

Józef Edward MOJSKI

Państwowy Instytut Geologiczny
Oddział Geologii Morza, Sopot

PIĘTRO WISZY W ŚWIETLE DATOWAŃ WIEKU BEZWZGLĘDNEGO

Streszczenie. Zestawiono 290 dat termoluminescencyjnych dla osadów glacialnych i lessów zlodowacenia wisły w Polsce. Rozkład dat świadczy o dwóch ich kulminacjach: starszej w przedziale dat 67 ka BP - 50 ka BP i młodszej od 25 do 15 ka BP. Kulminacja młodsza odpowiada dobrze i od dawna znanemu rozwojowi lądolodu w czasie stadiału leszna. Natomiast kulminacja starsza odpowiada nasunięciu lądolodu w czasie stadiału przedgrudziądzkiego na obszar Polski.

VISTULIAN GLACIATION IN THE LIGHT OF ABSOLUTE AGE DETERMINATIONS

Summary. Author presents evaluation of a set of 290 TL dates obtained on glacial sediments and loesses of the vistulian glaciation in Poland. The obtained frequency distribution indicates two peaks: the older one in the age interval between 67 and 50 ka BP and the younger between 25 and 15 ka BP. The younger peak corresponds to the well known ice sheet development during the Leszno Stage. The older peak corresponds to the glacial transgression of the Pre-Grudziądz Stage in the territory of Poland.

ОЛЕДНЕНИЕ ВИСЛЫ В СВЕТЕ ДАТИРОВОК АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА

Резюме. Автор представляет статистическую оценку набора 290 датировок полученных методом термолуминесценции для ледниковых осадков и лессов последнего ледникового периода в Польше. Статистическое распределение частоты датировок проявляет два максимума: первый в интервале времени с 67 до 50 тыс. лет тому назад, и второй в интервале между 25 и 15 тыс. лет тому назад, соответствующий стадии лешна.

WSTĘP

Dwie ostatnie dekady przyniosły wiele nowych danych, zmierzających do wykazania, iż ostatnie nasunięcie lądolodu skandynawskiego było najważniejszym epizodem glacialnym w czasie ostatniego zlodowacenia, mimo że poprzedzało je wiele zjawisk będących efektem istnienia starszych, poeemskich nasunięć tegoż lądolodu. Wstępne wyniki takich badań przedstawione zostały w odniesieniu do Niżu Polskiego, podczas Sympozjum "Vistulian Stratigraphy" w 1979 roku w terenie pomiędzy Płockiem i Gdańskiem (Chaline et al, 1980). Pojawiły się też nowe ujęcia stratygrafii i geochronologii lessu polskiego i obszarów sąsiednich. Datowania metodą termoluminescencji wykazały, że w lessach polskich zapisany jest bardzo dokładnie przebieg zmian warunków klimatycznych i paleogeograficznych całego ostatniego piętra zimnego.

W ostatnich latach pojawiły się też masowe datowania metodą termoluminescencji osadów glacialnych, w tym glin zwałowych. Odpowiednie źródła podane są w innym miejscu (Mojski, w druku). W Polsce dla obszaru doliny dolnej Wisły, wybrzeża polskiego i dla dna Bałtyku datowań takich w przedziale czasu młodszym od eemu jest już ponad dwieście. Upoważnia to do statystycznego zestawienia tych dat i porównania ich z datowaniami pokładów lessowych (rys. 1, Mojski, w druku). W niniejszym opracowaniu świadomie pominięto analizę różnych zastrzeżeń dotyczących wartości datowań glin zwałowych, a zwłaszcza zastrzeżeń dotyczących posługiwania się datami z różnych laboratoriów. Wszystkie daty osadów glacialnych pochodzą z jednego źródła. Jest to laboratorium kierowane przez dra Stanisława Fedorowicza na Uniwersytecie Gdańskim. Natomiast wyniki datowań lessów pochodzą tylko z laboratorium kierowanego przez dra Jerzego Butryma na Uniwersytecie Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie i opublikowane zostały ostatnio przez Maruszczaka (1987, 1990). Wszystkie daty w ilości 290 zgrupowane zostały w przedziały czasowe obejmujące 5 ka, co ułatwia analizę danych. Na rys. 1 podany jest ponadto przedział stratygraficzny zlodowacenia wisły według autora artykułu. Obok znajduje się przedział ostatniego piętra zimnego według danych izotopowych, z datowaniem

