

# Zasięgi lądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły wyznaczone na podstawie petrograficznych badań glin lodowcowych, w nawiązaniu do izotopowych stadiów tlenowych

Stanisław Lisicki\*

**Ranges of the Scandinavian ice sheet within the Vistula drainage basin according to petrographical studies of tills and correlation with oxygen isotopic stages.** *Prz. Geol.*, 51: 217–223.

*Summary.* Petrographical study of gravels of 5–10 mm in diameter permitted to define regional lithotypes of tills occurring within the Vistula drainage basin area. On the base of lithological and palynological studies 16 stratigraphic lithotypes of tills representing 8 (Narevian, Nidanian, Sanian 1, Sanian 2, Liviecian, Krznanian, Wartanian and Vistulian) were distinguished. Results of studies permitted define the maximum extent of particular ice sheets as well as till horizons different age. These ice sheets and tills ranges were correlated with regional stratigraphic scheme of the Pleistocene deposits and isotopic oxygen stages.

**Key words:** Pleistocene stratigraphy, till lithotypes, extent of the Scandinavian ice sheet, isotopic oxygen stadial, Vistula drainage basin

Niniejsza praca jest próbą przedstawienia zasięgów poszczególnych nasunięć lądolodu skandynawskiego określonych na podstawie wyników badań petrograficznych frakcji drobnoziarowej (średnica 5–10 mm) glin lodowcowych, w ścisłym nawiązaniu do stanowisk osadów zbadanych palinologicznie. Przedyskutowano proponowany sposób korelacji nasunięć lądolodu z krzywą wskaźnika izotopów tlenu i chronostratygrafią plejstocenu glacialnego.

Poniższe rozważania dotyczą dorzecza Wisły i graniczących z nim na obszarze Polski fragmentów dorzeczy Niemna i Pregoly oraz mniejszych rzek wpadających do Zalewu Wiślanego i Bałtyku (ryc. 1). Analizowany w pracy geologiczny materiał badawczy i porównawczy pochodzi łącznie z 346 stanowisk (w tym wykonano: wyłącznie badania petrograficzne dla 173 stanowisk, wyłącznie badania palinologiczne dla 108 stanowisk oraz łącznie badania petrograficzne i palinologiczne dla 65 stanowisk, w tym dla 61 — badania palinologiczne osadów interglacialnych lub interstadialnych). Poddano analizie wyniki badań materiału petrograficznego z 224 wiertniczych otworów kartograficznych i 14 odsłoneń (łącznie z ponad 4 tys. próbek osadów — głównie glin lodowcowych). Wyniki badań około 3200 próbek stały się podstawą określenia charakterystyki petrograficznej litotypów: lokalnych, regionalnych i stratygraficznych glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły i graniczącego z nim najbliższego obszaru (Lisicki, 2003). Podstawą niniejszego opracowania są wyniki badań litologiczno-petrograficznych geologów, którzy wykonali te badania przede wszystkim dla potrzeb realizacji arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* ([W:] Lisicki, 2003). Posłużono się wynikami badań palinologicznych ze 173 stanowisk.

Do tej pory zasięgi lądolodu były wyznaczane metodami petrograficznymi w bardzo ograniczony sposób. Dla Polski zachodniej, m.in. Czerwonka & Krzyszkowski (1997) przedstawili przybliżone rozprzestrzenienie poziomów glin lodowcowych w oparciu o badania frakcji drobnoziarowej na obszarze od Niziny Śląskiej po Nizinę Szczecińską. Przynależność stratygraficzna glin lodowcowych była określana również w oparciu o badania tzw. eratyków przewodnich, czyli charakterystycznych skał krystalicznych. Jednak badania tą metodą żwirów frakcji

głównie 10–60 mm, pobieranych tylko z odsłoneń, dotyczyły jedynie najmłodszych poziomów glin lodowcowych na danym obszarze (m. in. Nunberg, 1971; Górska, 2000; Czubla, 2001).

## Metodyka badań

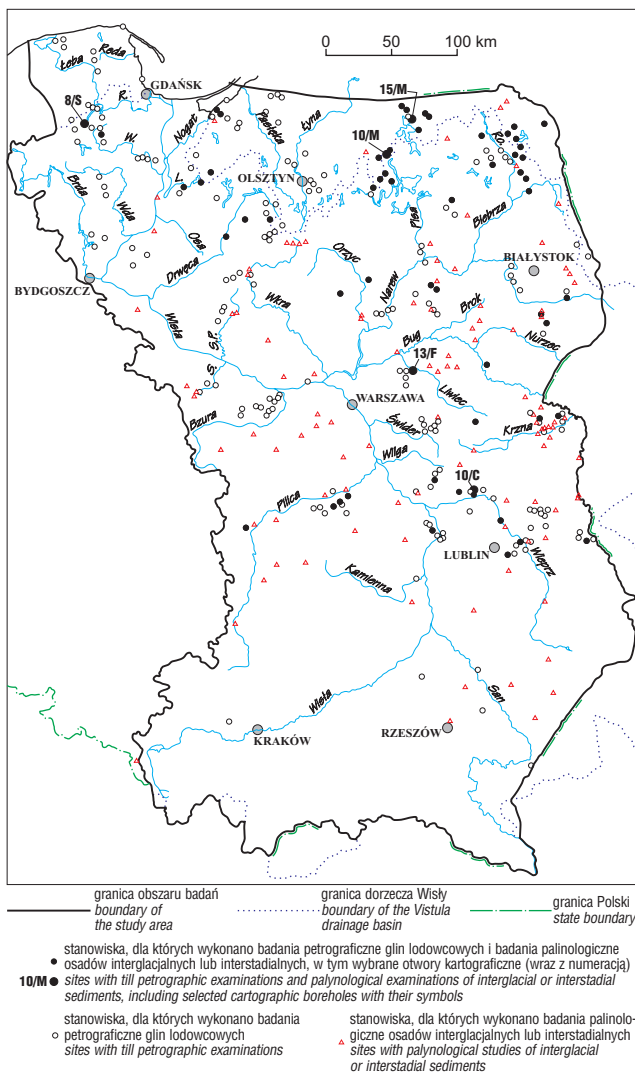
Historia badań litologicznych i petrograficznych glin lodowcowych, także w ujęciu historycznym, została przedstawiona w opracowaniu Lisickiego (2003). Omówiono tu szeroko metodykę określania charakterystyki petrograficznej glin lodowcowych w oparciu o badania żwiru frakcji drobnoziarowej, głównie z rdzeni wiertniczych otworów kartograficznych oraz wyznaczania litotypów regionalnych i stratygraficznych. Litotypy regionalne glin lodowcowych zostały wyznaczone i scharakteryzowane dla 18 obszarów cząstkowych (będących niniejszymi dorzeczami lub fragmentami niniejszych dorzeczy w obrębie obszaru badań — [W:] Lisicki, 2003), głównie na podstawie cech petrograficznych, w tym analizy zespołu skał lokalnych. Przewodnym wskaźnikiem litotypu stratygraficznego jest zespół współczynników petrograficznych O/K-K/W-A/B ([W:] Lisicki, 2003), obliczony na podstawie procentowej zawartości skał skandynawskich w żwirowej frakcji 5–10 mm (Rzechowski, 1974). Sformułowanie pojęcia litotypu stratygraficznego wiąże się nieodłącznie z nawiązaniem jego pozycji litostratygraficznej do zbadanych palinologicznie osadów interglacialnych, a więc z powiązaniem litostratygrafii z palinostratygrafią.

