

PIOTR KŁYSZ

WYBRANE PROBLEMY DOTYCZĄCE GENEZY OZÓW NA PRZYKŁADZIE OZU HALINOWSKIEGO (SE WIELKOPOLSKA)

ZARYS TREŚCI

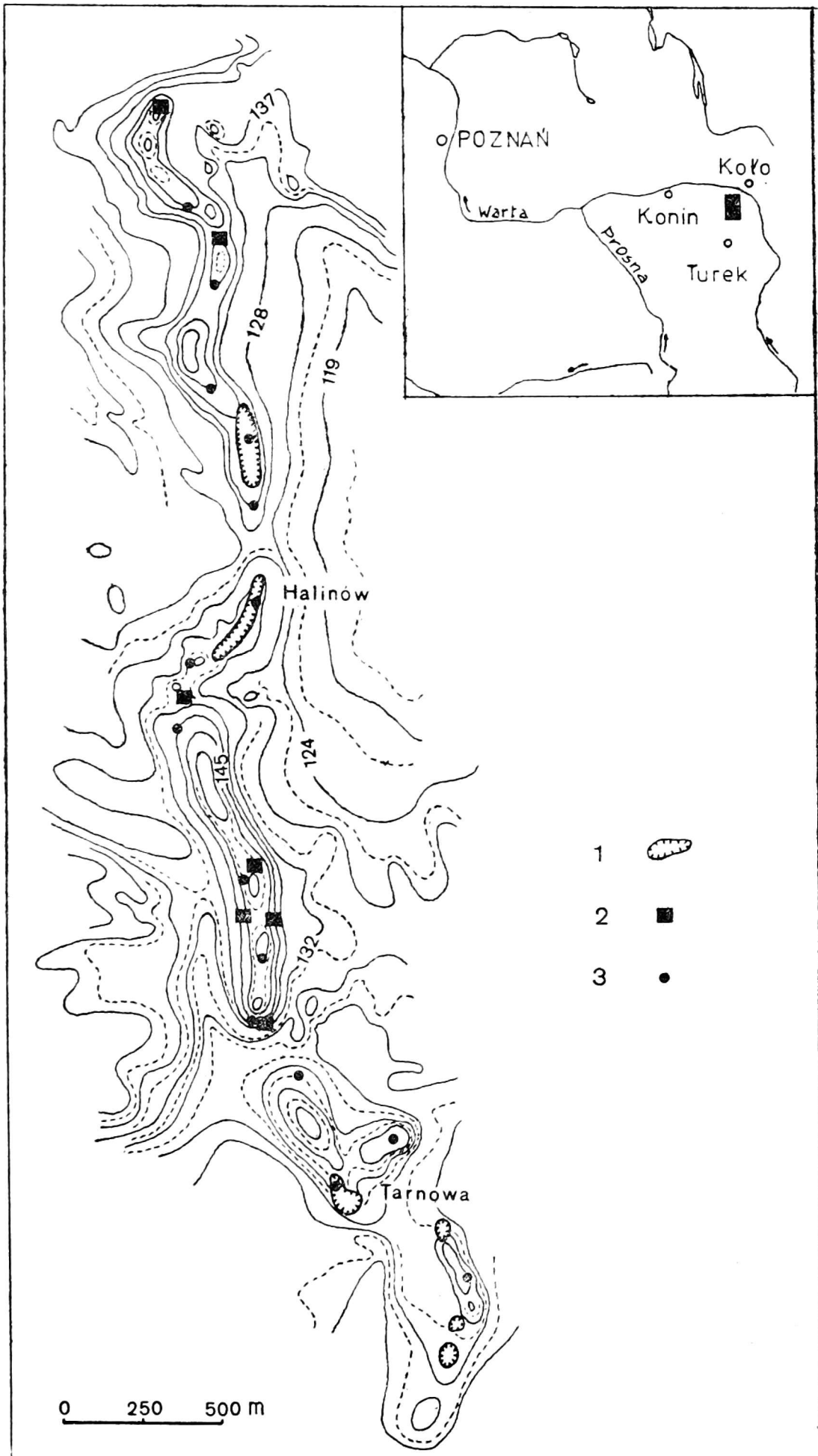
Badania Ozu Halinowskiego wskazują, iż powstał on w supraglacialnej rozpadlinie w obrębie brył martwego lodu. W jego budowie wewnętrznej wyróżniono trzy segmenty utworzone w czasie kolejnych etapów degradacji pokrywy lodowej. Są to: żwirowo-kamieniste jądro ozu, listwy piasków drobno- i średnioziarnistych przylegające po obu stronach do jądra formy oraz pokrywa piaszczysto-żwirowa grzebiąca poprzednie segmenty ozu, tworząca równocześnie jego dzisiejszą powierzchnię.

Wyniki badań prezentowanego ozu oraz obserwacje poczynione przez autora na niektórych lodowcach Spitsbergenu pozwoliły na zgłoszenie uwag dotyczących klasyfikacji genetycznej ozów a także na ich krytyczną ocenę. Zakwestionowano tu m.in. słuszność rozróżniania ozów powstałych in- i subglacialnie od ozów supraglacialnych na podstawie obecności lub braku na ich powierzchni pokrywy gliniastej.

