

Petras VAJTIEKUNAS

## Problemy stratygrafii neoplejstocenu Litwy

### WSTĘP

Wśród wielu ważnych, ale dyskusyjnych problemów geologii czwartorzędu ośrodkiem zainteresowania uczonych wielu krajów jest podział stratygraficzny i geochronologia neoplejstocenu. Obecnie przeważają w tym względzie dwie koncepcje. Jedną z nich, której zwolennikami jest A. I. Moskwitin (1950, 1954, 1965) i inni badacze (M. M. Capienko, N. A. Machnac, 1959; W. P. Griczuk, 1961; N. W. Kind, 1966), wnosi, że w neoplejstocenie miały miejsce dwa zlodowacenia młodsze od interglacjału eemskiego. Zgodnie z inną znaną koncepcją po interglacjale eemskim było tylko jedno zlodowacenie z wieloma stadiami i interstadiami (P. Woldstedt, 1958, 1960, 1966; H. Gross, 1958; 1964; S. T. Andersen, H. de Vries, W. Zagwijn, 1960; A. Cepek, 1965a, 1965b; E. Rühle, 1965; J. E. Mojski, 1965; N. S. Czebotariewa, 1962; M. E. Wigdorczyk, D. B. Małachowski, E. J. Sammet, 1962; K. K. Markow, G. I. Łazukow, W. A. Nikołajew, 1965). Obecnie w sposób uzasadniony mówi się o poszczególnych ważnych etapach w rozwoju ostatniego zlodowacenia. Wydzielane są zazwyczaj trzy takie etapy: wczesny, środkowy i późny (H. Gross, 1964).

\* \* \*

Uważam za swój miły obowiązek wyrazić na tym miejscu serdeczne podziękowanie Dyrekcji Instytutu Geologicznego w Warszawie za uprzejmie zaofiarowaną możliwość wygłoszenia niniejszego referatu na 59 Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego, poświęconej stratygrafii neoplejstocenu, jaka odbyła się w czerwcu 1967 r.

### BUDOWA GEOLOGICZNA I STRATYGRAFIA

W świetle przytoczonych wyżej poglądów interesujące mogą się okazać nowe dane stratygraficzne pochodzące z obszaru Litwy, który prawie w całości znajduje się w zasięgu ostatniego zlodowacenia.

Osady morenowe ostatniego (niemeńskiego, północnopolskiego) zlodowacenia na Litwie posiadają największe rozprzestrzenienie. Jednakże ich miąższość i budowa są bardzo różnorodne (fig. 1). W najbardziej połud-

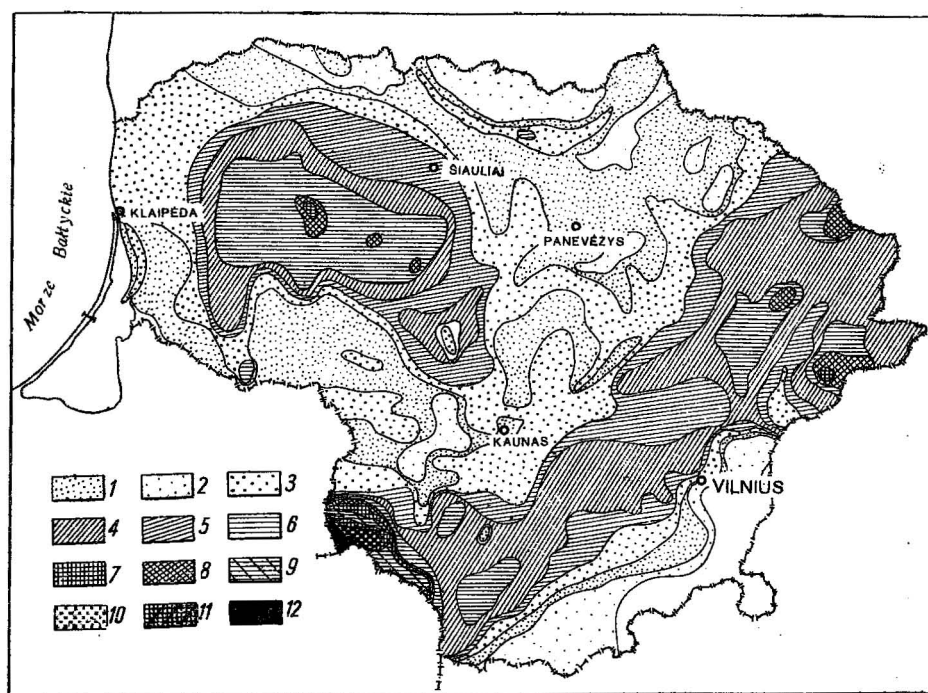


Fig. 1. Schematyczna mapa miąższości utworów glacialnych ostatniego (niemieńskiego, północnopolskiego) zlodowacenia na Litwie

Diagrammatic map of thickness of glacial formations of the last (Neman, North-Polish) glaciation in Lithuania

1 — 0 ± 10 m; 2 — 10 ± 20 m; 3 — 20 ± 30 m; 4 — 30 ± 40 m; 5 — 40 ± 50 m; 6 — 50 ± 60 m;  
7 — 60 ± 70 m; 8 — 70 ± 80 m; 9 — 80 ± 90 m; 10 — 90 ± 100 m; 11 — 100 ± 110 m; 12 —  
≥ 110 m

niowo-wschodniej części kraju osadów tych brak, ponieważ obszar ten nie był przykryty lądolodem ostatniego zlodowacenia. Osady morenowe ostatniego zlodowacenia charakteryzują się największą miąższością i najbardziej złożoną budową w strefie grzędy bałtyckiej i na Wyżynie Żemajtijskiej. Na podstawie posiadanych materiałów można stwierdzić, że osady ostatniego zlodowacenia odgrywają najpoważniejszą rolę w budowie pokrywy plejstocenijskiej Litwy (P. Vajtiėkunas, 1960). Stratygrafia poszczególnych poziomów morenowych w różnych regionach tego kraju jest przeważnie trudna do ustalenia, zwłaszcza tam, gdzie brak jest rozdzielających warstw organicznych.

Pokrywa morenowa ostatniej epoki lodowcowej oddzielona jest zazwyczaj od osadów mezoplejstocenijskich warstwą osadów wodnolodowcowych i jeziorno-lodowcowych. Oprócz tych niemych warstw piaszczysto-gliniastych i piaszczysto-żwirowych w spagu neoplejstocenijskiej serii glacialnej występują często warstwy jeziorno-błotnych osadów organicznych, należących do interglacjału eemskiego. Osady te są poziomem przewodnim dla rozdzielenia plejstocenu środkowego od górnego. Osady interglacjału eemskiego występują przeważnie w facji kontynentalnej, jaka powstała w wyniku zarastania interglacialnych jezior,

zaniku starorzeczy i Ɠłot. W profilach wielu otworów wiertniczych na obszarze Niziny Nadmorskiej stwierdzono osady typu lagunowo-morskiego, które osiagają kilkadziesiąt metrów miąższości: w Laukzemie — 24,3 m, w Wowerajczaj — 22,2 m, w Kretingale — 23,8 m i w Dituwa — 32,3 m. Osady te zbudowane są z drobnoziarnistych i gliniastych szarych piasków poziomo warstwowanych, przewarstwianych mułkami. Na pewnych głębokościach, a niekiedy i w całym profilu występuje w dużej ilości substancja organiczna; stwierdzono ponadto szczątki drewna. Osady te określiłem jako eemskie (P. P. Vajtiėkunas, 1961). Do podobnego wniosku doszedł W. K. Gudelis (1961) w pracy przygotowanej na VI Kongres INQUA w Warszawie.

Szczególnie wiele typowych profili interglacjału eemskiego występuje na Litwie południowej, zwłaszcza w okolicach miasta Miarkiėnie. Profile tam występujące są stratotypami dla wydzielenia poziomu interglacjalnego w regionalnych schematach stratygraficznych. W ten sposób powstała i utrwałała się nazwa interglacjału miarkiėńskiego (O. P. Kondratienė, 1965; P. P. Vajtiėkunas, 1965, 1967). W wiėkszości profili interglacjału miarkiėńskiego, zbadanych metodą analizy pyłkowej, występują poziomy rozwój szaty roślinnej od  $M_1$  do  $M_8$ , określone przez W. P. Griczuka (1961) dla europejskiej części Związku Radzieckiego. Jedynie kilka profili budzi pod tym wzgłędem wątpliwości. Należą do nich profile z Niziny Nadmorskiej, występujące w miejscowościach Purmaliai i Gwil-dzaj.

Bardziej złoŹonym zagadnieniem jest podział osadów ostatniego (niemeńskiego, północnopolskiego) zlodowacenia na Litwie.

