

Jan DYLIK

Najstarszy „interstadią” ostatniego piętra zimnego w Polsce (amersfoort)

PODZIAŁ CHRONOLOGICZNY I STRATYGRAFICZNY ORAZ TERMINOLOGIA

Słuszna jest opinia H. Grossa (1966), że ostatnie sto tysięcy lat są przedmiotem większego i różnorodniejszego zainteresowania niż miliony starszych dziejów geologicznych. Trzeba się również zgodzić ze zdaniem tego autora o licznych mimo wszystko brakach w poznaniu, które wynikają z niedostatku badań zespołowych i z ograniczania się do wniosków opartych na jednostronnie stosowanych metodach. Należy dodać, że poznanie plejstocenu, a w szczególności jego ostatniego piętra jest obciążone licznymi nieporozumieniami wynikającymi z różnorodnych przyczyn, a między innymi — może nawet przede wszystkim — z zasiedziałości pewnych już dzisiaj historycznych poglądów i z nie zawsze dostatecznie rozległego horyzontu widzenia rozważanych zagadnień.

Szczególnie jaskrawe są nieporozumienia terminologiczne, które często są wyrazem osobliwego, ale bardzo pospolitego zjawiska. Obserwuje się mianowicie, że nawet wybitni uczeni, którzy nie szczędzili trudu w prowadzeniu badań wykonanych bardzo sumiennie, wykazują nieraz dziwną beztroskę w przedstawianiu wyników i w posługiwaniu się terminami. Wielu autorów np. nazywa okresami jednostki tego rzędu co *günz*, *mindel*, *riss* i *würm*, choć powszechnie wiadomo, że cały plejstocen ma rangę załedwie epoki, i że terminem okres można oznaczyć najwyższej czwartorzęd (R. F. Flint, 1961, 1965). Jednostki niższego rzędu niż czwartorzęd są wiekami lub piętrami.

Terminy stosowane dla jednostek jeszcze niższego rzędu są również obciążone nieporozumieniami, które w tym przypadku wyrosły na tle historycznym; zamiast terminów stosowanych w podziałach starszych okresów lub systemów geologicznych, jak *subage*, *substage*, *sous-âge*, *sous-étage* lub doba i poziom, używa się powszechnie terminów stadiał i interstadiął. Jest to niewątpliwie dziedzictwo dawnych poglądów, wedle których plejstocen był epoką glacialną, a każdy jego zimny wiek „okresem glacialnym” lub „glaciałem”. Wystarczy tutaj, z jednej strony, przytoczyć błyskotliwe, ale pełne zdrowej myśli zdanie R. A. Daly (1929), że dla ge-

ologicznie myślącego pingwina współczesna Antarktyda jest w okresie glacialnym, a z drugiej, że Francja czy Belgia nigdy w plejstocenie nie były zlodowacone, choć na jednym i drugim obszarze zachodziło wiele zjawisk uwarunkowanych mroźnym klimatem. Zaznaczone przykłady uzasadniają myśl o kompleksie glacialnym istniejącym w naszej wiedzy o plejstocenie i niewątpliwie zaciemniającym jego poznanie. Do tej sprawy autor zamierza powrócić na innym miejscu, ograniczając się obecnie do stwierdzenia, że „glacjały”, „interglacjały”, a przede wszystkim „stadiały” i „interstadiały” wynikają z tego kompleksu.

Pojęcie stadiału w rozumieniu substage wiąże się nieodłącznie z pojęciem interstadiału. Jednakże termin stadiał jest używany również dla oznaczenia dłuższego postoju lodowca, jak to jeszcze ma miejsce w wyróżnianiu tzw. stadiałów: leszczyńskiego, poznańskiego i pomorskiego, co oczywiście nie przysparza większej jasności i ścisłości terminologicznej.

Istnieją dwie główne grupy poglądów na przebieg zmian klimatycznych w ostatnim wieku zimnym, a w konsekwencji — na podział tego piętra i jego terminologię. Inicjatorami tych różnych poglądów byli W. Soergel i A. Penck.

W. Soergel (1919) sądził, że zmiany klimatu odbywały się niejednolicie i że würm składał się z trzech części zimnych, które oznaczył jako würm I, würm II i würm III. Myśl tę podchwycił F. Zeuner (1959), powiązał system Soergela z krzywą radiacyjną Milankowicza dla ostatnich 100 000 lat i upowszechnił. Jak stwierdził H. E. Wright (1961) w sumiennym i jasnym przeglądzie opinii o klimacie Europy w późnym plejstocenie, system Soergela-Zeunera jest stosowany przede wszystkim przez archeologów do interpretacji osadów jaskiniowych. Ta grupa poglądów była rozbudowywana w ostatnich latach na drodze szczegółowych badań profilów lessowych w Czechosłowacji (F. Prošek, V. Ložek, 1967), w Austrii (K. Brunnacker, 1956). Na tym stanowisku stoi wielu autorów w różnych krajach, a przede wszystkim H. Gross (1956, 1958, 1959, 1966).

A. Penck (1922) natomiast zainicjował pogląd, że w czasie würmu panował jeden cykl klimatyczny z małymi fluktuacjami, które miały miejsce — jak sądził Penck — podczas odwrotu lodowców. Za jednością klimatyczną ostatniego piętra zimnego wypowiada się chyba większość geografów i geologów, a przede wszystkim J. Büdel (1953, 1960), K. Brunnacker (1956), J. Fink (1959), H. Graul (1952) i P. Woldstedt (1958).

Sprawdzeniem poglądów są badania würmu ze względu na intensywność różnic klimatycznych, zwłaszcza termicznych, pomiędzy poszczególnymi „stadiałami” i „interstadiałami”. Nie można lekceważyć znaczenia świadectwa „stadiałów”, których doniosłość podkreślano na innym miejscu (J. Dylik 1961a, 1961b, 1967). Niewątpliwie jednak przede wszystkim wyniki badań „interstadiałów” dają najlepszą podstawę opinii o generalnej jednolitości lub wielocłonowości ostatniego wieku zimnego. Decydujące znaczenie dla poglądu w tej sprawie ma rozmieszczenie „interstadiałów” w czasie trwania omawianego piętra i wielkość ich amplitud termicznych.

Największą trudność w uzyskaniu rozwiązania stanowiły do niedawna uderzające różnice w poznaniu „interstadiałów” w różnych krajach, a przede wszystkim w północno-zachodniej Europie, w Danii, Holandii

i Wielkiej Brytanii — z jednej strony, a z drugiej — w Europie Środkowej, zwłaszcza w południowych Niemczech, w Austrii i w Czechosłowacji.

W NW Europie wyróżniono 4 „interstadiały” rozmieszczone symetrycznie w stosunku do osi czasu ostatniego piętra zimnego, a mianowicie alleröd i bölling w schyłkowej części tego piętra oraz amersfoort i brörup we względnie bliskim sąsiedztwie eemu. Omawiane „interstadiały” są zbada- dane szczegółowo i wyczerpująco na podstawach palynologicznych, pedologicznych oraz w oparciu o analizę osadów mineralogicznych. Wszystkie te „interstadiały” posiadają znakomite i bardzo liczne datowania bezwzględne uzyskane metodą C¹⁴.

W Środkowej Europie natomiast niemal do ostatnich czasów wyróżnia- no wyłącznie göttweig i paudorf, z których żaden nie miał odpowiednika w „interstadiach” wyróżnionych w NW Europie. Istota różnicy nie po- legała więc na różnych nazwach, ale była to różnica merytoryczna. W obydwu omawianych obszarach stwierdzono „interstadiały” różne ze względu na ich pozycję chronologiczną i na właściwe im cechy klima- tyczne.

Stwierdzenie tej różnicy skłaniało niejednokrotnie do zastanowienia się nad jej przyczyną. Nasuwały się wobec tego alternatywy: albo każdy z wspomnianych obszarów posiadał w plejstocenie odrębny przebieg zmian klimatycznych, albo też zagadnienia „interstadiów”, zwłaszcza starych i najstarszych, nie zostały w jednakowym stopniu poznane w jed- nej lub w drugiej grupie wymienionych krajów. Była wreszcie trzecia możliwość, a mianowicie, że w żadnej z tych grup zaawansowanie w po- znaniu „interstadiów” nie osiągnęło wystarczającego poziomu. Rozwój badań w latach ostatnich aż po 1967 r. wykazał dostatecznie jasno, że słuszna jest właśnie trzecia z wymienionych alternatyw. Stało się to w rezultacie postępu badań zarówno w Środkowej Europie, zwłaszcza w Austrii, Czechosłowacji i w Polsce, jak też w NW Europie, a przede wszystkim w Holandii.

