

Józef Edward MOJSKI

## Podstawy podziału zlodowacenia północnopolskiego

### WSTĘP

Szczególne cechy, jakie odróżniają system czwartorzędowy od innych systemów geologicznych, są powszechnie znane. Do cech takich między innymi należą gwałtowne i wielokrotne zmiany warunków klimatycznych, przewaga nadzwyczaj zróżnicowanych fałdnie osadów lądowych nad osadami morskimi i krótkotrwałość okresu czwartorzędowego. Czwartorzęd trwa według różnych obliczeń od około 1 do 2 milionów lat, a więc kilkadziesiąt razy krócej niż inne okresy, stanowiąc tym samym ułamek promilla czasu istnienia Ziemi. Takie cechy, jak zresztą i szereg innych nie mniej istotnych powodują, że w rozpoziomowaniu osadów czwartorzędowych w oparciu o podstawowe prawie dla wszystkich innych formacji kryterium biostratygraficzne istnieją wiadome trudności, przedstawione ostatnio m.in. przez S. Z. Różyckiego (1964), E. Rühlego (1965b), G. Lüttiga (1964), P. Woldstedta (1962), W. A. Zubakowa (1966) i innych. Wielokrotność zlodowaceń, zjawisko nie należące do częstych w dziejach Ziemi, powoduje występowanie w profilu czwartorzędu wielu obszarów (najlepiej pod tym względem poznanych m.in. również i w Polsce) ogromnie zróżnicowanych litologicznie osadów. Poznanie ich wymaga stosowania specyficznych metod badawczych, przy czym znaczna część tych metod częściowo albo w ogóle nie ma zastosowania w poznawaniu osadów starszych.

Nie wchodząc bliżej w specyfikę czwartorzędu i nie uzasadniając oczywiście i niemal powszechnie uznanej konieczności stosowania dlań innych podstaw podziału stratygraficznego, należy zwrócić uwagę, że specyfika ta dotyczy przede wszystkim młodszej części plejstocenu, zwanej neoplejstoceniem, a w nim piętra nazywanego zlodowaceniem północnopolskim, inaczej bałtyckim, ostatnim, Vistulian itd. Zlodowaceniemu temu odpowiada w europejskiej części Związku Radzieckiego zlodowacenie wałdajskie, bądź kalinińskie i mołogo-szeksnińskie, a na Nizinie Niemieckiej zlodowacenie Wisły.

Ilość jednostek stratygraficznych dla tego okresu czasu jest ogromna i wciąż wzrasta. Te same jednostki mają szereg różnych definicji, co powoduje znaczne trudności przy jakichkolwiek próbach uporządkowania. Tymczasem ze względów praktycznych próby takie są konieczne. Naczelnym względem praktycznym jest sporządzanie map geologicznych.

<sup>1</sup> Rozszerzony tekst referatu wygłoszonego na 59 Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego, poświęconej stratygrafii neoplejstocenu, czerwiec 1967 r.

Ustalenie wzajemnego stosunku warstw jest podstawową czynnością kartograficzną, a opracowanie profilu stratygraficznego ma zasadnicze znaczenie, zwłaszcza przy edycji seryjnych map geologicznych. Pojmowana w takim „praktycznym” sensie stratygrafia nie jest zamknięta i skończona, ale stanowi tylko podsumowanie i uporządkowanie istniejących faktów.

Wprawdzie zlodowacenie północnopolskie obejmuje nie więcej niż tylko 5% trwania całego plejstocenu, to jednak ustalenie profilu stratygraficznego tego właśnie piętra jest wskazane bardziej niż dla pięter starszych. Wynika to stąd, że utwory zlodowacenia północnopolskiego tworzą przynajmniej na połowie powierzchni kraju pokrywę o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów, stanowiąc tym samym bezpośredni substrat wszelkich poczynań gospodarczych związanych z ziemią.

### PODSTAWY PODZIAŁU ZLADOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO

Podział stratygraficzny zlodowacenia północnopolskiego ma w Polsce długą historię i obszerną literaturę. Zagadnienie to jest zbyt obszerne, aby przedstawić je tu choćby w skrócie. Niedawno opublikowano kilka nowych podziałów.

Dwa z nich, a mianowicie podział S. Z. Różyckiego (1961) i E. Rühlego (J. E. Mojski, E. Rühle, 1965) są częścią rozpozniomowania całego plejstocenu i opierają się na różnorodnych podstawach, natomiast podział A. Środonia (1964) oparty jest głównie na podstawach florystycznych.

Podział zlodowacenia północnopolskiego wynika z rezultatów badań głównie biostratygraficznych, litofacjalnych, geomorfologicznych i geochronologicznych. W rezultacie badań dysponujemy kryteriami podziału stratygraficznego o różnym znaczeniu i różnych możliwościach zastosowania. Wyniki badań różnych specjalności mogą być porównywalne, ponieważ przebieg zdarzeń plejstocenijskich, a więc i ostatniego zlodowacenia w obszarze, do którego należy również Polska, uwarunkowany był zmianami klimatycznymi. Wahania klimatyczne decydowały o charakterze procesów i zjawisk i profil geologiczny jest odzwierciedleniem tych wahań. Dlatego też podział czwartorzędu, a w tym i zlodowacenia północnopolskiego jest podziałem przede wszystkim klimatostratygraficznym (S. Z. Różycki, 1964; G. Lüttig, 1964). Podstawy takiego podziału z uwzględnieniem zdobyczy badań peryglacjalnych przedstawił J. Dylík (1960, 1966) zwracając uwagę na możliwość jego zastosowania w obszarach zlodowaconych w plejstocenie.

Do kryteriów biostratygraficznych należą dane z badań paleozoologicznych, paleobotanicznych i badań nad rozwojem kultur ludzkich. Wyniki badań paleozoologicznych pozwoliły, dzięki znajomości fauny morskiej w interglacjalnych osadach morza eemskiego, na określenie w kilku profilach dolnej granicy zlodowacenia północnopolskiego na niewielkim obszarze północnej części Nizy Polskiego. Znaczenie mięczaków występujących w zbiornikach śródlądowych zlodowacenia północnopolskiego jest dla problematyki stratygraficznej niewielkie i ogranicza się do roli zespołów tych mięczaków jako wskaźnika ekologicznego, co w pojedynczych tylko przypadkach pozwala na określenie warunków klimatycznych. Należy zwrócić uwagę, że dotychczas w Polsce brak jest prób dato-

