

Krzysztof PETELSKI

Formy akumulacji martwego lodu w niecce końcowej lobu gardzieńskiego

Na zapleczu moren czołowych otaczających od W i S jez. Gardno stwierdzono występowanie form akumulacji w strefie stagnującego i martwego lodu, a nie — jak sądzono dotychczas — moren recesyjnych związanych z deglacją frontalną lobu gardzieńskiego. Budowa geologiczna oraz sposób występowania form akumulacji stagnującego i martwego lodu wskazuje na akumulację tych form w strefie występowania wałów lodowo-morenowych na zapleczu wału gardzieńskiej moreny czołowej. Formy akumulacji martwego lodu akumulowane były w obniżeniach pomiędzy wałami lodowo-morenowymi. Po wytopieniu się lodów tworzących jądra wałów lodowo-morenowych na ich miejscu powstają obniżenia. Osady akumulowane pierwotnie przez rzeki fluwioglacjalne pomiędzy tymi wałami oraz w zamkniętych zbiornikach między nimi utworzyły wzgórze.

WSTĘP

Moreny czołowe otaczające od zachodu i południa jezioro Gardno (fig. 1) na Pobrzeżu Zachodniopomorskim tworzą jeden z najbardziej charakterystycznych układów lobowych w Polsce. Jest to lob gardzieński z klasycznie wykształconym inwentarzem form polodowcowych obejmujących: misę końcową otoczoną przez ciąg wzgórz czołowomorenowych, a po ich stronie dystalnej strefą akumulacji zastoiskowej, sandr oraz doliny odpływu wód fluwioglacjalnych; w obrębie misy końcowej znajduje się jezioro Gardno oraz formy charakterystyczne dla akumulacji w strefie martwego lodu. Taki obraz morfologii lobu gardzieńskiego przyniosły prace uczonych niemieckich (K. Bülow, 1924, 1930; W. Hartnack, 1926). Pierwsze prace badaczy polskich dotyczące tego obszaru (B. Halicki, 1947; S. Giedroń-Juraha, 1950) wniosły nieduże zmiany w stosunku do poprzednich opracowań.

Badania nad budową geologiczną moren czołowych lobu gardzieńskie-

go, jakie rozpocząłem w 1974 r., w pierwszym etapie koncentrowały się na poznaniu budowy wału gardzieńskiej moreny czołowej w odsłonięciach klifu pomiędzy Dębina a Poddębim (K. Petelski, 1975, 1976). Dokładne sprofilowanie tych odsłonień pozwoliło odczytać charakter nasunięcia lądolodu fazy gardzieńskiej. W drugim etapie skoncentrowałem badania na rozpoznaniu budowy strony proksymalnej wału gardzieńskiej moreny czołowej oraz jej przedpola.

BUDOWA GEOLOGICZNA FORM AKUMULOWANYCH W STREFIE MARTWEGO LODU

Misę końcową lobu gadzieńskiego, obramowaną od zachodu, południa oraz południowego wschodu wałem moreny czołowej, pod względem zróżnicowania rzeźby oraz budowy geologicznej można podzielić na dwa obszary (fig. 1):

1. Obszar pagórkowatej równiny o wysokościach od 5 do 20 m n.p.m. stanowiący bezpośrednie zaplecze wału gardzieńskiej moreny czołowej. Jedynie pojedyncze wzgórza osiągają tu wysokość do 27 m n.p.m. Jest to obszar zbudowany z piasków, z przewagą drobnoziarnistych. Pojedyncze kulminacje buduje tu glina zwałowa, zaś liczne zagłębienia bezodpływowe wypełnione są torfami. Szerokość równiny pagórkowatej stanowiącej zaplecze gardzieńskiej moreny czołowej waha się od 1 do 5 km.

2. Obszar płaskiej równiny torfowisk otaczających jezioro Gardno. Wysokość torfowisk nad poziom morza wynosi od ok. 5 m na granicy z obszarem równiny pagórkowatej i obniża się do 0,3—0,4 m n.p.m. w sąsiedztwie jeziora Gardno. Warstwa torfu osiąga od 1 do 12 m miąższości i całkowicie maskuje rzeźbę podłoża torfu.

W obrębie misy końcowej K. Bülow (*op. cit.*) wyróżnił trzy ciągi moren recesyjnych, znaczących według niego etapy postępu czoła lądolodu w czasie recesji lobu gardzieńskiego. Dwa ciągi moren recesyjnych znajdują się według tego autora w obrębie niziny pagórkowatej, stanowiącej bezpośrednie zaplecze wału gardzieńskiej moreny czołowej; trzeci ciąg wyznacza wyspa kamienista znajdująca się na jeziorze Gardno oraz niewielkie wzgórza ukryte pod piaskami mierzei. S. Giedroń-Juraha (1950) nie wyróżnia poszczególnych ciągów moren recesyjnych, znaczy jedynie strefę występowania moren czołowych na zapleczu głównego wału czołowomorenowego fazy gardzieńskiej.

Układ najwyższych kulminacji w obrębie bezpośredniego zaplecza wału czołowomorenowego, przebiegających równoległymi ciętami do wału moreny czołowej, może rzeczywiście sugerować istnienie co najmniej trzech ciągów moren recesyjnych znaczących kolejne etapy „wycofywania się” czoła lądolodu fazy gardzieńskiej. Taką koncepcję deglacjacji frontalnej lobu przyjął K. Bülow, opierając swoje wnioski jedynie na obserwacjach morfologicznych, nie uwzględniając budowy geologicznej wzgórz, które nazwał morenami recesyjnymi. Badania geologiczne przeprowadzone przez autora na obszarze wzgórz zaliczanych dotychczas do moren recesyjnych fazy gardzieńskiej nie potwierdziły poglądu K. Bülowa o deglacjacji frontalnej w obrębie lobu gardzieńskiego i tym samym istnienia tu moren recesyjnych.

