхности деградирующего ледникового покрова в летнем периоде. Отложения первой генетической группы встречаются в Сартовицах Гурных (фот. 11) и в Вёнге (фот. 12), а отложения второй группы — в Сартовицах Дольных (фот. 13), Стшементине (фот. 14) и Парске. Результаты четырёх термолюминесцентных датирований относят аккумуляцию этих отложений к ранней фазе среднего Вюрма (с ок. 51000 до 43000 лет назад).

Хроностратиграфическая принадлежность золотых отложений ко второму гляциальному горизонту объясняет и вместе с тем оправдывает описанную в предыдущем разделе климатическую обстановку накопления ингляциальных морен сублимационного типа, для возникновения которых необходим континентальный засушливый климат. С климатической точки зрения гляциальные лёссы являются признаком существования антициклональных ветров из-над ледникового покрова, так как это происходит в настоящее время на крае ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды. Поэтому факт наличия золотых отложений в палеоморфологических ситуациях, указывающих на их накопление во время дегляциации рассматриваемой территории, является дополнительным материалом к вопросу климатических изменений на протяжении гляциального цикла. Фиксирует он существование континентального климата во время сокращения ледникового покрова, поддерживая в этом отношении уже раньше высказанное мнение А. Яна (1950), который аккумуляцию лесса продвигает за пределы максимума гляциала.

Хроностратиграфическая принадлежность лёссовидных отложений к второму гляциальному горизонту кроме того suggerует, что не в потеплении, а скорее в климатическом континентализме следовало бы искать главных причин изменения режима массы ледника с положительного на равновесный, а потом на отрицательный. Эти проблемы более детально рассмотрены в разделе VII.

СУБГЛЯЦИАЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА КАРБОНАТНОЙ ЦЕМЕНТАЦИИ КЛЯСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

С вторым гляциальным горизонтом на нижнем течении Вислы тесно связаны песчаники и конгломераты, которые встречаются кое-где на склонах долины Вислы и побочных долин в виде нерегулярных слоев мощностью от нескольких сантиметров до 6 м (фот. 17, 19, 20). Они залегают постоянно на той же высоте, то есть 50 метров над уровнем моря и в одинаковой стратиграфической позиции, то значит в кровле межморенных песков и гравия так называемого II флювиогляциала (ср. таб. 1). Проведенные исследования указали, что цементом является карбонат кальция и что выступает он в двух видах: криптокристаллическом и микрокристаллическом (фот. 21, 22). На основании анализа физико-географических условий распространения цементированных отложений автор выдвигает гипотезу о субгляциальной карбонатной цементации в водной среде под стагнирующим и ареально омертвевшим ледниковым покровом (рис. 8). В такой обстановке под влиянием постепенного исходящим распадом ледникового покрова образовались местные термодинамические градиенты, которые стимулировали интенсивную миграцию и концентрацию CO_2 , доставляемого под высоким давлением из тающих ледниковых масс, как и CaCO_3 , возникшего в результате выщелачивания и растворения обломков карбонатных горных пород, содержащихся в моренном материале. Таким образом районы дезинтеграции ледникового покрова были местами, где освобождались субгляциальные воды от гидродинамического дав-

ления и улетучивания CO_2 в атмосферу. Это вызвало цементационное осаждение CaCO_3 . В процессе субгляциальной цементации мог участвовать ещё один спусковой механизм, вызывающий осаждение карбоната кальция из раствора, а именно выделение CO_2 под влиянием замерзания воды. Это явление в зимний период могло накладываться на предыдущее, усиливая эффект цементации. Автор имел возможность наблюдать эффект этого явления в виде порошка карбоната кальция на поверхности наледи, уформированной у края ледника Адреас на Шпицбергене (фот. 24 и 25).

Связь карбонатной цементации с ареальной дегляциацией нижнего Повисья в среднем Вюрме придаёт цементированным отложениям большое палеогеографическое и стратиграфическое значение. Они являются указателем ареальной деградации ледникового покрова и вместе с тем лито-стратиграфическим репером, позволяющим произвесты стратиграфическое подразделение плейстоценовых отложений. А затем, существуют основания считать песчаники и конгломераты как ведущие отложения в пределах разрезов осадков балтийского оледенения на нижнем течении Вислы.