Badacze litewscy wypowiadają się za stadialnym charakterem jednostek, na które dzieli się niemeńska epoka lodowcowa. Do końca lat sześćdziesiątych w profilu serii glacialnej neoplejstocenu Litwy wydzielano dwa stadiały, a mianowicie brandenburski i pomorski (V. Gudelis, 1958; O. P. Kondratienė, 1960). W 1960 r. wydzieliłem juŹ trzy stadiały nazywając je dolno-, środkowo- i górnoniemeńskim (P. P. Vajtiėkunas, 1961), a półniej grudaskim, Źogłaskim i auksztajskim (P. P. Vajtiėkunas, 1965). Po otrzymaniu pierwszych datowań osadów interstadialnych przy pomocy metody  $C^{14}$  stało się jasne, Źe moreny tych stadiałów, jako prawdopodobne odpowiedniki juŹ od dawna wydzielonych na zachodzie Europy moren brandenburskich, frankfurckich i pomorskich, obejmują jedynie schyłkową, półną część ostatniego zlodowacenia. Okoliczność ta pobudziła badaczy do studiów nad osadami naleŹącymi do wcześniejszych etapów zlodowacenia.

Jeszcze w 1961 r. W. P. Griczuk zauwaŹył, Źe w znanym profilu we wsi Jionionis, powyŹej poziomu  $M_8$  znajdujĄ się warstwy zawierajĄce ślady okresowej poprawy warunków klimatycznych. W ślad za A. I. Moskwitinem ocieplenie to W. P. Griczuk nazwał interstadiałem górnowołŹańskim. Wnioski W. P. Griczuka znalazły potwierdzenie podczas powtórných badań palynologicznych profilu w Jionionis, które przeprowadziła O. P. Kondratienė (1965). Geologiczny UrzĄd Litwy wykonał w rejonie profili miarkiėńskich pewnĄ ilość otworów kartujĄcych, majĄcych na celu wyjaśnienie warunków zalegania i cech facjalno-strukturalnych osadów w profilach Jionionis, Maksimonis i Niatiesos<sup>1</sup>. W re-

<sup>1</sup> W literaturze polskiej znane sĄ równieŹ pod nazwĄ: Janiańce, Maksymańce, Nieciosy.

zultacie prac wiertniczych i badań terenowych przebadano profil geologiczny całego plejstocenu, a tym samym w znacznym stopniu wyjaśniono stosunki stratygraficzne pomiędzy poszczególnymi poziomami (fig. 2) neoplejstocenu (P. P. Vajtiėkunas, A. Szpokauskas, 1966).

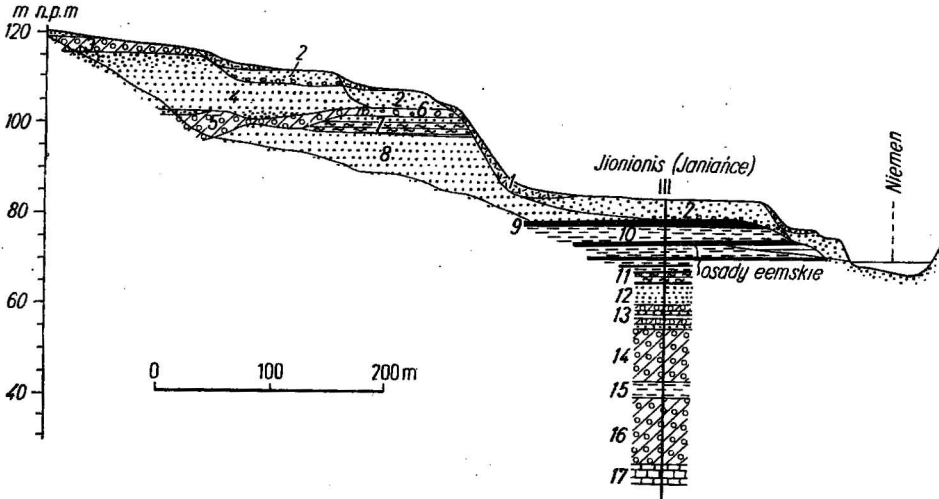


Fig. 2. Syntetyczny przekrój litologiczno-stratygraficzny przez utwory plejstoceńskie koło Jionionis nad Niemnem

Diagrammatic lithologic-stratigraphical section through the Pleistocene formation near Jionionis on Neman

- 1 — osady deluwialne; 2 — piaski rzeczne; 3 — glina zwałowa stadiau aukštajskiego; 4 — piaski wodnolodowcowe i zastoiskowe; 5 — glina zwałowa stadiau grudaskiego; 6 — bruk; 7 — ily wstęgowe; 8 — piaski drobnoziarniste zastoiskowe; osady interstadialów joniońskich i interglacjału miarkińskiego; 9 — gytia, 10 — mułki, 11 — ily wstęgowe, 12 — piaski zastoiskowe; utwory mezo- i eoplejstoceńskie; 13, 14, 16 — glina zwałowa, 15 — ily interglacjału wielkiego, 17 — margiel kredowy
- 1 — talus deposits; 2 — fluvial sands; 3 — boulder clay of the Aukštay Stage; 4 — glaci-fluvial and ice-dammed lake sands; 5 — boulder clay of Grudas Stage; 6 — pavement; 7 — varved clays; 8 — fine-grained ice-dammed lake sands; deposits of Jionionis Interstadials and of Miarkinie Interglacial; 9 — gyttja, 10 — silts, 11 — varved clays, 12 — ice-dammed lake sands; Mesopleistocene and Eopleistocene formations; 13, 14, 16 — boulder clays, 15 — clays of Great Interglacial, 17 — Cretaceous marl

Osady interglacjalne odślaniają się na lewym brzegu rzeki w cokole drugiego tarasu nadzalewowego, bezpośrednio w korycie rzeki oraz w dolnej części wąwozu prawie kilometrowej długości, który rozcina drugi i czwarty taras nadzalewowy. Powtarzająca się regularność w budowie profili uzasadnia przypuszczenie, że badane osady należą do jednego wielkiego zbiornika, którego wypełnianie osadami rozpoczęło się już z chwilą zaniku na tym obszarze łańdolu moskiewskiego (warciańskiego). W zbiorniku osadzały się początkowo piaski różnoziarniste z domieszką żwiru i otoczków. Później warunki sedimentacji uległy zmianie i piaski przykryte zostały ilymi wstęgowymi. Nad nimi leży mułek ciemnoszary, poziomo warstwowany o miąższości 4 m, zawierający w środkowej części przewarstwienia gytii. W profilu otworu nr 3 osady takie występują na głębokości 15,15÷11,40 m od powierzchni terenu. Spory i pyłki zostały tu znalezione począwszy od głębokości 13,95 m. Stwierdzono, że w profilu tym występują osady interglacjału miarkińskiego.



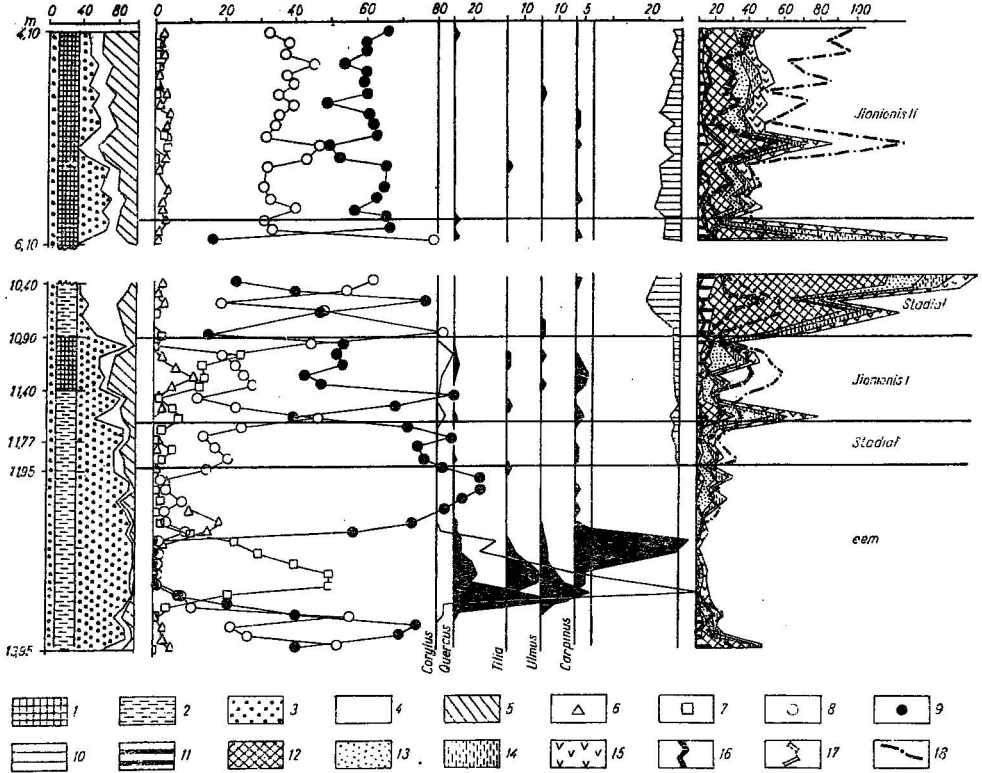


Fig. 3. Diagram pyłkowy interglacjału miarkińskiego i interstadiałów joniońskich w Jioninis nad Niemnem (wg O. P. Kondratienė, 1965)

