

ROMUALD SCHILD

SZKIC PALEOGEOGRAFII NIŻU EUROPEJSKIEGO W PÓŻNYM GLACJALE PRZEGLĄD PROBLEMÓW

ESQUISSE DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA PLAINE DE L'EUROPE SEPTENTRIONALE DANS LE TARDIGLACIAIRE. REVUE DES PROBLÈMES

Praca stanowi przegląd najważniejszych problemów dotyczących poznania środowiska przyrodniczego późnego glacjału na Niżu Europejskim jako tła przemian kulturowych późnego paleolitu. Poruszone są sprawy związane z chronologią poszczególnych etapów późnego glacjału, zmianami krajobrazowymi wynikającymi ze zróżnicowanej sedymentacji, rekonstrukcją flory i fauny oraz zasięgami lodolodu skandynawskiego. Nasilająca się w końcowej części plejstocenu pulsacja przemian klimatycznych znajduje swój najpełniejszy wyraz właśnie w późnym glacjale. Możliwość stosunkowo zaawansowanej rekonstrukcji środowiska przyrodniczego tego burzliwego okresu powinna spowodować lepsze zrozumienie systemów adaptacyjnych (kultury) społeczeństw późnego plejstocenu na Niżu.

Wielkie znaczenie środowiska w kształtowaniu się zjawisk kulturowych późnego paleolitu powoduje, że wszelkie zagadnienia związane z rekonstrukcją otoczenia przyrodniczego mają decydujący wpływ na interpretację kulturową rozwoju społeczeństw schyłku epoki lodowej. Nie ulega wątpliwości, że środowisko przyrodnicze późnego paleolitu Niżu Europejskiego jest lepiej poznane niż jakikolwiek inny odcinek starszej epoki kamienia, mimo że w znajomości tego okresu istnieją nadal olbrzymie luki, które nieszybko będą uzupełnione. Dotyczy to zwłaszcza spraw związanych z rekonstrukcją szaty roślinnej i podziałem

Niżu na strefy klimatyczno-wegetacyjne, rekonstrukcją składu fauny, zaniku niektórych i pojawienia się innych gatunków itd. Również sekwencje lito-stratygraficzne na Niżu wobec ograniczonej, chociaż stosunkowo dużej, ilości datowań radiowęglowych i palynologicznych nie są najlepiej poznane. Jak się wydaje, nie dotyczy to utworów eolicznych i niweoeolicznych, których datowanie i interpretacja dynamiczna są dziś bardzo zaawansowane. Przegląd poszczególnych zagadnień w niniejszej pracy pozwoli czytelnikowi na zorientowanie się w mocnych stronach i słabościach dotychczasowych ustaleń.

I. PODSTAWY PODZIAŁU I CHRONOLOGII PÓŻNEGO GLACJAŁU

Podstawy nowoczesnego podziału i chronologii względnej późnego glacjału na Niżu Europejskim zostały skonstruowane dzięki sukcesji klimatycznej tego okresu wyrażającej się zmiennością flory. Sukcesja ta jest wyznaczona dzięki szczególnie intensywnym badaniom palynologicznym prowadzonym na Niżu, zwłaszcza w Danii, Holandii, Niemczech północnych i Polsce (Iversen 1954; Van der Hammen 1952; 1957; Schütrumpf 1955; 1958 a, b; Wasylkowa 1964; Ralska-Jasiewiczowa 1966 itd.). Zasadnicze podstawy podziału zostały ustalone już w latach pięćdziesiątych. Obecnie niektóre odcinki późnego glacjału poddawane są bardziej szczegółowemu rozczłonkowaniu i uściśleniom często mniej lub bardziej lokalnym.

Trafność podstaw biostratygraficznego podziału późnego glacjału została potwierdzona w dziesiątkach większych i setkach mniejszych stanowisk na całym Niżu Europejskim, jak również na obszarach sąsiednich. Granice stref są niewątpliwie generalnie współczesne sobie, świadcząc o szerokim zasięgu przemian klimatycznych. Natomiast szczegółowa charakterystyka poszczególnych etapów sukcesji florystycznej może się różnić zależnie od położenia geograficznego analizowanych stanowisk, wskazując na pewną strefowość składu flory w poszczególnych okresach. Sprawy te jednak nie są zbyt dobrze zbadane i nie zawsze zdają się być zgodne z teoretycznym modelem rozkładu stref roślinności i klimatów na obszarze cirkumglacjalnym. Ponadto jedynie dla ostatniego interstadiału (Alleröd)

strefowość lasu i boru da się prześledzić z większą wiarygodnością na niektórych obszarach Niżu.

Chronologia bezwzględna sukcesji klimatycznej późnego glacjału oparta jest dziś na znacznej ilości dat radiowęglowych, szczególnie licznych dla jego młodszej części, oraz na chronologii warwowej ustalonej w Szwecji (tzw. szwedzka chronologia warwowa) i powiązanej pośrednio z podziałem palynologicznym tego okresu.

Jak już dziś wiadomo, daty radiowęglowe oparte na pomiarze stopnia rozpadu węgla radioaktywnego C14 w materiałach organicznych nie odpowiadają latom kalendarzowym — słonecznym. Dysproporcja ta jest zależna od okresu, z którego pochodzi dana próba, wynika bowiem ona z różnicy pomiędzy współczesną zawartością izotopu C14 w atmosferze przyjętej za wzorzec pomiaru (95% aktywności C14 w kwasie szczawiowym, wg norm National Bureau of Standards) a zawartością tego izotopu w atmosferze okresu, w którym żyła masa organiczna stanowiąca źródło próby.

Przyczyny zmian zawartości izotopu C14 w atmosferze mogą wynikać z trzech głównych czynników lub ich kombinacji. Na ogół uważa się, że najważniejszym z nich była zmienność pola magnetycznego ziemi (Bucha, Neustupný 1967; Neustupný 1970a; Bucha 1970). Innym czynnikiem może być zmiana w nasileniu wymiany izotopu C14 między atmosferą a oceanami, spowodowana obniżoną lub podwyższoną średnią temperaturą wody. Zmiany w zawartości izotopu C14 w atmosferze mogą również wynikać z fluktuacji promieniowania kosmicznego, powstałych na skutek wahań aktywności słońca (Stuiver 1970b; Suess 1970b; Damon 1970).

Również szereg przyczyn subiektywnych może, jak wiadomo, spowodować błędy w datowaniu radiowęglowym. Najważniejszą z nich i chyba najczęściej spotykaną jest zanieczyszczenie próby młodszyimi substancjami organicznymi. Wśród innych można wymienić choćby błędy laboratoryjne i powstałe z różnicy pomiędzy właściwym wiekiem osadnictwa a wiekiem materiałów organicznych użytych przez człowieka, miejscem próby w pniu drzewa itd. (Butzer 1964; Delibrias, Giot 1970; Neustupný 1970b).

Metoda korekcji dat radiowęglowych, oparta w głównej mierze na dendrochronologii, umożliwia tzw. kalibrację wyników C14 i wyrażenie ich w latach słonecznych. Dzięki systematycznym wysiłkom opartym na krzyżowym datowaniu radiowęglowym i dendrochronologicznym prób z *Pinus aristata*, *Sequoia gigantea* oraz *Pinus ponderosa* uzyskano już dziś krzywą wahań zawartości C14 w atmosferze, sięgającą

niedaleko poniżej 5000 lat kalendarzowych p.n.e., tj. ca. 4200 konwencjonalnych lat radiowęglowych (Ferguson 1970; Suess 1970a; Damon i in. 1970; Ralph, Michael 1970; Olsson 1970).

Inna metoda kalibracji dat radiowęglowych opiera się na chronologii historycznej, a w szczególności na chronologii egipskiej (Michael, Ralph 1970; Säve-Söderbergh, Olsson 1970). Poza stosunkowo niewielkim zasięgiem ma ona szereg niedogodności. Te i inne problemy związane z kalibracją dat C14 budzą bardzo ożywioną wieloaspektową dyskusję (Mc Kie i in. 1971).

Jest rzeczą oczywistą, że żadna z wymienionych metod korekcji dat radiowęglowych nie pozwala na poprawki w datowaniu wczesnego holocenu i późnego plejstocenu. Dlatego też stosunkowo duże nadzieje wiąże się z próbami korelacji dat radiowęglowych z tzw. szwedzką chronologią warwową.

Szwedzka chronologia warwowa dzięki powiązaniu glacialnych iłów warwowych z sezonowymi rzecznyimi warwami zalewowymi w dolinie rzeki Ångerman została doprowadzona przez Lidéna (1938) do 920 r. n.e. Data ta wynikała z wysokości położenia nad poziom morza ostatniej warwy w delcie rzeki i z oceny szybkości wynoszenia łądu w tym rejonie. Współczesne korekty chronologii warwowej odnoszą się m.in. do datowania ostatniej warwy. Nowsze obliczenia szybkości wznoszenia się łądu u ujścia rzeki Ångerman wskazują na konieczność dodania 100-300 lat do daty Lidéna, a prawdopodobieństwo właściwości tych korekt waha się w granicach 200-300 lat. Szwedzka skala warwowa, do której dodano 200 lat, nazywana jest skorygowaną chronologią warwową, natomiast chronologia bez tej korekty — konwencjonalną chronologią warwową (Tauber 1970 a, 177).

Poza możliwością błędu, wynikającą z oceny szybkości podnoszenia się łądu w rejonie delty rzeki Ångerman w Szwecji, istnieją dodatkowe dwa źródła potencjalnych błędów chronologii warwowej. Jednym z nich są pomyłki w mierzeniu i tzw. telekonekcji (łączeniu profilów) warw, drugim — pomyłki wynikające z nadzwyczajnych warunków hydrograficznych powodujących zanik lub łączenie się poszczególnych warw (Fromm 1970).

Najnowsza rewizja szwedzkiej chronologii warwowej, przeprowadzona drogą całkowicie niezależnych pomiarów i badań w terenie dla okresu 7000-10500 lat p.n.e. przez wielu autorów, wykazała różnice wahające się w granicach 100-300 lat pomiędzy datowaniem G. de Geera a nowszymi kalkulacjami (Nilsson 1968). Zrewidowana skala Nilssona jest dziś uznawana za podstawową skalę konwencjonalnej chronologii warwowej (Tauber 1970 a). Proponowana ocena wiel-

kości błędów, wynikłych wskutek wymienionych wyżej przyczyn, w stosunku do zrewidowanej już konwencjonalnej chronologii przedstawia się następująco:

$$\begin{array}{r}
 10000 \text{ p.n.e.} \sim 10200 \begin{array}{l} +475 \\ -300 \end{array} \text{ p.n.e.} \\
 8000 \text{ p.n.e.} \sim 8200 \begin{array}{l} +425 \\ -250 \end{array} \text{ p.n.e. (Fromm 1970, 163).}
 \end{array}$$

Zrewidowana szwedzka skala warwowa zestawiona na odcinku o długości ca 1200 km od Skanii do rzeki Ångerman dosyć bezpiecznie sięga 12500 konwencjonalnych lat warwowych od współczesności, tj. do najstarszego dryasu.

Korelacja skali warwowej z biostratygraficznym podziałem późnego plejstocenu i poszczególnymi okresami klimatycznymi nie jest sprawą najprostszą wobec braku możliwości bezpośredniego datowania radiowęglowego lub palynologicznego warw późnoplejstocenijskich. Dlatego też porównanie dat radiowęglowych z datami warwowymi musi być dokonywane drogą pośrednią — poprzez próby korelacji datowanych warwowo elementów rzeźby lodowcowej odzwierciedlającej postoje lub ruch lądolodu oraz znalezienie miejsca tych ruchów w sekwencji klimatycznej ustalonej palynologicznie. Wobec stosunkowo dobrego datowania radiowęglowego granic poszczególnych stref palynologicznych istnieje możliwość porównania chronologii warwowej z radiowęglową (Tauber 1970a, 179). Jest rzeczą oczywistą, że ta pośrednia droga korelacji dat radiowęglowych z warwowymi kryje w sobie możliwości pomyłki w granicach co najmniej kilkuset lat.

Porównanie skorygowanych już dat warwowych dla młodszych części holocenu (młodszy i środkowy) z dendrochronologią amerykańską, poprzez daty C14, wskazuje na znaczną zgodność tych chronologii mniej więcej do 4000 r. p.n.e. (Tauber 1970a, 192). W okresie od 10500 do 6000 lat p.n.e. zgodność dat C14 i konwencjonalnej chronologii warwowej leży w granicach błędu obu metod (Tauber *l.c.*). Daty stref granicznych późnego glacjału uzyskane obiema metodami mają przedstawiać się następująco (Tauber 1970a, 191):

	Chronologia warwowa konwencjonalna	skorygowana	Konwencjonalna na chron. C14
Młodszy dryas/preboreal	8100	8300	8200
Alleröd/młodszy dryas	8900	9100	9000
starszy dryas/Alleröd	9700	9900	9800
Bölling/starszy dryas	9900	10100	10000
najstarszy dryas/Bölling	10200	10400	10400

Znaczna zgodność obu chronologii późnego glacjału wywołała szereg zastrzeżeń teoretycznych, zwłaszcza wobec wynikających z niej wniosków dotyczących zmian w zawartości C14 w atmosferze (Discussion 1970) oraz w bezpośredniej korelacji chronologii warwowej w Lake of the Clouds w płn. Minesocie z chronologią radiowęglową.

Porównanie chronologii warwowej w Lake of the Clouds z bezpośrednim datowaniem C14 serii rocznych warw w tym jeziorze, sięgającym ca 10000 lat, wykazało, że różnice dzielące lata kalendarzowe (wyrażone warwami) od konwencjonalnych dat radiowęglowych (poniżej zasięgu dendrochronologicznej kalibracji) są znacznie większe niż to dopuszcza chronologia szwedzka (Stuiver 1970a, b). Wniosek wypływający z porównania obu chronologii świadczy, że co najmniej jedna z nich jest błędna. Jeśli chronologia z Lake of the Clouds jest właściwa lub bliższa prawdy, wtedy szwedzka chronologia warwowa byłaby „krótsza” o prawie 1000 lat, co z kolei wydaje się trudne do przyjęcia (Tauber 1970b, 222).

Niedawno przeprowadzono próby wyznaczenia sekwencji klimatycznej młodszego plejstocenu na podstawie zmiany proporcji izotopów tlenu 018 i 016 w lodowcu grenlandzkim. Datowanie tych zmian oparto na teoretycznym modelu akumulacji lodowca i ruchu lodu (Dansgaard i in. 1970). Uzyskane daty wykazują zgodność z datami C14 dla stref granicznych późnego plejstocenu w rozpiętości 100-400 lat (Dansgaard i in. 1970, 345).

Przypomnienie trudności, na jakie natrafiają próby ustalenia bezwzględnej chronologii późnego glacjału mierzonej w latach kalendarzowych przekonuje, że w chwili obecnej wyłącznie konwencjonalna chronologia radiowęglowa jest najlepszą metodą stosunkowo ścisłej korelacji zjawisk zarówno geologicznych, biologicznych, jak i archeologicznych.

II. PALEOGEOGRAFIA STARSZEJ CZĘŚCI PÓŹNEGO GLACJAŁU

A. FLORA I SUKCESJA KLIMATYCZNA

Rekonstrukcje szaty roślinnej późnego glacjału na podstawie analizy pyłkowej są niestety znacznie utrudnione, zwłaszcza w odniesieniu do okresów zimnych związanych z tundrą, tundrą parkową i laso-tundrą. Trudności te wynikają z szeregu przy-

czyn. Najważniejsze z nich to: a) brak dostatecznej ilości badań nad współczesnym deszczem pyłkowym w strefie arktycznej i subarktycznej; b) brak danych o wydajności pylenia gatunków w warunkach późnego glacjału; c) niedostateczna ilość badań nad koncen-

tracą sporomorf w analizowanych profilach i brak wypracowanych podstaw teoretycznych dla tego rodzaju badań w materiałach późnego glaciału¹; d) częste niezbyt szczegółowe rozpoznawanie gatunków takich ważnych drzew jak brzoza lub olsza; e) dotychczasowe studia nad składem pyłku na współczesnych obszarach tundry, tundry parkowej itd. (Aario 1943; Gričuk 1950) nie doprowadziły do wyraźnego ustalenia cech charakterystycznych składu sporomorf dla poszczególnych typów krajobrazu (Dyakowska 1959, 139).

Trudności te jak również stale zbyt mała ilość wszechstronnie zbadanych profili (wraz z makroszczątkami) powodują, że wyznaczenie geograficznych stref roślinnych w chłodniejszych okresach późnego glaciału na Niżu Europejskim jest na ogół bardzo trudne, a elementy mikrośrodowiska niekiedy niemożliwe do oddzielenia od zjawisk o bardziej ogólnym charakterze.

Z początkiem późnego glaciału na Niżu wiąże się rozpowszechnienie lub też rozpoczęcie sedymentacji organogenicznej w zbiornikach wodnych w miejsce panującej sedymentacji prawie całkowicie mineralnej. Pustynia arktyczna końca pleniglaciału (Vogel, Zagwijn 1967) bądź krajobraz pustkowi o nieciągłym pokryciu mszysto-turzycowym, przerywane niskimi łagodniejszymi oscylacjami, ustępują miejsca tundrze. Jak dotąd jedynie ślady oscylacji najpewniej równoczesnej z tzw. interstadiem Lascaux zostały odkryte na Niżu w Hogersmilde w Holandii, na co zdaje się wskazywać data radiowęglowa 16660 ± 800 (GrN-5460) lat p.n.e. (Vogel 1970, 349).

Zmiana flory, jaką przynosi początek późnego glaciału na Niżu Europejskim, przejawia się w wyraźnym silnym wzroście roślin zielnych światłolubnych — „stepowych” (głównie *Hippophae* i *Artemisia*, a ponadto *Helianthemum*, *Gypsophica* i in.). Jak wiadomo, wymieniony na pierwszym miejscu rokitnik (*Hippophae*) jest jedną z najważniejszych roślin wskaźnikowych późnego glaciału. Dziś występuje on w górach poniżej granicy drzew oraz w strefie nadbrzeżnej Morza Bałtyckiego i Północnego. Jego występowanie w plejstocenie jest wskaźnikiem zaniku warunków arktycznych, a brak w spektrum pyłkowym może oznaczać ich powrót, o ile wyparcie rokitnika nie

zostało wywołane pojawieniem się lasów (Środoń 1970).

Mimo zmian, których zwiastunem są heliofity, Niż Europejski był nadal bezdrzewną tundrą z zaroślami wierzb i brzoź karłowatych oraz zbiorowiskami roślin światłolubnych w miejscach suchych. Średnia temperatura lipca musiała przekraczać 10°C i zapewne wahała się między 10° a 12°C .

W szeregu profili pyłkowych uzyskanych w północnej części Niżu Zachodnioeuropejskiego, tj. na obszarze Szlezewiku-Holsztynu, we wczesnej fazie najstarszego dryasu daje się wyraźnie zauważyć cieplejszą oscylację klimatyczną, której znaczenie dopiero stosunkowo niedawno doczekało się szerszej interpretacji (Menke 1968). Wahnięcie to wyraża się wyraźnym wzrostem pyłku „drzew” (niekiedy ok. 60%), głównie brzozy, kosztem spadku krzywej pyłku roślin zielnych (NAP) do stosunkowo niskich wartości (minimum 35%), a ponadto (co najważniejsze) wzrostem roślin „stepowych”: sucho- i światłolubnych (*Hippophae* i *Artemisia*). W niektórych diagramach krzywa *Artemisia* osiąga swe wczesne maksimum właśnie w tym okresie (Menke 1968, 80). Nie można wykluczyć, że z wahnięciem tym wiąże się pojawienie pojedynczych brzoź drzewiastych.

Po tej cieplejszej oscylacji następuje ponowne zaostrenie warunków klimatycznych, które przejawia się w bardzo silnym wzroście procentowym pyłku roślin zielnych (NAP) do maksymalnych wartości, jednocześnie z wyraźnym spadkiem krzywej *Artemisia*.

Menke (1968) ostatnio zaproponował nazwę interwału meiendorfskiego (Meiendorf Intervall) dla omawianej cieplejszej oscylacji w spągu profili pyłkowych późnego glaciału w Europie północno-zachodniej i nazwę oscylacji Grömitz dla ponownego zaostrenia klimatycznego. Przypuszcza on, że interwał Meiendorf jest odpowiednikiem wcześniej wyróżnionego tzw. interstadiu Susacá, znanego z opracowań paleonologicznych we wschodnich Kordylierach i Hiszpanii (Hammen, Vogel 1966).

Próby ustalenia powszechności tej cieplejszej oscylacji, leżącej u progu późnego glaciału, związane są ściśle z datowaniem radiowęglowym tej części plejstocenu. Datowanie absolutne początków późnego glaciału i tym samym interwału Meiendorf może być uważane za dyskusyjne wobec problemów wynikłych z niezgodności, licznych zresztą, dat C14.

Wszystkie daty C14 dla interwału Meiendorf w Europie północno-zachodniej wiążą się ze stanowiskami hamburskimi w dolinie tunelowej Meiendorfu. Chodzi tu o stanowiska Meiendorf, Poggenwisch i Stellmoor. Ogółem uzyskano 17 dat radiowęglowych mierzonych na różnorodnych materiałach organicz-

¹ Prace dotyczące stopnia koncentracji pyłku w okresach interstadialnych oparte są głównie na współczesnej znajomości tempa osadzania się deszczu pyłkowego w określonych warunkach środowiskowych (DĄBROWSKI 1971). Koncentracja pyłków okresów stadialnych w warunkach arktycznych i subarktycznych w różnych środowiskach wegetacyjnych prawie nie była dotąd badana. Szereg innych zagadnień metodycznych związanych jest z problemami stopnia koncentracji sporomorf w różnych warunkach iologicznych (patrz WOTAH, GRIČUK 1971).

nych, pochodzących z warstw kulturowych umieszczonych obecnie, na podstawie analiz pyłkowych w interwale meiendorfskim (Menke 1968).

Meiendorf

(daty w latach konwencjonalnych p.n.e.)

- 13800±800 (W-172) — gytia (Rubin, Suess 1955, 487).
 10350±300 (H38-121B) — róg (Münnich 1957a, 196).
 10050±200 (H38-121A) — jw. (Münnich *l.c.*).
 9920±200 (W-281) — róg (Rubin, Suess 1956, 447).
 9840±200 (W-264) — róg (Rubin, Suess *l.c.*).
 8810±250 (Y-158-2) — róg (Barendsen i in. 1957, 911).

Trzy inne daty z Meiendorf uzyskane z rogu (Y-158, Y-158-1, H38-121C) wahają się od 4200 do 7590 lat p.n.e. i muszą być uznane za niewątpliwie błędne (patrz również Deevey i in. 1967).

Poggenwisch

- 15150±560 (H32-118a) — gytia (Münnich 1957a, 196).
 13750±350 (H32-60) — jw. (Münnich *l.c.*).
 13200±350 (W-93) — gytia (Suess 1954, 467).
 11100±270 (H31-67) — kość (Münnich 1957a, 196).
 11030±370 (H136-116) — węgiel (Münnich *l.c.*).
 10900±500 (H32-118c) — gytia, inaczej przygotowana próbka H32-118a (Münnich *l.c.*).
 9800±200 (W-271) — róg (Rubin, Suess 1956, 447).

Stellmoor

- 10500±200 (W-261) — róg (Barendsen i in. 1957, 911).

Ze względu na jakość próbek wydaje się, że najbardziej odpowiednia jest data uzyskana z węgla w Poggenwisch (H136-116). Również inne względy faworyzują tę datę. Stosunkowo szeroki zasięg błędu standardowego powoduje, że mieści się ona w przybliżonych granicach chronologicznych interwału meiendorfskiego wyznaczonych innymi datami.

Szeregu dat z późniejszej części najstarszego dryasu, bezpośrednio poprzedzającej interstadiu Bölling, dostarczyły laboratoria w Groningen i Kopenhadze, datując materiały ze znanego stanowiska w Usselo (de Vries, Barendsen, Waterbolk 1958; Tauber 1960). Przejście najstarszego dryasu do interstadiu Bölling (Usselo Ba IV) otrzymało datę 10460±140 (K-544) lat p.n.e.; torf mszysty najstarszego dryasu (Usselo Ba V) — 10490±140 (K-545) i 10590±100 (Gro-1104); nieco niższy poziom najstarszego dryasu (Usselo Ba VI) — 10580±140 (K-546), 10490±100 (Gro-928) oraz 10430±130 (Gro-935) — wszystkie w latach p.n.e.

Inne daty z najstarszego dryasu (określonego palynologicznie), uzyskane z Ascherslebener See na północno-wschodnim przedgórzu Harcu (Firbas, Müller, Münnich 1955; Mania, Stechemesser 1969)

i ze znanego stanowiska madleńskiego w Schussenquelle (de Vries, Barendsen, Waterbolk 1958; Vogel, Waterbolk 1963) różnią się mniej lub bardziej od dat z Usselo. Dwie próby z końca najstarszego dryasu z Ascherslebener See wykazały wiek 11300±280 (H-88/74) i 10750±320 lat p.n.e. (H-106/89). Torf mszysty zawierający warstwę kulturową madleńską w Schussenquelle otrzymał datę 12520±385 lat p.n.e. (Gro-468), data uzyskana z rogu jest niewątpliwie zbyt młoda.

Z obszaru Polski znane są dwie daty radiowęglowe, które odnosi się do najstarszego dryasu. Pierwsza z nich (K-709), ze schyłku najstarszego dryasu w Witowie (Tauber 1962, 29) — 10290±230, jest młodsza od nadległej daty Böllingu, co może być skutkiem zbyt małej próbki. Druga, ze znanego stanowiska w Koninie (Borówko-Dłużakowa 1969a, b), pochodzi ze stropowej partii najstarszego dryasu i wydaje się być niezgodna z innymi datami dla tego okresu — 11030±130 lat p.n.e. (Hv-2306).

Nieliczne daty C14 spoza obszaru Niżu Europejskiego (Kolumbia, Kenia, Hiszpania), które można by odnieść do okresu odpowiadającemu najstarszemu dryasowi, wskazują na poprawność dat z Usselo i wraz z nimi oraz z lepiej ustalonym wiekiem interstadiu Bölling pozwalają na przybliżoną lokalizację najstarszego dryasu (bez interstadiu Susacá lub interwału Meiendorf) między 11100-11300 a 10400-10500 lat p.n.e.

Generalnie zgodne z przedstawionymi wynikami są daty C14 i charakterystyka palynologiczna profilu w Poueyferré pod Lourdes w Pirenejach, na wys. 420 m n.p.m. (de Vries, Florschütz, Mendes Amor 1960; Van Campo 1969), gdzie okres od 15800 do 13600 lat temu charakteryzuje się bardzo wysokim wskaźnikiem zielnych (NAP), przekraczającym 90%; dopiero po tym okresie procent drzew wzrasta głównie wskutek wysokiego udziału sosny.

Gytia z Lago de Sanabria w prowincji Zamora w Hiszpanii — poprzedzająca ciepłe wahnięcia klimatyczne, które obecnie uważa się za odpowiadające tzw. interstadiu Susacá — wykazała wiek radiowęglowy 11750±300 lat p.n.e. (Gro-705). Na podstawie tej daty, jak również kilku uprzednio cytowanych dat dla najstarszego dryasu i początków interstadiu Böllingu przypuszcza się, że najstarszy dryas sensu lato trwał w przybliżeniu do 10400 lat p.n.e., a tzw. interwał meiendorfski od 11600 do 11100 lat p.n.e. (Menke 1968, 81).

Krótkie istnienie nieco cieplejszego wahnięcia klimatycznego, bezpośrednio poprzedzającego bardziej surową część najstarszego dryasu, zdaje się być dobrze potwierdzone sekwencją klimatyczną ostatniego zlod-

wacenia w słynnym profilu z depresji Ascherslebener See. Sekwencja ta, uzupełniona o profil w Mühelner-Geiseltal, umożliwia pełniejszy podział ostatniego zlodowacenia na podstawie litologii, dynamiki utworów, zjawisk peryglacialnych, sekwencji fauny molusków i małżoraczków oraz analizy pyłkowej, wspartej szeregiem dat C 14 (12 dat). W sekwencji tej zaznacza się wyraźnie 11 ciepłych wahnięć klimatycznych (bez holocenu) oddzielonych 12 fazami zimnymi. Datowania C 14 pozwalają skorelować starsze, środkowe i najpóźniejsze ciepłe wahnięcia z wyróżnionymi interstadialami lub oscylacjami w pozostałej części Europy (Mania 1967a, b, c; 1970; Mania, Stechemesser 1969; Mania, Toepfer 1971).

Pomijając tu wszelkie sprawy związane ze środkowym i dolnym odcinkiem ostatniego zlodowacenia, należy zwrócić uwagę na obecność cieplejszego wahnięcia nazwanego Mühelner Intervall 2, poprzedzającego bezpośrednio najstarszy dryas. Interwał ten synchronizowany jest z interwałem meiendorfskim (Mania 1970). Poprzedza go zimna faza klimatyczna i cieplejsza oscylacja nazwana Mühelner Intervall 1, synchronizowana z interstadialem Lascaux (Mania 1970).

Fauna molusków interwału 2 Mühelner wykazuje obecność typowych gatunków późnoglacialnych i tundrowych (*Columella-Fauna*) obok chłodnych społeczeństw stepowych (Mania, Toepfer 1971). Roślinność obu tych interwałów była zapewne tundrowa ze skupieniami krzewów. Warto tu wspomnieć, że na wcześniejszym z obu interwałów D. Mania kładzie granicę między głównym i późnym glacialem, a więc nieco wcześniej niż to się dosyć powszechnie przyjmuje.

Niektóre analizy pyłkowe obejmujące długie sekwencje górnej części plejstocenu z Europy południowo-zachodniej stosunkowo wyraźnie wykazują istnienie cieplejszej oscylacji między interstadialem Lascaux a Böllingiem. W południowej Hiszpanii, w Padul pod Grenadą, analiza pyłkowa ujawniła obecność 4 zimnych wahnięć między przypuszczalnym interstadialem Lascaux a preborealem (Mendez Amor, Florschütz 1962). Istnienie niezbyt silnej, cieplejszej oscylacji poprzedzającej Bölling ma być również rozpoznane przez Mendez Amora i Florschütza w Laguna de Sanguijelas na głęb. 820 cm (Mendez Amor, Florschütz 1961).

W Basenie Paryskim w schronisku Lagopède (Arcy-sur-Cure, dep. Yonne) analiza pyłkowa serii jaskiniowej demonstruje niezbyt wielkie, lecz przekonujące ciepłe wahnięcia między przypuszczalnym interstadialem Lascaux a Böllingiem. Arl. Leroi-Gourhan nazywa to wahnięcie pre-Böllingiem i iden-

tyfikuje z podobną stratygraficznie oscylacją w Laguna de Sanguijelas (Leroi-Gourhan 1964, 18). W sekwencji florystycznej schroniska Lagopède wahnięcie to przejawia się podniesieniem krzywej drzew (AP) do ponad 10% (wobec 6,3% uprzednio) i bardzo silnym spadkiem krzywej po tym epizodzie. Wzrost krzywej AP spowodowany jest głównie wzrostem pyłku sosny, ale pojawiają się tu również pojedyncze pyłki leszczyny. Jednakże podział na strefy w abri de Lagopède nasuwa pewne wątpliwości związane z prawidłowością wyróżnienia starszego dryasu, który jest tu wyraźnie nietypowy. Jeśli „starszy dryas” tego schroniska jest w rzeczywistości wcześniejszy niż ten okres (bo tylko taka ewentualność może tu zachodzić), wtedy wszystkie strefy musiałyby ulec przesunięciu (patrz uwagi niżej w tej sprawie).

Sedymenty niektórych schronisk skalnych południowo-zachodniej Francji wykazują pewne złagodzenie i zwilgotnienie klimatyczne równoczesne z osadnictwem tzw. madlenu IV (abri de Marseilles w Dordonii, abri Duruthy w dep. Landes) i z początkami madlenu V (La Madeleine, w-wa 5, La Forelie II w Dordonii). Zmiana klimatyczna przejawia się w zmniejszeniu ilości gruzu krioklastycznego w porównaniu z poziomami wcześniejszego madlenu III oraz w pojawieniu się osadów piaszczysto-gliniastych (Laville 1964; 1969; Bordes 1969a). Podczas trwania madlenu V następuje ponowne wyraźne zaostrzenie klimatu, który w końcu tego okresu być może nieco łagodnieje (Laville 1964, 229).

Szereg faktów wskazuje, że madlen IV i częściowo V może być współczesny ociepleniu umieszczanemu w początkach późnego glaciału między interstadialem Lascaux a Böllingiem. Są to przede wszystkim daty C 14 dla madlenu III z abri Bourdois (Roc-aux-Sorciers) w Angles-sur-Anglin: Gro-1903 — 11970 ± 80 (Movius 1960) i Gro-1913 — 12210 ± 80 lat p.n.e. (Vogel, Waterbolk 1963). Mogą one potwierdzać, że łagodniejsze wahnięcia klimatyczne częściowo związane z madlenem IV, a więc młodsze od wymienionych dat, może być w przybliżeniu datowane na XII tysiąclecie p.n.e. Trzeba tu jednak przypomnieć, że inne daty C 14 związane z madlenem III (Crane, Griffin 1960) są znacznie starsze i lokują się w połowie XIV tysiąclecia p.n.e. (Altamira, Cueva del Juyo w Hiszpanii).

Dodatkowo za identyfikacją wahnięcia klimatycznego madlenu IV i początków madlenu V z późnoglacialnym interwałem Meiendorf przemawia okoliczność, że nie może być ono uważane za interstadial Lascaux lub Laugerie z uwagi na ich starsze daty radiowęglowe i pozycję stratygraficzną w jaskiniach i schroniskach francuskich. Ponadto nie może ono być odpo-

wiednikiem interstadiału Bölling ze względu na przypuszczalny wiek madlenu VI (patrz niżej).

W północno-wschodniej części Niżu Europejskiego, bezpośrednio na obszarze objętym przez późnoglacialny lądolód skandynawski, poniżej gliny zwałowej moreny stadium Ługa, nad rzeką Raunis w Raceni na Łotwie wystąpiły cienkie drobnoziarniste osady jezienne — aleuryty z florą wskazującą na względne ocieplenie (Punning i in. 1967; Serebryanny 1969; Vaitekunas 1969a; Vaitekunas 1969b; Danilans 1969). To ocieplenie, poprzedzające nasunięcie lądolodu stadium Ługa, nazwano interstadią Raunis.

Diagram pyłkowy aleurytów z Raceni wykazuje wysoki udział procentowy sosny i brzozy (maksimum w poziomie odpowiadającym aleurytom najsilniej humusowym) z udziałem pyłku jodły i olchy. Makroszczałki roślinne zdają się nieco różnić swym składem od danych analizy pyłkowej, a mianowicie stwierdzono tu obecność *Betula nana*, *Salix polaris*, *S. cf. reticulata*, *Salix sp.*, *Cerastium sp.*, *Carex sp.*, *Potamogeton cf. filiformis*, *Fungi*, *Chara sp.*, *Silene sp.*, *Dryas octopetala*, *Bryales* (Vaitekunas 1969b).

Niektórzy autorzy są zdania, że okolice jeziora w maksimum termicznym tzw. interstadiału Raunis pokryte były rzadkimi lasami sosnowo-brzozowymi z domieszką jodły i olchy (Vaitekunas 1969b, 256). Makroszczałki wskazują na środowisko tundry krzewiastej z zaroślami brzozowo-wierzbowymi. Powstaje pytanie, czy nie zachodzi tu wypadek wtórnego wzbogacenia osadów pyłkami starszymi, co zdaje się być szczególnie częste na północno-zachodnich terenach ZSRR.

Dwie daty C 14, uzyskane w laboratorium w Tartu i w Moskwie z resztek mchów wydobytych z aleurytów (Punning, Liiva, Ilves 1968), wskazują wiek bliski połowie XII tysiąclecia p.n.e.: $11\,300 \pm 160$ (Ta-177) i $11\,440 \pm 500$ (Mo-296). Daty te są zgodne z przypuszczalnym wiekiem interwału meiendorfskiego i interstadiału Susacá.

W świetle wyżej przedstawionych rozważań bardzo interesujące są ostatnie doniesienia W. Chmielewskiego (1970b) o obecności ciepłego wahnięcia poniżej serii piasków ze żwirami, datowanej na najstarszy dryas, we wschodniej części stanowiska w Witowie, pow. Łęczycza. Wysoki udział pyłku NAP, z reguły przekraczający 60%, niski udział pyłku sosny przy znacznym udziale pyłku brzozy (jednak mniejszym niż w Böllingu), zbliżają diagram (Wasylikowa 1964, fig. 30) utworów organogenicznych leżących poniżej piasków ze żwirami najstarszego dryasu do profili interwału meiendorfskiego ze Szlezwicku-Holsztynu. Dla fazy tej w Witowie można rekonstruować środowisko tundry z zaroślami brzozowymi i pojedynczymi brzożami lub też skupieniami brzoż.

Daty tzw. interstadiału Raunis, jak również daty późniejszej części najstarszego dryasu pozwalają umieszczać tzw. interwał meiendorfski w drugiej połowie XII tysiąclecia p.n.e.

W profilach pyłkowych Szlezwicku-Holsztynu po wstępnym złagodzeniu klimatycznym oscylacji meiendorfskiej następuje wyraźne zaostrenie warunków klimatycznych, wyrażające się silnym spadkiem krzywej AP i maksymalnie wysokim udziałem pyłku NAP (Menke 1968). Ta faza, która również może być uważana za minimum klimatyczne najstarszego dryasu, bywa niekiedy łączona z oscylacją lądolodu Grömitz, tj. z postojem lądolodu lub nasunięciem Langeland w południowej Zelandii i wschodnim Szlezwicku-Holsztynie (Menke 1968, 81) i najpewniej jest równoczesna z nasunięciem fazy Ługa i północnolitewskiej w ZSRR.

W Polsce faza minimum klimatycznego najstarszego dryasu może częściowo odpowiadać fazie Ia-1, tj. starszej chłodniejszej fazie najstarszego dryasu Wasylikowej (1964) z Witowa, charakteryzującej się występowaniem tundry bezdrzewnej z zaroślami wierzb i brzozy karłowatej.

Po minimum najstarszego dryasu następuje stopniowa poprawa warunków klimatycznych, manifestująca się prawie powszechnie wzniesieniem krzywej *Artemisia*. Trwa ono do czasów wzrostu krzywej pyłku brzozy, który rozpoczyna właściwy interstadial Bölling. Faza ta bywa niekiedy zaliczana do Böllingu (van der Hammen 1952) lub też traktowana jako faza bezleśna tego interstadiału (Menke 1968). Powszechnie sądzi się, że faza ta wyprzedza pojawienie się brzoż drzewiastych właściwego interstadiału. Wędrowka brzoż z południowych ostoi była przyczyną ich późniejszego pojawienia się na obszarze północnym Niżu Europejskiego.

W Witowie (Wasylikowa 1964) podczas młodszej fazy najstarszego dryasu (Ia-2) zwiększał się udział *Betula pubescens* w całości pyłku brzozy, wskazując na przybliżenie się północnej granicy tego gatunku. W okresie tym *Hippophae* osiąga swe maksymalne wartości, a średnia temperatura lipca musiała już wtedy wynosić ok. 12°C.

Postępujące ocieplenie w najmłodszej fazie najstarszego dryasu doprowadziło do dość gwałtownego wzniesienia się krzywej pyłku brzozy wskutek pojawienia się tundry parkowej z brzożą omszoną (*Betula pubescens*) i zapewne osiką w Polsce oraz w prawie całej strefie środkowej i północnej Niżu Europejskiego. Zmiany te charakteryzują oscylację Bölling. Procentowy udział brzozy w profilach pyłkowych waha się teraz od ponad 20% do ponad 50% w Witowie, a w niektórych profilach północno-zachodniej części

Niżu osiąga nawet ponad 60%. Liczna obecność heliofitów dowodzi stosunkowo małego zwarcia drzew. Znaczny udział pyłku sosny (ok. 50%) w Böllingu Konina skłania Z. Borówko-Dłużakową (1969b, 273) do przypuszczenia, że sosna występuje obok brzozy jako element parkowego krajobrazu tego okresu.

W północno-zachodniej części RSFRR (Malahovskij i in. 1969, 168) spektra pyłkowe przypisywane Böllingowi odznaczają się bardzo szczególnym składem florystycznym. Pyłek sosny osiąga tu niekiedy 70%, natomiast brzozy zaledwie do 26%. Ponadto mają tu występować olcha (do 20%) i jodła (do 20%), a także dąb, wiąz, lipa i leszczyna. Procent roślin zielnych jest na ogół niski, bo osiąga zaledwie 30-40%. Te bardzo „ciepłe” spektra pyłkowe ze znacznym procentem elementów ciepłolubnych odbiegają wybitnie od składu roślinności znanego z Niżu Zachodnio- i Środkowoeuropejskiego. Wobec bardzo skomplikowanej budowy płaszcza czwartorzędowego północno-zachodniej części RSFRR, tj. częstej obecności utworów interstadialnych, licznych nasunięć lądolodu, erozji itp., przypuszcza się (Frenzel 1960; Wasylikowa 1964), że profile pyłkowe tych obszarów mogą być często wzbogacane w inne — starsze — interglacialne elementy. Jednocześnie warto przypomnieć, że w depresji Iksa w pobliżu Zatoki Oneskiej Morza Białego (Devjatova 1969) oscylacja Böllingu zaznacza się głównie dominacją *Betula pubescens* oraz spadkiem udziału roślin zielnych (do 27%). Ponadto należy zauważyć, że niektóre profile przypisywane Böllingowi (np. z jeziora Łopata, na płn. od Leningradu) leżą na północ od zasięgu stadium Newa, które — jak się dziś wydaje — jest wieku starszego dryasu, a więc młodsze od Böllingu (Serebryanny 1969).

Fauna małżoraczków w jeziorze Aschersleben, przypisywana Böllingowi (Mania 1967), wykazuje społeczeństwa przejściowe od fauny arktycznej najstarszego dryasu do umiarkowanej, wskutek obecności gatunków ciepłolubnych obok eurytermicznych i zimnolubnych. Jednocześnie silnie wzrasta w stosunku do najstarszego dryasu ilość indywiduów na 500 cm³ sedymentu oraz ilość gatunków.

Na terenie Europy południowo-zachodniej interstadium Bölling jest prawie nieznany. We Francji uważa się, że niemal wszystkie analizowane osady organogeniczne (poza pld.-zach. Francją) rozpoczynają się w starszym dryasie lub Allerödzie (Jalut 1969; de Beau- lieu 1969). Tak więc jedynie (Planchais 1969) analiza sedymentów jaskiniowych cytowanego już abri de Lagopède (Arl. Leroi-Gourhan 1964) prawdopodobnie ujawnia jego obecność. W stanowisku tym Bölling manifestuje się przez wzrost pyłku AP do 15%, w tym głównie sosny ok. 12%; ponadto pojawiają się —

pierwsze od czasu interstadiumu Lascaux — liściaste drzewa ciepłolubne.

Datowanie „absolutne” młodszej części najstarszego dryasu i Böllingu jest nieco łatwiejsze niż interwału meiendorfskiego i minimum klimatycznego najstarszego dryasu. Daty młodszej części najstarszego dryasu były już omówione uprzednio. Są one zgodne z istniejącymi datami dla Böllingu. Natomiast początek fazy wstępnej Böllingu (Ia-2) — tzw. fazy młodszej najstarszego dryasu, może być wyznaczony przez datę C 14 dla drewna wierzby znad moreny stadium Ługa — identyfikowanym z maksimum najstarszego dryasu. Data ta, wynosząca 10700±500 lat p.n.e. (Ta-57), pochodzi z Kurenurme w Estonii (Serebryanny 1969).