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ

По поводу зависимости гляциальных процессов от гляциального режима, автор различает два главных типа дегляциации: дегляциацию, происходящую в условиях морского климата и дегляциацию, совершающуюся в условиях континентального климата. Каждый из этих типов характеризуется свойственным ему процессом убыли льда, который отражает разную интенсивность процессов аккумуляции-абляции, выраженным так называемой энергией оледенения (П. М. Шумский 1955), или показателем активности ледника (М. Ф. Мейер 1962). В первом типе дегляциации по поводу больших снегопадов, которые выступают в зимнем периоде наиболее благоприятном для аккумуляции, линия равновесия расположена сравнительно низко, и поэтому ледник вблизи своего края постоянно сохраняет большую активность. Главную роль в процессе деградации ледникового покрова играет таяние у поверхности ледника под влиянием кондукции тепла из атмосферы и конденсации водяного пара. Очень эффективной является также механическая и термическая деятельность талых и атмосферных вод. Такие условия способствуют накоплению субгляциальных морен, а в случае зимних ледников — образованию абляционных морен. Ингляциальная морена в такой обстановке образуется редко. Во втором типе дегляциации, то есть происходящем в условиях континентального климата, при низком значении показателя активности ледника, характер и процессы убыли льда являются неодинаковыми. В результате малого количества снегопадов, происходящего преимущественно в переходном и летнем периоде, линия равновесия расположена значительно выше границы максимума твёрдых осадков (В. М. Котляков 1968). Среди процессов убыли льда доминирующее значение имеют радиационное таяние и сублимация, происходящие в условиях антициклональной погоды. Такие условия способствуют образованию ингляциальных и абляционных морен сублимационного типа.

Процессы убыли плейстоценовых ледниковых щитов отличались от современных аналогов дегляциации не только масштабом, но также наложением один на другой двух различных гляциальных режимов: морского и континентального. В первой половине гляциала существовал зимний и морской климат, так как только такой тип климата способствовал возникновению и динамическому росту ледникового покрова. В то время формировался ледниковый щит с морским режимом, отличающийся высоким значением „энергии оледенения“. Он удерживался до момента перестойки барической системы, т. е. восстановления динамического антиклона над поверхностью ледникового покрова, который являлся эффектом большого альбеда снега. Он изменял атмосферную циркуляцию, давая начало фазе засушливого климата континентального типа, обуславливающего — по истечении некоторого времени равновесия бюджета массы — сокращение ледникового покрова. Таким образом, доходило до нажима континентального гляциального режима со слабой интенсивностью процессов аккумуляции-абляции и высоко расположенной линии равновесия на морской гляциальный режим, с совсем противоположными чертами (рис. 10). Это явление

ние вызвало стагнацию льда на обширной территории области абляции „морского” ледникового щита. Оно вероятно происходило во время кульминации каждого большого гляциала, после того как ледниковый щит достиг максимальных размеров. В конце второй половины гляциального цикла в условиях постоянного роста океанизации климата сравнительно быстро ледниковый покров приспособлялся к новым условиям обмена массы, более близким морскому режиму (рис. 11). В таких условиях процессы дегляциации по своему характеру и пространственному пределу всё более приближались к типу дегляциации в условиях морского климата. Дегляциация нижнего Повисля в среднем Вюрме имела характер близкий к первому описываемому типу дегляциации, происходившему в результате накладки континентального гляциального режима на морской. Однако же этот климатически обусловленный тип дегляциации был поддан некоторым особым модификациям, вызванным влиянием рельефа ложа ледника, то есть существованием обширной долинной депрессии в ископаемом рельефе из эмского межледникового. Убывающий ледниковый покров был в пределах этого понижения как-будто заключён и поддан своеобразным процессом убыли льда. Вообще говоря, они отличались преобладанием субгляциального и супрагляциального воздействия вод над межледяным воздействием (в ледниковых трещинах).