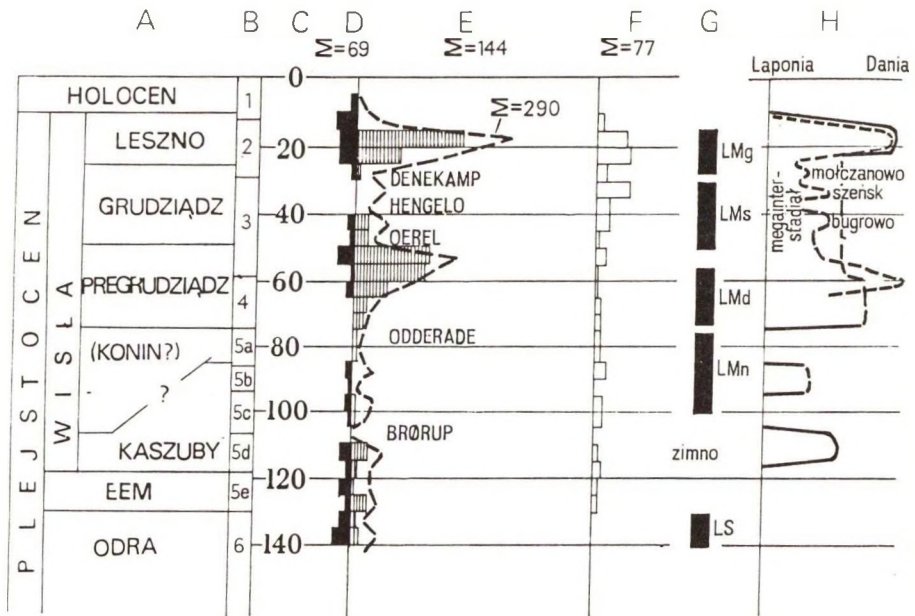
granic izotopowych według Martinsona et al (1987). W kolejnej kolumnie od lewej podana jest termoluminescencyjna skala czasowa dla ostatnich 140 ka. kolumna G ilustruje czas akumulacji lessu i nazwy jego poziomów w Polsce (Maruszczak, 1987). Ponadto w kolumnie H podana jest krzywa zasięgu lądolodu w obszarze fennoskandynawskim według ostatnich propozycji Mangeruda (1989, 1991).

Liczba prób dla poszczególnych obszarów i typów utworów w Polsce jest różna. Dla dna morskiego liczba prób wynosi 69, dla osadów glacialnych w lądzie 144 i dla lessu 77. Można mieć zastrzeżenia dotyczące różnej i miejscami niewystarczającej liczebności prób. Jednakże zestawienie dat na rys. 1 wskazuje na bardzo charakterystyczny ich rozkład. Jego główne cechy zostały uwypuklone przez połączenie danych z morza i lądu oraz dotyczących lessu. Cechy te przedstawione zostaną niżej. Rozkład dat dla lessu uzupełniony został podaniem okresów jego akumulacji według Maruszczaka (1987). Bardziej wyidealizowany obraz dla lessu daje się łatwo wytłumaczyć nie tylko datowaniem lessu, ale miejscami produktów jego niszczenia, redeponowanych głównie w facji aluwialnej w dnach dolin. Redepozycja taka występowała w warunkach klimatu peryglacialnego, arktycznego, odpowiadającego możliwości rozwoju lądolodu skandynawskiego.

Rozważania niniejsze dotyczą głównie starszych epizodów glacialnych zlodowacenia wisły, z uwzględnieniem głównie obszaru wokółskandynawskiego oraz częściowo gór europejskich (rys. 2). Ostatni epizod glacialny (około 20 ka BP) jest tak dobrze rozpoznany, że w skali całego kontynentu jego pozycja nie budzi wątpliwości. Dodać też należy, że zdarzenia glacialne, jakie występowały w różnych górach europejskich, nie są miejscami dostatecznie dokładnie wydatowane. Są to daty z różnych laboratoriów i uzyskane różnymi metodami.

ANALIZA DANYCH

Rysunek 1 ilustruje chronostratygrafię zlodowacenia wisły, ale także poglądy na występowanie i intensywność rozmaitych procesów i zjawisk geologicznych w kraju i na obszarze wokółskandynawskim. Dane przedstawione w



Rys. 1. Epizody glacialne w Polsce w czasie zlodowacenia wisły. A - podział zlodowacenia wisły w Polsce według Mojskiego; B - piętro izotopowe, wiek według Martinsona et al (1987); C - wiek TL według datowań z Polski; D - wiek TL glin zwałowych z południowego Bałtyku (dane w kolumnach D, E, i F według prac podanych w artykule Mojski, w druku); E - wiek TL glin zwałowych i osadów fluwioglacialnych w Polsce północnej (wybrzeże Bałtyku i dolina dolnej Wisły), linia przerywana: krzywa łącznej ilości dat dla osadów glacialnych i lessu; F - wiek TL lessów w wybranych profilach lessowych Polski według Maruszczaka (1987, 1991); G - okresy akumulacji lessu i nazwy poziomów lessowych według Maruszczaka (1987); H - krzywa zlodowacenia w Fennoskandii, według Andersena i Mangeruda (1989), linia przerywana - krzywa klimatyczna i granicy lądolodu w północno-zachodniej części Niżu Wschodnioeuropejskiego, wg prac Mojskiego (w druku)