Pollen diagram of Miarginsk Interglacial and of Jioninis Interstadials at Jioninis on Neman (according to O. P. Kondratienė, 1965)

1 — gyttja; 2 — mulki warstwowane; 3 — procentowy udział pyłku drzew; 4 — procentowy udział pyłku nie drzew; 5 — procentowy udział spor; 6 — *Picea*; 7 — *Ainus*; 8 — *Betula*; 9 — *Pinus*; 10 — *Betula nana*; 11 — *Chenopodiaceae*; 12 — *Artemisia*; 13 — *Cyperaceae*; 14 — *Gramineae*; 15 — inne; 16 — *Polypodiaceae*; 17 — *Sphagnales*; 18 — *Bryales*

1 — gyttja; 2 — stratified silts; 3 — percentage of tree pollen grains; 4 — percentage of non-tree pollen grains; 5 — percentage of spores; 6 — *Picea*; 7 — *Ainus*; 8 — *Betula*; 9 — *Pinus*; 10 — *Betula nana*; 11 — *Chenopodiaceae*; 12 — *Artemisia*; 13 — *Cyperaceae*; 14 — *Gramineae*; 15 — others; 16 — *Polypodiaceae*; 17 — *Sphagnales*; 18 — *Bryales*

skiego ze wszystkimi właściwymi mu poziomami roślinności drzewiastej (fig. 3). Powyżej poziomu lasów iglastych — poziomu sosny — wskazującego na koniec interglacjału, w górnej części mulków, które stopniowo tracą domieszkę substancji organicznej, zaznacza się wyraźne ochłodzenie (głębokość 12,25÷11,75 m). Wyraża się ono pojawieniem pyłku *Betula nana* Lk., spor *Selaginella selaginoides* (L.) Lk. i tundrowych widłaków. Zanik w szacie roślinnej termofilnej roślinności drzewiastej można wiązać z aktywizacją lądolodu w południowej części Skandynawii. Poziom brzozy z elementami roślinności tundrowej można uważać za swego rodzaju „uwerturę” do ostatniego zlodowacenia. Wyżej następuje poziom sosny z brzozą, który zgodnie z W. P. Griczukiem (1961) można uznać za początek interstadiału.

Poprawa warunków klimatycznych sprzyjała pojawieniu się substancji organicznej i powstaniu w profilu Jionionis gytii o miąższości 0,5 m (głębokość 11,4÷10,9 m). Spektra sporowo-pyłkowe nie ujawniają składu roślinności, który świadczyłby o okresowym ociepleniu. Można tu wydzielić poziom sosny i świerka, odpowiadający prawdopodobnie optymalnej fazie ocieplenia z domieszką liściastych (dębu do 3%, lipy do 2%, grabu do 6%, a także leszczyny do 9% i olchy do 20%) i poziom brzo-zowo-sosnowy w końcu interstadiału. Jeszcze wyżej ponad gytia (10,9÷6,1 m) leży warstwa piaszczystego mułku pozbawiona części organicznych. Warstwa ta świadczy o nowym ochłodzeniu. W dolnej części mułku (o miąższości 0,5 m) z roślin drzewiastych, jak podaje O. P. Kondratiene, występuje jedynie *Pinus* i *Betula*, a przewagę osiągają *Betula nana* Lk. i *Artemisia* przy pospolitym udziale *Bryales*, *Gramineae* i *Cyperaceae*. Środkowa i górna część mułku piaszczystego pozbawione są w ogóle jakichkolwiek szczątków roślinnych. W ten sposób cały ten odcinek mułków piaszczystych należy wiązać z ochłodzeniem.

Nowa fala ocieplenia doprowadziła do odnowienia sedymentacji osadów organicznych. Nad mułkami piaszczystymi utworzyła się ilasta gytia o miąższości 2 m. Diagram sporowo-pyłkowy świadczy o występowaniu wówczas lasów sosnowo-brzo-zowych z nieznaczną domieszką świerka, ale przy przewadze zespołów trawiastych. Na głębokości 6,10÷4,10 m występuje *Betula nana* Lk., przy ilości zmniejszającej się ku górze. Można więc zgodzić się z tym, że ilasta gytia powstała w warunkach interstadialnych i w pierwszej połowie tego okresu. Przekrój osadów jeziornych w Jionionis kończy rozwinięta na ilastej gytii powierzchnia erozyjna, przykryta serią aluwiów o miąższości 4 m. Tak więc w wyniku erozyjnej działalności wód rzecznych zniszczone zostały osady młodszej części interstadiału.

Jeżeli założymy, że powyższa interpretacja profilu w Jionionis jest możliwa do przyjęcia, to można zgodzić się z wydzieleniem interstadiów (interfaz?) w początkowym okresie neoplejstocenu Litwy. Zgodnie z propozycjami O. P. Kondratiene pierwsze ocieplenie, jakie nastąpiło po interglacjale miarkińskim, można nazwać pierwszym interstadiem jioniońskim, a ocieplenie późniejsze — drugim interstadiem jioniońskim. Brak datowań wieku bezwzględnego utrudnia korelację tych interstadiów (interfaz?) z prawdopodobnymi ich odpowiednikami na Równinie Rosyjskiej i w północnej Europie. Nieprzerwana sedymentacja w zbiorniku Jionionis od końca zlodowacenia moskiewskiego (warciańskiego) do początku ostatniego zlodowacenia stwarza pewne podstawy dla korelacji pierwszego interstadiału jioniońskiego z interstadiem górnowożańskim (A. I. Moskwitin, 1950, 1965; W. P. Griczuk, 1961) a prawdopodobnie i z interstadiem Amersfoort (H. Gross, 1958) tak, jak to uczyniła O. P. Kondratiene (1965). Zgodnie z danymi geologicznymi i palynologicznymi można wnioskować, że drugi interstadij jionioński mógłby odpowiadać interstadiowi Brørup. Przypuszczenie to osłabia jednak fakt, że drugi interstadij jionioński nie jest ostatecznie zdefiniowany, ponieważ jego profil w Jionionis nie jest pełny. Ponadto osady obu interstadiów nie są rozdzielone utworami morenowymi, a jedynie inną facją osadów tego samego zbiornika. Podobna sytuacja ma miejsce w przypadku stratotypów interstadiów górnowo-

łańskiego, Amersfoort i interstadiału Brørup. W oparciu o powyższe fakty można wnioskować, że w początkowym okresie ostatniego zlodowacenia na obszarze północnej części Niżu Europejskiego lądolodu nie było.

Materiały z obszaru Litwy nie pozwalają jeszcze na dokładniejsze omówienie stratygrafii i geochronologii środkowej części ostatniego zlodowacenia. Niektórzy autorzy zwracają coraz większą uwagę na profile w miejscowościach Purmaliai i Gwildzaj, gdzie występują osady, które mogą być młodsze od interglacjału miarkińskiego. W 1960 r. odwiercono tam trzy utwory, w których pod dwoma poziomami moreny przebito serię piaszczysto-ilastych osadów poziomo warstwowanych, z przewarstwieniami torfu, bądź silnie humusowych, droбноziarnistych piasków

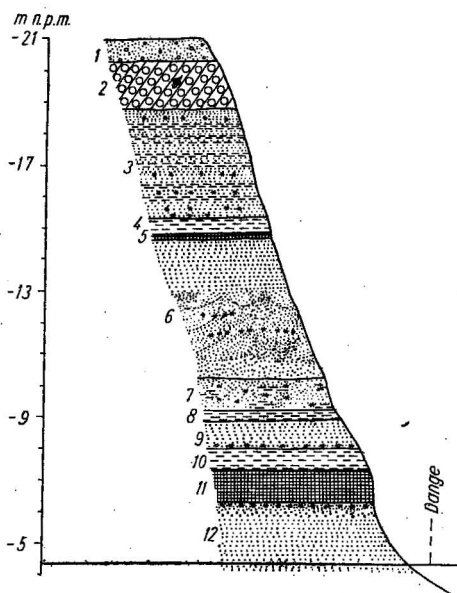


Fig. 4. Profil geologiczny odsłonięcia w Gwildzaj nad Dange koło Klaipėdy

Geological section at the exposure at Gwildzaj on Dange, near Klaipėda

1 — piaski ze żwirami, wodnolodcowe; 2 — glina zwałowa; 3 — piaski pylaste zastoiskowe, miejscami zlimonityzowane; utwory interstadiału Dange: 4 — ły; 5 — ły torfiaste; utwory stadialne: 6 — piaski różnoziarniste, przekątnie warstwowane, 7 — piaski gliniaste zlimonityzowane, 8 — mułki, 9 — piaski; utwory interglacjału miarkińskiego: 10 — mułki, 11 — gytie torfiaste, 12 — piaski różnoziarniste i drobnoziarniste, zastoiskowe

