

CZESŁAW PACHUCKI

MORENY CZOŁOWE OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA NA OBSZARZE PERIBALTICUM

(2 fig.)

*Les moraines terminales de la dernière glaciation sur le
 territoire de Peribalticum*

(2 fig.)

Streszczenie. Autor zestawiał mapkę moren czołowych ostatniego zlodowacenia w oparciu o szczegółowe materiały najnowszych badań czwartorzędu w strefie Peribalticum, a przede wszystkim we wschodniej części tego obszaru. Na podstawie przebiegu moren czołowych zostały wyprowadzone zasięgi poszczególnych stadiów i faz. Ciągi moren czołowych nie biegną prostolinijnie, lecz tworzą falującą linię złożoną z wysuniętych na południe łobów: 1) odrzański, 2) wiślański, 3) mazurski, 4) niemeński i 5) narocki. Wszystkie te łoby w pewien sposób odzwierciedlają rzeźbę podłoża, która warunkowała ich utworzenie się.

Stadium Warty zalicza autor do przedostatniego zlodowacenia. Maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia wyprowadzony został na podstawie badań całego szeregu autorów. Biegnie on po linii najdalej wysuniętego zasięgu stadiału brandenbursko-frankfurckiego. Dla ostatniego zlodowacenia przyjmuje autor tylko dwa stadiały: 1) brandenbursko-frankfurcki i 2) pomorski, wszystkie inne postoje lądolodu uważa za fazy tych stadiów. Uzasadnia to faktem, że między stadiem brandenburskim a frankfurckim nie stwierdzono dotychczas żadnego interstadiału. Istnienie tylko dwu stadiów potwierdzają również dane paleoklimatyczne wyprowadzone przez Krivana (1953) i Emilianiego (1955).

WSTĘP

Na międzynarodowym zjeździe INQUA w roku 1932 uchwalono wydanie międzynarodowej mapy czwartorzędu Europy. Poszczególne kraje zaczęły przeprowadzać badania w terenie i zbierać materiały do takiej mapy według wydanej instrukcji. Wydarzenia ostatniej wojny światowej przeszkodziły temu dziełu. Większość krajów opublikowała wyniki swoich badań w formie map i artykułów z mapkami szkicowymi. W Niemczech została zredagowana przez W o l d s t e d t a mapa czwartorzędowa w skali 1 : 1 500 000 i wydana w 1935 r. Mapa czwartorzędu Estonii została zestawiona i wydana w skali 1 : 200 000 w roku 1936. Oprócz tego mapka szkicowa moren czołowych Estonii była opublikowana w pracach międzynarodowego kongresu geograficznego w Amsterdamie (A. T a m m e k a n n 1938). Dla Łotwy została zestawiona taka mapa w skali 1 : 400 000 (V. Z a n s 1935) (nie opublikowana). W czasopiśmie Geografiski Raksti

została opublikowana w 1935 r. przez Z a n s a mapka czwartorzędu Łotwy w skali 1 : 2 500 000. O morenach czołowych poszczególnych regionów Litwy pisał Cz. P a c h u c k i (1934, 1952), ale w całości mapa nie była publikowana. Natomiast mapka czwartorzędu szkicowa dla całej Litwy w skali 1 : 2 500 000 została zestawiona przez Pachuckiego i opublikowana w podręczniku geologii dla szkół średnich w 1938 r. Moreny czołowe Polski były tematem szeregu artykułów w różnych czasopismach geograficznych i geologicznych z rozmaitych regionów (G a l o n 1929, 1937, 1938, 1952, 1952a, 1953, 1956, 1957, J. G l i n i c k a et al. 1936, Br. H a l i c k i 1934, 1938, 1950, J. K o n d r a c k i 1938, 1947, 1952, St. L e n c e w i c z 1927, Wł. N i e w i a r o w s k i 1959, Cz. P a c h u c k i 1952, St. P i e t k i e w i c z 1928, M. P r ó s z y ń s k i E. R ü h l e 1933, L. R o s z k ó w n a 1955, 1956, E. R ü h l e 1932, 1957, W. T y w o ń s k i 1953, S. W o ł ł o s o w i c z 1923). Ostatnio po wojnie została wydana mapa geologiczna Polski w skali 1 : 300 000. Z tej mapy oraz z różnych publikacji została zestawiona przez R ü h l e g o i S o k o ł o w s k ą mapa czwartorzędu Polski w skali 1 : 200 000 (1957). Piękna mapka stadiów i faz ostatniego zlodowacenia na terenie Polski zestawiona przez L. R o s z k ó w n ę została opublikowana w artykule G a l o n a (1956).

Syntetycznej mapy moren czołowych na obszarze Peribalticum na podstawie nowszych badań dotychczas nie było. Taką mapkę podjąłem się sporządzić na podstawie istniejących nowych publikacji oraz własnych spostrzeżeń z terenów północno-wschodniej Polski i całego obszaru Litwy.

ZAGADNIENIE ZASIĘGU ZLADOWACENIA BAŁTYCKIEGO I JEGO STADIÓW

Maksymalny zasięg i podział ostatniego zlodowacenia jest dotychczas kwestią sporną. Chodzi tu przede wszystkim o przynależności stadium Warty. Jedni badacze przydzielają to stadium do przedostatniego zlodowacenia (Riss — Saale — Dniepr), inni zaś umieszczają je w ostatnim zlodowaceniu (Würm — Wisła — Wałdaj), a jeszcze inni uważają to stadium za odrębne zlodowacenie. Chcąc zająć swoje stanowisko w sprawie przynależności stadium Warty, przeprowadzałem badania w okolicy Trzebnicy i Milicza w latach 1949 — 1950. Wyniki moich badań potwierdziły pogląd W o l d s t e d t a (1954 b, 1955 b), C z a j k i (1931) i innych, że Wzgórza Trzebnickie jak również wzniesienia Sułów-Milicz-Krotoszyn są morenami czołowymi należącymi do stadium Warty. Różnice moren okolic Trzebnicy i moren ostatniego zlodowacenia północnych regionów pod względem morfologii, miąższości zwietrzliny oraz innych cech są tak wielkie, że przemawiają za przynależnością stadium Warty do przedostatniego zlodowacenia. Na północy na obszarze ostatniego zlodowacenia zwietrzelina sięga zaledwie do 1 m, natomiast na terenie Wzgórz Trzebnickich należących do stadium Warty zwietrzlenie i wyługowanie warstwy powierzchniowej sięga do głębokości 2 m, na powierzchni brak zupełnie wapiennych narzutniaków, co wskazuje na długi okres wietrzenia. Również rzuca się w oczy bardzo wielka ilość eolicznie oszlifowanych narzutniaków występujących tu w postaci graniaków. Istnienie lessu na powierzchni Wzgórz Trzebnickich możemy uważać również jako jeden z dowodów zaliczania stadium Warty do przedostatniego zlodowacenia. To wszystko wskazuje, że ta powierzchnia jest znacznie starsza niż powierzchnia obszarów ostatniego zlodowacenia, gdzie wyżej wymienionych zjawisk brak.

Fig. 1. Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia w obszarze Peribalticum zestawiił C. Pachucki. 1 — moreny czołowe stadiów i ważniejszych faz; 2 — recesyjno-oscylacyjne moreny czołowe; P — stadium pomorskie; F — stadium frankfurckie; B — stadium brandenburskie

Fig. 1. Les moraines terminales de la dernière glaciation dans le Peribalticum par C. Pachucki. 1 — les moraines terminales des stades et des phases respectives; 2 — les moraines terminales d'oscillation; P — le stade de Pomeranie; F — le stade de Francfort; B — le stade de Brandebourg; Bdg — Bydgoszcz; Dg — Dyneburg; S — Suwałki; Ols — Olsztyn; KN — Kalinin-grad; KH — Kopenhaga