Rozprzestrzenienie glin lodowcowych badanego obszaru określono na podstawie wyników analizy badań petrograficznych tych glin przeważnie dużej miąższości, rzadziej pojedynczych próbek pobranych z rdzeni wiertniczych. Mimo, iż najprzydatniejszym do określania litotypów, a tym samym litostratygrafii, jest glina wytopnieniowa, to do tej pory nie stwierdzono istotnych różnic w składzie petrograficznym różnych typów genetycznych równoległych glin lodowcowych.

Przeanalizowano i porównano wyniki badań petrograficznych wykonanych dla wybranych z obszaru badań 5 wiertniczych otworów kartograficznych, dla których otrzymano pozytywne wyniki badań palinologicznych osadów interglacialu mazowieckiego: Poznań I (10/C), Myszadła (13/F), Koczarki (10/M), Węgorzewo III (15/M) i Czastkowo (8/S) — (ryc. 1). Osady interglacialu mazowieckiego są najważniejszymi stratygraficznie utworami

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; slis@pgi.waw.pl

dla dorzecza Wisły, gdyż rozdzielają różne pod względem petrograficznym typy petrograficzne glin lodowcowych (starsze — o wysokiej i młodsze — o niskiej zawartości żwiru skał lokalnych). Określono cechy petrograficzne, występujących w tych otworach, trzech charakterystycznych i bardzo odmiennych litotypów lokalnych. Największe różnice w ich składzie petrograficznym zaznaczają się w zawartości żwiru skał północnych (skandynawskich). Litotypy te występują również w innych otworach kartograficznych na wyznaczonych w opracowaniu obszarach badawczych. Głina najstarszego, analizowanego litotypu  $S_1$  występuje w wybranych profilach poniżej osadów interglacjału mazowieckiego, glina starszego litotypu  $G_1$  i  $G_2$  (różnią się one zawartością żwiru skał lokalnych i nieco odmienną pozycją stratygraficzną) znajduje się również poniżej osadów interglacjalnych, lecz powyżej pierwszego litotypu, a glina młodszego litotypu  $O_2$  — powyżej tych osadów. Dla zbioru liczb charakteryzujących każdy litotyp obliczono przedział ufności dla prawdopodobieństwa równego 95%. Otrzymane wyniki spełniają warunek rozkładu normalnego.



**Ryc. 1.** Położenie obszaru badań i lokalizacja stanowisk badawczych; 10/C — Poznań 1, 13/F — Myszadła, 10/M — Koczarki, 15/M — Węgorzewo III, 8/S — Cząstkowo, R. — Radunia, W. — Wierzyca, L. — Liwa, S.P. — Skrwia Północna, S. — Skrwia Południowa, Ro. — Rospuda

**Fig. 1.** Location of the study area and location of study sites

Obliczone przedziały ufności dla tych litotypów nie ząbają się, a więc statystycznie przedstawiają różne zbiory liczb i nie mogą reprezentować tych samych litotypów. Jednocześnie jest to sytuacja, w której jest spełniony warunek wiarygodności obliczonych współczynników petrograficznych, gdyż otrzymane dane wskazują na statystyczną istotność różnic pomiędzy uzyskanymi wynikami dla

| Stratygrafia Stratigraphy                                      |   | Współczynniki petrograficzne<br>Petrographical coefficients<br>O/K - K/W - A/B | Średnie zawartości żwirów (%)<br>Mean contents of gravels (%)<br>Kr-W <sub>p</sub> -D <sub>p</sub> -P <sub>p</sub> -W <sub>L</sub> -P <sub>L</sub> -M <sub>L</sub> |
|--|---|--|--|
| Zlodowacenie albo interglacjał*<br>Glaciation or interglacial* | Litotyp<br>Lithotype                    |  |  |
| wisły<br>Vistulian   | młodszy<br>younger B <sub>3</sub>       | 2,4-0,5-1,7  | 24-47-6-6-7-3-3  |
|  | starszy<br>older B <sub>2</sub>         | 2,0-0,6-1,6  | 29-48-6-4-3-2-3  |
|  | najstarszy<br>the oldest B <sub>1</sub> | 2,6-0,5-2,0  | 25-55-4-5-3-2-1  |
| eemski*<br>Eemian*   |   |  |  |
| wartę<br>Wartanian   | młodszy<br>younger W <sub>2</sub>       | 1,4-0,8-1,2  | 35-43-5-4-2-2-3  |
|  | starszy<br>older W <sub>1</sub>         | 1,5-0,7-1,2  | 35-45-5-4-2-2-2  |
| lubawski*<br>Lubavian*?  |   |  |  |
| krzny<br>Krznanian   | młodszy<br>younger O <sub>2</sub>       | 2,1-0,5-1,7  | 28-49-8-4-2-3-3  |
|  | starszy<br>older O <sub>1</sub>         | 2,9-0,4-2,6  | 22-56-8-3-2-2-4  |
| zbojna*<br>Zbojnian*   |   |  |  |
| liwca<br>Liwecian  | C                                       | 2,1-0,6-1,8  | 26-37-14-3-5-3-9   |
| mazowiecki*<br>Mazovian*                                       |   |  |  |
| sanu 2<br>Sanian 2<br>(wilgi)                                  | młodszy<br>younger G <sub>2</sub>       | 1,4-0,8-1,2  | 32-33-10-4-3-2-10  |
|  | starszy<br>older G <sub>1</sub>         | 1,5-0,8-1,2  | 33-40-7-3-3-2-6  |
| ferdynandowski*<br>Ferdynandovian*                             |   |  |  |
| sanu 1<br>Sanian 1   | młodszy<br>younger S <sub>2</sub>       | 1,2-1,0-0,9  | 34-32-5-5-6-3-7  |
|  | starszy<br>older S <sub>1</sub>         | 0,9-1,4-0,7  | 38-28-3-5-7-3-6  |
| małopolski*<br>Malopolitan*?                                   |   |  |  |
| nidyan<br>Nidianian  | młodszy<br>younger N <sub>2</sub>       | 1,4-0,8-1,1  | 31-36-5-4-6-2-6  |
|  | starszy<br>older N <sub>1</sub>         | 2,1-0,5-1,8  | 25-45-7-3-5-2-7  |
| augustowski*<br>Augustovian*                                   |   |  |  |
| narwi<br>Narevian  | młodszy<br>younger A <sub>2</sub>       | 0,9-1,2-0,7  | 34-27-4-5-9-2-10   |
|  | starszy<br>older A <sub>1</sub>         | 1,4-0,8-1,2  | 29-35-5-3-8-3-12   |