Охарактеризованные условия и процессы убыли льда приводят к выводу, что дегляциация нижнего Повисля в среднем Вюрме регистрирует рецессионную фазу самостоятельного большого гляциального цикла, отделенного от последнего наступания скандинавского ледникового покрова на рассматриваемую территорию длительным, климатически сложным средневюрмским межстадиалом.

КОРРЕЛЯЦИЯ ДЕГРАДАЦИИ СРЕДНЕВЮРМСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ ВИСЛЫ С ХОДОМ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ФЕННОСКАНДИИ И НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВИНЫ

Деградация скандинавского ледникового покрова, с которым связан второй гляциальный горизонт, относится в геохронологическом отношении к средневюрмскому межстадиалу. До сих пор не известно максимальное распространение этого ледникового покрова. Не известно, вышел ли он только в незначительной степени за пределы территории нижнего Повисля, или достиг он даже Лешна, трудно в настоящее время дать точный ответ. Отсутствие геохронологических и геоморфологических исследований оставляют этот вопрос открытым.

Полученные результаты фациального анализа отложений представляют однако в новом свете вопрос эволюции скандинавского ледникового покрова в период последнего оледенения. Оно вытекает из климатической самостоятельности наступания ледника. Не может быть сомнения, что второй гляциальный горизонт представляет не кратковременное наступание ледникового покрова (фазовое или осциляционное), но одно из главных наступаний скандинавского ледникового покрова во время Вюрма. Это даёт возможность считать второй гляциальный горизонт на нижнем течении Вислы главной стратиграфической единицей последнего оледенения со значением, по меньшей мере, большого стадиала. Перекрытие моренного суглинка золовыми осадками вместе со многими другими факторами указывает на существование арктического континентального климата, т. е. на исход гляциала. Тогда наступил настолько холодный период, что позволил он сохраниться в ископаемом состоянии мёртвым льдам. Предупреждал он последнее на исследуемой территории наступание скандинавского ледникового покрова в позднем Вюрме.

Что касается корреляции второго гляциального горизонта с другими горизонтами в области последнего скандинавского оледенения, автор связывает моренный пласт второго гляциального горизонта на нижнем течении Вислы с серо-голубым моренным суглинком в Фенноскандии и с так называемой средней мореной Ленинграда. В таком истолковании средневюрмский межстадиал на нижнем течении Вислы коррелировал бы с отрезком времени между аккумуляцией серо-голубого моренного суглинка и поверхностного моренного пласта в Фенноскандии и вероятно с межстадиалом Гражданского проспекта в западной

части Восточно-Европейской равнины. Дискуссионной является хроностратиграфическая позиция самых нижних гляциальных горизонтов (VI и VII по Маковской). По всей вероятности они фиксируют гляциальные наступания ледника в анагляциальной фазе средне-вюрмского гляциала и в такой трактовке эти горизонты принадлежат в климатически-гляциальном отношении (эволюции гляциального цикла) ко второму гляциальному горизонту (ср. рис. 12).

Подводя итоги проведенных исследований следует констатировать, что в пределах разреза отложений балтийского оледенения можно выделить два гляциальных горизонта, чётко фиксирующие два самостоятельных наступания ледникового покрова с их фазами роста и деградации, т. е. два независимых гляциальных цикла. Они были разделены средне-вюрмским межстадиалом. Так как этот межстадиал был впервые обнаружен и сравнительно наилучше документирован в пределах Грудзёндзской котловины, автор предлагает назвать его Грудзёндзским межстадиалом.

Перевела Геновефа Дроздовска

DEGLACIATION OF THE LOWER VISTULA REGION IN THE MIDDLE WÜRM AND ASSOCIATED DEPOSITIONAL SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

Summary

The book deals with the environments and processes of deposition of sediments associated with large-scale (areal) deglaciation of the lower Vistula region in the Middle Wurm. The author considers these topics basing on facial analyses of deposits and comparative studies of present-day glaciers.