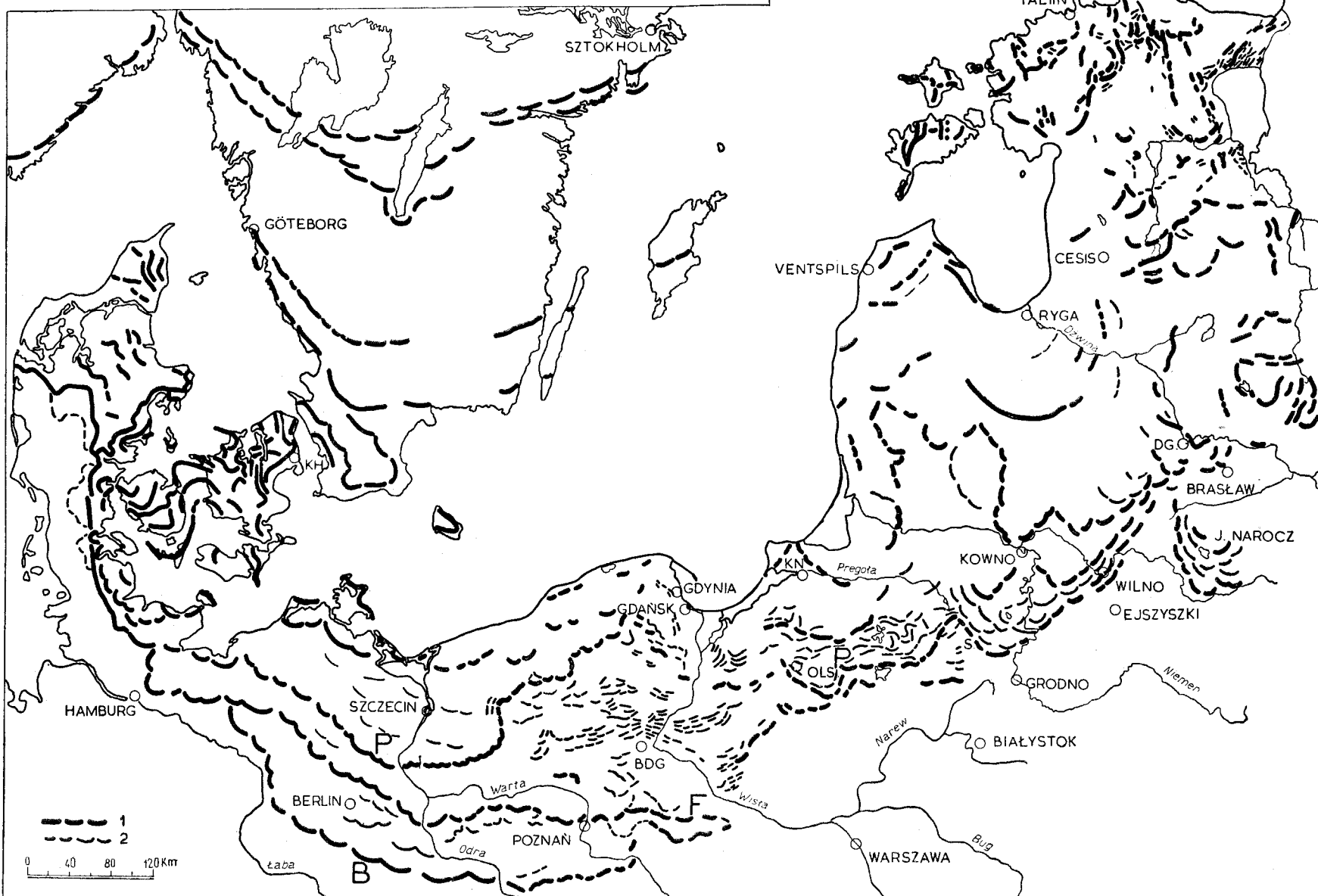
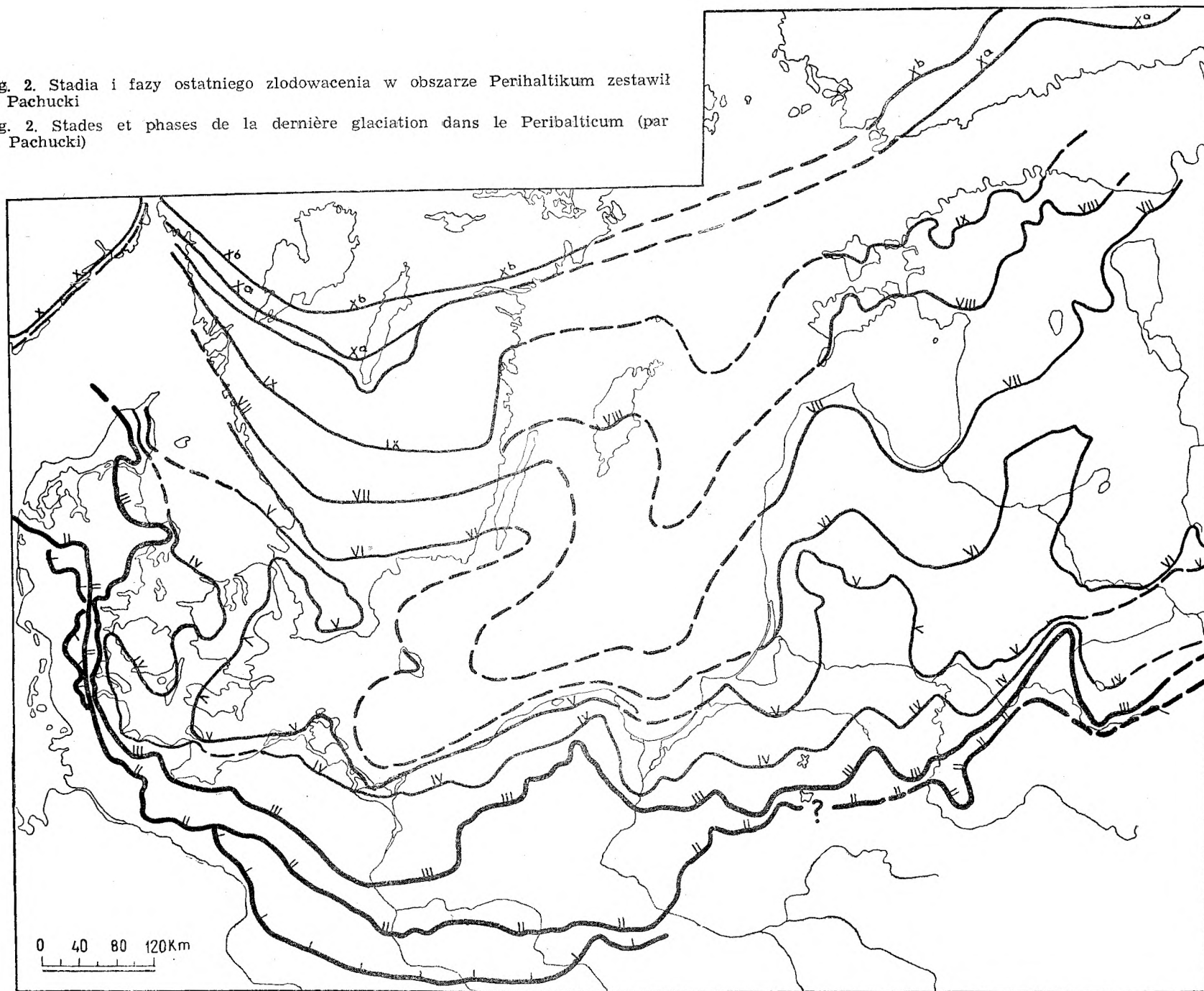


Fig. 2. Stadia i fazy ostatniego zlodowacenia w obszarze Perihaltikum zestawil C. Pachucki

Fig. 2. Stades et phases de la dernière glaciation dans le Peribalticum (par C. Pachucki)



Rzeźba obszaru ostatniego zlodowacenia różni się wybitnie od rzeźby obszaru leżącego w zasięgu starszych zlodowaceń przede wszystkim swymi świeżymi formami i licznymi jeziorami (S. Majdanowski 1950). Czynniki erozji i denudacji nie zdały tutaj w ciągu ostatnich 15 — 20 tysięcy lat zniszczyć tych form ani w większym stopniu przekształcić ich. Te różnice przekonywająco podkreślił i uzasadnił Galon (1939). Linia dzieląca te dwa morfologicznie różniące się obszary jest zewnętrzną granicą, czyli wyznacza najdalej na S wysunięty zasięg ostatniego zlodowacenia. Rozdziela ona moreny starsze od młodszych.

O przebiegu krawędzi lądolodu wnioskujemy z różnych utworów marginalnych, a to głównie z rozmieszczenia moren czołowych i sandrów. Moren czołowych na pewnych odcinkach brak. Możliwe, że w wielu miejscach nie doszło do utworzenia się moren czołowych, a w innych znów zostały one później zniszczone przez wody roztopowe z późniejszych postojów lądolodu, jak również przez oscylacje lądolodu, które niszczyły poprzednio utworzone formy. Dlatego powstają trudności w synchronizacji poszczególnych ogniw i ustaleniu ich wieku. Jeżeli ciągi moren oddzielone są od siebie pewną przerwą, to przyjmujemy, że pasma bardziej zewnętrzne są starsze od pasm wewnętrznych.