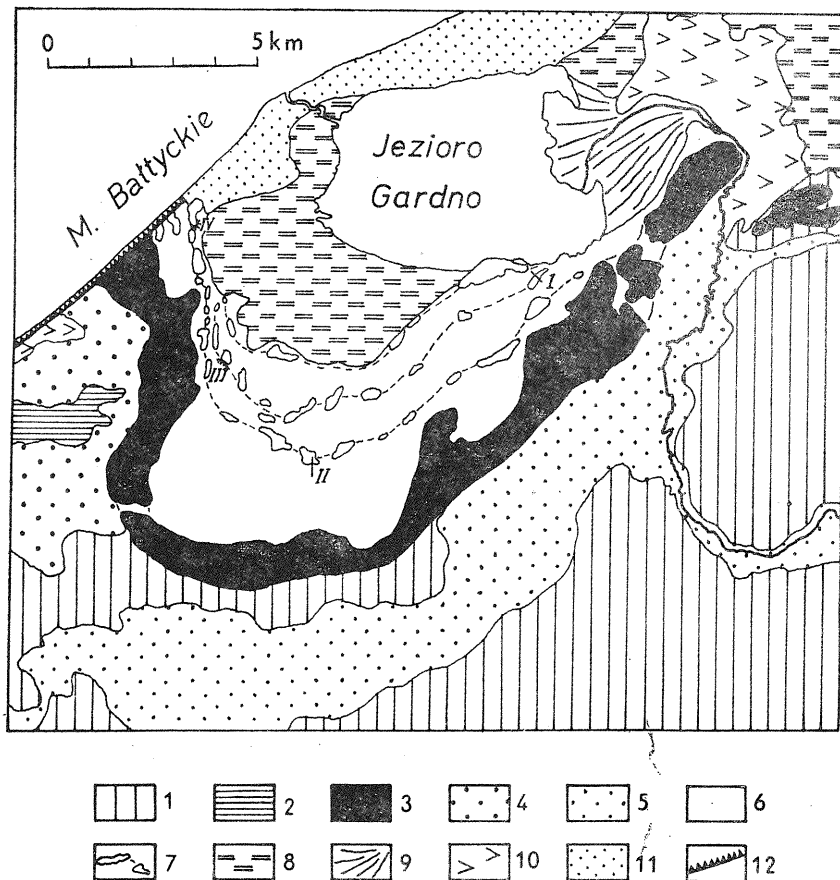


Fig. 1. Szkic geomorfologiczny niecki końcowej lobu gardzieńskiego

Geomorphological sketch of terminal basin of the Gardno lobe

1 — wysoczyzna polodowcowa; 2 — osady zastoiskowe; 3 — gardzieńskie moreny czołowe; 4 — sandry; 5 — doliny odpływu wód fluwioglacjalnych; 6–8 — niecka końcowa lobu gardzieńskiego: 6 — obszar pagórkowaty, 7 — kulminacje zbudowane z gliny zwalowej, 8 — płaska równina, obszar torfowisk i jez. Gardno; 9–10 — delta rzeki Łupawy; 11 — wydmy; 12 — wybrzeże klifowe; I, II — przekroje przedstawione na fig. 2 i 3; III, IV — fragmenty odsłoneń piaskowni przedstawione na fig. 4 i tabl. II, fig. 7

1 — post-glacial plateau; 2 — lacustrinal deposits; 3 — Gardno end moraines; 4 — sandres; 5 — fluvio-glacial water runoff valleys; 6–8 — terminal basin of Gardno lobe: 6 — hummocky area, 7 — terminations built of till, 8 — flat plain, peatbog area and Gardno lake; 9–10 — Łupawa river valley; 11 — dunes; 12 — cliff coast; I and II — cross-sections from Figs. 2 and 3; III and IV — fragments of sandpit exposure from Fig. 4 and Table II, Fig. 7

Budowę geologiczną zaplecza wału czołowomorenowego fazy gardzieńskiej rozpoznano na podstawie profili odsłoneń naturalnych oraz przekrojów zestawionych według sond o głęb. do 5–6 m.

Przekrój geologiczny (fig. 2) przebiegający w pobliżu wsi Wysoka przez jeden z pagórków zaliczanych przez K. Būlowa do drugiego ciągu wzgórz moren recesyjnych wyraźnie wskazuje, że jest to forma akumulacji szczelinowej w strefie martwego lub pasywnego lodu. Wzgórzca te