**Ryc. 2.** Charakterystyka petrograficzna litotypów stratygraficznych glin lodowcowych dorzecza Wisły i jego najbliższych okolic w nawiązaniu do proponowanej stratygrafii glacialnego plejstocenu tego obszaru; O/K-K/W-A/B współczynniki petrograficzne: O — suma skał osadowych, K — suma skał krystalicznych i kwarcu, W — suma skał węglanowych, A — suma skał nieodpornych na niszczenie, B — suma skał odpornych na niszczenie (skały skandynawskie); skały skandynawskie: Kr — krystaliczne, W<sub>p</sub> — wapień, D<sub>p</sub> — dolomity, P<sub>p</sub> — piaskowce i kwarcyty; skały lokalne: W<sub>L</sub> — wapień i margle, P<sub>L</sub> — piaskowce, M<sub>L</sub> — mułowce i ilłowce

**Fig. 2.** Petrographical characteristics of the till stratigraphic lithotypes in the Vistula drainage basin and its environs and proposed glacial Pleistocene stratigraphy of this area; O/K-K/W-A/B petrographical coefficients: O — total sedimentary rocks, K — total of crystalline rocks and quartz, W — total of carbonate rocks, A — total of no-resistant rocks, B — total of resistant rocks (Scandinavian rocks); Scandinavian rocks: Kr — crystalline rocks, W<sub>p</sub> — limestones, D<sub>p</sub> — dolomites, P<sub>p</sub> — sandstones and quartzites; local rocks: W<sub>L</sub> — limestones and marls, P<sub>L</sub> — sandstones, M<sub>L</sub> — siltstones and claystones

występujących obok siebie (w tym samym profilu) poszczególnych litotypów lokalnych (Rzechowski, 1971). Przeanalizowane wartości współczynników petrograficznych powyższych litotypów glin lodowcowych, w nawiązaniu do ich położenia w stosunku do zbadanych palinologicznie osadów interglacjału mazowieckiego, są podstawą stratygraficznej korelacji glin dla wyróżnionych cząstkowych obszarów badawczych dorzecza Wisły (Lisicki, 2003). Są to przewodnie poziomy glin lodowcowych dla tego dorzecza. Pozycja występowania tych 3 głównych litotypów i osadów interglacjału mazowieckiego umożliwia wzajemne określenie stratygraficznego zalegania pozostałych poziomów glin lodowcowych oraz innych osadów interglacialnych i interstadialnych (por. Lisicki, 2003).

Dla różnych obszarów całego dorzecza Wisły charakterystyka petrograficzna porównywalnych litotypów regionalnych glin lodowcowych, dla części których pozycję stratygraficzną określają osady zbadane palinologicznie, jest bardzo zbliżona do siebie (Lisicki, 2003). Na podstawie wyników badań petrograficznych i palinologicznych otrzymanych z obszaru badań wyróżniono 16 stratygraficznych litotypów glin lodowcowych (ryc. 2). Ich pozycja litostratygraficzna wydaje się dobrze określona dla każdego z wyróżnionych obszarów i dla całego dorzecza Wisły, łącznie z przylegającymi częściami zlewni Niemna, Pregoty i mniejszych rzek uchodzących bezpośrednio do Bałtyku.

#### Zasięgi łądolodów w dorzeczu Wisły

Na analizowanym obszarze można wyróżnić gliny lodowcowe 16 nasunięć łądolodu, które nastąpiły w czasie 8 zlodowaceń oraz osady interglacialne i ciepłych interstadiałów (ryc. 2 i 4). W różnych obszarach dorzecza Wisły ilość glin lodowcowych o odmiennych litotypach petrograficznych jest zróżnicowana. Jest to spowodowane nie tylko zróżnicowanym zasięgiem poszczególnych transgresji łądolodu. Jest to również wynik niezachowania się (np. w wyniku erozji) niektórych poziomów glin w poszczególnych obszarach, jak i prawdopodobnie selektywnego wyboru otworów kartograficznych, których profile i wyniki badań zostały przeanalizowane.

Określenie charakterystyki litotypów stratygraficznych glin lodowcowych dorzecza Wisły i jego najbliższego otoczenia, pozwoliło na wytyczenie granic występowania tych litotypów. Granice te w przybliżeniu mogą pokrywać się z maksymalnym zasięgiem łądolodu skandynawskiego poszczególnych zlodowaceń i stadiałów (ryc. 3).

Zasięg występowania gliny lodowcowej o litotypie  $A_1$ , starszego stadiała zlodowacenia narwi, przebiega przez obszar Wyżyny Lubelskiej i dalej na północny zachód mniej więcej wzdłuż doliny Wisły i przez Pojezierze Wschodniopomorskie. Najbardziej wysuniętymi na południe profilami są stanowiska w dorzeczach: Wieprza i Bugu. Granica ta w przybliżeniu odpowiada zasięgowi łądolodu zlodowacenia narwi

przedstawionego przez Lindnera i Marksa (1994). Najnowsze badania geologiczne prowadzone w rejonie na południowy wschód od Warszawy (w tym otrzymane wyniki badań położenia w osadach granicy zmiany polaryzacji magnetycznej Brunhes/Matuyama) sugerują możliwość poprowadzenia granicy zasięgu najstarszego nasunięcia łądolodu na północ od doliny dolnego Wieprza (Żarski — inf. ustna).

Przybliżony zasięg występowania gliny o litotypie  $A_2$ , młodszego stadiała zlodowacenia narwi, biegnie przez Wyżynę Lubelską i dalej w widłach Sanu i Wisły przybiera kształt łobu, a następnie kieruje się na południe od doliny środkowej i dolnej Pilicy. Przedstawiona granica jest zasięgiem wyznaczonym po raz pierwszy. Jednak najnowsze badania geologiczne prowadzone w rejonie na południowy wschód od Warszawy sugerują, że być może granica występowania tej gliny ma przebieg bardziej skomplikowany, a obszar na północ od doliny dolnego Wieprza nie został przykryty łądolodem młodszego stadiała zlodowacenia narwi (Żarski — inf. ustna).

Południowy zasięg występowania gliny o litotypie  $N_1$  jest granicą starszego stadiała zlodowacenia nidy. Przebiega ona prawie równoleżnikowo przez obszar Wyżyny Lubelskiej i przez południowe przedpole Gór Świętokrzyskich. Tak wyznaczona granica pokrywa się z zasięgiem łądolodu zlodowacenia nidy wytyczonym przez Lindnera i Marksa (1994), a także na odcinku od zachodniej granicy dorzecza Wisły do doliny Wieprza przedstawionym w pracy Lindnera i in. (2001).

Zasięg występowania gliny o litotypie  $N_2$  młodszego stadiała zlodowacenia nidy biegnie przez obszar Kotliny Sandomierskiej i w kierunku zachodnim na południe od Gór Świętokrzyskich. Granica ta, z małymi zmianami, pokrywa się z zasięgiem zlodowacenia San 1 wyznaczonym przez Lindnera i Marksa (1994).

Południowy zasięg występowania gliny o litotypie  $S_1$ , starszego stadiała zlodowacenia sanu 1, jest przybliżoną granicą maksymalnego zasięgu łądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły i przebiega u podnóża Karpat. Jest to granica wyznaczona przez Lindnera i Marksa (1994) dla zasięgu łądolodu zlodowacenia San 2, a ostatnio, po rewizji poglądów, przez Lindnera (2001) dla zasięgu łądolodu zlodowacenia San 1. W północno-wschodnim krańcu obszaru badań nie odwiercono do tej pory profilu z gliną tego litotypu leżącą *in situ*. Być może brak tej gliny można tłumaczyć silnym niszczeniem powierzchni tego obszaru w okresie interglacjału ferdynandowskiego.