The main subject of the research is the second glacial horizon (counting from the surface of the moraine plateau) in the lower Vistula region, which after the author's opinion expressed in his earlier works (E. Drozdowski 1974, 1975) represents an advance of Scandinavian ice sheet in the complex Middle Würmian Interstadial. The deposits of that horizon crop out on the valley-sides of the Vistula River in considerable thickness of about 15 m, which is approximately 25% of the whole sequence of the Baltic (North-Polish, Vistulian, Weichselian) Glaciation in this region. The detailed field investigations were concentrated in the southern part of the lower Vistula region, especially in the sector from Świecie to Grudziądz, whereas in the northern part, from Grudziądz to Kwidzyn, review studies were carried out.

STRATIGRAPHY AND CHRONOLOGY OF ACCUMULATION OF THE BALTIC GLACIATION DEPOSITS

Until recently, studies on the stratigraphy and chronology of the Baltic Glaciation had been concentrated in the northern part of the lower Vistula region, where occur distinctly defined in palaeontological and geochronological respects maritime sediments with Eemian fauna lying in situ. They indicate a transgression of the Eemian sea. During the few last years new sequences of Eem Interglacial of continental facies have been discovered (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972), localized in the middle part of the lower Vistula region, beyond the range of transgression of the Eemian sea. Two sites of Eem Interglacial have been recognized and described up to now, both localized south of Grudziądz: Grudziądz-Mniszek and Rządź (Fig. 1). Eemian deposits lie here at the altitude of 4–10 m a.s.l. and are developed as lacustrine sediments, e.g. clays, silts, peats and gyttja with numerous floristic remnants and shell fragments of fossil molluscs. Preliminary palaeobotanical analyses, made by K. Tobolski (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972), show changes of flora typical of the second half of Eem Interglacial, starting from maximum *Quercus* and *Corylus* through maximum *Carpinus* to the dominance of *Pinus* at the top of the series.

Above the series of Eem Interglacial in the sequence of Grudziądz-Mniszek a second series of lacustrine sediments occurs, separated from the Eemian series by a layer of fine-grained sands of 2 m thick. The age of this series is still unknown; however, the sample taken from the base of this series shows a spectrum typical of the boreal climate with *Pinus* 59.6%, *Betula* 24.7%, *Alnus* 7.7%, cf. *Larix* 2.8%, *Corylus* 1.8%; from more important herbaceous plants there occurred: *Cyperaceae* 33.0%, *Gramineae* 4.3%, *Artemisia* 1.2%, *Polypodiaceae* 24.7%, *Typha latifolia* 1.5%. Basing on this evidence Drozdowski and Tobolski (1972) put forward the hypothesis of the occurrence in the sequence of Grudziądz-Mniszek of Early-Würmian deposits. This hypothesis is in agreement with radiocarbon dates. The sample taken from the top of the series gave the following results: >40,200 B. P. (Lu-652), humic acid >39,600 B. P. (Lu-652 A).

Both series of organic deposits at Grudziądz-Mniszek occur below three till strata which can be followed throughout the region. This allows to classify these till strata to the last (Baltic) Glaciation (cf. Tab. 1a).

The chronology and palaeogeographical conditions of accumulation of deposits of the Baltic Glaciation are among the less well-known research problems. Basing mainly on facial analysis of the second glacial horizon in Grudziądz Basin the author presented in his previous contributions (E. Drozdowski 1974, 1975) the preliminary subdivision of the sequence of the Baltic Glaciation deposits in two parts: the lower, older part, accumulated in the older part of Würm up to the Middle Würmian interstadial inclusive, comprising the second glacial horizon, intermorainic sediments of the Fluvioglacial II together with the third till stratum, and the upper, younger part deposited after the Middle Würm, and represented by one, the first till stratum. The first till stratum corresponds in such an interpretation to both the Leszno Phase and the Poznań Phase, whereas the second till stratum together with the third till stratum — to the period preceding the Middle Würm Interstadial and to the interstadial itself. This subdivision is supported by the C^{14} dating of the remnants of fossil molluscs taken from flow till at Rządź (38,100 ± 2900/2100 B. P., Lu — 1071) and by thermoluminescent datings of loess-like deposits resting on the till of the second glacial horizon (the results of these datings are presented in Chapter V and Tab. 1a).

