

JACEK KABACIŃSKI, IWONA SOBKOVIK-TABAKA

## ZASIEDLENIE NIŻU EUROPEJSKIEGO U SCHYŁKU PLENIGLACJAŁU W ŚWIETLE DANYCH PALEOŚRODOWISKOWYCH

### THE SETTLEMENT OF THE NORTH EUROPEAN PLAIN IN THE LATE PLENIGLACIAL IN THE LIGHT OF PALAEOENVIRONMENTAL EVIDENCE

The presented paper is an attempt to analyse the available paleoenvironmental and settlement data not only to demonstrate that already at the end of the Pleniglacial (Greenland Stadial GS-2) the conditions on the Plain were favourable for the existence of human societies, but also to present evidence for the development of the Lowland settlement before the GI-1e phase of the Late Glacial.

KEY WORDS: Late Pleniglacial, Last Glaciation, North European Plain, palaeoenvironmental conditions, settlement

#### WSTĘP

Koniec pleniglacjału (Greenland Stadial GS-2) na Niżu Europy Północnej związany jest z pierwszym późnoglacialnym ociepleniem (Greenland Interstadial GI-1e), którego początki datowane są na około 14.750 cal BP (Björck i in. 1998; Kabaciński, Sobkowiak-Tabaka 2007; Lowe i in. 2008). W rezultacie polepszenia się warunków klimatycznych na rozległy obszar na północ od pasa wyżyn środkowoeuropejskich wkraczają zbiorowiska roślinne umożliwiające egzystowanie na Niżu dużej fauny kopytnej (renifery, konie) oraz innych gatunków zwierząt mniejszych rozmiarów, co z kolei uznaje

się za podstawowy czynnik stymulujący pojawienie się na Niżu pierwszych społeczności ludzkich (Latałowa 2004).

Rekolonizacja Niżu od początku fazy GI-1e późnego glacjału nie ulega wątpliwości – wskazują na to m.in. rezultaty analiz radiowęglowych ze stanowisk kultury hamburskiej (Grimm, Weber 2008). Niektóre z wyników tych analiz sugerują jednak również możliwość istnienia osadnictwa ludzkiego na interesującym nas obszarze już wcześniej, u schyłku pleniglacjału. Niniejszy artykuł jest próbą analizy dostępnych danych paleośrodowiskowych

i osadniczych, której celem jest nie tylko wykazanie, iż już w końcu pleniglacjału istniały na Niżu warunki dla egzystencji społeczności ludzkich, lecz

również wskazanie przesłanek przemawiających za rozwojem osadnictwa niżowego jeszcze przed fazą GI-1e późnego glacjału.

## 1. ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE NIŻU W OKRESIE PÓŹNEGO PLENIGLACJAŁU I W POCZĄTKACH PÓŹNEGO GLACJAŁU

Zasadniczym elementem przemian środowiskowych zachodzących na Niżu w okresie po maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) była stopniowa deglacjacja obszarów położonych na północ od maksymalnego zasięgu lądolodu. W literaturze przedmiotu znaleźć można kilka wzajemnie sprzecznych modeli opisujących proces deglacjacji obszaru Skandynawii, Niemiec i Polski (Houmark-Nielsen, Kjær 2003). W świetle ostatnich ustaleń, proces recesji lądolodu skandynawskiego w skali zachodnio- i środkowoeuropejskiej (Morze Północne, południowa Skandynawia, Niemcy i środkowa Polska) nie przebiegał synchronicznie, a korelacja poszczególnych etapów nasunięcia lądolodu oraz jego maksymalny zasięg w południowej Skandynawii i na Niżu Północnoeuropejskim jest ciągle przedmiotem kontrowersji (Houmark-Nielsen, Kjær 2003). Ich przykładem mogą być wyniki badań Petterssona, wskazujące, że w rejonie doliny Wisły moreny czołowe wyznaczające maksymalny zasięg fazy leszczyńskiej (LGM) i poznańskiej zostały przełamane przez młodsze nasunięcie lądolodu (Patterson 2002, za Houmark-Nielsen, Kjær 2003)<sup>1</sup>.

Na podstawie przeprowadzonych badań oraz datowań AMS i TL osadów stwierdzono, że model deglacjacji północnej części Niemiec i południowej Danii również musi być poddany reanalizie i zsynchronizowany z dokładnymi analizami morfo-stratygraficznymi osadów. Zasięgi poszczególnych stadiów LGM w północnej Europie nie będą ze sobą skorelowane, dopóki nie zostaną one wydатовane z większą dokładnością i to zarówno w Danii, jak

i w Niemczech oraz Polsce (Houmark-Nielsen, Kjær 2003; por. ryc. 1).

Stan rozpoznania poszczególnych etapów deglacjacji na obszarze dzisiejszej Polski jest ciągle niewystarczający. Proces ten charakteryzował się nieciągłością, czego wyrazem jest kilka stadiów deglacjacji (i recesji), wyznaczanych na obszarze Polski obecnością ciągów moren czołowych – np. stadiał poznański, chodzieski bądź wielkich pól sandrowych (Kozarski 1995; Burdukiewicz 2001; Mojski 2005; por. ryc. 2). Innym kryterium jest obecność obszarów pojeziernych (rynien jeziornych), wyznaczających maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego oraz sandrów i dużych dolin rzecznych zorientowanych w kierunku W-E (Marks 2005). Pod uwagę brane są też wyznaczniki geologiczne (zasięg gliny zwałowej, osadów jeziornych). Trudności w ustaleniu zasięgu ostatniego lądolodu dotyczą zwłaszcza terenów północno-wschodniej Polski (dolina dolnej Narwi); problematyczna jest również chronologia bezwzględna trzech jego głównych faz na obszarze lobu płockiego, gdzie osiągnął największy zasięg (Mojski 2005).

Na zachód od konińskiego odcinka doliny Warty zasięg lądolodu został ustalony tylko ogólnie, z powodu rozmycia przez młodsze wody roztopowe form morfologicznych, a w fazie poznańskiej jest najlepiej rozpoznany pomiędzy Międzyrzeczem a Gniezmem. Strefa marginalna układa się niemal równoleżnikowo od Słubic po północ Poznania do Wrześni, Powidza i dalej na wschód (Mojski 2005).

Procesowi deglacjacji terenu ziem północno-zachodniej Polski towarzyszył wzrost zjawisk peryglacialnych. Bardzo wcześnie, bo już podczas fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia, duże powierzchnie wysoczyzn podlegały działaniu niskich temperatur i dużych gradientów termicznych. Powstająca wówczas zmarzlina miała postać ciągłą, a podlegała procesowi agradacji do starszego Dryasu włącznie. Jej całkowity zanik nastąpił najprawdopodobniej dopiero w Allerødzie. Pierwsza faza okresu deglacjacji charakteryzowała się zim-

<sup>1</sup> Na potrzebę syntetycznego ujęcia kartograficznego, bazującego na szczegółowym zmapowaniu zasięgu zlodowaceń na terenie Polski, skorelowanego z zasięgami zlodowaceń w krajach ościennych wskazuje L. Marks (2005). Wspomniana korelacja na szerokim europejskim tle jest kluczowym problemem w studiach nad czwartorzędem w Europie Środkowej. Obecnie wydaje się oczywiste, że maksymalne zasięgi lądolodu nie były synchroniczne w obrębie całego terytorium Polski.



Ryc. 1. Zasięg poszczególnych stadiów ostatniego zlodowacenia w południowej Skandynawii i na Niżu Północnoeuropejskim (wg Houmark-Nielsen, Kjær 2003)

Fig 1. Prominent Last Glaciation ice margins in South Scandinavia and on the North European Plain (after Houmark-Nielsen, Kjær 2003)

nym i bardzo suchym klimatem, który trwał jeszcze do pierwszej połowy najstarszego Dryasu, o czym świadczy akumulacja płyt lessu na sandrach fazy pomorskiej (Kozarski 1995a).

Na podstawie wyników badań S. Kozarskiego można uznać, że w makroskali w okresie późnego pleniglacjału na obszarze Polski północno-zachodniej panowały warunki pustyni arktycznej, o czym świadczy brak jakichkolwiek osadów organicznych z tego okresu, datowanych radiowęglowo. Potwierdzeniem panowania klimatu peryglacialnego jest m.in. występowanie graniaków, powstałych w wyniku działania korazji i innych procesów eolicznych, zachodzących w warunkach suchego klimatu górnego plenivistulianu (Antczak-Górka 2005). Proces ich formowania, choć dużo mniej intensywny, zachodził jeszcze w niektórych okresach późnego vistulianu, bowiem najmłodsze graniaki pochodzą ze starszego dryasu (Kozarski, Nowaczyk 1991; Antczak-Górka 2005). Z drugiej strony istnieją przesłanki za rozwojem u schyłku górnego

plenivistulianu tundry trawiasto-krzewiastej (Kozarski 1995).

Wiarygodne rozpoznanie przebiegu deglacjacji na skalę mikro- i makroregionalną ma istotne znaczenie z punktu widzenia rekonstrukcji procesów osadniczych na Niżu w końcu pleniglacjału. Wskazywać może bowiem na istnienie obszarów wolnych lub czasowo pozbawionych pokrywy lądolodu, stanowiących swoiste strefy refugialne dla zbiorowisk roślinnych, mogących być z jednej strony ostoją fauny i stąd przyciągających osadnictwo, a z drugiej będących obszarami wyjściowymi dla szybkiej ekspansji zbiorowisk roślinnych na obszarze peryglacialnym. Przykładem takiego wolnego od lądolodu obszaru w okresie 21.000-17.000 BP jest rejon stanowiska Andøya na terenie północnej Skandynawii (Vorren 1988).

U schyłku pleniglacjału, wraz z postępującą deglacjacją, odnotowuje się na różnych obszarach Niżu zbiorowiska roślinne wskazujące, że Niż nie był w tym okresie pustynią arktyczną. W Holandii,

na podstawie diagramu pyłkowego ze stanowiska De Borchert, późny pleniglacjał definiowany jest jako okres, w którym występowała szata roślinna o wysokim udziale roślin zielnych, a w szczególności traw i turzyc (Hoek 2001). W północno-wschodnich Niemczech w okresie tym, podobnie jak w Holandii, występowały trawy, turzycy, rośliny z rodziny zawciągowatych (*Armeria maritima*), goździkowatych (*Cerastium Fontanom*), astrowatych (*Anthemis*), sitowatych (*Juncus*) oraz jaskrowatych (*Batrachium*), przy stosunkowo niewielkim udziale bylicy (*Artemisia*). Charakteryzują one krajobraz podmokły z obecnością płytkich zbiorników wodnych (de Klerk i in. 2008).