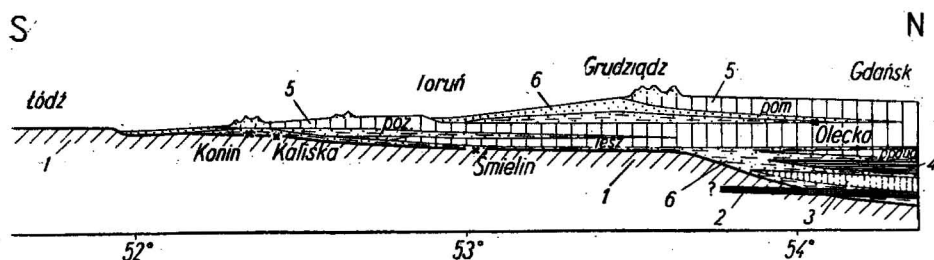


Fig. 1. Schematyczny przekrój przez osady lodowcowe zlodowacenia północnopolskiego

Diagrammatic cross section through the glacial deposits of the North-Polish Glaciation

1 — powierzchnia osadów starszych od interglacjalium eemskiego; 2 — osady morskie interglacjalium eemskiego; 3 — osady lodowcowe stadiu szczecińskiego; 4 — osady morskie interstadiu Brorup; 5 — osady lodowcowe stadiu głównego faz: ppaud. — przedpaudorfskiej, lessz. — lessczyńskiej, poz. — poznańskiej, pom. — pomorskiej; 6 — osady wodnolodowcowe; Konin, Kaliska, Smielin, Olecko — ważniejsze stanowiska florystyczne

1 — surface of the deposits older than Eemian (interglacial); 2 — marine deposits of Eemian interglacial; 3 — glacial deposits of Szczecin Stage; 4 — marine deposits of Brorup Interstadial; 5 — glacial deposits of the Main Stage of the pre-Paudorf (ppaud.), Leszno (lessz.), Poznań (poz.) and Pomeranian (pom.) phases; 6 — fluvioglacial deposits and ice-dammed lake deposits; Konin, Kaliska, Smielin, Olecko — more important flora localities

wał osadów lessowych, na podstawie występowania w nich charakterystycznych zespołów fauny mięczaków, co z powodzeniem czynione jest na przykład dla lessów Czechosłowacji, a także w innych krajach. Nieznajomość przewodnich zespołów mięczaków w lessach polskich nie jest, jak się zdaje, spowodowana brakiem odpowiednich badań, jej źródła należy szukać w innych warunkach paleogeograficznych. Równie nikłe możliwości dla podziału ostatniego zlodowacenia stwarza fauna ssaków. Dokładniej jest ona poznana tylko w niewielkiej ilości stanowisk, przeważnie jaskiniowych, a więc w osadach trudnych do korelacji z osadami innych facji. Niewielką wartość stratygraficzną mają stanowiska paleolitu, aczkolwiek badania poczynione na pewnych obszarach i uporządkowanie ich wyników (J. K. Kozłowski, 1966 i in.) stwarzają dobrą podstawę do większego postępu w tej dziedzinie.

Badania paleobotaniczne wespół z litofacjalnymi dostarczają w chwili obecnej podstawowych kryteriów podziału zlodowacenia północnopolskiego. Badania takie pozwalają również na określenie w sposób precyzyjny zarówno dolnej, jak i górnej granicy zlodowacenia północnopolskiego w dziesiątkach profili osadów jeziornych wieku neoplejstocenijskiego. W diagramach pyłkowych przedstawiających rozwój szaty roślinnej według K. Jessena i V. Milthersa (1928) dolną granicą zlodowacenia w osadach jeziornych jest granica pomiędzy najniższym poziomem glacialnym *k* i najwyższym poziomem interglacialnym *j*. Poziom *k* odpowiada roślinności tundrowej, rozwijającej się w warunkach klimatu arktycznego i subarktycznego. Górna granica zlodowacenia północnopolskiego w osadach jeziornych w podziale rozwoju szaty roślinnej T. Nilssona (1961) znajduje się pomiędzy poziomami PB (IX) i DR-3 (X). Jest to granica pomiędzy młodszym dryasem, najmłodszą częścią plejstocenu a preboreałem, czyli najstarszym holocenem.

Jednostkami pierwszego rzędu w podziale zlodowaceń są stadia i interstadia. Podstawą do ich wyznaczania są w przypadku zlodowa-

cenia północnopolskiego, jak zresztą i każdego zlodowacenia, stanowiska florystyczne o pewnych cechach, określonych składem roślinności w optimum termicznym.

Definicje interstadiu oparte na kryteriach florystycznych sprowadzają się przeważnie do poglądu, że interstadiem można nazwać taki odcinek czasu, w którym temperatura lata w optimum termicznym była niższa od panującej w danym rejonie temperatury w czasie holocenijskiego optimum klimatycznego. W obszarze Polski szata roślinna mogła więc składać się w interstadiach z zespołów leśnych, właściwych przynajmniej borealnej strefie klimatycznej.

Dla potrzeb stratygrafii plejstocenu definicja florystyczna interstadiu jest niewystarczająca. Wymaga ona uzupełnienia dotyczącego przede wszystkim czasu trwania definiowanej jednostki. Określenie czasu możliwe jest wieloma sposobami, ale najczęściej na drodze analizy rozmieszczenia litofacji osadów, zagrzebanych powierzchni erozyjno-denudacyjnych itp. oraz na drodze analizy diagramów pyłkowych i miąższości osadów objętych diagramami. Ta druga droga prowadzi do wniosku, że diagramy pyłkowe należące do zlodowacenia północnopolskiego można podzielić na dwie grupy.

Do pierwszej należą diagramy charakteryzujące zmiany składu roślinności u schyłku zlodowacenia. Obejmują one okres od najstarszego dryasu po holocen i w swych optimumach termicznych świadczą o występowaniu lasów parkowych, których okresy występowania podzielone są okresami występowania roślinności tundrowej. Długość tych okresów nie przekracza w zasadzie jednego tysiąca lat. Przez paleobotaników zostały one nazwane interstadiami i stadiami.

Do grupy drugiej należą diagramy, na których prześledzić można rozwój szaty roślinnej od tundry, poprzez lasy iglaste do lasów mieszanych z domieszką form właściwych interglacjalom i ku górze przechodzących ponownie w zespoły tundrowe. I takie diagramy nazywane są interstadiowymi, mimo że są one odbiciem poważniejszego ocieplenia niż w poprzednim przypadku, dotyczą osadów o wielokrotnie większej miąższości i, jak wskazuje szereg przesłanek, obejmują one okres o wiele dłuższy aniżeli diagramy pierwszej grupy, liczący kilkanaście tysięcy lat. Wydaje się, że tylko tę drugą grupę można uznać za diagramy właściwe interstadiom i tylko okresy, które one reprezentują, mogą być zasadniczymi jednostkami podziału zlodowacenia północnopolskiego. Z obszaru Polski należy wymienić przynajmniej cztery diagramy tego typu. Pierwszy z osadów jeziornych w Koninie nad Wartą (Z. Borówko-Dłużakowa, 1967; E. Rutkowski, 1967), dwa następne z obszaru Karpat: z osadów starorzecza w Brzezinach (K. Birkenmajer, A. Środoń, 1960) i Wadowicach (M. Sobolewska, L. Starkel, A. Środoń, 1964) i ostatni z osadów jeziornych w Podgębokiem na Polesiu Lubelskim (Z. Janczyk-Kopikowa, 1968).