WSTĘP

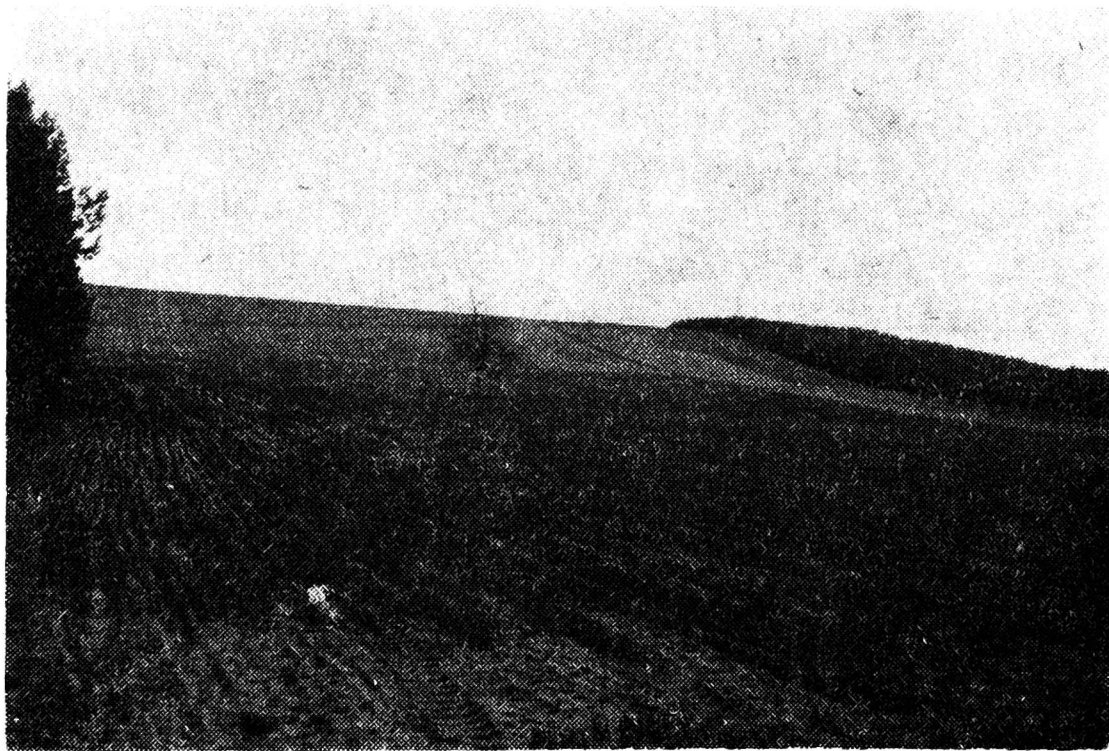
Literatura dotycząca ozów jest bardzo obszerna, a jej studium zdaje się wskazywać, że podstawowe problemy genezy i klasyfikacji tych form zostały już wyjaśnione. Do sądu takiego skłania analiza treści szeregu, zwłaszcza nowszych prac, w których autorzy dostarczają wprawdzie wielu informacji o nowych formach (L. Roszkówna 1953, W. Niewiarowski 1959, K. Rotnicki, K. Wasiłowska 1962, S. Wadas 1962, S. Skompski 1963, Z. Churski 1964, K. R. Borówka 1974 i inni), to jednak, w większości przypadków, w interpretacji morfogenetycznej opierają się na znanych już schematach i teoriach.

W czasie badań prowadzonych przez autora nad formami i zjawiskami glacialnymi na terenie Nizy Polskiego, a także na obszarze współcześnie zlodowaconych rejonów Spitsbergenu, udało się zgromadzić pewną sumę obserwacji pozwalających na rozszerzenie niektórych ujęć dotyczących warunków tworzenia się ozów oraz kryteriów ich genetycznej klasyfikacji. Podstawę do sformułowania zasygnalizowanych uwag sta-



Rys. 1. Oz Halinowski — szkic hipsometryczny
 1 — odsłonecia, 2 — wkopy, 3 — wiercenia

nowi ciąg ozowy położony między miejscowościami Tarnowa na południu i Leszcze Częściowe na północy, na obszarze tzw. Ostańca Kolneńskiego (B. Krygowski 1957) w południowo-wschodniej Wielkopolsce (rys. 1). Dla interpretacji morfodynamicznej wykorzystano obserwacje niektórych procesów i zjawisk z przedpola lodowca Tryggve na północno-wschodnim Spitsbergenie oraz z rejonu lodowca Hansa na południowym Spitsbergenie.