Najważniejsze daty Böllingu pochodzą z sekwencji datowań w Usselo, Witowie i Clinge. Podstawowe daty z Usselo (de Vries, Barendsen, Waterbolk 1958; Tauber 1960) leżą w stropie poziomu Böllingu (Ba-II) — 10120±140 (K-542), tuż poniżej stropu (Ba-III) — 10250±140 (K-543), 10650±170 (Gro-927) oraz z przejścia Bölling — najstarszy dryas (Ba-IV) — 10460±140 (K-544) lat p.n.e. Daty z Witowa (Tauber 1962; Wasylikowa 1964) są zgodne z datami z Usselo: sam początek starszego dryasu — 9950±180 (K-706); górna część interstadiumu — 10150±140 (K-708); dolna część Böllingu — 10310±140 (K-707) lat p.n.e. Daty z Konina, z samego stropu Böllingu, bliskie są datom z Usselo i Witowa: Hv-2307 — 9930±130 i Gro-2024 — 9890±180 lat p.n.e. (Borówko-Dłużakowa 1969b). Z dwóch istniejących dat tej oscylacji w depresji Ascherslebener See (Mania 1970) jedna wydaje się być zbyt stara (10940±190 lat p.n.e. — Fr-24), natomiast druga zgodna jest z cytowanymi wyżej datami (10350±250 lat p.n.e. — H-77/54). Ostatnia z wymienionych dat była pierwotnie publikowana jako pochodząca ze starszego dryasu (Mania, Stechemesser 1969, 3). Data z późnej partii Böllingu w Clinge (Holandia) dobrze odpowiada datom z Witowa i Usselo — 10050±110 lat p.n.e. (Vogel, Zagwijn 1967). Data z Leonowa w ZSRR — 10350±400 (Mo-374) również jest zgodna z przypuszczalnym wiekiem Böllingu (Serebryanny 1969).

Wymienione daty z dużą pewnością pozwalają określić interstadium Bölling sensu stricto jako zawarty między 10500—10400 a 10100—10000 lat radiowęglowych p.n.e. Tak więc chronologia absolutna starszej części późnego glaciału może być przedstawiona następująco:

Interwał (oscylacja)

Meiendorf/Raunis od 11600—11500 do 11300—11100

Minimum klimatyczne

najstarszego dryasu od 11300—11100 do ok. 10800

Faza wstępna Böllingu

lub późny najstarszy dryas od ok. 10800 do 10500–10400

Bölling od 10500–10400 do 10100–10000 lat p.n.e.

Najmniej pewne są daty dotyczące najstarszej części późnego glaciału.

B. FAUNA

Skład fauny młodszego plejstocenu nie jest najłatwiejszy do ustalenia, głównie z uwagi na niewielką ilość dobrze datowanych stanowisk archeologicznych, będących — jak wiadomo — głównym źródłem znajomości fauny tego okresu. Z drugiej strony wiadomo, że stosunek procentowy poszczególnych gatunków fauny wydobywanych ze stanowisk archeologicznych jest przejawem świadomego wyboru przez człowieka takich, a nie innych przedstawicieli świata zwierzęcego i nie jest próbą losową w sensie statystycznym. Tak więc skład fauny stanowisk archeologicznych będzie raczej świadczyć o pewnych preferencjach czy też specjalizacji w łowach lub może niekiedy jej braku i nie może być podstawą do pełnej rekonstrukcji świata zwierzęcego późnego glaciału.

Z okresu oscylacji Meiendorf istnieją na Niżu właściwie tylko dwa dobrze datowane stanowiska, które dostarczyły bogatszych zestawów fauny. Są to stanowiska hamburskie z doliny tunelowej Meiendorfu w Szlezewiku-Holsztynie: Meiendorf i Stellmoor (Krause 1937; Krause, Kollau 1943). Fauna tych stanowisk jest typowym przykładem specjalizacji łowieckiej i poza potwierdzeniem tundrowego charakteru środowiska nie daje reprezentatywnego obrazu świata zwierzęcego. Tak więc w Meiendorf w gytii wapiennej stwierdzono występowanie 127 osobników rena, 3 lub 4 zajęcy polarnych, 3 wiewiórek ziemnych oraz pojedyncze egzemplarze leminga, konia, borsuka, pieśca, tchórza, rosomaka, gęsi, łabędzia, kaczki, pardwy, żórawia itd. W Stellmoor ilość osobników renifera była znacznie mniejsza — 41 sztuk. W uboższym pobliskim stanowisku Poggenwisch skład fauny nie odbiega od pozostałych stanowisk (Herre, Requate 1958).

Być może nieco młodsza jest fauna z Schussenquelle pod Schussenried, a więc z obszaru obrzeżającego Niż Europejski od południa. Poza koniem i renem jest tu niedźwiedź brunatny, wilk, piesiec, rosomak, pardwa, łabędź i inne ptaki (Schmidt 1912).

Niedawno odkryte i jeszcze nie całkowicie rozkopane otwarte stanowisko madleńskie w środkowej części północnej Nadrenii — Feldkirchen-Gönnersdorf, dostarczyło bogatej fauny, która nie jest jeszcze opracowana (Bosinski 1968; 1969). Datowanie tego stanowiska nie jest jednoznaczne i wymaga omówienia.

Warstwa kulturowa w Gönnersdorf zalega 40 cm poniżej stropu lessu wtórnie zglebionego (gleba brunatna), przykrytego przez tufy wulkaniczne La-

acher-See, osadzone około połowy Allerödu. Powstanie gleby może być więc związane z wczesnym Allerödem lub Böllingiem, ewentualnie z obu tymi oscylacjami razem. Jeśli przyjmiemy za Brunnackerem (1969b), że przeciętna grubość rocznej sedymentacji lessu w końcowej fazie musiała wynosić 0,3–0,4 mm, wtedy ok. 1000 lat musiałyby minąć między czasem opuszczenia stanowiska przez ludzi a początkiem formowania się gleby. Bez względu na to, czy koniec sedymentacji lessu umieścimy przed Allerödem lub Böllingiem (co wydaje się bardziej prawdopodobne), wiek osadnictwa na tym stanowisku powinien mieścić się w najstarszym dryasie sensu lato, lub też przed nim, na granicy późnego glaciału i pleniglaciału — jeśli przyjmiemy, że sedymentacja lessu ustała już w fazie wstępnej Böllingu (najmłodszej fazie najstarszego dryasu), tj. ok. 10700 lat p.n.e.

Podstawę fauny stanowiska w Feldkirchen-Gönnersdorf stanowi koń, ponadto występuje tu lis (piesiec), renifer (tylko wieńce zrzutki), jeleni (znany wyłącznie z paciorków z siekaczy) oraz pojedyncze kości mamuta, nosorożca i *Bovidea* (Bosinski 1969, 38). Wśród rytów na płytkach wapiennych występują stosunkowo liczne wyobrażenia mamuta i nosorożca włochatego.

Bogate w faunę stanowiska południowo-wschodniej i południowej Francji mogą być bardzo dobrym kluczem do zrozumienia składu fauny i jej przemian w strefie odgraniczającej Niż Europejski od południa, niestety ograniczona ilość dat C14 i palynologicznych utrudnia datowanie. Pewnych wskazówek dostarczają również prace nad zmiennością sedymentacji w jaskiniach, kontynuowane od wielu lat przez H. Laville'a (1964; 1969) oraz bardzo gruntowne studia nad fauną najmłodszej części madlenu Francji południowo-zachodniej prowadzone przez F. Delpech (Bonifay 1969; Delpech 1971).

Wyniki badań sedymentologicznych wykazują, że po stosunkowo wilgotnym i nieco cieplejszym epizodzie podczas trwania osadnictwa madlenu IV (piaski powodziowe, utwory gliniasto-piaszczyste z małą ilością gruzu) i początku madlenu V w młodziej części tego ostatniego, sedymentacja staje się znów bardziej wzbogacona w gruz jaskiniowy krioklastyczny (Les Marseilles). Podobnie w niektórych schroniskach zawierających wczesne złogi madlenu VI ilość gruzu krioklastycznego ostrokrawędzistego jest bardzo liczna (np. La Madelaine, w-wa 17 — Bordes 1969a, 82).

Z drugiej strony inne stanowiska tej fazy madlenu, jak np. Gare de Couze w Dordonii, spoczywają w utworach aluwialno-powodziowych zawierających nieliczny gruz o dużych rozmiarach. W nieco podobnych warunkach (piaski gliniaste powodziowe) spoczywa poziom późnego (de Soneville-Bordes 1960, 487) madlenu fazy VIa w abri de Villepin (Laville 1964, 246n.). Ta sytuacja zdaje się świadczyć o warunkach klimatycznych nieco złagodzonych i bardziej wilgotnych, poczynając od końcowej części fazy VIa. Jednak analiza fauny ze stan. Gare de Couze wykazuje obecność w 85% renifera odmiany tundrowej (Bonifay 1969, za Delpech) i zdaniem cytowanego autora wskazuje na klimat bardzo zimny i mało wilgotny (Bonifay 1969, 139). Zgodna z tym jest obecność *Nyctea nyctea* i *Lagopus lagopus* (Prat 1962, 250). Jedynie w pobliżu stropu mają pojawiać się dopiero gatunki leśne (Laville 1969, 80).

Generalnie można zaobserwować sekwencję wyrażającą się w stwierdzeniu, że ilość gruzu ostrokrawędzistego wzrasta do maksimum w młodszej części madlenu V i, być może, starszej madlenu VIa. Zmniejszanie jego udziału w utworach jaskiniowych maleje wyraźnie w młodszej części madlenu VIa i w madlenie VIb.

Studia nad fauną trzech wybranych stanowisk madlenu VI (Gare de Couze, Morin w dep. Gironde i abri de Duruthy w dep. Landes) wykazały, że pierwsze z wymienionych stanowisk jest „najzimniejsze” (85% rena, głównie odmiany tundrowej) z pewnym ociepleniem w stropie, natomiast w schronisku Duruthy udział renifera, głównie odmiany leśnej, spada do 70% całości fauny. W Morin udział renifera obniża się do 40%, na które składa się prawie wyłącznie renifer odmiany leśnej. *Bos primigenius* staje się tu bardzo ważnym elementem składu fauny (Bonifay 1969, za Delpech). W końcu madlenu VIb zwiększa się również znacznie ilość jelenia wypierającego stopniowo renifera i konia. Tak jest np. w warstwie B w schronisku Villepin, gdzie jeleni zdaje się zdecydowanie przeważać (Peyrony 1936). Warto tu przypomnieć, że nieliczne gatunki fauny arktycznej, takiej jak sowa śnieżna, lis arktyczny (*Alopex lagopus*), *Microtus nivalis* i leming norweski (*Lemmus lemmus*), znane są z madlenu V i wczesnego madlenu VIa.

W poziomach azylskich renifer zanika całkowicie lub prawie całkowicie, jak np. w warstwie C schroniska Villepin (Peyrony 1936), bądź też jego udział staje się znikomy, a wśród „dużej” fauny wyraźnie dominuje jeleni — jak w poziomie azylskim schroniska Duruthy (Bonifay 1969, za Delpech).

Podobnie w innych rejonach Francji, tak jak np. w Ardèche (abri de Colombier à Vallon, Grotte

d'Oulins), w końcowym madlenie rozpoczyna się postępujące złagodzenie klimatyczne, najpełniej wyrażone podczas trwania przemysłów azylskich (Commbier 1967). Ta stosunkowo wyraźnie ustalona sekwencja litologiczno-faunistyczna może być umieszczona w czasie dzięki istniejącemu datowaniu radiowęglowemu. Trzy daty C14 pochodzące z Grotte de la Vache w Pirenejach nie są tu zbyt pomocne z uwagi na bardzo skąpe wiadomości o ich kontekście archeologicznym. Tak więc w-wa 2 tego stanowiska, która zdaje się należeć do madlenu VIb (Movius 1960)), dostarczyła dwu dat radiowęglowych uzyskanych z węgla drzewnych: 9700 ± 200 (L-336C) i 10590 ± 1005 (Gro-2025) lat p.n.e. (Movius 1960, 371; Vogel, Waterboilk 1963, 168). Inna data z niżej leżącej w-wy 4 dała wynik 10900 ± 60 (Gro-2026) lat p.n.e.

Jaskinia des Romains w południowej Jurze francuskiej ujawniła obecność trzech warstw kulturowych późnego madlenu datowanych C14, daty te jednak nie są zgodne ze swym położeniem stratygraficznym, co odbiera im właściwe znaczenie (Bravard, Bocquet, Desbrosse 1969).

Dwie daty dla madlenu V i VI z Angles-sur-Anglin (GrN-2912 i 2916: 8890 ± 120 (madlen V) i 9315 ± 130 (madlen VI) lat p.n.e. (Vogel, Waterboilk 1964) są młodsze o ponad 1000 lat od uprzednio cytowanych z la Vache i niezgodne ze swą pozycją stratygraficzną. Podobnie późne daty uzyskane z frakcji proteinowej harpuna i fragmentu rogu z XIX-wiecznych kolekcji z Trou de Forges w Bruniquel, dep. Tarn-et Garonne: 9800 ± 300 (BM-302) i 9160 ± 160 (BM-303) lat p.n.e. (Barker, Burleigh, Meeks 1969), które prawdopodobnie mogą być generalnie wiązane z madlenem VI, są bardzo wątpliwe co do swej poprawności. Data dla madlenu IV-V ze starych zbiorów z Monastruc w Bruniquel również nie wydaje się zbyt pewna — 10120 ± 180 (BM-304) lat p.n.e. (Barker, Burleigh, Meeks 1969).

Wyniki dat radiowęglowych z laboratorium w Groningen dla poziomów z jaskini de la Vache skłoniły Moviusa (1960) do uznania późnego madlenu VI (VIb) za współczesny oscylacji Bölling a starszej części madlenu VI/VIa i madlenu Vb za współczesne okresowi poprzedzającemu tę oscylację tj. najstarszemu dryasowi. Ostatnio również de Lumley umieszcza madlen VIb w Böllingu (1969).

Inni autorzy opierając się mniej lub bardziej na przypuszczalnej chronologii późnego madlenu z przedgórza alpejskiego Niemiec i epimadlenu (grupy Feder-messer) Niżu Niemieckiego sądzili że postępujące ocieplenie widoczne w sedymentach i faunie stanowisk jest raczej świadectwem początków oscylacji Allerödu (Schwabedissen 1954; Gross 1960; Schild 1960).

Rozstrzygające w tym względzie są daty radiowęglowe ostatnio uzyskane z późnomadleńskiego (VIb) poziomu w Les Deux Avens pod Vallon-Pont-d'Arc w Ardèche: 10370 ± 60 — węgiel (Ly-321) i 10400 ± 200 — kość (Ly-322), przeciętna obu dat 10390 (Evin i in. 1971, 63). Datowanie to zupełnie pewnie umieszcza zióg późnomadleński z Les Deux Avens w Böllingu i jest zgodne z datowaniem uzyskanym w La Grotte de la Vache (Ariège). Nowe daty C14 osadnictwa azylskiego z poziomu D w schronisku Dumas pod Saint Remèze w Ardèche: 9800 ± 300 — węgiel (Ly-318), 10130 ± 310 — frakcja humusowa (Ly-319), 9550 ± 380 — kość (Ly-320), przeciętna 9700 ± 240 lat p.n.e Evin i in. (1971, 62) umieszczają to osadnictwo w Allerödzie i dowodzą, że tzw. przemysły azylskie powinny być łączone głównie z tym ostatnim interstadialem.

Sekwencja litologiczna i faunistyczna z jaskiń francuskich poparta istniejącymi datami C14 wykazuje, że najbardziej zimna fauna współczesna fazie Vb i częściowo VIa przypada na minimum klimatyczne najstarszego dryasu, młodszy madlen VIa trwa w najmłodszej fazie najstarszego dryasu (faza wstępna Böllingu), a madlen VIb jest współczesny tej oscylacji. Postępujące ocieplenie z tworzącymi się pokrywami stalagmitowymi już od Allerödu — np. Prélétang, dep. Isère (Evin i in. 1971, 60), zdaje się mieć charakter ciągły, a depresje klimatyczne starszego i młodszego dryasu nie są odnotowane w sekwencji fauny.

Analizy pyłkowe w Wogezach, północnych Alpach oraz Masywie Centralnym (Jalut 1969; de Beaulieu 1969) zdają się stwierdzać obecność w tym rejonie starszego dryasu, który ma być okresem bezleśnym o wysokich wskaźnikach roślin zielnych. Natomiast w Pirenejach procent pyłku drzew jest większy i osiąga 20-25%.

Jedynie w schronisku Lagopède w Arcy-sur-Cure (Arl. Leroi-Gourhan 1964) bardzo ubogi inwentarz paleolityczny, najpewniej późnomadleński, spoczywał w poziomie określanym pyłkowo jako starszy dryas (patrz niżej).

Niektórzy autorzy interpretując sekwencje litologiczne sedymentów jaskiniowych z południa Francji wyróżniają serie osadów przypisywanych Böllingowi i Allerödowi (Escalon de Fonton 1966; 1969). Serie te mają się odznaczać brakiem krioklastyczności gruzu, scementowaniem utworów oraz śladami ich rozmywania. Między seriami datowanymi na Bölling i Alleröd oraz powyżej Allerödu osady są wyraźnie krioklastyczne. Tę, wydawałoby się, jasną sytuację stratygraficzną zakłóca fakt niezgodności z nią dat C14. W stanowisku Le Valorques w St. Quentin (dep. Gard) dwie warstwy kulturowe spoczywające

w serii sedymentów uznanych za allerödskie i zawierające materiały kulturowe tzw. romanelskie otrzymały daty C14 odpowiadające Böllingowi: w-wa $15 - 10390 \pm 320$ i 10140 lat p.n.e. (Escalon de Fonton 1966, 14). Inna data, tym razem dla późnego inwentarza romanelskiego z Valduc w Istres (dep. B.-du Rh.) może wskazywać na początki Allerödu — 9750 lat p.n.e. (Escalon de Fonton 1966, 141) lub (zapewne ściślej) — 9736 ± 450 lat p.n.e. (Combiér 1967, 382). Zdaniem J. L. Vernet (za Ponssem 1969), analizy węgla drzewnych z obu datowanych warstw romanelskich wskazują na obecność lasu lub skupień *Pinus silvestris*.

Daty radiowęglowe rzędu oscylacji Bölling, dla niektórych serii interpretowanych jako allerödskie mogą przemawiać za starszym wiekiem utworów przypisywanych z kolei Böllingowi. Nie można jednak wykluczyć możliwości, że część „allerödskich” sedymentów południowej Francji naprawdę odpowiada tej oscylacji (jak może sugerować data z Valduc). Co więcej, wydaje się również prawdopodobne, że „cieple” serie „allerödskie” mogą łączyć w sobie obie ostatnie ciepłe oscylacje i że starszy dryas nie został dotąd ujawniony w sekwencji jaskiniowej.

Przyjmując przedstawioną interpretację chronologiczną późnomadleńskich stanowisk Francji możemy stwierdzić, że fauna tych stanowisk sugeruje zasięg tundry w najstarszym dryasie sensu lato daleko na południe poza obszary Niżu Europejskiego. Stopniowe wypieranie rena tundry przez rena leśnego i pojawienie się tura, co miało miejsce najpewniej w początkach Böllingu lub też przed nim, świadczy o stopniowym opanowywaniu tundry przez zbiorowiska drzew i powstawaniu tundry parkowej lub nawet bardziej zwartych zbiorowisk leśnych w dolinach. W Allerödzie zwarte lasy całkowicie wyparły gatunki subarktyczne.

Niniejsza interpretacja wieku madlenu francuskiego zdaje się być zgodna ze stratygrafią jaskini Brillenhöhle w Jurze Szwabskiej, gdzie przemysł z harpunami jedno- i dwurzędowymi spoczywał w osadach silnie krioklastycznych. Fauna tego poziomu, z mamutem, renem, koniem i lisem, może świadczyć o obecności mamuta w strefie podgórskiej Alp w tym okresie.

Pewne wiadomości o faunie najstarszego dryasu sensu lato pochodzą również z południowo-wschodniego pogranicza Niżu Europejskiego (jeśli uznamy właściwość dat ze stanowiska Mołodowa V). Data dla poziomu 3 wielowarstwowego stanowiska na Ukrainie wschodniej, nad środkowym Dniestrem, uzyskana z kości wskazuje na najstarszy dryas sensu lato (GIN-9) — 11420 ± 540 (Cherdyntsev i in. 1968a)

i może być umieszczana w pobliżu oscylacji Meien-dorf/Raunis. Fauna poziomu 3 ma następujący skład (Černyš 1959): renifer (11 osobn.); mamut (2 os.); koń (4 os.); *Bison priscus* (2 os.);łoś (2 os.); *Cervus* sp. (2 os.); *Bos* sp. (1 os.); jelen (1 os.); piesiec (1 os.); *Lepus* sp. (1 os.). Radiowęglowy wiek warstwy drugiej, nadległej, pozwala zaliczyć ją do oscylacji Bölling wobec wyniku 10350 ± 140 (GIN-56) lat p.n.e. uzyskanego z węgla drzewnych (Cherdyntsev i in. 1968b). Wcześniej uzyskana data z materiału kostnego (zwykle mniej pewnego) jest znacznie młodsza — 9950 ± 230 (GIN-8) lat p.n.e. (Cherdyntsev i in. 1968a). Fauna tej warstwy jest prawie identyczna z uprzednią, z jedynym większym wyjątkiem polegającym na braku mamuta, który po raz ostatni ujawniony został w warstwie 3 (Černyš 1959, 104).

C. POŁOŻENIE ŁĄDOŁODU

Położenie lądolodu skandynawskiego podczas jego recesji w późnym glacie jest zagadnieniem od paru pokoleń pasjonującym geologów czwartorzędu. Jeszcze przed biostratygraficznym podziałem późnego glaciału był on wydzielany na podstawie zasięgu moren czołowych. Zastosowanie klimatycznych kryteriów podziału stwarza konieczność porównania faz recesji i postoju lądolodu z podziałem zbudowanym przez palynologię. Porównanie to nie jest zbyt proste, głównie z uwagi na niewielkie możliwości wystarczająco precyzyjnego datowania poszczególnych ciągów morenowych oraz ich wzajemnej korelacji.

Do niedawna jedną z najważniejszych cezur chronologicznych recesji ostatniego zlodowacenia były moreny tzw. nasunięcia Langeland we wschodniej Zelandii. Postój lądolodu w południowo-zachodnim Schonem (płd. Szwecja) przyjmowany był za początek fazy recesji nazwanej Gotiglacialem (de Geer 1954), trwającej od czasu pojawienia się w Sztokholmie pierwszej „symiktycznej” — stonej warstwy, którą obecnie uważa się za bliską dacie 8000 konwencjonalnych lat warwowych, a ściślej 8015 lat p.n.e. (Nilsson 1968).

W Polsce przypuszcza się, że z początkiem najstarszego dryasu związana jest tzw. faza gardzieńska (Roszko 1968b; Galon 1968b), występująca na północnym skrawku Polski i urywająca się w morzu nad Zatoką Gdańską i koło Darłowa. Fazie tej zdaje się najlepiej odpowiadać subfaza północno-wschodnia fazy rugijskiej i w związku z tym morena H w Danii (Galon 1968b, tabl. I).

Rewizja chronologii warwowej wczesnego Gotiglaciału w południowej Szwecji wskazuje, że bezpiecznie można mówić wyłącznie o chronologii do

Podobnie ze względu na datę C14 można przypuszczać, że dolny poziom kulturowy stanowiska Borszewo II nad Donem jest chronologicznie bliski Böllingowi. Data ta (GIN-88 — 10350 ± 100 lat p.n.e., Cherdyntsev i in. 1968b) uzyskana ze zhumifikowanego aluwium, zalegającego poniżej dolnego poziomu kulturowego, składa się z mamuta, konia, zająca, renifera, rosomaka, wilka i lisa (Boriskovskij 1941; Efimenko, Boriskovskij 1953).

Tak więc dane o faunie strefy, leżącej nieco na południe od południowo-wschodniej granicy Niżu Europejskiego, wskazują raczej na środowisko tundry z rzadkimi drzewami i skupiskami drzew najpewniej w najbardziej wilgotnych dolinach rzecznych Dniestru i Donu, gdzie utrzymywały się nieliczne gatunki leśne:łoś i rosomak.

10500 konwencjonalnych lat warwowych p.n.e. i że w tym okresie, tj. w późnym najstarszym dryasie, lądolód znajdował się w południowo-wschodniej Skanii (Nilsson 1968; Fromm 1970; Tauber 1970a). W końcu najstarszego dryasu i w początku Böllingu cały półwysep Skanii był już wolny od lodu. Z początkiem Böllingu wiązany jest ciąg morenowy Göteborg—Fjärås—Bredåkra, a podczas stosunkowo szybkiej recesji Böllingu czoło lądolodu dotarło do południowych brzegów jeziora Bolmen. W świetle tych danych, jak też i zasięgu lądolodu na południowo-wschodnim wybrzeżu Bałtyku, /nie da się utrzymać pogląd o związku subfazy Langeland z najstarszym dryasem (Gross 1958; Menke 1968). Ostatnio jest ona paralelizowana z ciągiem moren południowo-litewskich i z subfazą kaszubsko-warmińską (Galon 1968b, tabl. I).

Na podstawie chronologii warwowej proponowano wiek ok. 12000 lat p.n.e. dla postoju lądolodu na linii Langeland (de Geer 1954, 309). Jednak data ta nie może być uznana za dokładną głównie z powodu trudności w tzw. telekonekcji warw.

Zaleganie utworów interstadialu Raunis, datowanego na połowę XII tysiąclecia p.n.e., poniżej moreny tzw. stadium Ługa, a ponadto data 10700 ± 500 lat p.n.e. (TA-57) dla drewna wierzby sponad moreny tegoż stadium w Kurenurme pozwalają odnieść fazę Ługa dosyć pewnie do minimum klimatycznego najstarszego dryasu. Należy jednak pamiętać, że data z Kurenurme jest datą post quem dla tego stadium i pochodzi zapewne z początków fazy wstępnej Böllingu. Ponadto możemy założyć pewną retardację regresji lądolodu w stosunku do poprawy warunków klimatycznych.

Stadium Ługa zdaje się odpowiadać tzw. stadium północnolitewskiemu; ciągi morenowe obu stadiów przebiegają w północnej Litwie i południowej Łotwie, przecinając południowy skraj Jeziora Pskowskiego w RSFRR (Gudelis 1961; *Geomorfologija* 1969; Vaitekunas 1969 b) i biegną dalej nieco na południe od jeziora Łagoda oraz południowym skrajem jeziora Onega. Na zachodzie linia ciągu północnolitewskiego zdaje się ginać w morzu nieco na południe od Kłajpedy. Na północny wschód od jeziora Onega przebieg fazy Ługa nie jest zbyt pewny. Może on łączyć się z przebiegiem tzw. fazy III 3 Jakowlewa (1956). Brak jednak zgodności pomiędzy poszczególnymi autorami co do szczegółowego wyznaczenia przebiegu ciągów morenowych Ługa w terenie. Różnice bywają tak duże, że niekiedy przedstawia się przebieg tego stadium na północ od Jeziora Czudskiego (*Geomorfologija* 1969) i na północ lub południe od jeziora Ilmeń (Rel'ef 1961, 91; *Geomorfologija* 1969).

Uwzględniając powyższe zastrzeżenia można przyjąć, że co najmniej część ciągów morenowych uznawanych za należące do stadium Ługa jest najpewniej równoczesna z zasięgiem lądolodu w minimum klimatycznym najstarszego dryasu. Początek recesji z moren łuzskich powinien być mniej więcej równoczesny początkowi fazy wstępnej Böllingu. Trwała ona zapewne co najmniej do końca tego interstadiału.

Cofanie się lądolodu w okresie bezpośrednio

poprzedzającym późny glacjał powodowało stopniowe powstawanie zastoisk przykrawędnych (jezior zastoiskowych) w zachodniej i południowej części basenu Bałtyku (np. zastoiska szczecińskie, gdańskie i niemeńskie), a później, we wczesnym Böllingu wskutek stopniowego łączenia się basenów — powstawanie Bałtyckiego Jeziora Lodowego (Galon 1968a; Rosa 1968; Roszko 1968a; 1968b; 1969). Ten wczesny zbiornik bałtycki obejmował Głębię Gotlandzką, Gdańską oraz Basen Bornholmski. Istnieją przypuszczenia (Rosa 1968, 136), że ten wczesny Bałtyk mógł również w Böllingu mieć charakter częściowo morski, co wobec znanych trudności w datowaniu może być rozstrzygnięte dopiero w przyszłości.

System zaporowych jezior rozwinął się również na obszarze północno-zachodniej części ZSRR, szczególnie od momentu cofania się lądolodu z moren fazy Ługa (Davydova 1969; Serebryanny 1969; Moskvitin 1950). Największe z nich powstały w depresji Zemgale (Łotwa), wzdłuż rzeki Wołchow, obejmując dzisiejsze jezioro Ilmeń; w okolicach Leningradu, w depresji jeziora Onega i w depresji Iksa nad rzeką Onegą w rejonie Archangielska (Devjatova 1969).

Łatwy odpływ wód lodowcowych w kierunku zachodnim i północno-zachodnim na obszarze Pomorza Zachodniego powoduje brak jezior zaporowych w tym rejonie oraz formowanie się licznych pradolin (Różycki 1965; Roszko 1969).

D. SEDYMENTACJA

Jednym z najciekawszych problemów geologicznych związanych ze starszą częścią późnego glacjału jest wiek końca sedymentacji lessu eolicznego. Trzeba stwierdzić, że sprawa ta jest stosunkowo daleka od rozstrzygnięcia. Największe trudności wiążą się tu przede wszystkim z datowaniem, ponieważ brak pochodzących z końca sedymentacji lessowej stanowisk archeologicznych, których chronologia ustalona byłaby z dostateczną precyzją. Najmłodsze pewne daty radiowęglowe z Ságvár na Węgrzech (XVI tysiąclecie p.n.e.) i Dolní Věstonice na Morawach (XIV tysiąclecie p.n.e.) nie pochodzą z samego końca sedymentacji lessowej i wskazują na czasy dosyć znacznie poprzedzające późny glacjał. Młodsze są jedynie daty najwyższych poziomów stanowiska Mołodova V, z których najmłodsza (z warstwy 1a) wynosi 8640 ± 230 (GIN-7) lat p.n.e. (Cherdyntsev i in. 1968a). Pochodzą one jednak, jak się wydaje, z warstw kulturowych spoczywających w lessie stokowym — koluwalnym, co by również mogło tłumaczyć brak na tym stanowisku śladów przerw sedymentacyjnych w osadach młodszej części ostatniego zlodowacenia.

Wielu polskich badaczy przyjmuje, że sedymentacja lessów w Polsce zakończyła się w najstarszym dryasie, a w każdym razie przed Allerödem (Mojski 1969; Jersak 1969a,b) na co zdaje się wskazywać obecność przypuszczalnej gleby allerödskiej rozwiniętej w rozcięciach erozyjnych płaszczu lessowego (Jersak 1969b, 124). Podobnie sedymentacja piasków eolicznych równoczesna z końcem sedymentacji pyłowej — lessowej, zaznacza się w stropie lessów świętokrzyskich i może przemawiać za umieszczeniem końca sedymentacji lessowej w najstarszym dryasie — zgodnie z chronologią najstarszych piasków pokrywowych (Jersak *l.c.*). Na podstawie sekwencji sedymentów w Polsce środkowej również J. Dylík (1964, 349) jest zdania, że na Wyżynie Łódzkiej sedymentacja utworów pyłowych, podobnych do lessu, poprzedza bezpośrednio sedymentację piasków wydmych.

Również w NRF, podobnie jak w Polsce, lessy nie dostarczają zbyt pewnych danych co do daty końca ich sedymentacji. W Dolnej Saksonii i w północnej Hesji (Rohdenburg, Mayer 1969) istnieją pewne nadzieje na uzyskanie bardziej precyzyjnych danych

wobec występowania w lessie szeregu procesów pedogenetycznych powyżej kompleksu glebowego Lohne — odpowiednika Stillfriedu B (Hengelo-Denekamp).

Obecność pokrywy piasków pumeksowych wieku allerödskiego typu Laacher See na zglebionych utworach lessowych lub zawierających less w Nadrenii (Andernach, Münzingen, Feldkirchen-Gönnersdorf, Kärlich itd.) potwierdza fakt, że koniec sedymentacji lessowej zakończył się niewątpliwie przed Allerödem lub Böllingiem, jeśli przyjąć, że początek procesu glebowego zaczął się w tej ostatniej oscylacji. Być może sedymentacja lessowa sporadycznie jeszcze trwała w najstarszym dryasie. Trzeba przypomnieć, że zgodna z taką interpretacją jest obecność materiału lessowego, zapewne eolicznego, w serii gruzowej zawierającej późny madlen w jaskini Brillenhöhle w Jurze Szwabskiej (Riek 1958).

Przypuszcza się również, że znane z Belgii tzw. *limons de couverture* 2, będące czystym sedymentem lessowym i paralelizowane z piaskami pokrywowymi 2, były odłożone przed Böllingiem, w szeroko pojętym najstarszym dryasie (Zagwijn, Paepe 1968; Paepe 1969). Brak jednak — jak dotąd — jakichkolwiek danych pozwalających na datowanie stropu pokryw lessowych w Basenie Paryskim. Natomiast w południowej Francji, w jaskini Audauste, w serii żwirowo-gruzowej wieku późnomadleńskiego (madlen V), ma się znajdować warstwa czystego lessu zawierającego liczną malakofaunę wskazującą na klimat suchy, wyraźnie surowszy od współczesnego. Uważa się za pewnik, że jest to less subaeralny (Bonifay 1962; Bordes 1969b). Późnomadleński (faza V) wiek materiałów archeologicznych stwarza duże prawdopodobieństwo umieszczenia sedymentacji tego lessu w najstarszym dryasie.

Znaczne obszary północno-zachodniej części Niżu Europejskiego należą do klasycznego obszaru występowania tzw. piasków pokrywowych (Marechal Maarleveld 1955; Maarleveld 1960; 1964; Dücker, Maarleveld 1960; Zagwijn, Paepe 1968). Piaski te, o genezie eolicznej lub niweo-eolicznej, odkładane były przez znaczną część ostatniego zlodowacenia z dłuższymi przerwami w czasie trwania interstadiałów lub interglacjalów.

Podczas najstarszego dryasu sensu lato odłożone zostały starsze piaski pokrywowe II w Holandii lub tzw. piaski pokrywowe 2 w Belgii. Koniec sedymentacji tych piasków jest wyznaczony przez cienkie ilaste poziomy, zwane niekiedy poziomami wegetacyjnymi, lub serie cienkich warstewek torfów nazywanych glebą Starbroek (Zagwijn, Paepe 1968; Paepe, Pissart 1969), datowaną przez C14 na oscylację Bölling (np. Zelzate w Belgii). Przypuszczalnie piaski pokry-

wowe starsze (II) mogły odkładać się w krajobrazie tundry krzewiastej (*Strauchtundre*), tj. w warunkach klimatycznych, gdzie średnia lipca nie była niższa od 8-10°C (Zagwijn, Paepe 1968, 136).

Na pozostałej części Niżu, a zwłaszcza w jego partiach centralnych i wschodnich, duże trudności sprawia ściśle powiązanie zdarzeń dynamicznych z poszczególnymi etapami późnego glacjału. W dolinie Wisły, w jej centralnym odcinku, ze znaczną dozą prawdopodobieństwa można datować na najstarszy dryas sedymentację stropowych partii wyższego, nadzalewowego tarasu akumulacyjnego IIc.

Wyniki analizy pyłkowej profilu torfowiska w pobliżu Nart w Puszczy Kampinoskiej na obszarze tarasu IIc (?) wykazują, że spągowe utwory profilu — mułki piaszczyste, powstały w końcowej fazie najstarszego dryasu, przed Böllingiem (Wasylikowa 1962; 1964). Data ta sugeruje, że koniec sedymentacji tarasu nastąpił jeszcze w najstarszym dryasie, a wcięcie erozyjne rzeki — w Böllingu, co z kolei zgodne jest z datowaniem młodszego tarasu nadzalewowego — praskiego IIa.

Na obszarze Wyżyny Łódzkiej prawdopodobnie w najstarszym dryasie sensu lato powstają pokrywy piaszczyste o genezie niweo-eolicznej. Piaski te wypełniały dna suchych dolinek lub przemieszczały się swobodnie na obszarze wysoczyzn (Dylikowa 1967; 1969). Są one niekiedy zaliczane do wstępnej fazy wydmotwórczej.

Omawiane piaski, zwane również starszymi piaskami pokrywowymi, spoczywają często na poziomie bruku rezydualnego lub kongeliflukcyjnej warstwy kamienisto-piaszczystej, z którą związane jest główne nasilenie struktur zmarzlinowych. Poziomy bruku synchronizuje się z maksimum pełni ostatniego zlodowacenia, a nadległe (starsze piaski pokrywowe) — z początkiem fazy zstępującej (Manikowska 1969), tj. tuż przed wstępną fazą Böllingu. Z tą ostatnią związane są pokrywy pyłaste, a ściślej pokrywy piaszkowe z domieszką pyłu sięgającą 30-60%, występujące w stropie starszych piasków pokrywowych (Manikowska 1969, 299). Utwory te są również nazywane lessopodobnymi i były już uprzednio wzmiankowane. J. Dylik (1967) przypisuje im genezę eoliczną.

Powyżej utworów pylastych mogą spoczywać młodsze serie piaszczyste o genezie eolicznej tzw. fazy wydmotwórczej właściwej wieku starszego dryasu.

Starsze piaski pokrywowe z poziomami pylastymi w stropie są uważane (Manikowska 1969, 294) za odpowiednik czasowo-dynamiczny tzw. pokrywy piaszczystej fazy wstępnej wydmotwórczej z nieciągłymi wkładkami mułków w stropie wykopu 12 w Katarzynowie, pow. Łęczycy (w-wy 4-9, Dylikowa 1967).

Strop serii z mułkami miał być objęty procesem głębokim, którego resztki ujawniają się w postaci grudek substancji organicznej. Seria mułków wraz z przypuszczalnymi resztkami gleby jest interpretowana (Dylikowa 1964; 1967; 1969) jako utwór interstadiału Bölling z uwagi na podobieństwo do poziomu mułkowego w stropie starszych piasków pokrywowych II w Holandii oraz na interpretację chronologiczną nadległej sekwencji profilu w Katarzynowie. Podobną interpretację chronologiczną omawianych utworów katarzynowskich przedstawia Manikowska (1969a), opierając się głównie na założeniu paralelizmu procesów dynamicznych w Polsce i Holandii.

Tak więc starsze piaski pokrywowe obszarów Polski centralnej mogą być chronologicznym odpowiednikiem starszych piasków pokrywowych II z Holandii, a pokrywa pylasta uważana za odpowiednik poziomów mułkowych z Holandii (Manikowska 1969a, 297), ale — zdaniem cytowanej autorki — została ona osadzona w młodszej fazie najstarszego dryasu, tj. fazie wstępnej interstadiału Bölling. Nie jest znane jak dotąd datowanie bezpośrednie poziomów mułkowych w Holandii.

Również na obszarze Wielkopolski mają występować stanowiska zawierające piaski eoliczne najstarszego dryasu, a nawet Böllingu (Kozarski i in. 1969; Rotnicki, Tobolski 1969; Rotnicki 1970). Wraz z piaskami eolicznymi starszego dryasu stanowią, one — zdaniem cytowanych badaczy — najstarszą fazę wydmotwórczą na tym obszarze. Mimo większej zawartości materiałów organogenicznych w piaskach datowanych pyłkowo na Bölling przypuszcza się, że działalność eoliczna nie była przerwana przez tę cieplejszą oscylację.

Poza wymienionymi utworami eolicznymi i niweo-eolicznymi na przedpolu Wyżyny Łódzkiej wyróżnia się osady piaszczysto-żwirowe, które interpretowane są przez J. Dylika jako stożki niweo-fluwialne rzek i dolin wypływających z Wyżyny Łódzkiej. Wiek tych utworów wydaje się być dobrze ustalony w Witowie, pow. Łęczyca, gdzie związane są one z najstarszym dryasem (Chmielewski 1970b).

W dolinie Wisły pod Annopolem niedawno udało się odkryć obecność cienkiej piaszczystej warstwy eolicznej, której wiek z dużą dozą prawdopodobieństwa można łączyć z najstarszym dryasem. Wynika to z sekwencji litologicznej odsłonięcia, w którym ponadto występują dwie nadległe serie wydmowe rozdzielone glebą kopalną Allerödu i podścielone dwiema cienkimi warstewkami humusowymi, interpretowanymi jako gleba tundrowa Böllingu (Manikowska 1970). Gleba ta przykrywa najniższą serię eoliczną z najstarszego dryasu.

Na podstawie ogólnej sytuacji stratygraficznej tzw. piasków i tarasów wysokiego zasypania przełomu Wisły przez wyżyny południowe i w północno-wschodniej Kielecczyźnie oraz pokryw piasków rytmicznie warstwowanych i lessów zboczonych wyżyn południowopolskich, można przyjąć jako wysoce prawdopodobne, że utwory te co najmniej w starszej swej części powstały w najstarszym dryasie jako utwory zboczowe wypełniające suche doliny (Maruszczak 1968, Mojski 1969). Ich chronologia nie jest jednak oparta na bezpośrednich datowaniach.

Procesy stokowe są również notowane u podnóży gór ograniczających od południa Niż Europejski. W części są one odłożone w najstarszym dryasie (Rohdenburg 1969).

Charakter sedymentacji jaskiniowej najstarszego dryasu i Böllingu w Europie zachodniej był już dyskutowany powyżej. Stropowe partie serii jaskiniowych Europy środkowej jak dotąd nie mają prawie żadnych datowań, pozwalających ściśle ustalić ich wiek i charakter sedymentacyjny. W. Chmielewski (1969 i 1970a) przypuszcza, że najstarszemu dryasowi mogą odpowiadać stropowe sedymenty jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej z drobnym gruzem kriklastycznym i lessem na złożu wtórnym. Wszelkie próby ściślejszego określenia charakteru sedymentacji jaskiniowej najstarszego dryasu i Böllingu w Europie środkowej są w chwili obecnej skazane wyłącznie na przypuszczenia, chociaż pewne nadzieje można wiązać z jaskiniami Moraw.

Z najstarszym dryasem, a raczej z jego minimum klimatycznym wiążą się zapewne również ostatnie zaburzenia mrozowe, wynikłe z aktywizacji wieloletniej zmarzliny. Wskazują na to zaburzenia w postaci wysadów w Witowie wschodnim (Chmielewski 1970b). Późniejsze zaburzenia mrozowe, znane z młodszego i starszego dryasu, mogą być uważane za związane z panowaniem surowych warunków klimatycznych, a nie wieloletniej zmarzliny (Chmielewski 1970b, 96). Interesujące w związku z tym są spostrzeżenia z niecki Ascherslebener See, gdzie ostatnie kongeliflukcje notowane są w najstarszym dryasie (Mania 1967a,b). Niektórzy autorzy są zdania, że wieloletnia zmarzlina mogła się utrzymać na Niżu aż do końca plejstocenu (Jahn 1970).

Tak więc najstarszy dryas sensu lato na Niżu Europejskim jawi się nam jako okres o mniej lub bardziej intensywnej działalności eolicznej i niweo-eolicznej, nie doprowadzającej jednak do powstania wyraźnych dużych form wydmowych. Procesy spłukiwania odgrywały również znaczną rolę. Istniejąca lub uaktywniona wieloletnia zmarzlina sprzyjała powstawaniu zaburzeń peryglacialnych, chociaż ich zasięg

i różnorodność były znacznie mniejsze niż w okresie pełni Würmu. Tundra bezdrzewna z krótkim sezonem letnim i znacznymi opadami śnieżnymi oraz wieczna zmarzlina powodowały, że poziom wód gruntowych był zapewne wysoki, a procesy spłukiwania grały ważną rolę w całokształcie procesów sedymentacyjnych tego okresu.