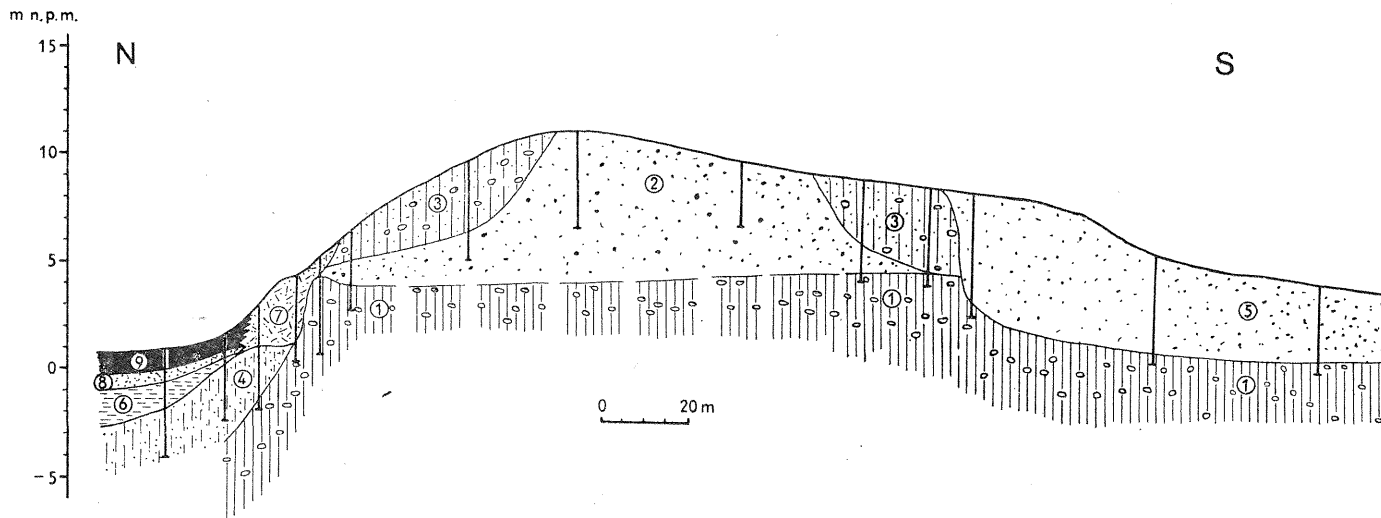


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez wzgórze w pobliżu Wysokiej

Geological cross-section through hill near Wysoka village

1 — glina zwałowa; 2 — piaski o różnym uziarnieniu; 3 — piaszczysta glina zwałowa — *flow till*; 4 — piaski gliniaste; 5 — piaski gruboziarniste; 6 — piaski drobnoziarniste ilaste; 7 — piaski różnoziarniste ze znaczną domieszką frakcji pylastej; 8 — piaski średnioziarniste; 9 — torf

1 — till; 2 — various-grained sands; 3 — sandy (flow) till; 4 — loamy sands; 5 — coarse-grained sands; 6 — clay fine-grained sands; 7 — various-grained sands with a marked admixture of silt grains; 8 — medium-grained sands; 9 — peat

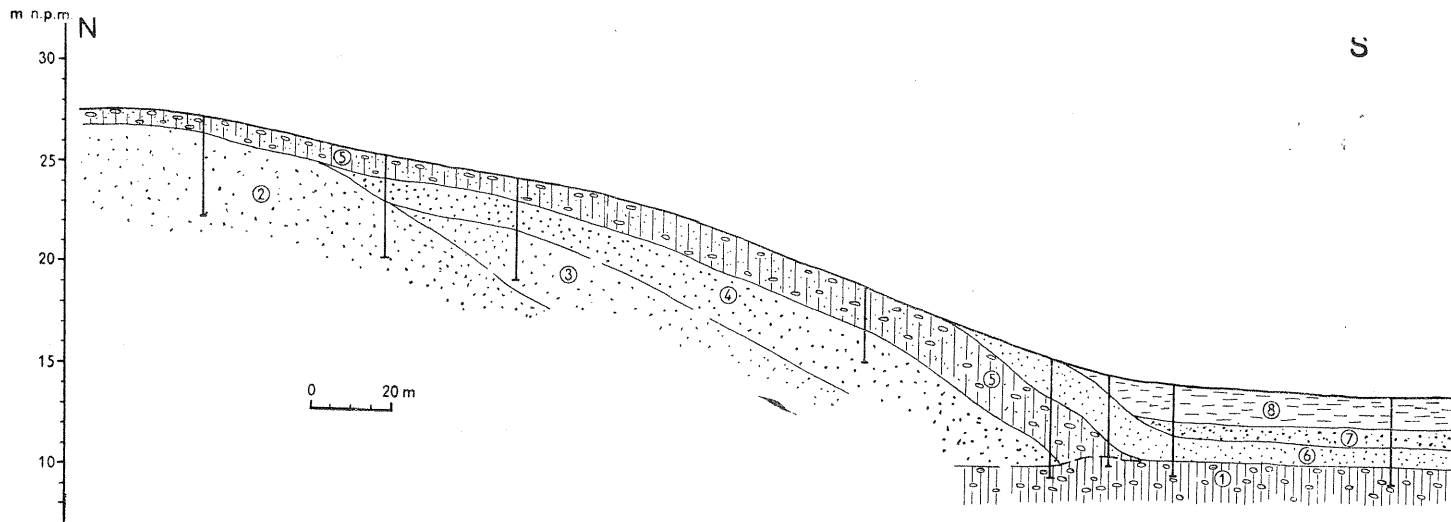


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez południowy stok wzgórza w pobliżu Marłowa

Geological cross-section through southern slope of hill near Marłowo

- 1 — glina zwałowa; 2 — piaski różnoziarniste; 3 — piaski drobnoziarniste; 4 — piaski gruboziarniste; 5 — piaszczysta glina zwałowa — flow till; 6 — piasek drobnoziarnisty; 7 — piasek różnoziarnisty; 8 — piasek drobnoziarnisty humusowy
 1 — till; 2 — various-grained sands; 3 — fine-grained sands; 4 — coarse-grained sands; 5 — sandy (flow) till; 6 — fine-grained sands; 7 — various-grained sands; 8 — fine-grained humus sand

budują piaski różnoziarniste spoczywające na cokole z gliny zwałowej. Kształt cokołu, na którym leżą piaski, i jego ostre granice wskazują na to, że glina została tu wcisnięta od dołu w szczelinę lodową, wskutek różnicy ciśnień na granicy lodu lodowcowego oraz szczeliny. Piaski różnoziarniste spoczywające na tej glinie zostały osadzone przez wody płynące szczeliną. Gлина zwałowa pokrywająca zbocza formy została osadzona po