Wszystkie te stanowiska mają jedną cechę wspólną i szczególnie ważną, tę mianowicie, że zajmują podobną pozycję stratygraficzną w profilu osadów zlodowacenia północnopolskiego. Podobieństwo to polega na przykryciu osadów organicznych osadami powstałymi w warunkach klimatycznych, sprzyjających rozwojowi lądolodu, a w Koninie wprost gliną zwałową (E. Rutkowski, 1967). Wymienione stanowiska są jednego

wieku i według badań paleobotanicznych powstały w interstadiale Brørup. Pozycja stratygraficzna interstadiału Brørup została po raz pierwszy dokładnie określona w Danii, a potem w Holandii, gdzie występuje on ponad osadami interglacjału eemskiego, a poniżej osadów powstałych w okresie maksymalnego rozprzestrzenienia się lądolodu skandynawskiego podczas ostatniego zlodowacenia. Przykrycie osadów interstadiału Brørup w Koninie przez glinę zwałową, powstałą podczas największego zasięgu ku południowi lądolodu zlodowacenia północnopolskiego, świadczy, że interstadiał ten poprzedzał w czasie transgresję lądolodu tego zlodowacenia na Niżu Polskim. Sytuacja profilu w Koninie zbliżona jest w tym względzie do profili duńskich (S. T. Andersen, 1961), które aczkolwiek nie są przykryte osadami lodowcowymi, to jednak leżą pod osadami przechodzącymi w nie fałdalne. Natomiast stanowisko w Podgłębokiem położone jest w sytuacji analogicznej do profili holenderskich (W. H. Zagwijn, 1961), to znaczy daleko na przedpolu osadów lodowcowych ostatniego zlodowacenia, w jego peryglacialnej strefie (J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1968). Profile w Koninie, w Wadowicach i w Podgłębokiem mają więc reperowe znaczenie dla stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego na naszym obszarze i razem ze stanowiskami w Danii i Holandii należą do najlepiej udokumentowanych profili interstadiału Brørup w Europie. Pozwalają one na podział zlodowacenia północnopolskiego na trzy poziomy, a mianowicie na stadiał dolny, interstadiał Brørup i stadiał górny. Stadiał dolny nazwany został przez E. Rühlego (1965a) stadiałem szczecińskim, a stadiał górny stadiałem głównym i takie nazwy są niżej używane. Odbiciem florystycznym stadiału szczecińskiego w diagramach pyłkowych jest zarówno roślinność tundry w fazie k, bezpośrednio powyżej eemu, jak i roślinność tundrowa, którą znaczą dolne części diagramów Konina i Podgłębokiego.

Kryterium paleobotaniczne nie jest jedynym, jakie pozwala na podstawowe rozpozniowanie zlodowacenia północnopolskiego. Równie ważne są w tym przypadku wyniki badań nad glebami kopalnymi. Gleby takie występują przede wszystkim w lessach wyżyn Polski środkowej, a ponadto w gliniasto-piaszczystych pokrywach peryglacialnych, np. na Wyżynie Łódzkiej. Dotychczasowe badania nad stratygrafią lessów (L. Sawicki, 1932; W. Pożaryski, 1953; A. Jahn, 1950, 1956; B. Grabowska-Olszewska, 1963; J. Malinowski, 1964; J. Jersak, 1965; J. E. Mojski, 1965, 1968) świadczą, że w pokrywie lessowej przykrywającej glebę interglacjału eemskiego występują dwa poziomy gleby kopalnej o regionalnym znaczeniu. Gleba górna nie ma charakteru warstwy przewodniej dla obszaru całego kraju, jej profil jest słabo wykształcony, a w wielu miejscach, zwłaszcza w zachodniej części obszaru lessowego, gleby tej brak. Natomiast gleba dolna jest poziomem stałym we wszystkich płatach lessowych i na dużych obszarach wykazuje podobieństwo typologiczne, mimo że jej profil zmienia się wyraźnie w kierunku ze wschodu na zachód. Według zgodnej opinii gleba ta powstała w interstadiale Brørup. Profile tej gleby, zwłaszcza ze wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i z zachodniego Roztocza, świadczą, że tworzyła się ona m.in. w warunkach zbliżonych do warunków interglacialnych i w klimacie tak ciepłym jak obecny. Profil gleby jest poligeniczny, tzn. że powstał on w wyniku nakładania się efektów procesów glebotwórczych, różwi-

jających się w różnych następujących po sobie warunkach klimatycznych i topograficznych. Do podobnych wniosków doszła B. Manikowska (1966) analizując profil gleby interstadiału Brørup na Wyżynie Łódzkiej. Gleba ma tam charakter gleby brunatnej, miejscami zdegradowanej, tworzącej się pod pokrywą roślinności leśnej, w warunkach klimatu umiarkowanie chłodnego i dość wilgotnego.

Mniej pewne kryteria podziału osadów zlodowacenia północnopolskiego dały, jak dotychczas, wyniki badań litostratygraficznych nad innymi osadami plejstoceniowymi. Wymienić tu należy możliwość występowania osadów morskich interstadiału Brørup w obszarze dolnej Wisły. Chodzi o osady tzw. iltów elbląskich z fauną mięczaków borealnych (B. Halicki, I. Brodniewicz, 1961). Wiadomo, że iltów te występują powyżej osadów morskich z fauną eemską. Jednakże ustalenie dokładnej pozycji stratygraficznej osadów jest utrudnione występowaniem w nich zaburzeń glaciektonicznych, a także brakiem bezpośrednich powiązań z innymi, dobrze datowanymi osadami zlodowacenia północnopolskiego.

Wszelkie pozostałe kryteria, a więc wynikające z badań innych facji osadów plejstoceniowych oraz z badań geomorfologicznych mają zastosowanie tylko przy podziale obu stadiów zlodowacenia północnopolskiego i to w różnym stopniu dla ich różnych odcinków. Uzupełniają one wyniki badań paleobotanicznych i paleopedologicznych.

#### STADIAŁ SZCZECIŃSKI

Stadiał szczeciński reprezentowany jest głównie przez osady lessowe, a ponadto przez peryglacialne osady eluwalne i deluwialne, osady rzeczne i prawdopodobnie osady lodowcowe i wodnolodowcowe. Do tych ostatnich z dużymi zastrzeżeniami zaliczyć można opisane przez J. Knauera (1935) i P. Woldstedta (1950) z okolic Szczecina gliny zwałowe, piaski i żwiry zaburzone glaciektonicznie i podobne osady opisane przez Z. J. Kotańskiego (1956) z obszaru na zachód do delty Wisły. Wszystkie te stanowiska wymagają dalszych badań. Bardziej pewne jest występowanie osadów stadiału szczecińskiego w profilach lessu.