Prawdopodobnie podczas kilku suchych miesięcy letnich pył lessowy był wywiewany z obszarów północnych Niżu i osadzany na obszarach lessowych. Jest wysoce prawdopodobne, że podczas fazy wstępnej Böllingu, tj. końcowej fazy najstarszego dryasu, odkładane były poziomy mułków w wyniku procesów

niweo-eolicznych, a w fazie właściwej tej ciepłej oscylacji powstawały cienkie tundrowe gleby typu AC, zbliżone do klasy tzw. rankerów tundrowych Kubienny (1953). Ponadto wskutek wysokiego poziomu wód gruntowych tworzyły się wielokrotnie cienkie poziomy torfu, przedzielone sedymentami mineralnymi, nazwane glebami typu Starbroek i będące zapewne wynikiem słabego drenażu w warunkach tundry parkowej z płytko jeszcze być może leżącą wieloletnią zmarzliną.

W zbiornikach wodnych udział sedymentów organogenicznych stawał się coraz większy dzięki wyraźnej ogólnej poprawie klimatycznej.

III. PALEOGEOGRAFIA MŁODSZEJ CZĘŚCI PÓŹNEGO GLACJAŁU

A. FLORA I SUKCESJA KLIMATYCZNA

Po łagodniejszej oscylacji Böllingu nastąpiło ponowne, krótkotrwałe pogorszenie klimatyczne, dość dobrze zaznaczające się w profilach pyłkowych prawie całej Europy, w każdym razie dobrze uchwyte na Niżu i w części Europy zachodniej. To zaostrenie klimatyczne, które na powrót wprowadziło na Niż tundrę bezdrzewną lub z nielicznymi drzewami, było jednak nieco łagodniejsze od minimum klimatycznego najstarszego dryasu.

W Polsce roślinność starszego dryasu znana jest z kilkunastu (ok. 20) stanowisk od Pogórza Tatrzańskie do płn. części Mazur. Zmiana warunków klimatycznych przejawia się głównie w spadku pyłku drzew (AP) i wzroście krzywej zielnych, które mogą niekiedy osiągać znaczne wartości (22-60% w Witowie, wg Wasylikiowej 1964). Zmiany te świadczą o zaniku parkowych lasów brzożowych Böllingu. Mimo to nadal utrzymywały się pojedyncze drzewa brzożowe. Zmniejsza się również na ogół udział rokitnika i niekiedy *Artemisiae*. Uważa się, że klimat był subarktyczny, suchy, a średnia temperatura lipca wahała się między 10 a 12°C (Wasylikiowa 1964). Krajobraz był tundrowy, z rzadkimi drzewami, szczególnie skupionymi w miejscach wilgotniejszych.

W północnym Szlezewiku-Holsztynie i Holandii, podobnie jak w Polsce, starszy dryas zaznacza się zmianą stosunku pyłku drzew do zielnych (AP : NAP), spadkiem rokitnika i piołunów (*Artemisiae*), silnym spadkiem brzoży — przy jednoczesnym proporcjonalnym wzroście pyłku sosny, z dalekiego transportu, do ponad 20% w środku i ponownym wyraźnym podniesieniem się krzywej pyłku brzoży w końcu okresu (Schütrumpf 1958). Ten wzrost udziału brzoży w końcu okresu obserwuje się również w innych częściach Niżu, gdzie jest on zwiastunem zbliżającej się poprawy wa-

runków klimatycznych. Przypuszcza się, że starszy dryas był w północno-zachodniej części Niżu Europejskiego chłodny, subarktyczny, lecz kontynentalny, z krajobrazem bezdrzewnej tundry.

Zasięg tundry na południu, a zwłaszcza w rejonach podgórskich, był znaczny. Jest ona stwierdzona w Wogezach, natomiast we francuskich Alpach północnych w okresie tym panuje suchy step, złożony głównie z *Armoise* i *Helianthemum* z udziałem rokitnika (Jalut 1969). W Masywie Centralnym pyłek NAP przeważa nad pyłkiem drzew i pejzaż ma charakter otwarty z rzadkimi kępami sosny, a wśród brzoż notowana jest również obecność brzoży karłowatej (de Beaulieu 1969). Natomiast w Pirenejach północnych pyłek drzew zdaje się osiągać stosunkowo znaczniejsze wartości (Jalut 1969).

Niektóre profile pyłkowe z Francji, uważane za należące do starszego dryasu, odbiegają znacznie swym składem procentowym od innych stanowisk francuskich i z Niżu Europejskiego. Wydają się one wskazywać na znacznie ostrzejsze warunki klimatyczne mimo że leżą np. w Basenie Paryskim (Arcy-sur-Cure, dep. Yonne), nisko, w pobliżu południowo-zachodniego skraju Niżu Europejskiego. Tak więc udział pyłku drzew ze starszego dryasu w schronisku Legopède wynosi zaledwie 2% (Arl. Leroi-Gourhan 1964, 19), podobnie jak na stanowiskach położonych wysoko w Wogezach (Le Grand Etang — 785 m n.p.m.), Alpach płn. (Roserie d'Aval — 890 m n.p.m.). Tymczasem inne stanowiska mogą zawierać znacznie wyższe wartości AP (Planchais 1969). Te różnice statystyczne przy braku, prawie powszechnym, dodatkowego datowania i poprzedzającej sekwencji paleologicznej (w większości profili torfowych i jeziernych sedymentacja organogeniczna rozpoczyna się w star-

szym dryasie lub później) stawiają pod znakiem zapytania właściwość wydzielenia starszego dryasu w niektórych profilach, a w szczególności w schronisku Lagopède.

Na ówczesnej skrajnej północy Niżu Europejskiego, w pobliżu łądolodu w północno-zachodniej części ZSRR, nad Morzem Białym i w okolicach Leningradu, starszy dryas zaznaczył się podobnie jak na innych obszarach Niżu wzrostem pyłku NAP i spadkiem pyłku drzew. Zwiększa się nieco udział brzozy krzewiastej w stosunku do całości pyłku brzozy, a ponadto rozprzestrzeniają się szeroko rośliny kserofilne — sucholubne, świadczące o obniżeniu się poziomu wód gruntowych (Devjatova 1969; Malahovskij i in. 1969).

Mimo stosunkowo bogatych wiadomości o florze starszego dryasu wyznaczenie stref klimatycznych tego okresu w Europie nie jest na razie możliwe. Prawie cały Niż Europejski zdaje się wykazywać cechy klimatyczne i krajobrazowe bardzo podobne. Był on pokryty tundrą bezdrzewną w Danii i tundrą z pojedynczymi drzewami, głównie brzozy omszonej, w strefie środkowej — równoleżnikowej, i na północnym zachodzie. Na skraju południowym Niżu — na południe od Łaby — wyższe partie były zajęte przez step trawiasty, natomiast tundra utrzymywała się w dolinach i nad wodami, które miały charakter płytkich sezonowych stawów z fauną małżoraczków niezbyt liczną i o charakterze arktycznym (Mania 1967; Mania, Stechemesser 1969). Cechy kontynentalizmu klimatu tego okresu były silnie zaznaczone na całym Niżu.

Następujące po starszym dryasie ostatnie ciepłe wahnięcie klimatyczne plejstocenu — Alleröd, rozpoznawane jest nie tylko na całym Niżu Europejskim, lecz również na znacznej części kontynentu azjatyckiego (Zubakov 1969). Ta ciepła oscylacja jest chyba najlepiej poznanym wahnięciem interstadialnym na kontynencie europejskim, dzięki bardzo częstemu występowaniu osadów organogenicznych. Mimo charakterystyk lokalnych składu roślinności i klimatu tego okresu nie można jednak zbudować szczegółowej rekonstrukcji stref klimatyczno-roślinnych Europy w Allerödzie, mimo że próby bardziej ogólnego potraktowania tego tematu są wiarygodne (Butzer 1964, 403).

Zmiany klimatyczne Allerödu były tak duże, że po raz pierwszy w późnym glacie na obszarze Niżu Europejskiego zapanował las. We wczesnych stadiach na Niżu Środkoeuropejskim były to rzadkie lasy brzożowe oraz brzożowo-sosnowe, z brzożą brodawkowaną (faza starsza — a). Stopniowo sosna wypierała brzozę, by w maksimum Allerödu stać się drzewem panującym (faza młodsza — b). Rozwój lasu

i borów sosnowych zahamował, a właściwie cofnął znacznie rozwój roślin zielnych światłolubnych (*Hippophae* i *Artemisia*), aż do całkowitego wyparcia tej pierwszej rośliny na stanowiskach położonych w pasie środkowej Polski w młodszej fazie Allerödu (Wasylikowa 1964; Szafranski 1968).

Na obszarze Niecki Nidziańskiej allerödskie profile pyłkowe (Szczepanek 1971) zdają się nie wskazywać na wyraźną dwudzielność zmian szaty roślinnej na tym obszarze, mimo że co najmniej jeden z profili (Czajków 2/II) reprezentuje całość tego interstadiału. Wynika to z opublikowanej daty radiowęglowej (9980 ± 400 lat p.n.e.), pochodzącej ze spągowej partii allerödskiego odcinka profilu w Czajkowie 2/II. Allerödskie spektra pyłkowe z Niecki Nidziańskiej odznaczają się dużym udziałem sosny (ponad 60%), znaczną ilością pyłku brzozy (10-30%) oraz stałym występowaniem modrzewia i wierzby. Pyłek roślin zielnych rzadko przekracza 30 % sumy totalnej. Jedynie w samym spągu profilu w Czajkowie 2/II udział brzozy nieco przewyższa 60 % AP. Przypuszcza się, że rejon Niecki Nidziańskiej w Allerödzie odznaczał się występowaniem zwartych lasów sosnowo-brzożowo-modrzewiowych (Szczepanek 1971, 109).

Puszcza Białowieska, która zdaje się leżeć w pobliżu północnej granicy lasów sosnowych, w Allerödzie charakteryzuje się bardzo ciekawą sukcesją pokrywy roślinnej. Po początkowym szybkim opanowaniu obszaru przez rozwarte lasy sosnowe z domieszką brzozy brodawkowatej w połowie tego okresu notowane jest znaczne powiększenie się arealu *Salix polaris* i bylic, zwiększenie roli brzozy i zmniejszenie udziału sosny. Fakty te zdają się wskazywać na czasowe pogorszenie się warunków klimatycznych. W młodszej fazie Allerödu dominują lasy sosnowe z większym udziałem brzozy drzewiastej, zgodnie z położeniem obszaru Puszczy Białowieskiej w sąsiedztwie północnej granicy borów (Borowik-Dąbrowska, Dąbrowski 1972, 97).

Północna część Polski nawet w fazie optymalnej Allerödu nie była opanowana przez bory sosnowe, lecz leżała w strefie lasów brzożowo-sosnowych i brzożowych, podobnie jak Holandia, Dolna Saksonia i Szlezwik-Holsztyn. Rzadkie lasy brzożowe typu parkowego z brzożą omszoną opanowały prawie całą Danię, Anglię i Skanię (Iversen 1954; van der Hammen 1952; Godwin 1955; Wasylikowa 1964; Ralska-Jasiewiczowa 1966; Schüttrumpf 1958a).

W północno-wschodniej partii europejskiej części ZSRR Alleröd zaznacza się lesistością i nie zawsze dobrze wyróżniającym się podziałem na dwie fazy (Malahovskij i in. 1969). Zagadnienie występowania w tym okresie borów sosnowo-świerkowych we wschodniej i północno-wschodniej Europie budzi

szereg zasadniczych wątpliwości (Wasylikowa 1964).

Analizy pyłkowe z Niżu Europejskiego i północno-pogranicza gór europejskich wydają się wskazywać na bardzo silne zalesienie tego obszaru, przynajmniej w maksimum klimatycznym interstadiału. Tymczasem obecność inicjalnych czarnoziemów wieku allerödskiego, zawierających przewarstwienia piasków wulkanicznych typu Laacher See w Schadeleben, na północno-wschodnim obrzeżeniu Harcu — wskazuje na istnienie obszarów stepowych w tym interstadiale, przynajmniej na suchych wyżynach południowego skraju Niżu (Mania 1967a; 1970).

Istnienie obszarów stepowych i leśnych w zależności od lokalnych warunków glebowo-wodnych nie kłóci się z zaobserwowaną transgresją jeziora w niecce Ascherslebener See, którego fauna małżoraczków z tego okresu zawiera niekiedy do 40% gatunków ciepłolubnych (Mania 1967c).

W Allerödzie Francji (Planchais 1969; Jalut 1969; de Beaulieu 1969) jedynie w Normandii zdają się panować rzadkie lasy brzożowe. W Wogezach po fazie parkowych lasów brzożowych początków Allerödu udział sosny staje się znacznie większy, a linia lasu zdaje się osiągać wysokość 700 m n.p.m. Podobną sukcesję drzew można zaobserwować w Alpach północnych. W Pirenejach następuje wyraźna inwazja sosny, a w Alpach południowych bór sosnowy z niewielką domieszką elementów liściastych termofilnych opanowuje krajobraz. Natomiast wybrzeże południowo-zachodniej Francji zdaje się być stosunkowo rzadko zalesione.

Przyjmuje się dość powszechnie, że średnia temperatura lipca w maksimum Allerödu wynosiła ok. 16°C w Polsce, a 13-14°C w Danii.

Silna i gwałtowna depresja klimatyczna młodszego dryasu spowodowała odstąpienie lasu z całego Niżu Europejskiego i powrót tundry i tundry parkowej z brzożą, brzożą omszoną lub sosną (brzoża omszona była na ogół drzewem panującym). W maksimum tego okresu północna granica drzew mogła nawet znaleźć się poza pasem centralnym Niżu. Depresja klimatyczna młodszego dryasu spowodowała szybkie obumarcie allerödskich borów sosnowych. Zapewne wskutek bardzo surowych zim drzewa, a przede wszystkim sosny, uschły. Te obumarłe bory były szczególnie silnie narażone na pożary, których obecność jest bardzo często notowana w postaci warstewek węgla leżących na allerödskich glebach Usselo, bądź też zaznacza się silnym zagęszczeniem węgla w stropowych (głównie) partiach tej leśnej gleby.

Spadek temperatury mniej więcej o 3°C w początkowej fazie młodszego dryasu powoduje regresję lasu głównie na Niżu Europejskim i w północnej

strefie przedgórza w Europie zachodniej. Las z przewagą sosny nadal utrzymuje się w północnej, zachodniej i południowej części Alp, wschodnich Pirenejach oraz na wschodnich stokach Masywu Centralnego, natomiast stoki zachodnie opanowuje las brzożowy, sięgający nawet do wysokości 1200 m n.p.m. (Planchais 1969; Jalut 1969; de Beaulieu 1969).

Tak więc ta silna depresja klimatyczna odrzuciła las daleko na południe, powodując powrót na Niż tundry parkowej lub niekiedy nawet bezdrzewnej z silnym udziałem roślin światłolubnych, takich jak *Artemisia*, *Helianthemum*, *Chenopodiaceae*, świadczących o istnieniu dużych przestrzeni niezacienionych.

Obserwując profile pyłkowe młodszego dryasu z Niżu Europejskiego, można zauważyć szereg prawidłowości wspólnych dla obszarów Europy północno-zachodniej i środkowej. Powszechnie młodszy dryas rozpoczyna się stopniowym, lecz wyraźnym spadkiem udziału drzew w krajobrazie i wzrostem roślin zielnych, w tym również światłolubnych; niekiedy wzrost krzywej NAP jest bardziej gwałtowny. Po szybkim osiągnięciu stosunkowo wysokich wartości, krzywa NAP zmierza do maksimum położonego w okolicach połowy tego okresu lub niekiedy przed, ewentualnie po połowie — w zależności od profilu. W końcowej fazie widoczny jest wyraźny spadek zielnych, a szczególnie heliofitów i wzrost pyłku AP. W okresie maksimum wzrostu procentowego pyłku roślin zielnych obserwuje się również znaczny wzrost wierzby i jałowca, a ponadto zmniejszenie udziału ziaren największych wśród pyłków brzoży (Wasylikowa 1964).

K. Wasylikowa (1964, 331) na podstawie zaobserwowanych prawidłowości krzywej NAP oraz innych — częściowo wymienionych wyżej — faktów zaproponowała podział młodszego dryasu na dwie fazy: starszą (III 1) — do maksimum zielnych, i młodszą (III 2) — po maksimum zielnych (Wasylikowa). Dopuszczalny wydaje się również inny podział młodszego dryasu, nawiązujący do trójpodziału sedymentacji tego okresu (por. s. 78-83). W podziale tym można by wyróżnić 3 fazy: wstępną — do momentu silnego wzniesienia się krzywej NAP; środkową — ogarniającą odcinek o najwyższych wartościach NAP, w tym również maksimum, oraz fazę zastępującą — odcinek opadania krzywej. Poszczególne profile pyłkowe odbiegają mniej lub więcej od przedstawionego schematu, a wyróżnienie kolejnych faz może sprawiać znaczne trudności, które mogą być łatwiejsze do uniknięcia przy przeprowadzeniu granicy w punkcie maksymalnego wychylenia krzywej NAP.

Bez względu na rodzaj podziału młodszego dryasu na fazy trzeba stwierdzić, że rozpoczyna się on spad-

kiem udziału drzew, postępującym ku środkowi tego okresu i jednoczesnym wzrostem roślin zielnych. Po okresie maksimum udziału tych ostatnich i prawdopodobnym całkowitym wyparciu drzew poza niektóre obszary środkowego pasa Niżu następuje pewien, początkowo nieznaczny, wzrost udziału pyłku drzew, których ilość dość gwałtownie wzrasta w końcu młodszego dryasu.

M. Borowik-Dąbrowska i J. M. Dąbrowski (1972) obserwują trójczłonowy charakter przemian pokrywy roślinnej w spektrach pyłkowych młodszego dryasu Puszczy Białowieskiej. W fazie pierwszej następuje ograniczenie areалу lasów sosnowo-brzozowych, które opanowały ten obszar w drugiej połowie Allerödu. W maksimum ochłodzenia redukcja powierzchni zajętej przez te lasy osiąga połowę całości obszaru i jednocześnie postępuje znaczne rozszerzenie siedlisk zielnych, a w szczególności rokitnika. W fazie trzeciej ponownie zwiększa się udział roślinności drzewiastej. W okresie tym rozwarte parkowe lasy zdają się pokrywać ok. 70% obszaru Puszczy Białowieskiej.

W jeziorze Aschersleben depresja młodszego dryasu powoduje wzbogacenie się społeczeństw małżoraczków w liczniejsze gatunki zimnolubne, gatunki jednak umiarkowane nie zanikają całkowicie. Jezioro przechodzi w stadium regresji, pozostawiając kilkusetmetrową plażę (Mania 1967a-e).

Kwestia oceny stopnia zwartości pokrywy drzew na Niżu nie jest jednak sprawą jednoznaczną. Mimo ogólnie znanych trudności w rekonstrukcji środowisk tundrowych czy też rozwartej tundry parkowej można być już dziś przekonany, że zwartość pokrywy wegetacyjnej była zależna od położenia geograficznego, co szczególnie dobrze widać przy porównaniach obszaru Niżu z Francją. Również rejony podgórskie Polski zdają się charakteryzować nieco odmienną szatą roślinną niż Niż Środkowo- i Północnopolski. Tutaj tundrowy charakter tego okresu jest słabiej wyrażony. W głębokich i stosunkowo zasłoniętych dolinach rósł rozwarty las sosnowy (Kraków), z udziałem modrzewia i limby (Mamakowa 1970). W Beskidzie i Pogórzu była to limba, modrzew i sporadycznie świerk (Koperowa 1970). Siedliska wilgotne w pobliżu cieków wodnych wykazują obecność załączków przyszłych lasów łęgowych wierzbowo-topolowych (Mamakowa 1970; Koperowa 1970). Płaty tundry z brzozą karłowatą i widliczką (*Selaginella selaginoides*) stanowią jednak wyraźny element krajobrazu. Przypuszcza się, że temperatura lipca wahała się między 14 a 16° (Koperowa 1970, 17) i nie była niższa od 13°C (Mamakowa 1970, 6).

Prawdopodobnie krajobraz przedgórza południowej Polski mógł przypominać nieco dzisiejszą

subarktyczną laso-tundrę o zróżnicowanym charakterze roślinności i licznych zróżnicowanych niszach ekologicznych.

W Górach Świętokrzyskich (Szczepanek 1961) i Niece Nidziańskiej (Szczepanek 1971) młodszy dryas wyróżnia się obecnością rozwartego lasu sosnowo-brzozowego z większym udziałem brzozy w początkowej fazie tego okresu. Liczne niezacienione płyty z zaroślami *Betula nana* i *Betula humilis* oraz roślinnością światłolubną w miejscach najbardziej odkrytych nadają krajobrazowi charakter otwarty. W miejscach wilgotnych lokują się kępy olszy (Szczepanek, 1971, 100). Stwierdzono również obecność modrzewia i jodły (makroszczątki). Przypuszcza się, że średnia temperatura lipca w okolicach Staszowa wynosiła nie mniej niż 12°C (Szczepanek 1971, 96).

Pewne wątpliwości budzą doniesienia o kompleksach leśnych w południowo-wschodniej części ZSRR (np. Malahovskij i in. 1969, 157). Bardziej wiarygodne zdają się być przypuszczenia o występowaniu na tych obszarach tundry parkowej lub rozwartych parkowych lasów brzozowych i sosnowo-brzozowych.

Szybka kolonizacja leśna początków holocenu, tj. okresu preborealnego, przejawia się w dość gwałtownym rozprzestrzenieniu się borów sosnowych na znacznym obszarze Niżu Europejskiego. Natomiast w Skanii, północno-zachodniej Europie i południowo-wschodnich wybrzeżach Bałtyku początek holocenu wyraża się szybkim wzrostem krzywej pyłku brzozy i panowaniem lasów brzozowo-sosnowych (Nilsson 1965), które zdają się również ogarniać zachodnie stoki Masywu Centralnego we Francji (de Beaulieu 1969).

Bardzo wyraźne polepszenie się warunków klimatycznych, stanowiące próg między plejstocenem a holocenem, nie tylko spowodowało zmianę krajobrazu roślinnego na Niżu Europejskim, lecz również miało głębokie odbicie w składzie fauny, charakterze sedymentacji tego okresu itd. Mimo niewątpliwego polepszenia warunków klimatycznych na Niżu i podniesienia średniej temperatury lipca mniej więcej do 15°C, przypuszcza się istnienie w początkach okresu preborealnego zimnego wahnięcia klimatycznego (tzw. oscylacja Piottino), rzekomo szczególnie wyraźnego we Fryzji i Alpach (Behre 1966; Zoller 1960), obserwowane również w rdzeniach lodowych Grenlandii (Dansgaard i in. 1970). Z oscylacją tą mogą wiązać się stosunkowo chłodne społeczności molusków z Turyngii, datowane na ok. 7300 lat p.n.e. (Mania, Stechemesser 1969; Mania 1970). O ile wiadomo, ta chłodniejsza oscylacja z początków holocenu nie była jak dotąd notowana w polskich profilach pyłkowych.

Chronologia radiowęglowa młodszego odcinka późnego glacjału jest od szeregu już lat ustalona dość dobrze (van der Hammen i in. 1967; Vogel, Zagwijn 1967; Tauber 1965 itd.). Podstawą datowania końca Böllingu i początków starszego dryasu oraz schyłku tego ostatniego okresu są profile z określonymi palynologicznie strefami klimatycznymi oraz seriami dat C14 w Usselo i Witowie. Daty stropu Böllingu były już przedstawione uprzednio. Natomiast początek starszego dryasu w Witowie wynosi 9950 ± 180 (K-706) lat p.n.e. (Tauber 1962), co jest — jak wiadomo — zgodne z datami stropu Böllingu. Koniec starszego dryasu (poziom BA I) w Usselo (Gro-926) datowany jest na 10110 ± 120 lat p.n.e. (de Vries i in. 1958), K-541 — 9820 ± 140 p.n.e. (Tauber 1960). Spągowa partia Allerödu (wstępna faza brzozowa) — poziom BB I (K-547) 9750 ± 140 p.n.e. (Tauber 1960), poziom BB II — faza brzozowa (Gro-921) 9850 ± 100 (de Vries i in. 1958). Poziom BC III, również z fazy brzozowej Allerödu (Tauber 1960), lecz nieco wyżej (K-553) — 9670 ± 140 , (Gro-933) 10150 ± 120 , (Gro-948) 9990 ± 90 i (Gro-947) 9760 ± 90 p.n.e. (de Vries i in. 1958).

Podobnie spągowa partia Allerödu w La Tourbière we wschodniej Szwajcarii dała datę 9800 ± 200 (B-339) lat p.n.e. (Gfeller, Oeschger 1963). Natomiast strop starszego dryasu, tuż poniżej początku Allerödu, w słynnym stanowisku Nørre Lyngby otrzymał następujące datowania (K-962): 9730 ± 140 (średnia z 2 dat) oraz (K-963) — 9830 ± 180 lat p.n.e. (Tauber 1966).

Granica między końcem Allerödu a początkiem młodszego dryasu otrzymała dość liczne daty C14. Warto zwrócić uwagę na różnice między datami uzyskanymi przez różne laboratoria z tego samego kawałka drewna wydobytego w Ruds Vedby na Zelandii (Hakansson 1968) z przejścia stref pyłkowych od Allerödu do młodszego dryasu: 8200 ± 370 (St-18), 8240 ± 200 (W-82), 8490 ± 180 (W-84), 8890 ± 120 (Lu-3), 9950 ± 300 (H-105/87), 9045 ± 250 (Gro-454), 9015 ± 135 (K-20), 8865 ± 135 (K-75), 9383 ± 200 (BM-19), 9140 ± 240 (K-101bis), 9020 ± 120 (K-101), 9950 ± 170 (R-64), 9250 ± 145 (R-64 ponownie liczony), wyważona przeciętna dwu dat R-64 — 9045 ± 55 (wszystkie daty w latach p.n.e.).

W profilu Scaleby Moss w Anglii spąg młodszego dryasu dał datę 8885 ± 185 (Q-144) lat p.n.e., a sam strop Allerödu — 8755 ± 207 (Q-147 i 148) lat p.n.e. (Godwin, Willis 1959).

Z terytorium Polski pięć dat radiowęglowych odnosi się do końca Allerödu, jego przełomu z młodszym dryasem lub początku młodszego dryasu. Tak więc węgle drzewne z warstwy 4a w Witowie, leżące pomiędzy młodszą a starszą wydumą, uważane za zwią-

zane z glebą typu Usselo, dały datę 9070 ± 170 (K-952) p.n.e. (Tauber 1966). Z tego samego stanowiska data z warstwy kulturowej tzw. przemysłu witowskiego, leżącej na glebie typu Usselo i przykrytej przez wydumą młodszego dryasu, wyniosła 8865 ± 160 (Gro-828) lat p.n.e. (Chmielewska, Chmielewski 1960).

Ustalony palynologicznie koniec Allerödu i początek młodszego dryasu w torfowisku na Grelu (Podhale) uzyskał datę 8860 ± 200 lat p.n.e. (Michalska 1969).

W Całowaniu, pow. Otwock, węgle drzewne z warstwy cienkiej gytii z początku młodszego dryasu, leżącej na glebie typu Usselo i przykrytej przez wydumą fazy wydmowej młodszego dryasu, wykazały następujący wiek: (GrN-5253) 8870 ± 90 i (GrN-4966) 8710 ± 100 lat p.n.e. Przeciętna obu dat wynosi 8790 lat p.n.e. (Schild 1969).

Przełom młodszego dryasu i preboreal (a tym samym przełom plejstocenu i holocenu) był datowany w szeregu stanowisk Europy. W Scaleby Moss w Anglii wynosi on 8300 ± 350 lat p.n.e. W jeziorze Bölling Sö ta sama granica stref pyłkowych jest wieku 8550 ± 350 lat p.n.e. (Tauber 1960). Torfowisko Hallarums Mosse w Szwecji z przełomu młodszego dryasu na preboreal dało dwie daty (St-1336 i 1337): 8050 ± 170 i 8220 ± 230 lat p.n.e. (Engstrand 1967). Dwa torfowiska z Estonii: Pemmeski i Wacharu, ujawniły odpowiednio wiek ok. 8250 lat p.n.e. (TA-214 i 215) oraz 8340 ± 130 (TA-174) lat p.n.e. również dla strefy przejścia od młodszy dryas do preboreal (Il'ves 1970).

W Denekamp w Holandii drewno i torf uformowany na młodszym piaskach pokrywowych, palynologicznie należące do końca młodszego dryasu, dały następujące daty (GrN-4722, 4731, 4724): 8060 ± 60 , 8080 ± 60 , 8090 ± 60 lat p.n.e. (Vogel, Zagwijn 1967).

Tak więc granice stref klimatycznych późnego glacjału wyznaczone w latach radiowęglowych wykazują pewne wahania, których przyczyna zdaje się również zależeć od poszczególnych laboratoriów, a nie zawsze od rzeczywistej różnicy wieku, jak może świadczyć przykład drewna z Ruds Vedby w Danii. Mimo różnic znaczna ilość dat pokrywa się wyraźnie w ramach swych odchyłeń standardowych. Nie podobna również wykluczyć a priori różnic wynikłych z szybkości rozprzestrzeniania się flory i tempa reakcji świata roślinnego na zmiany klimatyczne w poszczególnych rejonach. Są one jednak (jeśli istnieją) zbyt małe, by mogły być w chwili obecnej wykryte, co m. in. jest spowodowane nie wystarczającą jeszcze ilością dobrze datowanych profili. Różnice wynikłe z szybkości rozprzestrzeniania się poszczególnych gatunków drzew, na których opierają się działy strefowe w holocenie,

są wyraźne i w wypadku granicy między preborealem a borealem mogą wynosić do 1000 lat radiowęglowych (Godwin 1968).

Na podstawie przedstawionych dat oraz niektórych innych z młodszej części późnego glacjału zakłada się generalną synchroniczność przebiegu faz

klimatycznych tego okresu. Można przyjąć następujące ramowe granice chronologiczne w latach radiowęglowych p.n.e. dla poszczególnych stref:

Starszy dryas	10100-10000	do	9900-9800
Alleröd	9900-9800	do	9000-8900
Młodszy dryas	9000-8900	do	8300-8000

B. FAUNA

Znajomość fauny starszego dryasu i Allerödu na Niżu Europejskim i w jego południowej strefie granicznej jest dosyć skąpa, co wynika z dwu głównych przyczyn: 1 — braku możliwości precyzyjnego datowania fauny znacznej części stanowisk jaskiniowych francuskich, niemieckich i czechosłowackich; 2 — prawie całkowitego braku szczątków kostnych ze stanowisk tego okresu na Niżu, co wiąże się głównie z właściwościami zalegania tych stanowisk w bezwapiennych piaskach lub kwaśnych utworach organogenicznych.

Jak już wielokrotnie mówiono, nie można jeszcze dziś wskazać na złogi jaskiniowe bezpośrednio datowane na starszy dryas, mimo że muszą one niewątpliwie istnieć. Nieco lepiej przedstawia się sprawa poziomów allerödskich, które w sekwencji sedymentologicznej francuskiej są najpewniej równoczesne ze zlogami przemysłów azylskich. Już uprzednio wykazywano, że pierwsze forpocząty fauny leśnej we Francji południowo-zachodniej pojawiają się w Böllingu i nie zanikają w starszym i młodszym dryasie. Natomiast Alleröd wraz z poziomami przemysłów azylskich wydaje się być prawie całkowicie domeną ciepłej — umiarkowanej fauny, z nielicznymi wymarłymi gatunkami. Wśród gatunków fauny stanowisk azylskich stanowczo przeważa jeleni (*Cervus elaphus*), niekiedy tylko ze znacznym udziałem konia na pewnych stanowiskach (Abri Pagès), a ponadto z niezbyt częstym bizonem, osłem (*Equus hydruntinus*), dzikiem oraz bardzo liczny królik, np. w Abri Pagès (Bouchud 1956) i Abri Dumas. Proporcje poszczególnych gatunków zdają się wahać w zależności od położenia geograficznego stanowiska i mogą być również zależne od wieku stanowisk w ramach Allerödu lub od specjalizacji łowieckiej. Jednak tylko wyjątkowo, być może w najstarszych stanowiskach (lub czasami najwyżej położonych), występuje renifer leśny (Abri Duruthy), zawsze jednak obok przeważającego jelenia (Bonifay 1969, za Delpech). W poziomach azylskich Abri de Colombier à Vallon w Ardèche obok wymienionych wyżej (poza renem) gatunków znaczny udział miały *Capra ibex* i *Oryctolagus cuniculus* (Combier 1967).

Tak więc „zimna” fauna zdaje się całkowicie zanikać we Francji w Allerödzie, chociaż w niektó-

rych stanowiskach tego okresu, w zależności od szeregu czynników (wiek, położenie geograficzne) możliwa jest obecność renifera odmiany leśnej. Brak natomiast jakichkolwiek śladów wielkiej fauny plejstoceniowej: mamuta i nosorożca. Dlatego z ostrożnością należy przyjąć datę C14 uzyskaną z kości mamuta, ze znaleziska na Niżu Francuskim w Vailly-sur-Aisne — 9600 ± 450 (Sa-53) lat p.n.e., wskazującą na allerödski wiek tych kości (Delibrias i in. 1964).

Wahnięcie młodszego dryasu nie jest obserwowane w składzie fauny stanowisk francuskich, co może być wynikiem paru przyczyn, z których najważniejsza — klimatyczna, była już dyskutowana.

Na przedgórzu północnoalpejskim mało jest precyzyjnie datowanych stanowisk zawierających faunę. Otwarte stanowisko Oelknitz w Turynii z datą 9790 ± 250 (H-830-840) lat p.n.e. (Feustel 1970), wskazującą na początkową fazę Allerödu, ujawniło znacznie większy zestaw fauny, wśród której przeważa koń, ale również są obecne mamut, renifer i niedźwiedź (Andree 1939). Inne turyńskie stanowisko — jaskinia Bärenkeller w pobliżu Königsee-Garsitz ujawniła obecność stosunkowo licznych szczątków małego konia przypominającego nieco *Equus hydruntinus* (Musil w: Feustel i in. 1971, 105). Wśród materiału, z którego wykonane są płoszcza kościane i rogowe (*sagais*), występuje kość słoniowa i rogi rena (Feustel i in. 1971). Datowanie zlogu kulturowego tej małej jaskini budziło znaczne wątpliwości wobec stosunkowo starej daty uzyskanej w Berlinie — 11750 ± 380 (BlN-220) lat p.n.e. i z drugiej strony inwentarza krzemienno-niewątpliwie należącego do technokompleksu z tylczakami łukowatymi. Nowsza data z Berna zdaje się rozstrzygać tę kwestię, wskazując na schyłek Allerödu lub bardzo wczesny młodszego dryasu — 9240 ± 180 lat p.n.e. (Feustel i in. 1971, 128). Wśród węgla drzewnych występuje głównie wierzba oraz nieliczna sosna (Jacob w: Feustel i in. 1971, 114). Użytkowanie kości słoniowej wskazuje na przetrwanie mamuta aż do wczesnego młodszego dryasu lub też na wykorzystywanie kłów kopalnych (Feustel i in. 1971, 128).

Spśród jaskiń morawskich tylko jedna — Kůlna, dostarczyła daty C14, która pozwala na ściśle okreś-

lenie wieku fauny młodszej części późnego glaciału. Warstwa 6 tej jaskini, zawierająca inwentarz późnomadleński, była datowana radiowęglowo na 9640 ± 80 (GrN-5097) lat p.n.e. (Valoch 1969). Ze skąpych jak dotychczas informacji o składzie fauny wynika, że przeważał tu oraz w warstwie 5 renifer. Natomiast wśród wyrobów sztuki znajduje się ryt wykonany na płytce z kła mamuta (Valoch 1967). Nadległe warstwy 3 i 4, które z uwagi na swą pozycję stratygraficzną winny należeć do odcinka koniec Allerödu — początek holocenu, prawie pozbawione są już renifera, którego miejsce zajmuje jelen (Valoch 1967).

Faunę warstw I i Ia wzmiankowanego tu wielokrotnie stanowiska ukraińskiego w Mołodowej V, należących chronologicznie — sądząc z dat C14 — do końca Allerödu i pierwszej połowy młodszego dryasu, nadal charakteryzuje przewaga renifera, stosunkowo duży udział konia, nieliczny jelenia, łosia, zająca i wilka. W warstwie Ia (starszej) wystąpiły ponadto 4 zęby nosorożca (Černyš 1959).

Bardziej na wschód, już na wschodnim skraju Wyżyny Środkoworosyjskiej, w rejonie znanego zgrupowania stanowisk paleolitycznych Borszewo—Kostienki, stanowisko Borszewo II dostarczyło bogatej fauny, której wiek mieści się w młodszej części późnego glaciału. Górna warstwa tego stanowiska spoczywa w cienkiej łąkowej glebie kopalnej młodszej od Böllingu, co potwierdza data C14 (10350 ± 100 lat p.n.e.) uzyskana ze zhumifikowanych aluwii podścielających warstwę najstarszą. Analiza pyłkowa tej gleby (Bitner w: Sawicki 1964), wskazująca na obecność wilgotnego lasu olchowego tarasu zalewowego, wraz z danymi litostratygraficznymi i wzmiankowaną datą przemawiają przekonująco za allerödskim wiekiem gleby i warstwy kulturowej. Faunę tej warstwy charakteryzuje bardzo liczny udział konia, który stanowi ok. 90%. Ponadto występują tu renifer, wilk, zając, łoś, byk, lis i hiena jaskiniowa (Boriskovskij 1941). Brak mamuta i nosorożca. Ten pierwszy znany jest, jak wiadomo, z warstwy najniższej, a ponadto ze środkowej, być może poprzedzającej Alleröd.

Na obszarze Niżu Zachodnioeuropejskiego jedynie stanowisko Bromme w Danii dostarczyło nieco bogatszego zestawu fauny pochodzącej być może z połowy Allerödu (Mathiassen 1946; Iversen 1946). Wśród szczątków kostnych tego stanowiska przeważa łoś, również obecny jest renifer, a także rosomak, bóbr i łabędź. Uważa się, że łoś był zwierzęciem bardzo pospolitym w rozwartych allerödskich lasach brzoźowych południowo-zachodniej Danii (Degerbøl, Krog 1959). Poza reniferem również koń jest znany z Allerödu Danii. Żubr (*Bison bonasus*) stwier-

dzany jest w młodszym dryasie, w środowisku tundry parkowej (Kurtén 1968, 187), a tur pojawia się dopiero w preborealu (Degerbøl, Krog 1959). Fauna młodszego dryasu Danii znana jest może najlepiej ze stanowiska archeologicznego w Nørre Lyngby, gdzie wystąpiły renifer, bóbr, zając, mysz, piżmowiec oraz pardwa (Jessen, Nordman 1915).

Z obszaru Szlezwiku-Holsztynu wiadomości dotyczące fauny młodszego odcinka późnego glaciału są niezwykle skąpe. Stanowisko związane z osadnictwem allerödskim w Borneck pod Hamburgiem dostarczyło bardzo niewielkiej kolekcji fauny wydobytej z utworów organogenicznych. Podobnie jak w Bromme jest tu łoś, renifer, a ponadto *Bos primigenius* lub *Bison bonasus* (Herre, Requate 1958).

Jeszcze uboższe wiadomości o faunie Allerödu pochodzą z Holandii. Notowane jest występowanie w tym okresie jelenia olbrzymiego (Wouters 1956).

Nieco lepszą znajomość fauny młodszego dryasu zawdzięczamy przede wszystkim bardzo bogatej kolekcji szczątków kostnych z tego okresu ze słynnego stanowiska w Stellmoor oraz z dwu stanowisk jaskiniowych, znajdujących się tuż u południowej granicy Niżu w Hohler Stein i Remouchamps. Zestaw fauny ze stanowiska w Stellmoor (Rust 1943), leżącego podobnie jak Meiendorf, Poggenwisch, Borneck, Pinnberg i Hopfenbach w dolinie tunelowej Meiendorf pod Hamburgiem, jest bardzo specyficzny. Materiał kostny świadczy o daleko posuniętej selekcji łowieckiej, z czterech bowiem warstw kulturowych tego stanowiska wydobyto ok. 650 osobników rena i tylko pojedyncze okazy innych gatunków. Wśród tych ostatnich są koń, *Bos taurus*, *Bos (Bison) bonasus*, dzik, wilk, lis polarny lub zwykły, ryś, górski lub syberyjski lemming, bóbr, zając oraz parę gatunków myszy i ptaków (Krause, Kollau 1943).

W strefie Pogórza Westfalskiego jaskinia Hohler Stein, której złogi ahrensburkskie mogą być datowane na młodszy dryas z uwagi na wiek tego przemysłu w innych stanowiskach, ujawniła obecność licznych szczątków fauny, wśród której panuje renifer, lecz również dosyć pokaźnie reprezentowany jest dzik, lis, ryś, borsuk, a rzadziej koń, jelen, łoś, sarna, wilk, bóbr i pardwa (Andree 1931; 1932; Taute 1968).

Nieco bardziej na zachód oddalone stanowisko w Remouchamps w Belgii wykazało podobny skład fauny. Również i tu panującym zwierzęciem był renifer, na drugim miejscu jednak znajduje się koń i jelen, a ponadto *Bos taurus* (?), sarna, piesiec, lis, ryś, zając i stosunkowo liczna pardwa (Rahir 1921).

Bardzo nieliczne materiały ze stanowisk najwcześniejszego holocenu Niżu Zachodnioeuropejskiego pochodzą ze stanowisk archeologicznych w Poggen-

wisch, Hopfenbach i Pinnberg. Ze stanowisk tych, z poziomów wiązanych chronologicznie z wczesnym preborealem, znane są nieliczne szczątki renifera i jelenia (Herre, Requate 1958; Requate 1958).

Fauna młodszej części późnego glacjału znana jest w Polsce właściwie prawie wyłącznie z przypadkowych znalezisk szczątków kostnych w utworach organogenicznych obszaru Pojezierza Mazurskiego, gdzie dzięki badaniom palynologicznym H. Grossa jeszcze w okresie międzywojennym zdołano ustalić w wielu wypadkach wiek tych znalezisk (Gross 1938; 1939a; 1940), a ponadto z najpewniej mieszanego kompleksu faunistycznego w schronisku w Ruskiej Skale, pow. Zawiercie (Chmielewska, Pierzchałko 1956).

Z obszaru byłych Prus Wschodnich znamy ok. 100 znalezisk wyrobów kościanych bądź rogowych oraz kości i rogów surowych lub ze śladami wstępnej obróbki. Najstarszym narzędziem jest tzw. sztylet z kości długiej tura (*Bos primigenius*) z byłego Abschrutten, datowany na starszy dryas (Gross 1938; 1940). Starsze są poroża renifera z podłużnymi rowkami (nacięciami) z byłych Popelken, datowane przez swą sytuację stratygraficzną najpewniej na schyłek najstarszego dryasu, oraz poroże z nacięciami z Popówka, w pow. Giżycko, które być może jest jeszcze starsze (Gross 1939a; 1940). Z Allerödu liczniejsze są znaleziska wyrobów z rogów łosia i renifera. W byłym Maraunen jeszcze w ubiegłym wieku znaleziono 4 poroża renifera wraz z kośćmi ptaków i ryb. Późniejsze próby datowania tego stanowiska przez H. Grossa wskazują na możliwość umieszczenia go na przełomie Allerödu i młodszego dryasu. Z młodszego dryasu znane są wyroby z poroży renifera oraz poroża z nacięciami lub bez śladów pracy ludzkiej. Również z preborealu znane są wyroby z poroży renifera, który przetrwał tu co najmniej w głąb tego okresu (Gross 1938; 1939a,b; 1940). Znaleziska renifera z b. Prus Wschodnich zdają się należeć do odmiany tundrowej tego zwierzęcia (Gross 1939a).