Przybliżony zasięg występowania gliny o litotypie  $S_2$ , młodszego stadiała zlodowacenia sanu 1, biegnie dalej na północ od poprzedniej granicy i przebiega wzdłuż południowych stoków Roztocza i dalej w kierunku zachodnim na południe od Wyżyny Małopolskiej. Granica ta jako nowa została wyznaczona wyłącznie na podstawie południowego zasięgu tego litotypu w analizowanych profilach występujących na obszarze północnych skłonów wyżyn środkowopolskich.

Przybliżony zasięg występowania gliny o litotypie  $G_1$ , starszego stadiała zlodowacenia sanu 2 (wilgi), przebiega wzdłuż południowych stoków Wyżyny Lubelskiej i dalej w kierunku zachodnim na południe od doliny dolnej Pilicy. Granicę tę wyznaczają profile otworów leżących na

**Tab. 1. Zestawienie uśrednionych wartości współczynników petrograficznych i ich przedziałów ufności dla wyróżnionych 3 lokalnych litotypów glin lodowcowych**

Table 1. Averaged values of petrographic coefficients and their confidence ranges for the three local lithotypes of glacial tills discerned in this study

| Symbol litotypu<br><i>Lithotype</i> | Liczba próbek<br><i>Number of samples</i> | Uśrednione wartości<br><i>O/K-K/W-A/B Average</i> | Przedziały ufności<br><i>Confidence ranges</i> |
|-------------------------------------|---|---|--|
| O <sub>2</sub>                      | 36  | 1,98–0,53–1,77                                    | 1,91–2,04–0,51–0,55–1,70–1,84                  |
| G <sub>1</sub> + G <sub>2</sub>     | 19  | 1,31–0,85–1,06                                    | 1,25–1,37–0,81–0,89–1,01–1,11                  |
| S <sub>1</sub>                      | 17  | 0,96–1,21–0,75                                    | 0,91–1,01–1,13–1,29–0,70–0,80                  |

zachód od doliny Wieprza i na południe od doliny Pilicy. We wschodniej części granica ta pokrywa się z zasięgiem wcześniej wyznaczonym dla łądolodu zlodowacenia odry (Lindner i Marks, 1994), w części zachodniej jest zasięgiem nowo wyznaczonym. Tak przedstawiona ma zasięg odmienny od wyznaczonej przez Lindnera (2001) granicy zlodowacenia San 2.

Przybliżony zasięg występowania gliny o litotypie  $G_2$ , młodszego stadiała zlodowacenia sanu 2 (wilgi), nie jest w pełni poznany. Jest wyznaczony na obszarze, gdzie gliny o litotypach  $G_1$  i  $G_2$  różnią się wyraźnie zawartością mułowców lokalnych lub są rozdzielone osadami międzymorenowymi, w tym utworami czerwonego kompleksu ilastego i rzadziej osadami interstadiała mrałowskiego (głównie w środkowej i środkowo-północnej części obszaru badań). Wyznaczona przez autora południowa granica młodziej gliny zlodowacenia wilgi biegnie mniej więcej wzdłuż doliny Wieprza i Pilicy, a następnie być może skręca na północ w kierunku Zalewu Wiślanego. Po zachodniej stronie tej granicy, we wszystkich przeanalizowanych profilach, występuje tylko jeden poziom gliny zlodowacenia wilgi o stosunkowo małych wahaniami zawartości żwiru mułowców lokalnych, co uniemożliwia ostateczną, stadialną klasyfikację tej gliny. Prawdopodobnie występuje tu tylko glina o litotypie  $G_1$ .

Najbardziej wysunięty na południe zasięg gliny o litotypie  $C$ , zlodowacenia liwca, występuje w rejonie ujścia Pilicy do Wisły. Na wschodzie biegnie przez Podlasie, a na zachodzie prawdopodobnie na północ od doliny środkowej Wisły i na zachód od doliny dolnej Wisły. Zasięg tej gliny na południe jest mniejszy, niż przedstawiony przez Lindnera i Marksa (1999) oraz Żarskiego (2000).

Przebieg przybliżonej granicy występowania gliny o litotypie  $O_1$ , starszego stadiała zlodowacenia krzny, został zinterpretowany jako mający kształt łobowy w rejonie środkowej i dolnej doliny Wisły, co być może jest spowodowane brakiem dostatecznych informacji geologicznych z dorzecza Drwęcy. Profile z tą gliną najdalej wysunięte na południe występują w dorzeczu Pilicy. Najdalej na zachód glina tego litotypu występuje w profilach na obszarze Pojezierza Kaszubskiego. Przedstawiony zasięg jest wyznaczony po raz pierwszy.

Południowa granica występowania gliny o litotypie  $O_2$ , młodszego stadiała zlodowacenia krzny, znajduje się bardziej na południe, niż poprzednia granica. Na południu wyznaczają go profile w dorzeczach: Kamiennej i Wieprza oraz Pilicy. Zasięg ten jest zatem mniejszy w kierunku południowym, niż sugerują to Lindner i Marks (1999), którzy jako pierwsi zdefiniowali pojęcie zlodowacenia krzny. Zachodnia granica występowania gliny o litotypie  $O_2$ , a więc z dużym prawdopodobieństwem łądolodu młodszego stadiała zlodowacenia krzny, znajduje się na obszarze Pojezierza Kaszubskiego i Zatoki Puckiej. Można więc sądzić, że łądolód tego stadiała również nie przekroczył zachodnich granic Pojezierza Kaszubskiego.

Zasięg występowania gliny o litotypie  $W_1$ , starszego stadiała zlodowacenia warty, biegnie na wschodzie od granicy Polesia i Podlasia aż po rejon ujścia Sanu do Wisły, a od tego miejsca na zachód, zgodnie z zasięgiem łądolodu zlodowacenia warty w pracy Lindnera i Marksa (1999) oraz zgodnie z wcześniejszym poglądem na zasięg łądolodu zlodowacenia odry (Lindner & Marks, 1994). Jednocześnie większy zasięg gliny tego litotypu w stosunku do zasięgu gliny o litotypie  $O_2$  jest najlepiej określony w rejonie dolnego odcinka doliny Wieprza. Glina lodowcowa o litotypie  $W_1$  nie jest znana z obszaru Wyżyny Lubelskiej,