1 — glaci-fluvial sands with gravels; 2 — boulder clay; 3 — silty, partly limonitized, ice-dammed lake sands; formations of Dange Interstadial: 4 — clays, 5 — peaty clays; stadial deposits: 6 — variously grained, diagonally bedded sands, 7 — loamy, limonitized sands, 8 — silts, 9 — sands; formations of Miarkine Interglacial: 10 — silts, 11 — peaty gyttjas, 12 — variously grained and fine-grained, ice-dammed lake sands

z drobnymi szczątkami drewna. W odsłonięciach osady te przykryte są tylko jednym poziomem gliny zwałowej. Podobną fację osadów międzymorenowych stwierdzono w otworach wykonanych podczas kartowania geologicznego. Nie bacząc na pewne różnice w rozmieszczeniu roślinności drzewiastej w diagramach sporo-pyłkowych osadów międzymorenowych, pochodzących z wierceń, można przyjąć (jedynie na podstawie charakterystyki facjalno-strukturalnej), że cały kompleks osadów lagunowo-morskich powstał w interglacjale eemskim. Warunki późniejsze, jakie miały miejsce po interglacjale eemskim, nie są tu w pełni jasne. Pomocne może być odsłonięcie we wsi Gwildzaj (fig. 4). Pod jednym poziomem morenowym o zabarwieniu czerwono-brunatnym występują tam dwie warstwy silnie humusowych piasków droбноziarnistych z domieszką rozłożonego torfu niskiego. Warstwa górna (7÷12 cm miąższości) jest nieco cieńsza od dolnej (90÷120 cm). Obie warstwy rozdzielone są ukośnie warstwowanymi, przeważnie kwarcowo-skaliowymi, różnoziarnistymi piaskami, przeważnie kwarcowo-skaliowymi, różnoziarnistymi piaskami,

w dolnej części zażelazionymi, o miąższości do 4,5 m. Pod torfiastą i humusową warstwą dolną występują piaski różnoziarniste, miejscami z orszynem, stopniowo przechodzące ku dołowi w poziomo warstwowane piaski drobnoziarniste typu jeziornego. Piaski te występują również poniżej poziomu wody w rzece Dange, tj. poniżej 4 m n.p.m., przechodząc ku dołowi w mułki, które hipsometrycznie leżą już poniżej poziomu morza. Jak wynika z profili wierceń kartujących, osady te podścielone są poziomem morenowym, którego wiek — jak świadczy sytuacja geologiczna — nie może być starszy od zlodowacenia środkowopolskiego. Diagram sporowo-pyłkowy ponownie opracowany przez O. P. Kondratienę różni się od diagramu zamieszczonego w pracy W. K. Gudelisa (1961). Jest on pełniejszy, obejmuje bowiem zarówno dolną, jak i górną warstwę humusową i torfiastą. Pomimo że diagram ten, jak również i diagramy obejmujące inne profile otworów wiertniczych w tym rejonie, nie posiada klasycznych cech właściwych diagramom interglacjału eemskiego, to jednak jest on bliższy tym właśnie diagramom, aniżeli diagramom interglacjału holsztyńskiego. Brak w nim jodły tak charakterystycznej dla interglacjału lichwińskiego. W dolnej natomiast części diagramu Gwildźaj skład liściastych jest bardzo zbliżony do składu poziomu z *Quercetum mixtum* interglacjału eemskiego. Wątpliwe wydaje się, czy diagram ten można zestawiać z diagramami interglacjału mołogoszeksnińskiego, jak to był skłonny czynić A. I. Moskwitin (1965). Górna warstwa humusowa odsłonięcia w Gwildźaj nie ma nic wspólnego z dolną warstwą humusową występującą w tym profilu<sup>2</sup>. Obie warstwy rozdzielone są osadami piaszczystymi, nie zawierającymi szczątków organicznych, które powstały w warunkach klimatu chłodnego i nie są przykryte szatą roślinną. Późniejsze ocieplenie spowodowało powstanie górnej warstwy osadów humusowych. Dane palynologiczne dla tych osadów świadczą o występowaniu wówczas roślinności typowej dla borealnej strefy klimatycznej. Torf z otworu Puraliai I, odpowiadający dolnej warstwie profilu Gwildźaj, określony przy pomocy metody C<sup>14</sup> okazał się starszy od 35 000 lat, co sprawia, że miejsce „interstadiału Dange” w profilu stratygraficznym nie jest dotąd definitywnie rozstrzygnięte. Być może, zbliży nas do tego zagadnienia powtórne datowanie metodą C<sup>14</sup> obu warstw humusowych w profilu Gwildźaj, jakie zamierza się ukończyć w 1968 r. Natomiast wiek górnej moreny w tym profilu nie może być starszy od wieku gliny morenowej, jaką pozostawił łądolód środkowolitevski.

Bardziej ugruntowaną stratygrafię posiadają osady poczawszy od otworów stadiału grudaskiego (leszczyńskiego). Osady te znajdują swoje odbicie w rzeźbie jako twory marginalne i z nimi wiąże się zazwyczaj granicę maksymalnego zasięgu łądolodu niemeńskiego, inaczej północnopolskiego (W. K. Gudelis, 1958, 1961; A. Basalykas, 1965; P. P. Vajtiekunas, 1961, 1965 i in.), co przedstawiono na fig. 5.

W obszarze profili stratotypów — koło Miarkińie — morena przykrywająca osady interglacjału miarkińskiego (eemskiego) uważana jest zazwyczaj za morenę stadiału grudaskiego (leszczyńskiego). W południowej i południowo-wschodniej części Litwy znane są przekroje świadczące o trzech stadialnych poziomach morenowych, rozdzielonych dwo-

<sup>2</sup> Nowe badania wykonane w 1968 r. wykazały, że dolna warstwa humusowa w Gwildźaj nie zalega *in situ*.

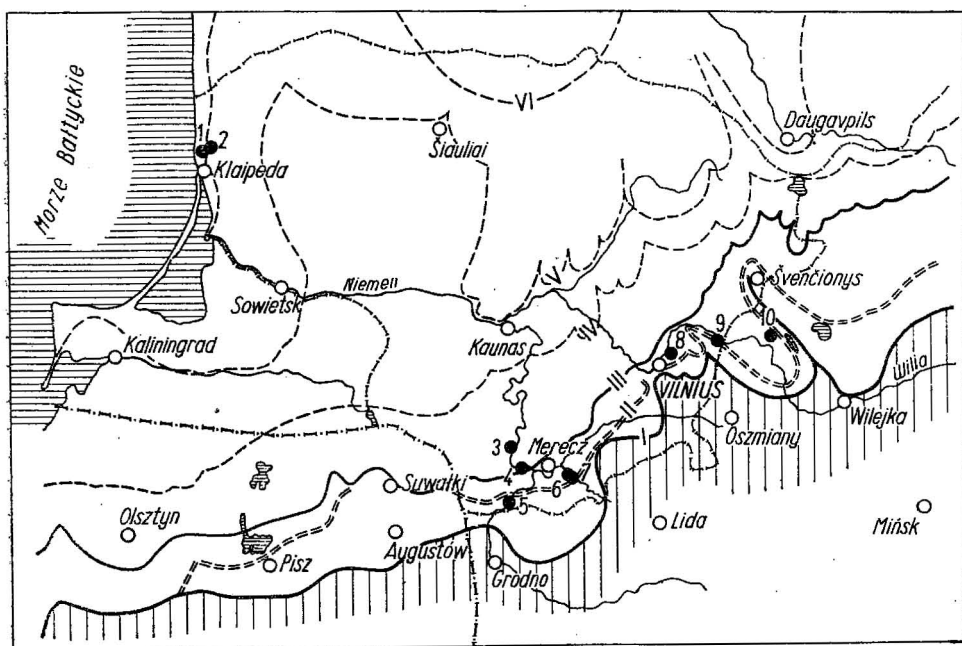


Fig. 5. Szkic rozmieszczenia stanowisk osadów interstadialnych, granic stadiów i faz ostatniego zlodowacenia na obszarze Litwy

Sketch of distribution of interstadial deposits, as well as of boundaries of stages and of phases of the last glaciation in the Lithuania area

Stanowiska interstadiu Dange: 1 — Purnaliai, 2 — Gwıldzaj; stanowiska interstadiów dolnej części zlodowacenia niemeńskiego: 4 — Jionionis; stanowiska interstadiu antawilskiego: 5 — Druskininkai, 8 — Antawiliaj, 9 — Bulwidzaj, 10 — Komaryszki; stanowiska interstadiu Uły: 3 — Kriksztonys, 6 — Manczagire, 7 — Zerwinos; granice stadiów: I — grudaskiego, II — żogłaskiego, III — auksztajskiego; granice faz: IV — południowolitewskiej, V — środkowolitewskiej, VI — północnolitewskiej

Localities of Dange Interstadial: 1 — Purnaliai, 2 — Gwıldzaj; localities of interstadials of the lower part of Neman Glaciation: 4 — Jionionis; localities of Antawiliaj Interstadial: 5 — Druskininkai, 8 — Antawiliaj, 9 — Bulwidzaj, 10 — Komaryszki; localities of Ula Interstadial: 3 — Kriksztonys, 6 — Manczagire, 7 — Zerwinos; boundaries of stages: I — Grudas Stage, II — Zoglas Stage, III — Aukstaj Stage; boundaries of phases: IV — South-Lithuanian phase, V — Middle-Lithuanian phase, VI — North-Lithuanian phase

ma interstadiami. Tego rodzaju profile występują w odsłonięciach w Antawiliaj, 13 km na północo-wschód od Wilniusa i w Bulwidzaj koło Druskininkai. W obu przypadkach są to odsłonięcia w dolinach rzecznych.