Zestaw fauny stanowisk młodszej części późnego glacjału zgodny jest na ogół z charakterem krajobrazowym poszczególnych faz klimatycznych tego okresu, ustalonych na podstawie analiz pyłkowych. Pomijając niedokładności wynikające z faktu, że fauna stanowisk archeologicznych nie jest próbką losową składu faunistycznego poszczególnych faz, trzeba stwierdzić, że z wyjątkiem starszego dryasu, co do którego nasze wiadomości są wyjątkowo ubogie, można podjąć próbę pewnej syntezy.

Na obszarze Francji południowo-zachodniej i południowej, a więc na południe od Niżu, zapewne jedy-

nie w samym początku Allerödu utrzymują się niektóre gatunki subarktyczne, takie np. jak renifer, i plejstocieńskie, jak koń i osioł. Fauna w przewadze ma charakter leśny i nawet renifer należy do odmiany leśnej. Obecność bizona i *Equidea* może świadczyć o występowaniu większych otwartych przestrzeni, co z kolei znajduje potwierdzenie w danych analiz pyłkowych, z rejonu wybrzeży atlantyckich południowo-zachodniej Francji. W wyżej położonych stanowiskach strefy przedgórza alpejskiego występują gatunki alpejskie. Z okresu młodszego dryasu brak, jak dotąd, wiadomości o jakichkolwiek zmianach w faunie. Najprawdopodobniej były one minimalne. Uhogie na ogół dane z Turynii wskazują na przetrwanie tam co najmniej od wczesnego Allerödu wielkich ssaków plejstocieńskich (Oelknitz); obecność licznych szczątków konia może świadczyć o znaczniejszych otwartych przestrzeniach stepowych na suchych wyżynach, co z kolei znajduje potwierdzenie również ze strony danych paleopedologicznych.

Na Morawach renifer (być może odmiany leśnej) utrzymuje się do wczesnej lub nawet środkowej części Allerödu. Data jego całkowitego wyparcia przez jelenia nie jest ustalona.

Wielkie przestrzenie graniczne południowo-wschodniej części Niżu Europejskiego zdają się mieć podobną faunę zarówno w końcu Allerödu, jak i w pierwszej połowie młodszego dryasu — jeśli przyjąć daty C14 z Mołodowej V. Jeleń i łos w tym zestawie mogą świadczyć o istnieniu wilgotnych leśnych kompleksów w dolinach rzecznych, co wydaje się być przekonywająco potwierdzone przez analizy pyłkowe z Borszewa II. Bardzo liczny koń na tym stanowisku i liczny renifer w Mołodowej (jeśli nie jest to renifer odmiany leśnej) świadczą o stepowym lub stepowo-tundrowym charakterze krajobrazu na wyżynach. Wielkie ssaki (mamut, nosorożec) dotrwały prawdopodobnie w niektórych rejonach do początku młodszego dryasu (Mołodowa V).

Fauna klasycznych obszarów Niżu Europejskiego w pełni Allerödu ma typowy charakter leśny — mimo obecności renifera. W młodszym dryasie powraca tundrowy charakter fauny, ale elementy leśne zachowują się nadal, świadcząc o obecności najpewniej rozwartych kompleksów leśnych — być może tylko w pewnych częściach młodszego dryasu i przy określonych warunkach glebowych i geograficznych. Pewne gatunki fauny plejstocieńskiej (renifer) przekraczają granicę między plejstocenem a holocenem i trwają przez znaczną część okresu preborealnego.

C. POŁOŻENIE ŁĄDOŁODU

Ustalenie zasięgu łądolodu skandynawskiego w młodszej części późnego glacjału zdaje się nieco łatwiejsze od wyznaczenia jego zasięgów w okresach poprzednich. Przypuszcza się, że na początku starszego dryasu łądolód sięgał do południowej Szwecji (linia morenowa Berghem), tj. do południowej Gotlandii, pozostawiając Skanię wolną od lodów (Nilsson 1968; Tauber 1970a). Przebieg południowej krawędzi lodowca na obszarze Lodowego Jeziora Bałtyckiego nie jest znany. Sądząc z datowania tzw. stadium Pandiverde w północnej Estonii stadium to powinno być mniej więcej zgodne czasowo ze starszym dryasem (Veitekunas 1969a,b), co wynika z datowania poprzedzającej go fazy Ługa lub północnolitewskiej. Stadium Pandiverde byłoby więc synchronizowane z tak zwanym stadium Newa lub leningradzkim (Serebryanny1969; Malahovskij i in. 1967), którego datowanie na starszy dryas uważa się niemal za pewne.

Przebieg południowej granicy łądolodu można zrekonstruować jako linię biegnącą od południowej Szwecji tuż na południe od Olandii, przez archipelag Moonsundzki i północnym skrajem Estonii — na południe od brzegów dzisiejszej Zatoki Fińskiej i dalej nieco poniżej Leningradu, przecinając południowo-wschodni róg jeziora Ładoga. Następnie granica ta zawraca ostro na północ ku wschodnim brzegom Morza Białego.

Interstadiał Alleröd zaznaczył się dalszym cofnięciem się łądolodu w Szwecji do obszaru tzw. moren Szwecji środkowej, biegnących lekkim łukiem przez jezioro Vättern do okolic Sztokholmu (Nilsson 1968; Tauber 1970a). W tym czasie prawie cały obszar północno-zachodniej RFSRR był już wolny od łądolodu, czego dowodzą torfy i złoża organogeniczne południowej Karelii.

Zimne wahnięcie młodszego dryasu zaznaczyło się zwolnieniem recesji łądolodu w ciągu morenowym środkowej Szwecji (FM I-III) oraz postojem na linii moren I, II Salpausselkä w południowej Finlandii, które swym maksymalnym zasięgiem docierały do Zatoki Fińskiej (Hyypä 1969). W południowej Norwegii młodszy dryas uwidacznia się ciągiem morenowym Ra.

Cofanie się łądolodu z moren środkowej Szwecji i Salpausselkä uważane jest za równoznaczne z granicą między plejstocenem a holocenem. Ustępujący od północnego skraju góry Billingen łądolód otworzył w zachodniej Gotlandii tzw. Bramę Billingen, powodując częściowy drenaż Lodowego Jeziora Bałtyckiego do Morza Północnego i obniżenie się jego wód do

poziomu Oceanu Światowego, tj. o blisko 25 metrów. Wskutek tego nastąpiło wkroczenie wód morskich do Bałtyku, powodując jego stopniowe zasolenie i dając początek tzw. morzu Yoldia. Na podstawie chronologii warwowej otwarcie Bramy Billingen nastąpiło 8213 konwencjonalnych lat warwowych p.n.e. (Nilsson 1968), natomiast pojawienie się pierwszej „słonej” warwy koło Sztokholmu (tzw. warwy symmiktycznej) około roku 8000, ściślej 8015 konwencjonalnych lat warwowych p.n.e. (Nilsson 1968; Tauber 1970a). To ostatnie zdarzenie pierwotnie było uznawane za konwencjonalną granicę między plejstocenem a holocenem oraz oddziało fazę Gotiglacjału od Finiglacjału.

Według H. Sauramo cofanie się łądolodu z moren Salpausselkä II nastąpiło ok. 8150 lat p.n.e., a z moren Salpausselkä III ok. 8000 lat p.n.e., w chronologii warwowej.

Generalna synchroniczność szybkiej poprawy klimatycznej oraz cofania się łądolodu stanowi naturalną granicę między plejstocenem a holocenem. Pewne, teoretycznie możliwe, niezgodności pomiędzy obu tymi zjawiskami wynikłe z opóźnienia reakcji łądolodu na zmiany klimatyczne, tzw. retardacja, lub z różnic w chronologiach (radiowęglowej i warwowej) są niezwykle trudne do ścisłego ustalenia. Ilość informacji, jaką w chwili obecnej dysponujemy, nie upoważnia do wyciągania w tym względzie bardziej pewnych wniosków.

Ruchy lodowców alpejskich w młodszej części późnego glacjału są dość dobrze poznane dzięki licznym datom C14 i badaniom stratygraficznym. Jednym z najciekawszych wniosków wypływających z tych badań jest stwierdzenie faktu, że granica między plejstocenem a holocenem — ustalona ogólnie na ca 8300 — wydaje się nie być widoczna w ewolucji lodowców alpejskich (Heuberger 1968).

Być może synchroniczne ze starszym dryasem jest nasunięcie lokalnego lodowca przełęczą Brenneru, zwanego Steinach. Nasunięcie lodowca Gschnitz również z Brenneru, zgodnie z datami C14, przypada na młodszy dryas, podobnie jak nasunięcie lokalnego lodowca Schlern na wschód od Bozen. Znany z badań Pencka i Brücknera lodowiec Daun zdaje się przypadać już na czasy po młodszym dryasie (Heuberger 1968).

W górach północnej Szkocji rejestruje się nasunięcie resztek łądolodu odłączonego od dawna od łądolodu skandynawskiego — współczesne młodszemu dryasowi i stadium Salpausselkä. Jest to tzw. Highland Readvance (Wolstedt 1958). Ścisłejsza synchronizacja

szkockiego lodowca we wcześniejszych fazach jest trudna do przeprowadzenia.

System zaporowych jezior przy południowo-wschodnim skraju lądolodu skandynawskiego, utworzony głównie podczas cofania się lodowca z moren stadium Ługa w Böllingu sensu lato, uległ w Allerödzie i młodszym dryasie znacznym przemianom. Niektóre z olbrzymich jezior Böllingu i starszego dryasu uległy drenażowi do Lodowego Jeziora Bałtyckiego wskutek cofania się lądolodu i rozszerzania się jeziora. Jednak w szeregu depresji utrzymały się jeziora o znacznie zmniejszonej powierzchni lustra wody (Davydowa 1969; Serebryanny 1969; Punning

i in. 1967). Reżim sedymentacji w tych nowych, mniejszych jeziorach zmienił się; w miejsce iłów warwowych jezior zaporowych zaczęły się odkładać drobnoziarniste piaski i aleuryty. Daty radiowęglowe tych sedymentów, zalegających powyżej iłów warwowych w depresji Zemgale (TA-129) 10000 ± 110 i TA-1294 — 9925 ± 100 lat p.n.e., wskazują na starszy dryas bądź początek Allerödu. W jeziorze zaporowym Kunda w końcu Allerödu i w młodszym dryasie tworzyły się gytie z detrytusem roślinnym. Data C 14 (TA-194) 9740 ± 150 lat p.n.e. dla tych sedymentów zdaje się być zbyt wysoka (Punning i in. 1967; Serebryanny 1969).

D. SEDYMENTACJA

Charakter sedymentacji w młodszej części późnego glacjału na obszarze Niżu Europejskiego jest dość dobrze rozpoznany głównie dzięki licznym datom radiowęglowym i palynologicznym.

Dominującym elementem w litologii starszego dryasu na Niżu Europejskim i w jego strefie granicznej są piaski eoliczne wykształcone w postaci dwu facji. Pierwsza to piaski pokrywowe rozlokowane głównie na obszarze Europy północno-zachodniej: w Holandii, Belgii i Dolnej Saksonii. Druga to wydmy kontynentalne na piaszczystych obszarach środkowej, północno-środkowej i wschodniej części Niżu.

Rozmieszczenie i wykształcenie wydm zależy od szeregu czynników. Jednym z najważniejszych jest charakter podłoża i źródło piasku. Wydmy śródlądowe (kontynentalne) Niżu Europejskiego występują na równinach zandrowych, w pradolinach i dolinach rzek oraz na piaszczystych wysoczyznach morenowych zbudowanych choćby częściowo z piasków zwałowych. Rozmieszczenie wydm w Polsce jest jednym z najlepszych przykładów ich związku z podłożem (Galon 1952).

W Holandii i Belgii piaski pokrywowe, leżące między poziomem vegetacyjnym Böllingu lub tzw. glebą torfową typu Starbroek a glebą allerödzką typu Usselo, są datowane dzięki pozycji stratygraficznej na starszy dryas. W sekwencji piasków pokrywowych Europy zachodniej określa się je jako młodsze piaski pokrywowe I lub późne piaski pokrywowe 1 w odróżnieniu od piasków pokrywowych młodszego dryasu — nazywanych młodszymi piaskami pokrywowymi II lub późnymi piaskami pokrywowymi 2 (van der Hammen 1952; Pannekoek 1956; Maarleveld 1960; van der Hammen i in. 1967; Paepe, Pisart 1969; Zagwijn, Paepe 1968). Na ogół powszechnie przyjmuje się hipotezę o przewadze sedymentacji niweoeolicznej w formowaniu piasków pokrywowych.

Dane stratygraficzne i chronologiczne z obszaru Niżu Europejskiego wskazują, że powstawanie wyraźnych morfologicznie form wydmowych, które w różnym stanie zachowania dotrwały do dziś, wiąże się ze starszym dryasem (Schwabedissen 1954; 1957; Chmielewska, Chmielewski 1960; Chmielewska, Wasylikiowa 1961; Chmielewska 1961; Wasylikiowa 1964; Dylkowa 1958; 1964; 1967; 1968; 1969).

Określenie wieku procesów eolicznych, które doprowadziły do powstania wydm w starszym dryasie, wynika z danych palynologicznych i radiowęglowych w Witowie, datujących najstarszą fazę wydmową właśnie na ten okres. Podobnie w Rissen (w Pustaci Lüneburskiej) najstarsza faza wydmotwórcza datowana jest radiowęglowo i palynologicznie na starszy dryas (Schwabedissen 1954; 1957; Münnich 1957b; Schütrumpf 1957). Na podobny wiek wydm wskazują dziesiątki innych stanowisk z kopalną glebą Usselo, utworzoną na rozwiniętych już formach wydmowych (Manikowska 1966; 1969; 1970; Prusinkiewicz 1969; Churska 1969).

Allerödski wiek gleby kopalnej typu Usselo, rozwiniętej w stropie wydm starszego dryasu, piasków pokrywowych lub innych utworów piaskowych, poznany został w Polsce dzięki datowaniom C 14 i palynologicznym w Witowie i ostatnio w Całowaniu pod Warszawą (Schild 1969). Poza Polską gleby tego typu datowane są w NRF (Schwabedissen 1954; 1957) i szczególnie dobrze w Holandii, gdzie oprócz dat palynologicznych istnieje cały szereg dat radiowęglowych (van der Hammen 1952; de Vries i in. 1958; Vogel, Zagwijn 1967).

Obecność gleby wieku allerödskiego w stropie wydm starszego dryasu w Polsce i brak pewnie datowanych jeszcze starszych form wydmowych, wreszcie dość uboga sedymentacja wydmowa młodszego dryasu skłoniły A. Dylkową do uznania starszego dryasu za

okres sedymentacji właściwej fazy wydmotwórczej na obszarze Polski środkowej (Dylikowa 1958, 1964, 1967, 1968, 1969). Inni autorzy stwierdzają ciągłość sedymentacji wydmowej starszego dryasu z działalnością eoliczną najstarszego dryasu i Böllingu na stanowisku Węglewice nad Prosną w południowej Wielkopolsce, łącząc je w tzw. drugą fazę I okresu wydmotwórczego — uwarunkowanego klimatycznie (Rotnicki 1970). Z fazy 1, która mogła zakończyć się jeszcze przed późnym glaciałem, brak zachowanych form wydmowych. Wyznaczana jest ona na podstawie śladów działalności eolicznej (niecki deflacyjne) i stosunku stratygraficznego form deflacyjnych do akumulacyjnych z fazy 2 (Rotnicki 1970, 90). Tak więc faza 1 jest raczej fazą działalności eolicznej, a nie fazą wydmotwórczą w ścisłym tego słowa znaczeniu. Grubość sedymentów fazy 2 w Węglewicach, choć stosunkowo niewielka w porównaniu z miąższością wydmy młodszego dryasu, jest jednak wyraźna morfologicznie.

Inaczej niż w Węglewicach, stanowiska wydmyw Polski środkowej zdają się świadczyć, że maksimum rozwoju form wydmowych na tym obszarze przypada właśnie na okres starszego dryasu (Dylikowa jw.; Gawlik 1969).

Od dawna wskazywano na możliwość powstawania jeszcze przed starszym dryasem wyraźnych morfologicznie form wydmowych, a nie tylko płaskich lub nieco sfalowanych piasków pokrywowych (m.in. Majdanowski 1958; Wojtanowicz 1968). Nigdzie jednak ta teoretyczna możliwość nie została potwierdzona bezpośrednim datowaniem palynologicznym ani radiowęglowym. Nawet w Węglewicach nie stwierdzono że w starszej części fazy 2 (najstarszym dryasie i Böllingu) istniała rozwinięta forma wydmy; natomiast ujawniono jedynie płaskie wybrzuszenie pokrywy piasków eolicznych, typowe również dla obszarów piasków pokrywowych Holandii i Belgii.

Opierając się na przesłankach teoretycznych, niektórzy autorzy dopuszczają starszy wiek wydm Polski południowej (np. Majdanowski 1958), wiążąc zanik procesów wydmowych z postępującą od południa bardziej zwartą roślinnością. Pomijając wspomniany już brak bezpośrednich datowań przemawiających za taką koncepcją, stwierdzona wielka jednolitość i szeroki zasięg zmian klimatycznych na całym obszarze Niżu osłabia tego rodzaju koncepcje, a ewentualne różnice chronologiczne wynikające z szybkości rozprzestrzeniania się roślinności są zapewne niewielkie.

Ostatnie doniesienia o występowaniu gleby typu Usselo w południowej części Polski środkowej (Manikowska 1969) oraz synchroniczność procesów eolicz-

nych w strefie przedgórze alpejskiego i na Niżu (Neumeister 1969) świadczą o generalnej współczesności procesów wydmotwórczych na całym Niżu Europejskim i w pasie przedgórze.

Znaczniejsze ożywienie procesów eolicznych w starszym dryasie wiązane bywa z osuszaniem powierzchni piasków wskutek opuszczania się w dół wieloletniej zmarzliny i obniżania się poziomu wód gruntowych (Dylik 1969; Dylikowa 1969). Nieco obfitsza roślinność tundry z rzadkimi drzewami — płatami brzozy omszonej i licznymi roślinami sucho- i światłolubnymi, faworyzuje powstawanie form wydmowych. W okresie tym zdają się przeważać kierunki wiatrów z północnego zachodu (Maarleveld 1960; Dylikowa 1969; Manikowska 1969).

Czas trwania sedymentacji wydmowej starszego dryasu nie mógł być dłuższy niż 200 lat, zgodnie z długością trwania tej fazy klimatycznej. Mimo krótkości okresu sedymentacyjnego powstały bardzo okazałe formy wydmy. Obserwacje przypuszczalnej rocznej cykliczności warstwowania wydm Kotliny Płockiej zdają się potwierdzać krótkotrwałość procesów wydmotwórczych, doprowadzających do powstania dużych form wydmowych (Urbaniak 1967, 20).

Zahamowanie sedymentacji eolicznej w Allerödzie jest wynikiem opanowania Niżu Europejskiego przez leśną roślinność tego interstadiału. Strop wydm ulega przemianom związanym z procesem glebowym, którego charakter jest prawie identyczny na całym obszarze Niżu. Wyraźna jest znaczna jednolitość cech morfologicznych gleb allerödskich utworzonych na wydmach i piaskach. Jednakże ich lokalne wykształcenie, mimo szeregu cech wspólnych dla wszystkich gleb tego typu, może przejawiać się w szeregu wariantów (Manikowska 1969), niekiedy płynnie zmieniających się w jednym odsłonięciu w zależności od cech podłoża, grubości nadkładu sedymentów przykrywających itd. (Schild 1969). Na ogół gleby te rysują się w postaci mniej lub bardziej plamistych, bardzo jasnoszarych, szarych, szaroczarnych, szarobrazowych i brunatnych poziomów piasków o miąższości od 10 do 15 cm. Piaski podłoża (poziom C) pod glebami Usselo są bezstrukturalne, o warstwowaniu zniszczonym przez korzenie roślinności z czasów istnienia gleby. Te bezstrukturalne poziomy nigdy nie są zbyt miększe i osiągają na ogół ok. 20 cm. Niekiedy obserwuje się również kopalne ślady pokorzeniowe (korzeniaki) dużych drzew i doły pokarczowe zwalonych pni.

Jedną z najbardziej charakterystycznych cech gleb Usselo jest występowanie tzw. paluszków, tj. wyrostków (wtętów) gleby w nadległe sedymenty. Geneza powstania „paluszków” nie jest wyjaśniona jedno-

znacznie. Niektóre z nich wiążą się niewątpliwie z działalnością gryzoni.

Gleby Usselo należą do szerokiej grupy gleb AC, a w ramach tej grupy do klasy rankerów Kubieny (1953). Różnią się jednak od tzw. rankerów tundrowych, które są w istocie glebami hydromorficznymi, głównie brakiem poziomów A_{oo} i A_o. W pewnych wypadkach, szczególnie w Holandii, gleby Usselo zdają się zawierać mikropoziom iluwalny — B_s; w Polsce notowane są także inicjalne poziomy eluwalne A_c (Manikowska 1969, 304). Obserwacje te mogłyby wykazywać pewną bliskość gleb typu Usselo do tzw. mikropodzoli znanych z tundry parkowej i laso-tundry, na co zwrócił już uwagę K. Butzer (1964, 399).

Ostre wyróżnienie poszczególnych ogniw glebowych w glebie Usselo jest bardzo trudne, najpewniej głównie wskutek jej wtórnej plamistości oraz zmian w budowie, jakie nastąpiły już po jej pogrzebaniu. Szereg obserwacji, np. w Całowaniu, pow. Otwock, wykazuje, że silniejsze wybielenie gleby wiąże się z tymi jej partiami, które spoczywają powyżej współczesnego i kopalnego poziomu wody gruntowej i narażone są na wypłukiwanie przez przenikające wody deszczowe. Z kolei ilość brunatnych plam wzrasta wyraźnie tam, gdzie zbliża się ona do poziomu B gleby holocenińskiej, co mogłoby przemawiać za allochtonicznym charakterem co najmniej części wytrąceń żelazistych.

Zbrunatnienie gleb Usselo bywa również hipotetycznie tłumaczone poligenetycznym jej charakterem, tj. nałożeniem się procesu glebowego tundrowego na słabo wykształconą glebę typu bielcowego w początkach młodszego dryasu — jeszcze przed zasypaniem gleby przez piaski fazy wydmowej młodszego dryasu (Manikowska 1969, 313-316). Hipoteza ta staje się bardziej prawdopodobna wobec stwierdzonego opóźnienia procesów wydmowych w młodszym dryasie w stosunku do początków tej fazy klimatycznej. Nie znajduje jednak ona potwierdzenia na stanowiskach, gdzie tylko niektóre partie ciągłego poziomu gleby Usselo uległy zbrunatnieniu (Całowanie) wyraźnie wskutek wtórnego charakteru wytrąceń żelazistych.

Od dawna znany jest fakt intensywnego występowania węgla drzewnych w glebach Usselo na prawie całym obszarze Niżu. Węgla te są głównie zgromadzone w partiach stropowych poziomów glebowych, bądź też zaznaczają się w postaci cienkiej warstwy leżącej na pierwotnym stropie gleby (Całowanie, Deelen, Ugchelen, Hilversum itd.). W wielu wypadkach węgle te uległy zwianiu w początkowych fazach sedymentacji wydmowej młodszego dryasu i występują w so-

czewach składających się z mialu węglowego i większych kawałków węgla w samym spągu wydm młodszego dryasu.

Serię dat radiowęglowych uzyskano z cienkich poziomów węglowych leżących na glebie Usselo w Holandii:

Deelen, prow. Gelderland — 9315±120 (Gro-909)
Ugchelen, prow. Gelderland — 9060±120 (Gro-907),
8850±130 (Gro-937)

Hilversum, prow. Noord Holland — 8950 ± 90
(Gro-920)

Velzen, prow. Noord Holland — 8415±200 (Gro-646)

Lemele, prow. Overijssel — 9280±400 (Gro-647)

Horn-Haelen, prow. Limburg — 9000±300 (Gro-498)

Leende, prow. Noord Brabant — 9070±230 (Gro-603)

lat p.n.e. (de Vries i in. 1958, 131-134; Radiocarbon Comprehensive Index 1967).

W Usselo poziom z węglami występuje w samym stropie torfu allerödskiego. Przeciętna wymienionych dat oraz tu nie cytowanej daty z Waskemeer (Gro-607) wynosi ok. 8950 lat p.n.e. (pierwotnie, zanim daty te zostały skorygowane, przyjmowano przeciętną — 8850, de Vries i in. 1958, 131), a analiza statystyczna nie wyklucza, że wszystkie próbki są tego samego wieku, zwłaszcza jeśli się weźmie pod uwagę fakt, że wiek drzew nie był ten sam, gdy uległy one spaleni (de Vries i in. *l.c.*).

Daty z Polski (a więc przede wszystkim z Całowania), które pochodzą z przepelnionego węglami cienkiego poziomu gytii z madą (z bardzo wczesnego młodszego dryasu) przykrywającego bezpośrednio glebę Usselo, są zbliżonego wieku: 8870±90 (GrN-5253) i 8710±100 (GrN-4966) lat p.n.e. (Schild 1969). Również data z Witowa, która może być związana z tym epizodem, jest identyczna z datami z Całowania: 8865±160 (Gro-828) lat p.n.e. (Chmielewska, Chmielewski 1960). Wypada przypomnieć, że próbka z Witowa pochodzi z poziomu przepelnionego węglami leżącymi na powierzchni gleby Usselo, w poziomie tym występuje również materiał kulturowy technokompleksu z tylczakami łukowymi i drapaczami tarnowiańskimi Niżu.

Zjawisko masowych pożarów martwego boru allerödskiego u progu młodszego dryasu wiązane było z działalnością człowieka (van der Hammen 1957), który miał te pożary wywoływać dla własnych celów łowieckich (Narr 1961; 1963). Przypuszczano również, że ich przyczyną mogły być wybuchy wulkanów grupy Eifel (de Vries i in. 1958) w Nadrenii. Szerokie jednak rozprzestrzenienie geograficzne śladów tych pożarów oraz datowanie tufów wulkanicznych Laacher See, łączące je chronologicznie ze środkiem Allerödu, wykluczając tego rodzaju wyjaśnienie. Natomiast

prawdopodobne wydaje się wiązanie bezpośredniej przyczyny pożarów ze świadomą lub też przypadkową działalnością człowieka oraz wyładowaniami elektrycznymi.

Gleby Usselo nie są jedynym typem gleby z interstadiału Alleröd. Wspomniano już wcześniej o tworzeniu się w tym okresie stepowych inicjalnych czarnoziemów na suchych obszarach pogórza Harcu (Mania 1970) oraz o powstaniu gleb brunatnych lub par brunatnych — leśnych na obszarach o cięższym podłożu mineralnym (Brunnacker 1969a,b). Te ostatnie gleby mogą kumulować w sobie proces glebowy nie tylko pierwszej połowy Allerödu (przykryte są piaskami pumeksowymi Laacher See), lecz również Böllingu. O możliwości datowania na interstadial Alleröd gleby półkopalnej, określonej jako bielicowa na stanowisku Cyrzanów 3, pow. Racibórz, doniósł niedawno J. K. Kozłowski (1964).

W interstadiale Alleröd sedymentacja mineralna ogranicza się głównie do koryt rzecznych. W dolinie Wisły pod Warszawą z wczesnym i środkowym Allerödem wiązana może być sedymentacja wyższej części złożonego pierwszego nadzalewowego tarasu (IIa), tzw. praskiego, i powstawanie kopalnych wysp mieliznowych w martwym korycie Wisły na odcinku Karczew—Wilga. Sedymentacja, jak można sądzić z dat C 14 jednej z takich wysp w Całowaniu, zakończyła się ok. 9300 lat p.n.e. i mniej więcej od tego czasu rozpoczęła się erozja wgłębna rzeki w najniższej części tego tarasu.

Na Pojezierzu Mazurskim, na Białorusi i zapewne na Litwie w końcu Allerödu doszło do częściowego wytapiania się martwych lodów wypełniających niecki jezienne i rozpoczęło się odkładanie typowych osadów jeziernych (Więckowski 1966; 1968; Jakuško 1969).

W Turyngii i Nadrenii znane są powszechnie tufy i piaski wulkaniczne Laacher See pochodzące z wybuchów wulkanu jeziora Laach (góra Eifel). Ich allerödski wiek jest niewątpliwy, a grubość osadów przekracza często wiele metrów. Tufy wulkaniczne Laacher See są świetnym horyzontem przewodnim i datowane są na drugą połowę Allerödu. Szereg dat C 14 dla tych utworów nie daje całkowicie jednoznacznych wyników, lokując je ok. 9500-9300 i 9000 lat p.n.e. (Brunnacker 1969b). Istnieją również daty skrajne, jak z Heidelbergu, zbyt wydawałoby się odległe (H1-8 i H1-48): 9950 ± 500 i 9850 ± 300 lat p.n.e. z Wallensen im Hils — torf powyżej tufu (Münnich 1957a) lub zbyt młode (W-525) — 8850 ± 300 (Rubin, Alexander 1960). Duże granice odchylenia standardowego pozwalają zbliżyć te daty do innych.

Klimatyczna depresja młodszego dryasu znalazła swe wyraźne odbicie w sedymentacji na Niżu Euro-

pejskim. Jest to przede wszystkim kontynuacja sedymentacji eolicznej.

Szereg stanowisk wydmych oraz piasków pokrywowych świadczy, że sedymentacja eoliczna młodszego dryasu nie rozpoczęła się natychmiast po przełomie Allerödu na młodszy dryas. Bardzo wczesna faza młodszego dryasu ze stosunkowo znacznym jeszcze udziałem drzew i krzewów w krajobrazie wstrzymała wznowienie działalności eolicznej na obszarze Niżu. W Polsce dwa stanowiska wykazują, że sedymentacja eoliczna młodszego dryasu jest opóźniona w stosunku do granicy strefowej tego okresu. Są to stanowiska w Witowie (Wasylikowa 1964) i w Całowaniu (Schild 1969). W obu wypadkach gytie z wczesnego młodszego dryasu, przykrywające torfy lub gleby allerödskie w strefie brzeżnej, poprzedzają fazę eoliczną młodszego dryasu. Cytowane uprzednio daty radiowęglowe z niektórych stanowisk z glebą Usselo w Holandii wskazujące na wczesną fazę młodszego dryasu sugerują, że również i tam sedymentacja eoliczna rozpoczęła się już po fazie wstępnej tej depresji klimatycznej. Nie można też wykluczyć hipotezy, że do ożywienia działalności eolicznej młodszego dryasu przyczyniły się w znacznym stopniu wielkie pożary martwych borów w początkach młodszego dryasu.

Wydma w Węglewicach, pow. Wieruszów (Tobolski 1966; Rotnicki, Tobolski 1969; Rotnicki 1970), jedna z nielicznych o pełnym datowaniu paleontologicznym, zdaje się nie wykazywać retardacji ponownego ożywienia procesów wydmych w stosunku do granicy strefowej młodszego dryasu. Wynika to z interpretacji zapiaszczonych mułków z domieszką substancji organicznych, pochodzących z początku młodszego dryasu, jako utworu o częściowej genezie eolicznej.

Nie wydaje się jednak, by można było wykluczyć całkowicie niceoliczne pochodzenie zapiaszczonych mułków, zwłaszcza wobec znanego faktu podnoszenia się poziomu wód gruntowych w fazie wstępnej młodszego dryasu. Silne zapiaszczenie utworów, głównie w strefie brzeżnej zbiorników wodnych lub nawet torfowisk, często jest wynikiem spłukiwania i sezonowej działalności wody. Zapiaszczenie gytii fazy wstępnej młodszego dryasu w Witowie i w Całowaniu jest niekiedy bardzo duże, mimo że jej sedymentacja poprzedzała niewątpliwie fazę wydmy tego okresu.

Czas trwania sedymentacji eolicznej młodszego dryasu nie jest, jak dotąd, ustalony jednoznacznie. Niektóre dobrze datowane stanowiska wydmych Polski i Holandii dowodzą w sposób zupełnie pewny, że co najmniej na części obszarów Niżu Europejskiego zakończyła się ona jeszcze przed końcem młodszego dryasu i początkiem holocenu. W Całowaniu, w strefie

brzeżnej, piaski fazy wydmowej młodszego dryasu przykryte są przez gytie z drugiej połowy tego okresu. Jej spąg — zawierający węgle drzewne osadnictwa późnopaleolitycznego poziomu VI — jest datowany radiowęglowo na 8505 ± 90 lat p.n.e. (GrN-5409). Inna data C14 z tego stanowiska, również związana z osadnictwem późnopaleolitycznym, młodszym od fazy wydmowej, wynosi 7985 ± 110 lat p.n.e. (GrN-5254).

W znanym profilu w Denekamp w Holandii torfy z drewnem przykrywają młodsze piaski pokrywowe 2. Wiek spągu tych torfów został ustalony planynologicznie na schyłek młodszego dryasu. Trzy cytowane już określenia radiowęglowe (GrN-4722, 4724, 4731) umieszczają koniec sedimentacji eolicznej na tym stanowisku gdzieś około 8100 lat p.n.e. Są one zgodne z inną datą tego profilu, która pochodzi z przewarstwienia torfowego w młodszych piaskach pokrywowych 2 i wynosi 8350 ± 60 (GrN-4723) lat p.n.e. (Vogel, Zagwijn 1967).

Ścisłe ustalenie końca sedimentacji wydmowej w Witowie nie jest najłatwiejsze. Na ogół przyjmuje się, że działalność eoliczna na tym stanowisku zakończyła się wraz z początkiem holocenu (Wasylikowa 1964, 342). Wyraźne zmniejszenie się zawartości piasku w stropowej partii gytii piaszczystej młodszego dryasu w profilu pyłkowym z Witowa I (Wasylikowa 1964, fig. 26), odsłoniętym w strefie brzegowej wydmy, może sugerować bądź znaczne osłabienie sedimentacji eolicznej, bądź też całkowite jej ustanie jeszcze przed końcem tego okresu.

Podobna sytuacja lito-stratygraficzna wydaje się występować w Węglewicach, gdzie schyłek młodszego dryasu i początek preborealu reprezentowane są w strefie brzeżnej przez zapiaszczony torf (Rotnicki 1970, ryc. 6 i 8), przechodzący w kierunku czoła wydmy w soczewę piasków o długości 10-15 m i grubości około 1 m (Rotnicki 1970, rys. 6, punkt 10). Warstwa ta wieńczy piaski głównej serii (młodszy dryas) budującej wydmy. Sądzi się, że powstała ona w wyniku „akumulacji piasków eolicznych w brzeżnej części zbiornika wodnego”, nie wyklucza się również udziału procesów splukiwania w jej powstaniu (Rotnicki 1970, 21). Zazębianie się omawianej warstwy piasków z torfem piaszczystym, datowanym na schyłek młodszego dryasu i początek preborealu, uważane jest za dowód przetrwania procesów wydmotwórczych aż do wstępnej części preborealu (Rotnicki, Tobolski 1969; Kozarski i in. 1969; Rotnicki 1970). Bez względu na interpretację dynamiczną warstwy piasku zazębiającej się ze spiaszczonym torfem możemy stwierdzić, że podstawowa działalność wydmotwórcza w Węglewicach zakończyła się jeszcze przed końcem młodszego dryasu.

Kontynuacja procesów wydmotwórczych w głąb holocenu — ściślej w głąb okresu preborealnego — przyjmowana była również dla innych stanowisk wydmowych Wielkopolski, jak np. Czarnków Zanotecki, pow. Trzcianka, i Elżbiecin, pow. Czarnków (Kozarski 1961; Tobolski 1962; Kozarski, Tobolski 1968; Kozarski i in. 1969). W obu wypadkach datowanie nie jest bezpośrednie, lecz ma wynikać z obecności domieszki piasku w utworach organogenicznych, bądź też z wieku utworów organogenicznych wypełniających niecki deflacyjne (Czarnków).

Poza bezpośrednimi datowaniami wykazującymi, że co najmniej na niektórych stanowiskach sedimentacja wydmowa młodszego dryasu zakończyła się jeszcze przed końcem tego okresu lub że jej intensywność była w końcu młodszego dryasu znacznie zmniejszona, istnieją dane pośrednie wspierające tę interpretację chronologiczną. Mają one tę zaletę, że są aktualne prawie dla całej środkowej i zachodniej części Niżu, ponieważ wiążą się z obecnością dobrze już datowanych zespołów późnopaleolitycznych, występujących na wydmach śródlądowych.

Szacunkowo licząc, na wydmach śródlądowych i pokrywach eolicznych Niżu od Atlantyku do Białorusi występuje około 1000 zespołów mazowszańskich, ahrensberskich i pokrewnych. Czas trwania inwentarzy mazowszańskich w Polsce został ostatnio dość pewnie ustalony na część młodszego dryasu i wczesny preboreal. Podobnie zespoły ahrensberskie mieszczą się w prawie całym młodszym dryasie i początkowym preborealu. Nie zawsze możliwe jest dziś wykazanie na podstawie morfologii wyrobów krzemiennych, które ze stanowisk leżących na wydmach pochodzą z późnej części młodszego dryasu, a które z preborealu. Nie ulega jednak wątpliwości, że znaczna część tych stanowisk musi być umieszczana w drugiej połowie młodszego dryasu.

Podobnie więc jak faza wydmowa starszego dryasu, najmłodsza faza wydmowa plejstocenu była stosunkowo krótka. Główne nasilenie procesów wydmowych może być zamknięte w okresie wynoszącym ca 200-300 lat, od 8800-8700 do 8500-8400 konwencjonalnych lat radiowęglowych p.n.e. Daty C14 dla końca młodszego dryasu w Holandii nie są zgodne z wyżej proponowanymi.

Nasilenie sedimentacji eolicznej młodszego dryasu zdaje się zależeć od wielu przyczyn lokalnych. O ile w okolicach Łodzi miąższość sedimentów tej fazy jest ograniczona (dlatego została nazwana fazą przekształcania wydm — Dylikowa 1958; 1964; 1967; 1968), o tyle w innych rejonach może mieć ona większe znaczenie. W Węglewicach główną masę wydmy tworzą piaski fazy wydmowej młodszego dryasu, a wydmy leżące na powierzchni tarasu praskiego Wisły w oko-

licach Warszawy, uformowane podczas najmłodszej fazy wydmowej, osiągają niekiedy wysokość 7 m.

Poza powszechną na Niżu Europejskim sedymentacją eoliczną inne utwory powstałe w tym okresie zdają się mieć znaczenie lokalne. Tak więc na przykład w początkowej fazie młodszego dryasu niższe partie tarasu praskiego Wisły (IIa) nadbudowane były warstwowymi piaskami i madami sedymentacji powodziowej, poprzedzającej bezpośrednio sedymentację wydm. Ta sedymentacja powodziowa, ogarniająca niższe partie tarasu praskiego, oraz powstanie gytii z początków młodszego dryasu w Witowie i Całowaniu świadczą o znaczniejszym podniesieniu się wód gruntowych u progu tej fazy, jeszcze przed ożywieniem działalności eolicznej. Wysokie stany wiosennych wód w rzekach mogły być wynikiem zachwiania bilansu wodnego, spowodowanego znacznym zanikiem szaty roślinnej i szybkim tajaniem wiosennym.

Utwory starszego dryasu, Allerödu i młodszego dryasu na obszarach otaczających Niż Europejski od południa nie są zbyt dobrze poznane. Wiadomo jednak, że w okresach tych powstają gruzowe sedymenty zboczowe zarówno bezpośrednio przez Allerödem, jak i w młodszym dryasie (Rohdenburg 1969). Natomiast u czoła obszarów lessowych Saksonii odkładane są eoliczne utwory piaskowo-lessowe (Neumeister 1969), dowodząc generalnej synchroniczności okresów sedymentacji eolicznej w północnej i południowej strefie Niżu. Podobnie w Polsce sugeruje się niekiedy eoliczną genezę rozległych cienkich płatów utworów pyłowych odłożonych najpewniej w młodszym dryasie. Jeden z największych tego rodzaju płatów ciągnie się pasem o szerokości do 20 km od Warszawy do Sochaczewa (Karaszewski 1972). Jednak teza o eolicznym pochodzeniu tego rodzaju utworów jest niekiedy kwestionowana (Maruszczak 1972).

W zakresie sedymentacji jaskiniowej powiązanie poszczególnych utworów z wyróżnionymi fazami młodszego dryasu nie wydaje się dotychczas możliwe. W południowej Francji, w Prowansji, ze starszym dryasem wiąże się niektóre serie gruzowe (Escalon de Fonton 1966; 1970). Wiek ich nie jest jednak całkowicie pewnie ustalony, zwłaszcza wobec cytowanych dat C14.

Alleröd niekiedy zaznacza się w sekwencji jaskiń francuskich przez występowanie pokryw stalagmitowych (Evin i in. 1971, 60) i utworów nie zawierających

gruzu krioklastycznego, mających dużą domieszkę humusu (Comber 1967), podobnych pod względem litologicznym do jaskiniowych utworów holocenijskich. Najbardziej prawdopodobne wydaje się, że na znacznej części obszaru Francji, a zwłaszcza we Francji południowo-zachodniej, sedymenty Allerödu rozpoczynają serie osadów jaskiniowych o holocenijskim charakterze. Na ogół — jak się wydaje — brak utworów wskazujących na depresję klimatyczną młodszego dryasu, co znajduje potwierdzenie w charakterze klimatycznym tego okresu we Francji. Jedynie w nielicznych wypadkach dopuszcza się występowanie w młodszym dryasie złożeń w mniejszym lub większym stopniu krioklastycznych (Escalon de Fonton 1966).

Utwory młodszego dryasu późnego glacjału jaskiń polskich nie są właściwie poznane, a raczej nie są datowane tak, by można szczegółowiej określić ich charakter i powiązać je z określonymi fazami późnego glacjału. Teoretycznie powinny to być utwory mniej lub bardziej gruzowe, z lessem na wtórnym złożu (Chmielewski 1969; 1970a).

Nieco bardziej sprzyjająca wydaje się być sytuacja na Morawach, gdzie dość bogate osadnictwo prahisteryczne w jaskiniach rokuje nadzieję na uzyskanie serii dat C14, pozwalających na szczegółowsze określenie charakteru sedymentów w poszczególnych fazach. Jak dotąd z tego obszaru znana jest zaledwie data radiowęglowa z jaskini Kůlna wskazująca na pierwszą połowę Allerödu. Brak jednak bardziej szczegółowych informacji o charakterze litologicznym utworów tej jaskini (badania w toku).

Na obszarach lessowych Ukrainy, ograniczających Niż Europejski od południowego wschodu, z Allerödem i młodszym dryasem można wiązać sedymentację lessów deluwialnych na stromych stokach dolinnych. Sądząc z dat C14 z Mołodowej V dla warstwy 1a — 8640 ± 230 (GIN-7), warstwy 1 — 8990 ± 150 (GIN-54) i warstwy 2 — 9950 ± 230 (GIN-8) oraz 10350 ± 140 (GIN-56) lat p.n.e. (Cherdyntsev i in. 1968a,b; Ivanova 1969), w okresie tym brak jakichkolwiek cech różnicujących deluwia lessowe tego stanowiska.