W procesie zlodowacenia możemy wyróżnić trzy zasadnicze etapy rozwoju: etap narastania, etap stabilizacji, czyli maksymalnego zasięgu i etap topnienia („cofania się”) lądolodu. W okresie zlodowacenia wyróżniamy stadiały i fazy. Przez stadiał rozumiemy okres aktywnej ekspansji lodowca, kiedy to lądolód transgredował i osiągnąwszy swój maksymalny zasięg zatrzymał się na dłuższy okres czasu lub oscylował na niewielkich przestrzeniach, a potem na skutek większego ocieplenia cofał się ku północy. Po stopnieniu lądolodu wytworzyły się w zagłębieniach zabagnionych osady organogeniczne interstadialne. Gdy lądolód ponownie transgredował, przykrył te osady. Toteż powinny się one znajdować tu i ówdzie wśród osadów interstadialnych jako dowód większej przerwy czasowej między jednym a drugim nasunięciem lądolodu.

Stadiały i fazy ostatniego zlodowacenia ustalane są na podstawie badań geomorfologicznych i geologiczno-stratygraficznych. Lądolód nie wycofywał się równomiernie, ale zatrzymywał się na pewnych liniach przez dłuższy czas, a nawet z miejsc postoju oscylował. W tych warunkach powstały ciągi moren czołowych wyznaczające poszczególne postoje i oscylacje. Wyróżniamy zatem ciągi moren czołowych stadialne, fazjalne i oscylacyjne jako odzwierciedlenie pewnych zasięgów lądolodu. Dla terenów Niemiec północnych P. Woldstedt już w roku 1927 (1927, 1931) wydzielił w obrębie ostatniego zlodowacenia trzy zasadnicze stadiały: brandenburski, frankfurcki i pomorski. W Polsce Lencewicz (1927) podaje ich odpowiedniki polskie: 1) leszczyńskie, 2) poznańskie i 3) pomorskie. Rühle (1957) wysuwa nowe nazwy: stadiał południowopolski, stadiał wielkopolsko-dobrzyński i stadiał pomorski.

Dla wyjaśnienia stratygrafii i paleografii czwartorzędu ciekawe są wyniki badań paleoklimatycznych oparte na spostrzeżeniach astronomicznych. Wielką wagę mają tu badania uczonych węgierskich Bacsaka i Krivana. Krivan (1953) w oparciu o ewolucję solarnych typów klimatycznych Milankovica-Bacsaka przedstawił tabelarycznie podział paleoklimatyczny plejstocenu. Z tej tabeli widzimy, że epoka Würm składa się z dwóch odcinków W_1 i $W_2 + W_3$. Pomiedzy W_1 , który jest uważany przez Krivana za zlodowacenie Warty, a W_2 istnieje niedługi

okres międzylodowcowy. W_2 od W_3 oddziela długi o trwały interstadiał. Również C. Emilia ni (1953), wyprowadzając krzywą paleotemperatury, otrzymuje podobny obraz, tj. w epoce ostatniego zlodowacenia występują dwa chłodne okresy W_I i W_{II} , a pomiędzy nimi jedno ocieplenie. Wyłączając zlodowacenie Warty z ostatniego zlodowacenia, otrzymujemy W_2 Kriwana jako stadiał pierwszy, a W_3 jako stadiał drugi. Wszystkie inne postoje lodowcowe w obrębie W_2 i W_3 będą odpowiednimi fazami tych dwu stadiałów. Według K r i v a n a i E m i l i a n i e g o znaczne ocieplenie podczas ostatniego zlodowacenia istniało jeden raz. Wynika stąd, że mogły istnieć tylko dwa stadiały: brandenbursko-frankfurcki i pomorski, przedzielone interstadiałem „mazurskim” (Szafer). Te dwa stadiały zaznaczają się aktywną ekspansją lądolodu. W o l d s t e d t (1954 a) wyraził wątpliwość co do interstadiału mazurskiego, twierdząc, że jest on przykryty soliflukcyjnym osadem morenowym. W o l d s t e d t w ostatnich swych pracach (1954, 1954 a, 1956) dzieli zlodowacenie Wisły — Würm na trzy okresy: wczesny, środkowy i późny. Do wczesnego przydziela on stadiał szczeciński, nad nim umieszcza interstadiał riksdorfski. Środkowy okres obejmuje stadiały brandenburski, frankfurcki i pomorski. Do późnego okresu zalicza wszystkie fazy postpomorskie. W. S z a f e r (1952) dzieli również ostatnie zlodowacenie na trzy części: wczesny, główny i późny. Według S z a f e r a wczesny okres zaczyna się stadiałem brandenburskim, po nim następuje interstadiał oryniacki. Główny glacjał tworzą stadiały frankfurcki i pomorski przedzielone interstadiałem mazurskim. Późny glacjał rozpoczyna się starszym dryasem. Między stadiem brandenburskim a frankfurckim nie było prawdopodobnie długiej przerwy czasowej, ponieważ pomiędzy nimi nie stwierdzono dotychczas jakiegokolwiek interstadiału. Uważałbym za słuszne nie wyróżniać tych dwu stadiałów jako odrębnych, ale łączyć je w jeden stadiał brandenbursko-frankfurcki.

MORENY CZOŁOWE STADIUM BRANDENBURSKO-FRANKFURCKIEGO

Zasięg lądolodu na odcinku między Łabą a Wartą po ujściu Proсны do Warty, ciągnący się przez miejscowości Havelberg-Brandenburg-Gubin-Zielona Góra-Leszno-Gostyń-Jarocin, zaliczany jest do odrębnego stadium brandenburskiego. Poza tym odcinkiem na terenie Danii, jak również na Mazurach i terenie Litwy zasięg stadium brandenburskiego został przekroczony i przykryty przez moreny fazy frankfurckiej (poznąńskiej), a miejscami nawet zasięgiem stadium pomorskiego. Możliwe jest, że zasięg brandenburski (leszczyński) wynurza się spod stadium pomorskiego na południe od Suwałk, przecina Niemen na północ od Grodna, wygina się łobem i dalej biegnie w kierunku północo-wschodnim na południe i wschód od Wilna. Ale może to być również stadium frankfurckie (poznąńskie), ponieważ na tym odcinku na północ od tych moren występują ciągi moren stadium pomorskiego.

Według wyników badań petrograficznych przeprowadzonych przez R. T a r v y d a s a (1958) na obszarze wzniesień Ejszyszki na południe od Wilna narzutniaki stadium brandenbursko-frankfurckiego zbliżone są do narzutniaków stadium pomorskiego (badane przez tegoż R. T a r v y d a s a na obszarze Litewskiej R. R.), jednakowoż istnieją pewne różnice, które wykazują na terenie okolic Ejszyszki większą ilość skał ze środkowej i północnej Szwecji, a brak natomiast skał ze wschodniej Finlandii, co

wskazuje na wyodrębnienie tego zasięgu od stadium pomorskiego. Stadium frankfurckie (poznzańskie) ciągnie się na zachodzie przez środkową Danię, przy Hamburgu tworzy nieduży lob, a następnie biegnie w kierunku południowo-wschodnim, tworząc zachodnie skrzydło rozległego lobu odrzańskiego, przecinającego Odrę przy Frankfurcie. Na wschód od Odry biegnie niemal że równoleżnikowo przez Poznań, Gniezno, Gostyń aż do doliny Wisły, gdzie wybrzusza się tworząc lob Wisły. (R. Galon 1950, 1952, 1957, E. Rühle 1957). Po wschodniej stronie Wisły jego granica zmienia kierunek na północo-wschód i przechodzi przez Lipno-Rypin, Nidzicę (Roszkówna 1955), a stąd przez teren położony na południe od jeziora Śniardwy (J. Kondracki 1952), dalej zaś w kierunku ENE przez Grajewo-Augustów do Niemna (Cz. Pachucki 1952, E. Rühle 1957) w okolicy kanału augustowskiego, skąd biegnie dalej w kierunku północo-wschodnim aż poza Wilno (Cz. Pachucki 1938, R. Tarvydas et al. 1958). Stadium to ma charakter transgresywny i oscylacyjny.