Fig. 1. Glacial episodes in Poland during the vistulian glaciation. A - subdivision of vistulian acc. to Mojski; B - isotopic stages, absolute ages acc. to Martinson et al (1987); C - TL ages based on TL datings from Poland; D - TL dates of tills from S Baltic (data in columns D, E and F taken from papers quoted by Mojski, in print); E - TL dates of tills and fluvioglacial sediments from N Poland (Baltic coast and lower Vistula valley), dashed line - plot of total number of dates for glacial and loessy sediments; F - TL dates of loess from selected loessy profiles in Poland acc. to Maruszczak (1987, 1991); G - periods of loess accumulation and names of loess levels acc. to Maruszczak (1987); H - glacialiation curve for Fennoscandia, acc. to Andersen and Mangerud (1989), dashed line - climatic curve and ice sheet limit in NW part of European Plain, acc. to Mojski (in print)

kolumnach D, E, i H pozwalają na podział ostatniego piętra zimnego na dwie części, starszą i młodszą. Granica pomiędzy nimi znajduje się około 75 ka BP. W części starszej nasilenie zjawisk glacialnych i związanych z klimatem zimnym jest mniej wyraźne. Zjawiska te lepiej zaznaczają się na obszarze fennoskandynawskim, gdzie według Andersena i Mangeruda (1989) powstały i rozwinęły się w tym czasie dwukrotnie pokrywy lądolodowe, starsza około 100 ka BP i młodszą około 90 ka BP. Pierwsza z nich miała mieć zasięg większy aniżeli następna. W obu jednak przypadkach obszar bałtycki miał być wolny od lodu. Mangerud zaznacza jednak, że rysowana przez niego granica lądolodu w czasie obu nasunięć jest zupełnie przypuszczalna. Lądolodem objęta była znaczna część szelfu norweskiego wzdłuż całego wybrzeża, a także, przynajmniej częściowo, południowa Szwecja, o czym świadczyć ma profil w DosebackaH(Hillefors, 1974). We wschodniej Fennoskandii poziom glacialny tego wieku określany jest jako Till III. Najnowsze badania wskazują, że poziom ten korelować można z poziomem 5d stratygrafii tlenowej (Hirvas, 1991). Zasięg maksymalny tego lądolodu nie jest znany.

Inaczej przedstawia się sytuacja na Niżu Polskim, a zwłaszcza w dolinie dolnej Wisły. Tam właśnie ponad morskimi osadami eemu występuje poziom glacialny dobrze rozwinięty. Został on rozpoznany głównie w profilach wiertniczych, a tylko miejscami w odsłonięciach. Nosi on różne nazwy: stadiał kaszubski (Mojski et al, 1986), zlodowacenie toruńskie (Makowska et al, 1986). Dotychczasowe datowania nie dostarczyły dostatecznie jasnego poglądu o wieku tego nasunięcia. Jest ono szacowane na około 110 do 80 ka BP (Mojski, 1989), bądź od około 105 do 100 ka BP (Makowska, 1986).

Zestawienie najnowszych dat podane w kolumnach D i F (rys. 1) dla przedziału czasu od 120 do 80 ka BP nie daje jasnej odpowiedzi na pytanie o wiek tego nasunięcia. Dat jest nadal bardzo mało, niewiele ponad 20. Rysujący się obraz nie jest dostatecznie wyraźny. Widoczne są jednak trzy kulminacje dat. Najwyraźniejszą z nich jest kulminacja w przedziale od 115 do 110 ka BP, mniej wyraźna od 100 do 95 ka BP i wreszcie najsłabiej wyrażona, od 90 do 95 ka BP, zaznaczona, ale widoczna również w lessach (rys. 1, kolumna F), dla których

istnieją nie tylko datowania utworu, ale również ślady środowiska peryglacjalnego (Maruszczak, 1987) w postaci struktur peryglacjalnych zmarzliny wyspowej. Wreszcie ten epizod glacialny zyskuje możliwą korelację z najstarszym poeemskim zlodowaceniem Skandynawii (rys. 1, kolumna H) z czasu od 115 do 105 ka BP oraz wyraźnym ochłodzeniem widocznym w krzywej tlenowej (rys. 1, kolumna B, poziom 5d). Korelacje takie wzmacniają poglądy głoszone przez paleoklimatologów o katastrofalnym ochłodzeniu, jakim rozpoczęło się ostatnie piętro zimne. Gwałtowność zmian warunków klimatycznych, które wystąpiły wówczas, może być porównywalna jedynie z gwałtownym ociepleniem u schyłku glaciału (Flohn et al, 1985; Ruddiman et al, 1980; Frenzel, 1991).

Zasięg osadów lodowcowych tego wieku nie jest w Polsce dokładnie znany. Makowska (1996) stwierdza, że lądolód objął wówczas dolinę dolnej Wisły i sięgnął w nią długim lobem aż po okolice Torunia (stąd nazwa: zlodowacenie toruńskie). Brak jest jednak przekonujących dowodów w tej mierze. Również poglądy Marksa (1988) o obecności tego właśnie poziomu glacialnego w zachodniej części Pomorza Wschodniego są raczej hipotezą roboczą.