Zjawiska krioturbacyjne związane z depresjami klimatycznymi starszego i młodszego dryasu nie są zjawiskiem zbyt częstym. Do najbardziej powszechnych należą niewielkie szczeliny mrozowe występujące w postaci wieloboków szczelinowych pierwotnie wypełnionych lodem, spotykanych w Holandii (van der Hammen i in. 1967) i Belgii (Zagwijn, Paepe 1968 i in.). W dobrze chronologicznie rozwarstwionych utworach byłego jeziora Aschersleben w starszym i młodszym dryasie występują tzw. *Tropfenböden* (Mania 1967). W Polsce w wydmach notowane są

Podział późnego glacialu oraz ważniejsze zdarzenia w sedymentacji, faunie, florze, wraz ze schematycznym podziałem archeologicznym i zasięgami łądolu skandynawskiego

Daty p.n.e. w konwencjonalnych latach radiowęglowych	Podział późnego glacialu	Pokrywa roślinna na Niżu	Ważniejsze procesy sedymentacyjne i pedologiczne	Elementy fauny	Zasięgi łądolu skandynawskiego	Generálny podział archeologiczny
7300	preboreal	lasos sosnowe lub brzożowe na pln.	wytapianie się martwych lodów utwory stokowe	wielozna zmarzlina	Salpausselkä III	Techno-kom-pleks z tyłcza-kami z liściami
8300-8000						
9000-8900	mlodszy dryas	tundra parkowa z brzożą omszoną i niekiedy sosną	utwory stokowe sedymencja eoliczna władmowa rankery laso-tundry i bielice inicjalne	"fauna leśna" w Europie pd.-zach. "fauna leśna" na Niżu	FM III FM II-Salpausselkä II FM I-Salpausselkä I	Techno-kom-pleks z tyłcza-kami z liściami Azyjski "Romanellen"
9900-9800	Alleröd	lasos sosnowe i brzożowe, na pln. lasy brzożowe	sedymencja eoliczna	?		?
10100-10000	starszy dryas	tundra bezdrzewna lub z nielicznymi drzewami	plaska sedymencja eoliczna		Newa-Berghem	?
10500-10400	Bölling	tundra parkowa	głeba tundrowa		Fjärås	MGD VIIb
10800	Bölling wstępna Böllingowa lub schyłkowa najstarszego dryasu	tundra bezdrzewna z licznymi heliofitami i zarosłami brzoży	?	Niz u i na Niżu (?)		?
11300-11100	min. klimat najstarszego dryasu	tundra bezdrzewna	sed. władmowa	ren we Francji pd.-zach. ren na Niżu	Luga, stadium pln. litewskie, wschodnia Skania	MGD Vb
	Oscylacja Meindorf-Raumis (Mücheln 2)	tundra z zarosłami brzoży karłowatej może pojedyncze drzewa	plaska sedymencja eoliczna i niwco-eoliczna	mamut + nosorożec na pd. od		MGD Va
11600-11500	najstarszy dryas sensu lato					MGD IV
	Późny glacial					Hamburgien

różnego rodzaju struktury krioturbacyjne (Urbaniak 1969), a ponadto znane są inne formy mrozowe, jak np. inwolucje w mułkach piaszczystych (Chmielewski 1970b) i utworach pyłowych (Karaszewski 1972).

Podstawowym problemem przy interpretacji zjawisk krioturbacyjnych młodszej części późnego glacjału jest odpowiedź na pytanie, czy związane one były z istnieniem wieloletniej zmarzliny i jej okresową

aktywizacją, czy też po prostu świadczą o surowszych warunkach klimatycznych okresów, z jakich pochodzą. Niektórzy autorzy holenderscy przypuszczają, iż wieloletnia zmarzlina istniała od początku Allerödu lub młodszego dryasu (Maarleveld 1960). Inni są zdania, że najstarszy dryas był ostatnim okresem uaktywnienia się wieloletniej zmarzliny, w każdym razie na obszarze Polski środkowej (Chmielewski 1970b).

PODSUMOWANIE

Późny glacjał jest okresem o częstych i gwałtownych wahanach klimatycznych, powodujących znaczne zmiany w środowisku Niżu Europejskiego. Poczynając od cieplejszej oscylacji Meiendorf (Raunis), wahnięcia ciepłe zaznaczają się coraz wyraźniej w litologii okresów oraz w zmianach faunistyczno-florystycznych. Stają się one również — jak się wydaje — nieco dłuższe wraz ze zbliżaniem się holocenu.

Jednolitość zmian litologiczno-stratygraficznych składu flory i fauny na całym Niżu Europejskim tym bardziej rzuca się w oczy, gdy porównamy zdarzenia z tego obszaru ze zmianami w składzie flory i fauny na terenach położonych na południe od Niżu. Szczególnie dotyczy to Francji, gdzie wypieranie tundry, a wraz z nią gatunków arktycznych i subarktycznych

fauny, nastąpiło wcześniej, bo zapewne już w Böllingu, i gdzie depresja klimatyczna młodszego dryasu nie znalazła wyraźnego odbicia.

Warunki klimatyczne późnego glacjału, które wprowadziły tundrę subarktyczną na obszar prawie całego Niżu Europejskiego w miejsce poprzedzającej ją pustyni lodowej lub arktycznych pustkowi z nieciągłym pokryciem mszysto-turzycowym, stworzyły warunki dla stałej zwierzęcej i ludzkiej kolonizacji całego Niżu Europejskiego. Zmieniające się środowiska tego obszaru w ciągu późnego glacjału wpływały na drastyczne zmiany w modelach kulturowych tj. systemach adaptacji społeczeństw ludzkich, które zasiedlały w późnym glacjał Niż Europejski.

BIBLIOGRAFIA

- Skróty*
- BSPF — Bulletin de la Société Préhistorique Française.
- EFQ — *Etudes françaises sur le Quaternaire* Paris 1969.
- INQUA VIII R des C — *VIII^e Congrès INQUA. Résumé des Communications*, Paris 1969.
- MIA — *Materialy i Issledovanija po Arheologii SSSR*, Moskwa.
- Procesy — *Procesy i formy wydmowe w Polsce*, Prace Geograficzne, nr 75, Warszawa 1969.

Literatura

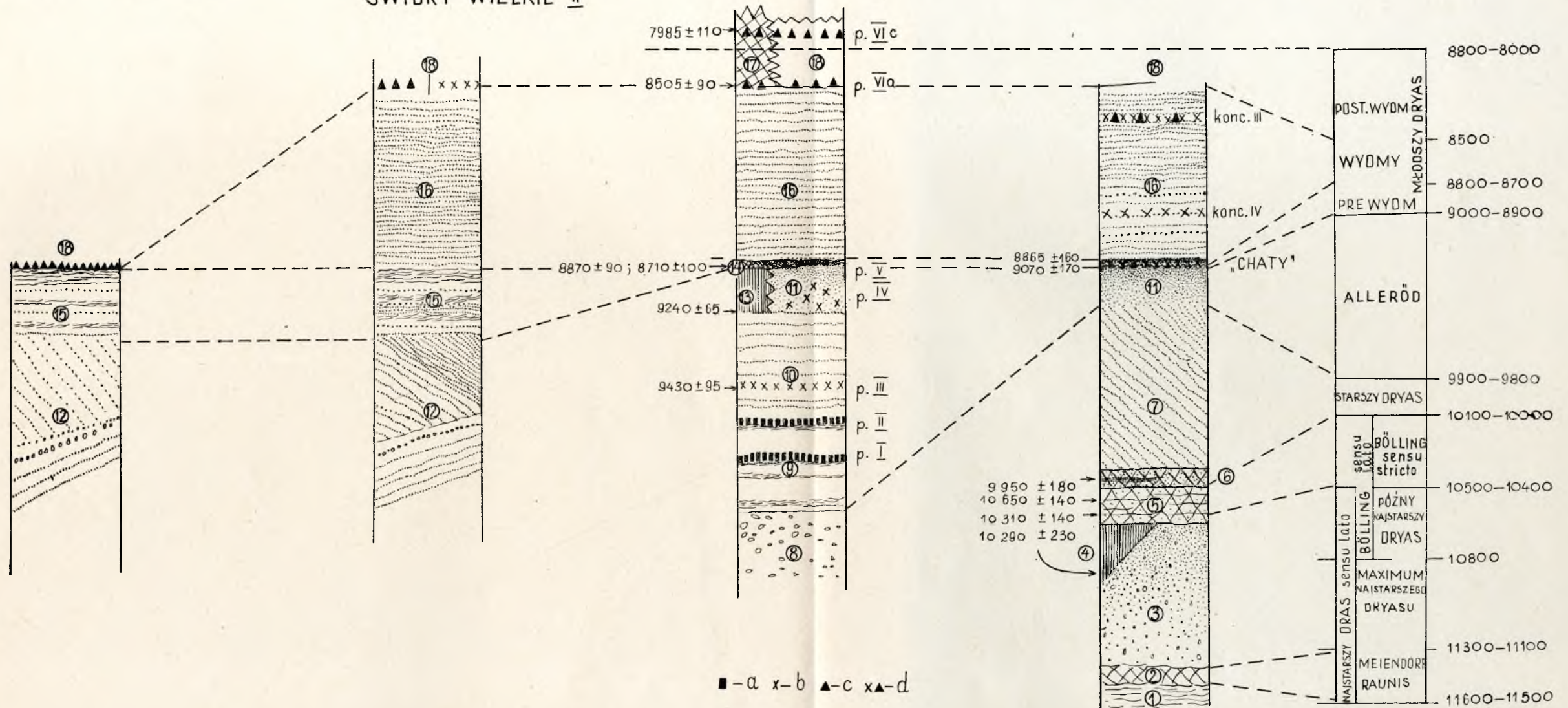
- AARIO A.
1943 *Über die Wald- und Klimaentwicklung an der Lappländischen Eismeerküste in Petsamo*, „Ann. Bot. Zool. Bot. Fennicae”, vol. 19, s. 1-158.
- ANDREE J.
1931 *Die frühmesolithische Fauna aus dem Hohlen Stein bei Callenhardt (Kreis Lippstadt)*, „Abhandlungen aus dem westfälischen Provinzialmuseum für Naturkunde”, vol. 2, s. 5-15.
- 1932 *Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Paläolithikums und Mesolithikums*, Mannus Bibl., nr 52.
- 1939 *Der eiszeitliche Mensch in Deutschland und seine Kulturen*, Stuttgart.
- BARENDSEN G. W., DEEVEY E. S., GRALESKI L. J.
1957 *Yale Natural Radiocarbon Measurements*, „Science”, vol. 126, s. 908-919.
- BARKER H., BURLEIGH R., MEEKS R.
1969 *British Museum Natural Radiocarbon Measurements VI*, „Radiocarbon”, vol. 11, z 2, s. 278-294.
- BEAULIEU, de J. L.
1969 *Le végétation dans les Alpes méridionales et le Massif Central pendant le Tardiglaciaire et Post-glaciaire*, EFQ, s. 124-126.
- BEHRE K. E.
1966 *Untersuchungen zur spätglazialen und frühglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands*, „Eiszeitalter und Gegenwart”, vol. 17, s. 69-84.
- BOHMERS A., HOUTSMA P.
De prehistorie (Separatum).
- BONIFAY E.
1962 *Les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France*, Bordeaux.

ŚWIDRY WIELKIE I

ŚWIDRY MAŁE III
ŚWIDRY WIELKIE II

CAŁOWANIE

WITÓW



Ryc. 1. Uproszczony szkic — synteza sekwencji stratygraficznej polskiego późnego paleolitu. Stanowisko w Witowie wg Chmielewskiej (1961; 1970), Chmielewskiego (1970b) i Wasylkowej (1964), reszta wg autora. Skala niezachowana. Daty w konwencjonalnych latach radiowęglowych

1 — muly piaszczyste; 2 — gytia piaszczysta; 3 — żwiry i piaski stożków niweofluwialnych najstarszego dryasu; 4 — torf piaszczysty starszego dryasu; 5 — gytia piaszczysta, niekiedy warstwowana schyłku późnego najstarszego dryasu (Ia 2) i Böllingu; 6 — bardzo silnie piaszczysta gytia z warstewkami piasku wczesnego starszego dryasu; 7 — piaski wydymowe starszego dryasu (pominięto ząbienie się piasków z osadami organogenicznymi w strefie brzeżnej jeziora); 8 — piaski i żwiry nurtu Wisły w wyższej części tarasu praskiego (IIa), starszy dryas; 9 — piaski i mulki mieliznowe kopalnej łachy wiślanej wyższej części tarasu praskiego, wczesny Alleröd; 10 — piaski aluwialne łachy wiślanej ze środkowego Allerödu; 11 — gleba typu Usselo z poziomami pożarów lasu na powierzchni (w Witowie nie uwzględniono ząbienia się z utworami organogenicznymi); 12 — sedimentacja nurtu niższej części tarasu praskiego Wisły, Alleröd; 13 — torf późnego Allerödu; 14 — piaszczysta gytia wczesnego młodszego dryasu (nie uwidocznił tego utworu w Witowie, gdzie występuje on w strefie brzeżnej zbiornika); 15 — piaski i muly sedimentacji powodziowej niższej części tarasu praskiego Wisły, wczesny młodszy dryas; 16 — piaski fazy wydymowej młodszego dryasu (w Witowie nie uwzględniono ząbienia się z utworami organogenicznymi); 17 — gytia piaszczysta fazy postwydymowej młodszego dryasu i wczesnego preborealu; 18 — gleby i podglebia holoceniczne; p. I-VIc — poziomy kulturowe w Całowaniu; a — poziomy kulturowe nowych nie znanych zespołów archeologicznych; b — poziomy kulturowe zespołów należących do technokompleksu z tyłczakami łukowymi i drapaczami tarnowiańskimi; c — poziomy kulturowe zespołów technokompleksu z liściakami, głównie mazowszańskie poza poziomem V z Całowania, łączącym elementy Bromme, ahrensburgskie i mazowszańskie; d — poziomy kulturowe zespołów łączących w sobie elementy technokompleksów z tyłczakami łukowymi i liściakami.

Esquisse simplifiée — synthèse de la séquence stratigraphique du Paléolithique final en Pologne. Site à Witów d'après Chmielewska (1961; 1970), Chmielewski (1970b) et Wasylkowa (1964), le reste d'après l'auteur. Sans échelle; les dates en années C 14 avant n.è.

1 — limons sableux; 2 — gytia sableux; 3 — graviers et sables des cônes nivéo-fluviaux du Dryas I; 4 — tourbe sableuse du Dryas II; 5 — gytia sableux, partiellement straiéf, de la fin même du Dryas I (Ia 2) et du Bölling; 6 — gytia fortement sableux avec intercalations fines de sable, Dryas II initial; 7 — sables des dunes du Dryas II (on n'a pas tenu compte de l'interdigitation des sables avec les dépôts organogènes dans la zone bordière du lac); 8 — sables et graviers du lit de la Vistule dans la partie supérieure de la terrasse de Prague (IIa), Dryas II; 9 — sables et limons des bas-fonds de la barre fossile de la Vistule dans la partie supérieure de la terrasse de Prague, Alleröd initial; 10 — sables alluviaux de la barre de la Vistule de l'Alleröd moyen; 11 — sol du type Usselo avec des niveaux d'incendies des forêts à la surface (à Witów on n'a pas tenu compte de l'interdigitation avec les dépôts organogènes); 12 — sédimentation du lit de la partie inférieure de la terrasse de Prague de la Vistule, Alleröd; 13 — tourbe de l'Alleröd tardif; 14 — gytia sableux du Dryas III initial (ce dépôts n'est pas montré à Witów où il apparaît dans la zone bordière du réservoir); 15 — sables et limons déposés par l'inondation de la partie inférieure de la Prague de la Vistule, Dryas III initial; 16 — dune de la phase éolienne du Dryas III (à Witów on n'a pas tenu compte de l'interdigitation avec les dépôts organogènes); 17 — gytia sableux de la phase postéolienne du Dryas III et du Préboréal initial; 18 — sols et sous-sols holocènes; p. I-VIc — couches préhistoriques à Całowanie; a — niveaux d'occupation de nouveaux ensembles préhistoriques; b — niveaux d'occupation des ensembles appartenant au technocomplexe avec pointes à dos arqué et grattoirs unguiformes; c — niveaux d'occupation des ensembles du technocomplexe avec pointes mazoviennes en dehors du niveau V de Całowanie réunissant des éléments du type Bromme, des éléments ahrensburgiens et mazoviens; d — niveaux d'occupation des ensembles réunissant des éléments de technocomplexe à pointes à dos arqué et à pointes pédonculées



DUURSWOUDE OUD LEGER
DOURSWOUDE I i II

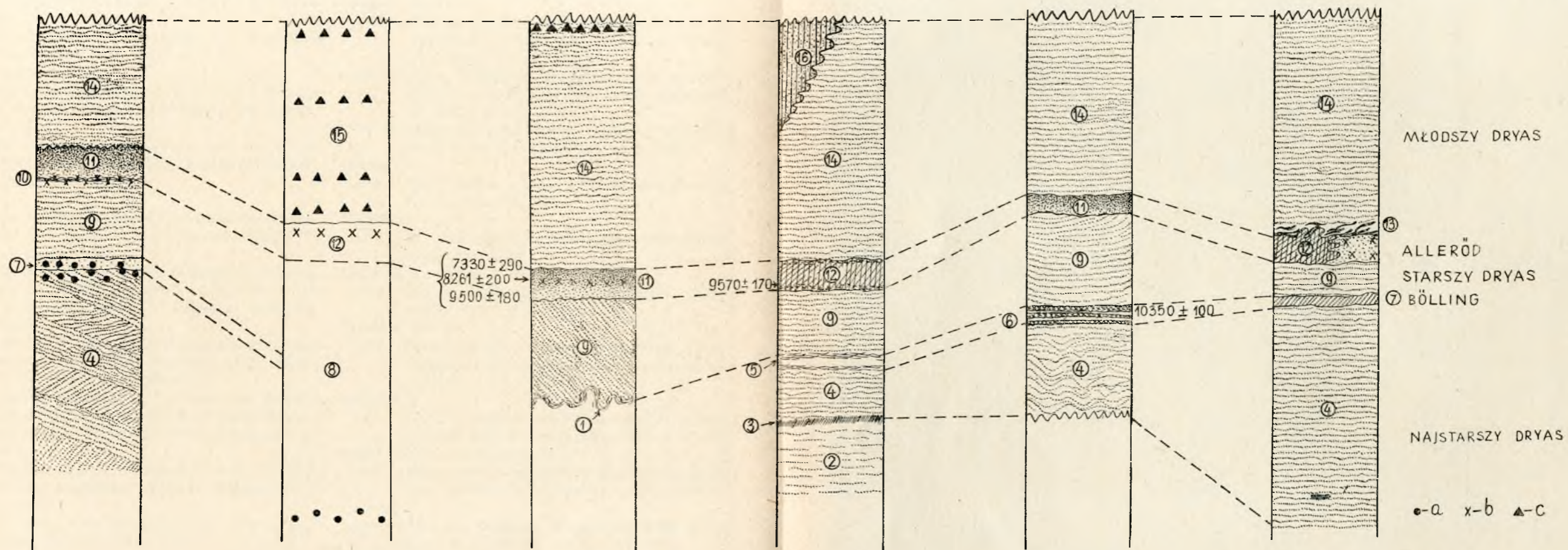
MEIENDORF DOLINA
TUNELOWA

RISSEN

WĘGLEWICE

ZELZATE

USSELO



Ryc. 2. Uproszczony szkic — synteza litologii i stratygrafii ważniejszych stanowisk i zespołów stanowisk niżowych wg van der Hammen (1952); Bohmersa i Houtsmy; Rotnickiego (1970); Rusta (1937; 1943; 1958a); Schütrumpf (1943; 1958a); Schwabedissen (1954); Zagwijn i Paepé'a (1968); skala nie zachowana; daty w konwencjonalnych latach radiowęglowych

1 — krioturbacje pleniglacjału; 2 — piaski mułowe i mulki serii spągowej II tarasu Proсны (pleniglacjał); 3 — pylasty piasek humusowy; 4 — piaski eoliczne i niweoeliczne, wydymowe i pokrywowe najstarszego dryasu; 5 — mułek Böllingu; 6 — gleba typu Starbroek; 7 — poziom wegetacyjny Böllingu; 8 — różnorakie gytie najstarszego dryasu, Böllingu i starszego dryasu; 9 — piaski wydymowe i pokrywowe starszego dryasu; 10 — piaski mulkowe Allerödu; 11 — gleba typu Usseło; 12 — gytie Allerödu; 13 — redeponowane we wczesnym młodszym dryasie węgle drzewne z fazy pożarów martwego boru allerödskiego; 14 — piaski wydymowe i pokrywowe młodszego dryasu; 15 — gytie młodszego dryasu; 16 — gytia piaszczysta młodszego dryasu; a — poziomy kulturowe hamburskie; b — poziomy kulturowe zespołów technokompleksu z tylczakami łukowymi i drapaczami tarnowiańskimi; c — poziomy kulturowe ahrensburckie. Daty z doliny tunelowej Meiendorf i ze stanowiska w Usseło w tekście

Esquisse simplifiée — synthèse de la lithologie et de la stratigraphie des sites et d'ensembles des sites plus importants sur la Plaine septentrionale, d'après van der Hammen (1952); Houtsma et Bohmers; Rotnicki (1970); Rust (1937, 1943, 1958a); Schütrumpf (1943; 1958a); Schwabedissen (1954); Zagwijn et Paepé (1968). Sans échelle

1 — cryoturbations du Pléniglaciaire; 2 — sables limoneux et limons de la série inférieure de la terrasse II de la Proсны (Pléniglaciaire); 3 — sable poussiéreux humique; 4 — sables éoliens et nivéo-liens, de dune et de couverture du Dryas I; 5 — limon du Bölling; 6 — sol du type Starbroek; 7 — niveau de végétation du Bölling; 8 — divers gytjas du Dryas I, du Bölling et du Dryas II; 9 — sables de dune et de couverture du Dryas II; 10 — sables limoneux de l'Alleröd; 11 — sol du type Usseło; 12 — gytja de l'Alleröd; 13 — charbons de bois redeposés dans le Dryas III initial, provenant de la période d'incendies des forêts mortes au seuil même du Dryas III; 14 — sables de dune et de couverture du Dryas III; 15 — gytjas du Dryas III; 16 — gytja sableux du Dryas III; a — niveaux d'occupation hambourgiens; b — niveaux d'occupation des ensembles de technokompleks à pointes à dos arqué et à grattoirs unguiformes; c — niveaux d'occupation ahrensbourgiens. Toutes les dates C 14 sont avant n.è. Les dates de la vallée du Meiendorf et du site à Usseło se trouvent dans le texte



- BONIFAY M. F.
1969 *Faunes quaternaires de France*, EFQ, s. 127-142.
- BORDES F.
1969a *Livret-guide de l'excursion A 5 Landes-Périgord, VIII^e Congrès INQUA*, Paris.
1969b *Le loess en France*, EFQ, s. 69-76.
- BOROWIK-DĄBROWSKA M., DĄBROWSKI M. J.
1972 *Historia roślinności Białowieskiego Parku Narodowego w późnym glacie i holocenie*, [w:] Przewodnik wycieczek *Symposium Komisji Badań Holocenu INQUA*. Paleogeograficzne zmiany den dolinnych dorzecza Wisły w holocenie, cz. 2: Niż Polski, s. 89-106.
- BORISKOVSZIJ P. I.
1941 *Paleolitičeskaja stojanka Borševo II*, [w:] *Paleolit i neolit SSSR*, MIA, vol. 2, s. 37-60.
- BORÓWKO-DEUŻAKOWA Z.
1969a *Végétation tardiglaciaire et d'Holocène à Konin, et la datation au carbone 14*, [w:] INQUA VIII R des C, s. 114 bis.
1969b *Palynological Investigations at Late Glacial and Holocene Deposits at Konin*, "Geographia Polonica", vol. 17, s. 267-281.
- BOSIŃSKI G.
1968 *Ein Magdalénien-Fundplatz in Feldkirchen-Gönnersdorf, Kr. Neuwird*, „Eiszeitalter und Gegenwart”, vol. 19, s. 268-269.
1969 *Der Magdalénien-Fundplatz in Feldkirchen-Gönnersdorf Kr. Neuwird*, "Germania", vol. 47, z. 1/2, s. 1-38.
- BOUCHUND J. W., NIDERLANDER A., LACAM R., SONEVILLE-BORDES, de D.
1956 *L'abri Pagès à Rocamadour et la question de L'Azilien dans le Lot*, „L'Anthropologie”, vol. 60, z. 5/6, s. 444-446.
- BRAVARD Y., BOCQUET R., DESBROSSE R.
1969 *Gisement magdalénien de la grotte des Romains*, [w:] *Livret-guide de l'excursion A 7 Alpes Moyennes valle du Rhône, VIII^e Congrès INQUA*, Paris, s. 41-42.
- BRUNNACKER K.
1969a *Rhenanie moyenne du Nord et Basse Rhenanie*, [w:] *La stratigraphie des loess d'Europe*, Paris, s. 119-125.
1969a *Zur Geologie der Fundstelle von Gönnersdorf*, "Germania", vol. 47, s. 39-47.
- BUCHA V.
1970 *Influence of the Earth's Magnetic Field on Radiocarbon Dating*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 501-510.
- BUCHA V., NEUSTUPNÝ E.
1967 *Changes of the Earth's Magnetic Field and Radiocarbon Dating*, "Památky archeologické", vol. LVIII, z. 2, s. 599-613.
- BUTZER K.
1964 *Environment and Archaeology*, Chicago.
- VAN CAMPO M.
1969 *Végétation würmienne en France. Données bibliographiques Hypothèse*, EFQ, s. 104-111.
- CHERDYNTSEV V. V., ALEKSEEV V. A., KIND N. V., FOROVA V. S., SULEVZHITSKIY L. D.
1968a *Geological Institute Radiocarbon Dates I*, "Radiocarbon", vol. 10, z. 1, s. 419-425.
1968b *Geological Institute Radiocarbon Dates II*, "Radiocarbon", vol. 10, z. 2, s. 426-436.
- CHMIELEWSKA M.
1961 *Huttes d'habitation épipaléolithiques de Witów, district de Łęczycza*, Acta Arch. Univ. Łodz, vol. 10.
- CHMIELEWSKA M., CHMIELEWSKI W.
1960 *Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, district Łęczycza*, „Biul. perygl.", nr 8, s. 133-140.
- CHMIELEWSKA M., PIERZCHAŁKO Ł.
1956 *Stanowisko wczesnomезolityczne w schronisku skalnym koło Podlesic w pow. zawierciańskim*, „Prace i Mat. Muzeum Arch. i Etn. w Łodzi”, Seria Archeologiczna, vol. 1, s. 22-40.
- CHMIELEWSKA M., WASYLIKOWA K.
1961 *Witów* [w:] *Guide-Book of Excursion C, The Łódź Region*, INQUA VIth Congress, Łódź, s. 75-84.
- CHMIELEWSKI W.
1969 *Influence exercée par le milieu périglaciaire sur l'habitation au Pléistocène supérieur de Pologne*, „Biul. perygl.", nr 20, s. 9-27.
1970a *Wpływ środowiska peryglacialnego na osadnictwo ludzkie w górnym plejstocenie Polski*, „Światowit”, vol. XXXI, s. 5-18.
1970b *Późnoplejstoceńskie struktury zmarzlinowe w Witowie*, "Acta Geogr. Univ. Lodz", nr 24, s. 91-99.
- CHURSKA Z.
1969 *Fazy rozwoju wydmy w Czernikowie-Witowążu*, [w:] *Procesy* s. 181-207.
- COMBIER J.
1967 *Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique*, Bordeaux.
- CRANE H. R., GRIFFIN J. B.
1960 *University of Michigan Radiocarbon Dates V*, "Radiocarbon", vol. 2, s. 31-48.
- ČERNÝŠ A. P.
1959 *Pozdnyj paleolit srednego pridnestrowja*. Trudy Komisii po Izučeniju Četvertičnogo Perioda, vol. XV, s. 5-210.
- DAMON P. E.
1970 *Climatic Versus Magnetic Perturbation of the Atmospheric C14 Reservoir*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 571-593.
- DAMON P. E., LONG A., GREY D. C.
1970 *Arizona Radiocarbon Dates for Dendrochronologically Dated Samples*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 615-618.
- DANILANS J.
1969 *Pleistocene Statigraphy of Latvia*, [w:] INQUA VIII R. des C., s. 189.
- DANSGAARD W., JOHSEN S. J., CLAUSEN H. B., LONGWAY C. C. Jr.
1970 *Ice Cores Paleoclimatology*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 337-351.
- DAVYDOVA N. N.
1969 *The Late Glacial History of Eastern Coasts of the Baltic Sea*, [w:] INQUA VIII R. des C., s. 13.
- DĄBROWSKI M. J.
1971 *Palynochronological Materials-Eemian Interglacial*, "Bull. de l'Acad. Polonaise des Sciences", Série des Sciences de la Terre, vol. 19, nr 1, s. 29-36.
- DEEVEY E. S. Jr., FLINT R. F., ROUSE I.
1967 *Radiocarbon Measurements: comprehensive index 1950-1965*, Yale, New Haven.
- DEGERBØL M., KROG H.
1959 *The Reindeer (Rangifer tarandus L.) in Denmark. Zoological and Geological Investigation of the Discoveries in Danish Pleistocene Deposits*, "Biologiske Skrifter danske videnskabernes Selskab", vol. 10, z. 4.
- DELIBRIAS H., GIOT P. R.
1970 *Inadéquation, hétérogénéité et contamination des*

- enchantillions soumis pour les datations Radiocarbone, BSPF, vol. 67, z. 5, s. 135-137.
- DELIBRIAS G., GUILLER M. T., LABEYRIE S.
1964 *Saclay Natural Radiocarbon Measurements I*, "Radiocarbon", vol. 6, s. 233-250.
- DELPECH F.
1971 *L'Abri Faustin, commune de Cessac (Gironde). Etude paléontologique*, BSPF, vol. 68, z. 1, s. 328-332.
- DEVJATOVA Z. I.
1969 *Rozvitie pozdne i poslednikovoj rastitelnosti v rajone iksinskoj depresii i nekotorye voprosy paleogeografii Golocena arhangel'skoj oblasti*, [w:] *Golocen*, Moskva, s. 152-165.
- Discussion*
1970 *General Discussion of C14 and Varve Chronology* [w:] OLSSON ed. 1970, s. 219-230.
- DYAKOWSKA J.
1959 *Podręcznik palynologii*, Warszawa.
- DYLIK J.
1967 *Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, Warszawa, s. 311-352.
1969 *L'action du vent pendant le dernier âge froid sur le territoire de la Pologne Centrale*, "Biul. perygl.", nr 20, s. 30-44.
- DYLIKOWA A.
1958 *Próby wyróżnienia faz rozwoju wydm w okolicach Łodzi*, "Acta Geogr. Univ. Lodz.", nr 8, s. 233-268.
1964 *Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du pléistocène tardif*, [w:] *Report of the VI INQUA Congress*, Łódź, t. 4, s. 67-80.
1967 *Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, Warszawa, s. 353-371.
1968 *Fazy rozwoju wydm w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie*, "Folia Quaternaria", vol. 29, s. 119-126.
1969 *Problematyka wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań strukturalnych*, [w:] *Procesy*, s. 37-74.
- DÜCKER A., MAARLEVELD C.
1957 *Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden*, "Geol. Jahrb.", t. 37, s. 215-234.
- EFIMENKO P. P., BORISKOVSKIJ P. I.
1953 *Paleolitičeskaja stojanka Borševo II*, MIA, vol. 39, s. 56-110.
- ENGSTRAND L. G.
1967 *Stockholm Natural Radiocarbon Measurements VII*, "Radiocarbon", vol. 9, s. 387-438.
- ESCALON de FONTON M.
1966 *Du Paléolithique supérieur au Mésolithique dans le Midi méditerranéen*, BSPF, vol. 63, z. 1, s. 66-180.
1969 *Abri de Salpêtrière*, [w:] *Livret-guide de l'excursion C14 Languedoc-Provence Côte d'Azur, VIII^e Congrès INQUA*, Paris, s. 35.
- EVIN J., LONGIN R., MARIEN G., PACHJAUDI Ch.
1971 *Lyon Natural Radiocarbon Measurements II*, "Radiocarbon", vol. 13, s. 52-73.
- FERGUSON C. W.
1970 *Dendrochronology of Bristlecone Pine Pinus aristata Establishment of a 7484-year Chronology in the White Mountains of Eastern-central California, U.S.A.*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 237-245.
- FEUSTEL R.
1970 *Statuettes féminines paléolithiques de la République Démocratique Allemande*, vol. 67, z. 1, s. 12-16.
- FEUSTEL R., KERMANN K., SCHMID E., MUSIL R., JACOB H.
1971 *Der Bärenkeller bei Königsee-Garsitz, eine jungpaläolithische Kulthöhle*, "Alt-Thüringen", vol. 11, s. 81-130.
- FIRBAS F., MÜLLER H., MÜNNICH K. O.
1955 *Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen "Böbling" Klimanschwankung*, "Zeitschrift für Naturwissenschaft", vol. 42, s. 509.
- FRENZEL B.
1960 *Die Vegetation und Landschaftszonen Nordeuropas während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Warmzeit. II Teils, Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmzeitlichen Vegetation Nord-Europas*, "Akad. Wiss. Lit. Math. Naturw", vol. 6, s. 289-453.
- FROMM E.
1970 *An Estimation of Errors in the Swedish Varve Chronology* [w:] OLSSON ed. 1970, s. 163-172.
- GALON R.
1952 *Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, Warszawa, vol. I, s. 13-31.
1968a *Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, *Prace Geograficzne*, nr 47, s. 101-120.
1968b *Przebieg deglacji na obszarze Peribalticum*, *ibidem*, s. 202-212.
- GAWLIK H.
1969 *Wydmy w Kotlinie Szczercowskiej*, [w:] *Procesy*, s. 249-287.
- GEER, de E. H.
1954 *Skandinavians geochronologii*, "Geologiska Förenings Förhandlingar", vol. 76, s. 299-329.
- Geomorfologija*
1969 *Geomorfologija i četvertičnye otloženija severo-zapada ewropejskoj časti SSSR*, Leningrad.
- GFELLER Chr., OESCHGER H.
1963 *Berm Radiocarbon Dates*, "Radiocarbon", vol. 5, s. 305-311.
- GODWIN H.
1956 *The History of the British Flora*, Cambridge.
1968 *Przemówienie wstępne na sympozjum poświęconym klimatowi świata 8000-0 lat p.n.e.* Przegląd Zagranicznej Literatury Geograficznej, *Studia nad paleogeografią holocenu*, IG PAN, z. 2/3, s. 27-51.
- GODWIN H., WILLIS E. H.
1959 *Cambridge University Natural Radiocarbon Measurements I*, "Radiocarbon", vol. 1, s. 63-75.
- GRIČUK V. P.
1960 *Rastitel'nost' russkoj ravniny v nižne i srednečetvertičnoe vremja*, *Trudy Inst. Geografii*, vol. 46, z. 3.
- GROSS H.
1938 *Auf den ältesten Spuren des Menschen in Altpreussen*, "Prussia", vol. 32, z. 1, s. 84-139.
1939a *Die subfossilen Rentierfunde Ostpreussens*, "Schriften der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg (Pr.)", vol. LXXI, z. 1, s. 79-126.
1939b *Die Bedeutung des Rentierjägers — Fundes von Bachman, Kr. Memel*, "Alt-Preussen", vol. 4, z. 3, s. 65-67.

- 1940 *Die Rentierjäger-Kulturen Ostpreussens*, "Prähistorische Zeitschrift", vol. 30/31, z. 1/2, s. 39-67.
- 1958 *Die bisherigen Ergebnisse von C14-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten*, "Eiszeitalter und Gegenwart", Bd. 9, s. 155-187.
- 1960 *Comments*, "Current Anthropology", vol. I, nr 5/6, s. 377-380.
- GUDELIS V. K.
1961 *Očerk po geologii i paleogeografii četvertičnogo perioda Litvy*, [w:] *Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej*, cz. I, Warszawa, s. 423-497.
- HAKANSSON S.
1968 *University of Lund Radiocarbon Dates I*, "Radiocarbon", vol. 10, nr 1, s. 36-54.
- HAMMEN van der Th.
1952 *Late-glacial Flora and Periglacial Phenomena in Netherlands*, "Leidse Geol. Mededel", vol. 17, s. 71-183.
1957 *The Stratigraphy of the Late Glacial*, "Geol. en Minjnbouw", vol. 19, s. 250-254.
- HAMMEN van der Th., VOGEL S. C.
1966 *Van de Susacá Interstadial and the Subdivision of the Late Glacial*, "Geol. en. Minjnbouw", vol. 45, s. 33-35.
- HAMMEN van der Th., MAARLEVELD G., VOGEL I. C., ZAGWIJN W. H.
1967 *Stratigraphy, Climate Succession and Radiocarbon Dating of the Last Glacial in the Netherlands*, "Geol. en Minjnbouw", vol. 46, z. 3, s. 79-95.
- HERRE W., REQUATE H.
1958 *Die Tierreste der paläolithischen Siedlungen Poggenwisch, Hasewisch, Borneck und Hopfenbach bei Ahrensburg*, [w:] RUST 1958b, s. 23-27.
- HEUBERGER H.
1968 *Die Alpengletscher in Spät- und Postglazial*, "Eiszeitalter und Gegenwart", t. 19, s. 270-275.
- HYYPÄ E.
1969 *On the Structure of the First Salpausselkä at Lahti*, [w:] INQUA VIII R des C, s. 25-26.
- IL'VEŠ Z. O.
1970 *Sintez nekatorych židkikh nositelej prirodnoho radiougleroda i ih primenenie dla datirovanij golocenovych otloženii Estonii*, Aftoreferat dissertacii na soiskanie učenoj stepeni kandidata himičeskich nauk, Tallin.
- IVANOVA T. K.
1969 *Les loess de la partie sud-ouest du territoire européen de L'URSS et leur stratigraphie*, [w:] "La stratigraphie des loess d'Europe", Paris, s. 151-159.
- IVERSEN J.
1946 *Geologish datering of en Sennglacial Bopland ved Bromme*, "Aarbøger", s. 198-231 i XVIII-XX.
1954 *The Late-glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil*, "Danemarks Geol. Undersøgelse", se. II, nr 80, s. 87-119.
- JAHN A.
1970 *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, Warszawa.
- JAKOVLEV S. Ja.
1956 *Osnovy geologii četvertičnyh otloženii russkoj ravniny*, Moskva.
- JAKUŠKO O. F.
1969 *Osnovnye etapy razvitija ozer severnoj Belorussii v golocene* [w:] *Golocen*, Moskwa, s. 110-112.
- JALUT G.
1969 *La végétation dans les Vosges, le Jura, les Alpes septentrionales et les Pyrénées pendant le Tardiglaciaire et le Post-Glaciaire*, EFQ, s. 116-124.
- JERSAK J.
1969a *Stratygraphy of Loesses in Poland on the Basis of Studies in the Foreland of the Świętokrzyskie Mts.* "Biul. perygl.", vol. 19, s. 175-219.
1969b *La stratigraphie des loess en Pologne concernant plus particulièrement le dernier étage froid*, "Biul. perygl.", vol. 20, s. 99-131.
- JESSEN A., NORDMANN V.
1915 *Forhandlslagene ved Nørre Lyngby*, "Danmarks Geol. Unders.", vol. 29.
- KARASZEWSKI W.
1972 *Pokrywowe utwory pyłowe w Polsce środkowej (najmłodszy less)*, "Kwart. geolog.", t. 16, z. 1, s. 171-182.
- KOPEROWA W.
1970 *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności wschodniej części Dolów Jasielsko-Sanockich*, "Acta Palaeobotanica", vol. 11, nr 2.
- KOZARSKI S.
1961 *Age of Dunes Occurring within the Noteć Pradolina near Czarnków*, [w:] *Guide-Book of Excursion A, INQUA VI Congress*, Łódź, s. 27-28.
- KOZARSKI S., NOWACZYK B., ROTNICKI K., TOBOLSKI K.
1969 *The Eolian Phenomena in West-Central Poland with Special Reference to the Chronology of Phases of Eolian Activity*, "Geographia Polonica", vol. 17, s. 231-248.
- KOZŁOWSKI J. K.
1964 *Quelques problèmes de la subdivision chronologique du Magdalénien en Europe Centrale*, "Archaeologia Polona", vol. VII, s. 180-192.
- KRAUSE W.
1937 *Die eiszeitlichen Knochenfunde von Meindorf*, [w:] RUST 1937, s. 48-61.
- KRAUSE W., KOLLAU W.
1943 *Die steinzeitlichen Wirbeltierfaunen von Stellmoor, in Holstein*, [w:] RUST 1943, s. 49-59.
- KRIGER N. I., MOSKVIĆIN A. I.
1961 *Očerk izučennosti plejstocena russkoj ravniny v predelach RSRSS*, [w:] *Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej*, cz. I, Warszawa, s. 499-584.
- KRUKOWSKI S.
1939 *Paleolit*, [w:] *Prehistoria ziem polskich*, Kraków, s. 1-117.
- KUBIENA W.
1953 *The Soils of Europe*, London.
- KURTÉN B.
1968 *Pleistocene Mammals of Europe*, Chicago.
- LAVILLE H.
1964 *Recherches sédimentologiques sur la paléoclimatologie du Würmien récent en Périgord*, "L'Anthropologie", vol. 68, z. 1/2, s. 1-48, z. 3/4, 219-252.
1969 *Les remplissages des grottes et abris du sud-ouest de la France*, EFQ, s. 77-83.
- LEROI-GOURHAN Arl.
1964 *Climats du Quaternaire récent* [w:] Arl. et A. Leroi, -Gourhan, *Chronologie des grottes d'Arcy sur Cure* "Galia-Préhistoire", vol. VII, s. 1-35.
- LIDÉN R.
1938 *Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och*

- kronologi i Ångermanland*, "Geol. Fören. Stockholm Förhandlingar", vol. 60, s. 397-404.
- LUMLEY de H.
1969 *Les civilisations préhistoriques en France. Corrélations avec la chronologie quaternaire*, EFQ, s. 151-169.
- MAARLEVELD G. C.
1960 *Kierunki wiatru i piaski pokrywowe w Holandii*, "Biul. Perygl.", nr 8, s. 13-20.
1964 *Periglacial Phenomena in the Netherlands during Different Parts of the Würm Time*, "Biul. Perygl.", nr 14, s. 25-256.
- MAJDANOWSKI S.
1958 *Zagadnienia klimatyczne okresów wydmowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Europie środkowej*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, Warszawa, vol. I, s. 33-51.
- MALAHOVSKIJ D. B., SPIRIDONOVA E. A., KOTLUKOVA I. B., BAKANOVA I. P., BYSLOVIČ A. L., KVASOV D. D.
1969 *Voldajskij gorizont*, [w:] *Geomorfologija i četvertičnye otłożenija severo-zapada evropejskoj časti SSSR*, Leningrad, s. 133-177.
- MAMAKOWA K.
1970 *Late-Glacial and Early-Holocene Vegetation from the Territory of Kraków (Poland)*, "Acta Palaeobotanica", nr 1, s. 4-12.
- MANIA D.
1967a *Das Quartär der Ascherslebener Depression im Nordharzvorland*, "Hercynia", t. 4, z. 1, s. 31-82.
1967b *Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See im Nordharzvorland*, "Petermans Geographische Mitteilungen", nr 111, z. 4, s. 157-293.
1967c *Pleistozäne und holozäne Ostracodengesellschaften aus dem ehemaligen Ascherslebener See*, "Wiss. Z. Univ. Halle", v. XVI, z. 4, s. 501-550.
1970 *Stratigraphische Gliederung und Ablauf der Weichselkaltzeit im mittleren Elb-Saale-Gebiet*, "Ausgrabungen und Funde", vol. 15, H. 1, s. 5-9.
- MANIA D., STECHEMESSER H.
1969 *Eine weichselspätglaziale Molluskensukzession aus dem mitteleuropäischen Periglazialgebiet südlich der Elbe und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte*, "Petermans Geographische Mitteilungen", nr 113 z. 1, s. 1-15.
- MANIA D., TOEPFER V.
1971 *Zur jungquartären Landschaftsgeschichte und mesolithischen Besiedlung des Geiseltales*, "Jtschr. mitteldt. Vorgeschichte", vol. 55, s. 11-34.
- MANIKOWSKA B.
1966 *Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi*, "Acta Geogr. Univ. Łódź", nr 22.
1969 *Gleby z interstadialu Allerød na tle układu stratygraficznego utworów fazy zstępującej Würmu w okolicach Łodzi*, [w:] *Procesy*, s. 289-326.
1970 *Późnoplejstocenijskie gleby kopalne na wydmie koło Annapola nad Wisłą*, "Acta Geogr. Univ. Łódź", nr 24, s. 327-336.
- MARECHAL B., MAARLEVELD G. C.
1955 *L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays Bas*, "Mededelingen van de Geologische Stichting", Nieuwe Serie vol. 8, s. 77-86.
- MARUSZCZAK H.
1968 *Procesy denudacyjne w późnym glacie i holocenie w świetle badań suchych dolin w Polsce*, "Folia Quaternaria", vol. 29, s. 79-87.
1972 *Zagadnienie klasyfikacji lessów w Polsce*, [w:] *Przewodnik sympozium krajowego. Litologia i stratygrafia lessów w Polsce*, Warszawa, s. 17-23.
- MATHIASSEN Th.
1946 *En senglacial Boplads ved Bromme*, "Aarbøger", s. 121-196.
- Mc KIE E., COLLIS J., EWER D. W., SMITH A., SUESS M., RENFREW C.
1971 *Thoughts on Radiocarbon Dating*, "Antiquity", vol. 45, s. 137-204.
- MENDEZ AMOR J., FLORSCHÜTZ F.
1961 *Contribucion al conocimiento de la historia de la vegetacion en España durante al Quaternaria*, "Est. Geol. Madrid", vol. 17, s. 83-99.
1962 *Un aspect de la végétation en Espagne méridionale pendant la dernière glaciation et l'Holocène*, "Geol. en Minjnbouw", t. 41, nr 3, s. 131-134.
- MENKE B.
1968 *Das Spätglazial von Glüsing*, "Eiszeitalter und Gegenwart", t. 19, s. 73-84.
- MICHAEL H. N., RALPH E. K.
1970 *Correction Factors applied to Egyptian Radiocarbon Dates from the Era before Christ*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 109-120.
- MICHALSKA Z.
1969 *List of Geological and Archaeological Sites on the Territory of Poland Dated by Means of Radiocarbon*, "Geographia Polonica", vol. 17, s. 97-108.
- MOJSKI J. E.,
1969 *Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu polskiego i wyżyn środkowopolskich*, "Inst. Geol. Biuletyn", vol. 220, s. 115-173.
- MOSKVIĆ A. I.
1950 *Vjurskaja epoha w evropejskoj časti SSSR*, Moskwa.
- MOVIUS H. L.
1960 *Radiocarbon Dates and Upper Palaeolithic Archaeology in Central and Western Europe*, "Current Anthropology", vol. I, nr 5/6, s. 355-375.
- MÜNNICH K. O.
1957a *Heidelberg Natural Radiocarbon Measurements I*, "Science", vol. 126, s. 194-199.
1957b *Zur C14 Datierung der Federmesserkultur*, "Eiszeitalter und Gegenwart", t. 8, s. 200-209.
- NARR K.
1961 *Urgeschichte der Kultur*, Stuttgart.
1963 *Umwelt und Leiblichkeit des Eiszeitmenschen*, Stuttgart.
- NEUMEISTER H.
1969 *Young Pleistocene Slope Development and Glacial and Periglacial Eolian Sediments in Northwestern Saxony*, "Biul. perygl.", nr 19, s. 371-379.
- NEUSTUPNÝ E.
1970a *A New Epoch in Radiocarbon Dating*, "Antiquity", vol. XLIV, nr 173, s. 38-45.
1970b *The Accuracy of Radiocarbon Dating*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 23-34.
- NILSSON E.
1968 *Södra Sveriges senkvartära historia*, "Kungl. Svenska Vetensk. Akad. Handlingar", ser. 4, vol. 12, nr 1, s. 1-117.