W przeciwieństwie do „interstadiu” paudorf, który nigdy nie na- stręcał poważniejszych zastrzeżeń¹, źródłem kłopotów, licznych dyskusji i nieporozumień był göttweig. Pojęcie „interstadiu” göttweig wprowa- dzone przez F. Zeunera (1954) było przedmiotem żartowych dyskusji przez lat niespełna 30. Wreszcie sprawa jego wieku, a w konsekwencji jego skreślenie z listy „interstadiów” została przesądzona na podstawie da- towania C¹⁴ dokonanego w Groningen (J. Fink, 1962, 1964a). Zgodnie z daw- nymi poglądami G. Götzingera (1936) stwierdzono eemski wiek domnie- manego „interstadiu”. Stillfried A względnie PK III zawiera w spągu brunatną glebę eemską, podczas gdy wyżej położone gleby humusowe reprezentują wahnięcia wczesnowürmskie amersfoort i brörup (J. Fink, 1964b; V. Ložek, 1964; K. Valoch, 1967).

Również i H. Gross (1966) zgodził się z faktem likwidacji „interstadia- hu” göttweig, skoro gleba kopalna w samym Göttweig, w spągowej części

¹ Ostatnio K. Valoch (1967) zakwestionował paralelizację paudorf z Stillfried B i w kon- sekwencji zaproponował zarzucenie terminu „paudorf” na rzecz Stillfried B. Uzasadnienie opiera na wieku bezwzględnym i na charakterze gleb kopalnych. Strop gleby kopalnej w samym Paudorf jest datowany na 30 000 lat, gdy Stillfried B mieści się w granicach 26 000 — 28 000 lat wstecz od chwili obecnej. Gleba typu paudorf powstała w dogodniejszych warunkach klima- tycznych niż gleba typu Stillfried B.

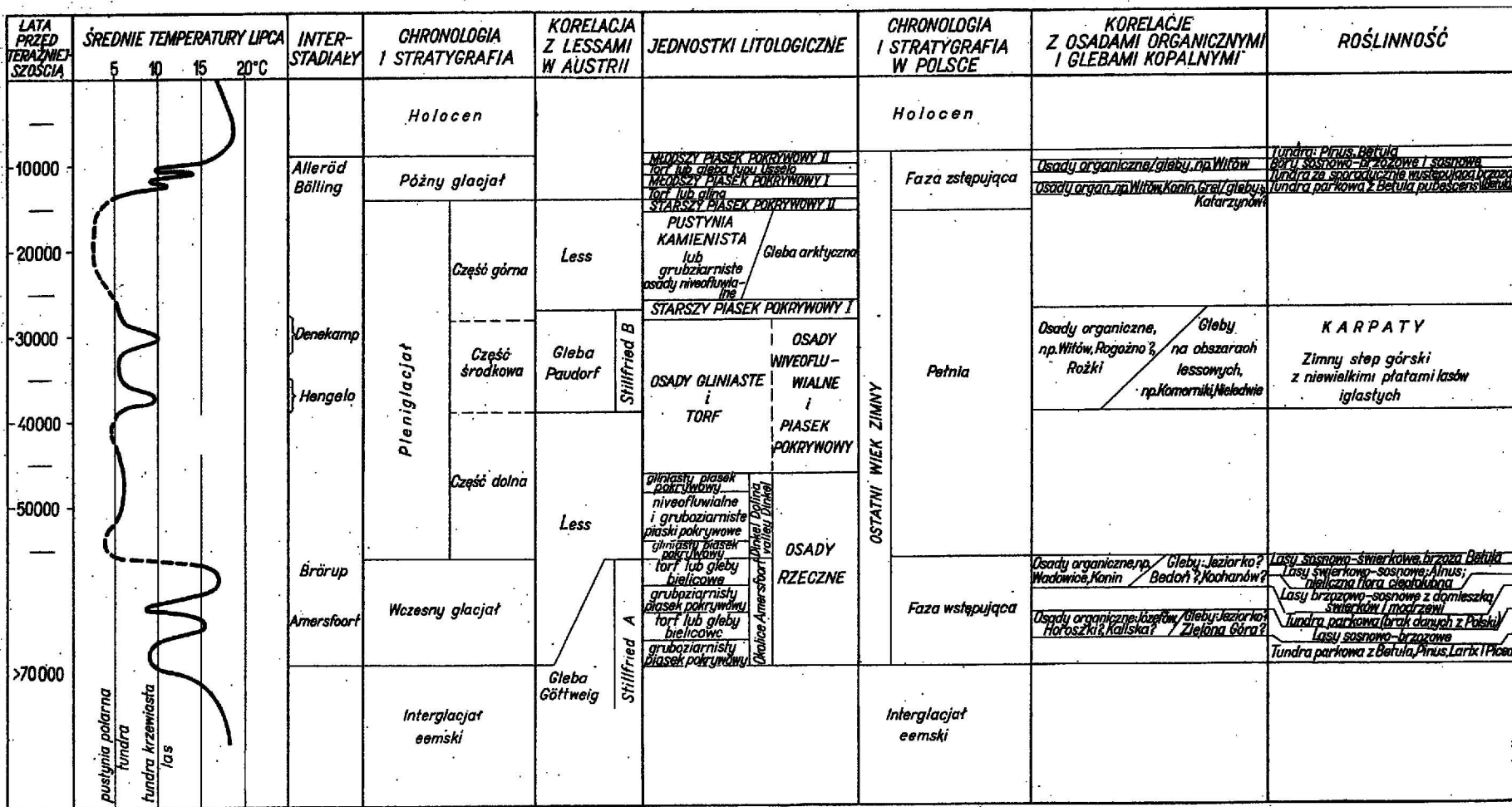


Fig. 1. Stratygrafia, chronologia i paleogeografia ostatniego wieku zimnego w Holandii, Austrii i Polsce (wg Van Der Hammena i in., 1967; A. Srodonia, 1960, 1967; W. Koperowej, 1962; K. Wasylkowej, 1964; J. Jersaka, 1965; B. Manikowskiej, 1966 oraz badań własnych autora)

Stratigraphie, chronologie et paléogéographie du dernier âge froid aux Pays Bas, en Autriche et en Pologne. D'après Van Der Hammen et al., 1967; les données concernant la Pologne d'après l'auteur et A. Srodoń, 1960, 1967; W. Koperowa, 1962; K. Wasylkowa, 1964; J. Jersak, 1965; B. Manikowska, 1966

Stillfried A i w innych miejscowościach należy, jak niezbicie stwierdzono, do eemu. Nie zrezygnował natomiast H. Gross ze swego poglądu o istnieniu „wielkiego interstadiu” (*Grossinterstadial*), który proponuje nazywać *Mittelwürm-Hauptinterstadial* lub *Interstadial-Komplex*, przesuując czas jego występowania w górę — od 47 000 do 31 000 lat B.P.

Ostatnio dokonano doniosłych odkryć w Holandii, gdzie wypełniono lukę między interstadiami brörup i bölling, przybliżając w ten sposób system stratygraficzny NW Europy do systemu środkowo-europejskiego. Może nie będzie przedwczesna opinia, że praca Van Der T. Hammena, G. C. Maarleveld, J. C. Vogela i W. H. Zagwijn (1967) przynosi rozwiązanie problemu przebiegu zmian klimatycznych podczas ostatniego wieku zimnego, co jest równoznaczne z ustaleniem jego podziału. Odkryto w Holandii dwa nowe interstadiały: Hengelo datowane na czas 32 000—29 000 lat B.P. i Denekamp, 32 000—29 000 lat B.P. Van Der Hammen et al. (1967) obejmują je wspólną nazwą „Interpleniglacial”, który to koreluje się z Paudorf lub Stillfried (B. Autorzy opracowali nową krzywą średnich temperatur lipca poczynając od optimum klimatycznego ostatniego „interglacjalu” do chwili obecnej. Oparli się przy tym na interpretacji poszczególnych „interstadiułów”, obecnie w liczbie sześciu. Własną krzywą skonfrontowali również z krzywymi paleotemperatur sporządzonych przez I. N. Rosholta, C. Emilianiego et al. (1961) na podstawie rdzeni głębokomorskich, a datowanych przez C¹⁴ i Pa²³¹/Tk²³⁰.