Ostatnie badania osadów organicznych występujących w niewielkim paleozbiorniku w Slotseng (Dania), położonym na granicy maksimum ostatniego zlodowacenia, wskazują, że w okresie poprzedzającym pierwsze ciepłe wahnięcie klimatyczne (*pre-Bølling phase* wg M. Fischer Mortensen i in. 2011, czyli przed 14.750 lat BP) w jego pobliżu obecna była roślinność charakterystyczna dla terenów podmokłych, a w samym zbiorniku występowały zróżnicowane gatunkowo rośliny akwaticzne. Jakkolwiek ilość pyłku i makroskopowych szczątków roślin lądowych jest niska, w części profilu odpowiadającej akumulacji późnoplejstocenowej wskazuje ona wyraźnie na obecność drzew karłowatych typu *Salix polaris* i *Salix herbacea* (Mortensen i in. 2011).

Dane palinologiczne z terenu środkowej Polski (Lublinek – na zachodnich obrzeżach Łodzi) potwierdzają występowanie w okresie recesji lądolodu, między 17.000 a 16.000 BP (17.100±200 BP - Lod 478 i 16.200±200 BP - Lod 445), roślinności pionierskiej: turzycowo-mszystej, ograniczającej się prawdopodobnie do wilgotniejszych i bardziej zacisznych siedlisk (Balwierz 2007). Rozwój roślinności był ograniczony nie tyle z powodu niskich temperatur, ile ze względu na suchość klimatu i intensywność wiatrów (Mamakowa 2003). Na polepszenie się warunków klimatycznych (ocieplenie) na terenie Nizy Europy północno-zachodniej między ok. 16.500-15.000 lat BP wskazują również badania kopalnych chrząszczy w Wielkiej Brytanii (Gransmoor, Yorkshire) i Holandii (Usselo) (Blockey i in. 2006)<sup>2</sup>.

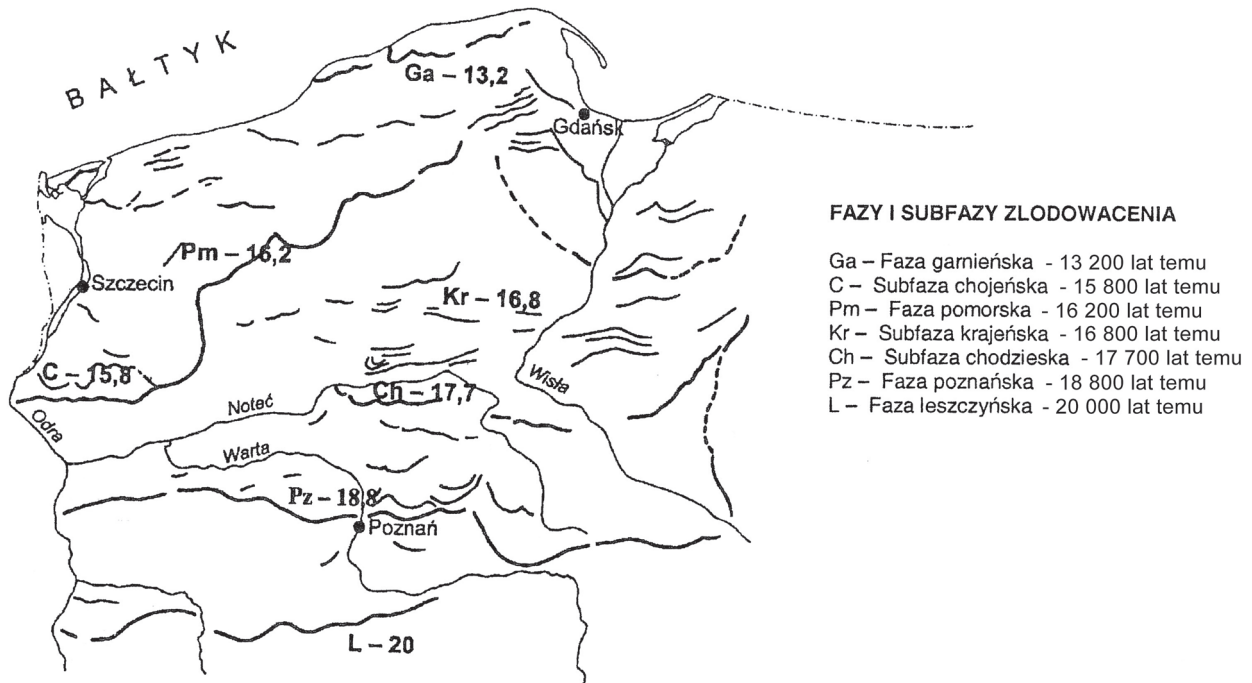
<sup>2</sup> Ocieplenie to miałyby odpowiadać początkom GI-1e (14.750 ICY BP (GRIP)). Gdyby różnice te okazały się rzeczywiste, wskazywałoby to wówczas na istotne cza-

Wraz z początkiem późnego glacjału (GI-1e) następuje wyraźna poprawa warunków klimatycznych panujących na Nizy, temperatura wzrosła o 10°C lub nawet więcej (Steffensen i in. 2008), co znalazło swe odbicie w intensyfikacji rozwoju zbiorowisk roślinnych. Na początek późnego glacjału przypada wzrost udziału bylicy (*Artemisia*) (de Klerk i in. 2008; Hoek 2001). Roślina ta była istotnym składnikiem flory późnoplejstocenowej, a jej obecność świadczy o kontynentalizacji klimatu. Najstarsze stanowiska bylicy w Polsce (ok. 14.000-13.000 BP) występują na południowym wschodzie. Z najstarszym Dryasem/Bøllingiem związane są stanowiska z północno-wschodniej oraz południowej Polski (od 2-8%), natomiast w okresie ocieplenia, w Bøllingu, jej udział w ogólnej strukturze roślinności z centralnej i południowej Polski wynosił przeciętnie 3% (Makohonienko i in. 2004).

Istotną rolę w kształtowaniu krajobrazu późnoplejstocenowego odgrywał rokitnik (*Hippophaë rhamnoides*). Jego występowanie na wielu stanowiskach w Europie Centralnej wyprzedza pojawienie się lasów brzoźowych w Bøllingu. W Polsce najstarsze stanowiska tego krzewu, najpewniej sprzed oscylacji Bølling, pochodzą z obszaru Wielkich Jezior Mazurskich i Warmii (Krupiński i in. 2004). Masowe pojawienie się rokitnika przypada na okres pomiędzy 13.000 a 12.000 lat BP (14.450-13.800 lat BP) w rejonie Wielkopolski, gdzie jego pozostałości występowały nie tylko w postaci pyłku w profilach palinologicznych, ale także szczątków makroskopowych oraz w profilach z Jeziora Mikołajki z terenów Polski północno-wschodniej, środkowej – Witów oraz południowo-wschodniej – Jezioro Piersolino i Jezioro Łukcze (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1999). Gytia grubodetrytusowa, złożona głównie ze szczątków *Hippophaë*, wystąpiła na stanowisku kultury hamburskiej w Mirkowicach. Radiowęglowe oznaczenia wieku gałązek rokitnika datują jego występowanie na okres między 13.000 a 12.000 lat BP (Kabaciński, Schild 2005). Najwyższe natężenie występowania tego krzewu w Polsce jest ściśle skorelowane z maksymalnym zasięgiem zlodowacenia bałtyckiego lub z jego najbliższą okolicą (Krupiński i in. 2004). Bez wątpliwości jest to więc

sowe dysproporcje między początkami późnego glacjału na terenie Grenlandii i północno-zachodniej Europy i potwierdzałyby potrzebę porównań wyników badań w układzie równoleżnikowym.





Ryc. 2. Stan rozpoznania kolejnych faz ostatniego zlodowacenia w północno-zachodniej Polsce (wg Kozarski 1995)  
 Fig. 2. The stage of knowledge of successive stages of the Last Glaciation (after Kozarski 1995)

roślina kolonizująca tereny świeżo uwolnione spod lądolodu.

Trudna do określenia jest rola, jaką we wczesnych zbiorowiskach późnoglacialnych pełniła sosna<sup>3</sup>. Jest ona reprezentowana w Europie przez 15 gatunków i należy do drzew charakteryzujących się wzmoczoną produktywnością pyłku przenoszonego na znaczne odległości, co bardzo utrudnia interpretację diagramów palinologicznych. Niewielki udział pyłku sosny w diagramach obrazujących schyłek pleniglacjału i początek późnego glacjału

interpretowany jest jako wynik redepozycji z osadów paleogenu i neogenu bądź dalekiego transportu. Dopiero obecność w profilach makroskopowych szczątków sosny świadczy o jej lokalnym występowaniu (Latałowa in. 2004).

Ziarna pyłku sosny (*Pinus Diploxylon* i *Pinus Haploxylon* oraz sosny nieokreślonej pod względem gatunkowym) zostały odnotowane w spagowych partiach profilu z Reinberg (Pomorze Przednie, Niemcy), datowanych na schyłek pleniglacjału (de Klerk i n. 2008). Podobne obserwacje dotyczą obszaru Holandii, gdzie na stanowisku De Baorchert w schyłkowopleniglacialnej partii profilu odnotowano obecność traw (*Graminae*), niski udział bylicy (*Artemisia*) oraz wysoki udział sosny (*Pinus*), interpretowanej jako wynik dalekiego transportu bądź redepozycji (Hoek 2001).

Na terenie Niżu Polskiego jak dotychczas nie odnotowano makroskopowych szczątków sosny z końca pleniglacjału i początków późnego glacjału. Stosunkowo najbliższemu Niżu obecność zwęglonych szczątków makroskopowych sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) została potwierdzona na stanowisku magdaleńskim w Wilczycach, datowanym radiowęglowo na schyłek pleniglacjału (od 12.960±60 BP do 12.770±120 BP), jeszcze przed gwałtownym

<sup>3</sup> Główny problem rekonstrukcji środowiskowych w późnym glacjału stanowi dokładne określenie taksonu na podstawie morfologii pyłku. Dotyczy to w szczególności gatunków powszechnie występujących, takich jak: sosna (*Pinus sylvestris* – *P. diploxylon* i *cembra* – *P. Haploxylon*), brzoza (*Betula* – *B. nana*, *B. alba*) i wierzba (*Salix* – *S. herbacea*, *S. pentandra*). Ich obecność w diagramach może prowadzić do mylnych interpretacji. Kolejnym jest udział pyłku z tzw. dalekiego transportu oraz redepozycja z osadów paleogeńskich i neogeńskich na skutek działalności lądolodu (Latałowa 2004). Istotną trudność w datowaniu osadów stanowi też tzw. efekt rezerwuarowy, który może powodować postarzenie wieku próbki do 2000 lat (Walanus, Goslar 2009) oraz problem *plateau* krzywej kalibracyjnej.

ociepleniem na początku GI-1e (Fiedorczuk i in. 2007).