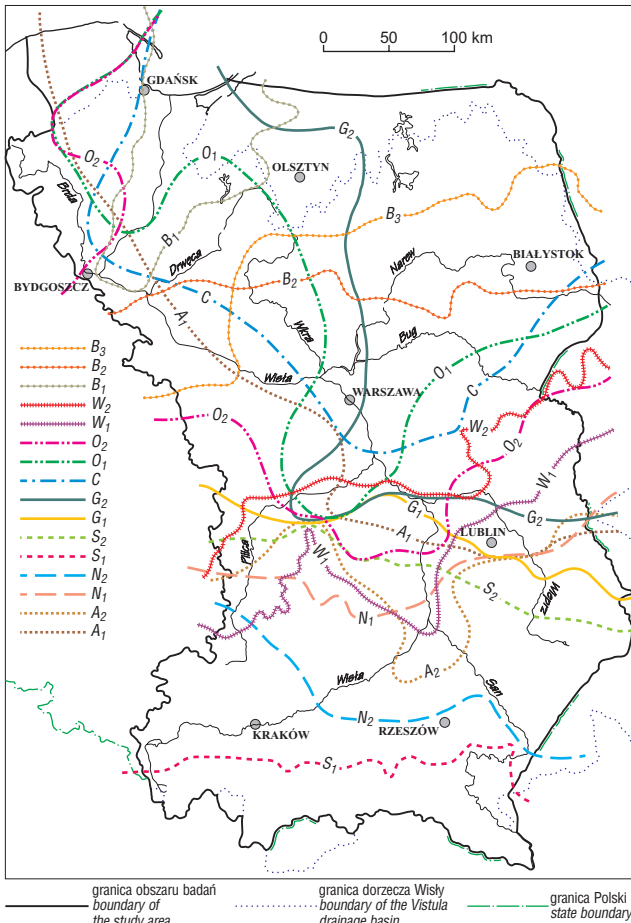
mimo iż zasięg starszego stadiała zlodowacenia warty (pod nazwą w języku angielskim Wartanian — Odranian Stadial) jest znaczony przez Lindnera i Marksa (1999) w południowej części tej wyżyny.

Granica występowania młodziej gliny o litotypie  $W_2$ , młodszego stadiała zlodowacenia warty, przebiega na południu przez obszar południowego Podlasia (na północ od Białej Podlaskiej), ciągnąc się przez rejon doliny dolnego Wieprza i dalej na zachód, po północnej stronie doliny dolnej Pilicy. Prawdopodobnie w okresie maksymalnego zasięgu łądolodu młodszego stadiała zlodowacenia warty uformowane równoleżnikowo doliny Wieprza i Pilicy były dolinami marginalnymi. Gлина ta jest najmłodszą, stadialną gliną zlodowacenia warty, więc młodsze ciągi czołowo-morenowe tego zlodowacenia (np. tzw. stadiała wkry czy stadiała mławy) należy interpretować jako recesyjne. Zasięg występowania gliny o litotypie  $W_2$  pokrywa się, z małymi zmianami, z zasięgiem łądolodu zlodowacenia warty zamieszczonym w pracy Lindnera i Marksa (1999).

Prawdopodobny zasięg występowania gliny o litotypie  $B_1$ , najstarszego stadiała zlodowacenia wisły, ogranicza się jedynie do obszaru Dolnego Powiśla. Być może południowa granica występowania tej gliny znajduje się w rejonie Torunia, a jej granica wschodnia sięga doliny górnej Drwęcy. Granica ta, z małymi zmianami, pokrywa się z zasięgiem gliny tzw. zlodowacenia toruńskiego wyznaczoną przez Makowską (1992). Ostatnio Wysota (2002) zanegował występowanie gliny najstarszego stadiała zlodowacenia wisły na terenie Polski. Nie jest to jednak zgodne z argumentami przedstawionymi przez Makowską (m.in. 1992 oraz informacja ustna) na istnienie gliny tego nasunięcia łądolodu. Poglądowi Wysoty przeczą uzyskane wyniki badań glin lodowcowych Dolnego Powiśla.

Granica południowego zasięgu gliny o litotypie  $B_2$ , starszego stadiała zlodowacenia wisły (stadiała świecia, starszego) budzi dość powszechne kontrowersje. Jest ona wysunięta dalej na południe, niż np. w najnowszych opracowaniach Bera (2000) i Krzywickiego (2002). Wątpliwości dotyczące takiego zasięgu tej gliny przedstawiał również Morawski (2001). Dyskusja dotycząca tego zagadnienia została zaprezentowana w opracowaniu Lisickiego (2003). Na obszarze położonym między południową granicą najmłodszego nasunięcia łądolodu, a granicą zasięgu gliny o litotypie  $B_2$ , nie jest dotychczas znane stanowisko osadów interglacjału eemskiego przykrytych typową gliną bazalną (z odłożenia lub wytopnieniową). Można jedynie nadmienić, że brak przykrycia gliną lodowcową osadów interglacjałnych nie jest bezpośrednim dowodem na brak pokrycia osadów tego interglacjału łądolodem skandynawskim. Przypomnieć należy również, że w stratotypowym obszarze interglacjału eemskiego na Dolnym Powiślu glina o tym litotypie leży powyżej osadów tego interglacjału. Południowy zasięg występowania gliny o litotypie  $B_2$  jest wyznaczony zgodnie z, przyjętymi w tej pracy, kryteriami dotyczącymi metody określania litotypów regionalnych i stratygraficznych glin lodowcowych oraz wyznaczania zasięgów występowania glin lodowcowych o różnych litotypach. Granica występowania litotypu  $B_2$  biegnie w przybliżeniu równoleżnikowo przez dorzecza: Biebrzy, Narwi i Orzyca oraz Skrzy Północnej i Drwęcy. Prawdopodobnie w czasie trwania tego stadiała dolina górnej Narwi była doliną marginalną. Omówiona glina w południowym pasie swojego występowania ma małą miąższość i może występować jedynie płatowo.

W czasie ostatniego nasunięcia łądolodu (młodszego stadiała zlodowacenia wisły) została zdeponowana glina o

