

Małgorzata ROMAN

Zlodowacenie Wisły w rejonie Bramki w zachodniej części Pojezierza Mazurskiego

W rejonie Bramki występują dwa poziomy gliny zwałowej ostatniego zlodowacenia. Łądolód fazy pomorskiej dotarł do linii Bożęcin—Bramka—Jez. Piąg. Na jego przedpolu powstał sandr formowany przez wody roztopowe płynące z bramy lodowcowej Jez. Narie. Analiza poziomów sandrowych pozwoliła ustalić cztery etapy zaniku łądolodu fazy pomorskiej.

WSTĘP

Obszar badań leży w północno-zachodniej części Pojezierza Mazurskiego na pograniczu Pojezierza Iławskiego i Olsztyńskiego (fig. 1). Nie został on dotychczas dokładnie zbadany i oprócz przeglądowej mapy geologicznej oraz nielicznych szczegółowszych opracowań, dotyczących młodszego czwartorzędu północno-zachodniej części Pojezierza Mazurskiego (L. Roszkówna, 1955, 1956) czy sandru ostródzkiego (E. Wiśniewski, 1971), spotykamy jedynie drobne wzmianki w niektórych pracach regionalnych (m.in. R. Galon, 1956, 1957; R. Galon, L. Roszkówna, 1961; J. Kondracki, 1952). Celem pracy było rozpoznanie budowy geologicznej okolic Bramki, a zwłaszcza odtworzenie sytuacji paleogeomorfologicznej w okresie ostatniego zlodowacenia oraz próba wyznaczenia maksymalnego zasięgu łądolodu fazy pomorskiej.

Opracowanie oparto na materiałach zebranych w latach 1983—1985 w czasie wykonywania pracy magisterskiej pod kierunkiem dra L. Marksa w Zakładzie Geologii Czwartorzędu Wydziału Geologii UW. Wykorzystano dane z 220 sond i wkopów, 11 odśnieżeń i 14 wierceń archiwalnych. Autorka dziękuje drowi L. Marksowi za kierowanie całokształtem pracy oraz cenne rady i wskazówki udzielone podczas wykonywania badań terenowych i prac kameralnych.

W rejonie Bramki (ark. Morąg 135, ark. Boguchwały 136 *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*) zarówno podłoże osadów czwartorzędowych, jak i starsze ogniwa plejstocenske są słabo rozpoznane. Miąższość utworów czwartorzędowych waha się od 144,5 m w Bramce do co najmniej 202 m w Pieszkowie (fig. 1). W okolicach Morąga brak jest stanowisk utworów

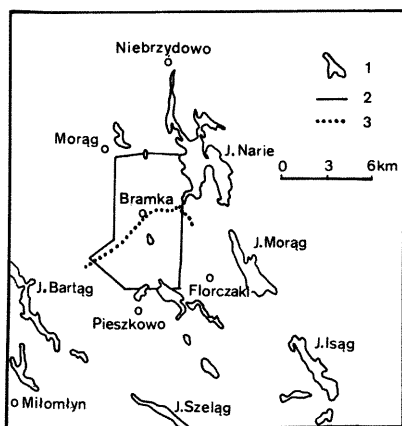


Fig. 1. Szkic sytuacyjny opisywanego obszaru
Location sketch of the described area

1 – jeziora; 2 – granica badanego obszaru; 3 – linia maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej
1 – lakes; 2 – boundary of the investigated area; 3 – the Pomeranian Phase maximum extension line

czwartorzędowych o ściśle określonym wieku, także kopalne osady rzeczne występują tu tylko sporadycznie. Stratygrafię lokalną osadów czwartorzędowych nawiązano do schematu W. Słowańskiego (1971, 1981) oraz do stanowiska osadów interglacjału eemskiego w Dzierzgoniu, zbadanych przez A. Makowską (1979).

ZŁODOWACENIE WISŁY

FAZA LESZCZYŃSKO-POZNAŃSKA

Na obszarze zachodniego Pojezierza Mazurskiego nie stwierdzono oscylacyjnego charakteru fazy poznańskiej, co wynika z faktu występowania tylko jednego poziomu gliny zwałowej, odpowiadającego fazie leszczyńskiej i poznańskiej. Stąd dla obu tych faz przyjęto wspólną nazwę fazy leszczyńsko-poznańskiej (L. Marks, 1980, 1984; W. Słowański, 1981; S.Z. Różycki, 1972).

Lądolód fazy leszczyńsko-poznańskiej pokrył cały omawiany obszar, sięgając na południe po Lidzbark Welski i okolice Nidzicy (L. Marks, 1980, 1984). W czasie transgresji na przedpolu lądolodu powstały szlaki sandrowe, a w utworzonych łożyskach były deponowane osady piaszczysto-żwirowe o kilkumetrowej miąższości (fig. 3). Lądolód wkraczał na obszar o wysokości 90–110 m n.p.m. raczej wyrównany i lekko nachylony ku południowi. Podczas nasunięcia lądolodu powstała sieć rynien subglacialnych, które podczas deglacjacji zostały wypełnione martwym lodem.

Gлина zwałowa zdeponowana w trakcie zaniku lądolodu jest zwarta, ciemnoszara, szara, miejscami brązowo-szara, czasem zawiera sporą domieszkę frakcji piaszczystej, a także przewarstwienia piasku gliniastego ze żwirem. Miąższość jej wynosi przeciętnie kilka metrów, a w Silinie i Bramce dochodzi do 15 m (fig. 3). Jej strop znajduje się na wysokości 106–120 m n.p.m.

W czasie recesji lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej na jego przedpolu rozwinęła się sieć odpływu fluwioglacjalnego z akumulacją materiału piaszczysto-żwirowego (seria 3c na fig. 3). Seria ta rozdziela dwie gliny zwałowe ostatniego zlodowacenia, a zatem jej sedymentacja mogła mieć miejsce zarówno w czasie

recesji lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej, jak i poprzedzać nasunięcie lądolodu fazy pomorskiej. W rejonie, gdzie seria ta leży między glinami zlodowacenia Wisły, jej miąższość nie przekracza 5 m.