Zarówno na Wyżynie Lubelskiej, jak i na Rostoczu zachodnim, a także na Wyżynie Sandomierskiej pomiędzy glebami eemską i Brørup występuje pospolicie poziom lessu, zbudowany z różnych facji i osiągający miąższość przynajmniej do 5 m. Klimatyczne warunki akumulacji lessu są dziś na tyle dobrze znane, że na ich podstawie można szczegółowo odtworzyć warunki paleogeograficzne stadiału szczecińskiego. Można więc przypuszczać, że lądolód pokrył wówczas przynajmniej obniżenie dzisiejszego morza Bałtyckiego, a klimat jaki wówczas panował, sprzyjał zarówno akumulacji pyłu lessowego, zwłaszcza we wschodniej części wyżyn środkowopolskich, jak i rozwojowi procesów, a więc i osadów związanych z istnieniem stałej zmarzliny. Osady takie mogą występować w okolicach Łodzi, a z dużym prawdopodobieństwem można do nich zaliczyć tzw. starszą pokrywę peryglacialną Wzgórz Ostrzeszowskich szczególnie zbadaną ostatnio przez K. Rotnickiego (1966).

Jak dotychczas brak jest dostatecznych podstaw do rozpozniomowania i podziału osadów stadiału szczecińskiego. Pewne nadzieje budzą tu wyniki badań paleobotanicznych dotyczących niektórych diagramów pyłko-

wych, obejmujących profile przejściowe pomiędzy eemem i ostatnim zlodowaceniem. W niektórych diagramach pyłkowych tego typu zaznacza się w ich górnej części niewielkie ocieplenie, oddzielone od schyłku eemu okresem roślinności tundrowej. Do profili takich można zaliczyć Kaliską na Kujawach (Z. Janczyk-Kopikowa, 1965) i Szwajcarię na Pojezierzu Suwalskim (Z. Borówko-Dłużakowa, B. Halicki, 1957). Wiek tego ocieplenia nie jest bliżej sprecyzowany, ale można przyjąć luźną sugestię Z. Janczyk-Kopikowej (1965), że odpowiada ono najstarszemu ociepleniu Amersfoort-Rodebaek. W oparciu o profile Kaliskiej i Szwajcarii można tu mówić jedynie o wahnięciu wielkości interfazy, oddzielonej od schyłku eemu fazą, którą wstępnie można nazwać przedamersfoortską.

Dalszy postęp w podziale stadiała szczecińskiego zależy w głównej mierze od zbadania nowych profili typu Kaliskiej i Szwajcarii. Nie wyczerpują one jednak problematyki najniższej części ostatniego zlodowacenia i schyłku eemu, ponieważ znany jest jeszcze jeden typ diagramów pyłkowych z tej części plejstocenu powodujący poważne trudności w ich interpretacji stratygraficznej. Są to diagramy z dwoma podobnej rangi optimumami klimatycznymi interglacjału eemskiego, przedzielonymi ochłodzeniem. Tego typu diagramy znane są w Konopkach Leśnych (Z. Borówko-Dłużakowa, B. Halicki, 1957) i Klewinowie na Podlasiu (Z. Borówko-Dłużakowa, komunikat przedstawiony na sesji naukowej Instytutu Geologicznego w czerwcu 1967 r.). Prawdopodobnie diagramy takie należą w całości do interglacjału eemskiego, jak to jest na ogół przyjmowane i nie można zgodzić się z sugestią S. T. Andersena, jakoby optimum górne związane było z osadami soliflukcyjnymi i w tej sytuacji nie miało znaczenia stratygraficznego. W Klewinowie sytuację taką należy wykluczyć, ponieważ osady organiczne w całej miąższości występują tam *in situ*, co widoczne było w odsłonięciu.

#### INTERSTADIAŁ BRØRUP

Podobnie jak stadiał szczeciński również i interstadiał Brørup nie może być rozpozniomowany na mniejsze jednostki. Wprawdzie w niektórych duńskich diagramach pyłkowych tego wieku, a także w niektórych diagramach pyłkowych należących do interglacjału mołogo-szeksnińskiego, będącego na Niżu Wschodnioeuropejskim najprawdopodobniej wiekowym odpowiednikiem tego interstadiału, zaznaczają się trzy optima klimatyczne, oddzielone okresami chłodniejszymi, ale w żadnym ze stanowisk polskich tego rodzaju sytuacji dotychczas nie rozpoznano. Wszystkie diagramy ukazują jedno wyraźne optimum klimatyczne, a ich górna i dolna część świadczą o mniej korzystnych warunkach dla rozwoju drzew ciepłolubnych.

Zmiany warunków klimatycznych, jakie zachodziły w interstadiale Brørup, musiały znaleźć swój wyraz w kształtowaniu profilu glebowego. Wiadomo, że gleby tego okresu mają skomplikowany profil i są poligeniczne. Jak dotąd jednak nie można odczytać z nich kolejności zdarzeń w takich szczegółach, jak z diagramów pyłkowych. Dla stratygrafii i rekonstrukcji paleogeograficznych podstawowe znaczenie mają profile gleby Brørup występujące w lessach międzyrzecza Wisły i Bugu i w les-

sach Wyżyny Sandomierskiej (J. E. Mojski, 1968). Można z nich wywnioskować, że gleba jakiś czas musiała się kształtować pod przykryciem roślinności leśnej, a w końcowym okresie w długotrwałych warunkach stepowych. Powstanie gleby odpowiada zapewne optimum klimatycznemu oraz ostatniej fazie rozwoju szaty roślinnej, czyli okresom IIa i IIb zaznaczających się w diagramie pyłkowym interstadiu Brørup w pobliskim Podgęboku (Z. Janczyk-Kopikowa, 1968).