W wiślańskim lobie na przestrzeni od największego zasięgu stadium frankfurckiego (poznńskiego) do moren czołowych stadium pomorskiego występuje duża ilość ciągów moren czołowych recesyjno-oscyłacyjnych. Tu można wyróżnić trzy pasy moren czołowych. Pierwszy pas Chodzieży biegnie od Chodzieży w kierunku przez Węgrowiec, Janowiec, Mogilno, jez. Gopło, Radziejów i S od Lubaniec. (Woldstedt (1955) próbował wydzielić ten ciąg moren w odrębny stadiał). Drugi pas ciągnie się prawie równoleżnikowo od Jastrowa przez Więcbork-Mroczę (R. Galon 1952) po wschodniej stronie Wisły rozpościera się w okolicy Wąbrzeźno-Radzyń-Brodnica (R. Galon 1929, R. Galon, L. Roszkówna 1953). Trzeci pas daje się wyróżnić na przestrzeni Okonek, Człuchów, Chojnice-Tuchola i stąd na Grudziądz (R. Galon 1952, 1953, 1956, 1957). Widzimy z tego, że stadium frankfurckie (poznzańskie) miało duży zasięg i długo trwało. Galon (1952 a) stwierdził na obszarze pomiędzy rzeką Brdą a pradoliną Noteci aż 26 marginalnych stref stadium frankfurckiego oddalonych po 3,5 km jedna od drugiej.

Na skutek stwierdzenia dobrze wykształconych moren czołowych w okolicy Więcborka i Wąbrzeźna sięgających do 40 m wysokości wysuwa się możliwość ustalenia nowego stadium. Woldstedt skłonny jest przyjąć, że pasmo Tuchola-Wąbrzeźno-Iława-Szczytno-Ełk należy do pierwszej najdalej na południe wysuniętej fazy stadium pomorskiego. Galon (1956, 1957) uważa, że nie ma podstaw do przyjęcia tego pasma za odrębne stadium, jak również nie do przyjęcia jest pogląd Woldstedta, by uważać to za najdalej wysuniętą fazę stadium pomorskiego. Temu zagadnieniu jest poświęcona osobna praca L. Roszkówny (1956).

Po wycofaniu się lądolodu stadium frankfurckiego na północ utworzyły się osady interstadialne, które zostały stwierdzone na terenie Polski jako interstadiał mazurski, a na terenie Litwy jako interstadiał Uły.

MORENY CZOŁOWE STADIUM POMORSKIEGO

Po interstadialnej przerwie „mazurskiej” nastąpiło ponowne ochłodzenie i lądolód posunął się na południe. Tym razem zatrzymał się na linii stadium pomorskiego. Stadium to miało już mniejszy zasięg niż poprzednie. Co prawda na zachodzie, na terenie Danii, jak również na Pojezierzu Mazurskim oraz na terenie Litwy moreny stadiału pomorskiego

docierają aż do zasięgu poprzedniego stadiału. Największe wysunięcie lądolodu na południe miało miejsce w obniżeniu zatoki Pomorskiej, gdzie wytworzył się szeroko wygięty lob dolnej Odry. Moreny czołowe tego lobu ciągną się nieprzerwanym pasmem przez Szlezwig i wschodni Holstyn w kierunku południo-wschodnim, wyginają się nad Odrą i po przekroczeniu jej biegną na prawym odcinku niemal równoleżnikowo do Berlina, skąd skręcają łukiem na północ do miejscowości Węgorzyno, a dalej skierowują się na północo-wschód aż po okolice Kościerzyny w pobliżu Gdańska. Nad zatoką Gdańską wytworzył się drugi lob, ale już znacznie mniejszych rozmiarów. Pasma moren czołowych jest tu też mniej zwarte, co nastęrcza pewne trudności w ustaleniu granicy tego stadiału. Moreny czołowe wschodniego skrzydła lobu dolnej Wisły skierowują się na północo-wschód przez Prabuty-Susz aż po Morąg (L. R o s z k ó w n a 1956). Dalej na wschód kształtuje się nowy lob Łyny, który wygina się na południe od Olsztyna i skręca aż do miejscowości Biskupiec (J. K o n d r a c k i 1952). Od tego miejsca w kierunku wschodnim po północnej stronie jeziora Śniardwy, przez Mikołajki, Ełk, Olecko aż po jezioro Hańczy, tworząc lekko wygięty lob mazurski (l. c.). Od jeziora Hańczy moreny czołowe stadiału pomorskiego przybierają kierunek południo-wschodni aż po Niemen, wyginają się nad Niemnem, a dalej przyjmują już kierunek północo-wschodni biegnąc przez Troki, Wilno aż po Święciany (C z. P a c h u c k i 1952). Wytworzył się tu lob niemeński. Od Święcian moreny czołowe zwracają znowu na południo-wschód i, otaczając jezioro Narocz od południa, stwarzają jeszcze jeden, ostatni na omawianym obszarze (J. G l i n i c k a et al. 1936). Widzimy, że największy zasięg lądolodu podczas stadiału pomorskiego tworzył falującą linię złożoną z wysuniętych na południe lobów: odrzańskiego, wiślańskiego, Łyny, mazurskiego, niemeńskiego i narockiego.

Wszystkie te loby w pewien sposób odzwiercjadlają rzeźbę podłoża, która warunkowała ich utworzenie się. Lądolód pomorskiego stadium był mniejszy, a więc prawdopodobnie i cieńszy od lądolodu poprzednich stadiów, gdyż powierzchnia podłoża odbiła się w wykształceniu bardzo wyraźnych lobów. Znane jest wzniesienie podłoża w okolicy Łeby na zachód od Gdańska, które powodowało, że lądolód był hamowany, a wkroczył obniżeniem odrzańskim i wiślańskim bez przeszkód dalej na południe. Po wschodniej stronie Wisły są wzniesienia podłoża elbląskiego, które również hamowały przepływ lądolodu na południe i tu utworzyły się skrzydła lobów wiślańskiego i łyńskiego. Następnie wzniesienie Gołdap-Suwałki uwarunkowało utworzenie się lobów mazurskiego od strony zachodniej i niemeńskiego od wschodu. Ostatecznie znane są również wzniesienia podłoża wzdłuż wschodniej granicy Litwy, które wpłynęły na odgraniczenie lobu niemeńskiego od narockiego.

R. G a l o n (1952 a, 1957) przyjmuje, że ruchy tektoniczne w pleistocenie różnicowały powierzchnię w pobliżu Bałtyku, a w szczególności u ujścia Odry i Wisły, co dało powód do utworzenia się tych dużych lobów. Oprócz tego możliwe jest przypuszczenie, że egzaracyjna działalność spływającego lądolodu wcześniejszych zlodowaceń przyczyniła się też do różnicowania powierzchni przed ostatnim zlodowaczeniem.

Pomorskie moreny czołowe mają cechy odrębnego stadiału przez swój charakter wybitnie transgresywny. Przecinają one ciągi starszych faz stadiału poznańskiego, jak to stwierdza R. G a l o n (1957), a gdzie indziej przekraczają nawet ciągi moren głównego postoju stadiów

starszych np. na Mazurach i Suwalszczyźnie (por. mapę). Widzimy stąd, że ciągi moren stadiału pomorskiego przebiegają niezgodnie w stosunku do ciągów moren starszych stadiałów. Przed morenami stadium pomorskiego rozpościerają się na olbrzymich przestrzeniach obszary sandrowe, co wskazuje na długotrwały postój lądolodu tegoż stadium. Przeważnie duże sandry przy styku dwóch odrębnych lobów.

Stadiał pomorski zasługuje na uwagę i z tego powodu, że jest to ostatni stadiał zlodowacenia bałtyckiego. Niektórzy badacze (V. G u d e l i s 1958) przyjmują, że od chwili, kiedy brzeg lądolodu zaczął się cofać bezpowrotnie ze swej głównej linii zasięgu stadium pomorskiego, zakończył się plejstocen, a zaczęła się epoka holocenska.

Lądolód stadium pomorskiego topniał i wycofywał się pewnymi etapami, w okresach stagnacji pozostawiając szereg moren czołowych należących do jego młodszych faz. Na obszarze wschodniego skrzydła lobu wiślańskiego L. R o s z k ó w n a (1955) wyróżniła aż 12 faz recesyjno-oscyłacyjnych. J. K o n d r a c k i (1952) na obszarze Pojezierza Mazurskiego wyróżnił 9 faz składających się z około 20 mniejszych recesyjnych etapów. Na Suwalszczyźnie i na terenach południowej oraz wschodniej Litwy moreny czołowe zostały stwierdzone i prześledzone przez autora niniejszego artykułu i tu również wyróżniono 8 odrębnych ciągów morenowych poczynając od południa do dużej moreny kowieńskiej łącznie (C. P a c h u c k i 1934, 1936, 1938). Ciąg moren czołowych tworzących lob Niewiaży (kowieński) należy jeszcze do moren biegnących przez północne Pomorze (faza 2, patrz mapka).

Lob narocki został zbadany przez G l i n i c k ą, M a t w i e j e w ó w n ę i O k o ł o w i c z a (1936), którzy wyodrębnili tu 7 ciągów fazowych moren czołowych.