Stratotypem, od którego powstała nazwa interstadiu antawilskiego, jest odsłonięcie w Antawiliaj (fig. 6). Warstwa interstadialna w tym odsłonięciu wykształcona jest w postaci szarych mułków i piasków z warwowymi cechami uwarstwienia, o miąższości ponad 4 m. Warstwa ta leży na morenie, a przykryta jest residuami morenowymi. Spory i pyłki z Antawiliaj badane były już niejednokrotnie (O. P. Kondratienė, 1960; W. A. Czepulite, 1963a). Ich skład świadczy o interstadialnym charakterze osadów międzymorenowych. W. A. Czepulite (1963b) uważa nawet, że diagram pyłkowy tych osadów nosi cechy interglacjalne, ponieważ w spektrum sporowo-pyłkowym występuje pyłek drzew liściastych, jak *Quercus*, *Tilia*, *Corylus*, *Carpinus*, aczkolwiek bez jakiegokolwiek prawidłowości rozmieszczenia w profilu. Należy dodać, że część pyłków roślin-

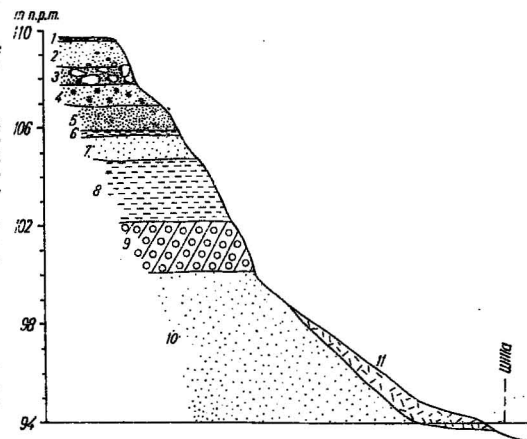
ności drzewiastej, zwłaszcza ciepłolubnej, znajduje się na wtórnym złożu; w każdym razie takiej możliwości nie wolno wykluczyć. Przemawia za tym facja osadów międzymorenowych. Odsłonięte warstwy świadczą o dawnym zbiorniku wodnym, który wypełniał się materiałem przeważnie mineralnego pochodzenia. Brak w profilu kopalnych warstw organicznych wskazuje na warunki klimatyczne nie sprzyjające rozwojowi roślinności termofilnej. Oprócz tego dolna morena, nad którą znajdują się warstwowane mułki, jest szeroko rozpowszechniona na wschód od Wilniusa, gdzie tworzy przewodni poziom stratygraficzny. W miejscowości Bulwidzaj morenę tę przykrywają osady interglacjalu miarkińskiego. Wynika stąd, że międzymorenowe osady antawilskie nie mogą być uznane za interglacjalne. Analogiczne warunki zalegania i borealny typ roślinności posiada również przekrój w Druskininkai (P. Vajtiėkunas, 1960, 1962).

Fig. 6. Profil geologiczny odsłonięcia w Antawilijaj koło Wilniusa

Geological section at the exposure at Antawilijaj near Vilnius

1 — gleba; 2 — piaski rzeczne; 3 — bruk (residua osadów stadiała żoėlaskiego); 4 — piaski zlimonityzowane; osady interstadiała antawilskiego: 5 — piaski zastolskowe, 6 — mułki, 7 — piaski drobnoziarniste, 8 — mułki wstęgowe, 9 — glina zwalowa stadiała grudaskiego, 10 — piaski zastolskowe, 11 — osady deluwialne

1 — soil; 2 — fluvial sands; 3 — pavement (residua of the Zoglas Stage deposits); 4 — limonitized sands; deposits of Antawilijaj Interstadial: 5 — ice-dammed lake sands, 6 — silts; 7 — fine-grained sands; 8 — varved silts; 9 — boulder clay of Grudas Stage; 10 — ice-dammed lake sands; 11 — talus deposits



Tak więc na podstawie geologicznej budowy profili, skąpej roślinności i faktu, że utwory marginalne stadiała auksztajskiego (pomorskiego) znajdują się na północ od tych profili, dolną morenę należy wiązać ze stadiałem grudaskim (leszczyńskim), a morenę górną, bądź jej rozmyte resztki ze stadiałem żoėlaskim, czyli poznańsko-dobrzyńskim. Dla ocieplenia, jakie miało miejsce pomiędzy tymi dwoma stadiałami, należy w przyszłości pozostawić nazwę interstadiała (interfazy?) antawilskiego (P. P. Vajtiėkunas, 1961, 1962, 1965).

Nalepiej udokumentowanym interstadiałem na Litwie jest bezwzrostkowo interstadiał Uły. Jego istnienie wskazano już 10 lat temu (W. K. Gudelis, 1958, 1961; O. P. Kondratienė, 1960, 1963, 1965; P. P. Vajtiėkunas, 1961, 1962, 1965). Osady tego wieku zbadane zostały w nie mniej niż 10 profilach na przestrzeni około 15 km w dolinie rzeki Uły i jej dopływów. Tworzą je utwory jeziorno-błotne, wykształcone w postaci torfu, słabo rozłożonego mchu, kredy jeziornej, a także silnie hu-



musowych mułków ilastych i sapropelu z dużymi skorupkami anodontów i innej malakofauny oraz z kawałkami drewna. Uła i jej dopływy przecinają piaszczystą równinę w południowo-wschodniej części Litwy, tworząc wielką lateralną pradolinę. Osady organiczne występują tu zazwyczaj w postaci przewarstwień o długości kilkudziesięciu do kilkuset metrów wśród serii piaszczystej; widoczna miąższość tej serii wynosi 20÷25 m. Część piasków, która przykrywa osady organiczne, jest ukośnie warstwowana i liczy 8÷15 m miąższości. W piaskach tych zdarzają się warstwy iłów zastoiskowych, bądź poziomo warstwowanych piasków drobnoziarnistych. Piaski do głębokości 2÷5 m są przewiane, a na ich powierzchni rozwinięte są pola wydmowe. Podobne cechy teksturalne, z wyjątkiem budowy eolicznej, posiadają piaski leżące pod utworami organicznymi. Są one nieco drobniejsze od piasków leżących wyżej. W miejscach występowania osadów organicznych brak jest osadów morenowych. Morena dolna występuje jedynie w dolnym biegu rzeki Uły w poziomie wody albo kilka metrów poniżej. Morena ta przykrywa miarkińskie osady interglacjalne w Mardasawas, Paszilinge i w innych sąsiednich miejscowościach. Górna część serii piaszczystej wykazuje bezpośredni związek z wodami roztopowymi lądolodu stadiału auksztajskiego i pod względem stratygraficznym odpowiada utworom marginalnym tego wieku (P. P. Vajtiėkunas, 1961, 1962, 1965; A. Basalykas, 1965). A zatem nie ulega wątpliwości, że piaski pokrywające warstwę organiczną i utwory marginalne stadiału auksztajskiego, rozciągające się kilka kilometrów na północ, są tego samego wieku. Podobna korelacja dla piasków podścielających osady organiczne jest mniej jasna. Można jednakże przypuszczać, że są one związane z utworami marginalnymi stadiału żoglańskiego (poznafsko-dobrzyńskiego). Szczątki osadów tego stadiału występują w postaci pagórków, zaspanych częściowo piaskami stadiału auksztajskiego, na co niejednokrotnie zwracano uwagę w literaturze (A. Basalykas, 1965; P. P. Vajtiėkunas, 1961, 1965; W. K. Gudelis, 1961).

Pod względem facjalnym warstwa organiczna dzieli się na osady starorzeczy i jezior. W osadach jeziornych o miąższości 2÷2,5 m zaznacza się wyraźna prawidłowość w pozycji poziomu torfiastego. Torf w postaci przeważnie nierozłożonego, sprasowanego mchu występuje zazwyczaj w dolnej części serii jeziornej. W torfie znajdują się duże, miejscami silnie sprasowane kawałki drewna. Ponad torfem leży margiel jeziorny; zazwyczaj jest to silniej humusowy mułek bądź sapropel z obfitą malakofauną. Profil serii jeziornej kończy się przeważnie ılem węglanowym i piaskami drobnoziarnistymi, nad którymi niezgodnie leżą stadiałne piaski. Powyższe następstwo warstw serii jeziornej świadczy o procesach krasu termicznego, jakie zachodziły przed optimum termicznym interstadiału.