Odkrycie „interstadiułów” Denekamp i Hengelo odpowiada w pewnym stopniu koncepcji H. Grossa o istnieniu środkowowürmskiego „interstadiu”, który miał trwać około 16 000 lat. Śródkowowürmskie „interstadiuły” holenderskie trwały od około 2 000 lat (Hengelo) do 3 000 (Denekamp), a obydwie wraz z zawartym między nimi „stadiułem” nie przekraczały około 10 000 lat. Należy również podkreślić, że średnie temperatury lipca obydwu omawianych „interstadiułów” nie przekraczały 10°C nawet w ich optimumach klimatycznych. Obszar Holandii w owym czasie nie posiadał lasów i znajdował się w strefie tundry.

Krzywa (Van Der Hammen et al. 1967, str. 92, fig. 8) przemawia za jednością klimatyczną ostatniego wieku zimnego. Wynika to z ogólnego przebiegu krzywej oraz z rozmieszczenia i wartości cieplejszych oscylacji, czyli „interstadiułów”. W generalnym obrazie tej krzywej widać, że opada ona od optimum eemskiego około 20°C do poniżej 5°C w okresie około 56 000—15 000 lat B.P., kiedy zaczyna się wznosić do optimum holocenijskiego. Największe oscylacje, które powodują odchylenia od ogólnego kierunku krzywej przypadają w stosunkowo bliskim sąsiedztwie eemu. Są to właściwie „interstadiuły” amersfoort i brörup, w których istniały lasy, nawet mieszane (brörup) i kiedy średnie temperatury lipca osiągały, a nawet przekraczały 15°C. „Interstadiuły” amersfoort i brörup urozmaicały i hamowały spadek temperatury, który się dokonywał od interglacjalu do pełni ostatniego wieku zimnego w würmie wstępującym lub wczesnym. Druga para „interstadiułów”, bölling i alleröd, z roślinnością leśną i temperaturami lata powyżej 10°C i zbliżającymi się do 15°C, występowała w fazie zstępującej würmu, kiedy temperatura wzrastała od fazy pełni do optimum klimatycznego w holocenie. Natomiast oscylacje Hengelo i Denekamp odpowiadające Paudorf czy Stillfried B są o wiele

mniejsze i krótsze (fig. 1). Brak lasów w tym czasie sprawia, że oznaczenie tych oscylacji terminem „interstadiałów” nie może pozostać bez znaku zapytania.

„INTERSTADIAŁY” W POLSCE

Zestawienia A. Środonia (1960, 1961), E. Rühlega (1965), J. E. Mojskiego (1961, 1965), J. Malinowskiego (1965) i S. Z. Różyckiego (1967) nie podają podpiętra amersfoort. Powszechnie znane w Polsce są cieplejsze podpiętra, które można skorelować z brörup, paudorf, bölling i alleröd.

Odpowiednik brörup występuje w kilkumastu stanowiskach w Karpatach (A. Środoń 1960, 1961, 1964, 1967; K. Birkenmajer, A. Środoń, 1960), ale znany jest również na obszarach wyżyn południowych i w środkowej Polsce (Z. Borówko-Dłużakowa, B. Halicki 1957; A. Paszewski, 1949; S. Gilewska, L. Stuchlik, 1958; M. Ralska-Jasiewiczowa, 1958; J. Raniecka-Bobrowska, 1954; A. Środoń, 1960; E. Rutkowski, 1961; Z. Jańczyk-Kopikowa, J. E. Mojski, 1964; Z. Borówko-Dłużakowa, 1964). Osady organiczne tego podpiętra są najlepiej poznane w oparciu o florę kopalną, głównie na drodze analizy pyłkowej. Wiele stanowisk brörup określono na podstawie rozpoznania odpowiednich gleb kopalnych, zwłaszcza w przekrojach lessowych (J. Jersak, 1965; J. Malinowski, 1965; J. E. Mojski, 1965a). B. Manikowska (1966) stwierdziła ponadto glebę kopalną poza obszarem lessowym wśród osadów peryglacjalnych wypełniających zagłębienia bezodpływowe. Brörup w Polsce posiada również datowanie na podstawie C^{14} , a między innymi z miejscowości Konin (E. Rutkowski, 1961; J. C. Vogel, W. H. Zagwijn, 1967) oraz Wadowice i Zator (A. Środoń, 1964).

Liczne są stanowiska korelowane z paudorf, który występuje w postaci osadów organicznych, zwłaszcza w Karpatach (A. Środoń, 1960, 1961, 1964) lub jako gleby kopalne na obszarach lessowych (J. Jersak, 1965; J. Malinowski, 1965; J. E. Mojski, 1965). Przed kilku laty piszący te słowa odkrył w Rogoźnie, między Łodzią i Łowiczem, osady organiczne, w których rozpoznano florę wskazującą na lekką oscylację cieplejszą. Sytuacja stratygraficzna tych osadów, a zwłaszcza stosunek do osadów mineralnych z charakterystycznymi strukturami peryglacjalnymi nie pozwalały na zaliczenie tej oscylacji ani do najmłodszych, ani do najstarszych „interstadiałów” (J. Dylík, 1967). Obecnie w świetle pracy Van Der Hammen et al. (1967) staje się prawdopodobna korelacja Rogoźna z Hengelo lub Denekamp, gdyż flora wskazuje na taki wzrost temperatury, który nie stworzył warunków sprzyjających rozwojowi lasu. Podobne stanowisko zajmuje B. Manikowska (1966), która obok Rogoźna wymienia jeszcze kilka innych stanowisk w okolicach Łodzi. Datowanie metodą C^{14} wykonane dla kilku próbek ze stanowisk karpackich potwierdza ich korelację z paudorf (A. Środoń, 1964).

Najmniej liczne dotąd są stanowiska, w których stwierdzono bölling. A. Środoń (1960) wymienia 5 stanowisk w Karpatach z osadami organicznymi, których flora nie została jeszcze dostatecznie zbadana. Osady gytił w Koninie mają datowanie C^{14} (E. Rutkowski, 1961; J. C. Vogel, W. H. Zagwijn, 1967). Najlepiej zbadane są osady z Witowa (M. Chmielewska, W. Chmielewski, 1960; M. Chmielewska, K. Wasyliłkova, 1961; K. Wasyliłkova, 1964). Stanowisko to posiada szczegółowe analizy palynologiczne,

a przy pomocy metody C^{14} oznaczono tam wiek spągu i stropu osadów bölling. Poza innymi stanowiskami zawierającymi osady organiczne (K. Wasylińska, 1964), znane są również odpowiednie dla tego „interstadiału” gleby kopalne (A. Dylkowa, 1961, 1967).

Najlepiej poznane i najliczniejsze są stanowiska allerödskie. Obok przeważającej liczby osadów organicznych (W. Szafer, 1952; A. Srodoń, 1960, 1961, 1964; K. Wasylińska, 1964) znane są również gleby kopalne typu Usselo (M. Chmielewska, K. Wasylińska, 1961; J. Jersak, 1965; B. Manikowska, 1966; A. Dylkowa, 1961, 1967). Alleröd w Witowie posiada datowanie C^{14} jego spągu i stropu (M. Chmielewska, K. Wasylińska, 1961).

Szkicowo podane omówienie „interstadiałów” ostatniego piętra zimnego nie zawiera żadnych wiadomości o odpowiednikach amersfoort. Pierwszą wzmiankę na ten temat można znaleźć u S. Th. Andersena (1961), który część profilu w Horoszkach koło Mielnika, opublikowanego przez K. Bitnera (1954), interpretuje jako możliwy odpowiednik „interstadiału” amersfoort. Jest dziwne, że ani K. Bitner, ani nikt inny w Polsce nie ustosunkował się do opinii S. Th. Andersena.

Osady wypełniające zagłębienie w Józefowie koło Rogowa w okolicach Łodzi znane są z szeregu publikacji (J. Dylk, 1961a, 1961b, 1963; Z. Klajnert, 1965; M. Sobolewska, 1966). Autor zinterpretował górny torf w Józefowie jako odpowiednik „interstadiału” amersfoort (J. Dylk, 1965, 1967). W żadnej jednak z wymienionych prac nie zostało przeprowadzone wyczerpujące uzasadnienie charakteru i wieku „interstadiału” józefowskiego. Dlatego też sprawa jest podjęta ponownie.