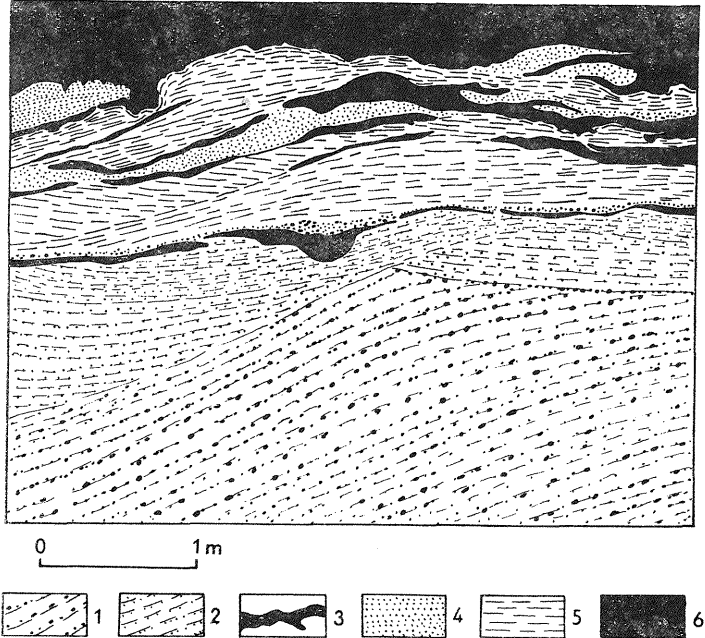


Fig. 4. Piaskownia w Objęzdzie; rysunek górnej części odsłonięcia

Sandpit at Objazda; upper part of the exposure

1 — piasek różnoziarnisty z domieszką żwiru drobnego o średnicy 0,3–0,5 cm; 2 — piasek różnoziarnisty o przewadze piasku drobnoziarnistego; 3 — soczewki, przemazy gliny zwałowej — *flow till*; 4 — piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami piasku grubo- i średnioziarnistego, 5 — piasek drobnoziarnisty, 6 — ciągła pokrywa gliny zwałowej — *flow till*

1 — various-grained sand with admixture of fine gravel 0.3–0.5 cm in diameter; 2 — various-grained sand with predominance of fine grains; 3 — lenses and streaks of till (flow till); 4 — fine-grained sand with intercalations of coarse- and medium-grained sands; 5 — fine grained sand; 6 — continuous cover of till — *flow till*

zaniku przepływu w szczelinie lodowej, gdy materiał dostający się do szczeliny z powierzchni otaczających ją martwych lodów nie mógł być już w niej rozmywany.

Podobną budowę geologiczną mają inne wzgórza zaliczane dotychczas do moren recesyjnych lobu gardzieńskiego. Przekrój geologiczny przez południowy stok kulminacji na NE od Marłowa (fig. 3) ukazuje także pod pokrywą gliny zwałowej (1–2,3 m) piaski gruboziarniste i średnioziarniste. Podobne wzgórza posiadające jądro z piasków i żwirów fluwioglacjalnych oraz pokrycie z gliny zwałowej zostały zaznaczone na fig. 1.

Odsłonięcie w starej piaskowni, znajdujące się ok. 1 km na W od wsi Objazda, pozwoliło na określenie charakteru sedymentacji osadów budujących wzgórze z pokrywą gliny zwałowej (fig. 4). Odsłonięcie to znajduje się w partii szczytowej wzgórza, gdzie miąższość pokrywy gliny zwałowej wynosi jedynie ok. 0,9 m, a wysokość ściany 5 m. W najniższej części odsłonięcia występują piaski różnoziarniste z niewielkimi przewarstwieniami żwiru drobnego (średnicy 0,3—0,5 mm) o warstwowaniu przekątnym, charakterystycznym dla fazy transportu fal piaszczystych (faza ta znamionuje wysoką moc przepływu—rwący potok wody), przechodzące ku górze w piaski o różnym uziarnieniu z przewagą drobnoziarnistych. W stropie piasków różnoziarnistych pojawiają się pierwsze przemazy, soczewki gliny zwałowej, których powierzchnia jest wzbogacona w gładziki oraz żwir; miejscami są to jedynie soczewki żwiru piaszczystego. Ponad tym poziomem znajduje się seria piasków drobnoziarnistych z przewarstwieniami grubo- i średnioziarnistych z niewielką domieszką żwiru; miąższość tej serii wynosi ok. 1 m. W serii tej występują również wtrącenia i przemazy gliny zwałowej (fig. 4; tabl. I, fig 6).