Organiczne osady znad Uły zbadano palynologicznie w 7 stanowiskach, odległych od siebie od kilkuset metrów do paru kilometrów. Diagramy sporowo-pyłkowe świadczą o roślinności, na podstawie której można określić interstadialny charakter osadów organicznych (O. P. Kondratiene, 1963, 1965). Najpełniejszy oraz najbardziej charakterystyczny diagram otrzymano z osadów odsłaniających się na lewym, urwistym brzegu Uły we wsi Zerwinos (fig. 7). Zwraca tu uwagę fakt, że w ca-

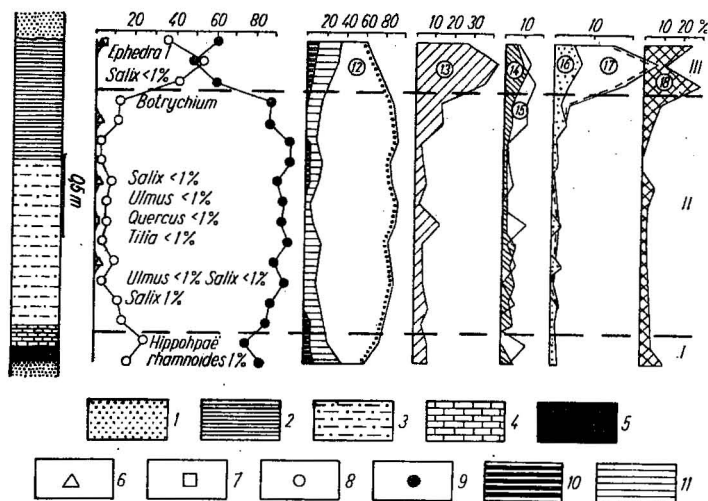


Fig. 7. Diagram pyłkowy interstadiu Uły w Zerwinos nad Ułą (wg O. P. Kondratienė, 1965)

Pollen diagram of Ula Interstadial at Zerwinos on Ula (according to O. P. Kondratienė, 1965)

1 — piaski; 2 — glina z humusem; 3 — il humusowy; 4 — kreda jeziorna; 5 — torf; 6 — *Picea*; 7 — *Alnus*; 8 — *Betula*; 9 — *Pinus*; 10 — *Betula nana*; 11 — *Betula humilis*; 12 — *Betula* (drzewa); 13 — procentowy udział pyłku nie drzew; 14 — *Cyperaceae*; 15 — *Gramineae*; 16 — *Chenopodiaceae*; 17 — *Artemisia*; 18 — procentowy udział spor; I, II, III — fazy rozwoju roślinności

1 — sands; 2 — loam with humus; 3 — humus clay; 4 — lake marl; 5 — peat; 6 — *Picea*; 7 — *Alnus*; 8 — *Betula*; 9 — *Pinus*; 10 — *Betula nana*; 11 — *Betula humilis*; 12 — *Betula* (trees); 13 — percentage of non-tree pollen grains; 14 — *Cyperaceae*; 15 — *Gramineae*; 16 — *Chenopodiaceae*; 17 — *Artemisia*; 18 — percentage of spores; I, II, III — phases of plant development

łym profilu przeważa pyłek roślin drzewiastych. Można więc stwierdzić, że podczas akumulacji warstw z Uły skład flory miał charakter leśny. Wśród drzewiastych przeważa pyłek *Pinus* (45÷95%) i *Betula* (4÷56%). Podrzedniejszą rolę odgrywają przedstawiciele *Alnus*, *Salix* i *Picea*. W silnie humusowych piaskach drobnoziarnistych występują przedstawiciele termofilnej roślinności leśnej (*Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*).

Zjawiskiem bardzo charakterystycznym i posiadającym cechy prawidłowości jest zwiększenie ilości roślin trawiastych na początku i u schyłku interstadiu i znaczne jej zmniejszenie podczas optimum — w środkowej części optimum. Według W. P. Griczuka (1963) w południowej części Litwy na początku interstadiu występowały niektóre formy właściwe florz peryglacjalnej, takie jak *Ephedra*, *Hippophaë rhamnoides* L., *Betula nana* Lk. i in. Pod koniec interstadiu Uły można zauważyć zmniejszenie się stopnia zalesienia obszaru i pojawienie się gatunków arktycznych, jak *Selaginella selaginoides* (L.) Lk., *Botrychium boreale* (Fv.) Mildė, a także brzoź krzewiastych — *Betula nana* Lk. i *B. humilis* Schrank. Takie stosunki pomiędzy poszczególnymi grupami szaty roślinnej pozwalają wnosić o zmianie warunków klimatycznych — od chłodnych do cieplejszych i pod koniec okresu ponownie do bardziej chłodnych.

Za odpowiedniki interstadiu Uły można uważać osady interstadiu somińskiego w północno-zachodniej części Równiny Rosyjskiej, w których to osadach — w ich części odpowiadającej optimum klimatycznemu — występują trzy kulminacje pyłku świerka (M. E. Wigdorczyk, D. B. Małachowski. E. Ju. Sammet, 1962). Nawiasem mówiąc, analogiczne kulminacje krzywej świerka, aczkolwiek mniej wyraźne, zaznaczają się również na diagramie stratotypu profilu Uły. Na podstawie powyższych danych można przypuszczać, że z interstadiem Uły związane było znaczne cofnięcie się lodu ku północy.

Obecnie możemy już z dużą dokładnością rozpatrywać bezwzględny wiek tego ważnego poziomu stratygraficznego. W. K. Gudelis (1961) korelował poziom Uły z interstadiem paudorfskim i ocenił wiek jego na 23 000÷30 000 lat. Obecnie dysponujemy pięcioma datami otrzymanymi metodą  $C^{14}$ , a dwukrotnie więcej próbek pobrano do powtórnych datowań. Datowaniu metodą radiowęglą poddano torf i drewno z dwóch odsłoneń. Wiek torfu zalegającego dolną część osadów jeziornych we wsi Zerwinos, określony w laboratorium moskiewskim wynosi  $16\ 260 \pm 640$  lat (Mo — 302; A. P. Winogradow, A. L. Dewirc i in., 1963). W laboratorium radiowęglowym Instytutu Geologicznego w Wilnie określono wiek tej samej warstwy na  $18\ 350 \pm 950$  lat (Vs-4; K. S. Szulija, W. Ju. Łujanias i in., 1967)<sup>3</sup>. Podobny sprasowany torf z odsłoneń we wsi Manczagire, 1,5 km poniżej nad Ułą, określony został w laboratorium wileńskim na  $17\ 340 \pm$  lat (Vs-5). Jeśli zgodzić się z tym, że datowanie moskiewskie wskazuje wiek zbyt młody, oraz że próbki pobierane były w różny sposób i w różnym czasie, to rzeczywisty wiek i długość interstadiu Uły są łatwiejsze do określenia. W każdym razie interstadiu Uły nie można korelować z ociepleniem paudorfskim. Profil Uły należy uznać jako stratotyp dla wydzielenia okresu interstadiu pomiędzy stadiem frankfurckim i pomorskim w północnej Europie. A zatem można się zgodzić z A. Cepekem (1965a), który na podstawie analizy materiałów geologicznych i datowań radiowęglą osadów w pradolinie łżyckiej wyraził pogląd, że stadiu brandenburski miał miejsce około 21 000÷20 000 lat temu.

Stratygrafia osadów leżących powyżej moreny stadiu auksztajskiego (pomorskiego) aż do okresu Bølling, natrafia na poważne przeszkody wobec braku osadów organicznych pomiędzy morenami fazy południowo-, środkowo- i północnoliteńskiej. Twory marginalne tych faz są już od dawna znane na obszarze Litwy i obecnie czynione są próby znalezienia utworów im odpowiadających w obszarach położonych na wschód i na zachód (W. K. Gudelis, 1958, 1961; P. P. Vajtiėkunas, 1961, 1965). Dzięki zastosowaniu metody radiowęglą udało się ostatnio określić wiek osadów organicznych występujących jedynie pomiędzy moreną środkowoliteńską i północnoliteńską. Są to osady humusowego iłu z przewar-

<sup>3</sup> W końcu 1967 r. uzyskano w laboratorium radiowęglowym w Tartu (Estońska SRR) dwie dalsze daty z profilu w Zerwinos, a mianowicie dla torfu i kawałka drewna (TA-125:  $12\ 160 \pm 120$  lat i TA-124:  $11\ 930 \pm 110$  lat). Na podstawie tych datowań R. Pirrus, Ja. M. Punning i in. (1967) poddali w wątpliwość doychczasowe określenie wieku osadów interstadiu Uły przypuszczając, że należą one mogą do Allerödu. W związku z tym należy jednak zauważyć, że autorzy ci nie wyjaśnili genezy wieńczących profil osadów piaszczystych, nie badali sytuacji geologicznej profilu i możliwości odmłodzenia wieku osadów współczesnym izotopem węgla.