Obraz dynamiki rozwoju zbiorowisk roślinnych na Niżu w początkach późnego glacjału nie jest jednoznaczny. Z obserwacji rozwoju wegetacji w późnym glacjału na terenie Holandii wynika, że rośliny zareagowały natychmiast na znaczne ocieplenie klimatu, odpowiadając wzmożonym kwitnieniem i znacznym wzrostem udziału brzozy w spektrach oraz zwiększeniem produktywności biomasy (Hoek 2001). Nieco odmienny obraz pierwszego ciepłego okresu po ustąpieniu lądolodu rysuje się w rezultacie powtórnych badań profilu ze stanowiska Bølling Sø na północy Jutlandii (Bennike i in. 2004). Analizy kopalnego lodu z rdzeni grenlandzkich sugerują bardzo gwałtowną zmianę klimatu na początku GI-1e i występowanie prawie holocenickich warunków termicznych. Jednakże badania palinologiczne w Bølling Sø wskazują na słabą odpowiedź sukcesji roślinnej na te zmiany i powolny wzrost udziału brzozy, wierzby i jałowca. Szybciej na poprawę warunków klimatycznych reagowała natomiast roślinność zasiedlająca zbiorniki wodne. Według autorów, przyczyną tego stanu rzeczy jest opóźnienie drzew i roślin krzewiastych w wędrówce z terenów refugialnych, słaby rozwój gleb oraz bliskość lądolodu. W tym kontekście zaskakującym faktem jest wcześniejsza obecność drzew na półwyspie Kullen (Skania, południowa Szwecja), mimo że znajdował się on znacznie bliżej lądolodu fennoskańskiego niż Półwysep Jutlandzki (Bennike i in. 2004). Autorzy tłumaczą to faktem nieciągłej pokrywy czwartorzędowej na osadach prekambryjskich, odwrotnie niż na terenie Jutlandii.

Powyższe dane wskazują na regionalne różnice w tempie i intensywności zmian klimatycznych w późnym glacjału w Europie, wynikające z rozmaitych, często słabo bądź zupełnie nierozpoznanych czynników<sup>4</sup>. Zarówno wyniki badań izotopów

stabilnych, jak i kopalnych chrzążczy na terenie Europy Północnej wskazują, że wzrost temperatury nastąpił w najwcześniejszej fazie późnego glacjału (Coope i in. 1998). Obserwacje wzrostu temperatur bazujące na przemianach zbiorowisk roślinnych i te, które opierają się na badaniach kopalnych chrzążczy, wykazują bardzo duże różnice i mogą świadczyć o wcześniejszej sukcesji roślinnej, wyprzedzającej o kilka stuleci wzrost temperatury. Stąd nie powinny być jedynym markerem brany pod uwagę przy rekonstrukcji środowiska. Czynniki warunkujące rozwój pokrywy roślinnej obok temperatury są ośrodki migracji roślin oraz czynniki edaficzne i abiotyczne, a także wilgotność oraz działalność eoliczna (Hoek 2001).

### ***Interstadiał Meiendorf***

Jednym z kluczowych zagadnień związanych z przemianami klimatycznymi w pierwszej części późnego glacjału jest kwestia wydzielenia Interstadiału Meiendorf. Jest on przez część badaczy niemieckich, a także polskich, uważany za pierwsze ciepłe wahnięcie schyłkowego glacjału. Interstadiał ten został wyróżniony przez B. Menkego (1968) na podstawie badań palinologicznych w Europie zachodniej, głównie w Szlezwiaku-Holsztynie. Wydzielając ten okres, B. Menke przyjął dla niego nazwę pochodzącą od stanowiska Meiendorf, na którym archeologicznym odpowiednikiem tej oscylacji miała być warstwa związana z osadnictwem społeczności kultury hamburskiej. Obejmuje on wstępną, cieplejszą fazę późnego glacjału, charakteryzującą się wzrostem udziału drzew, głównie brzozy, przy jednoznacznym spadku liczebności roślin zielnych oraz gatunków stepowych, takich jak rokitnik (*Hippophaë rhamnoides*) i bylica (*Artemisia*) (Schild 1975). Dzięki wsparciu badań palinologicznych przez analizy makroskopowych szczątków roślin wykazano, że pierwsze maksimum udziału brzozy spowodowane było obecnością odmiany krzewiastej *Betula nana*. Wspomniane wyniki badań umożliwiły oddzielenie pierwszego pojawu

<sup>4</sup> Można jako przykład przytoczyć tutaj wpływ prądów oceanicznych, powodujących zróżnicowanie w temperaturze wód powierzchniowych północnego Atlantyku, co pośrednio oddziaływało na temperaturę powietrza i jego wilgotność (Blockey i in. 2006). Współczesną analogię do sytuacji z późnego glacjału mogą stanowić południowo-zachodnie wybrzeża Grenlandii, gdzie małe, izolowane płyty lasów brzozowych występują wewnątrz fiordów, podczas gdy na pokrytym lodem obszarze śródlądowym mamy do czynienia z florą typowo arktyczną. Ponadto obserwacje prowadzone na przestrzeni ostatnich 50 lat dowodzą, że niektóre gatunki drzew mają dużą zdolność do gwałtownego rozprzestrzeniania się na dalekie dystanse. I tak na przykład gatunki ciepłolubne, takie jak dąb szypułkowy (*Quercus robur*), wiąz górski (*Ulmus gabra*) czy olsza czarna (*Alnus glutinosa*), które występowały jedynie na południu Szwecji, infiltrują obecnie lasy piętra subalpejskiego (Kullman 2008).

ziaren pyłku brzoź od kolejnego, charakterystycznego dla Bøllingu (Tobolski, Milecka 2009).

Historia badań nad tym okresem jest długa i skomplikowana. Kilka lat po wydzieleniu tego interwału (*Meiendorf-interval*) H. Usinger odrzucił możliwość wyróżnienia tej fazy na terenie Szlezwiку-Holsztynu i powiązał kulturę hamburską z interstadiem Bølling (Usinger 1975, za Burdukiewicz 1987). Ponowne analizy przeprowadzone przez B. Menkego (1983) pozwoliły mu na wyróżnienie wspomnianej fazy oraz zmianę jej nazwy z interwału na interstadium Meiendorf (*Meiendorf-Interstadial*). Interpretację taką przyjął później K. Bokelmann, umieszczając jednak Meiendorf przed starszym Dryasem, a nie, jak czynił to B. Menke, przed najstarszym Dryasem (Bokelmann 1991, za Burdukiewicz 1998).

W Polsce wśród autorów opracowań paleobotanicznych zdania co do możliwości wyodrębnienia tego interstadium są podzielone. Na podstawie badań w Witowie o wystąpieniu ciepłego wahnięcia klimatycznego przed Bøllingiem pisał już w 1970 roku W. Chmielewski. Oscylacja ta była jednak według niego chłodniejsza od Bøllingu i może świadczyć o obecności wówczas tundry z zaroślami brzoźowymi oraz luźno występującymi, pojedynczymi brzoźami (Chmielewski 1970). Podobne zdanie wyrażał T. Litt, który jako pierwszy wskazał na możliwość wyróżnienia tego interstadium w Polsce zachodniej, na podstawie badań w Wielkopolsce (Litt 1994). Z kolei T. Madeyska w swoim syntetyzującym artykule z 1995 r. zaznaczyła, że zapis kopalny zawarty w rdzeniach palinologicznych nie daje podstaw do stwierdzenia obecności tej ciepłej oscylacji w Polsce. Później możliwość istnienia tej pierwszej oscylacji sugerował również K. Tobolski po przeanalizowaniu osadów paleobotanicznych jeziora Lednica w Imiołkach (Tobolski 1998). Na ewentualną obecność osadów związanych z tą

oscylacją wskazuje K. Tobolski również w przypadku stanowiska kultury hamburskiej w Mirkowicach (Tobolski 2001). Na podstawie obserwacji niektórych profili palinologicznych z terenu Polski, charakteryzujących się obecnością najdłuższych sekwencji rozwoju roślinności, część badaczy uważa, że części spągowe wspomnianych profili obrazują wczesne stadia rozwoju roślinności zielnej i można je wiązać, nie jak dotychczas sądzono z najstarszym Dryasem, a z Meiendorfem (Litt 1988; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1999).

W świetle braku dostatecznej ilości danych zebranych z różnych obszarów Polski trudno obecnie przesądzić o zasadności wyróżniania oscylacji Meiendorf. Nie jest wykluczone, że autorzy badań palinologicznych z okolic Dziekanowic uchwycili unikatowy zapis kopalny, wskazujący na konieczność wydzielenia tej fazy na obszarze Wielkopolski. W jednej z nowszych publikacji M. Latałowa (2004) również wskazywała na możliwość wystąpienia tej oscylacji, charakteryzującej się obecnością dużej ilości turzyc (*Cyperaceae*), traw (*Poaceae*) oraz heliofitów, tj. bylicy (*Artemisia*), komosowatych (*Chenopodiaceae*), posłonka (*Helianthemum*) oraz dębika ośmiopłatkowego (*Dryas octopetala*). Wydzielenie tej fazy w Europie Zachodniej, zwłaszcza w Szlezwiку-Holsztynie, zdaje się nie budzić wątpliwości (Litt i in. 2001). Na obszarze południowej Meklemburgii-Pomorza Przedniego, w diagramie palinologicznym z Löddigsee (Jahns 2007), w tym okresie została poświadczona obecność bylicy (*Artemisia*), posłonka (*Helianthemum*), bażyny (*Empetrum*) oraz traw (*Poaceae*) i turzyc (*Cyperaceae*). Ponadto regularnie pojawiała się widliczka ostrozębna (*Selaginella selaginoides*), a z drzew obok rokitnika (*Hippophaë rhamnoides*), brzoza (*Betula*), jałowiec (*Juniperus*), wierzba (*Salix*) oraz przedstawiciele gatunku dereniowatych, w tym dereń właściwy (*Cornus mas*).