Cała młodsza część starszej połowy zlodowacenia wisły nie jest dostatecznie datowana. Dla obszaru lądowego brak jest datowanych utworów glaciogenicznych dla odcinka czasu od 110 do 85 ka BP, jeśli pominąć zupełnie pojedyncze daty. Odpowiadać one mogą nasunięciu lądolodu w obszarze skandynawskim, które pozostawiło glinę zwałową np. w Bones (Margerud, 1989). Przyjmując taką korelację, należałoby zgodzić się, że lądolód osiągnął niekę bałtycką. Podać wypada, że dla tego odcinka czasu są daty świadczące o początku akumulacji pierwszego poeemskiego pokładu lessu na południu Polski (less młodszy niższy, LMn, rys. 1, kolumna G).

W tym samym czasie nastąpiło wyraźne ochłodzenie w różnych częściach Europy. Najlepiej poznano je na północnym przedpolu Alp, gdzie (częściowo opublikowane wyniki badań Frenzla, 1991) bezpośrednio po eemie rozwinął się lodowiec w dolinie Renu, sięgając nią aż na przedpole Alp, poniżej Jeziora

Bodeńskiego. Na jego utworach leży słynny profil z utworami organicznymi w Furamoos koło Biberach (Frenzel, 1973).

Młodsza część piętra wisły jest łatwiejsza w interpretacji. Obejmuje ona okres od 75 do 10 ka BP, a więc ostatnie 65 ka plejstocenu i piętra stratygrafii tlenowej od 4 do 2 włącznie. W tym czasie rysują się trzy wyraźne jednostki czasowe. Najstarsza od 75 do 50 ka BP, środkowa od 50 do 25 ka BP i młodsza od 25 do 10 ka BP. W jednostkach starszej i młodszej występują znaczne nagromadzenia dat termoluminescencyjnych dla osadów glacialnych, zarówno na lądzie, na morzu, jak i na dnie Bałtyku. Największa ilość dat zgromadzona jest w przedziale czasu od 55 do 50 ka BP. Temu przedziałowi wiekowemu odpowiada też zagęszczenie dat dla pokrywy lessowej, mimo że właśnie w tym czasie mogła istnieć przerwa w akumulacji lessu (przerwa między lessem młodszym dolnym i lessem młodszym środkowym (rys. 1, kolumna G).

Nasunięcie, które pozostawiło osady glacialne z tego czasu jest od dawna rozpoznane w Polsce północnej. W stratygrafii zlodowacenia wisły nazywane jest ono stadią przedgrudziądzkim, stadią świecia itd. Zasięg lądolodu jest miejscami poznany, zwłaszcza na południowym obrzeżeniu Zatoki Gdańskiej i w dolinie dolnej Wisły. Tam może on sięgać aż po okolice Bydgoszczy, a być może nawet po Płock. Dowodzić tego mogą daty od 67.7 ka BP do 52.1 ka BP dla osadów lodowcowych odsłaniających się w wysokim zboczu doliny Wisły pomiędzy Gałachami i Kulinem (Fedorowicz, 1990). Podobne daty z tego samego rejonu opublikował znacznie wcześniej Prószyński (1980). Zamykają się one w przedziale od 72 do 60 ka BP.

Lądolód objął również cały Guz Elbląski i miejscami południowe wybrzeże Bałtyku (Makowska, 1986, Dobracka-Ruszała, 1988, Petelski et al, 1990). W świetle dotychczasowych badań i datowań obecność lądolodu w tym czasie na północy Polski staje się coraz mniej wątpliwa. Z wyjątkiem doliny Wisły lądolód nie sięgnął jednak tak daleko na południe.

Lądolód obecny był w całej Fennoskandii, a także w Danii i na szelfie norweskim. Tam osady glacialne stadią karmoy (rys. 2) występują w jasnej