TRANSGRESJA I MAKSYMALNY ZASIĘG ŁĄDOŁODU FAZY POMORSKIEJ

Łądołód fazy pomorskiej wkraczał na obszar stosunkowo wyrównany, lekko nachylający się ku południowemu zachodowi, o dobrze rozwiniętych sandrach. W obrębie sandrów znajdowały się bryły martwego lodu, wypełniające rynny subglacialne przetrwałe z fazy leszczyńsko-poznańskiej. Warunkiem długotrwałego zachowania się martwych lodów była wieloletnia zmarzlina, uformowana na początku würmu, która przetrwała aż do holocenu (J. Dylik, 1963). Zbliżanie się czoła lądolodu spowodowało rozwój erozji i akumulacji, wywołanych swobodnym odpływem wód roztopowych ku południowi. Dopiero w rejonie Ostródy, gdzie teren wyraźnie podnosi się ku południowi, powstało rozległe zastoisko (L. Marks, 1984).

Łądołód fazy pomorskiej wkraczał na obszar północno-zachodniego Pojezierza Mazurskiego lobami, których powstanie według L. Roszkówny (1968) uwarunkowane było rzeźbą podłoża. W fazie pomorskiej rejon Bramki znajdował się w strefie przejściowej między lobem Wisły a mazurskim.

Zagadnienie maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej w zachodniej części Pojezierza Mazurskiego było wielokrotnie poruszane przez licznych badaczy (F. Wahnschaffe, F. Schucht, 1921; P. Woldstedt, 1950; J. Kondracki, 1952; L. Roszkówna, 1956; R. Galon, 1956, 1957; R. Galon, L. Roszkówna, 1961; E. Wiśniewski, 1971) i do dziś jest dyskusyjne.

Z badań przeprowadzonych przez autorkę wynika, iż czoło lądolodu tej fazy w czasie swego maksymalnego zasięgu dotarło do linii Bożęcín – Bramka – Jez. Piłąg (fig. 4A). Na tym odcinku krawędź lądolodu miała przebieg SW – NE, stanowiąc północny fragment wschodniego skrzydła lobu Wisły. W rejonie Jez. Piłąg jej kierunek zmieniał się na NW – SE, dając początek lobowi mazurskiemu. Na styku tych dwóch lobów istniały najdogodniejsze warunki powstania rynien subglacialnych (rynnę Jez. Narie¹), a w konsekwencji rozległych stożków fluwioglacjalnych u ich wylotu (L. Roszkówna, 1955; E. Wiśniewski, 1971). Z maksymalnym zasięgiem lądolodu fazy pomorskiej związane jest utworzenie poziomu sandrowego I, położonego najwyżej ze wszystkich form rzeźby badanego obszaru, tj. 122 – 138,5 m n.p.m. Na południowy wschód od linii Bożęcín – Bramka zachował się fragment proksymalnej części poziomu sandrowego I, graniczącego od północnego zachodu z wysoczyzną polodowcową (fig. 2) i opadającego ku niej stokiem kilkumetrowej wysokości. Wyższe usytuowanie powierzchni sandru w stosunku do bezpośrednio przyległej wysoczyzny polodowcowej, a także występowanie sphywowej gliny zwałowej i piasku gliniastego z glazami wśród osadów sandrowych tej strefy przemawiają za istnieniem w tym miejscu (na linii Bożęcín – Bramka) podparcia przez krawędź lodową, z której zmywany i spelzający materiał ablacyjny dostawał się w obręb sandru sypanego na jej przedpolu. Na wschód od Bramki linię maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej poprowadzono wzdłuż południowej granicy rozprzestrzenienia

¹ Jedynie zachodnia, południkowa część niecki Jez. Narie została uformowana przez wody subglacialne w czasie nasunięcia lądolodu fazy pomorskiej. Rozleglejsza część wschodnia, tworząca ciąg rynnowy z jeziorami Morąg i Isąg, powstała wcześniej w fazie leszczyńsko-poznańskiej.