## 2. OSADNICTWO LUDZKIE EUROPY PÓŁNOCNEJ PO MAKSYMUM OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA

W literaturze przedmiotu dość powszechnie akceptowana jest teza o wycofaniu się w trakcie ostatniej transgresji lodowca ludności zamieszkującej Niż Europejski na tereny refugialne, zlokalizowane na obszarze południowo-zachodniej Francji i Kantabrii oraz na Ukrainie i Nizinie Środkoworosyjskiej. W 1986 roku C. Gamble zaproponował wydzielenie

trzech głównych faz osadnictwa na Niżu Europejskim w górnym paleolicie. Pierwsza z nich (*downturn*) oznaczała wycofywanie się grup ludzkich na południe Europy pod wpływem niekorzystnych warunków klimatycznych ok. 27.000-21.000 BP. Druga z wyróżnionych faz to faza refugialna (*refuge*), odzwierciedlająca występowanie osadnictwa



w refugiach śródziemnomorskich i jego zanik na Niżu Europejskim – ok. 21.000-13.000 BP. Ostatnia zaś (*upturn*) związana jest z powrotem ludności na obszar Niżu, co miało miejsce według C. Gamble'a ok. 13.000-9.000 BP. Podobne przekonanie zostało wyrażone 10 lat później na podstawie interpretacji serii datowań radiowęglowych stanowisk archeologicznych (Housley i in. 1997). W oparciu o stworzony przez siebie model wyżej wspomniani autorzy zaproponowali dwie fazy procesu rekolonizacji, tj. fazę pionierów (*pioneer phase*), w której tylko małe grupy ludzkie wyruszały na poznanie dziewiczych terenów i fazę stałego osadnictwa (*residential-camp phase*). Koncepcja ta niemal natychmiast została poddana krytyce (Blockey i in. 2000), a odkrycie w latach 90. XX wieku obozowiska łowców koni i reniferów w Wiesbaden-Igstadt (środkowo-zachodnie Niemcy), z którego pozyskano 6 akceleratorowych dat mieszczących się w przedziale od 21.370±300 cal BP (17.820±240 BP OxA-7500) do 23.150±250 cal BP (19.320±240 BP OxA-7502), wskazywała na możliwość zasiedlenia Niżu bardzo wcześnie (Terberger, Street 2002). Ponadto autorzy wyrażali przekonanie, że wyniki datowań

radiowęglowych pozyskanych z innych stanowisk Europy Zachodniej nie potwierdzają tezy ani o hiatucie, ani o kontynuacji osadnictwa w okresie maksimum zlodowacenia. Z obszaru Badenii-Wirtembergii znane są również daty oscylujące pomiędzy 23.000 a 20.000 BP, co wskazywałoby na istnienie osadnictwa w Europie Środkowej w najzimniejszej fazie ostatniego zlodowacenia (por. również Burdukiewicz 2001). Społeczności ludzkie wykazywały bowiem dużą elastyczność w dostosowywaniu się do zmian klimatycznych u schyłku ostatniego glacjału i umiejętność zasiedlania terenów bardzo szybko po wycofaniu się z nich lądolodu.

W literaturze przedmiotu panuje natomiast zgodność co do kierunku napływu ludności na tereny wschodnie z obszaru Europy Zachodniej (Achilli i in. 2004; Bocquet-Appel i in. 2005). Hipoteza powyższa znalazła swoje uzasadnienie również w wynikach badań genetycznych, prowadzonych wśród populacji współcześnie zamieszkujących Europę. Według A. Torroniego (Torroni i in. 1998), główna ekspansja populacji paleolitycznej ze strefy atlantyckiej (południowo-zachodnia Europa) nastąpiła ok. 15-10 tys. lat temu.

### 3. ZASIEDLENIE NIŻU EUROPEJSKIEGO W ŚWIETLE CHRONOLOGII RADIOWĘGLOWEJ OSADNICTWA KULTURY HAMBURSKIEJ

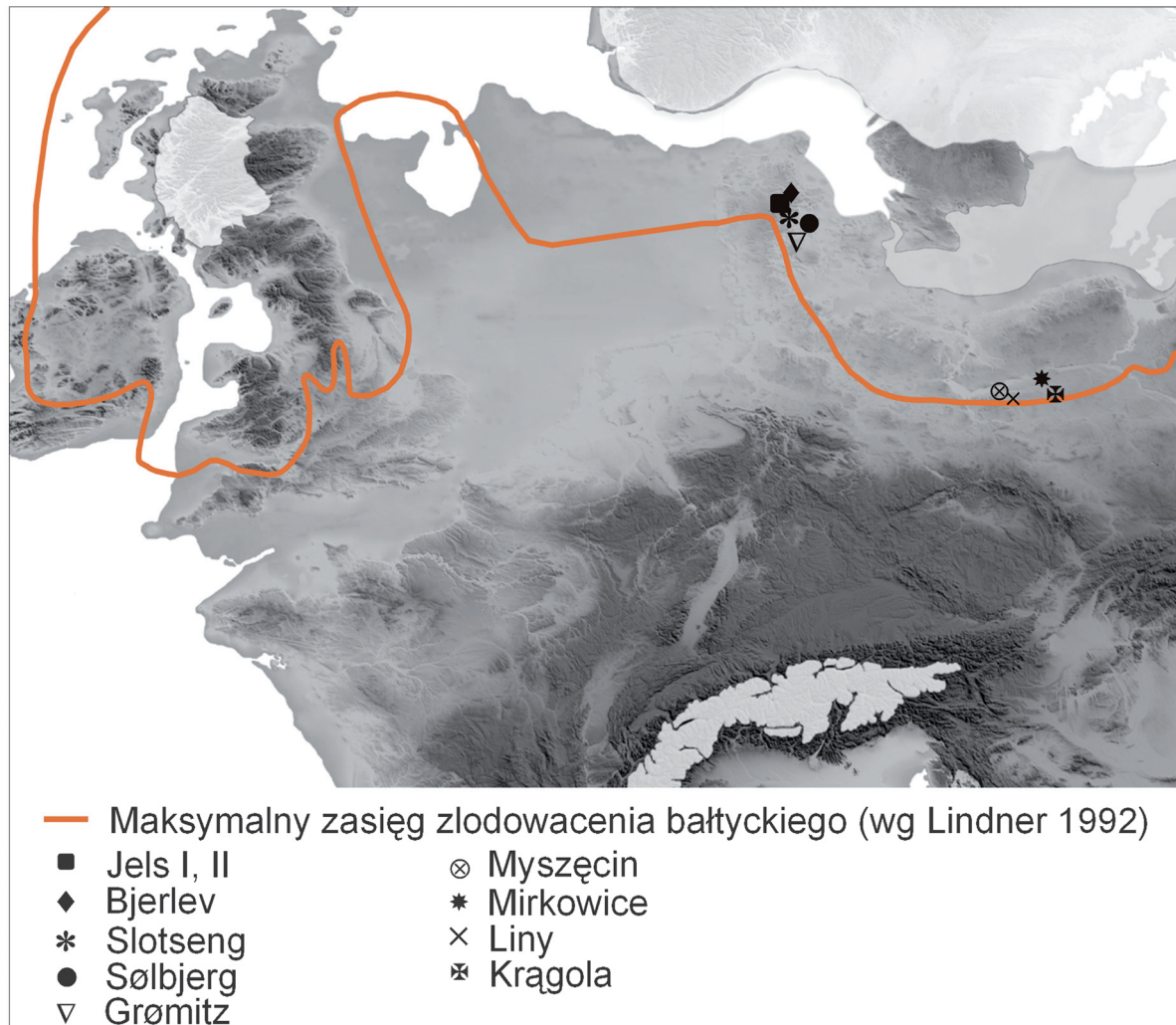
Najstarsze oznaczenia radiowęglowe uzyskane dla osadnictwa magdaleńskiego rekolonizującego tereny południowo-zachodniej Anglii (jaskinia Gough's Cave) wynoszą ok. 12.600 <sup>14</sup>C BP (ok. 14.950-14.750 cal BP). Bardzo podobne wyniki otrzymano także dla inwentarzy z jaskiń Sun Hole, Aveline's Hole i Pixie's Hole. Wskazują one, że ponowne zasiedlenie Wielkiej Brytanii nastąpiło po 14.845-14.705 cal BP – czyli nieco później niż rejonu Basenu Paryskiego i Ardenów w Belgii (Charles 1996), lecz synchronicznie z gwałtownym ociepleniem rejestrowanym w zapisie zawartości  $\delta^{18}\text{O}$  w grenlandzkich rdzeniach lodowych (Greenland Interstadial – GI-1). Wydaje się, że istnieje związek pomiędzy w zasadzie równoległym pojawieniem się w tym rejonie koni i łowców magdaleńskich (Jacobi, Higham 2009).

Najnowsze badania prowadzone na terenie zachodnich Niemiec, w rejonie Renu i Mozy oraz Westfalii wskazują, że rekolonizacja tych terenów odbywała się bardzo szybko. W przypadku pierwszego z wymienionych obszarów proces ten rozpo-

czął się już ok. 16.000 cal BP. Co więcej, analiza inwentarzy wskazuje, że nie była to incydentalna obecność grup ludzkich, lecz mamy do czynienia z ugruntowanym system osadniczym (Holzkämper, Maier 2012).

Problemem ciągle aktualnym jest natomiast ustalenie pozycji chronologicznej osadnictwa hamburskiego w skali całego Niżu Europejskiego. Przyczyny tego stanu rzeczy zostały przedstawione w syntetycznym artykule przez J. M. Burdukiewicza (1999). Ostatnio problem chronologii kultury hamburskiej w świetle datowania radiowęglowego poruszyły S. B. Grimm i M.-J. Weber (2008). Zwróciły one uwagę przede wszystkim na wiarygodność dat akceleratorowych otrzymanych z materiałów zawierających małe ilości węgla i sposobach informowania o jego zawartości w protokołach datowania, co umożliwiłoby archeologom krytyczne spojrzenie na otrzymane rezultaty. Ponadto nie bez wpływu na wynik datowania jest również sposób wstępnego przygotowania samej próbki do datowania przez laboratorium. Budzącym wątpliwości





Ryc. 3. Lokalizacja stanowisk kultury hamburskiej w strefie młodoglacjalnej. Mapa Europy w okresie GI 1e-d wykonana przez S. B. Grimm 2007 (za Weaver i in. 2003; Lundqvist, Wohlfarth 2001; Boulton i in. 2001; Ivy-Ochs i in. 2005; Clark i in. 2004)

Fig. 3. Localisation of sites of the Hamburg culture in young glacial areas. The map of Europe in period GI 1e-d created by S. B. Grimm 2007 (after Weaver et al. 2003; Lundqvist, Wohlfarth 2001; Boulton et al. 2001; Ivy-Ochs et al. 2005; Clark et al. 2004)

zagadnieniem jest oznaczanie wieku przepalonych kości, szczególnie ze stanowisk późnoglacialnych (Van Strydonck i in. 2009).