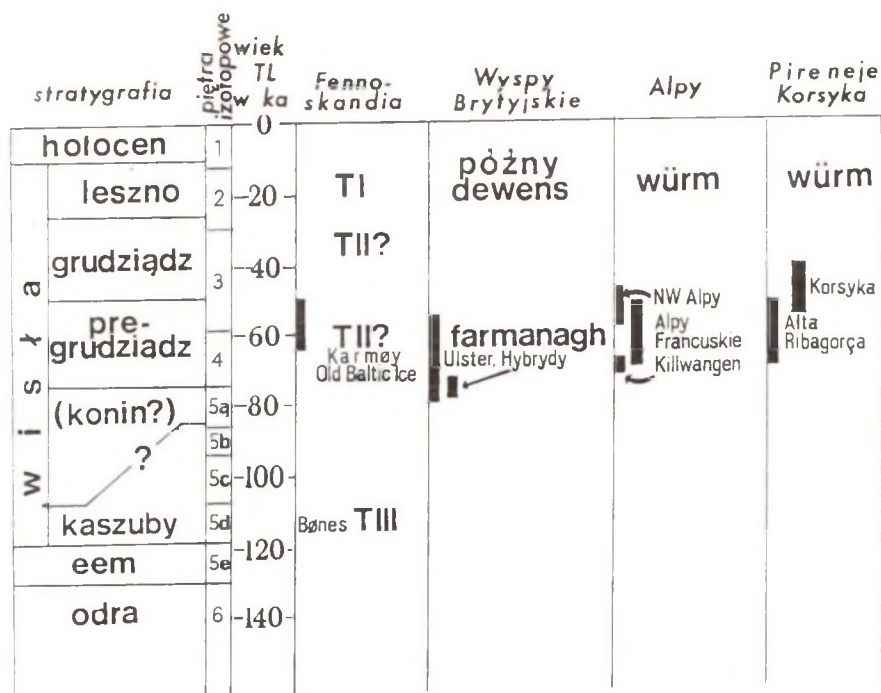
pozycji stratygraficznej i wiekowej (Andersen, Mangerud, 1989; Mangerud, 1991). Ostatnio mnożą się profile z całej Skandynawii, w których występują osady glacialne tego właśnie wieku. Na szczególną uwagę zasługuje Jutlandia. Ostatnie datowania termoluminescencyjne wskazują na obecność tam lądolodu w czasie 70 - 60 ka BP. Lądolód pokrył niemal całą Jutlandię, z wyjątkiem jej części na północo-zachód od Limfjordu (Petersen, Kronborg, 1991). Lądolód rozwinął się tu od południo-wschodu (Old Baltic Ice Advance, rys. 2). Jego morfologiczne ślady są dotychczas nierozpoznane, co tłumaczy się erozją wód roztopowych około 20 - 18 ka BP. Należy tu zwrócić uwagę, że bardzo zbliżony zasięg miał lądolód stadiafu leszna, maksymalnego, około 20 ka BP. Może to być przesłanką do wyznaczenia granicy tego nasunięcia lądolodu na Niżu Niemieckim i Niżu Polskim.

W czasie stadiafu przedgrudziądzkiego lodowce rozwijały się w różnych górach europejskich. Można tu wymienić masyw skalny Tyrone w Ulster w Irlandii (Bowen et al, 1986), ze śladami pokrywy lodowcowej z czasu od 79 do 50 ka BP, określonej jako stadiaf farmanagh (Bowen et al, 1988). Lodem pokryte były Hybrydy na zachodnich wybrzeżach Szkocji, w czasie około 75 ka BP (Davies et al, 1984).

Duże lodowce górskie rozwinęły się w Alpach (rys. 2), ale głównie w ich zachodniej i północno-zachodniej części, bogatszej w opady niesione z Atlantyku. Są one datowane na od 58 do 48 ka BP (Hannss, 1983). Na północnym przedpolu Alp, a więc poza dolinami alpejskimi, występuje pokład morenowy szacowany na nieco ponad 50 ka BP, a w rejonie Killwangen-Wangen (rys. 2) na około 70 ka BP (Walten, 1981).

W Alpach Francuskich ten epizod glacialny (tj. od 70 do 50 ka BP) jest dobrze zarejestrowany w postaci ciągów moren czołowych, występujących w dolinach Isere, Drac, Rodanu, Durance i innych (m. in. zestawienie de Beaulieu et al, 1991; Monjuvent, 1988). Jest też coraz więcej dowodów, że w Jurze największy poeemski zasięg lodowców wystąpił w czasie od 58 do 30 ka BP (Dricot et al, 1991). Odpowiada to dokładnie nasunięciu lądolodu skandynawskie_o.

Również w centralnej części Pirenejów (rys. 2), w basenie rzeki Alta



Rys. 2. Korelacja wybranych epizodów glacialnych zlodowacenia wisły w Europie (słupki czarne: wydатовany przedział czasu, bliższe omówienie w tekście)

Fig. 2. Correlation of selected glacial episodes of the vistulian glaciation in Europe (black bars denote dated time intervals; for detailed explanation see text)

Ribagorça (Vilaplana, 1983) najlepiej wyrażone ślady zlodowacenia dolinowego w postaci moren czołowych i terasu fluwioglacjalnego na ich przedpolu określone są na czas od 70 do 50 ka BP. Późniejsze zlodowacenie nie osiągnęło takich rozmiarów, podobnie jak w Wożezach. Również lepiej aniżeli późnowurmские, rozwinięte są glacialne formy rzeźby środkowowurmskiej (55 - 40 ka BP) w górach Korsyki (Conchon, 1985).

W obszarach ekstraglacjalnych w czasie stadiału przedgrudziądzkiego powstawał less. Jego wiek jest dostatecznie dobrze udokumentowany w Polsce (LMn, Maruszczak, 1987, 1990), tak że nie ma potrzeby sięgać w inne obszary.

Less tworzył się w przedziale czasowym od 75 do 55 ka BP (rys. 1, G). Okres

ten jest nieco cofnięty w czasie w stosunku do datowanych osadów glacialnych w Polsce (rys. 1, E). Jest to oczywiste, jeśli się zważy, że według ogólnie panujących przekonań akumulacja pyłu lessowego poprzedzała nieco w czasie rozwój lądolodu.