THE MAIN GENETIC TYPES OF TILL AND THE ENVIRONMENTS OF THEIR DEPOSITION

A classification of the genetic types of till is presented, based on the classifications of G. S. Boulton (1976), A. Dreimanis (1974) and on the genetic subdivision of tills presented by the author in his earlier contribution (E. Drozdowski 1974). An innovation in comparison to Boulton's and Dreimanis classifications is the distinction of englacial and ablation-solifluction tills (cf. Tab. 2). Englacial till corresponds to melt-out till after Boulton, in the continental type of climate, however, it may be developed as sublimation till (J. Shaw 1977). Ablation-solifluction till was distinguished earlier by the author on the basis of structural and palaeomorphological criteria. In contradistinction to other types of ablation till it is a deposit diagenesed under the influence of frost and mass movement.

Further in the chapter the author describes in detail the characteristics of individual genetic types of till and their depositional environments, basing above all on the results of his own research carried out both in areas glaciated in the Pleistocene (lower Vistula region), and in marginal zones of present-day glaciers of Spitsbergen and Scandinavia. Particular emphasis has been laid on the description of structural and textural features of till because they are at present the most important criteria for the recognition of the genetic type of till.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF TILL OF THE SECOND GLACIAL HORIZON

In the reconstruction of glacial events of particular importance are tills occurring at the base of the till bed, near the contact with underlying sands of the Fluvioglacial II. The investigations have shown that in their majority they belong to subglacial tills which resulted from melting out of debris from the basal ice layers during stagnation of the ice sheet. This is indicated by the structure of deposits in the section of Grudziądz-Strzemięcín (Photos. 8 and 9). At the base of the till stratum occur a large boulder (\varnothing 0,6 m), and beneath, in the laminated till deformations of the original sedimentation structure due to the weight of the boulder, that is, a fault and plastic bending down. It follows from this that the releasing of the boulder from the ice took place before the final melting out of till on which it is resting now, that is at the time when the deposit formed an ice-mineral mixture, reacting to the load as fragile material. In such conditions, instead of plastic bending a fault resulted, along which the ice-mineral mass was removed, and simultaneously the fault plane was filled up by fine-grained sand washed out from the sides of the fault. The insignificant down-bending of the layer might be ascribed to the later phase of deposition of the boulder, when the sub-jacent till became soft and moist.

From among supraglacial tills the most frequent is flow till, designed by the letter symbol c_2

(cf. Tabs. 2 and 3). It usually occurs in the form of layers and isolated lumps. Mostly this type of till is grey in color, but sometimes it is red. The author supposes that the deposit became red when while originating it was weathered in oxidation environment in contact with the atmosphere, e.g. at the beginning of the deglaciation period or later on, during the emergence of subaquatic ablation till as a result of evolutionary changes of supraglacial relief. This interpretation correlates well with an other, more convincing evidence of dry climate prevailing at that time, namely with the occurrence of eolian sediments.

The particular genetic types of till occurring within the second glacial horizon are shown in Table 3, where has also been presented the correlation of the distinguished till types with the corresponding subdivision of till of the same second glacial horizon made by A. Olszewski (1974).

DEGLACIATION AND THE DEPOSITIONAL PROCESSES OF TILL

A very important role in the deposition of till during deglaciation was played by the thermal and dynamical regime of the ice sheet at the time just before stagnation of ice. For instance, englacial and ablation tills can have originated in cold glaciers and only then, when the ice just before stagnation underwent compressive stress which gave rise to the development of the upward component of ice flow and abundant supply of debris from a local source.

Deposition of tills during deglaciation at some distance from the snout of glacier is presented by the scheme in Fig. 4. It shows that the close till bed originated as a result of simultaneous accretion of till from the base and top of the ice sheet. First formed subglacial till of the melt-out type (b_1), and last — inglacial till (b_2).