#### STADIAŁ GŁÓWNY

Inaczej jest natomiast ze stadiem głównym. Jego stratygrafia opiera się na profilach osadów różnych facji. Dla podziału starszej części stadiu największe znaczenie mają osady lessowe. W stadiale występują one w dwóch poziomach przedzielonych glebą wykształconą w postaci lessu brunatnego, nie wapnistego bądź słabo wapnistego, miejscami zgłębionego o nie zdefiniowanej bliżej genezie i typologii. Pozycja, jaką gleba zajmuje w profilach lessu w Polsce, odpowiada glebie znanej w lessach europejskich jako odpowiednik tzw. „interstadiu” paudorfskiego. Gleba ta nie tworzy ciągłego poziomu, a w wielu miejscach jej brak. W porównaniu z glebą interstadiu Brørup gleba ta świadczy o jedynie niewielkim i krótkotrwałym ociepleniu (rangi interfazy). Ocieplenie jest dobrze wydatowane przy pomocy  $C^{14}$ , głównie w profilach lessu Austrii i Czechosłowacji, gdzie gleba ta utworzyła się w okresie od 33 500 do około 28 000 lat (T. van der Hammen, G. C. Maarleveld i in., 1967). Daty świadczą, że w sedymentacji lessu istniała w stadiale głównym przerwa trwająca około 5 000 lat. Przerwa ta musiała mieć miejsce przed maksymalnym rozwojem lądolodu. Świadczy o tym porównanie obu poziomów lessu. Less fazy przedpaudorfskiej ma znacznie mniejsze rozprzestrzenienie i przynajmniej dwukrotnie mniejszą miąższość aniżeli less młodszy od gleby, a ponadto przeważa w nim facja soliflukcyjna, w przeciwieństwie do przeważającej wyżej facji subaeralnej, tworzącej się podczas kontynentalnego klimatu subarktycznego, jaki panował w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu.

Dla obszarów niżowych ważne są w tej dziedzinie badania wykonane ostatnio w pradolinie łużyckiej w NRD. Pod osadami akumulacji wodnej, wiążącej się wiekowo z morenami fazy brandenburskiej, a więc z maksymalnym zasięgiem lądolodu zlodowacenia Wisły, występują tam (A. G. Cepek, 1965a) osady organiczne (torfy i mułki) datowane w profilu w Skado na  $25.670 \pm 600$  (Bln 110) lat i w profilu Lohsa na  $26.440 \pm 800$  (Bln 221) lat. Jest to schyłek interfazy paudorfskiej. Analiza pyłkowa tych osadów wskazuje na występowanie wówczas zbiorowisk pośrednich pomiędzy borealnym lasem sosnowym i subarktyczną tundrą parkową, a więc roślinności o znacznie mniejszych wymaganiach klimatycznych aniżeli w interstadiu Brørup. Tundra w tym czasie istniała prawdopodobnie również i w południowej Szwecji, skąd F. Brotzen (1961) opisał ilaste osady morskie z fauną arktyczną tzw. interstadiu Göta-älv. Osady mają wiek od  $26\,700 \pm 1000 - 1300$  do  $29\,000 \pm 1000 - 1300$  lat. Datowania te wymagają jednak weryfikacji, albowiem pomiędzy próbkami pobranymi z głębokości różniacej się 32 m w tym samym profilu brak jest jakiegokolwiek różnicy wieku.



Jak wynika z powyższych uwag, do fazy przedpaudorfskiej należy poziom lessu, jaki spoczywa na glebie Brørup i pod glebą paudorfską. Less ten znany jest z licznych wychodni i profili otworów wiertniczych, głównie na Wyżynie Lubelskiej i zachodnim Roztoczu, gdzie osiąga największą (do 10 m) miąższość. Ku zachodowi less fazy przedpaudorfskiej zanika.

Osady lodowcowe i wodnolodowcowe fazy przedpaudorfskiej nie są znane, a spośród innych facji osadów plejstocenijskich do tego wieku należą jeszcze niektóre poziomy deluwialnych pokryw peryglacialnych na Wyżynie Łódzkiej.

Młodsza część stadiału głównego (od około 25 000 lat do około 10 000 lat) obejmuje na Nizinie Polskiej osady lodowcowe i wodnolodowcowe oraz osady rzeczne. Podział tych osadów opiera się na kryteriach litofacialnych i geomorfologicznych. Kryteria te stanowią podstawę do wydzielenia przynajmniej dwóch poziomów osadów lodowcowych oddzielonych osadami wodnolodowcowymi, regionalnie prześlędzonych stosunkowo najdokładniej w obszarze dolnej Wisły (R. Galon, 1957, 1961). W wielu obszarach rozwinięte są trzy poziomy tego rodzaju osadów. Obszar występowania każdego poziomu ograniczony jest od południa strefą marginalną, tj. strefą, w której występują formy rzeźby i osady powstałe na brzegu lądolodu. Trzy główne takie strefy odpowiadają trzem jednostkom nazywanym stadiem leszczyńskim, poznańskim i pomorskim. Jednakże, jak wynika z dotychczasowych rozważań, stadiały te mogą być jedynie fazami, a tym samym okresy je oddzielające można nazwać interfazami. Mamy zatem fazy leszczyńską, poznańską i pomorską oraz interfazy przedpoznańską i mazurską. Równiej rangi taksonomicznej byłyby wydzielone na podstawach paleobotanicznych stadiały i interstadiały schyłku ostatniego zlodowacenia, a więc interfaza Bølling, faza starszego dryasu, interfaza Allerød i faza młodszego dryasu.

O ile dokładnie wiadomo, jakie osady odpowiadają trzem fazom glacialnym, to trudniej sprecyzować, jakie osady należą do oddzielających je interfaz. Są to głównie piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski, mułki, ropy zastoijskie i jeziorne. Jako poziom przewodni dla interfazy mazurskiej można uznać osady tzw. interstadiału mazurskiego, opisane jeszcze przez H. von Wichdorffa z Pojezierza Mazurskiego z opublikowanym przez B. Halickiego (1960) profilem Olecka. Warto tu zwrócić uwagę, że zarówno na wschód, jak i na zachód od granic Polski osady tej interfazy są stosunkowo dobrze rozwinięte. Na Litwie i Nizinie Rosyjskiej należą do nich osady jeziorne i torfy tzw. interstadiału Uły i somińskiego, datowane w profilu Zerwinos na Litwie na  $16\ 260 \pm 640$  lat (N. Czebotariewa, M. Wigdorczyk i in., 1961). W NRD natomiast w podobnej pozycji wykształcone są ilaste utwory jeziorne w Blankenberg (A. Ludwig, 1960; A. G. Cepek, 1965b).

Części stadiału — od fazy leszczyńskiej po pomorską włącznie — odpowiada w obszarze nie zlodowaconym jeden najmłodszy poziom lessu oraz jeden poziom eluwialnych i deluwialnych pokryw peryglacialnych, a także osadów rzecznych. Zarówno less, jak i pokrywy oraz osady rzeczne wykazują w profilu pionowym zróżnicowanie litologiczne. Przewodnią cechą tych osadów jest występowanie w nich syngenetycznych struktur zmarzlinowych. Natomiast najmłodsza część stadiału głównego,

od interfazy Bølling do jego końca, rozpoziomowana jest w oparciu o badania florystyczne i paleopedologiczne. Do osadów powstałych wówczas należą osady jeziorne, eoliczne (wydmowe), rzeczne, a w mniejszym stopniu pokrywy stokowe. Obie interfazy, tzn. Bølling i Allerød są stosunkowo dobrze poznane pod względem warunków klimatycznych dzięki zarówno licznym diagramom pyłkowym, jak i opracowaniom gleb kopalnych tego wieku. Jako profil przewodni dla obszaru Polski należy uznać Witów koło Łodzi. Profil ten jak i kilka innych, np. Konin i Kruklin, jest datowany metodą  $C^{14}$ , co pozwoliło na dokładne określenie trwania poszczególnych faz i interfaz schyłkowej części stadiau głównego.