Po wycofaniu się lądolodu z Pomorza, cofający się lądolód utworzył w okresach postojów moreny czołowe, które możemy śledzić jeszcze na terenach północnej Litwy, Łotwy, Estonii oraz południowej Szwecji. Okres od wycofania się lądolodu z Pomorza aż do linii północnego wybrzeża Zatoki Fińskiej do fazy moren Salpausselkä został nazwany przez D e G e e r a (1909) Gotiglacją.

Duży łuk moreny czołowej w północnej Litwie, szczegółowo opisany przez D o s s a (1910), wygina się na pograniczu Łotwy i Litwy tworząc lob zengalski (patrz mapka faza 3). Lob ten swoim wschodnim skrzydłem skręca na północ, przekracza Dźwinę i zostaje przerywany wysoczyzną środkową łotewską, która rozdziela lob zengalski od lobu lubańskiego we wschodniej Łotwie. Lob lubański wysuwa się daleko na południe, gdzie moreny czołowe przekraczają Dźwinę wyginając się na południe od Dynaburgu. Recesyjno-oscyłacyjne moreny czołowe tego lobu występują na terenie północno-wschodniej Litwy i w okolicy Braśławia (w swoim czasie zostały opisane przez J. K o n d r a c k i e g o) (1938) oraz w południowo-wschodniej części Łotwy na obszarze Letgalii. Moreny czołowe tej (3 na mapce) fazy w północno-zachodniej części Litwy są przerywane i skręcając w południowo-zachodnim kierunku dochodzą do Bałtyku, a poza Bałtykiem, przecinając południową część wyspy Oland, zjawiają się w południowej Szwecji w okręgu Krisiansstad.

Podczas następnej (IV — VII) fazy recesyjnej lodowiec zatrzymał się w północnej części Łotwy, gdzie moreny czołowe dzisiaj występujące po zachodniej stronie Zatoki Ryskiej oraz na wschodzie w okolicach Cesis, Valmiera, Smiltene (północna część Wyżyny Widzemskiej) tworzą lob

ryski. W północno-wschodniej części tejże wyżyny istnieje nieduży lob Gauja, którego północno-wschodnie skrzydło wchodzi na terytorium estońskie. Na zachód od Zatoki Ryskiej w okolicy Windawy moreny zmieniają kierunek i ciągną się na południo-zachód, a dalej przez Bałtyk wkraczają przez wyspę Oland do Szwecji.

Całym szeregiem moren czołowych zaznacza się postój lądolodu w południowo-wschodniej Estonii, gdzie występuje wiele rozrzuconych moren czołowych wokół wyżyn Haanja i Otapää. Ten południowo-wschodni zespół moren czołowych daje się połączyć w jeden ciąg po zachodniej stronie jez. Pejpus (faza 4). Oprócz tego wyodrębnia się jeszcze główny ciąg estońskich moren czołowych, które z północnej Estonii biegną w kierunku południowo-zachodnim i nad północno-wschodnim brzegiem Zatoki Ryskiej wytwarzają lob Parnawy. Z tym ciągiem łączą się moreny występujące na wyspie Saarema (na mapce faza 5). Ostatecznie jako odrębny ciąg zostają wyróżnione przez T a m m e k a n n a (1938) moreny północno-zachodniej Estonii (połączone na mapce linią fazy 6).

Na załączonej mapce stadiów i faz ciągłymi grubszymi liniami wykreśliłem zasięgi stadialne, a cieńszymi liniami zasięgi faz cofającego się lądolodu aż do fazy moren Salpausselkä włącznie. Fazowych ciągów zaznaczono 7, a łącznie ze stadialnymi 10 ciągłych linii. Nie będę omawiał przebiegu stadialnych ciągów, ponieważ są one opisane na początku tego artykułu.

Pierwszy ciąg moren z okresu recesji lądolodu stadiału pomorskiego ciągnie się od jeziora Narocz do okolic Święcian, a stamtąd w kierunku SW do Niemna (na południe od Kowna), przez południową Litwę do okolic jeziora Wisztyniec, następnie przez północną część Pojezierza Mazurskiego i przez środkowe Pomorze; dalej wybrzeżem Holsztynu i Szlezewigu, wyginając się nad cieśniną Małego Bełtu, przechodzi na zachodnie wybrzeże wyspy Fionii, skręcając przez Langeland, zachodzi na zachodnią część wyspy Zelandii i wkracza na północną Jutlandię. Druga faza ciągnie się ze wschodu przez środkową Litwę, tworząc wielki lob kowieński, od którego na południe rozpościera się szeroki sandr i wielkie zastoisko łąk wstęgowych. Zachodnie skrzydło tego lobu wysoko wznosi się na północ do miasta Szawle, następnie skręca na Wyżyny Żmudzkie i biegnie na południe otaczając od południa Zalew Kuroński. Dalej na zachód przekracza Zatokę Gdańską i ciągnie się północnym brzegiem Pomorza, a dalej przez wyspę Rugię i, wyginając się przez meklemburską zatokę, wkracza na wyspę Lolland, stąd skręca ku północy biegnąc wschodnim brzegiem wyspy Zelandii, przekracza Sund i wchodzi na Skanię, a dalej zawracając tworzy głęboki lob i powraca znów na sam cypel północnej Jutlandii.

Przyjmując terminologię D e G e e r a wyżej wymienione fazy należałoby zaliczyć do Daniglacjału, potem nastaje Gotiglacjał. Południowa faza Gotiglacjału, czyli trzecia w naszej kolejności, zaczyna się od wschodu wielkim lobem lubańskim w okolicy Dynaburga. Zachodnie skrzydło tego lobu wznosi się wysoko na północ, obejmuje wysoczyznę środkowej Łotwy, dalej, skręcając na południo-zachód, tworzy drugi lob północno-litewski (zwany przez Łotyszów lobem zengalskim). Stąd skręca i biegnie przez Wyżynę Żmudzką do Zalewu Kurońskiego, a dalej na zachód wzdłuż wybrzeża Bałtyku, wybrzuszając się nad Zatoką Pomorską, skręca na wyspę Borholm, a stąd przez południową część wyspy Oland wkracza do południowej Szwecji. Następną fazą — czwartą zaczyna się

od północnego brzegu jeziora Pejpus i ciągnie się przez południową Estonię, otacza zatokę Ryską, północnym brzegiem Kurlandii przechodzi przez Bałtyk i przez Oland dochodzi do Szwecji. Faza środkowej Estonii (nr 5) wygina się łobem północno-wschodnim brzegiem Zatoki Ryskiej i biegnie przez wyspę Sarema, Bałtyk, wyspę Gotland do Szwecji. Ostatnia faza estońska (nr 6) ciągnie się linią falistą wzdłuż północnego brzegu Estonii, dalej przez Bałtyk po północnej stronie wyspy Gotland i przez Szwecję. Linia ta pokrywa się z linią 12 000 lat według E. H. De Geera (1954). Ostatnie dwie fazy stanowią ciągi moren Salpausselkä jako północna granica Gotiglaciału i początek Finiglaciału.

Wszystkie te ciągi zostały skonstruowane przez autora niniejszego artykułu na podstawie wyraźnie zaznaczających się moren czołowych, przypuszczalnie odpowiadają rzeczywistym zasięgom lądolodu, który według E. H. De Geera (1954) w przeciągu sześciu tysięcy lat odstąpił od stadium pomorskiego aż do zasięgu moren południowofińskich (Salpausselkä).

Początek cofnięcia się ze stadium pomorskiego według E. H. De Geera (1954) miał miejsce 16 000 lat przed n. e., a od chwili jak lądolód zatrzymał się na północnym wybrzeżu Zatoki Fińskiej, przyjmuje się 11 000 lat. Od tego momentu niektórzy geologowie liczą początek holocenu, chociaż jak wiemy, inni przeważnie radzieccy uczeni (V. Gudelis 1958), proponują obniżyć tę granicę aż do stadium pomorskiego.