The melting of dead ice was not completed during the Middle Würmian period. There is much geological and geomorphological evidence indicating that dead ice persisted during the Middle Würm and survived in fossil state up to the development of the lower Vistula River valley in Late Glacial time (E. Drozdowski 1974, 1976). There must have set in a cooling of climate, as a result of which the thickness of ice and already deposited tills, cooled each year below 0°C during the winter season, became larger than the thickness of the layer warmed during the summer season. This climatic cooling, causing development of permafrost, fell on the final phases of deglaciation and is indicated by ablation-solifluction till.

LOESS-LIKE DEPOSITS

The great significance for the reconstruction of climatic conditions in which stagnation and dissipation of the ice sheet took place, are the loess-like deposits recognized by the author for the first time in the valley-side section at Sartowice in 1967. Basing on palaeomorphological and sedimentological criteria, two genetic groups of deposits were distinguished: crevasse loess-like deposits, developed as niveo-eolian sediments, accumulated within the larger crevasses and ice hollows, and supraglacial loess-like deposits, deposited in shallow water bodies on the surface of the vanishing ice sheet during the summer season. Sediments of the first group occur at Sartowice Gorne (Phot. 11) and at Wiąg (Phot. 12), whereas sediments of the second group occur at Sartowice Dolne (Phot. 13), Strzemięcín (Phot. 14), and Parsk. The results of 4 thermoluminescent datings relate the accumulation of these deposits to early Middle Würm (from about 51,000 to 43,000 years B. P.).

The chronostratigraphical belonging of eolian deposits to the second glacial horizon explains and at the same time supports the previously characterized conditions and depositional processes of till, in particular englacial till of the sublimation type, which originated in continental climate. From the climatic point of view the occurrence of glacial loess is evidence of the existence of dry anticyclone winds, blowing from above the surface of the ice sheet, just as today at the margins of Greenlandic and Antarctic ice sheets. Therefore, the occurrence of eolian sediments in palaeomorphological situations pointing to their accumulation during the vanishing of the ice sheet seems to be a significant contribution to the problem of the course of climatic changes during the glacial cycle. It points to the existence of dry continental climate during the recession of the ice sheet, sup-

porting in this respect the view formulated earlier by A. Jahn (1950), who extends the period of loess accumulation beyond the culmination phase of the glacial.

The fact that loess-like deposits belong to the second glacial horizon suggests furthermore that it is not the warming but rather the climate continentality that should be regarded as a main cause of change of mass budget of the ice sheet from positive to negative. This problem will be considered in more detail in Chapter VII.

SUBGLACIAL ENVIRONMENTS OF CARBONATE CEMENTATION OF CLASTIC DEPOSITS

With the second glacial horizon on the lower Vistula River are closely related Pleistocene sandstones and conglomerates which occur sporadically on the valley-sides of the Vistula River and valleys linked with it. They occur in the form of irregular layers from several centimetres to 6 m thick (Photos. 17, 19, 20) always at the same altitude above sea level, i.e. 50 m, and in the same stratigraphical position, viz. at the top of the intermorainic sands and gravels of the Fuvio-glacial II (cf. Table 1a). The present investigations show that the cement is calcium carbonate. It occurs in two forms: cryptocrystalline and microcrystalline (Photos. 21, 22). Basing on a complex analysis of the physico-geographical conditions of their occurrence, the author puts forward a hypothesis about subglacial carbonate cementation beneath stagnant and vanishing ice sheet (cf. Fig. 8). In this environment under the influence of disintegration of the ice sheet local thermodynamical gradients resulted, which stimulated migration and concentration of CO_2 supplied under high pressure from the melting mass of glacier ice, as well as of CaCO_3 derived from the dissolution of carbonate rock particles. Zones of disintegration of the ice sheet were places of releasing of water from hydrostatic pressure and escaping of CO_2 to the atmosphere. This resulted in the precipitation of CaCO_3 and cementation of clastic sediments.

In the process of subglacial cementation more trigger mechanisms may have taken part causing precipitation of calcium carbonate, namely the release of CO_2 as a result of mixing and freezing of water. The latter phenomenon in the winter season may have become superimposed on the previous ones augmenting the cementation effect. The effect of precipitation by freezing of water was observed by the author on the surface of icing in front of the snout of Andreasbreen on Spitsbergen (Photos. 24 and 25).