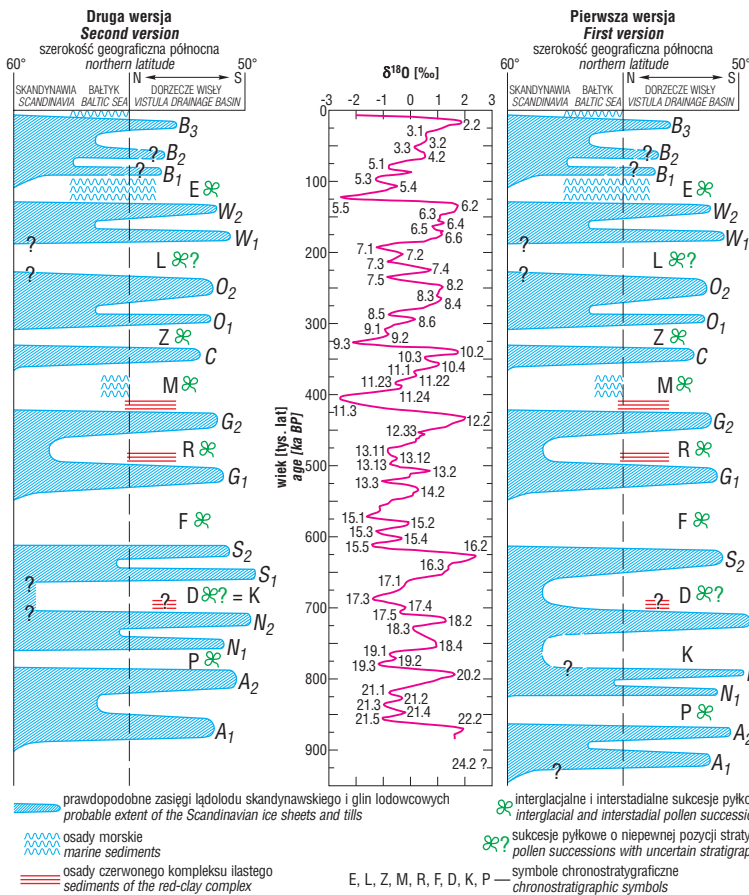


**Ryc. 3.** Przybliżone zasięgi występowania glin lodowcowych o różnych litotypach i łądolodów je akumulujących; granica maksymalnego zasięgu łądolodu skandynawskiego w czasie: starszego i młodszego stadiału zlodowacenia narwi (litotypy  $A_1, A_2$ ), starszego i młodszego stadiału zlodowacenia nidy (litotypy  $N_1, N_2$ ), starszego i młodszego stadiału zlodowacenia sanu 1 (litotypy  $S_1, S_2$ ), starszego i młodszego stadiału zlodowacenia sanu 2 (wilgi) (litotypy  $G_1, G_2$ ), zlodowacenia liwca (litotyp  $C$ ), starszego i młodszego stadiału zlodowacenia krzny ( $O_1, O_2$ ), starszego i młodszego stadiału zlodowacenia warty ( $W_1, W_2$ ), najstarszego, starszego i młodszego stadiału zlodowacenia wisły ( $B_1, B_2, B_3$ )

**Fig. 3.** Approximate extents of the different till lithotypes and respective ice sheets limits maximum limit of the Scandinavian Glaciation (lithotypes  $A_1, A_2$ ), older and younger stadials of the Nidanian Glaciation (lithotypes  $N_1, N_2$ ), older and younger stadials of the Sanian 1 Glaciation (lithotypes  $S_1, S_2$ ), older and younger stadials of the Sanian 2 Glaciation (lithotypes  $G_1, G_2$ ), of the Liwecian Glaciation (lithotype  $C$ ), older and younger stadials of the Krznanian Glaciation ( $O_1, O_2$ ), the oldest, older and younger stadials of the Vistulian Glaciation ( $B_1, B_2, B_3$ )

**Ryc. 4.** Prawdopodobne zasięgi łądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły w nawiązaniu do proponowanej stratygrafii plejstocenu glacialnego tego obszaru i korelacja z krzywą wskaźnika izotopów tlenu; literowe symbole: pismem pochyłym — symbole litostratygraficzne, pismem prostym — symbole chronostratygraficzne

**Fig. 4.** Probabl extents of the Scandinavian ice sheet in the Vistula drainage basin in connection with the proposed stratigraphy of the glacial Pleistocene of this area and correlation with the oxygen isotopic curve; italics — lithostratigraphic symbols, normal — chronostratigraphic symbols



| Stratygrafia                       |   | Stratigraphy  |  |
|------------------------------------|---|---|--|
| Zlodowacenie albo interglacjal*    | Stadial albo interstadial*                                    |   |  |
| wisły<br>Vistulian                 | młodszy (główny)<br>starszy (swiecie)<br>najstarszy (torunia) | younger (Main)<br>older (Swiecie)<br>the oldest (Toruń)               |  |
| eemski*<br>Eemian*                 |   |   |  |
| warty<br>Wartanian                 | młodszy (warty s.s.)<br>lubelski* ?<br>starszy (dawniej Odry) | younger (Wartanian s.s.)<br>Lublinian* ?<br>older (formerly Odranian) |  |
| lubawski*<br>Lubavian*             |   |   |  |
| krzny<br>Krznanian                 | młodszy<br>starszy  | younger<br>older  |  |
| zbojna*<br>Zbojnian*               |   |   |  |
| liwca<br>Liwecian                  |   |   |  |
| mazowiecki*<br>Mazovian*           |   |   |  |
| sanu 2 (wilgi)<br>Sanian 2         | młodszy (dawny broku)<br>mragowski*<br>starszy (wilgi s.s.)   | younger (formerly Brokian)<br>Mrongovian*<br>older (Wilgian s.s.)     |  |
| ferdynandowski*<br>Ferdynandovian* |   |   |  |
| sanu 1<br>Sanian 1                 | młodszy<br>starszy  | younger<br>Domuratovian*<br>older                                     |  |
| malopolski*<br>Malopolianian*      |   |   |  |
| nidy<br>Nidanian                   | młodszy<br>starszy  | younger<br>older  |  |
| augustowski*<br>Augustovian*       |   |   |  |
| narwi<br>Narevian                  | młodszy<br>starszy  | younger<br>older  |  |

prawdopodobne zasięgi łądolodu skandynawskiego i glin lodowcowych  
probable extent of the Scandinavian ice sheets and tills

osady morskie  
marine sediments

osady czerwonego kompleksu ilastego  
sediments of the red-clay complex

✂ interglacjalne i interstadialne sukcesje pyłkowe  
interglacial and interstadial pollen successions

✂ sukcesje pyłkowe o niepewnej pozycji stratygraficznej  
pollen successions with uncertain stratigraphical position

E, L, Z, M, R, F, D, K, P — symbole chronostratygraficzne  
chronostratigraphic symbols

krzywa wskaźnika izotopów tlenu i wiek wg Bassinot i in., 1994  
curve of the stable oxygen isotopes ratio and age after Bassinot et al., 1994

22.2 symbol izotopowego substadium tlenowego  
symbol of isotopic oxygen substage

$B_3, B_2, B_1, W_2, W_1, O_2, O_1, C, G_2, G_1, S_2, S_1, N_2, N_1, A_2, A_1$  — symbole litostratygraficzne  
lithostratigraphic symbols

litotypie  $B_3$ , a granica tego nasunięcia pokrywa się, z małymi zmianami, z jego zasięgiem wyznaczonym w najnowszym opracowaniu Krzywickiego (2002). Granica ta jest zgodna z południowym zasięgiem jezior rynnowych (Majdanowski, 1947). Przebiega ona mniej więcej równoleżnikowo przez południowe krańce Pojezierza Litewskiego i Mazurskiego, by na wschód i południe od doliny Drwęcy utworzyć zarys tzw. lobu Wisły.

Na zachód od Dolnego Powiśla zaznacza się wyraźnie przewaga profilów ze zwietrzałą gliną lodowcową młodszego stadiału. Zjawisko to dotyczy również gliny stadiału starszego i w mniejszym stopniu stadiału najstarszego tego zlodowacenia. Z obszaru Pojezierza Kaszubskiego są znane profile ze zwietrzałą gliną począwszy od zaliczonej do młodszego stadiału zlodowacenia krzyny, poprzez zwietrzałe gliny utożsamiane ze zlodowaceniem warty, do glin zlodowacenia wisły. Być może zwietrzenie tych glin wskazuje na zmiany klimatyczne (oceanizacja klimatu), jakie zaszły na obszarze zachodniej Europy po interglacjale mazowieckim (por. Lisicki, 2003).