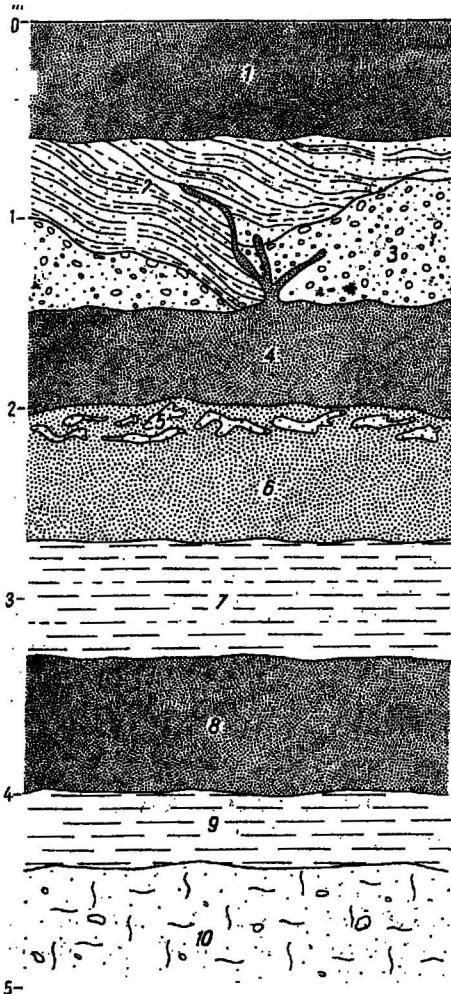
UZASADNIENIE KORELACJI „INTERSTADIAŁU” JÓZEFOWSKIEGO I „INTERSTADIAŁU” AMERSFOORT

Dla górnego torfu w Józefowie posiadamy dwie daty uzyskane metodą C^{14} : $32\ 875 \pm 2\ 850$ lat B.P. — Houston 1471 i $> 37\ 000$ lat B.P. — GRO 4095. Jednakże istnieje szereg powodów, dla których nie można wziąć pod uwagę młodszej z wymienionych dat. Druga zaś, która podaje tylko młodszą granicę przedziału, jest niewystarczająca.

Strop górnego torfu znajduje się w odległości niespełna 1,5 m od współczesnej powierzchni (fig. 2). W torfie widoczne są liczne korzenie roślin, między innymi sosny. Nie ma więc żadnej wątpliwości, że uległ on znacznej kontaminacji, że do starego węgla dostała się pewna ilość młodego aktywniejszego węgla. Nawet na głębokości 7 m w Amersfoort stwierdził W. H. Zagwijn², że kiedy wiek drewna określono na 64 000 lat B.P., to otaczająca je frakcja humusowa wykazała wiek zaledwie 45 000 lat B.P. Oczywiście, był to wynik penetracji młodej substancji organicznej, która swobodniej dostawała się do luźnej masy humusu niż do zwartej masy drewna. S. Th. Andersen, który widział odkrywkę w Józefowie, zauważył tam korzenie wdzierające się do torfu położonego blisko powierzchni, wyraził opinię³, że w określeniu wieku tego osadu należy zrezygnować z datowania C^{14} . S. Th. Andersen (1961) podaje też za De

² Informacja listowna z dnia 25.VI.1964 r.

³ Informacja listowna z dnia 21.XI.1963 r.



5-
Fig. 2. Odkrywka nr 4 w Józefowie
La coupe no 4 à Józefów

1 — torf holoceni; 2 — piaski i mulki rytmicznie warstwowane; 3 — żwiry kongeliflukcyjne; 4 — torf amersfoorcki; 5 — gytia z warstewkami drobnego piasku; 6 — gytia; 7 — dl mulasty; 8 — torf eernski; 9 — il; 10 — utwory gliniasto-piaszczyste

1 — tourbe holocène; 2 — sable et limon à litage rythmique; 3 — gravier de congéifluxion; 4 — tourbe d'Amersfoort; 5 — gytia avec des petites lentilles de sable; 6 — gytia; 7 — argile limoneuse; 8 — tourbe eernienne; 9 — argile; 10 — matériel argilo-sablonneux

Wzraniem, że 1% domieszki młodego węgla odśladza próbkę datowaną na 37 000 lat B.P. o 5 000 lat. Domieszka starszego, nieaktywnego węgla nie powoduje takich efektów. Trzeba aż 100% domieszki starszego węgla, aby próbka o rzeczywistym wieku 37 000 lat B.P. otrzymała datowanie starsze o 5 000 lat.

Pozostaje więc oparcie się na litologicznej analizie osadów mineralnych występujących w profilu Józefowa, na rozważaniu ciągłości rozwoju roślinności i na analizie diagramów pyłkowych.

Analiza struktury osadów doprowadziła do wniosku, że w jakimś czasie po osadzeniu górnego torfu w Józefowie powstało tam wielkie pingo (J. Dylík, 1965). Po jego degradacji zagłębienie zostało pokryte osadami kongeliflukcyjnymi, złożonymi z materiału o różnej frakcji — od pyłu do kilkucentymetrowych kamieni. Cały ten materiał nosi ślady erozyjnej działalności wiatru, a wśród kamieni występują liczne eologliptolity. Na osadach kongeliflukcyjnych spoczywa seria osadów stokowych rytmicznie warstwowanych, w których występują na przemian warstewki mułu i piasku. Struktura tych osadów jest zaburzona w rezultacie rozwoju lodu segregacyjnego — pęcznienie mrozowe — i lodu iniekcyjnego, który spowodował powstanie nowej generacji pingo (J. Dylík, 1963, 1965). Ostatnim stropowym osadem jest cienka warstwa materiału podobnego do lessu.

Osady kongeliflukcyjne i stokowe rytmicznie warstwowane, jak również starsze od nich eologliptolity i inne ślady intensywnej

erozji eolicznej zostały zaliczone do fazy pełni ostatniego piętra zimnego na podstawie zaznaczonych cech litologicznych. Poniżej górnego torfu nie ma już żadnych śladów intensywnych procesów peryglacialnych. Wynika

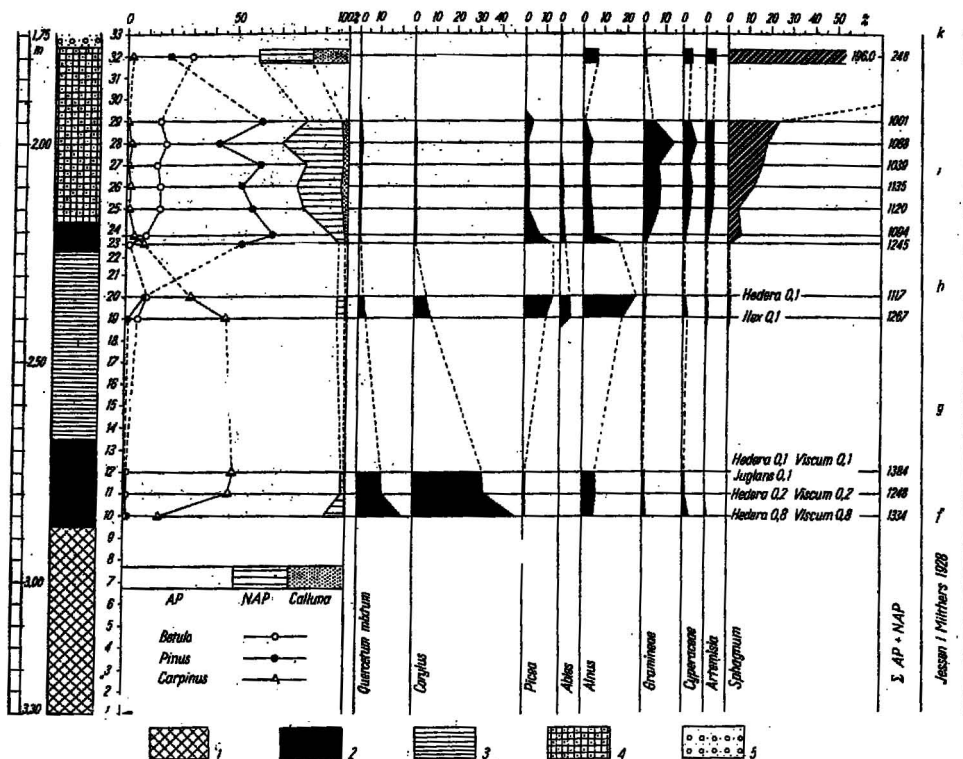


Fig. 3. Diagram pyłkowy dolnych osadów z odkrywki w Józefowie wg M. Sobolewskiej, 1966

Diagramme pollinique des dépôts inférieurs de Józefów d'après M. Sobolewska, 1966.

1 — gyttia; 2 — torf sprasowany; 3 — torf luźniejszy; 4 — gyttia słabo piaszczysta; 5 — żwir z piaskiem.