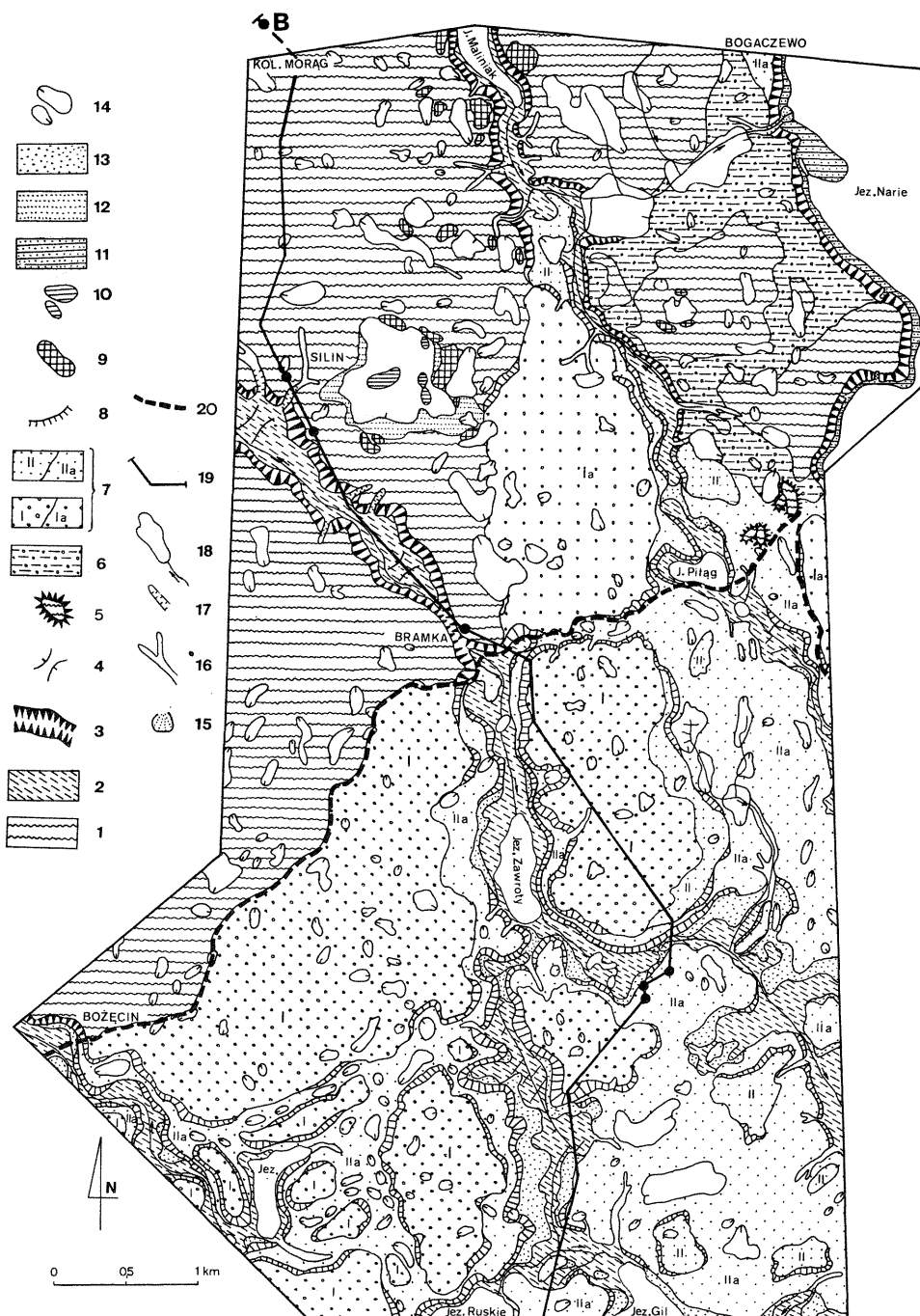


Fig. 2. Szkic geomorfologiczny okolic Bramki
Geomorphological sketch of the Bramka region

gliny zwałowej podścielającej osady sandrowe poziomu Ia. Gлина ta nie ma odpowiednika na południe od linii Bramka — Jez. Piąg, natomiast łączy się z gliną zwałową fazy pomorskiej, występującą na powierzchni badanego obszaru.

W okresie maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej najintensywniejszy wypływ wód roztopowych znajdował się u wylotu rynny Jez. Narie; mniejsze wypływy istniały w rejonie Bramki i Bożęcina (fig. 4A). Wody proglacljalne skierowane były ku południowemu zachodowi zgodnie z nachyleniem przedpola. Wiąże się z tym rozkład uziarnienia materiału budującego poziom sandrowy I, które maleje w tym kierunku (E. Wiśniewski, 1971).

ZANIK ŁĄDOŁODU ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO

Zanik lądolodu fazy pomorskiej przebiegał etapami, z którymi związane było powstanie poziomów sandrowych Ia, II i IIa. Dopiero podczas tworzenia się poziomu sandrowego IIa omawiany teren został pozbawiony zwartej pokrywy lodowej, a nowo uformowane czoło lądolodu stacjonowało na północ od granic badanego obszaru.

W pierwszym etapie zaniku lądolodu fazy pomorskiej nie nastąpiły istotne zmiany położenia jego czoła (fig. 4B). Nasilająca się ablacja przyczyniła się jedynie do pogłębienia „zatoki” na osi rynny Jez. Narie oraz do znacznego poszerzenia początkowo niewielkiej szczeliny lodowej na północ od Bramki, co doprowadziło do otwarcia wypływu wód roztopowych z rynny Jez. Maliniak. Generalny plan odpływu wód proglacljalnych nie zmienił się i nadal wody te kierowały się ku południowi i południowemu zachodowi do sandrowej doliny górnej Drwęcy. Cofanie czoła lądolodu zachodziło w sposób ciągły, a na przedpolu nieprzerwanie trwała akumulacja i erozja, wywołane odpływem fluwioglacljalnym. Obszar działalności wód sandrowych stopniowo powiększał się o tereny dopiero co pozbawione zwartej pokrywy lodowej i tu został uformowany poziom sandrowy Ia (fig. 4B). Obecność lądolodu w rejonie występowania tego sandru dokumentuje cienki (do 1 m) poziom gliny zwałowej z warstwą zaglinionych żwirów i otczaków w stropie, podścielający osady sandrowe. Powierzchnia poziomu sandrowego Ia (podobnie jak I) znajduje się na wysokości 122 — 138,5 m n.p.m. i na północ od Bramki zajmuje wyraźnie wyższe położenie w stosunku do otaczającej wysoczyzny połodowcowej. W czasie akumulacji tego poziomu sandrowego od strony wschodniej i zachodniej istniało zatem podparcie lodu. Wody roztopowe z rynny Jez. Maliniak płynęły ku południowi początkowo wąską strefą, która stopniowo poszerzała się. Przepływ wód sandrowych i akumulacja materiału piaszczysto-żwirowego odbywały się

Zlodowacenie północnopolskie: 1 — wysoczyzna połodowcowa pagórkowata, 2 — dno rynny połodowcowej, 3 — krawędzie rynny połodowcowej, 4 — progi w dnie rynny połodowcowej, 5 — ostańce wysoczyzny połodowcowej, 6 — równina erozyjna wód roztopowych, 7 — poziomy sandrowe I, Ia, II, IIa, 8 — krawędzie poziomów sandrowych, 9 — moreny martwego lodu, 10 — kemy, 11 — tarasy kemowe, 12 — tarasy wokółwypiskowe, 13 — poziomy lokalnych przepływów wód roztopowych w obrębie rynien, 14 — zagłębienia bezodpływowe; h o l o c e n: 15 — stożki napływowe, 16 — płytkie rozcięcia erozyjne, 17 — jary, 18 — jeziora i ciek; 19 — linia przekroju geologicznego; 20 — linia maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej

North Polish Glaciation: 1 — hilly postglacial upland, 2 — postglacial channel bottom, 3 — postglacial channel edges, 4 — thresholds in postglacial channel bottom, 5 — postglacial upland buttes, 6 — erosive plain of melt water, 7 — outwash horizons I, Ia, II, IIa, 8 — outwash horizon edges, 9 — dead ice moraines, 10 — kames, 11 — kame terraces, 12 — "melt water" terraces, 13 — horizons of local melt water flows within channels, 14 — bowls; H o l o c e n e: 15 — outwash fans, 16 — shallow erosive dissections, 17 — glens, 18 — lakes and streams; 19 — geological section line; 20 — line of maximum extension of the Pomeranian Phase

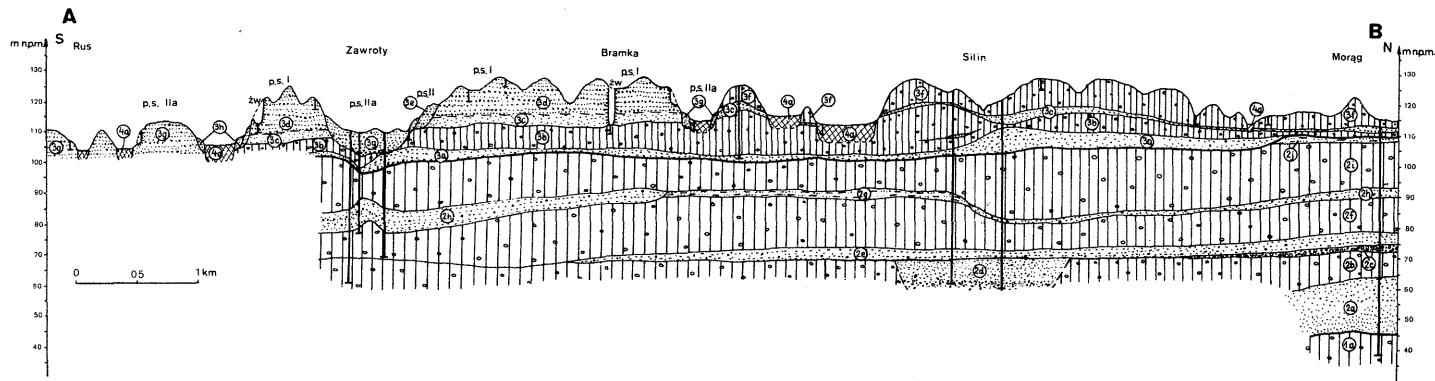


Fig. 3. Przekrój geologiczny osadów zlodowacenia Wisły okolic Bramki
Geological section of the Vistula Glaciation deposits in the Bramka region

Zlodowacenie południowopolskie(?): 1a – glina zwałowa; zlodowacenie środkowopolskie: 2a – piaski ze żwirem fluwioglacjalne, 2b – glina zwałowa, 2c – otoczaki i okruchy skał residualne, 2d – żwiry i piaski rzeczne(?) interglacjalne, 2e – piaski ze żwirem fluwioglacjalne, 2f – glina zwałowa, 2g – piaski i mułki zastoiskowe, 2h – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 2i – glina zwałowa, 2j – piaski i mułki zastoiskowe; zlodowacenie północnopolskie: faza leszczyńsko-poznańska: 3a – piaski ze żwirem fluwioglacjalne, 3b – glina zwałowa, 3c – piaski i żwiry fluwioglacjalne; faza pomorska: 3d – piaski i żwiry poziomu sandrowego I, 3e – piaski i żwiry poziomu sandrowego II, 3f – glina zwałowa, 3g – piaski i żwiry poziomu sandrowego IIa, 3h – piaski ze żwirem poziomów lokalnych przepływów wód roztopowych; h o l o c e n: 4a – torfy i namuły torfiaste; p.s. – poziom sandrowy, ż.w. – żwirownia

South Polish Glaciation(?): 1a – till; Middle Polish Glaciation: 2a – fluvioglacial sands with gravel, 2b – till, 2c – residual boulders and chips of rock, 2d – fluvial(?) gravels and sands, interglacial, 2e – fluvioglacial sands with gravel, 2f – till, 2g – limnoglacial sands and silts, 2h – fluvioglacial sands and gravels, 2i – till, 2j – limnoglacial sands and silts; North Polish Glaciation: Leszno–Poznań Phase: 3a – fluvioglacial sands with gravel, 3b – till, 3c – fluvioglacial sands and gravels; Pomeranian Phase: 3d – sands and gravels of the outwash horizon I, 3e – sands and gravels of the outwash horizon II, 3f – till, 3g – sands and gravels of the outwash horizon IIa, 3h – sands with gravel of the horizons of local melt water flows; H o l o c e n: 4a – peats and peaty alluvial silts; p.s. – outwash horizon; ż.w. – gravel pit

częściowo na powierzchni cieniejącego, zamierającego lodu. Miąższość osadów poziomu sandrowego Ia wynosi 1–8 m.

Poziomy I i Ia odpowiadają poziomowi sandrowemu II (126–130 m n.p.m.), wyróżnionemu przez L. Roszkównę (1955), a także I poziomowi sandru ostródzkiego oraz najwyższemu tarasowi sandrowemu w dolinie górnej Drwęcy, występującemu na wysokości 22–25 m n.p.rz. (E. Wiśniewski, 1971).