Odsłonięcie to ukazuje stopniowy zanik przepływu w szczelinie martwego lodu — aż do pokrycia utworów fluwioglacjalnych przez glinę zwałową. Najniżej występujące piaski różnoziarniste, wykształcone w fazie transportu fal piaszczystych, to ślad rwącego prądu o wysokiej mocy przepływu. Następnie można obserwować stopniowe zmniejszanie się szybkości przepływu wód zaznaczające się zmianą osadu — od piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami żwiru do piasków z przewagą piasku drobnoziarnistego. Soczewki i przemazy gliny zwałowej oraz warstewki żwiru i piasku gruboziarnistego występujące w stropie tej serii, to pierwszy ślad zaniku przepływu w szczelinie lodowej i pokrycia piasków fluwioglacjalnych gliną zwałową pochodzącą z wytapiania się lodu otaczającego szczelinę, jest to tzw. *flow till* (G. S. Boulton, 1972, 1976) — spływowy osad morenowy. Pokrywa gliniasta została następnie rozmyta przez ponowny przepływ wód w szczelinie lodowej. Śladem tego przepływu jest seria piasków drobnoziarnistych z domieszką piasków grubo- i średnioziarnistych. W okresie akumulacji tej serii przepływ wód w szczelinie nie był już tak intensywny jak w pierwszym etapie, istniały okresy, gdy przepływ posiadał niewielką moc lub następował jego całkowity zanik. Świadczą o tym wtrącenia i soczewki gliny zwałowej (*flow till*), która spłynęła do szczeliny lodowej, a której wody płynące szczeliną nie były w stanie usunąć. Warstwa gliny pokrywającej omawiany kompleks osadów — to typowy *flow till*, widać tu wyraźnie zazębienie się osadu zwałowego, który spłynął (zsunął się) do szczeliny lodowej z powierzchni wytapiających się martwych lodów. Charakter kontaktu spływowej gliny zwałowej i osadów fluwioglacjalnych wskazuje na równoczesną akumulację tych osadów. Nie obserwujemy tu zaburzenia tekstury piasków fluwioglacjalnych przez *flow till*, tak zwanych zaburzeń glacidynamicznych typowych dla kontaktu między podłożem lądolodu a gliną zwałową akumulowaną w stropie transgredującego lądolodu — denny osad morenowy — *lodgement till* (*op. cit.*). W przypadku gdy zsuwający się (spływający) do szczeliny osad gliniasty akumulowany jest na dnie strumienia płynącego szczeliną następuje jego rozmywanie przez płynącą wodę, tworzą się soczewki, przemazy gliny zwałowej lub pozostaje jedynie

warstwa żwiru piaszczystego przykryta przez warstwowany osad fluwiogla-
cjalny.

Odmienny charakter budowy geologicznej ukazują odsłonięcia w piaskowni znajdującej się we wsi Dębina i założonej w kulminacji wzgórza na zapleczu wału gardzieńskiej moreny czołowej. Jądro wzgórza z pokrywą gliny zwałowej tworzą tu kwarcowe piaski drobnoziarniste, bardzo dobrze wyselekcjonowane, barwy białej, o bardzo delikatnym warstwowaniu horyzontalnym. Warstwowanie piasków drobnoziarnistych jest podkreślone przez cienkie warstewki rdzawego piasku pylastego miąższości 1—5 cm. Miąższość piasków drobnoziarnistych wynosi ponad 6 m. W piaskach tych stwierdza się liczne uskoki, związane z grawitacyjnym osiadaniem zboczy wzgórza w czasie wytapiania się martwych lodów (fig. 5). Żaden z nich nie kontynuuje się w glinie zwałowej pokrywającej pagórek. Śledząc odsłonięcia od szczytu pagórka ku zboczom, widzimy stopniowy wzrost miąższości gliny zwałowej okrywającej pagórek od 1 do 2,5 m. W odsłonięciu znajdującym się najdalej od szczytu wzgórza widzimy także wyraźne zaburzenie pierwotnego, poziomego warstwowania piasków drobnoziarnistych (tabl. II, fig. 7). Warstwowanie tych piasków układa się tu zgodnie z nachyleniem spągu gliny zwałowej.

Odsłonięcia w piaskowni w Dębinie ukazują budowę wewnętrzną form akumulowanych w szczelinie lodowej, w której zachodziła spokojna akumulacja piasków w warunkach przepływu o bardzo małej intensywności oraz w okresach zaniku przepływu. Seria tych osadów została następnie przykryta spływowym osadem morenowym wytapiającym się z otaczającego lodu.

GENEZA FORM AKUMULACJI MARTWEGO LODU

Przedstawiony wyżej obraz budowy geologicznej wzgórz bezpośredniego zaplecza wału gardzieńskiej moreny czołowej wyraźnie dokumentuje genezę tych form, są to formy akumulowane w strefie pasywnego i martwego lodu. Powstaje jednak pytanie: dlaczego wzgórza te tworzą ciągi równoległe do przebiegu głównego wału moreny czołowej oraz dlaczego formy akumulacji martwego lodu koncentrują się w bezpośrednim sąsiedztwie wału czołowomorenowego, a nie wypełniają całej misy końcowej lobu Gardna.

Odpowiedzi na to pytanie należy szukać w strukturze lądolodu. Lob gardzieński można porównać z lodowcem wyprowadzającym współczesnych czasów lodowych Antarktydy i Grenlandii lub pokryw lodowych Islandii i Spitsbergenu: lodowiec wyprowadzający — to strumień lodowy poruszający się szybciej (bardziej aktywny) niż otaczające go strefy lodowe, wynoszący masy lodu na zewnątrz czasy lodowej. W czasie zaniku zlodowacenia bałtyckiego z ogromnej czaszy lądolodu fazy gardzieńskiej wysunął się ku SW niewielki lob spiętrzający przed swoim czołem wał gardzieńskiej moreny czołowej (K. Petelski, 1975, 1976). Następnie lądolód ten częściowo wkroczył na utwory spiętrzone przed swoim czołem i nadbudował je kulminacjami pochodzenia akumulacyjnego, które wyznaczają maksymalny zasięg lądolodu fazy gardzieńskiej na omawia-

nym obszarze. W okresie stagnacji łądolodu strefa bezpośredniego zaplecza wału czołowomorenowego moreny gardzieńskiej (o szerokości 1—5 km) jest obszarem, na którym zachodzą bardzo intensywne procesy ablacji. Utworzenie się ciągów pagórków równoległych do wału moreny czołowej może być związane z ówczesnym tworzeniem się wałów lodowo-morenowych na zapleczu moreny czołowej lub z zachowaniem się struktury ślizgowej lodu lodowcowego w czasie wytapiania się.

Opis współczesnego tworzenia się wałów lodowo-morenowych często uwarunkowanych wewnętrzną strukturą lodu podają z obszaru Spitsbergenu i Islandii między innymi: M. Klimaszewski (1960), J. Szupryczyński (1963, 1973), S. Jewtuchowicz (1971, 1973), G. S. Boulton (1972, 1976), L. Troicki (1975).