- NILSSON T.
1965 *The Pleistocene-Holocene Boundary and the Subdivision of the Late Quaternary in Southern Sweden*, [w:] *Report of the VIth INQUA Congress*, Łódź, vol. 1, s. 479-494.
- OLSSON I. U.
1970 *Explanation of Plate IV*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 625-626.
1970 ed. *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*, Stockholm.
- PAEPE R.
1969 *Les unités litho-stratigraphiques du pléistocène supérieur de la Belgique*, [w:] *La stratigraphie des loess d'Europe*, Paris, s. 45-51.
- PAEPE R., PISSART A.
1969 *Periglacial Structures and the Late Pleistocene Stratigraphy in Belgium*, "Biul. perygl.", vol. 20, s. 321-336.
- PANNEKOEK A. J.
1956 ed., *Geologische Geschiedenis van Nederland*, S-Gravenhage.
- PEYRONY D.
1936 *L'Abri de Villepin (Commune de Tursac-Dordogne). Magdalénien supérieur et Azilien*, BSPF, vol. 33, nr 4, s. 253-272.
- PLANCHAIS N.
1969 *La végétation dans les plaines françaises pendant le Tardiglaciaire et le Post-glaciaire*, EFQ, s. 111-115.
- PONS A.
1969 *Les macroflores quaternaires de France*, EFQ, s. 40-41.
- PRAT F.
1962 *La faune du gisement de la Gare de Couze*, "L'Anthropologie", vol. 66, z. 3/4, s. 247-254.
- PRUSINKIEWICZ Z.
1969 *Gleby wydmy śródlądowych w Polsce*, [w:] *Procesy*, s. 117-144.
- PUNNING J. M., LIIVA A., ILVES E.
1968 *Tartu Radiocarbon Dates III*, "Radiocarbon", vol. 10, z. 2, s. 379-383.
- PUNNING Ja. M., RAUKAS A. W., SEREBRJANNYJ L. P.
1967 *Geohronologija poslednego oledenienija Russkoj Ravniny w swietle nowych radiouglerodnych datirovok iskopajemych ozerno-bolotnych otloženij Pri-Baltiki*, [w:] *Materialy II simpozjuma po istorii ozer sewero-zapada SSSR*, Minsk, s.139-147.
- Radiocarbon Comprehensive Index*
1967 *Radiocarbon Measurements: Comprehensive Index 1950-1965*, Yale, New Haven.
- RAHIR L.
1920 *L'habitat tardenoisien des grottes des Remouchamps Chaleux et Montaigle. L'industrie Tardenoisienne et son évolution en Belgique*, "Bull. Soc. Anthr. Bruxelles", vol. 35, s. 31-89.
- RALPH E. K., MICHAEL, H. N.
1970 *MASCA Radiocarbon Dates for Sequoia and Bristlecone-pine Samples*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 619-623.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M.
1966 *Osady denne Jeziora Mikołajewskiego na Pojezierzu Mazurskim w swietle badań paleobotanicznych*, "Acta palaeobotanica", vol. 7, z. 2.
- Rel'ef*
1961 *Rel'ef i stratigrafija četvertičnych otloženii severo-zapada Russkoj Ravniny*, Moskva.
- REQUATE H.
1958 *Die Knochenreste von Pinnberg-Ahrensburg*, [w:] RUST 1958a, s. 26-27.
- RIEK G.
1958 *Das Paläolithikum der Brillenhöhle im Achtal bei Blaubeuren (Schwäbischer Jura)*, "Neue Ausgrabungen in Deutschland", s. 6-22.
- ROHDENBURG H.,
1969 *Observations Concerning Late Glacial Slope Dynamics in Central Europe*. "Biul. perygl.", vol. 18, s. 89-94.
- ROHDENBURG H., MAYER B.
1969 *Le sud de la Basse-Saxe et la Hesse du nord*, [w:] *La stratigraphie des loess d'Europe*, Paris, s. 33-35.
- ROSA B.
1968 *Obszar południowobaltycki w okresie ostatniego zlodowacenia*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, Prace Geograficzne, nr 74, s. 121-155.
- ROSZKO L.
1968a *Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły*, "Folia Quaternaria", vol. 29, s. 97-108.
1968b *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, Prace Geograficzne, nr 74, s. 65-100.
1969 *Le lac de barrage glaciaire de Gdańsk d'après des recherches récents*, "Geographia Polonica", vol. 17, s. 249-256.
- ROTNIICKI K.
1970 *Główne problemy wydmy śródlądowych w Polsce w swietle badań wydmy w Węglewicach*, Poznań.
- ROTNIICKI K., TOBOLSKI K.
1969 *Główne fazy działalności procesów wydmotwórczych w Kotlinie Grabowskiej na podstawie stratygrafii wydmy w Węglewicach*, Prace Geograficzne, nr 75, s. 239-247.
- RÓŻYCKI S.
1965 *Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire*, [w:] *Report of the VI INQUA Congress*, Łódź, vol. I, s. 123-142.
- RUBIN M., ALEXANDER C.
1960 *U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates V*, "Radiocarbon", vol. 2, s. 129-185.
- RUBIN M., SUESS H. E.
1955 *U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates II*, "Science", vol. 121, s. 481-488.
1956 *U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates III*, "Science", vol. 123, s. 442-448.
- RUST A.
1937 *Das altsteinzeitliche Renntierjägerlager Meiendorf*, Neumünster.
1943 *Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor*, Neumünster.
1958a *Die Funde von Pinnberg*, Neumünster.
1958b *Die jungpaläolithischen Zeltanlagen von Ahrensburg*, Neumünster.
- SAWICKI L.
1923 *Wydmy jako środowisko występowania zabytków kulturowych*, "Wiad. archeol.", t. VIII, s. 139-151.
1935 *Przemysł świderski i stanowiska wydmowego Świdry Wielkie I*, "Prz. archeol.", t. V, z. 1, s. 1-40.
1964 *Problèmes stratigraphiques et chronologiques des stations paléolithiques de Kostenki et de Borševo*, "Archaeologia Polona", vol. VII, s. 7-71.

- SÄVE-SÖDERBERGH T., OLSSON I. U.
1970 *C-14 Dating Egyptian Chronology*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 35-56.
- SCHILD R.
1960 *Extension des éléments de type tarnovien dans les industries de l'extrême fin du Pleistocène*, "Archaeologia Polona", t. III, s. 7-64.
1964 *Paleolit końcowy i schyłkowy*, [w:] *Materiały do historii ziem polskich*, Warszawa, s. 129-239g.
1969 *Uwagi o stratygrafii archeologicznej wydm śródlądowych*, [w:] *Procesy*, s. 145-162.
- SCHMIDT R. R.
1912 *Die diluviale Vorzeit Deutschlands*, Stuttgart.
- SCHÜTRUMPF R.
1943 *Die pollenanalytische Untersuchung der Renttjägerfundstätte Stellmoor in Holstein*, [w:] RUST 1943, s. 6-45.
1955 *Das Spätglazial*, "Eiszeitalter und Gegenwart", Bd. 6.
1957 *Die pollenanalytischen Untersuchungen der Gytja Schicht von Fundplätze Rissen Bombentrichter*, "Eiszeitalter und Gegenwart", Bd. 8, s. 200-209.
1958a *Die Mooruntersuchungen bei den Ausgrabungen am Pinnberg bei Ahrensburg in Holstein*, [w:] RUST 1958 a, s. 17-27.
1958b *Die pollenanalytische Untersuchung an den altsteinzeitlichen Moorfundplätzen Borneck und Poggenwisch*, [w:] RUST 1958b, s. 11-22.
- SCHWABEDISSEN H.,
1954 *Die Federmessergruppen des nordwesteuropäischen Flachlands*, Neumünster.
1957 *Das Alter der Federmesserkultur*, "Eiszeitalter und Gegenwart", Bd. 8, s. 200-209.
- SEREBRYANNY L. R.
1969 *L'aspect de la Radio-chronométrie à l'étude de l'histoire tardi-glaciare des régions de glaciation ancienne de la Plaine Russe*, "Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique", vol. XI, z. 3, s. 293-302.
- SANNEVILLE-BORDES de D.
1960 *Le Paléolithique supérieur en Périgord*, Bordeaux.
- STUIVER M.
1970a *Tree Ring, Varve and Carbon-14 Chronologies*, "Nature", vol. 228, s. 454-455.
1970b *Long-term C 14 variations*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 197-213.
- STUIVER M., SUESS H. E.
1966 *On the Relationship between Radiocarbon Dates and True Sample Ages*, "Radiocarbon", vol. 8, s. 534-540.
- SUESS H. E.
1954 *U.S. Geological Survey Radiocarbon Dates I*, "Science", vol. 120, s. 467-473.
1970a *Bristlecone-pine Calibration of the Radiocarbon Time-scale 5200 B.C. to the Present*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 303-311.
1970b *The Three Causes of the Secular C14 Fluctuation their Amplitudes and Time Constant*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 595-605.
- SZAFRAŃSKI F.
1968 *Zmiany roślinności Wielkopolskiego Parku Narodowego w świetle analizy pyłkowej*, "Folia Quaternaria", vol. 29, s. 41-47.
- SZCZEPANEK K.
1961 *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Gór Świętokrzyskich*, "Acta Palaeobotanica", vol. 2, nr 2.
- Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych, "Acta Palaeobotanica", vol. 12, nr 2.
- ŚRODOŃ A.
1970 *Hippophae rhamnoides L. in the Quaternary of Poland*, "Acta Geogr. Univ. Lodz.", vol. 24, s. 412-424.
- TAUBER H.
1960 *Copenhagen Radiocarbon Dates IV*, "Radiocarbon", vol. 2, s. 12-25.
1962 *Copenhagen Radiocarbon Dates V*, "Radiocarbon", vol. 4, s. 27-34.
1965 *Recent Developments in C14 Dating*, [w:] *Report of the VI INQUA Congress, Łódź 1964*, vol. I, s. 729-741.
1966 *Copenhagen Radiocarbon Dates VII*, "Radiocarbon", vol. 8, s. 213-234.
1970a *The Scandinavian Varve Chronology and C14 Dating*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 173-196.
1970b *General Discussion of C14 and Varve Chronology*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 222.
- TAUTE W.
1968 *Die Stielspitzen-Gruppen in nördlichen Mitteleuropa*, Köln.
- TOBOLSKI K.
1962 *Próba określenia wieku wydm Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego metodą palynologiczną*, "Bad. Fizjogr. nad Polską Zachodnią", vol. 10, s. 233-273.
1966 *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydmowym w dolinie środkowej Prosnys*, Prace Kom. Biol. Poznańskiego Tow. Przyjaciół Nauk, vol. 32, z. 1.
- URBANIĄK W.
1967 *Wydm Kotliny Płockiej*, Prace Geograficzne, nr 61.
1969 *Zaburzenia w warstwowanej strukturze wydm Kotliny Płockiej*, [w:] *Procesy*, s. 209-237.
- VALOCH K.
1967 *Paléolitické osídlení jeskyně Kůlny u sloupu v Moravském Krasu*, "Archeologické rozhledy", vol. XIX, z. 5, s. 566-575.
1969 *Das Paläolithikum in der Tschechoslowakei*, [w:] *Quaternary in Czechoslovakia*, Praha, s. 69-149.
- VAITEKUNAS P.
1969a *On a Stratigraphie Subdivision of the Neopleistocene in the Glacial area of Soviet Baltic Provinces*, [w:] INQUA VIII R des C, s. 255.
- VAITEKUNAS P.
1969b *O stratigrafičeskoj podrazdelenii neoplejstocena glacialnoj oblasti*, [w:] *Materikovoje oledenienija i lednikovyj morfogenez, Vil'njus*, s. 227-263.
- VOGEL J. C.
1970 *Discussion po: DANSGAARD i in. 1970*, [w:] OLSSON ed. 1970, s. 349.
- VOGEL J. C., WATERBOLK H. T.
1963 *Groningen Radiocarbon Dates IV*, "Radiocarbon", vol. 5, s. 163-202.
1964 *Groningen Radiocarbon Dates V*, "Radiocarbon", vol. 6, s. 349-369.
- VOGEL J. C., ZAGWIJN J. C.
1967 *Groningen Radiocarbon Dates VI*, "Radiocarbon", vol. 9, s. 63-106.
- VRIES de HI., BARENDSEN G. W., WATERBOLK H. T.
1958 *Groningen Radiocarbon Dates II*, "Science", nr 127, s. 129-137.

- VRIES de H., FLORSCHÜTZ F. MENDEZ AMOR J.
1960 *Un diagramme pollinique simplifié d'une couche de „gyttja” située à Poueyferré près de Lourdes (Pyrenées Françaises Centrales) daté par la méthode du radio-carbone.* „Koninkl. Ned. Akad. Wetensch. Proc.”, ser. B, vol. 63, nr 4, s. 498-500.
- WASYLIKOWA K.
1962 *W sprawie wieku torfowisk i wydm Puszczy Kampinoskiej*, „Prz. geogr.”, t. 34, s. 595-600.
1964 *Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy*, „Biul. perygl.”, nr 13, s. 261-417.
- WIĘCKOWSKI K.
1966 *Osady denne Jeziora Mikołajskiego*, „Prace Geograficzne”, nr 57.
1968 *Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski*, „Folia Quaternaria”, vol. 29, s. 145-151.
- WOJTANOWICZ J.
1968 *Wydmy międzyrzecza Sanu i Łęgu*, „Annales UMCS”, Sec. B, t. 20, nr 4, s. 89-124.
- WOLSTEDT P.
1958 *Das Eiszeitalter*, Stuttgart.
- WOTAH M. R., GRIČUK M. P.
1971 *O koncentracii pyl'cy w četvertičnyh otloženijah, [w:] Sporovo-pyl'cevoj analiz pri georfomologičeskijh issledovanijah*, Moskva s. 65-73.
- WOUTERS A.
1956 *Une pointe de la Gravette fichée dans un fragment de mâchoire de Cervus Giganteus*, „Bull. de la Soc. Belge d'Anthrop. et de Préhist.”, vol. 67, s. 31-36.
- ZAGWIJN W., PAEPE R.
1968 *Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens*, „Eiszeitalter und Gegenwart”, Bd. 19, s. 129-146.
- ZOLLE H.
1960 *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz*. „Dankschr. Naturf. Ges.”, vol. 83, s. 45-156.
- ZUBAKOV V. A.
1969 *La chronologie des variations climatiques au cours du Pléistocène en Sibérie occidentale*, „Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique”, vol. XI, z. 3, s. 315-324.

ESQUISSE DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA PLAINE DE L'EUROPE SEPTENTRIONALE DANS LE TARDIGLACIAIRE. REVUE DES PROBLÈMES

Résumé

L'ouvrage contient une revue des problèmes les plus importants concernant la connaissance du milieu naturel du Tardiglaciaire sur la Plaine européenne, celui-ci étant considéré comme une toile de fond des transformations dans l'habitat du Paléolithique final. On y touche aux questions liées à la chronologie de différentes étapes du Tardiglaciaire, aux changements du paysage découlant d'une sédimentation différenciée, à la reconstitution de la flore et de la faune et aux zones d'extention du glacier scandinave. C'est durant le Tardiglaciaire précisément que la pulsation des transformations climatiques s'intensifiait dans la partie finale du Pléistocène, devient la plus manifeste. La possibilité de reconstituer une image relativement détaillée du milieu naturel durant cette période orageuse devrait permettre une meilleure compréhension des systèmes d'adaptation des sociétés vivant sur la Plaine à l'époque du Pléistocène final.

I. FONDEMENTS DE LA SUBDIVISION ET DE LA CHRONOLOGIE DU TARDIGLACIAIRE

Les fondements de la subdivision moderne et de la chronologie relative du Tardiglaciaire sur la Plaine européenne ont été développés sur la base de la succession climatique dans cette période. Cette succession est déterminée grâce aux recherches palynologiques particulièrement intensives poursuivies sur la Plaine, surtout au Danemark, aux Pays-Bas, en Allemagne fédérale et en Pologne (Iversen 1954; Van der Hammen 1952; 1957; Schütrumpf 1955; 1958a, b; Wasylkowa 1964; Ralska-Jasiewiczowa 1966 etc.). Les principaux fondements de la subdivision furent établis déjà dans les années cinquante. A présent on élabore pour certaines périodes du Tardiglaciaire une subdivision plus détaillée et des déterminations plus ou moins locales.

La justesse des fondements de la structure de la subdivision biostratigraphique du Tardiglaciaire fut confirmée dans des dizaines de sites plus grands et dans des centaines de sites plus petits sur tout le territoire de la Plaine européenne et aussi sur les territoires avoisinants. Il n'y a aucun doute que les limites des différentes zones sont, en règle générale, contemporaines les unes des autres et témoignent de la vaste étendue des transformations climatiques. En revanche, la caractéristique détaillée des diverses étapes de succession de la végétation peut différer selon la situation géographique des sites analysés, démontrant que la composition de la flore varie dans une certaine mesure

suivant les zones et les périodes. Ces questions ne sont toutefois pas suffisamment bien examinées, et semblent parfois ne pas être conformes au modèle théorique de la répartition des zones de végétation et de climats sur le territoire circumglaciaire. C'est seulement pour le dernier interstade (Alleröd) que la division en zones des forêts et des pinèdes se laisse observer, sur certains territoires de la Plaine, dans un degré plus plausible.

La chronologie absolue de la succession climatique du Tardiglaciaire est basée aujourd'hui sur une grande quantité de dates C14, particulièrement nombreuses pour sa partie plus récente, ainsi que sur la varvochronologie établie en Suède, et liée indirectement à la division palynologique de cette période.

Comme on le sait déjà, les dates au radiocarbone, basées sur la mesure du degré de désintégration de l'isotope C14 dans les matières organiques, ne correspondent pas aux dates de calendrier c'est à dire solaires. L'importance de la différence dépend de la période de laquelle provient ledit test, et cela parce qu'elle résulte de la différence entre la teneur actuelle de l'isotope C14 dans l'atmosphère considérée comme le standard de mesure (95% d'activité de C14 dans l'acide carboxy-carboxylique, d'après les normes du National Bureau of Standards) et la teneur de cet isotope dans l'atmosphère de la période dans laquelle avait vécu l'organisme constituant la source du tets.

Les raisons des changements de la teneur de l'isotope C14 dans l'atmosphère peuvent résulter de trois facteurs principaux ou de leurs combinaisons. On considère, en général, que le facteur le plus important était la variabilité du champ magnétique de la Terre (Bucha, Neustupný 1967; Neustupný 1970a; Bucha 1970). Une autre raison peut être le changement de l'intensité de l'échange de l'isotope C14 entre l'atmosphère et les océans, causé par une baisse ou une hausse de la température moyenne de l'eau. La troisième raison vraisemblable c'est la fluctuation du rayonnement cosmique due à l'activité du soleil (Stuiver 1970b; Suess 1970b; Damon 1970).

Il y a aussi tout un nombre de raisons subjectives qui peuvent être la cause d'erreurs dans la datation au radiocarbone. La plus importante raison, et aussi la plus répandue, est la pollution du test par des matières organiques plus récentes. Parmi les autres on peut citer ne fût-ce que les erreurs de laboratoire et les erreurs découlant de la différence entre l'âge réel de l'habitat humain et l'âge des matières organiques utilisées par l'homme, le lieu de l'échantillon dans le tronc d'un vieil arbre etc. (Butzer 1964; Delibrias, Giot 1970; Neustupný 1970b).

La méthode de correction de la datation au radiocarbone, basée surtout sur la dendrochronologie, permet de dater les résultats de C14 et de les synchroniser avec les années solaires. Grâce aux recherches dendrochronologiques systématiques et à la datation selon la méthode du radiocarbone des échantillons de *Pinus aristata*, de *Sequoia gigantea* et de *Pinus ponderosa* on a obtenu déjà la courbe des variations de la teneur de C14 dans l'atmosphère se terminant un peu au-dessus de 5000 années civiles avant n.è., soit d'environ 4200 années conventionnelles au radiocarbone (Ferguson 1970; Suess 1970a; Damon et autres 1970; Ralph et Michael 1970; Olsson 1970).

Une autre méthode de calibrage des dates au radiocarbone est basée sur la chronologie historique, et en particulier sur la chronologie égyptienne (Michael, Ralph 1970; Säve-Söderbergh, Olsson 1970). Cette méthode a une zone d'extention relativement restreinte et n'exclut pas les différentes possibilités d'erreurs. Ces problèmes-là, et aussi les autres liés au calibrage des dates de C14, éveillent d'ailleurs une discussion très vive et multiforme (McKie et autres 1971). Il est évident qu'aucune des méthodes citées de correction des dates au radiocarbone ne permet de rectifier ni la datation de l'Holocène ancien, ni celle du Pléistocène final. C'est pourquoi on compte beaucoup sur les résultats des essais d'établir une corrélation entre la datation au radiocarbone et la varvochronologie suédoise.

La varvochronologie suédoise, grâce à une relation entre les argiles rubanées glaciaires et les varves riveraines saisonnières du lit majeur dans la vallée de la rivière Ångerman, fut amenée par Lidén (1938) jusqu'à l'année 920 de n.è. Cette date résultait de la hauteur au-dessus du niveau de la mer à laquelle se trouvait la dernière varve dans le delta de la rivière, et de l'évaluation de la rapidité de l'élévation de la terre dans cette région. Les corrections contemporaines de la varvochronologie se rapportent, entre autres, à la datation de la dernière varve. Les calculs plus récents de la rapidité d'élévation de la terre à l'embouchure de la rivière Ångerman indiquent qu'il est nécessaire d'ajouter 100 à 300 ans à la date de Lidén, la vraisemblance de ces corrections oscillant dans les limites de 200-300 ans (Tauber 1970a, 177). L'échelle suédoise des varves, à laquelle on a ajouté 200 ans, est appelée «varvochronologie corrigée» alors que la chronologie sans cette correction porte le nom de «varvochronologie conventionnelle» (Tauber 1970a, 177).

Outre la possibilité d'une erreur, résultant de l'évaluation de la rapidité de l'élévation de la terre dans la région du delta

de la rivière Ångerman en Suède, il existe deux sources supplémentaires d'erreurs potentielles de la varvochronologie. L'une d'elles sont les erreurs de mesure et de l'ainsi dénommée téléconnexion (liaison des profils) des varves, l'autre — les erreurs découlant par endroits des conditions hydrographiques spécifiques causant la disparition ou la liaison des varves (Fromm 1970).

La révision de la varvochronologie suédoise, poursuivie par plusieurs auteurs au moyen de mesures et de recherches sur le terrain entièrement indépendantes pour la période de 7000-10500 années avant n.è., démontra les différences oscillant dans les limites de 100-300 ans entre la datation de G. de Geer et les calculs plus récents (Nilsson 1968). L'échelle révisée, proposée par Nilsson, est considérée aujourd'hui comme l'échelle fondamentale (Tauber 1970a) de la varvochronologie conventionnelle. Par contre, l'évaluation de l'importance des erreurs dues aux raisons susmentionnées par rapport à la chronologie déjà révisée est la suivante:

10000 années avant n.è.	~ 10200	+475	années avant n.è.
		-300	
8000 années avant n.è.	~ 8200	+425	années avant n.è.
		-250	

(Fromm 1970, 163)

Comme on le sait, la varvochronologie suédoise révisée, établie sur un tronçon d'une longueur d'environ 1200 km, de la Scanie jusqu'à la rivière Ångerman, commence, avec une grande dose de vraisemblance, il y a près de 12500 années selon la varvochronologie conventionnelle, donc dans le Dryas le plus ancien.

L'établissement d'une corrélation entre la varvochronologie suédoise et la division biostratigraphique du Pléistocène final, ainsi que les différentes périodes climatiques, n'est pas du tout facile du fait du manque de possibilités d'une datation directe au radiocarbone ou palynologique des varves tardiglaciaires. C'est pourquoi la comparaison des dates C14 avec l'échelle de la varvochronologie suédoise doit être faite d'une façon intermédiaire au moyen d'essais d'une corrélation des éléments du relief glaciaire datés par les varves reflétant les arrêts ou les mouvements du glacier scandinave, et de la définition de la place de ces mouvements dans la séquence climatique établis palynologiquement. La datation au radiocarbone des limites des zones palynologiques étant relativement précise, il est possible de comparer la varvochronologie avec la radiochronologie (Tauber 1970a, 179). Néanmoins, l'établissement d'une corrélation entre les dates au radiocarbone et les dates de la varvochronologie suédoise cache de grandes possibilités d'erreur dans les limites de quelques centaines d'années tout au moins.

La comparaison des dates obtenues à l'aide de la varvochronologie suédoise corrigée des parties plus récentes de l'Holocène moyen et supérieur avec la dendrochronologie américaine, à l'aide de dates C14, démontre une considérable conformité de ces chronologies jusqu'à l'année 4000 environ avant n.è. (Tauber 1970a, 192). Dans la période de 10500 à 6000 années avant n.è. la conformité des dates C14 avec la varvochronologie conventionnelle se situe dans les limites d'erreurs des deux méthodes. Les dates avant n.è. pour les phases climatiques du Tardiglaciaire obtenues au moyen des deux méthodes seraient les suivantes (Tauber 1970a, 191).

	Varvochronologie		Méthode C14
	conventionnelle	corrigée	conventionnelle
Dryas le plus ancien/Bölling	10200	10400	10400
Dryas ancien/Bölling	9900	10100	10000

Dryas ancien/Alleröd	9700	9900	9800
Dryas supérieur/Alleröd	8900	9100	9000
Dryas supérieur/Préboréal	8100	8300	8200

La considérable conformité des deux chronologies pour le Tardiglaciaire a provoqué nombre d'objections théoriques, surtout par rapport aux conclusions qui en résultent concernant les changements de la teneur de C14 dans l'atmosphère (*Discussion* 1970), ainsi que la corrélation directe entre la varvochronologie de Lake of the Clouds dans le Minnesota du nord et la radiochronologie.

La comparaison de la varvochronologie de Lake of the Clouds avec la datation directe de C14 de la série de varves dans ce lac, comptant environ 10000 années, démontra que les différences qui séparent les années civiles (exprimées par les varves) des dates conventionnelles au radiocarbone sont beaucoup plus grandes que ne le suggère la chronologie suédoise (Stuiver 1970a, b). La conclusion découlant des comparaisons de deux chronologies indique qu'une d'elles doit être erronée. Si la chro-

nologie de Lake of the Clouds est exacte ou plus proche de la vérité, la varvochronologie suédoise serait plus courte d'environ 1000 années, ce qui, à son tour, semble difficile à admettre (Tauber 1970b, 222).

Récemment on a fait des essais de délimiter la séquence climatique du Pléistocène supérieur en s'appuyant sur les changements de la proportion des isotopes de l'oxygène O18 et O16 dans le glacier groenlandais. La datation de ces changements a été fondée sur le modèle théorique de l'accumulation du glacier et du mouvement de la glace (Dansgaard et autres 1970). Les dates obtenues sont conformes aux dates C14 pour les phases climatiques du Pléistocène final dans un écart de 100 à 400 ans (Dansgaard et autres 1970, 345).

Le rappel des difficultés que rencontrent les essais d'établir une chronologie absolue du Tardiglaciaire mesurée en années solaires convainc qu'à l'heure actuelle c'est uniquement la radiochronologie conventionnelle qui constitue la meilleure méthode de corrélation relativement exacte des phénomènes, aussi bien géologiques et biologiques qu'archéologiques.

II. PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA PARTIE PLUS ANCIENNE DU TARDIGLACIAIRE

A. LA FLORE ET LA SUCCESSION CLIMATIQUE

La reconstruction du tapis végétal du Tardiglaciaire sur la base de l'analyse pollinique est malheureusement fort difficile surtout pour les périodes froides liées à la toundra, à la toundra boisée et à la forêt-toundra. Ces difficultés ont leurs profondes raisons dont les plus importantes sont: a) le manque d'une quantité suffisante de recherches sur la pluie pollinique dans les zones arctique et subarctique; b) le manque de données sur l'efficacité de la pollinisation des espèces dans les conditions du Tardiglaciaire; c) la quantité insuffisante de recherches sur la concentration des pollens dans les profils analysés et le manque de bases théoriques élaborées pour les recherches de ce genre dans les matériaux du Tardiglaciaire; d) le discernement souvent insuffisamment détaillé des sous-variétés d'arbres d'une importance telle que le Bouleau ou l'Aulne; e) les études poursuivies jusqu'ici sur la composition du pollen dans les régions actuelles de la toundra, de la toundra boisée etc. (Aario 1943; Gričuk 1950) n'ont pas permis de définir nettement les traits caractéristiques de la composition des pollens pour les différents types de paysage (Dyakowska 1959, 139).

Ces difficultés, de même que la quantité toujours insuffisante de profils examinés intégralement (avec les macrodébris), causent que la démarcation des zones de végétation dans les périodes plus froides du Tardiglaciaire sur la Plaine européenne est, en général, très difficile et qu'il est parfois impossible de séparer les éléments du micromilieu des phénomènes de caractère plus général.

Le début du Tardiglaciaire sur la Plaine marque un considérable développement ou un commencement de la sédimentation organogène dans les réservoirs d'eau, ce qui constitue sans nul doute un important phénomène sur le plan biostratigraphique. A la place de ce qui était à la fin du Pléniglaciaire presque un désert arctique (Vogel, Zagwijn 1967) entrecoupé d'oscillations plus chaudes, faibles et de courte durée, dont les traces sur la Plaine sont extrêmement rares (Hogersmilde en Hollande) et représentent le plus vraisemblablement un équivalent de l'interstade Lascaux (Vogel 1970, 349), c'est la toundra qui entre sur la Plaine de l'Europe occidentale et centrale.

Le considérable accroissement des plantes herbacées héliophiles, surtout de *Hippophae* et *Artemisia*, signifie le

déclin des conditions arctiques et le début du Tardiglaciaire. Malgré les changements, dont les héliophytes étaient les précurseurs, la Plaine européenne n'était toujours qu'une toundra dépourvue d'arbres, avec seulement des fourrés de Saules (*Salix*) et de Bouleaux nains (*Betula nana*) et des concentrations de plantes héliophiles dans les endroits secs. La température moyenne de juillet devait dépasser 10°C et oscillait probablement entre 10 et 12°C.

Dans tout un nombre de profils de l'Europe occidentale (surtout à Schleswig-Holstein) dans la phase initiale du Dryas le plus ancien (Dryas I), tout au seuil du Tardiglaciaire, on note une nette oscillation climatique plus chaude. L'importance de cette oscillation ne fut découverte qu'aux derniers temps (Menke 1968). Elle s'exprime par un accroissement distinct du pollen de la végétation arborescente (AP), parfois jusqu'à plus de 65%, surtout du Bouleau, avec en même temps une baisse de la courbe du pollen des herbacées (NAP) jusqu'à des valeurs relativement petites (35% au maximum) et, en plus, par l'accroissement des éléments «steppiques» et héliophiles (*Hippophae* et *Artemisia*). Dans certains profils cette oscillation est signalée par le maximum initial de l'*Artemisia* dont la courbe baisse sensiblement dans la partie la plus froide du Dryas I.

Pour ce rechauffement de la phase initiale du Tardiglaciaire B. Menke (1968) propose le nom d'intervalle Meiendorf, et il le considère comme un équivalent de l'interstade Susacá signalé plus tôt (Hammen, Vogel 1966) dans la Cordillère et en Espagne.

Les essais de définir la radiochronologie de cette oscillation plus tempérée sont liés, en premier lieu, à la datation des sites du Hambourgeois qui, sur le plan palynologique, appartiennent à l'intervalle Meiendorf. Il s'agit là surtout de trois sites: Meiendorf, Poggenwisch et Stellmoor dans la vallée subglaciaire de Meiendorf près de Hambourg, ces sites ayant fourni 17 dates C14 obtenues sur le gyttja, sur les bois de renne et sur le charbon. Ces dates (rapportées dans les années avant n.è.) à Meiendorf (on n'a pas tenu compte de Y-158-1 et 2) oscillent pour les bois de renne entre 8810±250 (Y-158-2) et 10350±300 (H 38-121B), la seule date pour le gyttja est 13800±800 (W-172) et les dates du charbon font défaut. A Poggenwisch les dates obtenues des os et des bois de renne sont 9800±200 (W-271)

et 11100 ± 270 (H 31-67), pour le gyttja elles oscillent entre 10900 ± 500 (H 32-118C) et 15150 ± 560 (H 32-118), la seule date du charbon a donné le résultat de 11030 ± 370 (H 136-116). La datation des bois de renne de Stellmoor a donné 10500 ± 200 (W-261) années avant n.è. Malheureusement les datations présentées ci-dessus, obtenues dans trois laboratoires différents, ne permettent pas de tirer de conclusions finales (Suess 1954; Rubin, Suess 1955; 1956; Barendsen et autres 1957; Münnich 1957a). Pour d'autres raisons citées ci-après il semble que les dates précédant un peu 11000 années C14 avant n.è. sont les plus proches de la réalité.

Plus nombreuses et plus vraisemblables sont les dates pour les parties plus récentes du Dryas I, et pour sa portion proche du Bölling. Une série considérable de dates obtenues à Usselo aux Pays-Bas (de Vries et autres 1958; Tauber 1960) se situe dans les limites de 10460 ± 140 (K-544) — 10590 ± 100 (Gro-1104) années avant n.è.

Les autres dates du Dryas I ne sont pas aussi certaines que celles d'Usselo car elles proviennent de coupes moins bien documentées au point de vue de l'analyse pollinique et sont moins nombreuses. Deux échantillons de la fin du Dryas I de Ascherslebener See au pied des montagnes du Hartz ne sont pas très proches l'un de l'autre, quoique ils se chevauchent dans les limites d'erreurs: 11300 ± 280 (H-88/74) — 10750 ± 320 (H-106/89) années avant n.è. (Firbas et autres 1955; Mania, Stechemesser 1969). A Schussenquelle (Kr. Biberach a.d.Riss) la tourbe moussue avec le niveau d'habitation magdalénien, daté palynologiquement du Dryas I, a donné la date 12520 ± 385 (Gro-468), et les bois de renne de ce niveau sont datés de 9630 ± 290 (Gro-469) années avant n.è. (de Vries et autres 1958).

En ce qui concerne le territoire de la Pologne, seulement deux dates C14 peuvent être rapportées au Dryas I. Les deux proviennent de profils organogènes subdivisés à l'aide d'une analyse pollinique. La date de Witów, distr. de Łęczycza, de la fin du Dryas le plus ancien, comptant 10290 ± 230 (K-709), est un peu plus récente que celle du Bölling et son âge relativement bas peut être attribué à la quantité insuffisante de l'échantillon (Tauber 1962, 29). La deuxième date provient du site bien connu de Konin (Borówko-Dłużakowa 1969a, b), de la fin du Dryas le plus ancien, et semble ne pas correspondre aux dates d'Usselo son âge ayant été fixé pour 11030 ± 130 (Hv 2306) années avant n.è.

Les données palynologiques, dont l'éloquence confirme dans une certaine mesure la datation au radiocarbone des territoires d'en dehors de la Plaine de l'Europe septentrionale, semblent être attestées par l'existence au seuil du Dryas le plus ancien d'une oscillation relativement plus chaude. Le diagramme de Poueyferré près de Lourdes dans les Pyrénées, à une altitude de 420 m (de Vries et autres 1960; Van Campo 1969), démontre qu'entre environ 15800 et 13600 B.P. l'indice des plantes herbacées (NAP) était élevé, dépassant parfois 90%, et qu'après cette période la quantité d'AP augmente visiblement grâce à l'abondance du pollen du Pin.

Les autres profils de l'Europe du sud-ouest semblent révéler, eux aussi, la présence d'une oscillation plus chaude étant, le plus vraisemblablement, un équivalent de l'intervalle Meiendorf, puisqu'elle se trouve entre les oscillations rapportées d'habitude aux interstades Lascaux et Bölling. En Espagne ce sont les sites à Padul près de Grenade et à Laguna de Sanguijelas (Mendes Amor, Florschütz 1961; 1962, d'après Leroi-Gourhan 1964).

Dans le Bassin parisien l'analyse pollinique des sédiments dans l'abri Lagopède (Arcy-sur-Cure, dép. Yonne) démontre

également une légère oscillation entre les interstades Bölling et Lascaux; on l'appelle ici Pre-Bölling (Leroi-Gourhan 1964, 18). Toutefois la subdivision pollinique dans cet abri inspire certains doutes, surtout à cause de l'exceptionnelle (maximale) baisse de AP (2%) dans le niveau attribué au Dryas moyen (Leroi-Gourhan 1964, 19). Les autres diagrammes polliniques français (Jalut 1969) démontrent dans le Dryas moyen de plus grandes valeurs de AP, malgré qu'ils soient situés plus haut, dans les Alpes ou dans les Vosges. Ces faits peuvent rendre nécessaire de déplacer la division dans l'Abri de Lagopède d'une zone vers le bas. Le gyttja de Lago de Sanabria en Espagne, précédent directement l'oscillation chaude qu'on considère comme l'équivalent de l'interstade Susacá, a reçu la date 11750 ± 300 (Gro-705) années avant n.è. En se fondant sur cette date tout comme sur les dates d'Usselo, citées précédemment, on considère que le réchauffement de la phase préliminaire du Dryas le plus ancien dura à partir, environ 11600 jusqu'à 11100 années avant n.è. (Menke 1968, 82), et tout le Dryas le plus ancien jusqu'à environ 10400 années C14 avant n.è.

L'existence d'une brève oscillation climatique plus tempérée au seuil du Dryas le plus ancien semble être confirmée par les données lithologiques, des ostracodes et de la faune de mollusques dans le complexe Ascherslebener See au pied du Hartz complété par le profil de Müheln-Geiseltal (Mania 1967a; 1970; Mania, Stechemesser 1969). Dans la succession du Würmien au pied nord-est du Hartz cette oscillation a reçu le nom de Mühelner Intervall 2 (Mania 1970). Une autre oscillation plus chaude, un peu plus ancienne, appelée Mühelner Intervall 1 est considérée parallèle à l'interstade Lascaux. Selon Mania (1970) le début de cet intervalle marque la limite initiale du Tardiglaciaire.

Dans la partie nord-est de la Plaine européenne, directement sur le territoire couvert par le Tardiglaciaire scandinave, au-dessous de l'argile à blocs de la moraine du fond du stade Luga, apparaissent des sédiments lacustres à grains fins — des aleurites avec un spectre pollinique indiquant une oscillation climatique plus tempérée. C'est le site sur la rivière Raunis à Raceni en Lettonie (Serebryanny 1969; Vaitekunas 1969a; 1969b; Danilans 1969). Ce réchauffement précédant l'avancée du glacier du stade Luga a reçu le nom d'interstade Raunis.

Le diagramme pollinique y démontre un pourcentage relativement élevé du Pin et du Bouleau, additionné du Sapin et de l'Aulne. Cependant les macrodébris végétaux semblent différer par leur composition du spectre pollinique, indiquant plutôt une tundra buissonneuse avec des broussailles de Bouleaux et de Saules. Il est assez difficile d'admettre, comme le veulent certains auteurs (Vaitekunas 1969b, 256), que pendant la durée de l'oscillation les alentours du lac aient été couverts de forêts clairsemées, composées de Pins et de Bouleaux avec une certaine quantité de Sapins et d'Aulnes.

Deux dates C14 obtenues dans les laboratoires de Tartu et de Moscou des débris de mousses extraites des aleurites (Punning et autres 1968) ont indiqué un âge proche du milieu du XII^e millénaire avant n.è. : 11300 ± 160 (TA-177) c: 11440 ± 500 (Mo-296). Elles sont conformes à l'âge présumé de l'intervalle Meiendorf et de l'interstade Susacá et, en plus, semblent déterminer l'âge de ces événements sur la Plaine européenne en situant cet intervalle probablement peu avant 11200 années C14 avant n.è.

L'information publiée récemment sur la découverte à Witów d'une oscillation climatique précédant le Bölling (Chmielewski 1970b) peut, à la lumière des faits précités, parler en faveur de la contemporanéité de cette oscillation avec l'intervalle

Meiendorf-Raunis. Le spectre pollinique de l'oscillation de Witów est plus froid que le Bölling et peut indiquer l'existence d'une toundra avec des broussailles de Bouleau et des arbres isolés de Bouleau.