1 — gyttia; 2 — tourbe pressée; 3 — tourbe plus meuble; 4 — gyttia faiblement sableuse; 5 — gravier sableux.

więc jasno, że górny torf jest starszy od pełni würrmu. Jeśli więc reprezentuje on „interstadiał”, na co wskazuje niski — ca 10⁰/o — udział NAP, to w grę wchodzić może jedynie któryś z najstarszych „interstadiałów”. Ten sam wniosek wynika z datowania bezwzględnego, gdyż wiek ponad 37 000 lat wyklucza wszystkie znane „interstadiały” młodsze od brörup.

Górny torf leży na gytii, pod którą z kolei znajduje się dolny torf, niewątpliwie eemski (fig. 3; M. Sobolewska, 1966). Seria organiczna jest ciągła w odkrywce nr 9, skąd zebrano próbki do analizy opracowanej przez M. Sobolewską. Natomiast ciągłość ta jest przerywana przez cienką warstwę iłu w odkrywce nr 4, skąd pochodzą próbki, na których oparty jest diagram pyłkowy górnego torfu. Już sam fakt bliskiego sąsiedztwa osadów eemskich i ciągłości osadów organicznych od ostatniego interglacjału do górnego torfu sugeruje, że reprezentuje on najstarszy „interstadiał”.

Ciągłości osadów organicznych widocznych w odkrywce nr 9 odpowiada również ciągłość rozwoju roślinności, co widać doskonale na diagra-

mie pyłkowym wykonanym przez M. Sobolewską (fig. 3). Powyżej stref *d-h* autorka wyróżniła, zgodnie z nomenklaturą Jessena i Milthersa, strefę *i*. Według współczesnych poglądów (S. Th. Andersen, 1961; W. H. Zagwijn, 1961) interglacja eemski kończy się w strefie *h*. Z diagramu M. Sobolewskiej można więc odczytać, że roślinność rozwijała się nieprzerwanie od eemu do wstępującej fazy würmu. Porównanie diagramu wg M. Sobolewskiej z diagramem górnego torfu pozwala stwierdzić (strefa *i* w spektrum osadów organicznych w odkrywce nr 9 — fig. 3 oraz diagram pyłkowy z odkrywki nr 4 — fig. 4) ciągłość rozwoju roślinności od eemu przez pierwszy stadiał aż do dolnej części najstarszego „interstadiału” würmskiego włącznie.

W strefie *i* diagramu na fig. 3 i w dolnej części diagramu na fig. 4 obserwuje się gwałtowny wzrost roślin zielnych i poważne znaczenie *Betula* i zwłaszcza *Pinus*. Ważne miejsce zajmują *Calluna*, wydatnie wzrastają *Graminaceae*, *Cyperaceae* i *Artemisia*. Omawiane części diagramów pyłkowych odpowiadają pierwszemu „stadiałowi” ostatniego piętra zimnego, EW I, wg W. H. Zagwijn (1961). Autor ten dzieli stadiał EW I na EW Ia, w którym zanikają rośliny ciepłolubne i wśród roślin zielnych ważne miejsce zajmuje *Ericales*, zwłaszcza *Calluna*, oraz EW Ib, w którym *Ericales* maleje, a wzrastają *Gramineae* i *Cyperaceae*; w tym samym czasie miało miejsce maksimum *Salix* przy niskich wartościach *Alnus* i *Quercus* oraz *Dryopteris thalopteris* i *Nymphaea* (W. H. Zagwijn, 1964, p. 28—29).

Podobieństwo spektrum pyłkowych w Amersfoort (fig. 5 i 6) i w Józefowie jest niemal uderzające. Warto również zauważyć, że na początku EW Ia występują w Amersfoort, np. wiercenie 3 i 1, piaski (*cover sand*), co znajduje odpowiednik w Józefowie w odkrywce nr 4.

„W „interstadiale” amersfoort (EW II) opada krzywa roślin zielnych i rozpoczyna się dominacja lasów brzoźowo-sosnowych. Na początku „interstadiału” EW IIa krzywa sosny opada i zjawia się maksimum *Betula*; *Salix* zanika, a *Quercus* i *Alnus* występują w małych ilościach. Później, w EW IIb 1, *Pinus* osiąga pierwsze maksimum. Krzywa *Betula* opada i ciepłolubne trochę wzrastają. Później *Pinus* się zmniejsza, a *Betula* wysuwa się na pierwsze miejsce. Wreszcie w drugiej części, EW IIb 2, *Pinus* osiąga drugie maksimum, *Quercus* się zmniejsza i *Picea* wzrasta do niewielu procentów.

Opisane spektrum pyłkowe najstarszego „interstadiału” w Amersfoort odpowiada głównym cechom charakterystycznym diagramu „interstadiału” józefowskiego, z tą tylko różnicą, że diagram Józefowa jest niepełny u góry, gdyż nie posiada odpowiednika najwyższej EW IIb 2. Natomiast jest w nim zarejestrowana pozostała, przeważająca część „interstadiału” amersfoort oraz poprzedzający go najstarszy „stadiał” ostatniego zimnego piętra.

PRAWDOPODOBIENSTWO INNYCH STANOWISK „INTERSTADIAŁU” JÓZEFOWSKIEGO (AMERSFOORT) W POLSCE

A. Srodoń (1964) zastanawiając się nad brakiem najstarszego podpiętra ciepłego wyraża przypuszczenie, że jego ślady uległy zniszczeniu w rezultacie intensywnej denudacji w Karpatach i u ich podnóży. W ta-