Wielkość pagórków występujących na zapleczu wału gradzieńskiej moreny czołowej oraz ich budowa geologiczna wskazuje na związek tych form z wałami lodowo-morenowymi. Po utworzeniu się wału moreny czołowej (fig. 5A) łądolód lobu gardzieńskiego przechodzi w okres stagnacji, strefa bezpośredniego zaplecza wału czołowomorenowego, to obszar intensywnie zachodzących procesów ablacji, w obrębie czoła gromadzi się spływowo osad morenowy (*flow till*) składający się z materiału uwolnionego z lodu wskutek ablacji (fig. 5B). Nierównomierny rozkład *flow till* w obrębie strefy czołowej łądolodu, duże uszczelnienie powstałe wskutek kruszenia, łamania się łądolodu w czasie wkraczania na spiętrzony wał morenowy, zachowanie się struktur ślizgowych łądolodu może spowodować ułożenie się odpływu wód fluwioglacjalnych równoległe do czoła łądolodu (fig. 5C). Powstaje lodowe koryto odpływu wód fluwioglacjalnych o przebiegu równoległym do czoła lodowca, otoczone ze wszystkich stron stagnującym lodem pokrytym *flow till*.

Postępujący proces ablacji okrywa strefę czoła łądolodu grubym płaszczem spływowych osadów morenowych. Pokrywa *flow till* chroni przed dalszym procesem wytapiania, strefa intensywnej ablacji przesuwa się w głąb czaszy lodowej, gdzie cienka warstwa *flow till* nie hamuje ablacji (fig. 5D). Na granicy obszaru pokrytego grubą warstwą *flow till* a obszarem intensywnej ablacji tworzy się odpływ wód fluwioglacjalnych równoległy do czoła łądolodu, powstanie jego uwarunkowane jest zatałowaniem spływu powierzchniowego zgodnego z nachyleniem powierzchni lodu przez gruby płaszcz *flow till* (fig. 5D). Postępujący proces ablacji oraz erozja wód fluwioglacjalnych powoduje oddzielenie się brył martwego lodu pokrytych grubym płaszczem *flow till* — powstaje wał lodowo-morenowy (fig. 5E). Proces powstawania dalszych wałów lodowo-morenowych jest analogiczny do procesu opisywanego wyżej. Badacze obserwujący współczesne lodowce podkreślają duże znaczenie wód fluwioglacjalnych w wyodrębnianiu się wałów lodowo-morenowych. Wody te pogłębiają i poszerzają obniżenia pomiędzy wałami. Rzeki wód fluwioglacjalnych osadzają w swych korytach materiał piaszczysto-żwirowy (fig. 5E), który następnie może zostać pokryty przez *flow till* spływający z otaczających koryto wałów lodowo-morenowych (fig. 5F). Między wałami lodowo-morenowymi mogą także utworzyć się zamknięte zbiorniki wodne, w których będzie zachodzić spokojna akumulacja osadów drobnoziarnistych (piaski lub mułki). Po wytopieniu się martwych lodów tworzących jądra wałów lodowo-morenowych na ich miejscu powstają obniżenia a osady akumulowane pierwotnie przez rzeki fluwioglacjalne