Na Niżu Polskim powyżej stadiału przedgrudziądzkiego w powstawaniu osadów glacicogenicznych jest bardzo dobrze wyrażona przerwa w czasie od 50 do 25 ka BP. Jest wprawdzie kilka dat z okresu 50 - 40 ka BP, głównie z doliny dolnej Wisły, podanych przez Drozdowskiego, ale dotyczą one frakcji ekstraglacialnych, powstałych podczas zaniku lądolodu na jego przedpolu. Można więc przyjąć, że w rozkładzie dat termoluminescencyjnych zaznaczone jest długie ocieplenie i okres bezlodowcowy, trwający od 50 do 25 ka BP. W takim przedziale czasowym znajdują się, jak wskazuje obecny stan badań, przynajmniej trzy interstadiały zdefiniowane botanicznie za pomocą analizy pyłkowej. Są to interstadiały oerel, hengelo i denekamp. Ich odpowiedniki rozpoznane zostały w wielu miejscach w całej Europie, w tym również na Niżu Wschodnioeuropejskim (tzw. megainterstadiał, Arsłanow, 1982).

Nie miejsce tu na rozważania o klimacie tego odcinka czasu, należy jednak zauważyć, że niemal przez cały czas jego trwania odbywała się akumulacja lessu (Maruszczak 1987, rys. 1, G). Był to less młodszy środkowy. Jest on obecnie pospolity na południu Polski, występuje często w postaci lessu niezupełnie typowego o niewielkiej na ogół miąższości. Struktury peryglacialne świadczyć mogą o obecności nieciągłej zmarzliny (Maruszczak, 1987). Less ten jest dowodem, że warunki klimatyczne były dostatecznie ostre, aby less mógł powstać. Jednakże nie były one na tyle dogodne, by powstać mogła pokrywa lądolodu, sięgająca na południe od niecki bałtyckiej. Nigdzie bowiem nie natrafiono tam na jej ślady.

Inną wskazówką, nie bez znaczenia dla rekonstrukcji warunków klimatycznych, jest przerwa w akumulacji lessu w czasie interstadiału denekamp, jedyna wiekowo udokumentowana. Dla tego samego czasu, dokładniej od 27.5 do 27.0 ka BP, zaznacza się kulminacja dat radiowęglowych dla utworów organicznych, powstających na obszarze kraju (Goździk, Pazdur, 1987). Może to świadczyć o

stosunkowo dogodnych warunkach klimatycznych w tym czasie, a więc może dowodzić, że interstadiał denekamp był najcieplejszym odcinkiem czasu w całym interstadiale grudziądzkim.

Dla północnej i środkowej Skandynawii brak jest jednoznacznych dowodów o warunkach klimatycznych w tym czasie. Ostatnio Mangerud (1991) sformułował pogląd, że w całym interwale czasowym od 50 do 25 ka BP obszar ten pokryty był lodem. Do takiego poglądu Mangerud dochodzi kwestionując poprawność dat radiowęglowych dla wszystkich stanowisk północnoskandynawskich w przedziale czasu od 50 do 20 ka BP. Pogląd Mangeruda może być bliski rzeczywistości jeśli uwzględni się typ szaty roślinnej, np. na Niżu Polskim w tym czasie. Cechowała ona klimat chłodny, czasem subarktyczny.

Najmniej problemów nasuwa stadiał leszna, czyli ostatnie nasunięcie lądolodu plejstoceniowego. Zaznaczone jest ono bardzo wyraźnie w kształcie krzywych ilości datowań, głównie utworów glacialnych, ale również i lessu, tworząc absolutne maksimum dat w przedziale od 20 do 15 ka BP (rys. 1, E, linia kropkowana). Panuje tu zupełna zgodność zarówno z czasem akumulacji lessu młodszego górnego (LMg, Maruszczak, 1987), jak i z krzywą zasięgu lądolodu w obszarze wokółskandynawskim (rys. 1, H). Dodać jedynie można, że dla Niżu Polskiego ilość datowań jest znacznie większa niż uwzględnionych na rys. 1. Brak jest bowiem kilkudziesięciu dat dla osadów strefy marginalnej na zachód od Gdańska, opublikowanych przez Sylwestrzaka (1984, 1986). Większość z nich znajduje się w przedziale od 15 do 10 ka BP.

UWAGI KOŃCOWE

Dyskusja nad wnioskami wypływającymi z przedstawionego powyżej obrazu nie mieści się w zamyśle niniejszego artykułu. Nie sposób jednak nie zwrócić uwagi na niektóre przynajmniej najważniejsze zagadnienia. Należy do nich niewątpliwie model rozwoju skandynawskiej czaszy lądolodu, a w tym szybkość i mechanizm jego rozrastania się. Wydatowanie różnych osadów stwarza możliwości rekonstrukcji procesów w czasie i w przestrzeni. W tym względzie coraz większą uwagę przyciąga hipoteza tzw. gwałtownego zlodowacenia (instantaneous