W drugim etapie zaniku łądolodu fazy pomorskiej znaczna część obszaru została pozbawiona zwartej pokrywy lodowej, a nowo uformowane czoło łądolodu stacjonowało prawdopodobnie jeszcze w północnej części badanego terenu, ok. 0,5 km na południe od Jez. Maliniak (fig. 4C). W tym miejscu, u wylotu rynny tego jeziora wypływały wody roztopowe, które wąskim szlakiem kierowały się ku południowemu wschodowi, by w okolicach Jez. Piąg dołączyć do głównej masy wód roztopowych płynących z północy od bramy lodowcowej Jez. Narie. Dalej, wody te płynęły wspólnie ku południowi, a śladem ich przepływu jest powstały w tym czasie poziom sandrowy II (fig. 2, 4C). Od momentu utworzenia poziomu sandrowego Ia cofnięcie czoła łądolodu na osi rynny Jez. Maliniak wynosiło zaledwie 0,5 km. Zatem przyczyną znacznego rozcięcia starszych poziomów sandrowych w tym czasie mogło być ścienienie czoła łądolodu i otwarcie wypływów wód roztopowych w niższych jego partiach (M. Bogacki, 1976; L. Marks, 1984). Znacznie bardziej pogłębiła się „zatoka” między dwoma łobami lodowcowymi na osi rynny Jez. Narie. Tędy szedł główny odpływ wód roztopowych, a ich wypływ znajdował się na północ od granic badanego obszaru (fig. 4C). Poziom sandrowy II zachował się jedynie fragmentarycznie (fig. 2) wskutek erozyjnej działalności wód proglacialnych w następnych etapach zaniku łądolodu fazy pomorskiej. Jego powierzchnia leży na wysokości 122–124 m n.p.m. na północ od Bogaczewa oraz na południe od Jez. Maliniak i obniża się do 115–121 m n.p.m. w południowej części obszaru badań.

W trzecim etapie zaniku łądolodu fazy pomorskiej analizowany teren został w całości pozbawiony pokrywy lodowej. Nowo uformowane czoło łądolodu stacjonowało dalej na północ, a z jego postojem związana jest strefa marginalna położona na wschód od wąskiego odcinka rynny Jez. Narie, ok. 3 km na południe od Niebrzydowa (E. Wiśniewski, 1971). Stąd bierze swój początek poziom sandrowy IIa, ciągnący się ku południowi w postaci szlaku sandrowego naśladującego przebiegiem rynną Jez. Narie. Tym szlakiem odpływała główna masa wód roztopowych. W okolicy Bogaczewa część strumieni sandrowych skręcała ku południowemu zachodowi, przepływając przez obszar dopiero co powstałej wysoczyzny polodowcowej i doprowadzając do utworzenia erozyjnej równiny wód roztopowych (fig. 2, 4D). Na południe od Jez. Piąg wody sandrowe rozlewały się szerzej, kierując się ku południowi i południowemu zachodowi szlakami w wielu miejscach naśladującymi przebiegiem rynny polodowcowe powstałe jeszcze w fazie leszczyńsko-poznańskiej. Świadczy to o rozpoczęciu się powolnego wytapiania martwych lodów konserwujących formy rynnowe.

O dużej energii wód proglacialnych w tym okresie świadczy zarówno silne zniszczenie uformowanych wcześniej poziomów sandrowych i częściowo wysoczyzny polodowcowej, jak i dość znaczne rozprzestrzenienie poziomu sandrowego IIa (fig. 2). Powierzchnia jego w rejonie Bogaczewa występuje na wysokości 119–122 m n.p.m. i obniża się do 112–120 m n.p.m. w południowo-wschodniej i południowej części obszaru badań. Jej rzeźba jest obecnie niezwykle urozmaicona. Jest to wynik działalności szeregu wąskich koryt sandrowych, których ślady są dobrze czytelne na południe od Jez. Piąg, a występujące tu południkowe wały porozdzielane dolinkami (dawnymi koryta-

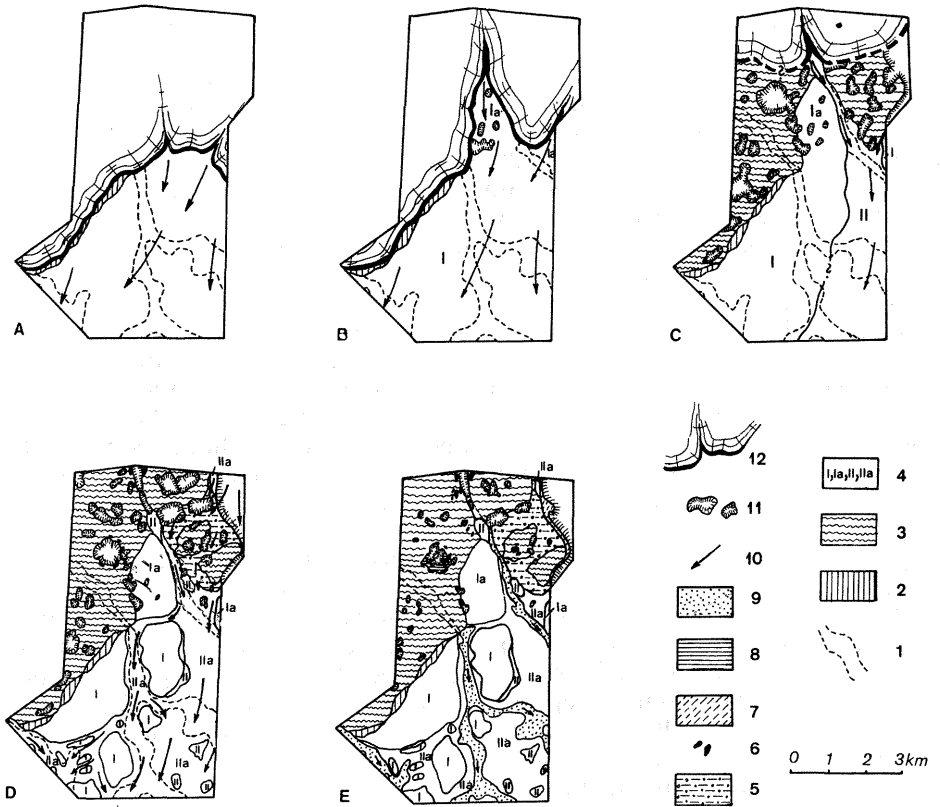


Fig. 4. Szkice paleogeomorfologiczne okolic Bramki w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej (A) oraz w czasie kolejnych etapów zaniku lądolodu fazy pomorskiej (B, C, D, E)