Zakład Geologii Uniw. M.C.S. w Lublinie

WYKAZ LITERATURY

BIBLIOGRAPHIE

- Beurlen K. (1933), Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. *Z. Gletscherk.* Bd. 31. H. 1—3.
- Charlesworth J. K. (1957), The Quarternary Era with special reference to its glaciation. Vol. 2, London.
- Czajka W. (1931), Das Schlesische Landrücken, eine Landesbunde Schlesien. *Veröff. schles. Ges. Erdk.*, E. V. 11.
- Doss B. (1910), Über das Vorkommen einer Endmoräne sowie von Drumlins. Asar und Bändertone im nördl. Lithauen. *Zbl. Miner.* nr 22.
- Emiliani C. (1955), Pleistocene Temperatures. *J. Geol.*, 63.
- De Geer (1909). Some stationary iceborders of the last glaciation. *Geol. Fören. Förhandl.* 31.
- De Geer E. H. (1954), Skandinaviens geokronologi. *Geol. Fören. Förhandl.* 76.
- De Geer E. H. (1956), Orographie et glaciation dans la vallée Baltique. *Cahiers géol.* No 35—36, Seyssel.
- De Geer E. H. (1957), Old and new dating of Swedish ice lakes and termals of Bölling and Alleröd. *Geol. Förhandl.* Bd.79.
- Galon R. (1929), Morfologia doliny Drwęcy. *Bad geogr.*, Poznań.
- Galon R. (1937), Geologia i morfologia Prus Wschodnich. *Słownik geogr. Państwa Polskiego.* T. I., Warszawa.
- Galon R. (1938), Versuch einer Klassifikation der Endmoränen im polnischen und deutschen Flachland. *C. r. Congr. Intern. Geogr.* Vol. I, Amsterdam.
- Galon R. (1952), Formy polodowcowe okolic Więcborka (The Moraine Landscape in the neighbourhood of Więcbork-Bydgoszcz district). *Studia Soc. Sc. Torunensis. Sec. C.* Vol. I, nr 5. Toruń.

- Galon R. (1952 a), O fazach postępu lodolodu na obszarze Pomorza. (The process of recession of the ice sheet in Pomerania). *Księga pam. 75-lecia TNT*, Toruń.
- Galon R. & Roszkówna L. (1953). Przeglądowa mapa geomorfologiczna województwa bydgoskiego (A general geomorphological map of the Bydgoszcz District). *Prz. geogr.* Vol. 25, No 3.
- Galon R. (1956), The problem of the last glaciation in Poland. *Prz. geogr.*, 28. Supl., Warszawa.
- Galon R. (1957), Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos B.*, z. 3.
- Gillberg G. (1956), Den glaciala utvercklingen inom Sydsvenska Högländets västra randzon. *Geol. Förh.* Bd. 78, Stockholm.
- Glinicka J., Matwiejewówna L., Okołowicz W. (1936), O zasięgu i fazach zlodowacenia bałtyckiego na Pojezierzu Narockim. *Pr. TPN*, 10, Wilno.
- Gripp K. (1924), Über die äusserste Grenze der letzten Vereisung in Nord-westdeutschland. *Mitt. Geogr. Ges.* Bd. 36, Hamburg.
- Gripp K. (1938), Endmoränen. *C. r. Congr. Intern. Géogr.*, Amsterdam.
- Gudelis V. (1958), Some problems of stratigraphy and paleogeography of late Quaternary in Europe and North America according to new data. *Geogr. Year-Book I*, Vilnius.
- Halicki Br. (1934), O zasięgu zlodowacenia w Polsce północno-wschodniej. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 41, Warszawa.
- Halicki Br. (1938), Carte du Quaternaire de la Pologne. *Verh. III. Intern. Quartär. Conf. (INQUA)*, Wien.
- Halicki Br. (1951), Podstawowe profile czwartorzędu w dorzeczu Niemna (Principal sections of the Pleistocene in the Niemen-Basin I — Summary). *Acta geol. pol.* Vol. 2, Warszawa.
- Hartnack W. (1931), Die Oberflächengestaltung der ostpommerischen Grenzmark. Der Nordosten, Gdańsk.
- Hammen Th. van der (1957), The stratigraphy of the late glacial. *Geol. Mijnbouw.* 19 Jaarg. No 7.
- Hammer Th. van der (1957 a), A new interpretation of Pleniglacial stratigraphical sequence in Middle and Western Europe. *Geol. Mijnbouw*, 19 Jaarg. No 12.
- Hausen H. (1913), Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländer. *Fenia* 34. No 3, Helsingfors.
- Henning E. (1923), Bemerkungen zur Rückzugsrichtungen des Inlandeises in Narotschsee-Gebiet. *Zbl. Miner.*, Stuttgart.
- Jakowlew S. A. (1943), O kartie otkożenij czetwierticznój sistiemy jewropiejskoj czasti SSSR i sopriedielnych s nieju tierritorii w massztobie 1 : 2 500 000. Tr. 2 *Wsiesojuz. Geogr. Sjezda*, 11, Leningrad.
- Jillies H. (1952), Eisrandlagen und Eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen. *Abh. naturwiss. Verein Bremen*, 33, Bremen.
- Knauer J. (1935), Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. *Abh. Geol. Landesunters. bayer Oberbergamt*, München.
- Knauer J. (1937), Sind die Pommerschen Moränen Vorrückungs oder Rückzugsmoränen der Würmzeit. *Z. Gletscherk.*
- Kondracki J. (1938), Studia nad morfologią i hydrografią Pojezierza Braślawskiego. *Prz. geogr.* T. 17, Warszawa.
- Kondracki J. (1947), Z morfogenezy doliny dolnego Niemna. *Prz. geogr.* T. 21, Warszawa.
- Kondracki J. (1952), Uwagi o ewolucji morfogenicznej Pojezierza Mazurskiego (Remarks about morphological evolution of the Mazurian Lake District — Sum-

- mary). Z badań czwartorzędu w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 65. T. I, Warszawa.
- Krivan P. (1955), Die klimatische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistocäns. *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* Vol. 3, f. 4, Budapest.
- Krygowski B. (1948), Morfologia dorzecza Odry. *Inst. Zach.*, Poznań.
- Lencewicz St. (1927), Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.* II, Warszawa.
- Lewiński J. (1929), Dyluwium Polski i Danii (Das Diluvium von Poland und Dänemark). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* Vol. 6, Kraków.
- Maas J. (1900), Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Majdanowski St. (1949), The southern limit of the Baltic Glaciation in the European Plain in the light of the extent of lake-channels *Biul. Soc. Amis. Sc. Poznań.*
- Majdanowski St. (1950), Zagadnienie rynien jeziornych na Niziu Północnoeuropejskim (The problem of lake-channels in the European Plain). *Bad. fizjogr. nad Polską zach.* nr 2, z. I, Poznań.
- Masarowicz A. N. (1951), Zonalność czwartorzędnych osadów w Europie. *Biul. Kom. izucz. czetw. perioda*, Moskwa.
- Milthers V. (1950), Die Gliederung und Verbreitung der skandinavischen Vereisungen in Nordwesteuropa. *Geol. Fören. Förhänl.* Bd. 72, H. 3, Stockholm.
- Mortensen H. (1924), Beitr. z. Entwickl. d. glazial Morphologie Litauens. *Geol. Arch.* Bd. 3, Königsberg.
- Niewiarowski Wł. (1959), Formy polodowcowe i typy deglacjacji na wyso-
czyźnie chełmińskiej (Glacial forms and types of deglaciation on the moraine plateau of Chełmno (Bydgoszcz District). *Studia Soc. Sc. Torunensis.* Vol. IV No 1. Sec. C, Toruń.
- Nowak J. (1952), Ewolucja niżowego krajobrazu Polski (L'évolution du relief glaci-
ciere sur la Plaine Polonaise). *Wiad. Muzeum Ziemi.* Vol. 6. 2, Warszawa.
- Orviku K. (1934), Die Endmoräne von Kuusiku, Eesti Loodus Tartu.
- Pachucki Cz. (1934), The glacial elements in the relief of southern Lithuania. *Kosmos.* Vol. 15, Kaunas.
- Pachucki Cz. (1936), Verlauf der Endmoränen und die Entstehung der Baltischen Höhenrücken in Ost-Litauen. *Kosmos.* Vol. 17, Kaunas.
- Pachucki Cz. (1938), Kurze Übersicht der glazialen Morphologie Südlitauens. *Kosmos.* Vol. 19, Kaunas.
- Pachucki Cz. (1938 a), Geologia ir fizine geografija, p. 217 — 222, Kaunas.
- Pachucki Cz. (1952), O przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich (The direction of the course of the terminal moraines of the last glacial age in the north-eastern part of Poland and the neighbouring countries). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 65, I, Warszawa.
- Pachucki Cz. (1952 a), Badania geologiczne na arkuszu 1 : 100 000 Trzebnica i Syców. Z badań czwartorzędu w Polsce. T. 2. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 66, Warszawa.
- Pawłowski St. (1938), Le problème des moraines terminales. *C. r. Congr. internat. Geogr.*, Amsterdam.
- Pietkiewicz St. (1928), Pojezierze Suwalszczyzny zachodniej (Esquisse morphologique de la partie occidentale du district du Suwałki). *Prz. geogr.* Vol. 8, Warszawa.
- Philipp H. (1921), Beitrag zur Kenntnis des Endmoränenverlaufs im Östlichen Balticum N. *Jb. Miner.*
- Proszynski M., Rühle E. (1933), Jeziora rynnowe pod Grodnem w pradolinie Kotry i Rotniczanki. *Prz. geogr.* Vol. 13, Warszawa.