Because of the connection of carbonate cementation with areal deglaciation of the lower Vistula region in the Middle Würm the cemented deposits are of great palaeogeographical and stratigraphical significance. They are indicators of areal dissipation of the ice sheet and at the same time a lithostratigraphical mark facilitating the achievement of stratigraphical subdivision of Pleistocene deposits. It is reasonable, therefore, to treat the sandstones and conglomerates as leading deposits within the sequence of the Baltic Glaciation deposits on the lower Vistula River.

DEGLACIATION

Taking into account the dependence of glacial processes from the glacial regime, the author distinguishes two main types of deglaciation: deglaciation accomplished in conditions of maritime arctic climate and deglaciation taking place in continental arctic climate. Each of these types is characterized by a specific course of the processes of ice decay reflecting different degrees of intensity of the accumulation-ablation processes, expressed by the so-called energy of glaciation (P. M. Shumskiy 1955), or activity index (M. F. Meir 1962). In the first type of deglaciation because of high snowfall which coincides with the winter season, the most favorable season for accumulation, the equilibrium line altitude is comparatively low, so that the glacier is still active near its snout. The leading role in the decay of the ice sheet is played by surface melting due to conduction of heat from the air and condensation of water vapour. Very efficient are also the mechanical and thermal action of meltwater and meteoric water. Such conditions favour subglacial deposition and, in the case of cold glaciers, large production of ablation till. Tills formed in englacial conditions (of melt-out type) are very rare.

In the second type of deglaciation, viz. going on in conditions of continental climate, at low

activity index of the glacier, the character and course of the processes of ice decay are different. As a result of small quantities of atmospheric precipitation, falling mostly on the transition seasons or the summer season, the equilibrium line altitude is placed very high, usually above the line of maximum snowfall (V. M. Kotlyakov 1968). Among the processes of ice decay the most important are radiation melting and sublimation taking place in conditions of anticyclonic weather. Such conditions favour the formation of englacial and ablation tills of the sublimation type.

The processes of decay of the Pleistocene ice sheets differ from the present-day analogues of deglaciation not only by scale, but also by the superimposition of two different glacial regimes: maritime and continental. In the first half of the glacial predominated cold and maritime climate, because only this type of climate makes possible the initiation and dynamical growth of an ice sheet. A maritime regime ice sheet was then formed, characterized by high „energy of glaciation”. It persisted up to the formation of a new baric system above the surface of the ice sheet due to the high albedo of snow. It changed atmospheric circulation, giving rise to a phase of prevalence of continental type of arctic climate which caused — after a period of balanced budget mass — recession of the ice sheet. It came therefore to a press of the continental glacial regime of low intensity of accumulation-ablation processes and high equilibrium line altitude on the maritime glacial regime of opposite characteristics (Fig. 10). This phenomenon stimulated stagnation of ice in a broad zone of ablation area of the maritime ice sheet. It took place presumably during culmination of each larger glacial, after reaching maximum dimensions by the ice sheet. At the end of the second half of the glacial cycle in conditions of continuous growth of oceanization of the climate, the ice sheet relatively quickly adjusted to new conditions of mass exchange, more similar to the maritime than to the glacial regime (Fig. 11). Thus, the deglaciation processes approached in their character and areal range the type of deglaciation in conditions of maritime climate.

The deglaciation of the lower Vistula in the Middle Würm was similar in character to the first type of deglaciation, occurring as a result of superimposition of the continental glacial regime on the maritime regime. Nevertheless, this climatically conditioned type of deglaciation was modified as a result of the influence of the subglacial relief, that is of the existence of a large valley depression in the fossil relief from the Eem Interglacial. The thinning ice sheet was trapped in this depression and underwent specific processes of ice decay. They were characterized, generally speaking, by more activity of subglacial and supraglacial water than of intraglacial water (in ice crevasses).