Najnowsze badania wykazały, że z klimatycznego i środowiskowego punktu widzenia bardzo wczesna obecność osadnictwa ludzkiego, nawet na północy Niżu, była możliwa już na początku GI-1e<sup>5</sup>. W tym czasie lodowiec wycofał się do

Szwecji (Boulton i in. 2001; Lundqvist i in. 2001), a na obszar uwolniony spod lodowca w szybkim tempie wkroczyła tundra. Otrzymane dla osadnictwa hamburskiego wyniki oznaczeń radiowęglo-

łeczności technokompleksu z liściakami. Najnowsze wyniki datowania radiowęgłowego obrobionego poroża renifera z okolic Darłowa wskazują, że jeszcze wcześniej, bo już na poziomie GI-1d (starszy Dryas), nastąpiło zasiedlenie Pomorza Środkowego (informacja prof. dr hab. Zofii Sulgostowskiej, za którą serdecznie dziękujemy; analiza wykonana w ramach grantu MNiSW nr NN109202838 pt. „Ozdoby i przedmioty osobiste społeczności paleolitycznych i mezolitycznych z obszaru Polski”). Nie ma więc przeszkód, aby rozważyć kolonizację tego terenu w dużo bardziej korzystnych warunkach klimatycznych GI-1e.

<sup>5</sup> Jeszcze do niedawna uważano, że najbardziej na północ wysunięty obszar Pomorza Gdańskiego, najpóźniej uwolniony spod lodowca skandynawskiego, nie był zasiedlony wcześniej niż w okresie atlantyckim (Wąs 2009). Ostatnie badania M. Wąsa doprowadziły do odkrycia na tym terenie inwentarzy związanych z osadnictwem spo-

wych wskazują, że rozwój klasycznych ugrupowań hamburskich i ich ekspansja na północ powinna być datowana jeszcze przed początkiem późnego glacjału i przypadać na koniec pleniglacjału (Grimm, Weber 2008), a ich osadnictwo objęło również strefę młodoglacjalną (ryc. 3). Jeśli przyjąć, że oznaczenie radiowęglowe wykonane dla materiałów z Poggenwisch jest obciążone zbyt dużym błędem (H-31-67 – 13050±200 BP), wówczas najstarszą dla stanowisk z klasycznej fazy rozwojowej kultury hamburskiej byłaby data z Olbrachcic (Lod-111 – 12685±235 BP). Razem z oznaczeniami z Querenstende (Lanting, van der Plicht 1996 – KN-2707 12650±320 BP) może świadczyć, że społeczności hamburskie rozwijały się jeszcze przed pierwszym interstadiem schyłkowego glacjału (Grimm, Weber 2008). Daty te bowiem sytuują się przed 14.750 cal BP, co odpowiada samemu początkowi GI-1e (Lowe i in. 2008), kiedy środowisko przyrodnicze dopiero zaczęło się zmieniać pod wpływem ocieplenia klimatu<sup>6</sup>. To wskazywałoby na pojawienie się klasycznych zespołów hamburskich współcze-

<sup>6</sup> Istotną trudnością przy interpretacji cytowanych oznaczeń radiowęglowych jest ich duże odchylenie standardowe, które po wykonaniu kalibracji dat jeszcze wzrasta i skutkuje otrzymaniem bardzo szerokiego przedziału czasowego, w którym można sytuować osadnictwo hamburskie, co z kolei w skrajnych przypadkach sugeruje jego występowanie nawet w początkach Allerødu. Obecny stan rozpoznania chronologii omawianej jednostki kulturowej wyklucza jednak tak późne datowanie stanowisk hamburskich, a sugerowany jeszcze do niedawna allerødzki wiek stanowisk Oldeholwolde i Duurswoude II jest poddawany w wątpliwość nawet przez samych ich badaczy (Johansen, Stapert 2004; Lanting, van der Plicht 1996). Z tego punktu widzenia dużo ważniejsza jest, wsparta istotnymi argumentami, dyskusja nad bardzo wczesnym datowaniem hamburgieniu (już w końcu pleniglacjału/początkach późnego glacjału).

Kwestią osobną, lecz znacząco wpływającą na umiejscowienie na rzeczywistej skali czasu radiowęglowych oznaczeń wieku próbek pochodzących ze stanowisk archeologicznych jest problem kalibracji dat uzyskanych w efekcie analiz radiowęglowych. Dwie podstawowe stosowane obecnie krzywe kalibracyjne – IntCal09 (Reimer i in. 2009) oraz CalPal 2007 Hulu (Weninger, Jöris 2008) – stworzone przez dwa konkurujące ze sobą ośrodki są mocno rozbieżne, zwłaszcza dla okresu początków późnego glacjału (Steele 2010; Weninger i in. 2011). Wynika to z częściowo odmiennego doboru danych służących konstrukcji krzywych kalibracyjnych, jak również ze stosowania odmiennych modeli matematycznych (logarytmów) (Bronk Ramsey i in. 2001).

śnie do schyłkowomagdaleńskich zespołów z regionu Basenu Paryskiego (Valentin, Pigeot 2000) i klasycznych zespołów creswellskich na Wyspach Brytyjskich (Barton i in. 2003). Na aktualności zyskuje też znana z literatury przedmiotu teza A. Rusta (1937) o południowo-wschodniej proveniencji społeczności kultury hamburskiej (Grimm, Weber 2008). Dyspersja stanowisk zarówno ze starszej, jak i jej młodszej fazy rozwojowej wskazują wyraźnie na pojawianie się osadnictwa hamburskiego najwcześniej na południowym wschodzie i przemieszczanie się w kierunku północno-zachodnim na tereny Nizy Północnoeuropejskiego.

W ramach procesu rekolonizacji Nizy krótkiego omówienia wymagają również środkowoeuropejskie zespoły magdaleńskie. Stosunkowo niedawne oznaczenia wieku najmłodszych stanowisk magdaleńskich z południowych Niemiec (Bonn-Oberkassel, Gönnersdorf, Andernach, Kniegrotte), Śląska (Dzierżysław) oraz południowo-wschodniej Polski (Wilczyce) sytuują co najmniej część rejestrowanego na nich osadnictwa w przedziale wieku między 14.800 a 14.000 cal BC (Ginter i in. 2005; Połtowicz-Bobak 2009; Höck 2000; Stevens i in. 2009; Fiedorczuk i in. 2007), wskazując na początki tego procesu jeszcze przed pierwszym ciepłym interstadiem późnego glacjału (Kozłowski i in. 2012). W świetle kilku oznaczeń radiowęglowych wieku psa i szkieletów ludzkich z pochówku magdaleńskiego z Bonn-Oberkassel (ok. 12.000 BP) trwał on, przynajmniej na obszarze południowych Niemiec, do końca GI-1e (Street 2002; Henke i in. 2006). Osadnictwo to zlokalizowane jest w strefie wyżyn lessowych, ograniczających Niz Środkowoeuropejski od południa. Najpewniej z tym horyzontem osadniczym łączyć należy nowo odkryte stanowisko nr 25 we Wrocławiu-Żernikach. Stanowisko to, choć usadowione na lessach, położone jest w południowej części Niziny Śląskiej, zaliczanej do Nizy Polskiego, w niewielkiej odległości od stanowisk hamburskich z tego obszaru. Dodatkowo artefakty z tego stanowiska łączą w sobie cechy inwentarza magdaleńskiego i hamburskiego (inwentarz przejściowy?) (Burdukiewicz i in. 2012), co z jednej strony potwierdzałoby jego późną chronologię, a z drugiej uwiarygodniałoby tezę o możliwości zasiedlenia przynajmniej części Niziny Śląskiej jeszcze przed interstadiem GI-1e. Chyba że dopuścimy (co nie jest nieprawdopodobne) obecność osadnictwa schyłkowomagdaleńskiego w południowej części Nizy Polskiego jeszcze w GI-1e.

## 4. DYSKUSJA

W świetle wyżej przedstawionych danych paleośrodowiskowych nie ulega wątpliwości, że jeszcze przed początkiem późnego glacjału (przed GI-1e) na Niżu istniały nisze ekologiczne, w których rozwijały się zróżnicowane zbiorowiska roślinne, mogące być pożywieniem dla schyłkowoglacjalnej fauny, umożliwiające tym samym bytowanie na tych obszarach gromad łowców paleolitycznych. Skala tego zjawiska jest dotychczas nierozpoznana, co wynika między innymi z niewystarczającego (mało precyzyjnego) wyznaczenia maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, jak i zasięgu poszczególnych faz recesji lądolodu, a w konsekwencji braku (bądź dość przypadkowego) rozpoznania paleośrodowiska na obszarach długotrwale pozabawionych pokrywy lądolodu. Zidentyfikowanie takich obszarów na terenie północnej Skandynawii (Vorren 1988) czy w różnych częściach Niżu Europejskiego (Balwierz 2007; de Klerk i in. 2008; Hoek 2001) pozwala na postawienie tezy, iż było

to zjawisko znacznie szersze niż dotychczas sądzono, a w konsekwencji na stwierdzenie, że u schyłku pleniglacjału istniały na Niżu warunki do egzystencji gromad ludzkich.

Przytoczone argumenty paleośrodowiskowe uprawdopodobniają możliwość obecności osadnictwa hamburskiego na Niżu Europejskim jeszcze przed początkiem pierwszej ciepłej oscylacji późnego glacjału (GI-1e). Uwiarygodniają również wczesne radiowęglowe oznaczenia niektórych stanowisk kultury hamburskiej, jak Olbrachcice czy Querenstende (Burdukiewicz 1987; Lanting, van der Plicht 1996).

Jest oczywistym, że zagadnienie zasiedlenia Niżu u schyłku pleniglacjału wymaga dalszej weryfikacji. Dokonać jej można jedynie w wyniku intensyfikacji badań terenowych ukierunkowanej na zagadnienia schyłku pleniglacjału i początków późnego glacjału, obejmujących zarówno studia paleośrodowiskowe, jak i badania archeologiczne.