- Roszkówna L. (1955), Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego (Endmoraines of the Western Mazurian Lake District). *Studia Soc. Sc. Torunensis. Sec. C*, vol. 2, Toruń.
- Roszkówna L. (1956), Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą (On the southern boundary of the Pomeranian stage in the lower Wistula area). *Studia Soc. Sc. Torunensis. Sec. C*, Toruń.
- Rühle E. (1932), Jezioro Hańcza na Pojezierzu Suwalskim (Der Hańcza See auf der Suwalkenseenplatte). *Wiad. Służby geogr.* nr 4, Warszawa.
- Rühle E. (1957), Mapa utworów czwartorzędowych Polski w skali 1:2 000 000. *Biul. Inst. Geol.* T. 118. Z badań czwartorzędu. Vol. 8, Warszawa.
- Sobolew D. N. (1932), Sistema glacialnych morfoobrazowań siewiero-polskiej i białoruskiej nizmiennosti. II. *INQUA*.
- Schott C. (1933), Die Formgestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands. *Z. Gletscherk.* 21.
- Simon W. G. (1937), Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. *Mitt. Geogr. Ges. Naturhist. Mus.*, Lübeck.
- Szafer W. (1952), Schyłek plejstocenu w Polsce (Decline of the Pleistocene in Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 65. Z badań czwartorzędu w Polsce. T. 1, Warszawa.
- Tammekann A. (1938), Die Endmoränen on Estland. *C. r. Congr. intern. Géogr.*, Amsterdam.
- Tarvydas R., Gudelis V. (1958), A contribution to the question of the regularities of the spread of crystal indicator-boulders of the last and penultimate glaciation in the territory of the Lithuanian SSR. *Liet. TSR MA. Geol. Geogr. Inst.* Vol. 6, Vilnius.
- Tywoński W. (1953), Fazy cofającego się lodowca okolicy Wąbrzeźno (La phase recessive du glacier dans les environs de Wąbrzeźno. *Spraw. TN w Toruniu.* Vol. 5, nr 1—4, Toruń.
- Wennberg G. (1943), Eisströme über Schonen während der letzten Eiszeit. *Lunds Univ. Arsskrift N. F.* Bd. 2, Bd. 39, no 3.
- Woldstedt P. (1925), Die „Aussere“ und die „Innere“ Baltische Endmoräne in der Westlichen Umrandung der Ostsee. *Zbl. Miner. Abt. B.*
- Woldstedt P. (1927), Die Gliederung des jüngeren Diluvium in der Norddeutschland und ihre Parallelisierung mit anderen Gebieten. *Z. Geol. Ges.*, Berlin.
- Woldstedt P. (1931), Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Woldstedt P. (1935), Geologisch-morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1 500 000. *Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Woldstedt P. (1938), Über Vorstoss und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. *Geol. Rdsch.* Bd. 29.
- Woldstedt P. (1942), Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. *Ber. Reichsamt Bodenforsch.*, Wien.
- Woldstedt P. (1954), Saaleeiszeit, Wartestadium. Weichseleiszeit in Norddeutschland. *Eiszeitalter u. Gegenw.* Bd. 4—5.
- Woldstedt P. (1954 a), Das Eiszeitalter II Aufl., Stuttgart.
- Woldstedt P. (1955), Norddeutschland und die angrenzenden Gebiete in Eiszeitalter II Aufl., Stuttgart.
- Woldstedt P. (1955 a), Die Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten, *Geol. Fören. Förhandl.* 77, Stockholm.
- Woldstedt P. (1956), Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Löss in ihr. *Eiszeitalter u. Gegenw.* Bd. 7.

- Woldstedt P. (1958), Die Gliederung des Pleistozäns in Europa. *Actes INQUA V*, Madrid.
- Wołosowicz S. (1923), O grzędach morenowych ziemi narockiej i granicy młodszego zlodowacenia w dorzeczu Wilii (Sur les moraines terminales du pays de Narocz et sur la limite de la seconde glaciation dans le bassin de la Vilia). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 2, Warszawa.
- Wright H. E. (1957), Late glacial chronology of Europe a discussion *Am. J. Sc.* Vol. 253, No 7.
- Wunderlich E. (1947), Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. *Geogr. Abh.*, Berlin.
- Zans V. (1935), Latvijas Kvartargeologiska Karte, Riga.
- Zans V. (1935 a), Glacial Striae and Phenomena of Ice-Friction on the rocks of Latvia. *Geogr. Raksti* 5, Riga.

RÉSUMÉ

Abstract. L'auteur a dressé une carte des moraines terminales de la dernière glaciation, se basant sur les données détaillées de la plus récente étude du Quaternaire dans la zone du Peribalticum et surtout dans la partie orientale de ce territoire. L'extension des stades et des phases respectives fut déduite sur la base du cours des moraines terminales. Les cordons des moraines terminales ne sont pas rectilignes mais forment une ligne ondulée composée de lobes allongés vers le Sud: 1) lobe de l'Odra, 2) de la Vistule, 3) des Mazury, 4) du Niemen, et 5) de Narocz. Dans un certain sens, tous ces lobes reflètent le relief du sous-bassement qui a conditionné leur formation.

L'auteur place la phase de Warta à l'avant-dernière glaciation. L'extension maximale de la dernière glaciation fut déduite d'après les investigations d'un grand nombre d'auteurs. Elle suit la ligne de l'extension la plus allongée des stades de Brandebourg et de Francfort. L'auteur accepte seulement deux stades pour la dernière glaciation: 1) de Brandebourg et de Francfort et 2) de Poméranie, et considère tous les autres stationnements glaciaires comme des phases des stades. Il le motive par le fait que jusqu'à présent on n'a pas constaté d'interstade entre le stade de Brandebourg et de Francfort. Les données paléoclimatiques de Krivan (1955) et d'Emiliani confirment aussi l'existence de deux stades seulement.

Les moraines terminales sont l'un des plus important éléments de la morphologie et du cours des glaciations du pléistocène. En étudiant les moraines terminales on peut constater et observer les extensions des glaciations ainsi que distinguer certains stades et phases de récession et d'oscillation.

L'extension maximale et la division de la dernière glaciation est jusqu'à présent contestée: Il s'agit avant tout de la position stratigraphique de la phase de Warta. Certains observateurs placent cette phase à l'avant-dernière glaciation, d'autres — à la dernière et d'autres encore sont d'avis que cette phase constitue une glaciation indépendante.

D'après mes recherches dans la région des Monts Kocie et de Milicz et ayant une bonne connaissance du terrain de la dernière glaciation, j'ai constaté de si grandes différences du point de vue de la morphologie, de la puissance des produits d'altération ainsi que d'autres traits carac-

téristiques — qu'elles m'ont convaincus que la phase de Warta appartient sans aucun doute à la dernière phase de l'avant-dernière glaciation sinon elle constitue une glaciation indépendante. Les produits d'altération sur le terrain Nord de la dernière glaciation atteignent à peine 0,5 à 1,0 m, par contre sur le terrain de la phase de Warta dans les environs de Trzebnica, l'altération et la dissolution de la surface atteint la profondeur de 2,0 m. Le manque complet de blocs erratiques calcaires sur la surface de ce terrain démontre une longue période d'altération. De même on y trouve un grand nombre de blocs erratiques polis en forme de dreikanter. Finalement la présence du loess et les déformations criogéniques sur la surface de ce terrain démontrent que cette surface est beaucoup plus ancienne que la surface de la dernière glaciation où ces phénomènes n'apparaissent pas. La surface du terrain de la dernière glaciation diffère remarquablement du terrain situé au Sud — c'est-à-dire dans l'extension des anciennes glaciations — avant tout par ses nouvelles formes, nombreux lacs, car cela n'apparaît pas sur le terrain de la glaciation de Warta.

Sur le terrain de la dernière glaciation de l'Allemagne du Nord, *W o l d s t e d t* (1927) a distingué en 1927 trois stades principaux de Brandebourg, de Francfort et de Poméranie. Dernièrement, il accepte encore un stade de *Szczecin*, connu seulement par la coupe stratigraphique.

Entre la phase de Brandebourg et de Francfort, il n'y a pas eu probablement de longue interruption, parce qu'on n'a pas constaté entre ces deux phases aucun interstade. De ma part, je trouve qu'il serait juste de ne pas faire de différence entre ces stades, mais de les unir en un seul stade de Brandebourg-Francfort. On pourrait présumer que les moraines de Brandebourg représentent une phase d'extension maximale du stade de Francfort.