#### UWAGI O CHRONOLOGII ZŁODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO

Jak wiadomo, podział stratygraficzny i chronologia zlodowacenia północnopolskiego opiera się w coraz większym stopniu na określaniu bezwzględnej wieku osadów. Wśród stosowanych metod największe rezultaty osiągnięto przy pomocy pomiaru ilości  $C^{14}$ . Metoda ta jest powszechnie stosowana. Mimo, że ilość dat z obszaru Polski jest znikoma, zebrane doświadczenia pozwalają na kilka uwag w ścisłym związku z przedstawionymi wyżej zagadnieniami. Daty, którymi obecnie rozporządzamy, głównie zresztą z obszarów sąsiadujących z Polską, można pod względem ich wartości podzielić na trzy grupy.

Do grupy pierwszej należą daty późnego glacjału, obejmujące okres od interfazy Bølling do początku holocenu. Jest ich przynajmniej kilkaset. Nowe datowania nie zmieniają wieku wynikającego z datowań starszych. Ponieważ praktycznie wszystkie daty dotyczą próbek datowanych florystycznie, przeto można uznać, że daty te oddają rzeczywisty wiek osadów i w wyniku dalszych oznaczeń nie ulegną zmianie.

Do grupy drugiej należą daty dla odcinka czasu obejmującego interfazę paudorfską. Datowaniami są tu objęte osady różnych facji, ale większość dat odnosi się do gleby kopalnej w profilach lessowych. O ile pierwsze datowania dawały wiek w przedziale od 25 000 do 28 000 lat, to w miarę udoskonalania metody pomiaru i pobierania próbek wartości datowań rosły i, jak wynika z niepełnych zresztą informacji podanych ostatnio w publikacji T. van der Hammena, G. C. Maarleveld i in. (1967), najnowsze daty określają wiek interfazy paudorfskiej od 27 000 do 32 000 — 33 000 lat. Można zatem przypuszczać, że ta grupa datowań może być i teraz obciążona jeszcze pewnym, ale stosunkowo niewielkim błędem.

Do trzeciej grupy należą daty starsze. Jak stwierdza wielu autorów stopień ich wiarygodności maleje ze wzrostem wieku. Np. H. Gross (1963) wyraził pogląd, że wszelkie daty starsze od 53 000 lat są przynajmniej od 12 000 do 16 000 lat za młode (chodzi tu o daty w przedziałach datowania aparaturą). Stąd wniosek, że daty dotyczące interstadiału Brørup mogą mieć zupełnie orientacyjne znaczenie, a wartość dat z osadów starszych jest jeszcze mniejsza. Ta ostatnia uwaga dotyczy jedynej jak dotąd daty dla interfazy amersfoortskiej, która wynosi 63 500 lat. Jak wynika z publikacji T. van der Hammena G. C. Maarleveld i in. (1967), wartość ta jest minimalna dla tej interfazy. Jeśli tak, to odpada ewen-

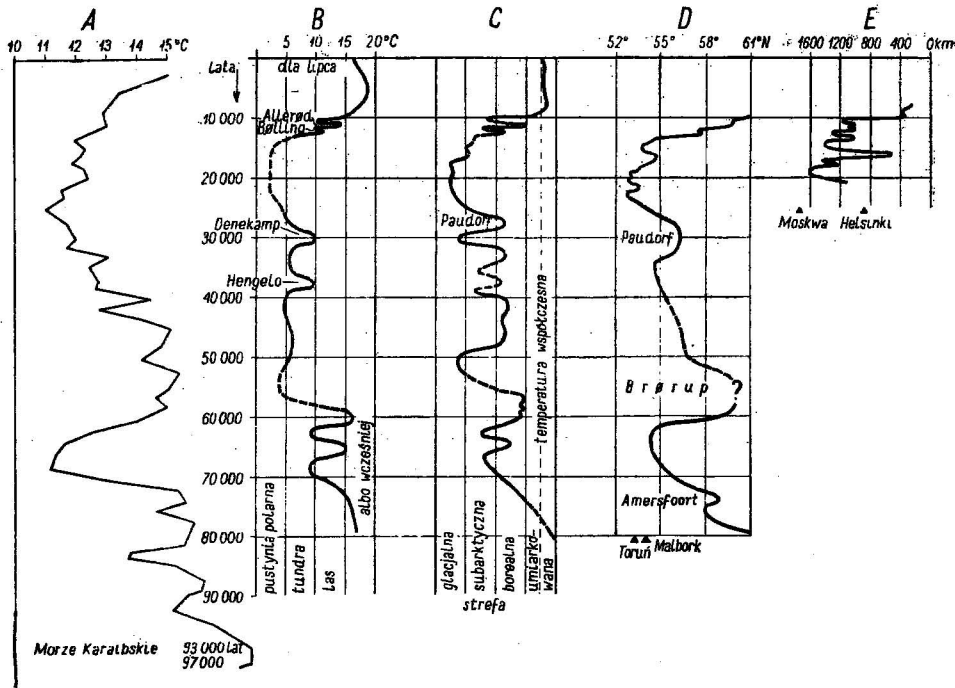


Fig. 2. Krzywe klimatyczne ostatniego zlodowacenia skandynawskiego  
Climatic curves of the last Scandinavian glaciation.

A — krzywa paleotemperatury dla obszaru północnego Atlantyku wg J. N. Rosholt, C. Emiliani, J. Geiss, F. F. Koczy, P. J. Wangersky (1961) — datowanie bezwzględne wg metody  $Pa^{231}/Th^{230}$ ; B — krzywa klimatyczna ostatniego zlodowacenia w Holandii wg T. van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel, S. W. Zagwijn (1967); C — schematyczna krzywa paleotemperatur w okresie ostatniego zlodowacenia na podstawie oceny średniej temperatury lipca wg H. Grossa (1964); D — krzywa zlodowacenia północnopolskiego; E — dynamika degradacji zlodowacenia waldajskiego na Nizinie Rosyjskiej wg N. S. Czebotariewej, M. Wigdorczyka, W. Griczuka, M. Faustowej (1965), nieco zgeneralizowane

A1 — paleotemperature curve for the North-Atlantic area according to J. N. Rosholt, C. Emiliani, J. Geiss, F. F. Koczy, P. J. Wangersky (1961). — absolute dating according to the method  $Pa^{231}/Th^{230}$ ; B — climatic curve of the last glaciation in the Netherlands according to T. van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel, W. H. Zagwijn (1967); C — diagrammatic palaeotemperature curve for the last glaciation on the basis of the average temperature in July, according to H. Gross (1964); D — curve of the North-Polish Glaciation; E — dynamics of degradation of the Valdai Glaciation in the Russian Lowland area, according to N. Czebotariewa, M. Wigdorczyk, W. Griczuk, M. Faustowa (1965), slightly generalized

tualny argument przeciwko poważnej randze stratygraficznej, jaką nadano stadiu amersfoortskiemu, datowanemu w oparciu o interfazę amersfoortską i interstadiu Brørup (różnica wieku zaledwie 4 000 do 5 000 lat). Z krzywej (fig. 2) widać, że interfaza amersfoortska miała miejsce przynajmniej 75 000 lat temu. Wartość ta wynika z założenia przyjętego na podstawie wyżej przedstawionych przesłanek geologicznych i paleogeograficznych, że stadiu szczeciński trwał zapewne tylko niewiele krócej aniżeli stadiu główny, a więc przynajmniej kilkanaście tysięcy lat.