Palaeogeomorphological sketches of the Bramka region during the maximum extension of the Pomeranian Phase (A) and during consecutive stages of the Pomeranian Phase glacier recession (B, C, D, E)

1 – rynny subglacialne wypełnione martwym lodem; 2 – obszar spływów materiału ablacyjnego na sandry; 3 – wysoczyzna polodowcowa; 4 – poziomy sandrowe I, Ia, II, IIa; 5 – równina erozyjna wód roztopowych; 6 – moreny martwego lodu; 7 – tarasy kemowe; 8 – tarasy wokółwypiskowe; 9 – poziomy lokalnych przepływów wód roztopowych w obrębie rynien polodowcowych; 10 – kierunki odpływu wód sandrowych; 11 – lód martwy; 12 – czoło lądolodu

1 – subglacial channels fulfilled with dead ice; 2 – area of ablation material drainage upon outwash; 3 – postglacial upland; 4 – outwash horizons I, Ia, II, IIa; 5 – erosive plain of melt water; 6 – dead ice morains; 7 – kame terraces; 8 – "meltwater" terraces; 9 – horizons of local melt water flows within subglacial channels; 10 – directions of outwash water outflows; 11 – dead ice; 12 – glacier front

mi sandrowymi) zostały uznane przez L. Roszkównę (1955) nawet za formy ozowe. W kształtowaniu powierzchni poziomu sandrowego IIa duży udział miało także zjawisko naledzi (S. Kozarski, 1977), o czym świadczą ciągi ukierunkowanych, płytkich wytopisk zachowane najlepiej w południowo-wschodniej części obszaru badań (fig. 2).

Poziomom sandrowym II i IIa, które na południe od analizowanego terenu zlewają się w jedną powierzchnię, odpowiada poziom sandrowy III, wyróżniony przez L. Roszkównę (1955), oraz poziom II sandru ostródzkiego, opisany przez E.

Wiśniewskiego (1971). Można je skorelować z tarasem sandrowym górnej Drwęcy, występującym na wysokości 20–21 m n.p.rz. (E. Wiśniewski, 1971).

Deglacja wysoczyzny polodowcowej przebiegała nierównomiernie. W obniżeniach przez dłuższy czas utrzymywały się bryły martwego lodu, a ich śladem są liczne wytopiska (fig. 2). Z dłuższym zaleganiem lodu na wysoczyźnie polodowcowej związane są także moreny martwego lodu i kemy. Pagórkowata wysoczyzna polodowcowa stanowi północne obrzeżenie sandru ostródzkiego. Jej powierzchnia, na którą składa się ogromna liczba drobnych, gliniastych pagórków o wysokościach względnych 5–12 m, położona jest o kilka metrów niżej w stosunku do przyległego od południowego wschodu sandru (poziomów sandrowych I i Ia). Dlatego też fragment wysoczyzny, zajmujący północną i zachodnią część obszaru badanego, L. Roszkówna (1955) określiła jako „strefę marginalną”. Także R. Galon (1953) zwrócił uwagę, że pagórkowata wysoczyzna polodowcowa związana jest z akumulacją w strefie przykrawędziowej łądolodu.

W budowie geologicznej wysoczyzny polodowcowej bierze udział piaszczysta, jasnobrązowa lub brązowożółta glina zwałowa, zazwyczaj zawierająca znaczną ilość żwirów i głazów, przechodząca miejscami w gliniaste piaski zwałowe. Miąższość jej waha się od kilku do kilkunastu metrów (fig. 3).

Wraz z postępującą recesją łądolodu fazy pomorskiej przepływ wód sandrowych stopniowo malał. W czwartym etapie zaniku tegoż łądolodu jedynie wzdłuż głównego szlaku sandrowego, na osi rynny Jez. Narie, wody roztopowe dopływały z północy od czoła łądolodu stacjonującego na linii moren małych i morąskich (ok. 9 km na północ od granicy badanego terenu). Utworzyły one taras kemowy w rynnach Jez. Narie (fig. 2, 4E), ciągnący się wzdłuż brzegów tego jeziora na wysokości 5–9 m nad poziomem wody. Powierzchnia tarasu o szerokości 20–150 m wyraźnie nachyla się w stronę jeziora. Taras kemowy budują piaski średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków i iltu.

W tym etapie stopniowo zaczęły dominować procesy związane z wytapianiem się brył martwego lodu leżącego na powierzchni terenu lub pod cienką warstwą osadów mineralnych, a także lodu sandrowego. Z dalszą degradacją brył martwego lodu związane jest powstanie w rejonie wytopiska Silin tarasów wokółwytopiskowych i kemów (fig. 2, 4E). Nasiliło się także wytapianie brył lodu przetrwałego z fazy leszczyńsko-poznańskiej i konserwującego formy rynnowe. Tempo i charakter tego procesu uzależnione były od warunków geologiczno-morfologicznych, w jakich znajdowały się bryły lodowe. Na obszarach poziomu sandrowego IIa wraz z zanikiem przepływu wód roztopowych wytapianie się brył martwego lodu zaczęło dominować. Zanim doszło do całkowitego roztopienia między nimi (także na nich) a ujawniającymi się zboczami rynien zostały złożone osady piaszczyste budujące poziomy lokalnych przepływów wód roztopowych (fig. 2, 4E). W miejscach, gdzie lód konserwujący rynny był przykryty gliną zwałową będącą dobrym izolatorem ciepła, zanikał on powoli w procesie sublimacji (T. Bartkowski, 1973; R. Galon, 1973), a leżąca na nim glina i materiał znajdujący się w lodzie osiadły na zboczach i w dnie rynien.