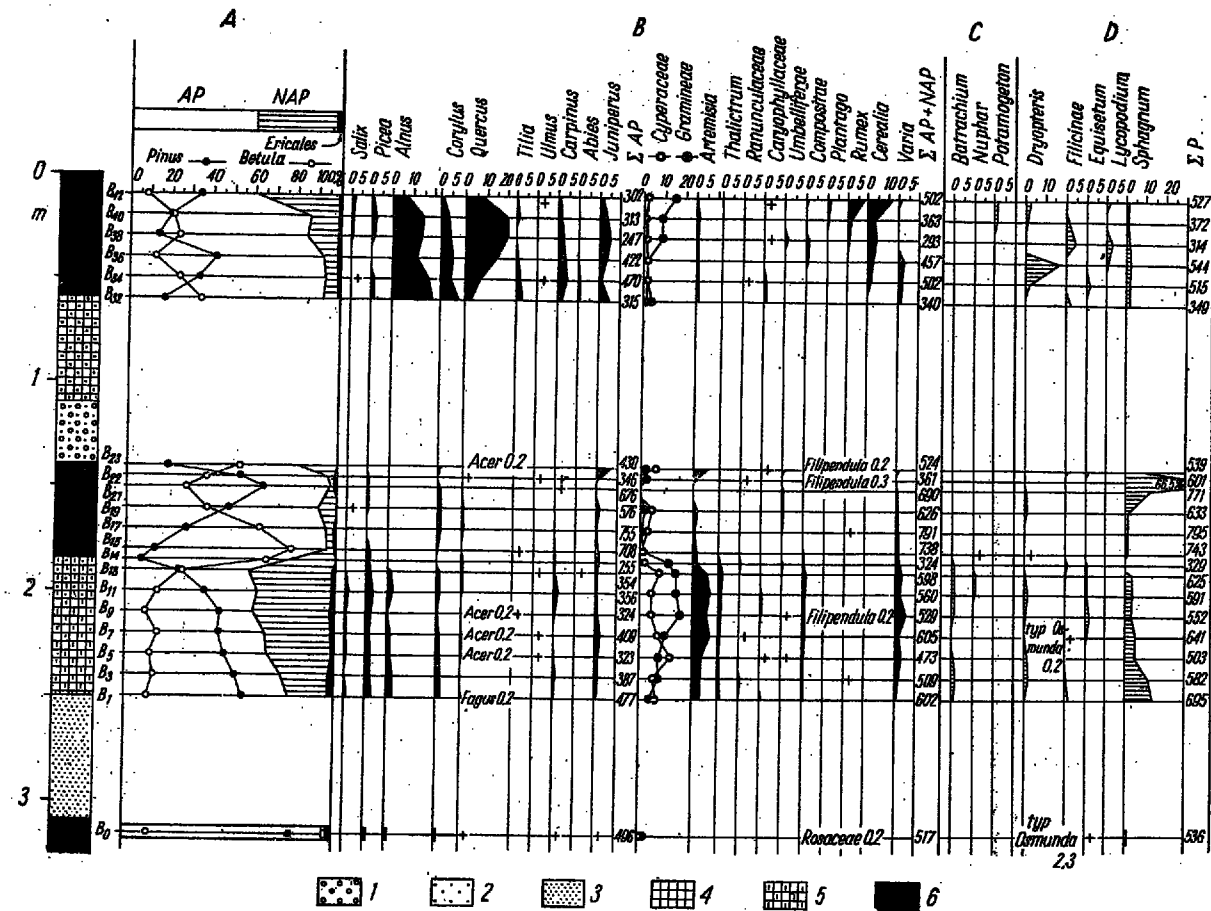


Fig. 4. Diagram pyłkowy górnych osadów z odkrywki w Józefowie

Diagramme pollinique des dépôts supérieurs de Józefów

1 — żwir; 2 — piasek; 3 — il; 4 — mułek; 5 — mułek torfiasty; 6 — torf

1 — gravier; 2 — sable; 3 — argile; 4 — limon; 5 — limon tourbeux; 6 — tourbe

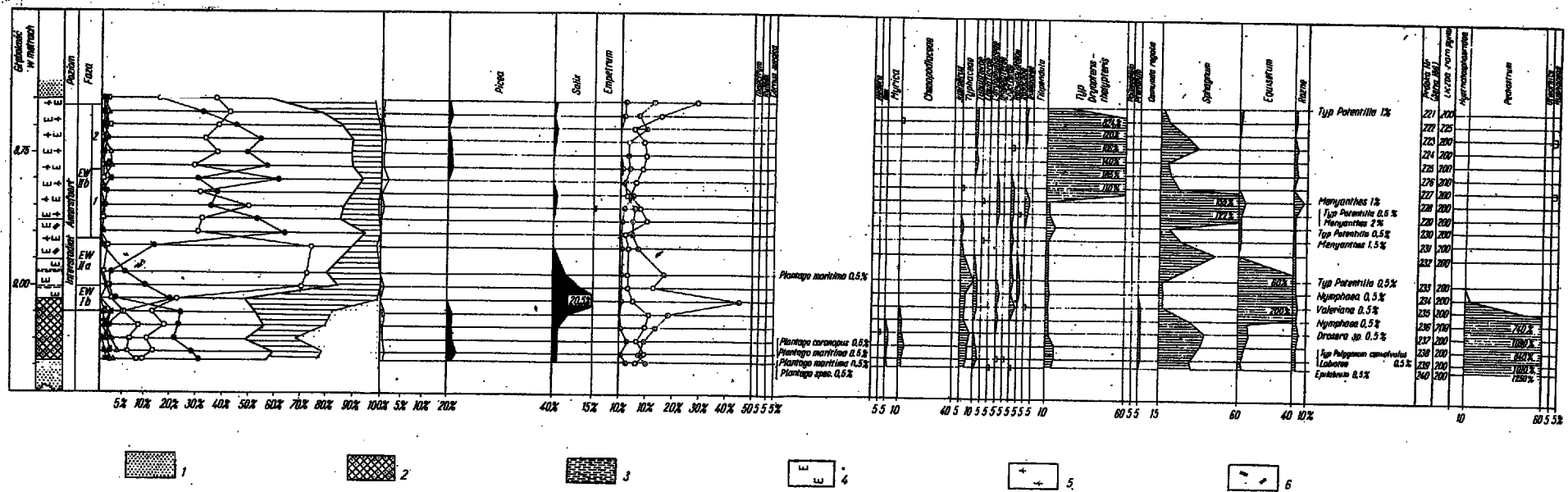


Fig. 5. Diagram pyłkowy z Amersfoort (otwór 3) z pełnym spektrum „interstadiu” amersfoort wg W. H. Zagwijn (1961)

Diagramme pollinique d'Amersfoort, le sondage 3 montrant le spectre complet de sous-étage Amersfoort d'après Zagwijn (1961)

1 — piasek drobnoziarnisty; 2 — gyttia piaszczysta, 3 — torf trzciniowy; 4 — torf turzycowy 5 — torf bobrkowy; 6 — szczątki kory i drewna

1 — sable fin; 2 — gyttia sableuse; 3 — tourbe de roseaux; 4 — tourbe à Carex; 5 — tourbe à Menyanthes; 6 — restes d'écorce et de bois

beli porównawczej stratygrafii późnego plejstocenu w Danii, Holandii i Polsce niżowej zaznacza miejsca Rodebaek-Amersfoort, stwierdzając równocześnie brak danych (A. Środoń, 1967).

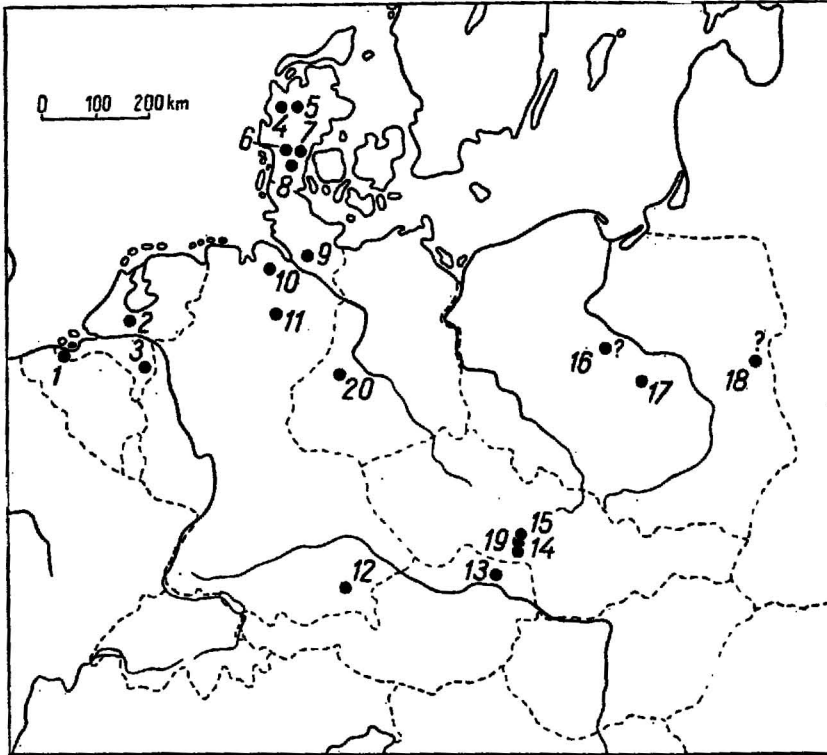


Fig. 7. Rozmieszczenie stanowisk „interstadiu” amersfoort (opracowane na podstawie materiałów: S. Th. Andersen, 1961; Z. Janczyk-Kopikowej, 1965; B. Manikowskiej, 1966; D. Mania, 1967; K. Valoch, 1967; J. C. Vogel i W. H. Zagwijn, 1967)

Répartition des localités de sous-étage Amersfoort (D'après: S. Th. Andersen, 1961; Z. Janczyk-Kopikowa, 1965; B. Manikowska, 1966; K. Valoch, 1967; J. C. Vogel et W. H. Zagwijn, 1967 et l'auteur)

1 — Moershoofd, 2 — Amersfoort, 3 — Wansum, 4 — Solsø, 5 — Herning, 6 — Rodebaek I, 7 — Brørup Hotel Bog, 8 — Nørnbølling, 9 — Harksheide, 10 — Orel, 11 — Nedden Averbørgen, 12 — Zell am Inn, 13 — Oberfellabrunn, 14 — Dolní Věstonice, 15 — Brno-Maloměřice, 16 — Kaliska, 17 — Józefów, 18 — Horoszki, 19 — Modřice, 20 — Aschersleben

Krótkotrwałość amersfoort, a w konsekwencji mała miąższość osadów odpowiednich przemawiają za prawdopodobieństwem hipotezy A. Środońa o zniszczeniu śladów tego „interstadiu” w Karpatach. Zrozumiałe jest wobec tego, że obszary niżowe Polski są pod tym względem szczęśliwsze. Osady józefowskie są znakomitym dowodem. Zachowaniu górnego torfu sprzyjało jego położenie w zamkniętym zagłębieniu, gdzie denudacja była ograniczona.

Profil w Horoszkach (K. Bitner, 1954) przecina również zagłębienie dawnego jeziora, w którym odbywała się nieprzerwanie akumulacja bez śladów denudacji. Po serii eemskiej, tj. po spadku *Carpinus* i po wzroście *Pinus* — zgodnie z stwierdzeniem S. Th. Andersena (1961, 1964⁴) — widoczne są 2 maksima NAP. Po pierwszym z nich zjawiają się kolejno maksimum *Betula* i później *Pinus*. Cechy te wraz z bliskim i bezpośrednim (poniżej) sąsiedztwem rozwoju roślinności eemskiej przemawiają za słuszością interpretacji S. Th. Andersena, który uważa tę część diagramu za odpowiednik wczesnego amersfoort. Po drugim maksimum NAP następuje według tego autora ciepłe podpiętro brörup.