## PIŚMIENNICTWO

- ANDERSEN S. T. (1961) — Vegetation and its environment in Denmark in the early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danmarks Geol. Undersög. (II Raekke), 75. Kjöbenhavn.
- BIRKENMAJER K., ŚRODŃ A. (1960) — Interstadial oryniacki w Karpatach. Biul. Inst. Geol., 150, p. 9—54. Warszawa.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. (1967) — Badania paleobotaniczne osadów młodoplejstocenijskich (Brörup) w Koninie - Marantowie. Pr. Inst. Geol., 48, p. 81—117. Warszawa.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z., HALICKI B. (1957) — Interglacjały Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. Acta geol. pol., 7, p. 361—397, nr 4. Warszawa.
- BROTZEN F. (1961) — An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the Last Glaciation in Sweden. Geol. fören. Stockholm förhandl., 83, nr 2, p. 144—150. Stockholm.
- CEPEK A. G. (1965a) — Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. Geologie, 14, p. 625—657, nr 5/6. Berlin.
- CEPEK A. G. (1965b) — Die Stratigraphie der pleistozäner Ablagerungen in Norddeutschen Tiefland. Die Weichselvereisung auf dem Territorium der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie-Verlag, p. 45—66. Berlin.
- DYLIK J. (1960) — Sur le système triparti de la stratigraphie du Pléistocène dans les pays d'accumulation glaciaire. Biul. perygl., 9, p. 25—39. Łódź.
- DYLIK J. (1966) — Znaczenie peryglacialnych elementów w stratygrafii plejstocenu. Czas. geogr., 37, p. 131—149. Wrocław.
- GALON R. (1957) — The problem of the last glaciation in Poland. Prz. geogr., 28, (Supplement), p. 75—93. Warszawa.
- GALON R. (1961) — North Poland. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras. Część I. INQUA, VI-th Congress, p. 9—53. Łódź.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B. (1963) — Własności fizyczno-mechaniczne utworów lessowych północnej i północno-wschodniej części świętokrzyskiej strefy lessowej na tle ich litologii i stratygrafii oraz warunków występowania. Biul. geol. Uniw. Warsz., 3, p. 68—163. Warszawa.
- GROSS H. (1963) — Die Schwierigkeiten der Radiokarbon-Methode und ihre Anwendungen zur Alterbestimmung jung-quartärer Ablagerungen. Schriften Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 39, p. 125—134. Kiel.
- GROSS H. (1964) — Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. Eisz. Gegenw., 15, p. 187—198. Öhringen.
- HALICKI B. (1960) — Zagadnienie interstadialu mazurskiego. Zbiór prac i komunikatów treści geologicznej, p. 107—125. Warszawa.
- HALICKI B., BRODNIEWICZ I. (1961) — La stratigraphie du Pléistocène supérieur dans la région peribaltique méridionale. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol. géogr., 9, nr 3, p. 163—169. Warszawa.
- HAMMEN VAN DER T., MAARLEVEELD G. C., VOGEL J. C., ZAGWIJN W. H. (1967) — Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glaciation in the Netherlands. Geol. Mijnb., 46, p. 79—95. Haag.
- JAHN A. (1960) — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. Acta geol. pol., 1, p. 257—302, nr 3. Warszawa.

- JAHN A. (1956) — Wyżyna Lubelska. Pr. geogr. Inst. Geogr. Pol. Akad. Nauk, 7. Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. (1965) — Flora interglacjalna eemskiego w Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach. Biul. Inst. Geol., 187, p. 107—115. Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. (1968) — Plejstocenska flora w Podgłębokiem na Lubelszczyźnie. Biul. Inst. Geol., 220. Warszawa.
- JERSAK J. (1965) — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. Acta geogr. Lodziensia, 20. Łódź.
- JESSEN K., MILTHERS V. (1928) — Stratigraphical and paleontological studies of interglacial freshwater deposits in Jutland and northwest Germany. Danm. Geol. Undersögelse (II Raekke), nr 48. Kjöbenhavn.
- KNAUER J. (1935) — Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphasen) im südlichen und nord-deutschen Vereisungsgebiet. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 21. München.
- KOTAŃSKI Z. J. (1956) — Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. Biul. Inst. Geol., 100, p. 291—334. Warszawa.
- KOZŁOWSKI J. K. (1966) — Uwagi o przemysłach orygniackich w Polsce. Folia Quaternaria, 24. Kraków.
- LUDWIG A. (1960) — Ein wichtiger Faunenfund in Würminsterstadialen Stau-beckenabsätzen. Geologie, 9, p. 575—576. Berlin.
- LÜTTIG G. (1964) — Prinzipielles zur Quartär — Stratigraphie. Geol. Jb., 82, p. 177—202. Hannover.
- MALINOWSKI J. (1964) — Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Rostocza i Kotliny Zamojskiej między Szczecbrzeszynem i Turobinem. Pr. Inst. Geol., 41. Warszawa.
- MANIKOWSKA B. (1966) — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. Acta geogr. Lodziensia, 149. Łódź.
- MOJSKI J. E. (1965) — Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej. Biul. Inst. Geol., 187, p. 145—199. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1968) — Outline of loess stratigraphy in Poland. Biul. perygl., 18. Łódź.
- MOJSKI J. R., RÜHLE E. (1965) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia straty-graficzno-facjalne. Z. 12 — Czwartorzęd. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J. E., RZECHOWSKI J. (1968) — Plejstocen okolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim. Biul. Inst. Geol., 220. Warszawa.
- NILSSON T. (1961) — Ein neues Standartpollendiagramm aus Bjärsjöholmssjön in Schonen. Lunds univers. arsskrift, n.f., 56, nr 18. Lund.
- POŻARYSKI W. (1953) — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe. Pr. Inst. Geol., 9. Warszawa.
- ROSHOLT J. N., EMILIANI C., GEISS J., KOCZY F. F., WANGERSKY P. J. (1961) — Absolute dating of deep-sea cores by the Pa 231/Th 230 Method. Journ. Geol., 69, p. 162—185.
- ROTNICKI K. (1966) — Rzeźba wzgórz ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. Pr. Kom. geogr.-geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 5, nr 2. Poznań.
- RÓŻYCKI S. Z. (1961) — Middle Poland. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras. Część II, 1. INQUA, VI-th Congress. Łódź.
- RÓŻYCKI S. Z. (1964) — Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. Acta geol. pol., 14, p. 321—340, nr 3. Warszawa.