Tabela stratygraficzna neoplejstocenu Litwy i Polski

Tabela 1

Stratygrafia neoplejstocenu Litwy (wg P. P. Vajtiakunasa)			Stratygrafia neoplejstocenu Polski (wg E. Rühlego, 1965)	
Stadiały i inter- stadiały	Jednostki drobniej- sze	Wiek wg C <sup>14</sup>	Stadiały, interstadiały, fazy, interfazy	
	Poziom górnego dryasu		Młodszy dryas	
	Poziom Allerød	11 200 ± 340 11 500 ± 430	Interstadiał Allerød	
	Poziom środkowe- go dryasu		Starszy dryas	
	Poziom Bølling	12 260 ± 160 12 715 ± 315	Interstadiał Bølling	
	poziom pół- nocnoliteński		faza pomorska	
	poziom rau- niski*	13 250 ± 150 13 390 ± 500		
	poziom środ- kowliteński			
	?			
	poziom po- łudniowo- liteński			
stadiał auksztajski	złodowacenie niemieńskie		złodowacenie północnopolskie stadiał główny	
interstadiał Uły		16 260 ± 640 17 340 ± 840 18 350 ± 950		interstadiał mazurski
stadiał żoglaski (?)				faza poznańsko-dobrzyń- ska
interstadiał anta- wilski				interfaza
stadiał grudaski				faza leszczyńska
Dange? (górna część profilu)		>35 000		faza wczesna Paudorf
drugi interstadiał Jionionis				interstadiał Brørup
stadiał?				stadiał szczeciński
pierwszy interstadiał Jionionis				
stadiał?				
interglacjał miarkiński		interglacjał eemski		

\* Dla obszaru Łotwy

stwieniami stagnowych mchów, występujące w odsłonięciu nad rzeką Raunis na Łotwie (A. S. Sawwaitow, W. Ja. Stelle, M. Ja. Krukle, 1964). Datowanie radiowęglem szczątków roślinnych określiło ich wiek na  $13\,390 \pm 500$  lat (Mo-296; A. P. Winogradow, A. L. Dewirc i in., 1963). Podobną datę dla mchu z tego samego profilu otrzymał w 1967 r. M. Punning<sup>4</sup>. Wynosi ona  $13\,250 \pm 150$  lat. Daty te pozwalają na przybliżone określenie wieku moreny fazy północnolitewskiej. Ponieważ profil w Raunis znajduje się około 10 km na północ od zewnętrznej północnolitewskiej strefy marginalnej, położonej na południowo-wschodnich zboczach Wyżyny Widzemskiej, przeto czas powstania moreny tego wieku w obszarze maksymalnego zasięgu lądolodu może być określony na  $13\,100 \div 13\,000$  lat.

Na terytorium Litwy występują również warstwy Bølling i Allerød od dawna wydzielone w Europie głównie na podstawie badań sporowo-pyłkowych i datowań metodą radiowęgla. Jednakże wśród autorów litewskich brak jest jednolitego poglądu na temat pozycji stratygraficznej tych osadów. W. K. Gudelis (1961) reprezentuje odosobnione stanowisko, według którego holocen jako epoka rozpoczyna się bezpośrednio powyżej moren pomorskich. W takim przypadku warstwy Bølling i Allerød należałyby już do holocenu. Zgodnie z panującą tradycją osady powyższe zazwyczaj umieszcza się w późnym glacialu. Niektórzy badacze wyrażają poglądy o zaliczeniu do początku holocenu jeśli nie osadów Bølling, to w każdym razie osadów Allerød, ponieważ już od Allerødu roślinność Litwy nabrała współczesnego charakteru (M. W. Kabajlene, 1965). Osady Bølling i Allerød są na obszarze Litwy zbadane bardzo szczegółowo metodą palynologiczną i przy pomocy analizy okrzemek. Są one również wielokrotnie datowane przy pomocy radiowęgla (tab. 1).

Przedstawiony w artykule materiał pozwala na zestawienie stratygraficznego podziału neoplejstocenu Litwy i na przeprowadzenie korelacji z odpowiednimi podziałami dla obszaru Polski (tab. 1).

Wileński Uniwersytet Państwowy  
im. W. Kapsulskasa  
Katedra Geologii i Mineralogii  
Vilnius, Ciurkonio gat. 21/27  
Nadesłano dnia 30 listopada 1967 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ANDERSEN S. T., de VRIES H., ZAGWIJN W. (1960)—Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. *Geol. Mijnb.*, 39, p. 38—42. Leiden.
- BASALYKAS A. (1965) — Lietuvos TSR fizine geografija. 2. Leidykla „Mintis”. Vilnius.
- CEPEK A. (1965a)—Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. *Geologie*, 14, nr 5/6, p. 625—657. Berlin.
- CEPEK A. (1965 b)—Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland. W monografii: „Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik”. Akademie-Verlag. Berlin.

<sup>4</sup> Informacja ustna, za którą autor serdecznie dziękuje.

- GROSS H. (1958) — Die bisherigen Ergebnisse von  $C^{14}$ -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 9, p. 155—187. Öhringen.
- GROSS H. (1964) — Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 15, p. 187—198. Öhringen.
- GUDELIS V. (1958) — Velyvojo kvartero stratigrafijos paleogeografijos klausimai Europoje ir Siaures Amerikoje naujaisiais duomenimis. *Geografinis metraštis*, 1, p. 154—175. Vilnius.
- KONDRATIENE O. P. (1960) — Interglacial and interstadial deposits of Lithuania. *Collectanea Acta Geologica Lithuanica*, p. 205—208. Vilnius.
- MOJSKI J. E. (1965) — Niektóre problemy stratygrafii Niżu Polskiego i obszarów sąsiednich po VI Międzynarodowym Kongresie INQUA. *Biul. Inst. Geol.*, 187, p. 25—84. Warszawa.
- RÜHLE E. (1965) — Najważniejsze kierunki badań czwartorzędu Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 187, p. 5—24. Warszawa.
- VAJTIKUNAS P. P. (1960) — Main features of the structure of Quaternary (Antropogenic) deposits in Lithuania. *Collectanea Acta Geologica Lithuanica*, p. 185—195. Vilnius.
- VAJTIKUNAS P. P. (1962) — Lietuvos teritorijos regionine padėtis pleistocenini apledejimu srityje. *Lietuvos TSR Aukstuju Mokyklų Mokslo Darbai. Geografija ir geologija*, 1, p. 183—199. Vilnius.
- WOLDSTEDT P. (1958) — Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 9, p. 151—154. Öhringen.
- WOLDSTEDT P. (1960) — Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11, p. 148—165. Öhringen.
- WOLDSTEDT P. (1966) — Der Ablauf des Eiszeitalters. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 17, p. 153—158. Öhringen.
- ВАЙТЕКУНАС П. П. (1961) — Строение и некоторые вопросы стратиграфии плейстоценовых отложений Литовской ССР. Автореферат канд. диссертации. Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П. (1965) — Стадиальность оледенения в Южной Прибалтике и структурно-фаунальные особенности стадийных и межстадийных образований. „Краевые образования материкового оледенения“, стр. 195—208. Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П. (1967) — Достижения стратиграфии плейстоцена Литвы после регионального совещания геологов Прибалтики и Белоруссии. Материалы научной юбилейной конференции естественного факультета ВГУ, стр. 99—102. Вильнюс.
- ВАЙТЕКУНАС П. П., ШПОКАУСКАС А. (1966) — Дополнительные геолого-минералогические данные к маржинским разрезам. *Научные труды Высших учебных заведений Литовской ССР, География*, 4, стр. 153—176. Вильнюс.
- ВИГДОРЧИК М. Е., МАЛАХОВСКИЙ Д. В., САММЕТ Э. Ю. (1962) — О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР, Сборник статей, стр. 5—33. Ленинград.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г. (1963) — Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . *Сообщение 4. Геохимия*, № 9, стр. 795—811. Москва.