Diagram Kalisk jest także oparty na próbkach pobranych z plejstocen-skich osadów jeziornych. Spektrum pyłkowe jest podobne do obrazu z Horoszek. W nieprzerwanej serii rozwijała się roślinność eemska i późniejsza. Po fazie *h* ostatniego piętra ciepłego (eem) następuje ochłodzenie wyrażone przez zanik drzew liściastych, wzrost iglastych, zwłaszcza sosny, i przez pojawienie się *Artemisia* oraz wzrost *Gramineae* i w mniejszym stopniu *Cyperaceae*. Późniejszy spadek roślin zielnych i maksimum *Betula* oznacza lekkie ocieplenie, które Z. Janczyk-Kopikowa (1964, 1965) porównuje — nie bez zastrzeżeń — z interstadiem Rodeback-Amersfoort. Należy dodać, że byłby to wczesny amersfoort, EW IIa według terminologii W. H. Zagwijn.

B. Manikowska (1966) wyróżniła kilka gleb kopalnych w okolicach Łodzi. Obok gleb z „interstadiu Pilicy”, eemskiej, brörup i alleröd wskazuje na prawdopodobieństwo gleb odpowiadających amersfoort. W Zielonej Górze na osadach eemskich spoczywają piaski stokowe, które zapewne powstały podczas pierwszego „stadiu” würmskiego. Bezpośrednio zalegający torf ma wobec tego sytuację podobną do górnego torfu w Józefowie. Profil glebowy III na gliniastym stoku zagłębienia rozwijał się w tym samym czasie, w którym dokonywała się akumulacja osadów eemskich i wczesnowürmskich. W konsekwencji wnioskuje B. Manikowska, że gleba 4 powstała w eem i rozwijała się aż do pierwszego „interstadiu” würmskiego (amersfoort) łącznie. Starsza gleba w Jeziorku, zdaniem autorki, może być również odpowiednikiem pierwszego „interstadiu”. Gleby eemskie okolic Łodzi najprawdopodobniej rozwijały się dalej we wczesnym würmie łącznie z pierwszym „interstadiem” i dopiero potem zostały zagrzebane.

Stanowiska gleby kopalnej w Zielonej Górze i w Jeziorku znajdują się w zagłębieniach bezodpływowych, podobnie jak osady organiczne w Józefowie, Horoszkach i w Kaliskach. Właśnie w tych warunkach, bez intensywniejszej denudacji, zachowały się ślady józefowskiego „interstadiu”. W dalszych badaniach należy zwrócić uwagę — obok przedstawionych warunków zalegania osadów organicznych i gleb kopalnych — na małą miąższość osadów i słabo rozwinięty profil glebowy oraz ich bezpośrednie i bardzo bliskie sąsiedztwo z osadami organicznymi i kopalnymi glebami eemu.

Instytut Geograficzny Uniwersytetu Łódzkiego
Łódź, ul. Skłodowskiej-Curie 11

Nadesłano dnia 9 sierpnia 1968 r.

⁴ Informacja listowna z dnia 25.VI.1964 r.

PIŚMIENICTWO

- ANDERSEN S. Th. (1961) — Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). *Danmarks Geologiska Undersøgelse. III Række*, nr 75, p. 175.
- BIRKENMAJER K., SRODŃ A. (1960) — Interstadiał oryniacki w Karpatach. *Biul. Inst. Geol.*, 150 p. 9—70. Warszawa.
- BITNER K. (1954) — Charakterystyka paleobotaniczna utworów interglacialnych w Horoszkach koło Mielnika na Podlasiu. *Biul. Inst. Geol.* 69, p. 79—91. Warszawa.
- BOROWKO-DŁUŻAKOWA Z. (1964) — investigations palynologiques des dépôts Aurignaciens (Brörup) du haut plateau de Konin. Report of the VIth INQUA Congress, II, p. 369—373. Łódź.
- BOROWKO-DŁUŻAKOWA Z., HALICKI B. (1957) — Interglacja Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. *Acta geol. pol.*, 7, p. 361—401. Warszawa.
- BRANDTNER F. (1956) — Löss-stratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7, p. 127—175. Öhringen/Württ.
- BRUNNACKER K. (1956) — Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7, p. 43—48. Öhringen/Württ.
- BÜDEL J. (1953) — Die „periglazial“-morphologische Wirkungen des Eiszeit-Klimas auf der ganzen Erde. *Erdkunde*, 7, p. 249—266.
- BÜDEL J. (1960) — Die Gliederung der Würmkaltzeit. *Würzburger Geogr. Arbeiten*, 8, p. 6—45.
- CHMIELEWSKA M., CHMIELEWSKI W. (1960) — Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów. *Biul. Perygl.*, nr 8, p. 133—141. Łódź.
- CHMIELEWSKA M., WASYLKOWA K. (1961) — Witów. In: *The Łódź Region. Guide-Book of the Excursion C of VIth INQUA Congress*, p. 75—84.
- DALY R. A. (1929) — Swinging sea level of the ice age. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 40, p. 721—734.
- DYLIK J. (1961a) — Analyse sédimentologique des formations de versant remplissant les dépressions fermées aux environs de Łódź. *Biul. Perygl.*, nr 10, p. 57—74. Łódź.
- DYLIK J. (1961b) — Guide-book of excursion C. The Łódź Region. VIth INQUA Congress.
- DYLIK J. (1963) — Traces of thermokarst in the Pleistocene sediments of Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, 14. Łódź.
- DYLIK J. (1965) — L'étude de la dynamique d'évolution des dépressions fermées à Józefów aux environs de Łódź. *Rév. de Géomorphol. Dynamique*, nr 10—11—12, p. 156—171.
- DYLIK J. (1967a) — The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland. *Biul. Perygl.*, nr 16, p. 85—115. Łódź.
- DYLIK J. (1967b) — Główne elementy młodszego plejstocenu Polski środkowej. *Czwartorzęd Polski*, p. 311—352.
- DYLIKOWA A. (1961) — Katarzynów. In: *The Łódź region. Guide-book of the Excursion C of VIth INQUA Congress*, p. 42—48.

- DYLIKOWA A. (1964) — Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif. Report of the Vth INQUA Congress IV, p. 67—80. Łódź.
- DYLIKOWA A. (1967) — Wydmy środkowej Polski i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. Czwartorzęd Polski, p. 353—371.
- FINK J. (1959) — Geologische Problemstellung. Felgenkauer, Fink, De Vries — Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. Archaeologia Austriaca. Wien, 24, p. 39—65.
- FINK J. (1962) — Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 1961, p. 1—25. Wien.
- FINK J. (1964a) — Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. Report of the VI INQUA Congress, 1961, Warszawa, IV, Symposium on loess, p. 451—462, Łódź.
- FINK J. (1964b) — Die Subkommission für Löss-Stratigraphie der Internationalen Quartärvereisung. Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, p. 229—235.
- FLINT R. F. (1961) — Glacial geology and the Pleistocene Epoch, New York.
- FLINT R. F. (1965) — Introduction. The Quaternary, 1, p. 11—22. Editor Kalervo Rankama, New York—London—Sydney.
- GILEWSKA S., STUCHLIK L. (1958) — Interstadiał bezdziński z Brzozowicy koło Bezdżina. Monographiae Botanicae, 7, p. 69—93.
- GÖTZINGER G. (1936) — Das Quartär im österreichischen Alpenvorland. III INQUA Congress Verhandlungen, p. 51—56.
- GRAUL H. (1952) — Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland, Geol. Bavarica, 14, p. 124—131.
- GROSS H. (1956) — Das Göttsweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, p. 87—101.
- GROSS H. (1959) — Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴ Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Eiszeitalter u. Gegenwart, 9, p. 155—187.
- GROSS H. (1959) — Noch einmal: Riss oder Würm? Eiszeitalter u. Gegenwart, 10, p. 65—76.
- GROSS H. (1966) — Der Streit um die Geochronologie des Spätpleistozäns und sein Ausgang. Forschungen u. Fortschritte, 40, p. 165—168.
- HAMMEN VAN DER T., MAARLEVELD G. C., VOGEL J. C., ZAGWIJN W. H. (1967) — Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating on the last glacial in the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 46 p. 79—95.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. (1964) — Eemskaja miezłiednikowaja flora w Kaliskej. Report of the Vth INQUA Congress, II, p. 429—431. Łódź.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. (1965) — Flora interglacjalna eemskiego w Kaliskiej koło Chodcza. Biul. Inst. Geol., 187, p. 107—117. Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., MOJSKI J. E. (1964) — Interstadiał brörup w Podgłębockiem na Polesiu Lubelskim. Kwart. geol., 8, p. 436—437, nr 2. Warszawa.
- JERSAK J. (1965) — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. Acta Geogr. Lodz., 20. Łódź.
- KLAJNERT Z. (1965) — Budowa geologiczna i geneza zagłębień bezodpływowych w Józefowie. Przegl. geogr., 37, p. 143—162.
- KLIMA B., KUKLA J., LOZEK V. (1962) — Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Vestonice. Anthropozoikum, 11, 1961, p. 93—146.