- RUTKOWSKI E. (1967) — Czwartorzęd wysoczyzny północno-konińskiej i jego podłoże. Pr. Inst. Geol., 48, p. 5—67. Warszawa.
- RÜHLE E. (1965a) — Czwartorzęd Polski. W: M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, E. Rühle. Zarys geologii Polski. p. 299—350. Wyd. Geologiczne. Warszawa.
- RÜHLE E. (1965b) — Najważniejsze kierunki badań czwartorzędu Polski. Biul. Inst. Geol., 187, p. 5—20. Warszawa.
- SAWICKI L. (1932) — Sur la stratigraphie du loess en Pologne. Roczn. Pol. Tow. Geol., 8, p. 133—171, nr 2. Kraków.
- SOBOLEWSKA M., STARKEL L., ŚRODOŃ A. (1964) — Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach. Folia Quaternaria, nr 16. Kraków.
- ŚRODOŃ A. (1960) — Tabela stratygraficzna plejstocenijskich flor Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29, p. 299—316. Kraków.
- ŚRODOŃ A. (1964) — Roślinność, klimat i stratygrafia późnego plejstocenu Polski. Wszelchświat, nr 10, p. 299—213. Warszawa.
- WOLDSTEDT P. (1950) — Norddeutschland und angrenzenden Gebieten im Eiszeitalter. Ferd. Enke Verlag. Stuttgart.
- WOLDSTEDT P. (1962) — Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Eiszeitalter, 13, p. 115—124. Öhringen.
- ZAGWIJN W. H. (1961) — Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part I. Eemian and Early Weichselian. Meded. Geol. Stichting Haarlem, 14, p. 15—45. Haarlem.
- ЧЕБОТАРЕВА Н., ВИГДОРЧИК М., ГРИЧУК В., ФАУСТОВА М. (1961) — Стратиграфия отложений валдайского оледенения. „Последний европейский ледниковый покров”, Ч. I. Валдайское оледенение на территории СССР и его деградация. Стр. 16—20. Изд. „Наука”. Москва.
- МОЙСКИЙ Ю. (1967) — Очерк по стратиграфии лессов в Польше. Бюлл. комм. по изуч. четв. периода, № 33, стр. 41—56. Москва.
- ЗУБАКОВ В. А. (1966) — О критериях стратиграфического расчленения и таксономическом ранге четвертичного этапа геологической истории земли. „Палеонтологические критерии объема и ранга стратиграфических подразделений”. Изд. „Наука”. стр. 190—199. Москва.

Юзеф Эдвард МОЙСКИ

## ОСНОВЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРОПОЛЬСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

### Резюме

Расчленение северопольского оледенения основывается на изменениях климатических условий, которые можно проследить, прежде всего, по развитию флоры и по характеру геологических процессов.

Разрезы, в которых имеются палеоботанически исследованные отложения с флорой, позволяют выделить в северопольском оледенении один долгий и сравнительно теплый интерстадиальный период. В районе Конина (З. Боровко-Длужакова, 1967; Э. Рутковски, 1967), Вадовиц (М. Соболевска, Л. Старкель, А. Сьродонь, 1964), Бжезин (К. Биркенмайер, А. Сьродонь, 1960) и Подглембокего (З. Янчик-Копикова, 1968; Ю. Э. Мойски, Я. Жеховски, 1968) при хорошо известных геологических условиях было изучено наиболее полное

развитие флоры этого интерстадиала. Согласно общему мнению палеоботаников и геологов она относится к интерстадиалу Брэруп (Brørup). К этому же времени относится также хорошо развитая ископаемая почва в польских лессах (Ю. Э. Мойски, 1967, 1968) и в перигляциальном покрове района Лодзи.

Интерстадиал Брэруп делит северопольское оледенение на два стадиала: старший, именуемый щецинским и младший, именуемый главным (Э. Рюле, 1965). Щецинский стадиал представлен толщей лесса, перигляциальными толщами склонов и, вероятно, ледниковыми отложениями в северной части Польской низменности. К главному же стадиалу относятся ледниковые отложения ледниковых вод лещинской, познаньской и поморской фаз, лессовые отложения, перигляциальные склоновые отложения, озерные и речные осадки. Эти отложения, а особенно лессы (Ю. Э. Мойски, 1967, 1968) и ледниковые отложения (Р. Галон, 1957, 1961) являются, по крайней мере, двучленными. Более подробно исследованные разрезы свидетельствуют о разделении главного стадиала на шесть фаз и пять интерфаз.

Józef Edward MOJSKI

#### PRINCIPLES FOR DIVISION OF THE NORTH-POLISH GLACIATION

##### Summary

The division of the North-Polish Glaciation is based on the changes in climatic conditions which are, first of all, reflected in the development of flora and in the character of geological processes.

The sections examined from the palaeobotanical point of view, in which the deposits with flora occur, allow us to distinguish in the North-Polish Glaciation a long and relatively warm interstadial period. The flora of this interstadial is known from Konin, where it is best developed and occurs in the precisely determined geological conditions (Z. Borówko-Dłużakowa, 1967; E. Rutkowski, 1967), from Wadowice (M. Sobolewska, L. Starkel, A. Środoń, 1964), from Brzeziny (K. Birkenmajer, A. Środoń, 1960) and from Podgłębokie (Z. Janczyk-Kopikowa, 1968; J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1968). According to a univocal opinion of palaeobotanists and geologists, it belongs to the Brørup Interstadial. A well developed fossil soil found in the Polish loesses (J. E. Mojski, 1967, 1968) and in the periglacial covers in the vicinity of Łódź (B. Manikowska, 1966) is of similar age.

The Brørup Interstadial divides the North-Polish Glaciation into two stages: older, known as the Szczecin Stage, and younger, named the Main Stage (E. Rühle, 1965). The Szczecin Stage is represented by a loess horizon, periglacial slope covers and, probably, glacial deposits in the northern part of the Polish Lowland area. On the other hand, to the Main Stage belong glacial and fluvioglacial deposits of Leszno, Poznań and Pomeranian phases, loess deposits, periglacial slope covers, as well as lacustrine and fluvial deposits. These formations particularly, however, the loesses (J. E. Mojski 1967, 1968) and glacial deposits (R. Galon 1957, 1961) are at least bipartite. The sections examined in great detail prove a subdivision of the Main Stage into six phases and five interphases.