glacierization), czyli powstanie lądolodu jednocześnie na dużych obszarach. U podstawy hipotezy tkwi założenie o nagłym obniżeniu się granicy śniegu (Ives et al, 1975). Obniżka temperatury i zwiększenie ilości stałego opadu spowodowały, że dolna granica stałej pokrywy śnieżnej gwałtownie obniżyła się. W wyniku tego różne obszary firnowe zaczęły łączyć się ze sobą w coraz to większe pola, tak że w krótkim czasie doszło do powstania jednej wielkiej czaszy lądolodu z różnych wokółpolarnych obszarów niekoniecznie górskich. W Skandynawii początkowo lokalne płyty rozwijały się nie tylko w górach, ale w równym stopniu poza ich obrębem, w Laponii czy w Finlandii. Lądolód powstawał stosunkowo szybko i od razu na dużych obszarach.

Koncepcja taka znajduje coraz większe zastosowanie w obszarze fennoskandynawskim (Hirvas, Nenonen, 1987; Mangerud, 1991). Nie należy wykluczyć, że na początku rozwoju każdej z pokryw zlodowacenia wisły tego rodzaju procesy obejmowały nie tylko Skandynawię, ale również nieckę Bałtyku. W połączeniu z serdżowym rozwojem lądolodu (Lagerund, 1987) stwarzało to możliwości szybkiego jego rozwoju w kierunku południowym, m. in. ku obecnej dolinie dolnej Wisły. Oba te procesy mogą więc wytłumaczyć obecność dobrze rozwiniętych śladów pobytu lądolodu w czasie 70 - 50 ka BP nad dolną Wisłą. Serdże musiały mieć znaczną zdolność do egzaracji i do wymiatania osadów podłoża na znaczne odległości na południe. Tam materiał ten odkładany był m. in. w formie wielkich porwaków, w tym starszego czwartorzędu, przeważnie złuskowanych w procesie bardzo dobrze i przekonywująco opisanym przez Jaroszewskiego (1991).

LITERATURA

- Andersen B. G., Mangerud J., 1989, The last interglacial-glacial cycle in Fennoscandia; *Quaternary International*, t. 3-4, s. 21-29.
- Arsłanow Ch. A., 1982, Radiocarbon chronology of the Valdai epoch on the Russian Plain; *XI Congress INQUA, Abstracts 2, Moskva*.
- Bowen D. Q., Rose J., McCabe A. M., Cuthlerland D. G., 1986, Correlation of Quaternary glaciation in England, Ireland, Scotland and Wales; *Quaternary Science Reviews*, t. 5, s. 300-340.
- Bowen D. Q., Sykes G. A., 1988, Correlation of marine events and glaciations on the northeast Atlantic margin; *Philosophical Transactions Royal Society London*, t. B318, s. 619-634.

- Chaline J., Mojski J. E., Meyer K. D., 1980, Report on the Symposium Vistulian Stratigraphy, Poland 1979; *Boreas*, t. 9, s. 151.
- Conchon O., 1985, Quaternaire de Corse; *Bulletin de l'Association Francaise pour l'Etude du Quaternaire*, t. 22, s. 21.
- Davies H. C., Dobson M. R., Whittington R. J., 1984, A revised seismic stratigraphy for Quaternary deposits on the inner continental shelf west of Scotland between 55°30' and 57°30'N; *Boreas*, t. 13.
- De Beaulieu J. L., Monjuvent G., Nicoud G., 1991, Chronology of the Würmian glaciation in the French Alps: A survey and new hypotheses; [w:] "Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre", Frenzel B., (Ed.), Fischer Verlag, s. 435-449
- Dobrcka E., Ruszała M., 1988, Charakterystyka geologiczna i geomorfologiczna strefy pomorskiej na odcinku Międzyzdroje - Trzęsacz - Niechorze; *Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej*, t. 378, s. 17-52.
- Dricot E., Ptilion M., Seret G., 1991, When and why did glaciers grow melt in the Vosges mountains (France)?, [w:] "Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre", Frenzel B., (Ed.), Fischer Verlag, s. 363-367.
- Flohn H., 1985, Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft, *Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt*.
- Frenzel B., 1973, Some remarks on the Pleistocene vegetation; *Eiszeitalter und Gegenwart*, t. 23-24 s. 281-292.
- Frenzel B., 1991, Über einen frühen letzteiszeitlichen Vorstoß des Rheingletschers in das deutsche Alpenvorland; [w:] "Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre", Frenzel B., (Ed.), Fischer Verlag, s. 377-400.
- Goździk J., Pazdur M. F., 1987, Frequency distribution of C¹⁴ dates from the territory of Poland in the time interval 12 - 45 kyr BP and its palaeogeographical implications, *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Matematyka-Fizyka, Geochronometria nr 4*, s. 27-42.
- Hannss Ch., 1983, Neue Ergebnisse ueber den Ablauf des Spaetpleistozäens im Bereich des Zentralen Sillon Alpen der französischen Nordalpen; [w:] "Late- and Postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms", Schroeder-Lanz H., (Ed.), Balkema, Rotterdam
- Hillefors A., 1974, The stratigraphy and genesis of the Doese-Backa and Ellesbo drumlins. A contribution to the knowledge of the Weichsel - glacial history in western Sweden; *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, t. 96, s. 355-374.
- Hirvas H., 1991, Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland; *Geological Survey of Finland, Bulletin 354*, s. 1-123.
- Hirvas H., Nenonen K., 1987, The till stratigraphy of Finland; *Geological Survey of Finland, Special Paper 3*, s. 49-63.
- Ives J. D., Andrews J. T., Barry R. G., 1975, Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and comparison with Fenno-Scandinavia; *Naturwissenschaften*, t. 62.
- Jaroszewski W., 1991, Rozważania geologiczno - strukturalne nad genezą deformacji glaciektonicznych; *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, t. 61, s. 153-206.