The above characterized conditions and the course of processes of ice decay lead to the conclusion that deglaciation of the lower Vistula region in the Middle Würm registers recession phase of a distinct large glacial cycle, separated from the last advance of the Scandinavian ice sheet on the area under study by a complex long-lasting Middle Würmian Interstadial.

CORRELATION OF THE WASTAGE OF THE MIDDLE WÜRMIAN ICE-SHEET ON THE LOWER VISTULA RIVER WITH THE COURSE OF GLACIAL EVENTS IN FENNOSCANDIA AND EAST EUROPEAN LOWLAND

The vanishing of the Scandinavian ice sheet, with which is connected the second glacial horizon, took place in the complex Middle Würmian Interstadial. The maximum extent of this ice sheet is still a matter of speculation. We are not in a position to tell with certainty whether it exceeded only slightly the lower Vistula region, or reached as far as Leszno. The lack of geochronological evidence and of adequate geological and geomorphological investigations make that the problem must be left open.

The results of facial analyses of deposits, however, throw a new light on the problem of evolution of the ice sheet during the last glaciation. It is connected with the conclusion about the climatological separateness of the ice sheet advance. It is beyond a doubt that the second glacial horizon represents not a short-term advance of an ice sheet (phase or oscillation), but one of the main advances of the ice sheet during the last glaciation. This allows to regard the second glacial horizon as the main chronostratigraphical unit of the last glaciation, of the rank of at least a large stadial. The fact of covering of till by eolian sediments, together with numerous other evidence of prevalence of continental arctic climate point to the decline of the glacial, to a transition to the interstadial period.

This period, however, was cool enough to make it possible for dead ice to persist in the fossil state. It preceded the last Late-Würmian Scandinavian ice sheet in the investigated area.

As regards the correlation of the second glacial horizon with other horizons in the area of the last glaciation, the author is inclined to connect the till stratum of the second glacial horizon on the lower Vistula River with the bluish-grey till in Fennoscandia and with the so-called middle moraine of Leningrad. Thus the Middle Würmian Interstadial on lower Vistula can be correlated with the time interval between accumulation of the bluish-grey till and the upper brown till in Fennoscandia and probably with the Grazdanskiy Prospect Interstadial in East European Lowland. Problematic is the chronostratigraphical position of the lowest till horizons on Vistula River (B I and BII after Makowska). It is highly probable that they represent oscillations advances during the anaglacial phase of the early-Middle-Wurmian glacial period and so belongs in the climatic-glacial sense (evolution of a glacial cycle) to the second glacial horizon (cf. Fig. 12).

To sum up the present investigations, it may be stated that there is sufficient evidence for distinguishing within the sequence of the Baltic Glaciation deposits on the lower Vistula River two glacial horizons representing distinctly separated phases of growth and decay of two ice sheets, that is two independent glacial cycles. They were separated by the Middle Würmian interstadial. Considering that this interstadial was first recognized and comparatively well documented within the Grudziądz Basin, the author proposes to call it Grudziądz Interstadial.

Translated by the author

126. Kozłowski S. J., *Zielona Góra, baza ekonomiczna i powiązania zewnętrzne*. 1977, s. 98, 24 il., zł 22,—
127. Praca zbiorowa pod redakcją J. Kostrowickiego. *Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski 1950-1970*. 1978, s. 512, 304 il., zł 120,—
128. Rykiel Z., *Miejsce aglomeracji wielkomiejskich w przestrzeni społeczno-gospodarczej Polski*. 1978, s. 77, 21 il. zł 20,—
129. Rogalewska B., *Tendencje lokalizacyjne zakładowych ośrodków wczasowych w Polsce do 1971*. 1978, s. 109. 10 il., 5 zał., zł 34,—
130. Grześ M., *Termika osadów dennych w badaniu jezior*. 1978, s. 96, 38 il., zł 22,—
131. Krawczyk B., *Bilans cieplny ciała człowieka jako podstawa podziału bioklimatycznego obszaru Iwonicza* (w druku)

Cena zł 30.—

E. DROZDOWSKI: DEGLACJACJA DOLNEGO POWIŚLA