- LOZEK V. (1964) — Mittel- und jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Löss-Stratigraphie Mitteleuropas. Report of the Vth INQUA Congress, IV, p. 525—549. Łódź.
- MALINOWSKI J. (1965) — Stratygrafia utworów czwartorzędowych zachodniej części Kotliny Zamojskiej. Biul. Inst. Geol., 187, p. 131—144. Warszawa.
- MANIA D. (1967) — Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See im Nordharzvorland. Petermanns Geogr. Mitt., 111., p. 257—273.
- MANIKOWSKA B. (1966) — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. Acta Geogr. Lodz., 22, Łódź.
- MOJSKI J. E. (1961) — Periglacial deposits and structures in the stratigraphy of the Quaternary in Poland. Quaternary of Central and Eastern Europe. Prace Inst. Geol., 34, p. 675—696. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1965) — Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej. Biul. Inst. Geol., 187, p. 145—216. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1965a) — Niektóre problemy stratygrafii plejstocenu Nizy Polskiego i obszarów sąsiednich po VI Międzynarodowym Kongresie INQUA. Biul. Inst. Geol., 187, p. 25—84. Warszawa.
- PASZEWSKI A. (1949) — Ślady interglacjału w Łańcuchowie nad Wieprzem. Ann. Univ. MCS, [B] 4, p. 271—286. Lublin.
- PENCK A. (1922) — Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Preus. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl., p. 214—251, Sitzungber.
- PROSEK F., LOZEK V. (1967) — Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quarters. Eiszeitalter u. Gegenwart, 8, p. 37—90, Öhringen/Württ.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M. (1958) — Interstadiał zlodowacenia środkowopolskiego w Labędach na Górnym Śląsku. Monographiae Botanicae, 7, p. 95—105.
- RANIECKA-BOBROWSKA J. (1964) — Analiza pyłkowa profilów czwartorzędowych Woli i Żoliborza w Warszawie. Biul. Inst. Geol., 69, p. 107—140. Warszawa.
- ROSHOLT J. N., EMILJANT C., GEISS J., KOCZY F. F., WANGERSKY P. J. (1961) — Absolute dating of deep-sea cores by the Pa²³¹/Th²³⁰ method. Jour. Geol., 69, p. 162—185.
- RÓŻYCKI S. Z. (1967) — Plejstocen Polski Środkowej. PWN. Warszawa.
- RÜHLE E. (1965) — Tablica stratygraficzna czwartorzędu w Polsce. W: Atlas geologiczny Polski — Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 12 Czwartorzęd (12/13). Inst. Geol. Warszawa.
- RUTKOWSKI E. (1961) — Quaternary of the northern environs of Konin. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras. Vth INQUA Congress. Part I, North Poland. p. 134—136, Łódź.
- SOBOLEWSKA M. (1966) — Wyniki badań paleobotanicznych nad eemskimi osadami z Józefowa na Wyżynie Łódzkiej. Biul. Perygl. 15, p. 303—310. Łódź.
- SOERGEL W. (1919) — Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena.
- SZAFER W. (1952) — Schyłek plejstocenu w Polsce. Biul. Inst. Geol., 65, p. 33—73. Warszawa.
- SRODOŃ A. (1960) — Tabela stratygraficzna plejstocenijskich flor Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29, p. 299—316. Kraków.
- SRODOŃ A. (1961) — Paleobotanical studies on the Quaternary in Poland. Quaternary of Central and Eastern Europe. Prace Inst. Geol., 34, p. 667—674. Warszawa.

- SRODON A. (1964) — Paleobotany and stratigraphy of the Late-Pleistocene deposits in the Northern Carpathians. Reports of the VIth INQUA Congress, III, p. 403—406. Łódź.
- SRODON A. (1967) — Stratygrafia późnego plejstocenu Polski niżowej na podstawie paleobotanicznej. *Czwartorzęd Polski*, p. 61—71.
- VALOCH K. (1967) — La subdivision du Pléistocène récent et l'apparition du paléolithique supérieur en Europe Centrale. *Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire*, nr 13, p. 263—269.
- VOGEL J. C., ZAGWIJN W. H., (1967) — Groningen radiocarbon dates VI. *Radiocarbon*, 9, p. 63—106.
- WASYLIKOWA K. (1964) — Roślinność i klimat późnego glaciału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie kół Łęczycy. *Biul. Perygl.*, nr 13, p. 261—417. Łódź.
- WOLDSTEDT P. (1968) — Eine neue Kurve der wurm-Eiszeit. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 9, p. 151—154. Ohringen/Württ.
- WRIGHT H. E., (1961) — Late Pleistocene climate of Europe: a review. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, p. 933—934.
- ZEUNER F. (1959) — The Pleistocene period. London.
- ZAGWIJN W. H. (1961) — Vegetation, climate and Radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Rensselaer and Early Weichselian. *Meded. Geol. Stichting*, 14, p. 15—45.

Ян ДЫЛИК

САМЫЙ СТАРЫЙ „ИНТЕРСТАДИАЛ” ПОСЛЕДНЕГО ХОЛОДНОГО ЭТАЖА В ПОЛЬШЕ (AMERSFOORT)

Резюме

Амерсфотский возраст верхнего торфа в Юзефове был определен на основании датирования C^{14} , размещения перигляциальных структур, непрерывности органических отложений и развития растительности от ээма, а также на основании аналогии пыльцевых диаграмм из Юзефова и Амерсфорта.

Датирований верхнего торфа методом C^{14} , выполненных в Хайстон, Техас (32875 ± 2850) и в Гронинген (> 37000 лет), недостаточно, так как торф Юзефова, залегающий очень близко от поверхности, подвергся контаминации благодаря примеси молодого, более активного угля. Несмотря на это возраст свыше 37000 лет приводит к элиминации аллерэда, бэллинга и паудорфа, оставляя на выбор брэруп и амерсфот.

Ниже верхнего торфа в Юзефове нет никаких следов более интенсивных перигляциальных процессов в противопоставлении к их огромному обилию выше этого торфа. Аккумуляция органических отложений происходила непрерывно от ээма вплоть до кровли верхнего торфа. Остатки растительности, присутствующие в этих отложениях, свидетельствуют также о непрерывности развития растительного покрова ээмского интерстадиала до времени образования верхнего торфа включительно. Наконец аналогия пыльцевых спектров Юзефова и Амерсфорта устраняет все сомнения относительно возраста юзефовского интерстадиала.

Jan DYLIK

**LE PLUS ANCIEN SOUS-ÉTAGE DU WÜRM
(L'INTERSTADE D'AMERSFOORT) EN POLOGNE****Résumé analytique**

Les datations par C^{14} , la repartition des structures périglaciaires, la continuité de dépôts et celle de la végétation du l'Eemien et l'analogie des diagrammes polliniques de Józefów et d'Amersfoort fournissent les épreuves que la tourbe supérieure à Józefów a été formée pendant le sous-âge d'Amersfoort.

Les dates C^{14} obtenues pour cette tourbe à Houston, Texas — $32\ 875 \pm 2\ 850$ — à Groningen — $> 37\ 000$ — ne sont pas convaincantes à quelques raisons dont la contamination de la tourbe située au voisinage très proche de la surface récente est une des plus importantes. La dernière date, plus de 37 000 ans, permet d'éliminer l'Alleröd, le Bölling et le Paudorf ne laissant que deux sous-étages à choisir, c'est-à-dire le Brörup ou l'Amersfoort.

Au-dessous de la tourbe supérieure il n'y a aucune trace d'action des processus périglaciaires plus intenses qui, au contraire, sont très abondantes au-dessus de la tourbe. La déposition du matériel organique a duré d'une façon continue à partir de l'Eemien jusqu'au sommet de la tourbe supérieure. Les dépôts organiques témoignent aussi d'une végétation qui s'est développée presque sans aucune interruption dès l'étage Eemien. La conclusion paraît irredoutable en face du fait que les diagrammes polliniques de la localité classique d'Amersfoort et celle de Józefów sont tout-à-fait identiques.