## BIBLIOGRAFIA

- Achilli A., Rengo C., Magri C., Battaglia V., Oliveri A., Scozzari R., Cruciani F., Zevirani M., Briem E., Carelli V., Moral P., Dogoujan J.-M., Roostalu U., Loogväli E.-L., Kivisild T., Bandelt H.-J., Richards M., Villems R., Santachira-Benerecetti A. S., Semino O., Torroni A.  
2004 *The Molecular Dissection of mtDNA Haplogroup H Confirms That the Franco-Cantabrian Glacial Refuge Was a Major Source for the European Gene Pool*, „American Journal of Human Genetics”, vol. 75, 910-918.
- Antczak Górka B.  
2005 *Głazy rzeźbione przez wiatr jako wskaźniki różnowiekowych stref peryglacjalnych ostatniego zlodowacenia w Polsce Zachodniej*, Poznań.
- Balwierz Z.  
2007 *Roślinność i klimat środkowego i górnego plenivistulianu w regionie łódzkim*, „Acta Geographica Lodziensia”, nr 93, 9-28.
- Barton R. N. E., Jacobi R. M., Street M., Stapert D.  
2003 *The Late glacial reoccupation of the British Isles and the Creswellian*, „Journal of Quaternary Science”, vol. 18, 1-13.
- Bennike O., Sarmaja-Korjonen K., Seppänen A.  
2004 *Reinvestigation of the classic late-glacial Bølling Sø sequence, Denmark: chronology, macrofossils, Cladocera and chydorid ephippia*, „Journal of Quaternary Science”, t. 19(5), 465-478.
- Björck S., Walker M. J. C., Cwynar L. C., Johnsen S., Knudsen K.-L., Lowe J. J., Wohlfarth B., & INTIMATE Members  
1998 *An event stratigraphy for the Last Termination I in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record; a proposal by the INTIMATE group*, „Journal of Quaternary Science”, vol. 13 (4), 283-292.
- Blockey S.P.E., Blockey S.M., Donahue R. E., Lane S.C., Lowe J.J., Pollard A. M.  
2006 *The chronology of abrupt climate change and Upper Palaeolithic human adaptation in Europe*, „Journal of Quaternary Science” 21 (5), 575-584.
- Blockey S. P. E., Donahue R. E., Pollard A. M.  
2000 *Radiocarbon calibration and The Late Glacial occupation in northwest Europe*, „Antiquity”, vol. 74, 112-121.



- Bocquet-Appel J-P., Demars P-Y., Noiret L., Dobrowsky D.  
2005 *Estimates of Upper-Palaeolithic meta – population size in Europe from archaeological data*, „Journal of Archaeological Science” 32, 1656-1668.
- Boulton G. S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M.  
2001 *Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian*, „Quaternary Science Reviews”, vol. 20, 591-625.
- Bronk Ramsey C., van der Plicht J., Weninger B.  
2001 *‘Wiggle matching’ radiocarbon dates*, „Radiocarbon”, vol. 43 (2a), 381-389.
- Burdukiewicz J. M.  
1987 *Późnoplejstocenyjskie zespoły z jednozadziorcami w Europie Zachodniej*, Wrocław.  
1999 *Concerning chronology of the Hamburgian Culture*, „Folia Quaternaria”, t. 70, 127-146  
2001 *The last Ice Age settlement break in the northern part of Central Europe*, „Fontes Archaeologici Posnanienses”, vol. 39, 15-29.
- Burdukiewicz J. M., Koralewicz M., Samulik D.  
2012 *Between Magdalenian and Hamburgian – the site Wrocław-Żerniki 25*, (w:) *Pioneers at the end of the last Ice Age. Recent studies on Late Palaeolithic hunter-gatherers in Northern and Central Europe. Programme and Abstracts*, 8.
- Charles R.  
1996 *Back into the North: the radiocarbon evidence for the human recolonisation of the north-west Ardenns after Last Glacial Maximum*, „Proceedings of The Prehistoric Society”, vol. 62, 1-19.
- Chmielewski W.  
1970 *Późnoplejstocenyjskie struktury zmarzlinowe w Witowie*, „Acta Geographica Universitatis Lodzianensis”, nr 24.
- Clark C. D., Evans D. J. A., Khatwa A., Bradwell T., Jordan C. J., Marsh S. H., Mitchell W. A., Bateman M. D.  
2004 *Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet*, „Boreas” 33, 359-375.
- Coope G.R., Lemdhal G., Lowe J.J., Walking A.  
1998 *Temperature gradients in northern Europe during the last glacial\_Holocene Transition (14-9 14C Kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages*, „Journal of Quaternary Science”, vol. 13 (5), 419-433.
- Czubiński Z.  
1956 *Rola elementów kserotermicznych w szacie roślinnej Wielkopolski*, „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych”, t. 7, 47-50.
- Gamble C.  
1986 *The Palaeolithic Settlement of Europe*, Cambridge.
- Grimm S. B., Weber M.-J.  
2008 *The chronological framework of the Hamburgian in the light of old and new <sup>14</sup>C-dates*, „Quartär” 55 (2008), 17-40.
- Hall R., Roy D., Boling D.  
2004 *Pleistocene Migration Routes Into the Americas: Human Biological Adaptations and Environmental Contains*, „Evolutionary Anthropology” 13, 132-144.
- Houmark-Nielsen M., Kjær S.  
2003 *Southwest Scandinavia, 40-15 kyr BP: palaeogeography and environmental change*, „Journal of Quaternary Science” 18(8), 769-786.
- Housley R. A., Gamble C. S., Street M., Pettitt P.  
1997 *Radiocarbon evidence for the Lateglacial Human Recolonisation of Northern Europe*, „Proceedings of the Prehistoric Society”, vol. 63, 25-54.
- Fiedorczuk J., Bratlund B., Kolstrup E., Schild R.  
2007 *Late Magdalenian feminine flint plaquettes from Poland*, „Antiquity”, vol. 81, 97-105.
- Ginter B., Połtowicz M., Pawlikowski M., Skiba S., Trąbska J., Wacnik J., Winiarska-Kabacińska M., Wojtal P.  
2005 *Dzierżysław (Dirschel) 25 – ein neuer Fundplatz des Magdalénien in Oberschlesien*, „Archäologisches Korrespondenzblatt”, vol. 35, 431-446.
- Henke W., Schmitz R. W., Street M.  
2006 *Die späteiszeitlichen Funde von Bonn-Oberkassel*, (w:) *Roots – Wurzeln der Menschheit*, Rheinisches Landesmuseum, 243-253.
- Höck Ch.  
2000 *Das Magdalénien de Kniegrotte. Ein Höhlen-Fundplatz bei Döbritz, Saale-Orla Kreis (Thüringen)*, Weimarer Monographien zur Ur- und Frühgeschichte, vol. 35.
- Hoek W. Z.  
2001 *Vegetation response to the ~14.7 and ~11.5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate?*, „Global and Planetary Change” 30, 103-115.
- Holzkämper J., Maier A.  
2012 *New results on the recolonization of Western Germany after Last Glacial Maximum*, (w:) *Pioneers at the end of the last Ice Age. Recent studies on*



- Late Palaeolithic hunter-gatherers in Northern and Central Europe. Programme and Abstracts*, 11.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Kubik P. W., Schlüchter C.  
2006 *Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial*, „Journal of Quaternary Sciences”, vol. 21, 115-130.
- Jahns S.  
2007 *Palynological investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and settlement at the Löddigsee, Mecklenburg, Germany*, „Vegetation History and Archaeobotany”, vol. 16, 157-169.
- De Klerk P., Helbig H., Janke W.  
2008 *Vegetation and environment in and around the Reinberg basin (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian late Pleniglacial, Late Glacial and Holocene*, „Acta Palaeobotanica” 48(2), 301-342.
- Jacobi R.M., Higham T.E.G.  
2009 *The early Lateglacial re-colonization of Britain: new radiocarbon evidence from Gough's cave, southwest England*, „Quaternary Science Reviews”, vol. 28, 1895-1913.
- Johansen L., Stapert D.  
2004 *Oldeholtwolde. A Hamburgian family encampment around a hearth*, Lisse.
- Kabaciński J., Schild R.  
2005 *The Hamburgian Site AT Mirkowice: A Chronological Framework*, „Fontes Archaeologici Posenienses”, vol. 41, 15-18.
- Kabaciński J., Sobkowiak-Tabaka I.  
2007 *Późny paleolit Niżu Środkowoeuropejskiego w świetle chronostratygrafii późnego glacialu*, „Przegląd Archeologiczny”, t. 55, 53-70.
- Kozarski S.  
1995 *Deglacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiskowe i transformacja geosystemu: -20 ka - 10 ka BP, Część I. Opracowanie syntetyczne*, Poznań.  
1995a *The periglacial impact on the deglaciated area of northern Poland after 20 kyr BP*, „Biuletyn Peryglacjalny”, 34, 73-102.
- Kozarski S., Nowaczyk B.  
1991 *Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene Aeolian phenomena in northwestern Poland*, „Zeitschrift für Geomorphologie”, Suppl., Bd. 90, 107-122.
- Kozłowski S., Połtowicz-Bobak M., Bobak D., Terberger T.  
in press *New information from Maszycka Cave and the Late Glacial recolonisation of Central Europe*, „Quaternary International” (2012), doi: 10.1016/j.quaint.2012.02.052.
- Kullman L.  
2008 *Early postglacial appearance of tree species in northern Scandinavia: review and perspective*, „Quaternary Science Reviews”, vol. 27, 2467-2472.
- Krupiński K. M., Tobolski K., Ralska-Jasiewiczowa M., Nalepka D.  
2004 *Hippophaë rhamnoides L. – Sea-buckthorn*, (w:) M. Ralska-Jasiewiczowa (ed.), *Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland based on Isopollen Maps*, Kraków, 119-121.
- Mamakowa K.  
2003 *Plejstocen*, (w:) S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (red.), *Palinologia*, Kraków, 235-266.
- Lanting J.N., van der Plicht J.  
1996 *De <sup>14</sup>C van d Nederlands pre- en protohistorie: I: Laat-Palolithicum*, „Palaeohistoria”, vol. 37/38, 71-125.
- Latałowa M.  
2004 *Late Glacial. 14,000-10,000 <sup>14</sup>C yr BP (ca. 15,500 (16,000) - 11,500 cal yr BP)*, (w:) M. Ralska-Jasiewiczowa (ed.), *Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland based on Isopollen Maps*, Kraków, 385-388.
- Latałowa M., Tobolski K., Nalepka D.  
2004 *Pinus L. subgenus Pinus (subgen. Diploxylon (Koehne) Piliger) - Pine*, (w:) M. Ralska-Jasiewiczowa (ed.), *Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland based on Isopollen Maps*, Kraków, 165-169.
- Litt T.  
1994 *Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland*, Diss. Botanicae, 227, Cramer, Berlin – Stuttgart.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J. F. W.  
2001 *Correlation and synchronisation of Late Glacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments*, „Quaternary Science Reviews”, vol. 20, 1233-1249.