- ЦАПЕНКО М. М., МАХНАЧ Н. А. (1959) — Антропогеновые отложения Белоруссии. Изд. АН БССР. Минск.
- ЧЕБОТАРЕВА Н. С. (1962) — Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР. Труды Комиссии по изуч. четв. периода, 19, стр. 148—169. Москва.
- ЧЕПУЛИТЕ В. А. (1963 *a*) — К вопросу стратиграфического расчленения четвертичных отложений окрестностей г. Вильнюс. Труды АН Литовской ССР, сер. Б, 3 (34), стр. 53—86. Вильнюс.
- ЧЕПУЛИТЕ В. А. (1963 *b*) — Данные о неравномерном распределении пылицы в озерных образованиях ресс-вюрмского межледниковья. Вопросы геологии Литвы, стр. 497—515. Вильнюс.
- ГРИЧУК В. П. (1961) — Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: „Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины”, стр. 25—71. Изд. АН СССР. Москва.
- ГУДЕЛИС В. К. (1961) — Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного (антропогенового) периода Литвы. Pr. Inst. Geol., 34, cz. 1, p. 423—497. Warszawa.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В. (1965) — Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена. В кн.: „Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы”, Труды Института геологии, вып. 2, стр. 302—335. Вильнюс.
- КИНД Н. В. (1966) — О подразделении вюрма-висконсина. В кн.: „Верхний плейстоцен”, стр. 66—73. Изд. „Наука”. Москва.
- КОНДРАТЕНЕ О. П. (1963) — Межстадиальные отложения последнего оледенения в долине р. Ула. Труды АН Литовской ССР, сер. Б, 3 (34), стр. 41—51. Вильнюс.
- КОНДРАТЕНЕ О. П. (1965) — Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных. В кн.: „Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-восточной Литвы”, Труды Института геологии, вып. 2, стр. 189—261. Вильнюс.
- МАРКОВ К. К., ЛАЗУКОВ Г. И., НИКОЛАЕВ В. А. (1965) — Четвертичный период, ч. I, Изд. Московского университета. Москва.
- МОСКВИТИН А. И. (1950) — Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. Изд. АН СССР. Москва.
- МОСКВИТИН А. И. (1954) — Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, стр. 20—50. Москва.
- МОСКВИТИН А. И. (1965) — Плейстоцен Европейской части СССР. Изд. „Наука”. Москва.
- ПИРРУС Р., ПУННИНГ Я. М., РАУКАС А., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. (1967) — Абсолютный возраст и стратиграфическое положение уласких межстадиальных отложений Юго-восточной Литвы. Известия АН Эстонской ССР, 16, Химия-геология, № 2, стр. 156—161. Таллин.
- ПОСЛЕДНИЙ ЕВРОПЕЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ (1965) — Изд. „Наука”. Москва.
- САВВАЙТОВ А. С., СТЕЛЛЕ В. Я., КРУКЛЕ М. Я. (1964) — О стратиграфическом расчленении отложений валдайского оледенения на территории Латвийской ССР. Вопросы четвертичной геологии, 3, стр. 183—201. Рига.
- ШУЛИЯ К. С., ЛУЯНАС В. Ю., КИБИЛДА З. А., ГЕНУТЕНЕ И. К. (1967) — Датирование по радиоуглероду террас р. Ула Литовской ССР. Докл. АН СССР, 175, № 1, стр. 167—170. Москва.

Петрас ВАЙТЕКУНАС

## ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЛИТВЫ

## Резюме

Мореновые отложения последнего (неменского, северопольского) оледенения на территории Литвы характеризуются самым обычным залеганием. Однако, их мощность и строение различны (фиг. 1). Мореновый покров последней ледниковой эпохи обычно отделен от подобного мезоплейстоценового покрова слоем флювигляциальных и лимногляциальных отложений, а также серией озерно-болотных осадков ээмского интергляциала. В настоящее время имеется свыше 30 разрезов этого возраста, палинологически охарактеризованных. Интергляциальные отложения представлены в основном континентальной фацией, образовавшейся в результате зарастания интергляциальных озер, речных стариц и болот. Большая часть разрезов, характерных для ээмского интергляциала, находится вблизи деревни Мяркине на юге Литвы. Этот район является стратотипом для выделения интергляциального горизонта в региональном стратиграфическом плане Литвы. По названию деревни получил свое наименование мяркинский интергляциал (О. П. Кондратиене, 1965; П. П. Вайтекунас, 1966, 1967).

Более трудной проблемой является разделение осадков последней на территории Литвы ледниковой эпохи. Литовские авторы склонны делить эту эпоху на стадиалы. Результаты обработки разрезов скважин в районе Мяркине дают возможность определить, что после исчезновения материкового льда московского (Варты) оледенения, в районе Ионёнис, Максимонис, Нятесос и Пашилинчи на юге Литвы образовалось обширное озеро, в котором происходила непрерывная седиментация осадков в течение полного интергляциала и в начале неменского оледенения. Палинологические исследования разреза в Ионёнис показали, что в верхней его части отмечаются два отепления интерстадиального типа. Они имели место после окончания ээмского интергляциала (фиг. 2 и 3). Первое отепление названо (О. П. Кондратиене, 1965) первым ионёнским интерстадиалом, а второе — вторым ионёнским интерстадиалом. Первый интерстадиал известен полностью, а от второго сохранилась только нижняя часть осадков. Отложения этих интерстадиалов не перекрыты и не подстилаются моренами. Это свидетельствует о том, что в первом периоде последнего оледенения территория Литвы находилась в перигляциальных условиях.

Дальнейшая история последнего оледенения близка к процессу средневюрмского интерленигляциала в понятии Г. Гросса (1964) и пока подробно не исследована. До сих пор не выяснены стратиграфические условия „интерстадиала Данге” в понятии В. П. Гуделиса (1961). Более обоснованной является стратиграфия слоев позднейшей части последнего оледенения. На основании данных с территории Литвы определено, что эта часть начинается осадками стадиала грудасского (лешинского, брандебургского). Опираясь на результаты стратиграфических, палинологических, геоморфологических исследований, на датирование методом радиоактивного угля и др., в этом периоде определения можно выделить три стадиала: грудасский, жогласский и аукштайский, вероятно, соответствующие стадиалам бранденбургскому, франкфуртскому и поморскому в западной Европе, а также два интерстадиала: антавилский и Улы. Кроме того в Литве подробно изучены осадки интерфаз Бэллинг (Bølling) и Аллерэд (Allerød). Стратиграфическое расчленение неоплейстоцена Литвы представлено в таб. I.

Petras VAJTEKUNAS

**STRATIGRAPHICAL PROBLEMS OF NEOPLEISTOCENE  
IN LITHUANIA**

## Summary

The moraine deposits of the last (Neman, North-Polish) glaciation in the area of Lithuania are characterized by their common occurrence. However, their thickness and structure are various (Fig. 1): As a rule, the moraine cover of the last Glacial Epoch is separated from the similar Mesopleistocene cover with a bed of fluvio-glacial and limnological deposits as well as with a series of lacustrine-marshy deposits of Eemian Interglacial. The amount of the sections of this age characterized palynologically exceeds 30. For the most part, the interglacial deposits are developed in continental facies due to the overgrowing of interglacial lakes, dead channels and marshes. The sections characteristic of the Eemian Interglacial are most frequently found in the vicinity of the village Miarkinie, in the southern area of Lithuania. This region is a stratotype as concerns determination of the interglacial horizon in the regional stratigraphical scheme of Lithuania. The name of the Miarkinie Interglacial was taken from the name of this village (O. P. Kondratiene, 1965, P. Vajtekunas, 1967).

A subdivision of the deposits belonging to the last Glacial Epoch in Lithuania is highly difficult. The Lithuanian authors lean towards the subdivision of this epoch into stages. The results of the examinations of drill sections in the vicinity of Miarkinie allow us to state that after the withdrawal of the inland ice of the Moscow (Warta) Glaciation, a large lake was formed in the vicinity of Jionionis, Maksimonis, Niatiesos and Paszylingi in South Lithuania. During the whole interglacial time, and at the beginning of the Neman Glaciation, a continuous sedimentation took place in the lake. Palynological examinations of the section at Jionionis have demonstrated that two warming periods of interstadial type are expressed in the upper part of its deposits. These took place after the Eemian Interglacial (Figs. 2 and 3). The first warming period was called the first Jionionis Interstadial (O. P. Kondratiene, 1965), and the second one — the second Jionionis Interstadial. The first interstadial is known in its whole sequence, whereas only the lower part of the deposits has been preserved within the second interstadial. The deposits of these interstadials are neither overlain, nor underlain with moraines. This is an evidence of the fact that at the beginning of the last glaciation the area of Lithuania was under periglacial conditions.

According to H. Gross (1964), the further history of the last glaciation is approximate to the course of the Middle-Würm Interpleniglacial, but so far has not precisely been examined. The stratigraphical situation of the "Dange Interstadial" (according to W. P. Gudelis, 1961) has not yet been explained, whereas the stratigraphy of the strata from the later part of the last glaciation seems to be much more substantiated. According to the data taken from the area of Lithuania, this part begins with the deposits of the Grudas (Leszno, Brandenburg) Stage. Stratigraphic, palynologic and geomorphologic data, as well as  $C^{14}$  method allow us to subdivide this period of glaciation into three stages, i.e.: Grudas, Zoglas and Aukshtey Stages as the probable equivalents of the Brandenburg, Frankfurt and Pomerania Stages in West Europe, and into two interstadials: Antavil and Ula Interstadials. Moreover, both Bølling and Allerød Interphases are well known in Lithuania. The stratigraphic subdivision of the Neopleistocene of Lithuania is presented in Tab. 1.