- Lagerund E., 1987, An alternative Weichselian glaciation model with special reference to the glacial history of Skane, South Sweden; *Boreas*, t. 16, s. 433-459.
- Makowska A., 1986, Morza plejstocenyjskie w Polsce - osady, wiek i paleogeografia; *Prace Instytutu Geologicznego*, t. 120, s. 1-74.
- Mangerud J., 1991, The Scandinavian Ice Sheet through the last interglacial/glacial cycle. [w:] "Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre", Frenzel B., (Ed.), Fischer Verlag, s. 307-330.
- Marks L., 1988, Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, Western Mazury and Warmia (Northern Poland); *Zeszyty Naukowe AGH*, t. 1165, s. 1-76.
- Martinson J., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C., Shackleton M. J., 1987, Age dating and orbital theory of ice ages: Development of high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy; *Quaternary Research*, t. 27, s. 1-30.
- Maruszczak H., 1987, Loesses in Poland, their stratigraphy and palaeogeographical interpretation; *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lublin - Polonie*, t. 41, 2. s. 15-54.
- Maruszczak H. (Red), 1990, Podstawowe profile lessów w Polsce; *Uniwersytet Marii Curie - Skłodowskiej, Lublin*, s. 1-218.
- Mojski J. E., 1989, Stratigraphic subdivision of the Quaternary of Poland; [w:] *Quaternary Type Section. Imagination or Reality*; Rose J., Schluchter Ch., (Eds), s. 137-150, Balkema, Rotterdam.
- Mojski J. E., 1991, The main Vistulian glacial event in Poland; [w:] *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre*; Frenzel B., (Ed.), Fischer Verlag, s. 353-362.
- Mojski J. E., (w druku), Vistulian stratigraphy in periferennoscandian area. Stockholm.
- Petelski K., 1990, Profil geologiczny klifu Jastrzębiej Góry; [w:] *Przewodnik LXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Gdańsk, 130-15 września 1990*; Mojski J. E., Sadurski A., (Red.), wyd. 61.
- Petersen K. S., Kronborg Ch., 1991, Late Pleistocene history of the inland glaciation in Denmark; [w:] *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre*; Frenzel B., (Ed.), Fischer Verlag, s. 331-342.
- Prószyński M., 1980, Termoluminescencyjne wskaźniki wieku. Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Sprawozdanie z badań naukowych, t. 3, s. 65-103.
- Ruddiman W. F., McIntyre A., Niebler - Hunt V., Durazzi J. T., 1980, Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation; *Quaternary Research*, t. 13, s. 33-64.
- Sylwestrzak J., 1984, Zagadnienia recesji zachodniego skrzydła łobu Wisły na Pojezierzu Kociewskim; *Kwartalnik Geologiczny*, t. 28, s. 367-386.
- Sylwestrzak J., 1986, Zagadnienie recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza w świetle nowych badań; *Przegląd Geograficzny*, t. 58, s. 795-808.
- Vilaplana J. M., 1983, Quaternary glacial geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees); *Acta Geologica Hispanica*, t. 18, s. 3-4.

Welten M., 1981, Verdrangung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehuelze am Beginn der Letzten Eiszeit und die Korrelation der Fruechwuerm - Interstadiale in Mittel - und Nordeuropa; Eiszeitalter ind Gegenwart, t. 31. s. 187-202.

Wpłynęło do Redakcji: 5 maja 1992

Recenzent: Prof. dr hab. Bolesław Nowaczyk

Abstract

Author presents evaluation of a set of 290 TL dates obtained on glacial sediments and loesses of the vistulian glaciation in Poland. The obtained frequency distribution indicates two peaks: the older one in the age interval between 67 and 50 ka BP and the younger between 25 and 15 ka BP. The younger peak corresponds to the well known ice sheet development during the Leszno Stage. The older peak corresponds to the glacial transgression of the Pre-Grudziądz Stage in the territory of Poland. This last stadial is chronologically correlated with evidence of the ice sheet cover in Denmark and on Norway shelf, and with local mountain glaciations of Alps and other European mountains. The obtained frequency distribution of the available set of TL dates does not allow for reliable interpretation of the oldest part of the Vistulian, since decline of the Eemian till the beginning of the Pre-Grudziądz Stadial.