- Lowe J. J., Rasmussen O., Björck S., Hoek W. Z., Steffensen J. P., Walker M. J. C., Yu Z. C., the INTIMATE group  
2008 *Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group*, „Quaternary Science Reviews”, vol. 27, 6-17.
- Lundqvist J., Wohlfarth B.  
2001 *Timing and east-west correlation of south Swedish ice marginal lines during the Late Weichselian*, „Quaternary Science Reviews”, vol. 20, 1127-1148.
- Makohonienko M., Latałowa M., Milecka K., Okuniewska-Nowaczyk I., Nalepka D.  
2004 *Artemisia L.*, (w:) M. Ralska-Jasiewiczowa (ed.), *Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland based on Isopollen Maps*, Kraków, 253-256.
- Marks L.  
2005 *Pleistocene glacial limits in the territory of Poland*, „Przegląd Geologiczny”, vol. 53, nr 10/2, 988-993.
- Menke B.  
1968 *Das spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein*, „Eiszeitalter und Gegenwart”, t. 19, 73-84.  
1983 *Palynologische Befunde*, (w:) K. Bokelmann, *Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg*, „Offa”, t. 40, 228-231.
- Mojski J. E.  
2005 *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, Warszawa.
- Mortensen F. M., Birks H. H., Christense Ch., Holm J., Noe-Nygaard N., Odgaard B. V., Olsen J., Rasmussen K. L.  
2011 *Lateglacial vegetation development in Denmark – New evidence based on macrofossils and pollen from Slotseng, a small – scale site in southern Jutland*, „Quaternary Science Reviews” 30, 2534-2550.
- Petersson G.  
2002 *Weichselian glaciations in the middle Noteć River region, northwest Poland*, Lundqua Thesis 47, University of Lund, Department of Quaternary Geology: Lund, Sweden.
- Połtowicz-Bobak M.  
2009 *Magdalenian settlement in Poland in the light of new research*, (w:) M. Street, N. Barton, T. Terberger (eds.), *Human environment and chronology of the Late Glacial of the North European Plain*, RGZM-Tagungen, vol. 6, Mainz, 55-66.
- Reimer P. J., Baillie M. G. L., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Buck C. E., Burr G. S., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hajdas I., Heaton T. J., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., McCormac F. G., Manning W., Reimer R. W., Richards D. A., Southon J. R., Talamo S., Turney C. M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C. E.  
2009 *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP*, „Radiocarbon”, vol. 51 (4), 1111-1150.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Bałaga K.  
1999 *Biostratygraphy of the Late Glacial in the lowland of Poland based on the calendar time-scale*, „Terra Nostra” 99/10, 66-71.
- Schild R.  
1975 *Późny paleolit*, (w:) W. Chmielewski, W. Hensel (red.), *Prahistoria ziem polskich, t. I. Paleolit i mezolit*, Wrocław – Warszawa – Kraków – Gdańsk, 159-335.
- Steele J.  
2010 *Radiocarbon dates as data: quantitative strategies for estimating colonization front speeds and event densities*, „Journal of Archaeological Science”, vol. 37, 2017-2030.
- Steffensen J. P., Andersen K. K., Bigler M., Clausen H. B., Dhal-Jensen D., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M., Johnsen S., Jozuel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S. O., Röthlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M-L., Sveinbjörnsdóttir Á. E., Svensson A., White J. W. C.  
2008 *High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years*, „Science”, vol. 321 (5889), 680-684.
- Stevens R. E., O’Connell T. C., Hedges R. E. M., Street M.  
2009 *Radiocarbon and stable isotope investigations at the central Rhineland sites of Gönnersdorf and Andernach-Martinsberg, Germany*, „Journal of Human Evolution”, vol. 57, 131-148.
- Street M.  
2002 *Ein Wiedersehen mit dem Hund von Bonn-Oberkassel*, „Bonner Zoologische Beiträge”, vol. 50, 269-290.
- Terberger T., Street M.  
2002 *Hiatus or continuity? New results for the question of pleniglacial settlement in Central Europe*, „Antiquity”, vol. 76, 691-698.
- Tobolski K.  
1998 *Późnoglacialna historia zbiornika w Imiolkach*, (w:) K. Tobolski (red.), *Paleoekologiczne stu-*

- dium późnoglacialnych osadów jeziora Lednica w Imiolkach, Bydgoszcz, 69-76.
- 2001 *Palinologiczna ocena późnoglacialnego i wczesnoholocenijskiego środowiska przyrodniczego w Mirkowicach na tle aktualnego stanu badań Europy Niżowej*, (w:) J. Kabaciński (red.), *Najstarsze osadnictwo grup łowiecko-zbierackich północnej części Niziny Wielkopolskiej*, sprawozdanie końcowe z wykonania grantu KBN nr 0724/H01/98/14, Poznań.
- Tobolski K., Milecka K.
- 2009 *Świat roślin Pomorza w epoce kamienia. Stan badań, problemy, potrzeby*, (w:) M. Fudziński, H. Paner (red.), *Aktualne problemy epoki kamienia na Pomorzu*, Gdańsk, 179-190.
- Torroni A., Bandelt H.-J., D'Urbano L., Lahermo P., Moral P., Sellitto D., Rengo C., Forster P., Savontaus M.L., Bonn -Tamir B., Scozzari R.
- 1998 *MtDNA Analysis reveals a major late Palaeolithic population expansion from southwestern to northeastern Europe*, „American Journal of Human Genetics”, vol. 62., 1137-1152.
- Valentin B., Pigeot N.
- 2000 *Eléments pour une chronologie des occupations magdaléniennes dans la Bassin Parisien*, (w:) P. Bodu, M. Christensen, B. Valentin (dir.), *L'Europe Centrale et septentrionale au Tardiglaciaire, Table-ronde Nemours, 13-16 mai 1997*, „Mémoires du Musée de Préhistoire d'Ile-de-France”, no. 7, 129-138.
- Van Strydonck M., Boudin M., De Mulder G.
- 2009 *14C dating of cremated bones: the issue of sample contamination*, „Radiocarbon”, vol. 51 (2), 553-568.
- Vorren T.O., Vorren K-D., Torbjörn A., Gulliksen S., L vlie R.
- 1988 *The last deglaciation (20,000 to 11,000 B. P.) on And ya, northern Norway*, „Boreas”, 41-77.
- Walanus A., Goslar T.
- 2009 *Datowanie radiowe glowe*, Kraków.
- W s M.
- 2009 *Research into the Late Palaeolithic in Northern Gdańsk Pomerania*, (w:) J.M. Burdukiewicz, K. Cyrek, P. Dyczek, K. Szymczak (eds.), *Understanding the Past. Papers offered to Stefan K. Kozłowski*, Warsaw, 411-423.
- Weaver A. J., Saenko O. A., Clark P. U., Mitrovica J. X.
- 2003 *Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bolling-Allerød Warm Interval*, „Science” 299, 1709-1713.
- Weninger B., Edinborough K., Clare L., J ris O.
- 2011 *Concepts of probability in radiocarbon analysis*, „Documenta Praehistorica”, vol. 38, 1-20.
- Weninger B., J ris O.
- 2008 *A 14C age calibration curve for the last 60 ka: the Greenland-Hulu U/Th timescale and its impact on understanding the Middle to Upper Paleolithic transition in Western Eurasia*, „Journal of Human Evolution”, vol. 55, 772-781.
- Weninger B., J ris O., Danzeglocke U.
- 2007 Weninger, B., J ris, O., CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. <http://www.calpal.de/>, accessed 21. 08. 2007.

## THE SETTLEMENT OF THE NORTH EUROPEAN PLAIN IN THE LATE PLENIGLACIAL IN THE LIGHT OF PALAEOENVIRONMENTAL EVIDENCE

### SUMMARY

#### Introduction

The end of the Pleniglacial (Greenland Stadial GS-2) on the North European Plain is related to the first Late Glacial warming (Greenland Interstadial GI-1e), which beginnings date back to ca. 14,700 cal BP (Lowe *et al.* 2008; Kabaciński, Sobkowiak-Tabaka 2007).

Following the improvement of climate conditions, a large area north of the belt of the Central European High-

lands was planted over by plant communities which enabled the existence of large ungulate fauna (reindeer, horses) and other species of a smaller size on the Plain. This, in turn, is considered a major factor stimulating the emergence of first human settlement in the area.

There is no doubt that the recolonisation of the Plain started at the beginning of GI-1e phase of the Late Glacial, as evidenced by, i.e., the results of radiocarbon analyses from the sites of the Hamburgian culture (Grimm, Weber

2008). In addition, some of the results of these analyses point to the possibility of human occupation in the area even earlier, at the end of the Pleniglacial.

### 1. The natural environment of the Plain in the Late Pleniglacial and at the beginning of the Late Glacial

An essential element of the environmental changes on the Plain following the Last Glacial Maximum (LGM) was the gradual deglaciation of the areas north of the maximum range of the ice sheet. A recent study indicates that the process of the recession of the Scandinavian glacier in the scale of Western and Central Europe (North Sea, southern Scandinavia, Germany and central Poland) did not take place synchronously, and the correlation of the various stages of the ice sheet formation and its maximum range in southern Scandinavia and on the North European Plain is still a subject of controversy (Houmark-Nielsen, Kjær 2003, Fig. 1). On the area of nowadays Poland this process is evidenced by several stages of deglaciation (and recession), determined on the basis of the presence of a line of terminal moraines - for example, the Poznań stadial, the Chodzież stadial, or large outwash fields (Kozarski 1995, Burdukiewicz 2001, Mojski 2005; Fig. 2). The process of deglaciation of the territory of the north-western Poland was accompanied by an increase of periglacial phenomena. Very early, namely during the Poznań phase of the last glacial period, large areas of highlands were subject to the action of low temperatures and large thermal gradients. The resulting permafrost exhibited a continuous form at the time, and was subject to the process of aggradation down to the older Dryas. Most probably it was not before the Allerød that it disappeared completely. The prevalence of the periglacial climate is confirmed by the occurrence of, among others, rock fragments with smooth walls and 2-3 sharp edges (*graniaki*) formed as a result of corrasion and other aeolian processes taking place in a dry climate of the upper Plenivistulian (Antczak-Górka 2005). The process of their formation, although much less intense, occurred even in certain periods of the late Vistulian (Kozarski, Nowaczyk 1991; Antczak-Górka 2005). On the other hand, some evidence suggests the development of the grassy-shrub tundra at the end of the upper Plenivistulian (Kozarski 1995).