L'oscillation Meiendorf-Raunis peut être considérée parallèle à l'oscillation climatique notée dans la succession de la sédimentation des grottes de la France du sud-ouest. Un certain adoucissement climatique se manifeste par une quantité diminuée d'éboulis cryoclastiques, et par l'apparition de sédiments sableux-argileux dans les niveaux du Magdalénien IV (Abri des Marseilles en Dordogne, Abri Duruthy, dép. Landes) et aux débuts du Magdalénien V (La Madeleine couche 5; La Forelie II en Dordogne). Pendant la durée du Magdalénien V on note un nouveau refroidissement climatique (Laville 1964; 1969; Bordes 1969 a). Les dates C14 pour le Magdalénien III de l'Abri Bordoïs (Roc-aux-Sorciers) à Angles-sur-Anglin: 11970 ± 80 (Gro-1903) et 12210 ± 80 (Gro-1913) années avant n.è. (Movius 1960; Vogel, Waterbolk 1963) semblent confirmer la supposition qu'il est possible de placer le Magdalénien IV et les débuts du Magdalénien V dans l'oscillation Meiendorf — Raunis.

Après l'oscillation préliminaire relativement tempérée Meiendorf/Raunis, au début du Dryas le plus ancien sensu lato, on note un net refroidissement climatique s'exprimant par une forte baisse du pollen des arbres (AP) et par un écart maximal de la courbe des herbacées (Menke 1968). Cette phase est sans nul doute la plus froide du Tardiglaciaire et on peut la définir comme le minimum climatique du Dryas le plus ancien. En Pologne ce minimum peut être rapporté à la phase Ia-1 (plus froide) du Dryas le plus ancien à Witów (Wasylikowa 1964) qui se caractérise par l'apparition de la toundra sans arbres, avec des broussailles de Saules et de Bouleaux nains. L'amélioration graduelle des conditions climatiques a lieu dans la dernière phase du Dryas le plus ancien (phase Ia-2 de Wasylikowa à Witów). Elle s'exprime par une hausse de la courbe des héliophytes (*Artemisia*), jusqu'au commencement de l'accroissement rapide de la courbe des pollens du Bouleau, annonçant, à son tour, l'oscillation ou l'interstade Bölling proprement dit. Cette phase est parfois attribuée au Bölling sensu lato (van der Hammen 1952) ou bien considérée comme une phase dépourvue de forêts de cet interstade (Menke 1968). On est généralement d'avis qu'elle devance l'apparition des arbres de Bouleau, et correspond à la période de leur migration d'habitats plus méridionaux.

A Witów (Wasylikowa 1964) augmenta pendant la phase Ia-2 le pourcentage de *Betula pubescens*, signalant le rapprochement de la limite septentrionale de ces arbres, et les *Hippophae* atteignirent alors leurs valeurs maximales. La moyenne de juillet pouvait être alors de 12° C environ.

Pendant la durée de l'interstade Bölling sensu stricto la toundra boisée, avec le Bouleau pubescent et, sans doute, le Tremble, semble régner dans presque toute la zone centrale et septentrionale de la Plaine. On suppose aussi qu'à côté du Bouleau le Pin pouvait parfois constituer un important élément de ce paysage de parc (Borówko-Dłużakowa 1969b, 273). Un tel tableau du Bölling, structuré sur la base d'un nombre de profils polliniques, semble différer très nettement des spectres polliniques de la partie nord-ouest de la R.S.F.S.R. où le Pin atteint parfois 70%, l'emportant distinctement sur le Bouleau, et l'Aulne et le Sapin sont, eux aussi, nettement représentés (*Geomorfologija* 1969, 168).

La part insignifiante des herbacées indique que cet interstade avait un caractère forestier. Ce n'est que dans la dépression

Iksa auprès du lac Onega que l'oscillation du Bölling rappelle davantage, par sa composition, les profils polliniques de la Plaine (Devjatova 1969). On peut supposer, comme dans d'autres cas (Frenzel 1960; Wasylikowa 1964), que la majorité des diagrammes polliniques du Bölling dans la partie nord-ouest de la R.S.F.S.R. est polluée par des pollens redéposés, provenant des dépôts interstadaux ou interglaciaires plus anciens — chose fort vraisemblable vu la structure compliquée de la nappe quaternaire de cette partie de l'Europe.

La faune des ostracodes du lac Aschersleben aux confins sud de la Plaine démontre des sociétés transitoires, depuis la faune arctique jusqu'à la faune tempérée.

En Europe du sud-ouest l'interstade du Bölling est, à vrai dire, presque inconnu à cause des grandes difficultés que présente la découverte de sédiments organogènes convenants (Jalut 1969; de Beaulieu 1969). Ce n'est que l'analyse pollinique des sédiments de l'Abri de Lagopède qui a révélé, comme on le suppose, un niveau pouvant être rapporté, sous toutes réserves, à cet interstade (Leroi-Gourhan 1964).

Il semble que dans la succession lithologique des grottes en France sud-ouest l'oscillation du Bölling peut-être détectée grâce aux recherches sédimentologiques avancées (Laville 1964; 1969) et aux études sur la faune (Bonifay 1969 d'après F. Delpech; Delpech 1971). On pourrait admettre aussi que cette oscillation est en rapport avec les sédiments de grottes du Magdalénien VIb qui se distinguent par une quantité bien inférieure d'éléments cryoclastiques et par une composition changée de la faune, se caractérisant par l'apparition considérable du cerf (Villepin, couche B), mais avec la prédominance du renne, surtout du renne des forêts. Les dates C14 du Magdalénien VIb de la Grotte de la Vache semblent appuyer cette supposition (Movius 1960; 371; Vogel, Waterbolk 1963, 168), et plus encore celles publiées récemment (Evin et autres 1971) pour le Magdalénien VIb de Les Deux Avens (10390 ± 200 années avant n.è. — moyenne de 2 dates).

Les sédiments de grottes remarquablement cryoclastiques du Magdalénien V et des débuts du Magdalénien VIa (p.ex. La Madeleine, couche 17 — Bordes 1969a, 82) peuvent être rapportés au minimum climatique du Dryas le plus ancien, alors que certains sites de cette phase, à cryoclasticité diminuée, mais toujours avec une faune froide de toundra (Gare de Couze), peuvent appartenir déjà à la phase finale du Dryas le plus ancien, annonçant l'approche du Bölling.

La datation au radiocarbone de l'interstade Bölling et de la partie finale du Dryas le plus ancien semble être beaucoup plus facile grâce au nombre relativement grand de bonnes dates C14 provenant de sites bien caractérisés par l'analyse pollinique. Quant au commencement de la phase finale du Dryas le plus ancien, on peut le déterminer par la date pour le bois de Saule provenant directement d'au-dessus de la moraine du fond du stade Luga, identifié avec le maximum du Dryas le plus ancien. Cette date compte 10070 ± 500 (TA-57) années avant n.è., et provient de Kurenurme en Estonie.

Les dates les plus importantes pour le Bölling proviennent d'Usselo, de Witów et de Clinge (de Vries et autres 1958; Tauber 1960; 1962; Wasylikowa 1964; Vogel, Zagwijn 1967). Elles permettent de situer cet interstade entre 10500/10400 et 10100/10000 années radiométriques conventionnelles avant n.è. Les autres dates C14, comme d'Ascherslebener See (Mania 1970), sont soit conformes à cette datation: 10350 ± 260 (H-77/54) années avant n.è., soit trop anciennes: 10940 ± 190 (Fr-24) années avant n.è. Les dates de la fin du Bölling de Konin: 9930 ± 130 (Hv-2307) et 9890 ± 180 (Gro-2024) années avant

n.è. (publiées par Borówko-Dłużakowa 1969b) sont renfermées dans les limites d'erreurs dans la fin même de l'âge déterminé pour cet interstade. La date de Leonovo en URSS 10480 ± 400

(Mo-374) années avant n.è. est conforme à la datation au radio-carbone de l'interstade Bölling sur les territoires situés à l'ouest de l'Union Soviétique (Serebryanny 1969).

B. LA FAUNE

La composition de la faune de la partie intérieure du Tardiglaciaire n'est pas facile à établir, surtout du fait du petit nombre de sites préhistoriques bien datés, avec la faune préservée. On sait, d'autre part, que la composition de la faune des sites préhistoriques n'est qu'une image d'une sélection et non pas le reflet d'un tirage au sort de la véritable composition de la faune dans ladite microrégion écologique.

Sur le territoire de la Plaine deux sites uniquement semblent contenir un ensemble assez riche de faune appartenant à l'oscillation Meiendorf/Raunis. Ce sont Meiendorf et Stellmoor, près de Hambourg; Poggenwisch, un autre site plus ou moins du même âge, a fourni une quantité un peu moins considérable de faune (Krause 1937; Krause, Kollau 1943; Herre, Requate 1958). La faune des sites mentionnés offre un exemple typique d'une spécialisation extrême de chasse. A Meiendorf il y a eu donc 127 rennes, et seulement 3 ou 4 lièvres arctiques, 3 écureuils de terre ainsi que des exemplaires isolés de lemming, de cheval, de blaireau, de renard bleu, de putois, de glouton, d'oie, de cygne, de canard, de lagopède blanc, de grue etc. A Stellmoor le nombre de rennes était un peu moins grand (41 têtes); à Poggenwisch la composition de la faune ressemble fortement à celle des deux sites mentionnés.

La faune, sans doute un peu plus récente, de Schussenquelle près de Schussenried, donc du territoire bordant la Plaine du côté sud, témoigne de la présence, en plus du cheval et du renne, de l'ours brun, du loup, du renard bleu, du glouton, du lagopède blanc, du cygne et de quelques autres espèces d'oiseaux (Schmidt 1912).

La faune du site de Gönnersdorf, distr. de Neuwied (Bosinski 1968; 1969) est de caractère nettement différent de celle des sites de plaines. Il est assez difficile de définir l'âge de ce site car la couche magdalénienne se trouve 40 cm au-dessous du sommet d'un sol brun développé dans le loess éolien dont la datation est incertaine (Brunnacker 1969b). En outre la date C14 est plus que douteuse (Peters 1969). Le paléosol est ensuite recouvert par le niveau des tufs volcaniques qui constituent un horizon conducteur du milieu de l'Alleröd. Puisque l'habitat magdalénien à Gönnersdorf précède la fin même de la sédimentation du loess qui pouvait durer encore 1000 ans (Brunnacker 1969b), il y a lieu de supposer qu'il est lié au Dryas le plus ancien sensu lato. Dans ce site c'est le cheval qui est l'espèce dominante de la faune; de plus, on y trouve le renard bleu, le renard, le renne (rien que des bois posés), le cerf — connu uniquement par des parures exécutées de ses os — et aussi des ossements isolés de mammouth, de rhinocéros et de *Bovidea* (Bosiński 1969, 38).

Ce sont les sites archéologiques en France qui pourraient fournir la meilleure clef pour connaître la faune des premières phases du Tardiglaciaire sur les territoires encerclant la Plaine, malheureusement leur datation dans le cadre du Tardiglaciaire laisse encore beaucoup à désirer. Comme nous l'avons déjà mentionné, il semble que le Magdalénien IV et les débuts du Magdalénien V correspondent à l'oscillation Meiendorf/Raunis, le Magdalénien Vb et peut-être le Magdalénien VIa initial au minimum climatique du Dryas le plus ancien, alors que la partie principale du Magdalénien VIa à la phase finale du Dryas I, et le Magdalénien VIb à l'interstade Bölling.

Les rares espèces de faune arctique, telle que l'harfang des neiges, le renard bleu (*Alopex lagopus*), le *Microtus nivalis*, le lemming norvégien (*Lemmus lemmus*), le lagopède blanc sont connues en France du sud-ouest du Magdalénien V et du Magdalénien VIa inférieur. De plus, les études sur la faune de trois sites choisis du Magdalénien VI (Gare de Couze, Morin et Abri Duruthy) ont démontré que le premier de ces sites est le plus froid, avec un certain réchauffement au sommet. Le renne, surtout sa variété de toundra, constitue ici près de 85% de toute la faune; à Abri Duruthy le renne, surtout sa variété forestière, baisse jusqu'à 70%, alors qu'à Morin sa part diminue seulement à 40% (uniquement le renne des forêts). Le *Bos primigenius* devient ici un élément très important de la composition de la faune (Bonifay 1969, 139 d'après Delpech). A la fin du Magdalénien VIb augmente aussi, bien considérablement, le pourcentage du cerf qui devient parfois l'espèce dominante (couche B à Abri de Villepin — Peyrony 1936).

En acceptant la chronologie proposée du Magdalénien final et moyen en France du sud-ouest nous constatons que les changements dans la composition de la faune prouvent que la toundra à l'époque du Dryas le plus ancien sensu lato s'étendait loin dans le sud, au-delà du territoire de la Plaine européenne. La supplantation graduelle du renne de toundra par sa variété forestière ainsi que l'apparition de l'aurochs, ce qui eut lieu le plus vraisemblablement au début du Bölling ou immédiatement avant, parlent en faveur d'un peuplement graduel de la toundra par des concentrations d'arbres et du règne de la toundra boisée ou même de concentrations forestières plus denses dans les vallées. Les complexes forestiers cohérents dans l'Alleröd ont entièrement supplanté les espèces subarctiques de cette partie de l'Europe.

La situation chronologico-climatique, acceptée ici, du Magdalénien français semble être conforme à la stratigraphie de la grotte Brillenhöhle dans le Jura souabe où l'inventaire avec les harpons à un et à deux rangs de barbelures reposait dans des sédiments fortement cryoclastiques (Riek 1958). La faune de ce niveau, avec le mammouth, le renne et le cheval, peut témoigner de la présence du mammouth dans le Dryas le plus ancien dans la zone des hauteurs au sud du bord de la Plaine, tout comme la faune de Gönnersdorf.

Certaines informations sur la faune de la zone bordière sud-est de la Plaine européenne nous viennent des sites de l'Ukraine (Molodova V) et des bords du Don (Borchevo II). Les dates C14 (Cherdyntsev et autres 1968a; 1968b) de Molodova V suggèrent l'âge du Dryas le plus ancien 11420 ± 540 (Gin 9) pour la couche 3 et du Bölling 10350 ± 140 (Gin 56) années avant n.è. pour la couche 2. La faune peu nombreuse de la couche 3 se caractérise par la prépondérance du renne (11 exemplaires), accompagné du cheval (4 ex.), du mammouth (2 ex.), du bison (2 ex.), de l'élan (2 ex.), du cerf, du renard bleu, du *Bos sp.*, du *Cervus sp.* (2 ex.) et du *Lepus sp.* La couche 2 est presque identique quant à la composition de la faune, sauf le manque du mammouth qui dans la succession de Molodova apparaît pour la dernière fois dans la couche 3 (Černýš 1959).

Du fait de la date C14 (Cherdyntsev 1968b) de l'échantillon extrait du niveau archéologique inférieur à Borchevo II:

10350±100 (GIN-88) années avant n.è. il y a lieu de supposer que le niveau archéologique inférieur à Borchevo II est proche du Bölling. La faune de ce niveau se compose du mammouth, du cheval, du lièvre, du renne, du glouton, du loup et du renard (Boriskovskij 1941; Efimenko, Boriskovskij 1953).

Les données, insuffisantes en général, sur la faune de la zone

bordière sud-est de la Plaine indiquent que dans la partie moyenne du Tardiglaciaire existait sur ce territoire la toundra avec des arbres isolés et des concentrations d'arbres occupant sans nul doute les vallées riveraines les plus humides du Dniester et du Don et abritant les rares espèces forestières : l'élan et le glouton.

C. LA SITUATION DU GLACIER SCANDINAVE

Le manque d'un rapport plus évident entre les tronçons cohérents des remparts morainiques et les éléments géomorphologiques indicatifs, le manque de datations directes de la majorité des alignements morainiques du sud et de l'ouest et enfin les difficultés de caractère général que présente l'établissement d'une corrélation entre la varvochronologie, la radiochronologie et la biostratigraphie, font qu'il n'est pas aisé de définir quelle était la situation du glacier scandinave sur le territoire circumbalte dans les différentes périodes du Tardiglaciaire.

L'apparition des sédiments datés de l'oscillation Meierdorf/Raunis directement au-dessous des sédiments morainiques du stade dit Luga semble confirmer la supposition que ce stade est en rapport avec le minimum climatique du Dryas I. En direction de l'ouest le stade Luga correspond au stade de la Lituanie du nord. Les alignements morainiques des deux stades s'étendent en Lituanie du nord et en Lettonie du sud, passant par la partie méridionale du lac de Pskov (Gudelis 1961; Rel'ef 1961, p. 91; *Geomorfologija* 1969), et disparaissant dans la Baltique un peu au sud de Memel. Au nord-est le stade Luga passe un peu au sud du lac Ladoga et par la partie méridionale du lac Onega.

En Pologne on suppose que la phase dite de Gardno (Roszko 1968b; Galon 1968b), apparaissant aux confins septentrionaux de la Pologne et disparaissant dans la mer de la Baie de Gdańsk et près de Darłowo, est contemporaine des alignements morainiques dont il fut question. Il semble que cette phase correspond le mieux à la sous-phase nord-est de la phase de Rugia et, de ce fait, à la moraine H au Danemark (Galon 1968b, tabl. I).

Ce qui vient d'être dit, de même que la révision de la varvochronologie établie par De Geer pour le Gothiglacial inférieur en Suède méridionale (Nilsson 1968), permet de supposer que la phase dite Langeland ne pourra plus être datée du Dryas I puisqu'elle paraît nettement plus ancienne. La révision faite dernièrement par Nilsson (1968) prouve que c'est seulement de

la chronologie jusqu'à 10500 années conventionnels avant n.è. selon la varvochronologie qu'on peut parler sans risque et que dans cette période, c'est à dire dans le stade final du Dryas I, le glacier scandinave se trouvait en Scanie du sud-ouest (Nilsson 1968; Fromm 1970; Tauber 1970a).

Le commencement du Bölling est rapporté aux moraines de Göteborg-Fjärås-Bredåkra et à la période de la récession très rapide jusqu'à la phase du Système 2 morainique de Moslätt-Berghem-Torup qu'on croit représenter la détérioration climatique du Dryas moyen (Tauber 1970a).

La récession du glacier scandinave dans la période précédant immédiatement le Tardiglaciaire occasionnait la formation graduelle sur l'espace de la Mer Baltique tout d'abord de lacs de barrage glaciaires dans ses parties occidentale et méridionale (par exemple les lacs de Szczecin, de Gdańsk et du Niemen) et ensuite, du fait de l'union des bassins due à la récession continue du glacier — du Lac Glaciaire Baltique (Galon 1968a; Rosa 1968; Roszko 1968a; 1968b; 1969). Ce réservoir balte initial englobait les Profondeurs du Gotland et de Gdańsk ainsi que le Bassin de Bornholm, unis en un bassin commun du lac glaciaire le plus vraisemblablement dans la phase initiale du Bölling (Rosa 1968). Il n'est pas exclu (Rosa 1968, 136) que la Baltique primaire ait pu avoir déjà dans le Bölling un caractère partiellement marin (Mer Yoldia I), mais cette question ne pourra être résolue que dans un avenir plus éloigné vu les difficultés généralement connues de datation.

Le système de lacs de barrage glaciaires se développa également sur le territoire nord-ouest de l'URSS, tout particulièrement après la récession du glacier des moraines de la phase Luga (Davydova 1969; Serebryanny 1969; Moskvitin 1950). Les lacs les plus grands se sont formés dans la dépression Zemgale en Lettonie, le long de la rivière Volkhov dans la dépression de Pskov-Ilmensk, ensuite dans les alentours de Leningrad et aussi dans la dépression du lac Onega et du lac Iksa sur la rivière Onega dans la région d'Arkhangelsk.

D. LA SÉDIMENTATION

L'étude de la sédimentation minéro-gène de la partie la plus ancienne du Tardiglaciaire est strictement liée aux questions pas trop bien résolues de la datation de ces dépôts.

En principe ce n'est que quelques rares coupes et gisements qui ont de bonnes dates biologiques ou C14. Un des problèmes les plus compliqués et discutables est celui de l'âge de la fin de la sédimentation du loess éolien sur la Plaine et dans la bande des plateaux européens.

Les dates C14 pour les sites préhistoriques contenant des niveaux culturels, qui le plus vraisemblablement ne devancent que relativement peu la fin de la sédimentation du loess à Ságvár en Hongrie et à Dolní Věstonice en Tchécoslovaquie, peuvent indiquer que la sédimentation du loess ne s'est pas terminée avant les XVI^e-XIV^e millénaires avant n.è. Malheureusement, les dates beaucoup plus récentes de Molodova V, atteignant le

milieu du IX^e millénaire avant n.è. (couche 1a), ne résolvent pas cette question et cela du fait que des niveaux d'occupation de ce gisement reposent dans le colluvium loessique ne démontrant aucun intervalle dans la sédimentation à l'époque du Tardiglaciaire (Ivanova 1969).

Nombre de chercheurs polonais admettent que la sédimentation du loess en Pologne s'est terminée dans le Dryas I ou II, mais certainement avant l'Alleröd (Mojski 1969; Jersak 1969a; 1969b); il manque toutefois de datations directes qui permettraient de fixer exactement ce moment.

En Allemagne du sud, pareillement qu'en Pologne, les loess ne fournissent pas de données tout à fait certaines quant à la fin de la sédimentation. En Basse-Saxe et en Hesse du nord on espère obtenir une datation plus précise sur la base de sédiments pédogènes supérieurs apparaissant au-dessus de l'horizon

pédologique Lohne — un équivalent du Stillfried B (Rohdenbug, Mayer 1969). Les couvertures des sables volcaniques de Laacher See sur les sols formés au sommet du loess en Rhénanie (Andernach, Münzigen, Gönnersdorf, Kärlich etc.) confirment le fait que la sédimentation du loess y prit fin avant le milieu de l'Alleröd, ce que démontre nettement l'âge des sables volcaniques. La présence des *Parabraunerde* sous les sables volcaniques est une preuve que les processus de sédimentation éolienne se sont terminés avant l'Alleröd ou même avant le Bölling. A cette interprétation correspond la présence du matériel loessique, sans doute éolien, signalée dans les éboulis contenant le Magdalénien final à Brillenhöhle en Souabe (Riek 1958).

On suppose aussi que les «limons de couverture 2» en Belgique, qui représentent un pur sédiment loessique, sont contemporains des sables de couverture 2 des régions sablonneuses de la Belgique et qu'ils furent déposés avant le Bölling, durant le Dryas le plus ancien dans le large sens de ce terme (Zagwijn, Paepe 1968; Paepe 1969). On manque jusqu'ici de données permettant une datation exacte de la fin de la sédimentation loessique dans le Bassin parisien. En France méridionale, par contre, la grotte d'Adauste a révélé une lentille de loess éolien sableux contemporaine du Magdalénien V (Bonifay 1962; Bordes 1969b) et par la même, le plus vraisemblablement, du Dryas I.

Les grands espaces de la partie nord-ouest de la Plaine européenne appartiennent aux régions classiques d'apparition des sables de couverture (Maréchal, Maarleveld 1955; Maarleveld 1960; 1964; Dücker, Maarleveld 1957; Zagwijn, Paepe 1968). Ces sables d'origine éolienne ou nivéo-éolienne se déposaient durant une considérable partie du Würmien. Pendant le Dryas I sensu lato se sont déposés les «sables inférieurs de couverture II» aux Pays-Bas ou les «sables de couverture 2» en Belgique. La fin de leur sédimentation est marquée par de minces niveaux limoneux, considérés parfois comme des niveaux de végétation et rapportés à l'oscillation Bölling, ou par des sols tourbeux de toundra, dits sols Starbroek (Zagwijn, Paepe 1968; Paepe, Pissart 1969), datés C14 également du Bölling. On suppose que les sables de couverture se déposaient dans le milieu de la toundra dans un climat à température de juillet d'au moins 8-10° C (Zagwijn, Paepe 1968, 136).

Sur les autres territoires de la Plaine, et notamment sur ses parties centrales, le manque de datation directe rend fort difficile de trouver un rapport entre les différents événements climatiques et leurs effets dynamiques. Dans le secteur central de la vallée de la Vistule il est fort probable que c'est du Dryas I que date la sédimentation des parties au sommet de la terrasse alluviale supérieure IIc. Les résultats de l'analyse pollinique de la tourbière près de Nart dans la Forêt de Kampinos sur le terrain de cette terrasse (IIc) semblent indiquer que les sédiments alluviaux de la coupe (limons sableux) ont été déposés dans la phase finale du Dryas I, encore avant le Bölling (Wasylikowa 1962; 1964). Cette date suggère que l'érosion du lit de la rivière dans la terrasse IIc se produisit dans le Bölling, ce qui est conforme à la datation de la terrasse plus récente, dite la terrasse de Praga (IIa).

Sur le territoire du Plateau de Lodz on rapporte au Dryas le plus ancien les nappes sableuses à genèse nivéo-éolienne, remplissant les fonds des petites vallées sèches ou bien se déplaçant librement sur les plateaux (Dylikowa 1968; 1969). On les considère parfois comme la phase préliminaire de sédimentation des dunes. Les sables dont il est question, appelés parfois aussi sables inférieurs de couverture, reposent souvent sur les lits pierreux et sableux de congélifluction à laquelle est liée la

principale intensité des cryoturbations. Ils sont recouverts de nappes poussiéreuses rapportées à l'oscillation du Bölling (Manikowska 1969, 299).

Les sables inférieurs de couverture des territoires de la Pologne centrale peuvent donc être un équivalent chronologique des sables inférieurs de couverture II des Pays-Bas, et la nappe poussiéreuse — un équivalent des niveaux limoneux ouest-européens (Manikowska 1969a, 297); cette nappe est cependant rapportée à la phase préliminaire du Bölling, soit à la phase finale du Dryas I. La datation de ces dépôts fut basée principalement sur la succession stratigraphique de la coupe à Katarzynów, distr. de Łęczycza (Dylikowa 1964; 1967; 1969) dont l'interprétation chronologique (surtout de la strate 12) est partiellement mise en doute (Chmielewska 1967). Dernièrement, on signale aussi du territoire de Grande Pologne des gisements contenant des sables éoliens du Dryas I et même du Bölling (Kozarski 1969; Rotnicki, Tobolski 1969; Rotnicki 1970). Ils constituent la phase la plus ancienne de la formation des dunes dans cette région. On est d'avis que malgré la teneur plus grande de matériaux organogènes dans les sables du Bölling, datés par l'analyse pollinique, la sédimentation éolienne ne fut pas interrompue par cette oscillation plus tempérée. Cette constatation diffère des interprétations usuelles des sédiments formés pendant le Bölling en Europe du nord-ouest.

Outre les dépôts cités, surtout éoliens et nivéo-éoliens, on note dans l'avant-pays du Plateau de Lodz des sédiments sableux mêlés de gravier, définis par J. Dylik comme cônes nivéo-fluviaux de rivières et de vallées partant du Plateau de Lodz. Leur âge semble être bien fixé à Witów, distr. de Łęczycza, où ils sont liés au Dryas I (Chmielewski 1970b).

Dans la vallée de la Vistule près d'Annopol distr. de Kraśnik, on a pu constater tout récemment la présence d'une mince nappe éolienne sableuse avec, au sommet, du sol de toundra, défini comme sol du Bölling. Cette datation découle de la succession générale stratigraphico-pédologique de la coupe (Manikowska 1970).

On suppose que les dépôts de versants, désignés généralement du nom des sables de comblement, rencontrés le long de la Vistule sur le tronçon compris dans les plateaux du sud et du sud-est de la région de Kielce, ainsi que les nappes de sables à lamination rythmique et les loess colluviaux des plateaux de la Pologne méridionale naissaient, tout au moins dans leurs parties inférieures, durant la période du Dryas I (Maruszczak 1968; Mojski 1969). La chronologie de ces dépôts n'est pas basée sur des datations directes. Certains sites du territoire encerclant la Plaine du côté sud peuvent aussi indiquer une activité de versants développée dans le Dryas I (Rohdenburg 1969).

Les sédiments des grottes du territoire classique de l'Europe occidentale ont été déjà présentés plus haut. La partie du sommet des sédiments des grottes en Europe centrale ne possède presque pas de datations indépendantes qui auraient permis de structurer un bon schéma chronologique. W. Chmielewski suppose qu'au Dryas I peuvent correspondre les sédiments avec des éboulis cryoclastiques et du loess redéposé au sommet des sédiments des grottes du Jura de Cracovie-Wieluń (Chmielewski 1969; 1970a). On espère qu'il sera peut-être possible d'obtenir une datation plus précise de la partie supérieure des sédiments des grottes en Europe centrale grâce à la recherche en Moravie, où on a obtenu dernièrement des dates C14 (Kůlna).

C'est probablement à la période du minimum climatique du Dryas le plus ancien que sont liées également les dernières cryoturbations dues à une reprise de l'activité de la congélation perpétuelle, connues de Witów (Chmielewski 1970b) et de l'avant-pays du Hartz (Mania 1967a; 1967b). Certains auteurs

sont d'avis que la congélation perpétuelle avait pu exister sur la Plaine jusqu'à la fin du Pléistocène (Jahn 1970).

Le Dryas I sensu lato sur la Plaine européenne constitue donc une période d'activité éolienne plus ou moins intense qui toutefois n'a pas abouti à la formation de grandes formes de dunes, le plus vraisemblablement par suite d'une activité trop intense des vents et du rôle trop faible de la végétation dans la formation des dunes. On note également une vive activité nivéo-éolienne, nivéo-fluviale et un ruissellement inorganisé.

Le pergélisol existant ou remis en activité favorisait les cryoturbations périglaciaires, quoique leur étendue et leur importance fussent beaucoup moins grandes qu'en plein Würm. La présence de la toundra dépourvue de végétation arborescente avec une courte saison d'été, et de grandes chutes de neige au printemps, en automne et en hiver, et aussi l'existence d'un niveau de congélation perpétuelle causaient que le tableau des eaux souterraines était probablement haut et les processus du ruissellement inorganisé jouaient un rôle important.

III. PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA PARTIE SUPÉRIEURE DU TARDIGLACIAIRE

A. LA FLORE ET LA SUCCESSION CLIMATIQUE

Après l'oscillation du Bölling, plus douce du point de vue climatique, le climat a empiré à nouveau pour une courte période, ce qui été bien marqué sur les profils de toute la Plaine européenne et en dehors d'elle. En conséquence la Plaine a vu retourner la toundra sans arbres ou avec des arbres isolés (le Bouleau), et des surfaces beaucoup plus petites occupées par les héliophytes herbacées (*Hippophae* et absinthés).

En Pologne la végétation de cette phase de toundra — du Dryas moyen, est connue de 20 sites environ, s'étendant à partir du piedmont des Tatra jusqu'à la partie septentrionale de la Mazurie. Les changements climatiques se sont manifestés surtout par une forte baisse (en comparaison avec le Bölling) des pollens d'arbres (AP), et par un accroissement de la courbe des herbacées (NAP). On considère que le climat de cette période était subarctique, sec, que les températures moyennes de juillet se situaient entre 10 et 12°C (Wasylikowa 1964), et le paysage représentait une toundra avec de rares arbres, concentrés surtout dans les endroits plus humides.

A Schlesvig - Holstein et en Hollande, pareillement qu'en Pologne, le Dryas II se distingue par un changement des rapports AP/NAP, par une baisse du pourcentage du *Hippophae* et des absinthés ainsi que par un accroissement de la courbe des pollens du Bouleau dans la partie finale de cette période.

La zone d'extension de la toundra vers le sud, surtout dans les régions au pied des montagnes, était assez considérable. Elle est signalée dans les Vosges, tandis que dans les Alpes septentrionales le Dryas II a un caractère steppique, dans les Pyrénées à des hauteurs relativement basses c'est le pollen du Pin qui constitue un pourcentage un peu plus considérable (20-25%), indiquant des concentrations peu importantes d'arbres (Jalut 1969), et enfin, dans le Massif Central on constate la présence de petits îlots de Pins, le Bouleau apparaît assez fréquemment et le Bouleau nain y est aussi noté (Beaulieu 1969). Cette situation dans les montagnes et dans les zones de contreforts permet de supposer qu'il existait des complexes plus cohérents d'arbres situés à de faibles altitudes dans les vallées de la France du sud et du sud-ouest.

A proximité du glacier scandinave dans la partie nord-ouest de la R.S.F.S.R., au bord de la Mer Blanche et près de Lenin-

Pendant les quelques mois secs d'été la poussière loessique était probablement chassée par les vents des territoires septentrionaux de la Plaine et déposée sur les plateaux loessiques. Il est fort vraisemblable que pendant la phase préliminaire du Bölling se fût produite la sédimentation des niveaux limoneux en résultat de processus nivéo-éoliens, et que dans la phase principale de cette oscillation plus chaude se formassent les minces sols de toundra du type AC, rapprochés des rankers de toundra de Kubiena (1953). A la suite du niveau élevé des eaux souterraines il se formait de minces niveaux de tourbe séparés par des sédiments minéro-gènes — appelés sols Starbroek et étant probablement l'effet d'un faible drainage dans les conditions de la toundra boisée avec une congélation perpétuelle qui reposait à une profondeur pas trop grande encore, et qui peut-être n'était déjà plus continue. Dans les réservoirs d'eau la part des sédiments organogènes augmente, ce qui témoigne d'une générale amélioration climatique.

grad, la part des herbacées s'accroît très rapidement et, atteignant un considérable pourcentage, témoigne du retour de la toundra. La quantité de pollens du Bouleau buissonneux augmente nettement et la présence bien marquée des xérophytes parle en faveur du caractère continental du climat, et de l'abaissement du niveau des eaux souterraines.

Malgré le nombre relativement grand de données sur la flore du Dryas moyen (Dryas II), on ne saurait risquer de délimiter des zones de végétation sur la Plaine. Il semble que c'était une période de toundra sans arbres, au Danemark, avec un plus grand nombre d'arbres isolés — surtout du Bouleau pubescent — dans la bande centrale et dans le sud de la Plaine. Aux confins méridionaux de la Plaine — dans le Harz — la faune des mollusques et la flore des ostracodes dans les réservoirs d'eau (Mania 1967a, b) prouvent qu'au pied du Hartz les parties plus hautes étaient occupées par une steppe herbeuse, alors que la toundra se maintenait dans les vallées et au bord des eaux qui avaient le caractère de réservoirs saisonniers peu profonds. Comme on le voit, les traits continentaux du Dryas II étaient fortement marqués sur toute la Plaine.

L'Alleröd, dernière oscillation chaude du Pléistocène qui a suivi le Dryas II, semble être l'oscillation la mieux connue quant à sa flore du Tardiglaciaire en Europe, et son étendue comprend également une partie considérable du continent asiatique (Zubakov 1969). Malgré les très nombreux diagrammes palynologiques, la division en zones de cette oscillation et peu avancée, néanmoins on voit s'y dessiner certaines régularités permettant de tenter une synthèse (Butzer 1964, 403).

Les transformations climatiques de l'Alleröd étaient si grandes que pour la première fois dans le Pléistocène final la Plaine fut envahie par la forêt. Dans les phases initiales sur la Plaine de l'Europe centrale c'étaient des forêts peu cohérentes de Bouleaux et de Bouleaux mêlés de Pins avec le Bouleau verrouqueux (phase intérieure-a). Peu à peu le Pin supplante le Bouleau pour devenir, au maximum de l'Alleröd, l'arbre dominant (phase tardive-b). Le développement des forêts et des pinèdes freina ou plutôt fit régresser considérablement l'offensive des herbacées héliophytes, jusqu'à la supplantation totale de certaines espèces (Wasylikowa 1964; Szafranski 1968). On suppose également que dans cette période avaient pu appa-

raître des arbres feuillus isolés tels que le Chêne, l'Orme, Noisetier (Borówko-Dłużakowa 1969b).

Parfois la subdivision d'Alleröd en deux phases n'est pas trop évidente comme p.ex. dans la Forêt de Białowieża où on observe une sorte de minimum climatique dans la partie moyenne de cet interstade (Borowik-Dąbrowska, Dąbrowski 1972). Dans le Bassin de Nida (Szczepanek 1971) les forêts de Pin-Bouleau-Mélèze semblent occuper cette région pendant tout l'Alleröd.

La partie septentrionale de la Pologne n'était pas boisée, même dans la phase optimale de l'Alleröd, par les pinèdes, mais se trouvait dans la zone de forêts de Pins-Bouleaux ou de Bouleaux, tout comme la Hollande et le Schlesvig-Holstein. Le Danemark et la Suède méridionale ainsi que l'Angleterre étaient le domaine de forêts clairsemées de Bouleaux, du type de parcs, avec le Bouleau pubescent (Iversen 1954; van der Hammen 1952; Godwin 1956; Schüttrumpf 1958a; 1964; Ralska-Jasiewiczowa 1966).

Dans le nord-ouest de la partie européenne de l'URSS l'Alleröd a un caractère forestier et sa division en deux phases (Malahovskij et autres 1969) n'est pas toujours bien distincte. Néanmoins, auprès de la Mer Blanche par exemple, on observe à la fin de cette période un certain accroissement du pourcentage du Pin, malgré que le Bouleau ait fortement prédominé pendant tout l'Alleröd (Devjatova 1969). La question discutable de l'existence dans l'Alleröd sur ce territoire de forêts de Pins et d'Épicéas éveille un certain nombre de doutes (Wasylikowa 1964), tout comme l'existence d'autres arbres thermophiles (Chêne, Orme, Tilleul, Noisetier).

Les analyses polliniques de la Plaine européenne et du contrefort septentrional de la chaîne centrale des montagnes européennes semblent indiquer souvent que ce territoire était fortement boisé. Or, la présence constatée à cette époque de tchernozéms initiaux aux rebords nord-est du Hartz témoigne de l'existence d'espaces steppiques tout au moins dans la partie des plateaux arides de la lisière méridionale de la Plaine (Mania 1967a; 1970).

Sur le territoire de la France ce n'est qu'en Normandie que semblent régner des forêts clairsemées de Bouleaux. Dans les Vosges et dans les Alpes septentrionales après une phase des forêts de Bouleau du type de parc dans l'Alleröd primaire c'est le Pin qui devient l'essence dominante. Les Pyrénées et les Alpes méridionales sont envahies par les pinèdes. En revanche le littoral de la France du sud-ouest semble être faiblement boisé.

On admet, en général, que la température moyenne de juillet comptait dans le maximum de l'Alleröd près de 16°C en Pologne et 13-14°C au Danemark.

La dépression climatique particulièrement forte et violente de la dernière phase de toundra du Tardiglaciaire — du Dryas supérieur — causa une rapide disparition des pinèdes et des forêts de l'Alleröd. Les arbres, et notamment les Pins, ont dépéri principalement, semble-t-il, à la suite d'hivers très rudes. Les pinèdes desséchées étaient particulièrement sujettes aux incendies qui en effet sont notés sous la forme de minces couches de charbon reposant sur le sol de l'Alleröd dit Usselo, ou bien se font remarquer par une forte concentration de charbons dans les parties supérieures (surtout) de ce sol forestier.

Les nombreuses dates C14 des Pays-Bas (env. 10 dates), dont une partie tout au moins semble être en rapport avec ce phénomène, donnent une moyenne d'environ 8950 années conventionnelles C14 avant n.è. (de Vries et autres 1958; Vogel, Waterbolk 1963). Les dates de la Pologne obtenues à Całowanie distr. d'Otwock: 8870 ± 90 (GrN-5253) et 8710 ± 100 BC (GrN-4966) et à Witów: 8865 ± 160 BC (Gro-828), liées sans doute aux incendies des pinèdes, concordent avec les dates obtenues en Hollande.

Les incendies de forêts, très fréquents au seuil du Dryas III, étaient souvent rapportés à l'intervention de l'homme (Van der Hammen 1957) qui les aurait provoqués pour des fins de la chasse (Narr 1961; 1963). On supposait également qu'ils avaient pu être causés par l'éruption du volcan du lac Laach-Mont Eifel en Rhémanie (de Vries, Barendsen, Waterbolk 1958, 132).

Le déboisement des débuts du Dryas supérieur se limite cependant surtout aux parties occidentale et centrale de la Plaine européenne et à la zone au pied des montagnes en Europe occidentale et centrale. La forêt où prédomine le Pin se maintient dans une partie des Alpes septentrionales, occidentales et méridionales, dans les Pyrénées orientales et sur les versants est du Massif Central, alors que les versants ouest sont colonisés par une forêt de Bouleaux atteignant même une altitude jusqu'à 1200 m (Planchais 1969; Jalut 1969; de Beaulieu 1969).

La dépression climatique du Dryas III, qui à son seuil comptait probablement près de 3°C, fait reculer la forêt loin vers le sud en la chassant, à vrai dire, du territoire de la Plaine de l'Europe occidentale et centrale, et réinstalle sur ce terrain la toundra de caractère steppique ou la toundra boisée. Toutefois la question de la cohérence des peuplements d'arbres sur la Plaine à cette époque n'est pas tranchée univoquement. On peut supposer que dans certaines niches écologiques aient pu subsister des espaces boisés plus cohérents, avec le Bouleau en premier lieu et au sud — le Pin. Il existe des données selon lesquelles en Pologne centrale au maximum du Dryas final le Pin sylvestre (*Pinus silvestris*) et le Bouleau verruqueux (*Betula verrucosa*) auraient été refoulés vers le sud (Wasylikowa 1964), alors que les variétés plus résistantes du Bouleau ainsi que le Bouleau nain y seraient restés. C'est aussi la période d'une nouvelle poussée des herbacées. Les informations sur l'apparition de complexes forestiers dans la partie nord-est de la R.S.F.S.R. (p. ex. Malahovskij et autres 1969, 157) ne sont pas entièrement véridiques. Il s'y trouvait sans doute une forêt de Bouleaux fortement clairsemée, du type de parc.

Les régions subcarpatiques de la Pologne semblent se distinguer de la Plaine par un tapis végétal quelque peu différent. Ce territoire a moins le caractère d'une toundra. Les profondes vallées, relativement bien protégées, étaient tapissées de pinèdes (Cracovie), avec une part insignifiante du Mélèze et de l'Arole (Mamakowa 1970). Dans le Bassin de Jasło et de Sanok (Carpates centrales) la forêt touffue se composait surtout de l'Arole, du Mélèze et de rares Épicéas (Koperowa 1970). Les habitats humides, surtout ceux le long des rivières, indiquent la présence de formes embryonnaires de forêts de Saules et de Peupliers (Mamakowa 1970; Koperowa 1970). Les taches de toundra avec le Bouleau nain (*Betula nana*) et la *Selaginella selaginoides* y constituent toutefois un élément distinctif du paysage. On suppose que la température moyenne de juillet oscillait en moyenne entre 14 et 16°C (Koperowa 1970, 17) et qu'elle n'était pas inférieure à 13°C (Mamakowa 1970, 6). Il semble vraisemblable qu'en ce qui concerne le tapis végétal, le paysage des régions subcarpatiques de la Pologne méridionale ressemblât dans une certaine mesure à la forêt-toundra subarctique d'aujourd'hui qui a une végétation relativement différenciée et un grand nombre de niches écologiques.

En Pologne centrale dans les Montagnes de Sainte Croix et dans le Bassin de Nida on note le développement des forêts clairsemées composées de Pin et de Bouleau. Les taches de végétation arbustive à *Betula nana* et *Betula humilis* avec *Selaginella selaginoides* et un nombre considérable d'herbacées forment un élément assez important du paysage (Szczepanek 1961, 1971).