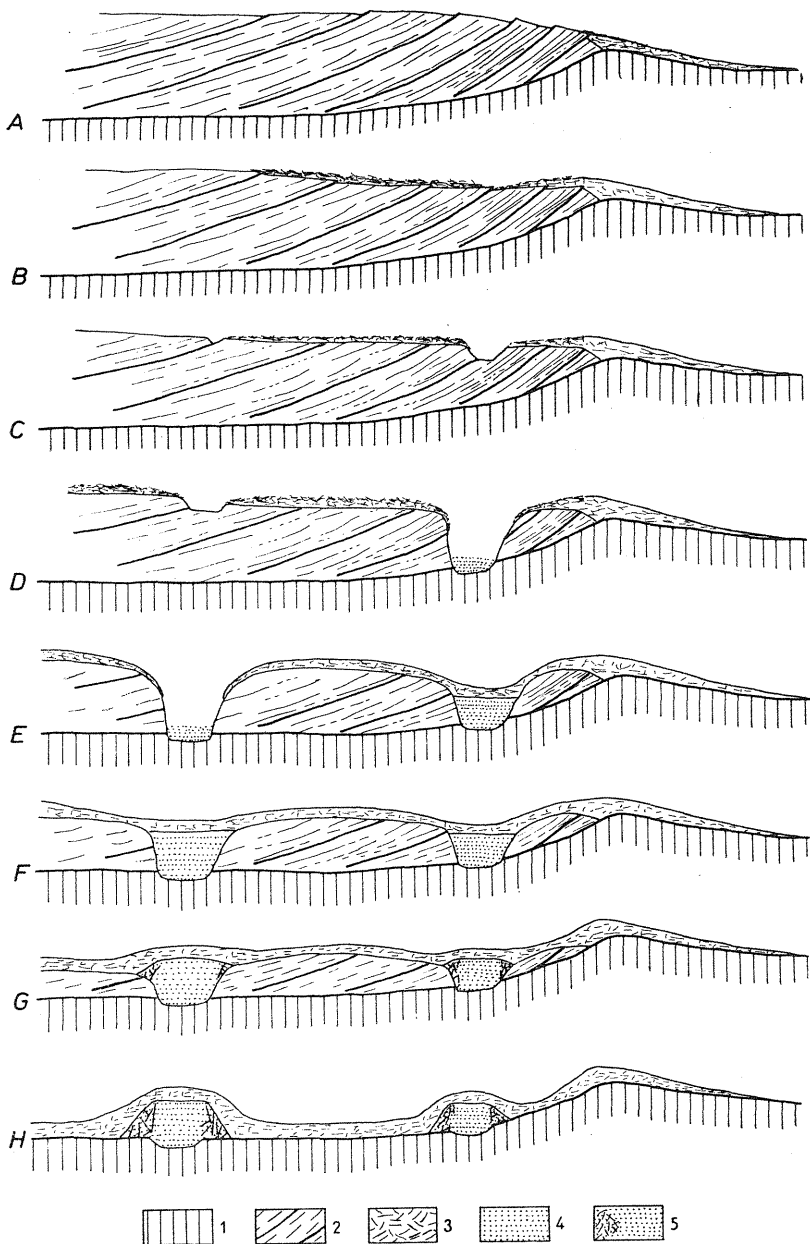


Fig. 5. Schemat powstawania wałów lodowo-morenowych i między-wałowej akumulacji fluwioglacjalnej (A-H — kolejne stadia)

Scheme of origin of ice-moraine ridges and inter-ridge fluvio-glacial accumulation (A-H — successive stages)

1 — osady podłoża zaburzone glacitektonicznie; 2 — lądolód; 3 — flow till; 4 — osady fluwioglacjalne akumulowane pomiędzy wałami lodowo-morenowymi; 5 — osady fluwioglacjalne zaburzone w czasie wytopiania się wałów lodowo-morenowych

1 — glacitectonically disturbed substrata; 2 — icesheet; 3 — flow till; 4 — fluvio-glacial deposits accumulating between ice-moraine ridges; 5 — fluvio-glacial deposits disturbed during melting of ice-moraine ridges

pomiędzy tymi wałami oraz w zamkniętych zbiornikach pomiędzy nimi utworzą wzgórza (fig. 5G, H).

Koncentrację akumulacyjnych form typowych dla strefy martwego lodu w obrębie bezpośredniego zaplecza wału gardzieńskiej moreny czołowej należy wiązać z rozkładem miąższości pokrywy lodowej i szybkością jej ablacji w obrębie lobu. W strefie znajdującej się bezpośrednio na zapleczu wału czołowomorenowego lód lodowcowy jest najcieńszy oraz silnie pocięty szczelinami powstałymi w wyniku kruszenia (łamania się w czasie wkraczania na spiętrzony wał morenowy) oraz działalności wód pochodzących z wytapiania. Duże uszczelinowienie jest czynnikiem sprzyjającym powstaniu wałów lodowo-morenowych. W miarę oddalania się od czoła lądolodu miąższość jego wzrasta i tworzy on bardziej zwartą masę lodową. Opisany proces tworzenia się wałów lodowo-morenowych zachodzi jedynie w brzeżnej części lodu w pierwszym etapie deglacjacji aeralnej. Drugi etap to przekształcanie się w martwy lód całej powierzchni lodowej lobu. W wyniku wytapiania się masy lodowej powstaje obniżenie zajęte obecnie przez jezioro Gardno oraz otaczające torfowiska. Urozmaicona rzeźba powstała w czasie wytapiania się masy lodu na tym obszarze jest obecnie zamaskowana przez pokłady torfu oraz wody jeziora.

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiony problem genezy wzgórz zaplecza wału gardzieńskiej moreny czołowej jest częścią większego opracowania dotyczącego struktury i wieku gardzieńskiej moreny czołowej. Problem zaniku lądolodu fazy gardzieńskiej nie może być jednak rozwiązany w wyniku klasycznych badań terenowych, ponieważ jedynie bardzo wąska strefa zaplecza moren tej fazy znajduje się na obszarze lądu. Dalsze badania nad zaniem lądolodu fazy gardzieńskiej będą musiały być prowadzone na dnie Bałtyku. Tym bardziej konieczne jest więc dokładne zbadanie form występujących na lądzie oraz rekonstrukcja procesów tu zachodzących, by móc poprawnie zinterpretować punktowe dane uzyskane w czasie badań dna morskiego.

Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
Instytutu Geografii UG
Gdynia, ul. Czołgistów 46
Nadesłano dnia 21 października 1977 r.

PIŚMIENNICTWO

- BOULTON G. S. (1972) — Modern Arktik Glaciers as depositional models for former icesheet, *J. Geol.*, **128**.
- BOULTON G. S. (1976) — A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. *UAM Geografia*, **12**, p. 65—80.

- BÜLOW K. (1924) — Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 45, p. 317—344. Berlin.
- BÜLOW K. (1930) — Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreise Stolp in Pommern. Eine geologische Heimatkunde. Stolp.
- GIEDROJĆ-JURAHA S. (1950) — Moreny czołowe okolic jeziora Gardno. Komunikat. Czasop. Geogr., 20, p. 239—244. Wrocław.
- HARTNACK W. (1926) — Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. Stolp.
- HALICKI B. (1947) — Projekt nadmorskiego Parku Narodowego. Wiad. Muzeum Ziemi, 3, p. 77—91. Warszawa.
- JEWTUCHOWICZ S. (1971) — Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidararjökull na Islandii. Acta geogr. Univ. Lodziensis., 27.
- JEWTUCHOWICZ S. (1973) — The Present-Day Marginal Zone of Skeidararjökull. Geogr. pol., 26, p. 114—137. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. (1960) — Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-fjordem a Eidem-Bukta. Prace geogr., zesz. nauk. UJ, 32, z. 1. Kraków.
- PETELSKI K. (1975) — O budowie geologicznej gardzieńskiej moreny czołowej w odsłonięciach klifu pomiędzy Dębina a Poddębem na Pobrzeżu Zachodniopomorskim. Zesz. nauk. Wydz. BiNoZ U.G. Geogr., nr 5, p. 169—180.
- PETELSKI K. (1976) — Charakterystyka zaburzeń glacydynamicznych w spągu środkowego poziomu glin zwałowych w pobliżu wsi Dębina na Pomorzu Zachodnim. Zesz. nauk. Wydz. BiNoZ U.G. Geogr., nr 6, p. 120—137.
- SZUPRYCZYŃSKI J. (1963) — Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN, 39. Warszawa.
- SZUPRYCZYŃSKI J. (1973) — Polska wyprawa geograficzna na Spitsbergen. Nauk. pol., 21, p. 128—131, nr 2. Warszawa.
- ТРОИЦКИЙ Л. и др. (1975) — Оледенение Спитсбергена. Изд. Наука. Москва.