U schyłku glaciału całkowicie wytopiły się lody sandrowe pochodzące z naledzi (T. Przybylski, 1961), odsłaniając na powierzchni ciągi ukierunkowanych wytopisk. Istotnym zagadnieniem jest określenie wieku ostatecznego wytopienia się brył martwego lodu. Opierając się na pracach poruszających tę problematykę na Pojezierzu Mazurskim (m.in. K. Świerczyński, 1958; S. Kozarski, 1963; M. Ralska-Jasiewiczowa, 1966; K. Więckowski, 1966; J. Stasiak, 1971), można przyjąć, że wytapianie się brył martwego lodu zakończyło się przed okresem borealnym lub na jego początku.

W holocenie rzeźba polodowcowa uległa jedynie niewielkim przeobrażeniom, prowadzącym do stopniowego złagodzenia deniwelacji poprzez rozwój ruchów masowych i erozji w strefach przykrawędziowych oraz zapełnianie przez osady plastyczne i organogeniczne mis jeziornych. Z holocenem wiąże się rozwój sieci odpływu powierzchniowego, odbywającego się głównie na linii odpreparowanych rynien polodowcowych.

WNIOSKI

W obrębie utworów plejstocenijskich rejonu Bramki przy konstrukcji przekroju geologicznego wyróżniono co najmniej sześć poziomów glin zwałowych, a w nawiązaniu do stanowiska interglacjału eemskiego w Dzierzgoniu ustalono, że dwa górne reprezentują ostatnie zlodowacenie. Powiązano je z glacyfacją leszczyńsko-poznańską i pomorską.

Badany teren w fazie pomorskiej znajdował się w strefie przejściowej między lobem Wisły a mazurskim. Był to jednocześnie obszar intensywnych przepływów wód sandrowych, których główny wypływ znajdował się u wylotu rynny Jez. Narie, utworzonej na styku tych dwóch lobów. Wody roztopowe swobodnie odpływały ku południowi i południowemu zachodowi do doliny sandrowej górnej Drwęcy.

Łądocłód fazy pomorskiej dotarł do linii Bożęcina – Bramka – Jez. Piłąg, która częściowo pokrywa się ze strefą marginalną Miłomłyn – Bramka wyznaczoną przez L. Roszkównę (1956). Zatem tu, a nie dalej na południe aż po Liwę (R. Galon, L. Roszkówna, 1961) należy prowadzić granicę maksymalnego zasięgu łądocłodu fazy pomorskiej. Cechą charakterystyczną jest brak form czołowomorenowych przy silnym rozwoju akumulacji sandrowej. Sytuacja taka wynika z braku istotnych przeszkód dla transgredującego łądocłodu.

Wyróżniono cztery poziomy sandrowe, z których najwyższy przylegający bezpośrednio do strefy Bożęcina – Bramki powstał w okresie transgresji i maksymalnego zasięgu łądocłodu fazy pomorskiej. Jest to jednocześnie najwyższy poziom sandru ostródzkiego, a zatem nie można przyjąć poglądu E. Wiśniewskiego (1971), iż geneza tego sandru wiąże się z którymś z etapów recesyjnych łądocłodu fazy pomorskiej. Poziomy niższe odzwierciedlają kolejne etapy zaniku łądocłodu.

Generalnie, na opisanym obszarze przeważała deglacjacja arealna, mimo że w miarę recesji każde następne stopniowo formowane czoło łądocłodu dawało znaczne wypływy wód fluwioglacjalnych. Świadczą o tym formy powstałe wśród zamierających powierzchniowo fragmentów lodu: moreny martwego lodu i kemy, a także bardzo liczne wytopiska. Jest to typ deglacjacji określony przez L. Roszkównę (1968) jako oscylacyjno-lobalny, w którym zanik lokalnych lobów prowadził do powstania płatów najpierw stagnującego, a następnie martwego lodu, pozostawionego na przedpolu nowo uformowanego czoła łądocłodu.

W ostatecznym modelowaniu rzeźby duże znaczenie miał martwy lód konserwujący formy wklęsłe, chroniąc je przed zasypaniem. Z jego zanikiem w późnym glacyale i na początku holocenu był związany końcowy etap formowania generalnych rysów rzeźby polodowcowej. W tym czasie ujawniło się szereg rynien polodowcowych oraz jezior wytopiskowych, w których praw-

dopodobnie już u schyłku najstarszego dryasu rozpoczęła się akumulacja jeziorna osadów organicznych.

Zakład Kartografii Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 11 maja 1989 r.

PIŚMIENNICTWO

- BARTKOWSKI T. (1973) — Obszar kemowy między Mielnem a Sarbinowem w zapleczu koszańskijskiej strefy marginalnej a zagadnienie degradacji lodu martwego na Pobrzeżu Wschodniopomorskim. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, ser. A, **26**, p. 7–19.
- BOGACKI M. (1976) — Współczesne sandry na przedpolu Skeidararjökull (Islandia) i plejstocenijskie sandry w Polsce północno-wschodniej. *Rozpr. UW*, **93**, p. 122–132.
- DYLIK J. (1963) — Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej. *Acta Geogr. Lodziensia*, **4**.
- GALON R. (1953) — Formy polodowcowe okolic Więcborka. *Studia Soc. Sc. Torunensis, Sec. C*, **1**, nr 5.
- GALON R. (1956) — The problem of the last glaciation in Poland. *Prz. Geogr.*, **28**, p. 75–93.
- GALON R. (1957) — Zagadnienie ostatniego złodowacenia w Polsce. *Kosmos, Ser. B*, p. 219–236, z. 3.
- GALON R. (1973) — A synthetic description of deposits and landforms observed on proglacial area of Skeidararjökull. Conclusions with regard to the age of the deposits and the way of which deglaciation is proceeding. *Geogr. Pol.*, **26**, p. 139–150.
- GALON R., ROSZKÓWNA L. (1961) — Extens of the Scandinavian glaciations and of their recession stages on the Territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. *Prz. Geogr.*, **33**, p. 347–361, z. 3
- KONDRACKI J. (1952) — Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**, p. 513–597.
- KOZARSKI S. (1963) — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizjogr. and Pol. Zach.*, **11**, p. 51–59.
- KOZARSKI S. (1977) — Ukierunkowane wytopiska na sandrach. *Stud. Geol. Pol.*, **52**, p. 235–248.
- MAKOWSKA A. (1979) — Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *Stud. Geol. Pol.*, **63**.
- MARKS L. (1980) — Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, p. 361–376, nr 2.
- MARKS L. (1984) — Zasięg łądolodu złodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **28**, p. 133–176.
- PRZYBYLSKI T. (1961) — Późny glacjał w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **8**, ser. A, p. 58–90.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M. (1966) — Osady denne Jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych. *Acta Palaeobot.*, **7**, nr 2.
- ROSZKÓWNA L. (1955) — Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. *Studia Soc. Sc. Torunensis, Sec. C*, **2**, nr 2.
- ROSZKÓWNA L. (1956) — Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą. *Studia Soc. Sc. Torunensis, Sec. C*, **3**, p. 1–22, nr 1.
- ROSZKÓWNA L. (1968) — Recesja ostatniego łądolodu z terenu Polski. W: *Ostatnie złodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**, p. 65–100.