Reliable identification of the course of deglaciation at micro- and macro-regional scale is important as far as the reconstruction of the settlement processes on the Plain at the end of the Pleniglacial are concerned. It may help rec-

ognise areas free or temporarily uncovered by glacier ice, that constituted refugial areas for plant communities. On the one hand, they could have formed a refuge for fauna, and hence were attractive for human occupation, and on the other hand, they could have been a starting point for the rapid expansion of plant communities in the periglacial area.

At the end of the Pleniglacial, as the deglaciation progressed, there appeared plant communities on various areas of the Plain, thus indicating that it was not an arctic desert at the time (Hoek 2001, de Klerk *et al.* 2008, Mortensen *et al.* 2011, Balwierz 2007, Mamakowa 2003).

The improvement of climate conditions (warming) on the Plain of north-western Europe between approximately 16,500-15,000 cal BP is evidenced also by the study of fossil beetles in Great Britain (Gransmoor, Yorkshire) and the Netherlands (Usselo) (Blockey *et al.* 2006).

The beginning of the Late Glacial witnessed the increase in the share of *Artemisia* in the pollen diagrams (de Klerk *et al.* 2008, Hoek 2001). This plant was an important component of the Late Glacial flora, and its presence is a proof of the continentalisation of the climate.

The common sea-buckthorn (*Hippophaë rhamnoides*) played a significant role in shaping the Late Glacial landscape. Its prevalence on a number of sites in Central Europe preceded the emergence of birch forests in Bølling. The highest intensity of occurrence of sea buckthorn in Poland is closely correlated with the maximum range of the Baltic glaciation or with its immediate surroundings (Krupinski *et al.*, 2004). Undoubtedly, this plant colonised areas newly released from the ice sheet.

It is difficult to determine the role of pine in the early Late Glacial complexes. Pine is represented by 15 species in Europe and belongs to trees characterised by increased productivity of pollen, transported on large distances, which makes the interpretation of pollen diagrams much more difficult.

The picture of the dynamics of the development of plant communities on the Plain at the beginning of the Late Glacial is unambiguous. Observations of the temperature increase based on the transformation of plant communities and those based on fossil beetle studies display large discrepancies and may testify to the earlier plant succession, preceding the temperature rise for a few centuries. Hence they should not be the only marker to be taken into account in the reconstruction of the environment. Beside the temperature, factors determining the development of vegetation cover include the centres of plant migration, edaphic and abiotic factors, as well as moisture and aeolian activity (Hoek 2001).



### Meiendorf Interstadial

One of the key issues related to climate change in the first part of the Late Glacial is the question of identification of the Meiendorf Interstadial. Some German and Polish scholars regard it the first warm period of the Late Glacial. This interstadial has been recognised by B. Menke (1968) on the basis of palynological studies in western Europe, mainly in Schleswig-Holstein.

It includes the preliminary, warmer phase of the Late Glacial, characterised by the increase in the share of trees, mainly birch, with a clear decline in herbaceous and steppe species such as sea buckthorn (*Hippophae rhamnoides*) and *Artemisia* (Schild 1975). Owing to palynological studies complemented by macroremains analyses it was possible to demonstrate that the first maximum of the birch share was due to the presence of a shrubby variety, namely *Betula nana*. These results allowed the separation of the first appearance of birch pollen from another one, characteristic for the Bølling (Tobolski, Milecka 2009).

In Poland, there is no consensus among the authors of paleobotanical analyses whether this interstadial should be distinguished or not (Latałowa 2004; Litt 1988, 1994, Madeyska 1995, Ralska-Jasiewiczowa 1999 *et al.*, Tobolski 1998, 2001).

### 2. Human settlement in northern Europe after the maximum of the last glacial period

A commonly acknowledged thesis in the subject literature states that after the last transgression of the glacier, people occupying the European Plain retreated to refugial areas situated in the area of south-western France and Cantabria as well as in Ukraine and on the Russian Plain.

In 1986 C. Gamble put forward a proposition to identify three main settlement phases on the European Plain in the Upper Paleolithic (*downturn, refuge, upturn*). Ten years later, a similar stance was taken by Housley *et al.* (1997) on the basis of interpretation of a series of radiocarbon dates from archaeological sites. Almost at once this idea was criticised (Blockey *et al.* 2000), and the discovery of a camp of horse and reindeer hunters in Wiesbaden-Igstadt (central-western Germany) in the 1990s, which produced 6 accelerate dates falling within the range of  $21,370 \pm 300$  cal BP to  $23,150 \pm 250$  cal BP, pointed to the possibility of very early occupation on the Plain (Terberger, Street 2002). The authors also expressed a belief that the radiocarbon dating results obtained from other sites in Western Europe did not

support the thesis either of the hiatus or of the continuation of the settlement in the period of maximum glaciation.

The area of Baden-Württemberg also yielded dates oscillating between 23,000 and 20,000 BP, which would point to the presence of the settlement in Central Europe in the coldest phase of the last glaciation (compare also Burdukiewicz 2001). Human societies exhibited great flexibility in adapting to climate changes at the end of the last glacial period, as well as abilities to occupy areas immediately following the withdrawal of the ice sheet.

### 3. Settlement of the European Plain in the light of radiocarbon chronology of the Hamburgian Culture

The oldest radiocarbon estimations for the Magdalenian settlement re-colonising the areas of south-western England (Gough's Cave) date back to c.a. 12,600  $^{14}\text{C}$  BP (ca. 14,950-14,750 cal BP). Inventories from Sun Hole, Aveline's Hole and Pixies' Hole caves produced very similar results. They point to the fact that re-colonisation of Great Britain occurred after 14,845-14,705 cal BP – thus, slightly later than in the region of the Paris Basin and the Ardennes in Belgium (Charles 1996), albeit synchronically to the rapid warming registered in the  $\delta^{18}\text{O}$  record in Greenland ice cores (Greenland Interstadial -GI-1). It seems that there is a link between the practically parallel emergence of horses and the Magdalenian hunters in the area (Jacobi, Higham 2009).

The latest research in western Germany, in the area of the Rhine and the Meuse rivers as well as in the region of Westphalia suggests that the re-colonisation of these territories took place very quickly, with the onset of this process dated to c.a. 16,000 cal BP in the former area. What is more, the analysis of the inventories indicates that human occupation was not incidental and what we can observe here is a well-established settlement system (Holzkämper, Maier 2012).

We still need to determine the chronological position of the Hamburgian settlement on the whole area of the European Plain. Recent studies have shown that as far as climate and environment are concerned, the very early presence of human settlement, even in the north of the Plain, was possible already at the beginning of GI-1e. During this time, the glacier retreated to Sweden (Boulton *et al.* 2001, Lundqvist *et al.*, 2001), and the area freed from the glacier was rapidly grown by tundra. The results of radiocarbon estimations obtained for the Hamburgian settlement indicate that the development of classical Hamburgian groups and their expansion to the north should be dated already before

the beginning of the Late Glacial, namely at the end of the Pleniglacial (Grimm, Weber 2008). These groups occupied also the young-glacial zone (Fig. 3).

While discussing the process of the re-colonisation of the Plain, we need to address briefly the question of Central European Magdalenian assemblages. The relatively recent age estimations for the youngest Magdalenian sites from southern Germany (Bonn-Oberkassel, Gönnersdorf, Andernach, Kniegrotte), Silesia (Dzierżysław) and south-eastern Poland (Wilczyce) (Ginter *et al.* 2005; Poltowicz-Bobak 2009; Höck 2000; Stevens *et al.* 2009; Fiedorczuk *et al.* 2007) indicate that this process began several hundred years before the first warm interstadial of the Late Glacial (Kozłowski *et al.* 2012). Considering radiocarbon chronology of the Bonn-Oberkassel Magdalenian grave (ca. 12, 000 years BP; Street 2002; Henke *et al.* 2006) it could continue up to the end of GI-1e. The Magdalenian settlement is located in the zone of loess highlands restricting the European Plain from the south. Most likely, the newly discovered site 25 in Wrocław-Żerniki is related to this settlement horizon. Although the site is situated on the loess, it is located not far from the Hamburgian sites from this area. What is more, the inventory from this site incorporates traits of the Magdalenian and Hamburg inventories (Burdukiewicz *et al.* 2012), which on the one hand supports its late chronology, and on the other hand makes the thesis of the possibility of occupation of at least part of the Silesian Lowland already before the GI-1e interstadial plausible.

#### 4. Discussion

In the light of the above mentioned paleoenvironmental data there is no doubt that already before the beginning of the Late Glacial (before GI-1e) there were ecological niches on the Plain, where varied plant communities developed, providing food for the Late Glacial fauna. It follows that these areas could have been occupied by groups of Palaeolithic hunters. The scale of this phenomenon is yet unknown, which results among others from insufficient (not precise) determination of the range of the last glaciation and of the subsequent phases of the ice sheet withdrawal. As a consequence, the paleoenvironment on areas devoid of ice sheet for a long-time is unrecognised (or randomly recognised). Identification of such areas in northern Scandinavia (Vorren 1988) or in various parts of the European Plain (Balwierz 2007; de Klerk *et al.* 2008; Hoek 2001) allows the thesis that this phenomenon was much widespread than it was previously believed. Therefore, it might be concluded that in the late Pleniglacial the conditions on the Plain were favourable for the existence of groups of people.

It is obvious that the issue of the settlement of the Plain at the end of the Pleniglacial requires further verification. It is possible only in the course of intensification of field research focused on the issues of the late Pleniglacial and the beginnings of the Late Glacial, including both paleoenvironmental studies and archaeological research.

#### Adresy Autorów:

Dr hab. Jacek Kabaciński  
Ośrodek Studiów Pradziejowych i Średniowiecznych  
Instytut Archeologii i Etnologii PAN  
ul. Rubież 46  
61-612 Poznań

Dr Iwona Sobkowiak-Tabaka  
Ośrodek Studiów Pradziejowych i Średniowiecznych  
Instytut Archeologii i Etnologii PAN  
ul. Rubież 46  
61-612 Poznań