Кшиштоф ПЕТЕЛЬСКИ

ФОРМЫ АККУМУЛЯЦИИ ЛЬДА В КОНЕЧНОЙ ВПАДИНЕ ГАРДНЕНСКОГО ЯЗЫКА

Резюме

Конечные морены, окружающие с Ю и З озеро Гардно на Западноприморском побережье, создают один из наиболее характерных языковых комплексов в Польше. Он носит название гардненского языка и составлен из классических послеледниковых форм. Изучение геологического строения конечных морен гардненского языка в 1975—1976 годах изменило понятие о геологическом строении конечной впадины этого языка, составленном предыдущими исследователями. Позади вала конечной морены установлено наличие форм аккумуляции в зоне неподвижного и мертвого льда, а не как считали ранее конечных морен отступающего ледника, связанных с фронтальной дегляциацией гардненского языка.

В обнажениях в Обьезде (фиг. 4; табл. I, фиг. 6) и в Дембине (табл. II, фиг. 7), а также в геологических разрезах в окрестностях села Высока (фиг. 2) и Марлово (фиг. 3) видно геологическое строение аккумуляционных холмов в зоне мертвого льда. Эти холмы тянутся параллельно с главным валом конечной морены. Геологическое строение и размещение этих холмов говорит о аккумуляции этих форм в зоне ледово-моренных валов позади вала гарденской конечной морены (фиг. 5). На первом этапе накапливаются пески и гравий, приносимые флювиогляциальными водами, текущими во впадинах между ледово-моренными валами, или мелкозернистые пески и суглинки в водных бассейнах, расположенных между ними. Затем песчаные осадки покрываются *flow till*. После того как растает лед, составляющий ядро ледово-моренных валов на их месте образуются впадины, а осадки, первично нанесенные флювиогляциальными потоками между этими валами и в замкнутых водных бассейнах между ними, образуют холмы. На склонах аккумуляционных форм в зоне мертвого льда наблюдается ряд нарушений, обусловленных гравитационным оседанием склонов холмов в результате таяния мертвого льда, окружающего впадины, в которых происходило накопление осадков, образующих холмы.

Krzysztof PETELSKI

DEAD ICE ACCUMULATION FORMS IN TERMINAL BASIN OF THE GARDNO LOBE

Summary

Frontal moraines surrounding the Gardno Lake from western Baltic coast in western Pomerania on the west and south form one of most characteristic lobe patterns in Poland. This is the Gardno lobe with classic glacial forms. The studies on geological structure of frontal moraines of the Gardno lobe, carried out in the years 1974—1976, made it necessary to change the interpretation of geological structure of terminal basin of this lobe put forward by previous researchers. Accumulation forms found behind frontal moraine ridge do not represent recessional moraines resulting from frontal deglaciation of the Gardno lobe but accumulation forms related to stagnant and dead ice zone.

The exposures from Objazda (Fig. 4; Tabl. I, Fig. 6) and Dębina (Tabl. II, Fig. 7) and geological cross-sections through the vicinities of Wysoka (Fig. 2) and Marłowo (Fig. 3) villages illustrate geological structure of hills formed in result of accumulation in dead ice zone. The hills are arranged in rows parallel to the main ridge of frontal moraines. Their geological structure and mode of occurrence indicate accumulation in the zone of ice-moraine ridges at the back of Gardno frontal moraine ridge (Fig. 5). In the first stage took place accumulation of sands and gravels by fluvio-glacial waters in depressions between ice-moraine ridges or fine-grained sands and silts in depressions surrounded by these ridges. Sandy deposits were subsequently covered by flow till. Melting of ice cores of ice-moraine ridges resulted in origin of depressions and the deposit bodies formed by fluvio-glacial rivers in depressions between the ridges and in closed depressions became hills. Melting of dead ice blocks surrounding depressions acting as accumulation centers of deposits at present forming hills resulted in origin of numerous disturbances from gravitational subsidence. The disturbances may be nowadays seen in hill slopes.

TABLICA I

Fig. 6. Piaskownia w Objeździe; soczewki i przemazy gliny zwałowej — *flow till*
Sandpit at Objazda; lenses and streaks of till (flow till)

TABLICA II

Fig. 7. Piaskownia w Dębnie; fragment odsłonięcia w zboczu wzgórza; widać wyraźne zaburzenie poziomego warstwowania piasków drobnoziarnistych w wyniku osiadania grawitacyjnego w czasie wytapiania się martwych lodów
Sandpit at Dębina; a fragment of exposure in the slope of hill; note distinct disturbances of horizontal stratification of fine-grained sands in result of gravitational subsidence during melting of dead ice blocks

Fotografie autora
Photo by K. Petelski



Fig. 6

Krzysztof PETELSKI — Formy akumulacji martwego lodu w niecce końcowej lobu gardzieńskiego



Fig. 7

Krzysztof PETELSKI — Formy akumulacji martwego lodu w niecce końcowej lobu gardzińskiego