- RÓŻYCKI S.Z. (1972) — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN. Warszawa.
- SŁOWAŃSKI W. (1971) — Czwartorzęd i jego podłoże w nowych wierceniach między Szczytnem a Orzyszem. *Prz. Geol.*, **19**, p. 70–71, nr 2.
- SŁOWAŃSKI W. (1981) — Czwartorzęd na Mazurach. *Biul. Inst. Geol.*, **321**, p. 131–141.
- STASIAK J. (1971) — Holocen Polski północno-wschodniej. *Rozpr. UW*, **47**.
- ŚWIERCZYŃSKI K. (1958) — Stanowisko najmłodszego interstadiału na Pojezierzu Mazurskim. *Prz. Geogr.*, **30**, p. 273–283, nr 2.
- WAHNSCHAFFE F., SCHUCHT F. (1921) — *Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes*. Wyd. 4. Stuttgart.
- WIĘCKOWSKI K. (1966) — Osady denne Jeziora Mikołajskiego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **57**, p. 13–112.
- WIŚNIEWSKI E. (1971) — Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **83**.
- WOLDSTEDT P. (1950) — *Norddeutschland und angrenzende Gebiete in Eiszeitalter*. Stuttgart.

Малгожата РОМАН

ОЛЕДЕНЕНИЕ ВИСЛЫ В РАЙОНЕ БРАМКИ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАЗУРСКОГО ПООЗЕРЬЯ

Резюме

Исследованная территория расположена в северо-западной части Мазурского Поозерья (фиг. 1), на пограничье Илавского и Ольштинского поозерей. Мощность четвертичных отложений колеблется от 144,5 до не менее чем 202,5 м.

Оледенение Вислы представлено двумя валунными глинами (фиг. 3), которых возраст был установлен в отнесении к местонахождениям осадков эмского межледниковья в местности Дзежгонь. Эти глины соответствуют лещинско-познаньской и поморской фазам оледенения.

В лещинско-познаньской фазе весь район Брамки был прикрит ледником. В это время образовалось много субгляциальных желобов, которые выполнил мертвый лед во время рецессии того-же ледника.

В поморской фазе исследованная территория находилась в переходной зоне между долинами Вислы и Мазурской. Это была область интенсивного течения зандровых вод, которые свободно отпльвали к Ю и ЮЗ в зандровую долину верхней Дрвенцы. Главный сток вод из таяния ледника находился у выхода к ледниковому трогу озера Нарие (фиг. 4).

Ледник поморской фазы дошел к линии Боженцин—Брамка—озеро Пилонг (фиг. 2, 4А). Характеристической чертой зоны максимальной дальности ледника поморской фазы является отсутствие отложений конечных морен при сильном развитии зандровой аккумуляции.

Выделены четыре зандровых горизонта (I, Ia, II и IIa); самый высокий из них (I) был связан с периодом трансгрессии и максимальной дальности ледника поморской фазы; горизонты Ia, II и IIa отражают очередные этапы исчезания ледника (фиг. 4).

Małgorzata ROMAN

THE VISTULA GLACIATION IN THE BRAMKA REGION IN THE WESTERN PART OF THE MAZURY LAKELAND

S u m m a r y

The area subjected to investigations is situated in the north-western part of the Mazury Lakeland on the boundary of the Iława and Olsztyn lakelands (Fig. 1). The depth of the Quaternary deposits ranges from 144.5 to almost 202 m.

The Vistula Glaciation is represented by two tills (Fig. 3), the age of which has been determined with relation to the site of the Eemian Interglacial deposits in Dzierzgoń. These tills correspond to the Leszno – Poznań and Pomeranian phases.

During the Leszno – Poznań Phase the Bramka region was wholly covered by the continental glacier. At that time a lot of subglacial channels originated, fulfilled with dead ice during the continental glacier recession.

During the Pomeranian Phase this region was in an intermediate zone between the Vistula glacier tongue and the Mazury glacier tongue. It was the area of intensive outwash water flow which flowed off freely to the south and south-west to the outwash valley of the Upper Drwęca River. The main outflow of melt waters lay at the Narie Lake glacial channel mouth (Fig. 4). The Pomeranian Phase glacier reached the Borzęcin – Bramka – the Piłąg Lake line (Figs 2, 4A). The main feature of the maximum extension of the Pomeranian Phase is the lack of frontal moraine forms with strong outwash accumulation.

Four outwash horizons (I, Ia, II, IIa) have been distinguished, the highest one (I) connected with transgression and maximum extension of the Pomeranian Phase, and the horizons Ia, II and IIa reflected consecutive stages of the glacier recession (Fig. 4).