Ce point de vue est confirmé par les données paléoclimatiques de *K r i v a n* (1955); dans son tableau (à l'exception de W_1 comme phase de la Warta de l'avant-dernière glaciation) on voit que la hausse de la température pendant la dernière glaciation eu lieu seulement une fois. De même *C. Emiliani* (1955) dans sa courbe de la paléotempérature obtient pour la dernière glaciation deux périodes de basse température séparée seulement par une période plus chaude. Il en résulte que seulement deux stades pouvaient exister, celui de Brandebourg-Francfort et celui de Poméranie.

Après la retraite vers le Nord de la calotte glaciaire de la phase de Francfort des sédiments interstadias se sont formés, qui sur le terrain de la Pologne furent déterminés comme l'interstade de Mazury ou Auri-gnacen et sur le terrain de la Lithuanie comme l'interstade d'Ula (*G u d e l i s* 1958).

Une baisse réitérée de la température suivit l'arrêt interstadial et la calotte glaciaire s'est avancée vers le Midi, à la ligne de l'extension la plus éloignée de la phase de Poméranie. Cette phase avait une plus petite extension que la précédente. Toutefois sur le terrain du Danemark ainsi qu'à l'Est du Pojezierze de Mazury et sur le terrain de la Lithuanie, les moraines du stade de Poméranie atteignent l'extension du stade précédent. L'extension de la calotte glaciaire durant le stade de Poméranie formait une ligne ondulée composée de lobes allongés vers le Midi: lobes de l'Oder, de la Vistule, de Łyna, de Mazury, du Niemen et du Narocz. Tous ces lobes reflètent dans un certain sens le relief du sous-bassement qui a conditionné leur formation.

Les moraines terminales de Poméranie ont des traits caractéristiques d'un stade spécial, c'est-à-dire un caractère spécialement transgressif. Elles tranchent les cordons d'anciennes phases du stade de Francfort et même par endroit traversent les cordons des moraines des anciens stades. De grands terrains de sander s'étalent devant les moraines terminales de la phase de Poméranie. Cela indique avant tout un long stationnement de cette calotte glaciaire. Le stade de Poméranie mérite l'attention parce que c'est le dernier stade de la glaciation du Würm. Certains auteurs acceptent (Gudelis 1958) que du moment que le bord de la calotte glaciaire a commencé à reculer sans retour de sa ligne principale de l'extension du stade de Poméranie, le Pléistocène s'est terminé et le Holocène a commencé.

La calotte glaciaire du stade de Poméranie reculait de la plus grande extension par étapes et ces étapes ont laissées un nombre de moraines terminales appartenant à ses plus jeunes phases. L. R o s z k ó w n a (1955) a distingué 12 phases de récession-oscillation sur le terrain de l'aile orientale du lobe de la Vistule. J. K o n d r a c k i (1952) a distingué 9 phases sur le Pojezierze de Mazury, Cz. P a c h u c k i (1934, 1936) constata 8 cordons de moraines y compris la grande moraine de Kowno sur les terrains de la Lithuanie méridionale et orientale et Glinicka et autres (1936) distinguèrent 7 cordons de moraines terminales sur le terrain du lobe de Narocz.

Acceptant la terminologie de De Geer, les phases mentionnées ci-dessus, devraient être qualifiées au Daniglacial et ensuite au Gotiglacial. Nous qualifions un grand arc de la moraine terminale en Lithuanie septentrionale qui forme le lobe dit de Zemgal, au premier cordon des moraines terminales du Gotiglacial à l'Est. L'aile orientale de ce lobe tourne au Nord, traverse la Dwina et est coupée par l'élévation centrale de la Lettonie, qui divise le lobe de Zemgal du lobe suivant de Lubań en Lettonie orientale. Le lobe de Lubań s'allonge profondément au Sud où les moraines terminales traversent de nouveau la Dwina faisant une courbe au Midi de Dynabourg. Les moraines terminales d'oscillation de ce lobe apparaissent sur le terrain de la Lithuanie Nord-Est dans les environs de Braslav ainsi que dans la partie Sud-Est de la Lettonie (Letgalie). Les moraines terminales de cette phase à l'Ouest s'étendent à travers la partie Nord-Ouest de la Lithuanie et tournant dans la direction Sud-Ouest aboutissent à la mer Baltique; au delà de la Baltique elles traversent la partie méridionale de l'île Oland et apparaissent en Suède méridionale.

Durant la phase suivante le glacier a stopé dans la partie septentrionale de la Lettonie où les moraines terminales de Cesis, Valmiera, Smiltens (partie septentrionale de l'élévation de Widzem) ainsi que les moraines de la partie occidentale du Golfe de Riga — forment le lobe de Riga. A l'Ouest du Golfe de Riga, aux environs de Windawa, les moraines changent de cours et se dirigent au Sud-Ouest et ensuite par la Baltique font irruption par l'île d'Oland en Suède. Dans la partie Nord-Est de l'élévation de Widzem, un petit lobe Gauja existe et son aile Nord-Est apparaît déjà sur le territoire de l'Estonie.

Le stationnement de la calotte glaciaire en Estonie Nord-Est est marqué par un nombre de moraines terminales qui sont parsemées autour des élévations Haanja et Otapää. Cet ensemble Sud-Ouest de moraines terminales se réunit en un cordon du côté Ouest du lac Peipus en des moraines dites moraines de Tartu. Outre cel on distingue encore le

cordon principal des moraines terminales estoniennes, qui de l'Estonie Septentrionale se dirige dans le sens Sud-Ouest et forme le lobe de Parnawa au bord Nord-Est du Golfe de Riga. Les moraines apparaissant sur l'île Sarema se lient à ce cordon. Finalement on distingue les moraines Nord-Ouest de l'Estonie comme un cordon indépendant.

Se basant sur le cours des moraines terminales, j'ai tracé par des lignes accentuées, les extensions des stades et par des lignes moins accentuées les extensions des phases de la calotte glaciaire en retraite à la phase des moraines de Salpausselkä inclusivement.

La première phase de la calotte glaciaire reculante du stade de Poméranie de l'Est à l'Ouest, se dirige du lac Narocz aux environs de Swięciany et delà dans la direction Sud-Ouest au Niemen au Sud de Kowno, par la Lithuanie méridionale aux environs du lac Wisztyniec, ensuite par la partie septentrionale du Pojezierze de Mazury, par la Poméranie centrale, par la côte de Holstein et Schleswig, faisant une courbure au-dessus du détroit du Petit Belte, elle passe au rivage Ouest de la Fionie, tournant par le Langeland, elle contourne la partie Ouest de l'île Zeland et entre au Jutland du Nord. La seconde phase se dirige de l'Est par la Lithuanie centrale formant le grand lobe de Kowno. L'aile Ouest de ce lobe s'élève au Nord jusqu'à la ville Sauliai. Elle contourne ensuite les élévations de Żmudź et se dirige vers le Sud, environnant du côté Sud la lagune de Kuroń. Plus loin à l'Ouest elle traverse le golfe de Gdańsk et se dirige par le bord Nord de Poméranie et par l'île Rugia, faisant une courbe par le golfe de Mecklembourg et entre dans l'île de Lolland. Delà elle tourne vers le Nord par le bord Est de l'île Zeland, traverse le Sund et entre en Skanie. Plus loin se retournant elle forme un profond lobe et revient de nouveau au Jutland. La troisième phase commence à l'Est par un grand lobe de Lubań dans les environs de Dynabourg. Du lobe mentionné ci-dessus se forme vers l'Ouest un second grand lobe Nord-lithuanien (de Zemgal) qui tourne ensuite vers le Sud à la lagune de Kuroń et passe le long du rivage de la Baltique, entre dans l'île Bornholm et delà par la partie Sud de l'île Oland entre en Suède méridionale. La quatrième phase commence au rivage Nord du lac Peipus et s'étend en Estonie du Sud, contourne le Golfe de Riga, se dirige par le rivage de la Courlande, passe la Baltique et par l'île d'Oland atteint la Suède. La phase de l'Estonie centrale se courbe par lobe au bord Nord du Golfe de Riga et se dirige par l'île Sarema, la Baltique et l'île Gotland en Suède. La dernière phase estonienne (nr 6 IX) s'étend en une ligne ondulée le long du bord Nord de l'Estonie et par la Baltique du côté Nord de l'île Gotland et par la Suède. Cette ligne correspond à la ligne de 12 000 ans d'après E. H. De Geer (5). Les deux dernières phases constituent les cordons des moraines de Salpausselkä, limite du Gotiglacial et commencement du Finiglacial.

*Laboratoire de Géologie
Université Marie Curie-Skłodowska Lublin*

traduit par Z. Michałowska.