### Porównanie zasięgów łądolodów poszczególnych zlodowaceń z krzywą wskaźnika izotopów tlenu

Metoda oznaczania stosunku izotopów tlenu (m.in. w osadach, w lodzie) to najważniejsza metoda geochemiczna umożliwiająca odtworzenie zmian klimatycznych (temperaturowych) zachodzących w czwartorzędzie. Metoda ta umożliwia konstrukcję krzywych obrazujących zmiany składu izotopowego tlenu, a więc pośrednio zmiany temperatury wody oceanicznej oraz potencjalnej możliwości rozwoju i zaniku łądolodu m.in. na półkuli północnej. Metodyka tego rodzaju badań została omówiona przez Madeyską (1992). Najczęściej wahania składu izotopowego tlenu bada się w skorupkach planktonicznych otwornic bentonicznych. Jedną z pierwszych takich krzywych została wykonana dla rdzenia osadów głębokomorskich z Pacyfiku (Shackleton & Opdyke, 1973). Krzywą skorelowano z wydzielonymi przez Emilianiego (1955) tzw. stadiami izotopowymi, mającymi odniesienie wiekowe do punktowych datowań osadów metodami izotopów radiogenicznych, z wykorzystaniem danych paleomagnetycznych. Podstawowym problemem utrudniającym łatwe korelowanie wieku czwartorzędowych osadów głębokomorskich z osadami łądowymi (w tym również z glinami lodowcowymi) jest niemożność zastosowania do tej korelacji datowań metodą termoluminescencyjną większości osadów łądowych. Zdaniem Bluszcza (2000), gliny lodowcowe, jako jeden z rodzajów materiału podlegającego procesom masowym, są materiałem nieprzydatnym do datowania luminescencyjnego, a piaski wodnolodowcowe są jedynie dostatecznie przydatne do takiego datowania. Według tego samego autora, do omawianych badań nie nadają się próbki pobrane za pomocą wierceń z płuczka ze względu na możliwość zanieczyszczenia osadu materiałem tej płuczki. Innym problemem utrudniającym taką korelację jest fakt rzadkiego stosowania badań paleomagnetycznych łądowych osadów międzymorenowych, gdyż osady takie, starsze od 700 tys. lat BP, zachowały się sporadycznie. Ponadto dość rzadko występują, najbardziej odpowiednie do takich badań, mułkowe osady jeziorne z małą ilością substancji roślinnej, której duża zawartość uniemożliwia uzyskiwanie miarodajnych wyników pomiarów namagnesowania.

Z przedstawionych wyżej powodów braku odpowiedniej ilości miarodajnych oznaczeń wieku osadów czwartorzędowych,

krzywą wskaźnika izotopów tlenu porównano z maksymalnymi południowymi zasięgami poszczególnych nasunięć łądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły, w nawiązaniu do proponowanej stratygrafii plejstocenu glacialnego tego obszaru (ryc. 4). Szerokość geograficzna zasięgu najdalszych na południe nasunięć łądolodów została określona jako szerokość maksymalnie wysuniętego w tym kierunku punktu prawdopodobnego zasięgu każdego z nich (po wcześniejszym, przybliżonym wyznaczeniu zasięgu glin lodowcowych każdego z 16 litotypów — ryc. 3), położony w dorzeczu Wisły. W nawiązaniu do tych zasięgów łądolodów naniesiono na ryc. 4 miejsca występowania osadów morskich i osadów tzw. czerwonego kompleksu ilastego (por. Lisicki, 2003). Krzywa wskaźnika izotopów tlenu pochodzi z pracy Bassinota i in. (1994). Została wykonana dla rdzenia osadów głębokomorskich z rejonu Malediwów na Oceanie Indyjskim. Widoczne na wykresie wahania zawartości izotopów tlenu zostały zaliczone nie tylko do stadiów, ale i substadiów tlenowych. Początek krzywej w dolnej części rozpoczyna się na granicy stadium tlenowego 22 i 23. Wcześniej skonstruowanej przez Shackletona i Opdyke'a (1973) krzywej tlenowej zostały przyporządkowane tylko 22 stadia tlenowe. Można jednak przypuszczać, że jeszcze starsze tak duże wahanie zwiększonej zawartości izotopu  $^{18}\text{O}$  w stosunku do izotopu  $^{16}\text{O}$  może odpowiadać stadium tlenowemu 24.

Pierwszą wersję korelacji stadiów tlenowych z nasunięciami łądolodu skandynawskiego na Niżu Europejskim przedstawia ryc. 4. W dolnej części schematu plejstocenu dorzecza Wisły, młodszego od interglacjalu mazowieckiego (M), wątpliwości interpretacyjne budzi: przyporządkowanie dwóm stadiom zlodowacenia nidy jednego stadium tlenowego (w porównaniu z podziałem pozostałych zlodowaceń tej części plejstocenu), brak do tej pory kompletnej sukcesji pyłkowej interglacjalu małopolskiego (K) i niezbyt pewna pozycja interstadiału domuratowskiego (D), którą być może należałoby wiązać z interglacjalem małopolskim (por. Lisicki, 2003). W tej wersji interglacjal augustowski (P) skorelowany został ze stadium tlenowym 21, a interglacjal ferdynandowski (F) i interstadiał mragowski (R), podobnie jak w wersji drugiej, kolejno ze stadium 15 i 13.

Interglacjal mazowiecki (M) skorelowano ze stadium 11, co jest zgodne z większością prac poświęconych tej tematyce (np. Lindner, 1981; Lindner & Marks, 1994). Znacznie rzadziej jest on korelowany ze stadium 9 (np. przez Krzyszkowskiego [W:] Ber i in., 1998).

W górnej części pierwszej wersji schematu niepewną wydaje się być pozycja stratygraficzna interglacjalu lubawskiego (L) oraz najstarszych ochłodzeń i interstadiałów (Amersfoort–Brörup — substadia 5.5–5.3?) na granicy interglacjalu eemskiego (E) i zlodowacenia wisły, co wiąże się z określeniem dolnej granicy najmłodszego zlodowacenia. W tej wersji interglacjal zbójna (Z) skorelowany został, podobnie jak w wersji drugiej, ze stadium tlenowym 9.

W drugiej wersji (ryc. 4) posłużono się m.in. wynikami badań paleomagnetycznych i datowaniami radiochronologicznymi (izotopowymi). Wyniki badań zmiany składu izotopowego tlenu w osadach głębokomorskich (Bassinot i in., 1994) pozwoliły określić wiek granicy zmiany polaryzacji magnetycznej Brunhes/Matuyama w tych osadach na ok. 775 tys. lat BP (metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) i położenie tej granicy w górnej części stadium tlenowego 19. Otrzymano również wyniki badań paleomagnetycznych dla profilu Kalejty koło Augustowa (północno-wschodnia Polska). W zbadań palinologicznie osadach jeziornych (Winter, 2001) interglacjalu augustowskiego (P) — Nawrocki określił

przybliżoną lokalizację granicy Brunhes/Matuyama i spodziewane położenie granicy stadiów tlenowych 19 i 18 w górnej części osadów tego interglacjału ([W:] Ber, 2000). Na tej podstawie można przyjąć, że interglacjał augustowski (P) odpowiada stadium 19 (w wersji pierwszej — stadium 21). Niepewne wyniki badań geologicznych i petrograficznych glin lodowcowych w profilu Domuraty (północno-wschodnia Polska), spowodowane brakiem w tym profilu niektórych glin lodowcowych starszych od interglacjału mazowieckiego, mogą sugerować położenie sukcesji z Domurat w pozycji interglacjału małopolskiego (K) — por. Lisicki, 2003. Interpretacja wyników badań geologicznych w jaskini Kozi Grzbiet koło Kielc umożliwiła zaliczenie tego stanowiska do interglacjału małopolskiego (Głazek i in., 1977). Jednak badania paleomagnetyczne osadów jaskiniowych pozwoliły określić istnienie w nich granicy zmiany polaryzacji magnetycznej Brunhes/Matuyama. Być może stanowisko Kozi Grzbiet, podobnie jak zbadany palinologicznie profil Kalejty, należy łączyć stratygraficznie z interglacjałem augustowskim (P). W takiej interpretacji należałoby przyjąć, że tylko górna część wypełnienia jaskini jest młodsza, co sugeruje wiek 700–550 tys. lat BP, jaki otrzymano w wyniku badania występujących tam kości z zastosowaniem wskaźnika FCI/P (Głazek i in., 1977).