Beaucoup de diagrammes polliniques du Dryas III de la Plaine septentrionale ouest-européenne démontrent des régularités caractéristiques communes à des espaces assez vastes. Elles demeurent en rapport avec le tracé de la courbe des herbacées qui, après un accroissement initial très rapide, progresse plus ou moins graduellement pour atteindre le maximum vers le milieu du Dryas III et s'abaisse ensuite vers la frontière de l'Holocène (Witów, Stellmoor, Węglewice, forêt de Białowieża etc.). En se fondant sur cette particularité de la courbe, et sur des faits supplémentaires synchrones avec son écart maximal, K. Wasylikowa a proposé une division à deux degrés du Dryas III, en phases: inférieure (III-1) et supérieure (III-2) survenant après le maximum des herbacées (Wasylikowa 1964, 331). Il est aussi possible de diviser le Dryas supérieur en trois phases qui seraient: la phase initiale, le maximum correspondant à la période des valeurs maximales de la diffusion des plantes herbacées et de la réduction des arbres, et enfin la phase descendante. Cette division peut-être synchronisée sans doute, en principe, avec la division en trois basée sur les données concernant la sédimentation éolienne à cette époque (voir ci-dessous).

La colonisation forestière rapide des débuts de l'Holocène, soit de la période Préboréale, se manifeste par une diffusion assez violente des pinèdes sur de vastes espaces de la Plaine européenne, ou bien des forêts de Bouleaux et de Pins en Scanie, en Europe du nord-ouest et dans la région lacustre de Mazurie.

Toutefois, malgré l'accroissement de la température moyenne de juillet jusqu'à env. 14°-15°C au début du Préboréal, on rapporte une froide oscillation climatique particulièrement nette en Frise et dans les Alpes (Behre 1966, Zoller 1960), mais visible aussi au pied du Hartz (Mania, Stechemesser 1969; Mania 1970) et dans les carottes du glacier groenlandais (Dansgaard et autres 1970, tabl. III). Elle est connue sous le nom d'oscillation Piottino et datée d'environ 7300 années C14 avant n.è.

La chronologie de la phase tardive du Tardiglaciaire est basée sur un nombre relativement grand de dates C14 obtenues sur presque tout le territoire de la Plaine de l'Europe occidentale et centrale. Comme on le sait, la datation de la fin du Bölling et du début du Dryas moyen s'appuie sur les gisements d'Usselo et de Witów. Dans ce dernier site le début du Dryas moyen est daté de 9950±180 (K-706) années avant n.è. (Tauber 1962), ce qui est entièrement concordant avec les dates analysées précédemment pour la fin du Bölling. La fin du Dryas moyen à Usselo et le début de l'Alleröd (niveaux BA I — BB II) dans ce site sont datés (4 dates) en conséquence de 10110±120 (Gro-926) à 9750±140 (K-547) années avant n.è. (de Vries et autres 1958; Tauber 1960). Les dates du sommet même du Dryas moyen à Nørre Lyngby au Danemark sont, en général, conformes aux dates d'Usselo et font 9730±140 (K-962) et 9830±180 (K-963) années avant n.è. (Tauber 1966).

Les dates C14, beaucoup plus nombreuses, concernent la frontière Alleröd/Dryas III et situent celle-ci aux environs de 8900 avant n.è.

Cinq dates C14 de la Pologne se rapportent à la fin de l'Alleröd et à la phase initiale du Dryas III. Les charbons de bois de la couche 4, liés à Witów au sol du type Usselo, ont donné la date 9070±170 (K-952) années avant n.è. (Tauber 1966). D'autres charbons du même site, reposant sur le sol du type Usselo et liés à l'habitat humain du niveau archéologique le plus ancien ou bien à un incendie de la pinède dans le stade initial du Dryas supérieur, ont démontré l'âge de 8865±160 (Gro-828) années avant n.è. (Chmielewska, Chmielewski 1960). A Całowanie, distr. d'Otwock, les charbons de bois provenant de l'incendie d'une pinède desséchée au début même du Dryas supérieur, et reposant dans une mince couche de gytja sableux immédiatement au-dessus du sol du type Usselo, ont donné deux dates: 8870±90 (GrN-5253) et 8710±100 (GrN-4966) années avant n.è. (Schild 1969). Le passage Alleröd/Dryas III dans la tourbière à Grel dans les Tatra a obtenu la date 8860±200 années n.è. (Michalska 1969).

Les confins du Dryas III et du Préboréal, et par là même la fin du Pléistocène et le commencement de l'Holocène, ont été datés dans beaucoup de sites en Europe. Ces dates oscillent entre 8550±350 années avant n.è. dans le lac Bölling (Tauber 1960), 8250 — 8340±130 (TA-214, 215, 174) dans les tourbières Pemmeski et Wacharu en Estonie (Il'ves 1970), jusqu'à environ 8100 à Denekamp en Hollande (Vogel, Zagwijn 1967). La majorité des dates oscille entre 8300 et 8100 années C14 avant n.è. Les différences, insignifiantes d'ailleurs, dans la datation des phases climatiques dans les diagrammes polliniques de la Plaine européenne peuvent résulter, théoriquement et dans une certaine mesure, des différences dans la rapidité de diffusion de la flore et des réactions plus ou moins promptes du monde végétal aux variations climatiques. Si toutefois cela est une des raisons des différences dans la radiochronologie, il n'est pas possible à l'heure actuelle de la prouver statistiquement du fait de la marge de l'erreur standard et du nombre limité de dates. Ce qui est certain, c'est que les différences dans la datation des phases climatiques du Tardiglaciaire ne sont pas aussi grandes que dans l'Holocène où elles font en moyenne quelque centaines d'années, et parfois même un millier (Godwin 1968). Elle résultent surtout du fait que la division en phases de l'Holocène est basée sur des principes floristiques un peu différents.

La chronologie fondamentale de la partie tardive du Tardiglaciaire, établie d'après la datation conventionnelle au radiocarbone, peut être présentée comme suit:

Dryas supérieur III	9000 - 8900 à 8300-8000
Alleröd	9900 - 9800 à 9000-8900
Dryas moyen ou ancien II	10100-10000 à 9900-9800

B. LA FAUNE

Notre connaissance de la faune du Dryas II et de l'Alleröd sur la Plaine européenne et dans la zone bordière de la Plaine est fort limitée, surtout du fait de l'impossibilité de dater avec précision les gisements des grottes en Tchécoslovaquie, R.F.A. et en R.D.A. et du manque presque total de vestiges ostéologiques des sites sur la Plaine, ce qui est principalement en rapport avec les conditions lithologiques de la couche qui les comporte.

On sait que la faune forestière dans les sites préhistoriques de l'Europe du sud-ouest apparaît déjà dans le Bölling,

pendant le Magdalénien VIb, et il ne semble pas qu'elle disparaisse dans le Dryas II et le Dryas III. D'ailleurs l'oscillation froide de courte durée pendant le Dryas moyen n'a pas été distinguée jusqu'ici dans les grottes françaises d'une manière certaine. Du fait des dates C14 on ne peut pas lui attribuer tous les niveaux considérés comme appartenant au Dryas II (Escalon de Fronton 1966; 1969) dans les grottes de la Provence et dans d'autres régions de la France méridionale, car certains dépôts attribués à l'Alleröd et reposant sur les niveaux « froids » du présumé Dryas II démontrent l'âge radiométrique du Bøl-

ling (p.ex. Le Valorques à St. Quentin, couche 15:10390±320 et 10140 années avant n.è. voir Escalon de Fonton 1966, 14).

L'Alleröd en France avec les niveaux d'industries aziliennes dont la datation au radiocarbone de cet interstade fut confirmée dernièrement (Evin et autres 1971) dans l'abri Dumas, dép. de l'Ardèche, couche D (9700±240 années avant n.è.) est un domaine de la faune des forêts et des forêts-steppes. Cette période en France montre donc assez nettement l'importance du micro-milieu et de son reflet dans la faune. En général c'est le cerf qui domine, avec parfois seulement un pourcentage plus élevé du cheval dans certains gisements (Abri Pagès). En plus apparaissent le bison, l'âne (*Equus hydruntinus*) et le sanglier (Bouchud 1956). Le lapin est parfois représenté en grandes quantités, par exemple dans l'abri Pagès dans le Massif Central et dans l'abri Dumas dans l'Ardèche (Bouchud 1956, Evin et autres 1971). Exceptionnellement, peut-être dans les gisements aziliens les plus anciens, on rencontre le renne de la variété forestière, comme c'est le cas dans le niveau azilien de l'abri Duruthy, dép. Landes (Bonifay 1969 d'après Delpéch). En plus, dans certaines microrégions de l'Ardèche apparaissent très nettement des éléments de la faune montagnarde, p.ex. *Capra ibex* et *Oryctolagus cuniculus* (Combiér 1967). En revanche on ne trouve dans les sites préhistoriques aucune trace de la grande faune du Pléistocène. C'est pourquoi il faut traiter avec grande prudence la date C14 indiquant l'Alleröd — 9600±450 années avant n.è. (Sa-53) obtenue des ossements de mammouth de la Plaine française à Vailly-sur-Aisne (Delibrias et autres 1964). La froide oscillation du Dryas III n'est pas notée dans la composition de la faune des gisements archéologiques de la France, ce qui peut être dû à plusieurs raisons, dont la plus importante, soit disant floristique, fut présentée plus haut.

Dans la région subalpine du nord les sites datés contenant de la faune sont rares. Le gisement magdalénien, ouvert à Oelknitz en Thuringe avec la date C14 de l'Alleröd 9790±250 (H-830-40) années avant n.è. (Feustel 1970), indique que le cheval joue un grand rôle dans la faune des débuts de l'Alleröd en Thuringe. On y trouve aussi le mammouth, le renne et l'ours (Andree 1939).

La grotte Bärenkeller près de Königsee-Garsitz en Thuringe a fourni une faune très homogène composée presque uniquement d'une variété de cheval de petite taille rappelant *E. Hidruntinus* (Musil dans: Feustel et autres 1971, 105). Parmi les sagais mis au jour se trouvent des exemplaires faits de bois de renne et d'ivoire. Il n'est pas exclu que ces derniers puissent provenir de défenses qui alors déjà étaient fossiles. L'inventaire archéologique accompagnant indique que le gisement de la grotte appartenait au technocomplexe à pointes à dos arqué, ce qui semble être confirmé aussi par la dernière datation de Berne — 9240±180 années avant n.è. La date C14 obtenue à Berlin — 11750±380 (BlN-220) années avant n.è. semble être trop ancienne. Quant à la flore, représentée par les charbons de bois et limitée à la Saule et au Pin, on ne peut exclure que ce gisement provienne du début du Dryas III (Feustel et autres 1971). Si cette datation est correcte, il serait possible que le mammouth survécût jusqu'au commencement du Dryas III, sous condition que l'ivoire, ayant servi à la production des sagais, n'était pas fossile déjà à cette époque.

En Moravie la seule grotte — Kůlna — a une date C14 se rapportant aux gisements archéologiques du Tardiglaciaire. Il s'agit là de la couche 6 dont l'âge C14 : 9640±80 (GrN-5097) années avant n.è. (Valoch 1969), indique également la première moitié de l'Alleröd. Comme il résulte du nombre restreint de données sur la faune, c'est le renne qui y prédomine, de

même que dans la couche supérieure (5). Parmi les objets artistiques, par contre, il se trouve une gravure exécutée sur une plaquette d'ivoire (Valoch 1967).

La faune des couches I et 1a du site connu ukrainien de Molodova V se caractérise, comme auparavant, par une prépondérance du renne, avec un pourcentage élevé du cheval et une quantité insignifiante de cerfs, d'élan, de lièvres et de loups. Dans la couche 1a apparentent en outre des dents de rhinocéros (Černyš 1959). Les dates C14 indiquent que ces deux couches peuvent correspondre à la fin de l'Alleröd, et à la première moitié du Dryas III.

Dans la zone sud-est de la bordure de la Plaine européenne le site Borchevo II, du fait de la date C14 des alluvions humifiées au-dessous de la couche inférieure, de la situation lithologique et de l'analyse pollinique (Cherdyntsev et autres 1968b; Bitner chez L. Sawicki 1964) se situe entièrement, sans nul doute, dans la partie supérieure du Tardiglaciaire. La couche supérieure, qui semble être de l'âge de l'Alleröd, démontre dans la composition de la faune une forte prépondérance du cheval (env. 90%), mais on y trouve également le renne, l'élan, le *Bos*, le renard, le loup, le lièvre et l'hyène. Le mammouth et le rhinocéros font défaut. Cette première espèce n'apparaît que dans les couches inférieure et moyenne (Boriskovskij 1941; Efimenko, Boriskovskij 1955).

La composition de la faune de la couche supérieure correspond nettement à la situation du site à la jonction de deux zones écologiques: d'une large vallée avec des forêts humides riveraines et d'un plateau steppique.

Sur le territoire de la Plaine ouest-européenne seul le site de Bromme au Danemark a fourni un riche ensemble de faune provenant plus ou moins du milieu de l'Alleröd (Mathiasen 1946; Iversen 1946). C'est l'élan qui y prédomine, mais le renne apparaît toujours et on a constaté aussi la présence du glouton, du castor et du cygne. On considère que l'élan était très répandu dans les forêts clairsemées de Bouleaux ou de Bouleaux et de Pins au Danemark (Degerbøl, Krog 1959). Le cheval, lui aussi, est connu de l'Alleröd au Danemark. Le bison, identique du point de vue anatomique au *Bison bonasus*, est constaté au Danemark dans le Dryas III dans le milieu de la toundra et de la toundra boisée (Kurtén 1968, 187); cette espèce disparaît avec l'apparition des forêts préboréales avec lesquelles arrive l'aurochs.

A Schlesvig-Holstein seul le site Borneck, près de Hambourg, a fourni un peu de faune parmi laquelle se trouve l'élan, le renne, le *Bos primigenius* ou le *Bison bonasus* (Herre, Requate 1958). Le *Megaloceros*, connu en Islande, apparaît également dans l'Alleröd en Hollande (Wouters 1956).

Notre connaissance un peu meilleure de la faune du Dryas supérieur sur la Plaine est due principalement aux vestiges ostéologiques beaucoup plus riches de sites préhistoriques liés au cycle ahrensburgien: de Stellmoor, de Hohler Stein et de Remouchamps. Le caractère décidément sélectif des vestiges ostéologiques de Stellmoor se manifeste par une énorme prépondérance du renne (650 exemplaires) à côté d'exemplaires isolés d'autres espèces comme le cheval, le *Bos bonasus*, le sanglier, le loup, le renard bleu, le lynx, le lemming de montagne ou sibérien, le castor, le lièvre et plusieurs espèces de souris et d'oiseaux (Krause, Kollau 1943).

Dans la zone du piedmont de Westphalie la grotte Hohler Stein a révélé, outre le renne qui y domine, des ossements assez nombreux du sanglier, du renard, du lynx, du blaireau et beaucoup plus rares du cheval, du cerf, de l'élan, du chevreuil, du loup, du castor, du lagopède blanc (Andree 1931, 1932; Taute

1968). La composition de la faune dans le site à Remouchamps, situé un peu plus à l'ouest, est semblable (Rahir 1920).

En Pologne la faune de la partie tardive du Tardiglaciaire n'est connue, à vrai dire, que par des trouvailles accidentelles, surtout dans les dépôts organogènes de la région lacustre de Mazurie où, grâce aux recherches palynologiques d'avant-guerre de H. Gross, on a établi l'âge de la majorité de ces trouvailles (Gross 1938; 1939a; 1940; 1943). Nous connaissons environ 100 trouvailles provenant du territoire mentionné, dont des objets en os ou en bois de renne, des bois de renne non façonnés ou bien portant des traces d'ébauchage. L'outil le plus ancien est le « poignard » fait de l'os long du *Bos primigenius* du village nommé auparavant Abschrutten, daté du Dryas moyen (Gross 1938; 1940). Il est possible que les trouvailles des bois de renne avec des incisions de l'ancien Popelken, ainsi que de Popówko Małe, distr. de Giżycko, soient encore plus anciennes et remontent à la fin du Dryas I ou même du Pléniglaciaire (Gross 1939a; 1940).

Les trouvailles de la période de l'Alleröd sont assez nombreuses sur ce territoire et représentent des objets en os et des vestiges ostéologiques de l'élan aussi bien que du renne. Ce dernier apparaît pendant tout le Dryas III et pénètre dans le Préboréal (Gross 1938; 1939a; 1940). L'analyse anatomique des ossements du renne des territoires en question semble indiquer que ces animaux appartenaient à la variété de toundra (Gross 1939a).

La composition de la faune de la partie tardive du Tardiglaciaire est concordante, en général, avec les données obtenues au moyen d'analyses polliniques. En France du sud-ouest et du sud, dans les régions situées au sud de la zone bordière de la Plaine, certaines espèces subarctiques comme le renne ainsi que le cheval et l'âne pléistocènes semblent n'avoir subsisté qu'au commencement de l'Alleröd. La faune a le caractère forestier, ou bien steppique (?) et montagnard dans certaines niches.

C. LA SITUATION DU GLACIER SCANDINAVE

Les limites d'extension du glacier scandinave dans la phase tardive du Tardiglaciaire sont un peu moins controversables que celles au début du Pléistocène final. On suppose que les moraines de la Suède méridionale sur la ligne dite Berghem sont en rapport avec la froide oscillation du Dryas moyen (Tauber 1970). C'est vraisemblablement à cette période que se rapportent le stade Pandiverde en Estonie du nord (Veitekunas 1969a, 1969b), ainsi que Neva ou Leningrad (Serebryanny 1969; *Geomorfologija* 1969).

Le réchauffement de l'Alleröd a occasionné une considérable régression du glacier sur le territoire des moraines de la Suède centrale passant par le lac Vättern et les alentours de Stockholm (Nilsson 1965; Tauber 1970a). A cette époque tout le territoire nord-ouest de la R.S.F.S.R. était sans nul doute libéré déjà de la couverture de glace; nous en trouvons des preuves dans les sédiments organogènes de Carélie du temps de l'Alleröd.

L'oscillation froide du Dryas III s'est manifestée par un ralentissement de la récession dans l'alignement morainique de la Suède centrale (FM I-III) et par un arrêt sur la ligne Salpausselkä I et II en Finlande méridionale. En Norvège l'alignement des moraines Ra est le résultat de la dépression climatique du Dryas supérieur.

Le glacier abandonnant la bordure nord du mont Billingen ouvrit en Gothie occidentale la Porte Billingen et causa un drainage partiel du Lac glaciaire de la Baltique vers la Mer

Les données, fort modestes en général, de la Thuringe (Oelknitz, Bärenkeller) peuvent indiquer que les grands mammifères du Pléistocène aient pu y subsister tout au moins jusqu'à la phase initiale de l'Alleröd, ce qui est confirmé aussi en Moravie. Le cheval en Thuringe au début de l'Alleröd peut suggérer la présence de plus vastes espaces steppiques sur les plateaux, ce qui semble être confirmé également par la paléopéologie. En Moravie, le renne (peut-être de variété forestière) se maintient jusqu'à la phase initiale ou même médiane de l'Alleröd et on ne sait pas exactement à quelle époque il fut entièrement supplanté par le cerf.

Si la datation C14 du site ukrainien de Molodova V est correcte, on n'y aperçoit pas en principe de différence entre la fin de l'Alleröd et le Dryas supérieur. Nous pouvons croire que des forêts plus ou moins clairsemées croissaient uniquement dans les vallées riveraines, ce qui semble être confirmé à Borchovo II, soit sur des territoires encore plus à l'est. Il semble que les grands mammifères des steppes de l'Ukraine ont subsisté jusqu'au Dryas III. Dans l'Alleröd sur la Plaine on note assez souvent la présence du renne qui paraît vivre dans les forêts clairsemées de Bouleaux et de Bouleaux mêlés de Pins, surtout dans les régions septentrionales. On manque par contre de données sur le plein Alleröd dans la zone méridionale de la Plaine.

Durant le Dryas III la faune reprend le caractère de toundra, mais les éléments nettement forestiers subsistent et indiquent que la toundra, dans certaines périodes tout au moins, avait dû être boisée, ou bien que dans certaines microrégions plus humides existaient des niches (agglomérations) forestières. Les éléments de la faune pléistocène de la Plaine, c'est à dire le renne en premier lieu, dépassent la frontière du Pléistocène et de l'Holocène et disparaissent seulement durant la période préboréale dans les parties occidentale et centrale de cette région géographique (Gross 1939a; 1940; Requate 1958).

du Nord et l'abaissement de ses eaux jusqu'au niveau de l'Océan Mondial. Cet événement eut pour suite que les eaux marines ont fait irruption dans la Baltique en augmentant graduellement la salinité qui a donné naissance à la Mer Yoldia (appelée parfois Yoldia II). L'ouverture de la Porte Billingen eut lieu, d'après la varvochronologie, 8213 ans conventionnels selon la varvochronologie avant n.è. (Nilsson 1968) et l'apparition de la première varve salée (symmictique) près de Stockholm vers l'an 8015 (Nilsson 1968; Tauber 1970a). Ce dernier événement était considéré originairement comme la limite entre le Pléistocène et l'Holocène et il séparait la phase de Gothiglaciaire du Finiglaciaire.

Selon Sauramo la régression du glacier des moraines de Salpausselkä II, c'est à dire le début de l'Holocène, eut lieu vers 8150 avant n.è. Le synchronisme général de l'amélioration climatique et de la régression violente du glacier constitue la frontière naturelle entre le Pléistocène et l'Holocène. Certaines discordances théoriquement possibles entre ces événements, résultant d'une réaction retardée du glacier aux changements climatiques ou bien de différences dans les chronologies, sont extrêmement difficiles à établir d'une manière exacte.

Les mouvements des glaciers alpins dans la phase tardive du Tardiglaciaire sont assez bien connus grâce aux nombreuses dates C14 et aux recherches stratigraphiques. Une des conclusions plus intéressantes nous fait supposer que la frontière Pléistocène/Holocène, fixée généralement pour environ 8300

avant n.è., semble ne pas apparaître dans l'évolution des glaciers alpins (Heuberger 1968). Il est possible que l'avancée du glacier local Steinach dans le col du Brenner soit synchrone avec le Dryas II. Les avancées Gschnitz dans le Brenner et Schlern à l'est de Bozen datent du Dryas III, tandis que Daun est lié à la période succédant le Dryas III (Heuberger 1968).

Le système des lacs de barrage, développés dans l'avant-front immédiat du glacier dans la phase ancienne du Tardi-

glaciaire, a subi de considérables changements dûs soit au drainage de certains lacs vers le Lac Glaciaire de la Baltique, soit aux grandes réductions de la surface des lacs (Davydova 1969; Serebryanny 1969; Punning et autres 1967). Le régime de ces lacs fut considérablement changé, lui aussi, ce qui s'est traduit par le remplacement de la précédente sédimentation des argiles rubanées par des sables à grains fins et des aleurites ou par des gyttja avec des détritux végétaux.

D. LA SÉDIMENTATION

La sédimentation de la phase tardive du Tardiglaciaire sur la Plaine européenne est assez bien connue, surtout grâce aux nombreuses dates C14 et palynologiques.

L'élément dominant de la sédimentation du Dryas II sur presque toute la Plaine de l'Europe occidentale et centrale sont les sables éoliens formés dans deux faciès : des sables de couverture, développés surtout au nord-ouest, et des dunes continentales sur les espaces sableux de la partie orientale, septentrion-centrale et centrale de la Plaine.

La répartition des dunes relève très distinctement du caractère lithologique du substratum. C'est pourquoi celles-ci apparaissent sur les plaines fluvio-glaciaires, dans les vallées des rivières et aussi sur les plateaux sableux morainiques (Galon 1952).

Aux Pays-Bas et en Belgique les sables de couverture reposant entre les niveaux du Bölling et le sol de l'Alleröd du type d'Usselo, soit-disant les sables de couverture du Dryas moyen, sont définis comme sables de couverture tardifs I (van der Hammen 1952; Pannekoek 1956; Maarleveld 1960; van der Hammen et autres 1967; Paeppe, Pissart 1969; Zagwijn, Paeppe 1968). D'habitude on admet communément l'hypothèse de leur genèse nivéo-éolienne.

Les données stratigraphiques du territoire central de la Plaine européenne indiquent que la création des formes distinctes de dunes, qui plus ou moins préservées subsistent jusqu'aujourd'hui, est liée au Dryas moyen (Schwabedissen 1954; 1957; Chmielewska, Chmielewski 1960; Chmielewska, Wasylikowa 1961; Chmielewska 1961; Wasylikowa 1964; Dylikowa 1958; 1964; 1967; 1968; 1969). Cette date résulte des datations palynologiques et radiométriques à Witów et à Rissen dans la Forêt de Lüneburg (Schwabedissen 1954, 1957; Münnich 1957b; Schüttrumpf 1957) et, en plus, de la présence fréquente du sol du type d'Usselo développé sur les sables de la phase ancienne de dunes (Manikowska 1966; 1969; 1970; Prusinkiewicz 1969; Churska 1969). A son tour, l'âge de l'Alleröd du sol du type d'Usselo est confirmé par la datation au radiocarbone et par la datation palynologique à Witów (Wasylikowa 1964) et à Całowanie (Schild 1969) ainsi que dans de nombreux sites ouest-européens (Schwabedissen 1954; 1957; van der Hammen 1952; de Vries et autres 1958; Vogel, Zagwijn 1967). La présence du sol de l'âge de l'Alleröd, le manque de formes anciennes des dunes qui soient distinctes et possèdent une datation, et enfin la sédimentation assez modique des dunes dans le Dryas III ont incliné A. Dylikowa (1967; 1969) à considérer le Dryas moyen comme la principale phase de la sédimentation des dunes en Pologne. K. Rotnicki (1970) constate dans le site à Węglewice, distr. de Wieruszów en Grande Pologne méridionale une continuité de la sédimentation des dunes du Dryas moyen avec l'activité éolienne du Dryas I et du Bölling et il les rapporte à la deuxième phase (II) de la première période de la sédimentation des dunes. La phase I — plus ancienne, nous fait connaître seulement des cuvettes de déflation alors que les formes de

dunes y font défaut. L'épaisseur des sédiments de la phase II à Węglewice est toutefois insignifiante en comparaison avec l'épaisseur de la dune formée dans le Dryas III, ce qui la fait différer considérablement de la situation en Pologne centrale (Dylikowa 1967; Gawlik 1969).

On a fait remarquer depuis longtemps que des sédiments de dunes à morphologie distincte avaient pu se former encore avant le Dryas moyen (Majdanowski 1958; Wojtanowicz 1968). Mais cette éventualité ne fut jamais confirmée par des datations directes. La plate élévation des sables éoliens du Dryas moyen et du Bölling à Węglewice rappelle plutôt la situation morphologique des sables de couverture et non des dunes développées.

Les prémisses théoriques inclinaient certains auteurs (p.ex. Majdanowski 1958) à supposer que les dunes en Pologne méridionale étaient plus âgées, ce qui aurait été en rapport avec l'affaiblissement de la sédimentation des dunes à la suite de l'avancée de la flore du côté sud. Toutefois les informations sur l'apparition du sol du type Usselo dans la partie méridionale de la Pologne centrale (Manikowska 1969), la concordance chronologique de la sédimentation des dunes dans la zone des contreforts alpins et sur la Plaine (Neumeister 1969), et enfin les données sur le rythme de colonisation de la Plaine par la végétation, font admettre que les processus de sédimentation des dunes étaient généralement synchrones sur tout le territoire de la Plaine de l'Europe occidentale et centrale.

L'animation des processus éoliens dans le Dryas II est liée au dessèchement de la surface dû à la disparition de la congélation perpétuelle et à l'abaissement des eaux souterraines (Dylik 1969; Dylikowa 1969). La végétation de toundra, avec de rares arbres et de nombreuses agglomérations d'arbrisseaux favorise la formation des sédiments de dunes et non pas de plates nappes de sables éoliens. Les vents du nord-ouest semblent y jouer un rôle décisif (Maarleveld 1960; Dylikowa 1969; Manikowska 1969). La sédimentation des dunes dans le Dryas II n'avait pas pu durer plus de 200 ans, ce qui est confirmé, dans une certaine mesure, par le compte de laminage saisonnier parmi les dunes du Bassin de Płock (Urbaniak 1967, 20).

L'envahissement de la Plaine par la dense végétation de l'Alleröd eut pour suite l'affaiblissement des processus de sédimentation des dunes et la formation des sols spécifiques du type Usselo qui se caractérisent par une considérable uniformité morphologique. Certaines différences morphologiques résultent surtout des changements secondaires, intervenus après la période d'existence du sol, comme on peut l'observer parfois dans les longues coupes continues du sol (Schild 1969). En général les sols du type Usselo apparaissent sous la forme de niveaux avec des taches plus ou moins nombreuses de couleurs : gris clair, gris, gris-noir et brun et d'une épaisseur de 10 à 15 cm. La structure des sables à l'intérieur de ces niveaux, tout comme au-dessous d'eux (horizon C), jusqu'à une profondeur de 20-30 cm sont d'habitude dérangées. On note souvent l'apparition de

«doigts», soit d'inclusions digitales du sol dans les sédiments immédiatement au-dessus du sol.

En règle générale les sols du type Usselo appartiennent au groupe pédologique AC et, dans son cadre, à la classe dite des rankers de Kubiena (1953). Ils diffèrent des rankers de toundra surtout par le manque des niveaux Aoo et Ao. Dans certains cas ils contiennent des micro-niveaux illuviaux Bs et, en quelque sorte, des niveaux initiaux éluviaux Ac (Manikowska 1969, 304). Ces deux dernières observations témoignent, comme l'a déjà remarqué K. Butzer (1964, 399), d'une parenté entre les sols du type Usselo et les micropodzols connus des toundras boisées et des forêts-toundras.

Les sols du type Usselo ne sont pas les seuls que l'on connaisse de cet interstade. On note sur les plateaux des contreforts du Hartz des tchernozioms initiaux (Mania 1970), et dans la zone des contreforts en Allemagne méridionale des *Braunerde* et des *Parabraunerde* formées sur des sédiments à grains fins (Brunnacker 1969a, 1969b). Ces derniers peuvent cumuler aussi des processus pédogènes du Bölling. J. K. Kozłowski (1964b) a rapporté dernièrement que le sol défini comme podzol dans le gisement Cyprzanów 3, distr. de Racibórz, en Silésie, peut être daté de l'Alleröd.

Durant l'interstade Alleröd la sédimentation se limite principalement aux lits riverains et à la sédimentation organogène. Dans la vallée de la Vistule près de Varsovie il faudrait rapporter à l'Alleröd initial et moyen la sédimentation de la partie supérieure de la terrasse IIa de la Vistule, dite de Prague, et aussi la formation des barres dans le lit fossile de la Vistule sur son tronçon Wilga — Karczew. L'érosion du lit dans la partie inférieure de la terrasse IIa de la Vistule, débuta, d'après les dates de Całowanie, environ 9300 années avant n.è. Elle a duré le plus vraisemblablement jusqu'à la phase initiale du Dryas III.

Sur le territoire des lacs de Mazurie, de la Biélorussie et de la Lituanie on note à la fin de l'Alleröd une fonte partielle des glaces mortes remplissant les cuvettes lacustres et le commencement, à la fin de cette période, de la sédimentation des dépôts lacustres typiques (Więckowski 1966; 1968; Jakuško 1969).

Vers la seconde moitié de l'Alleröd entrent en éruption les volcans du groupe Eifel dont les projections ont laissé les tufs et les sables volcaniques, apparaissant généralement en Thuringe et en Rhénanie. Certaines dates C14 pour ces dépôts, connus sous le nom de sables volcaniques de Laacher See, ne sont pas concordantes. Elles les situent entre 9950 et 8850 années avant n.è. Ce sont évidemment des dates extrêmes (Brunnacker 1969b; Münnich 1957; Rubin, Alexander 1960).

La dépression climatique du Dryas récent se reflète distinctement dans le caractère de la sédimentation de cette période sur la Plaine. Elle est liée principalement à l'activité éolienne renouvelée, conditionnée par le climat. La sédimentation éolienne du Dryas récent n'avait toutefois pas commencé avec le début climatique. On en trouve des témoignages dans nombre de sites — en Pologne p. ex. à Całowanie (Schild 1969) et à Witów (Wasylikowa 1964) — où, les sédiments organogènes (gyttja) datant de la phase initiale du Dryas III de cette période devancent l'activité éolienne. On peut supposer que le retard de la phase de sédimentation des dunes par rapport à la limite climatique et palynologique du Dryas III avait été général sur la Plaine. Hormis les faits connus de la Pologne, on en trouve aussi des preuves dans les dates relativement tardives (citées précédemment) provenant des sols du type Usselo en Hollande. Il est fort vraisemblable que l'animation de l'activité éolienne dans le Dryas III fût due, dans une large mesure, aux grands in-

cendies de pinèdes desséchées qui eurent lieu vers 8800-8700 années C14 avant n.è.

Le gisement de dunes à Węglewice en Grande Pologne semble indiquer qu'il n'y avait pas eu de retard éolien par rapport à la limite des zones du Dryas supérieur (Tobolski 1966; Rotnicki, Tobolski 1969; Rotnicki 1970); ceci peut résulter du manque d'une pleine connaissance du rapport entre les limons sableux (considérés comme partiellement éoliens) de la phase initiale du Dryas III et la propre sédimentation des dunes de cette période. En plus, le fait que ces limons étaient mêlés de sable ne prouve pas que l'addition du sable soit liée à l'activité éolienne.

Jusqu'ici la durée de la sédimentation éolienne du Dryas III n'est pas établie d'une manière tout à fait exacte. Certains gisements datés de la Pologne et de la Hollande démontrent d'une façon convaincante que cette sédimentation se termina encore avant la fin de la période en question.

La présence du gyttja de la seconde moitié du Dryas III et de niveaux du Paléolithique final, avec des dates C14 environ 8500 et 8000, constatée à Całowanie sur les sables éoliens de la phase de l'activité éolienne du Dryas III, confirme la supposition susdite. De même en Hollande, dans la coupe connue de Denekamp (Vogel, Zagwijn 1967), les tourbes de la fin du Dryas III recouvrent des sables de couverture 2 tardifs et délimitent la fin de la sédimentation éolienne dans ce gisement.

A Witów I la forte diminution de la quantité de sable dans le gyttja sableux de la fin du Dryas III (Wasylikowa 1964, fig. 26) parle en faveur d'un considérable affaiblissement ou même d'une cessation de l'activité éolienne à la fin de cette période. Peut-être qu'à Węglewice aussi, la lentille de sables qui couronne la série de dunes au pied du front de la dune et qui date de la fin du Dryas III et du début du Préboréal n'est pas liée à l'activité éolienne réelle, mais au ruissellement inorganisé (Rotnicki 1970, 116) ou aux hauts tableaux saisonniers des eaux du lac. Il en est de même en ce qui concerne les sables datant du Préboréal à Witów.

Come argument appuyant fortement la supposition que l'activité éolienne aurait cessé encore avant la fin du Dryas III, citons la présence sur les dunes continentales et sur les sables éoliens de couverture de la Plaine de près de 1000 gisements du Paléolithique final des Mazovien et Ahrensbourgien. Ces deux cycles sont datés du Dryas supérieur et du début de la période préboréale. Bien que la datation immédiate des traces d'occupation humaine soit limitée à certains sites seulement, nous pouvons supposer, sans risque d'erreur, que la plupart de ces traces se rapportent au Dryas supérieur et à la période post-dunaire. On en trouve des preuves dans les nombreux sites mis au jour où les niveaux d'occupation apparaissent dans les horizons de sous-sols qui ont été formés après la sédimentation des dunes, comme, par exemple, à Świdry Wielkie, distr. d'Otwock, II et III; à Dobięgniewo, distr. de Włocławek à Marianki-Wyględów, distr. de Piaseczno etc. (Sawicki 1923; 1935; Krukowski 1939; Schild 1964), à Rissen 14a (Schwabe-dissen 1954) etc.

Ainsi l'activité éolienne intense dans le Dryas III, de même que la phase de sédimentation des dunes du Dryas III, auraient été limitées à une période d'environ 200-300 ans et se seraient terminées en Pologne vers 8500-8400 et en Hollande peut-être un peu plus tard (Denekamp).

L'intensification de l'activité éolienne ainsi que l'épaisseur des formes créées semblent différer selon l'endroit. Si, par exemple, l'épaisseur des sédiments de la phase des dunes du Dryas III dans les environs de Lodz est limitée (Dylikowa 1969),

à Węglewice, au contraire, elle est fort considérable, tout comme l'épaisseur des dunes à la surface de la partie tardive de la terrasse de Prague près de Varsovie.

Hormis la sédimentation éolienne générale sur presque tout le territoire de la Plaine et dans sa zone bordière méridionale, les autres dépôts minérogènes semblent n'avoir qu'une importance locale. Ainsi, par exemple, dans la phase initiale du Dryas III les parties inférieures de la terrasse de Prague de la Vistule furent recouvertes par les sables et par les limons du faciès d'inondation ayant précédé directement la sédimentation éolienne de cette période. Ces faits, tout comme les gyttja de Całowanie et de Witów du début du Dryas III, peuvent parler en faveur d'une considérable élévation des eaux souterraines au début du Dryas III ou, ce qui est plus vraisemblable, sont le résultat des hauts tableaux des eaux au printemps. L'élévation saisonnière des eaux était causée sans doute par une perturbation du bilan des eaux due à la disparition du tapis végétal et à la fonte printanière rapide.

Les dépôts du Dryas moyen, de l'Alleröd et du Dryas supérieur sur le territoire entourant la Plaine du côté sud ne sont pas trop bien connus. On sait que les dépressions climatiques s'accompagnent d'une animation des processus de versants (Rohdenburg 1969) et qu'au front des terrains loessiques de la Saxe du nord-ouest naissaient des dépôts éoliens sableux-loessiques (Neumeister 1969). Il est possible que les nappes des sédiments poussiéreux près de Varsovie soient aussi le résultat de l'action éolienne du Dryas récent (Karaszewski 1972).

L'établissement d'une liaison entre la sédimentation des grottes en Europe centrale et occidentale et les différentes phases de la partie tardive du Tardiglaciaire présente beaucoup de difficultés. L'Alleröd se manifeste dans certaines grottes et dans certains abris français par l'apparition de croûtes stalagmitiques et de sédiments sans éboulis cryoclastiques fortement humifiés, rappelant les dépôts holocènes (Combiér 1967).

CONCLUSIONS FINALES

L'esquisse de la paléogéographie de la Plaine de l'Europe septentrionale, par nécessité présentée succinctement, ne se propose pas de délimiter des zones écologiques ou de fournir des détails qui permettraient de reconstituer la paléogéographie des microrégions. Ce sont surtout les facteurs objectifs qui y font obstacle, soit la quantité insuffisante de données sur lesquelles on pourrait baser les reconstitutions strictement régionales. Sans nul doute c'est là un des points faibles des plus rrapants de la présente esquisse, d'autant plus que les différences écologiques régionales avaient pu avoir une grande importance dans le développement des systèmes d'adaptation et de civilisation des sociétés du Pléistocène final. Les données existantes, ne permettant que des caractéristiques régionales

On n'y trouve pas non plus de niveaux distincts différenciant le Dryas III au point de vue lithologique.

En Pologne les sédiments des grottes de cette période ne sont pas datés d'une façon qui permettrait de définir plus précisément leur caractère et de les rapporter aux différentes phases de la fin du Tardiglaciaire. Théoriquement ils devraient être plus ou moins du type d'éboulis, avec du loess redéposé (Chmielewski 1969; 1970a).

Une situation un peu plus favorable se dessine en Moravie, grâce aux recherches de Valoch dans la grotte Kůlna et aux dates C14 qui y ont été obtenues.

A en juger par les dates C14 de Molodova V, en Ukraine, on peut rapporter à la partie tardive du Tardiglaciaire les loess colluviaux couvrant les pentes des plateaux. Mais on n'y trouve pas de traits caractéristiques qui différencieraient ces dépôts selon l'âge.

Les phénomènes périglaciaires liés aux dépressions climatiques du Dryas II et du Dryas III sont assez rares. Les plus répandues sont les fentes de gel apparaissant sous la forme de polygones de fentes. Elles se rencontrent en Hollande (van der Hammen et autres 1967) et en Belgique (Zagwijn, Paepe 1968). Les *Tropfenböden* au pied du Hartz, dans l'aire du lac Aschersleben, sont rapportés aux Dryas II et III (Mania 1967). En Pologne on note dans les dunes les différentes sortes de structures périglaciaires (Urbaniak 1969) et on connaît aussi d'autres cryoturbations, telles que, par exemple, les involutions dans les limons sableux (Chmielewski 1970b).

Le problème principal lors de l'interprétation des phénomènes périglaciaires de la partie tardive du Tardiglaciaire est de répondre à la question s'ils sont liés au pergélisol (Maarleveld 1960) et à son activation périodique, ou s'ils témoignent de conditions climatiques plus rudes durant les périodes desquelles ils proviennent (Chmielewski 1970b).

isolées des systèmes écologiques, perdent leur importance à cause du manque de continuité dans la reconstitution.

Malgré ces insuffisances, le Pléistocène final sur la Plaine européenne apparaît comme une période à caractères climatiques et écologiques fortement différenciés, se succédant selon une séquence déterminée. Ces changements parfois radicaux, se caractérisant par une durée relativement courte, constituent un bon fondement pour les recherches sur l'interdépendance des réactions des systèmes d'adaptation culturelle et sur leur attitude en face des violents changements survenant dans le milieu géographique de cette période.

Traduit par Teresa Chłapowska

L'adresse de l'auteur:

Doc. dr Romuald Schild, Pologne
00-140 Warszawa, ul. Świerczewskiego 105
Instytut Historii Kultury Materialnej PAN

La subdivision du Tardiglaciaire et les phénomènes plus importants dans la sédimentation, dans la faune et dans la flore, avec une subdivision préhistorique générale et avec les limites d'extension du glacier scandinave

Radiochronologie conventionnelle avant n. è.	Subdivision du Tardiglaciaire	Végétation sur la Plaine septentrionale	Phénomènes plus importants lithologiques et pédologiques	Eléments de la faune	Subdivision préhistorique schématique	Limites d'extension du glacier scandinave	
7300	Préboréal	Pinèdes ou forêts de Bouleaux au nord	Fonte des glaces mortes	Eléments de la «faune forestière» en France sud-ouest	France sud et sud-ouest	Suède	
8300 - 8000							
9000 - 8900	Dryas récent (III)	Toundra boisée (toundra -pare) avec le Bouleau pubescent et le Pin, parfois les forêts clairsemées	Dépôts de versant	Eléments de la «faune forestière» en France sud-ouest	↑	FM III FM II FM I	
9900 - 9800							
10100-10000	Dryas moyen (II)	Toundra dépourvue de végétation arborescente ou avec de très rares arbres (Bouleaux)	Sédimentation des dunes	Eléments de la «faune forestière» en France sud-ouest	↑	Technocomplexe aux pointes à dos arqué et Bromme	
							10500-10400
ca. 10800	Bölling	Toundra boisée (toundra -pare)	Sables de couverture et nivéo-éoliens	Le renne sur la Plaine septentrionale	↑	Borghem	
							11300-11100
11600-11500	Dryas le plus ancien (I) sensu lato	Toundra dépourvue de végétation arborescente	Pergélisol	Mammouth et rhinocéros dans la zone bordière au sud de la Plaine septentrionale	↑	Neva	
							11600-11500
Tardiglaciaire		Sédimentation du loess		Hambourgtien		Scanie orientale	
Bölling sensu lato		Nappes locales des sédiments poussièreux et poussières sablonneuses et nivéo-éoliens		MGD VIb		Fjäras	
Phase initiale du Bölling ou finale du Dryas I		Dépôts de versant		MGD VIa		Luga, stade nord-lituanien	
Minimum climatique du Dryas I		Sables de couverture et nivéo-éoliens		MGD Vb			
Oscillation Meindorf/Raunis ou Mueheln 2		Toundra avec des broussailles de Bouleau nain et de nombreux héliophytes; existence possible d'arbres isolés		MGD Va			
				MGD IV			