Biorąc powyższe argumenty geologiczne pod uwagę w drugiej wersji stratygraficznej interpretacji glacialnego plejstocenu dorzecza Wisły rysuje się nieco odmienne nawiązanie starszych nasunięć lądolodu do starszych stadiów tlenowych — od stadium 22 do stadium 16 (ryc. 4).

#### Podsumowanie i wnioski końcowe

Charakterystyka petrograficzna litotypów regionalnych glin lodowcowych dorzecza Wisły i jego najbliższych obszarów oraz wyniki badań palinologicznych z tego obszaru, pozwalające na określenie pozycji stratygraficznej tych litotypów, umożliwiły przedstawienie uśrednionej charakterystyki petrograficznej litotypów stratygraficznych i ich przestrzennego występowania. Umożliwiło to z kolei określenie przybliżonych granic maksymalnego zasięgu kolejnych lądolodów akumulujących gliny należących do 16 litotypów stratygraficznych. Zbadane gliny lodowcowe dorzecza Wisły i jego najbliższego otoczenia zaliczono do wszystkich obecnie znanych 8 zlodowaceń.

Interglacjał mazowiecki dobrze koreluje się ze stadium tlenowym 11. Osady tego interglacjału są korelacyjnie najważniejszymi utworami dla dorzecza Wisły (Lindner, 1981) i dla Niżu Europejskiego pokrytego lądolodem plejstoceniowym. Interglacjał ten dzieli plejstocen glacialny na dwie części różniące się między sobą m.in. panującymi w plejstocenie warunkami klimatycznymi (Lisicki, 2003) i roślinnością rozwijającą się po każdorazowym wycofaniu się lądolodu. Przyporządkowanie stadiów tlenowych młodszej części plejstocenu kolejnym nasunięciom lądolodu (rangi stadialnej) i jego recesjom nie narzuca większych problemów. Dla starszej części plejstocenu glacialnego takie przyporządkowanie jest dyskusyjne. Przedstawiono dwie możliwe wersje korelacji prawdopodobnych zasięgów lądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły z krzywą wskaźnika izotopów tlenu i z wyróżnionymi na tej krzywej izotopowymi stadiami tlenowymi.

#### Literatura

- BASSINOT F. C., LABEYRIE L. D., VINCENT E., QUIDELLEUR X., SHACKLETON N. J. & LANCELOT Y. 1994 — The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planet. Sc. Let.*, 126: 91–108.
- BER A. 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 170: 1–89.
- BER A., JANCZYK-KOPIKOWA Z. & KRZYSZKOWSKI D. 1998 — A new interglacial stage in Poland (Augustovian) and the problem of the age of the oldest Pleistocene till. *Quater. Sc. Rev.*, 17, Pergamon: 761–773.
- BLUSZCZ A. 2000 — Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych — teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. *Zesz. Nauk. Polit. Śl., Mat.-Fiz.*, 86, Geochron., 17: 1–104.
- CZERWONKA J. A. & KRZYSZKOWSKI D. 1997 — Stratygrafia plejstocenu w Polsce południowo-zachodniej, ze szczególnym uwzględnieniem korelacji poziomów glin lodowcowych i osadów rzecznych (streszczenie referatu): 163–166. [W:] *Mat. IV Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Kamieniec Żąbkowicki, 1–5 września 1997.*
- CZUBLA P. 2001 — Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, 80: 1–174.
- EMILIANI C. 1955 — Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, 63: 538–578.
- GŁAZEK J., LINDNER L. & WYSOZCZAŃSKI-MINKOWICZ T. 1977 — Old Pleistocene cave deposits with fauna at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts, Central Poland) — a geological interpretation. *Pr. Nauk. UŚl.*, 185: 13–27.
- GÓRSKA M. 2000 — Wybrane właściwości petrograficzne vistuliankich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. *Pozn. TPN, Wyd. Mat.-Przyr. Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, 28: 1–145.
- KRZYWICKI T. 2002 — The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in northeastern Poland and neighbouring areas. *Geol. Quarter.*, 46: 165–188.
- LINDNER L. 1981 — Organogenic deposits of the Mazovian Interglacial (Mindel II/Riss I) in the middle Vistula basin, compared to coeval European localities. *Acta Geol. Pol.*, 31: 111–126.
- LINDNER L. 2001 — Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. *Prz. Geol.*, 49: 819–821.
- LINDNER L., MARCINIAK B., SANKO A. F. & KHURSEVICH G. K. 2001 — The age of the oldest Scandinavian glaciations in mid-eastern Poland and southwestern Belarus. *Geol. Quarter.*, 45: 373–386.
- LINDNER L. & MARKS L. 1994 — Pleistocene glaciations and interglacials in the Vistula, the Oder, and the Elbe drainage basins (Central European Lowland). *Acta Geol. Pol.*, 44: 153–165.
- LINDNER L. & MARKS L. 1999 — New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland. *Geol. Quarter.*, 43: 1–7.
- LISICKI S. 2003 (w druku) — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Geol. Państw. Inst. Geol.*
- MADEYSKA T. 1992 — Metody fizykochemiczne i sedymentacyjne. [W:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*: 403–440. PAE Warszawa.
- MAJDANOWSKI S. 1947 — Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynnien ziemnych na Niżu Polskim. *Prz. Geogr.*, 21: 37–69.
- MAKOWSKA A. 1992 — Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle and Elbląg Elevation based on mapping and boreholes. *Kwart. Geol.*, 36: 97–120.
- MORAWSKI W. 2001 — Czy ostatnie zlodowacenie obejmowało wschodnie Mazowsze i Podlasie? *Prz. Geol.*, 49: 551–558.
- NUNBERG J. 1971 — Próba zastosowania metod statystycznych do badań zespołu glazów fennoskandynawskich występujących w utworach glacialnych północno-wschodniej Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 38: 1–107.
- RZECHOWSKI J. 1974 — Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 111–150.
- SHACKLETON N. J. & OPDYKE N. D. 1973 — Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumens in a 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale. *Quater. Res.*, 3: 39–55.
- WINTER H. 2001 — Nowe stanowisko interglacjału augustowskiego w północno-wschodniej Polsce. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 3. Wyd. Nauk. UAM, Poznań, Geografia, 64: 439–450.
- WYSOTA W. 2002 — Stratygrafia i chronologia sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części Dolnego Powiśla. *Wyd. UMK, Toruń*: 1–144.
- ŻARSKI M. 2002 — Pleistocene river valleys and ice sheet limits in the Southern Mazovian Lowland, central Poland. *Geol. Quarter.*, 46: 147–163.