Rys. 2. Oz Halinowski. Widok wału głównego

Wspomniany wyżej oz składa się z kilku południkowo zorientowanych wałów o łącznej długości około 6 km, szerokości podstawy do 250 m i wysokości względnej do 28 m (rys. 1, 2). Forma ta od dość dawna znana była badaczom południowo-wschodniej Wielkopolski. Wzmiankę o niej znajdujemy u S. Lencewicza (1927). Mówi on mianowicie o wale zbudowanym z piasku i żwiru. Nie zalicza go jednak do typowych ozów, gdyż zasugerowany zapewne deltową teorią G. de Geera (A. Malicki 1929), nie dostrzega na nim rozszerzeń i zwężeń. W charakterystyce form terenu położonych na południe od Konina i Koła, J. Łyczewska (1960, 1977) wskazuje ciągi wzniesień piaszczysto-żwirowych, które można, jej zdaniem, uznać za ozy. Formy te zbudowane są z piasków i żwirów różnoziarnistych, z warstwami otoczków o średnicach do 10 cm, a niekiedy z głazami o średnicy ponad 1 m. Z obserwacji autorki wynika, że materiał ten jest dobrze wysortowany, przemyty, przekątnie uławicony, o dużej zmienności wzajemnego układu warstw. W sumie zarówno doniesienia Lencewicza jak i Łyczewskiej są bardzo skąpe. Nieco więcej informacji przynoszą dopiero prace E. Nowaka (1972) oraz P. Kły-

sza (1981), ale i one w interpretacji morfogenetycznej nie wybiegają poza klasyczne schematy.

Jeszcze jeden szczegół zwraca uwagę w trakcie studium literatury dotyczącej prezentowanej formy. Dotyczy on nazewnictwa. W dotychczasowych ujęciach autorzy dla określenia wskazanej formy używają niezręcznej postaci opisowej. I tak — E. Nowak (1972) mówi o formach wałowych między Leszczami Częściowymi a Tarnową lub o ozie położonym pomiędzy Leszczami Częściowymi a Tarnową; J. Łyczewska (1977) wskazuje wzniesienia typu ozów ciągnące się od Białkowa Górnego przez Leszcze, Bierzmo, Halinów do Tarnowej; P. Kłysz (1981) wyróżnia południkowo zorientowany ciąg wałowy między Tarnową a Leszczami Częściowymi. Dla uniknięcia tej niedogodności związanej z wielorakością określeń autor proponuje nazwę — Oz Halinowski, pochodzącą od miejscowości leżącej centralnie w stosunku do całości formy.

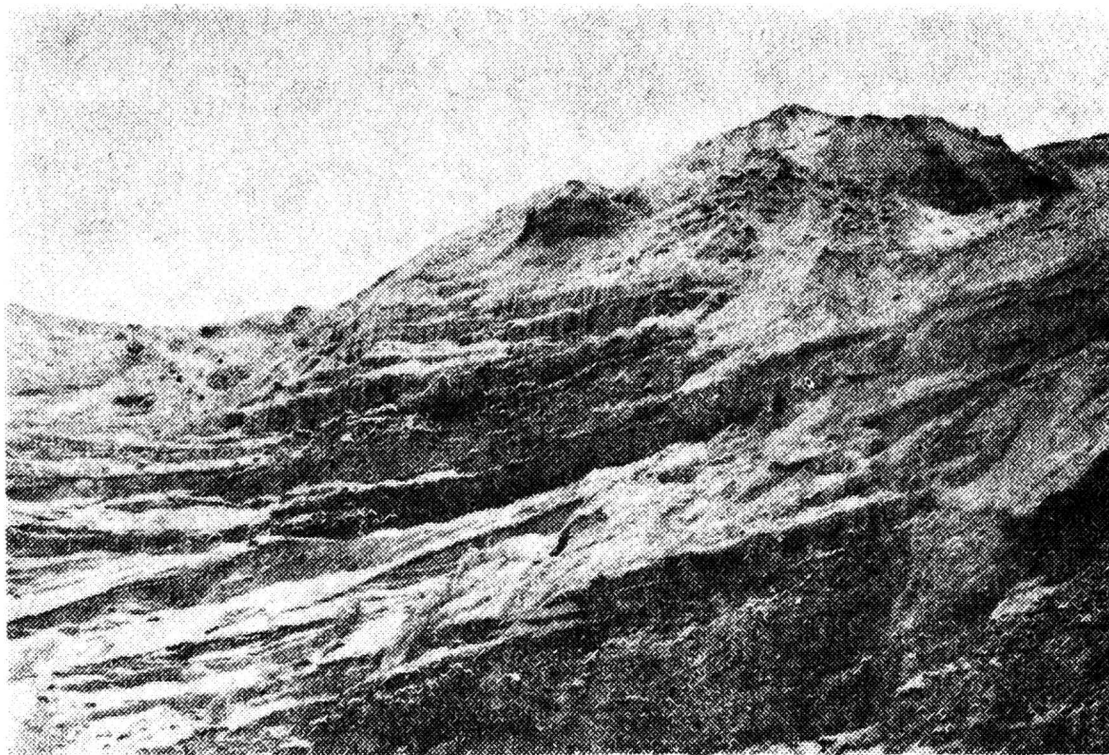
WARUNKI TWORZENIA SIĘ OZU HALINOWSKIEGO

1. BUDOWA WEWNĘTRZNA FORMY

Budowę wewnętrzną ozu poznano w kilku odsłonięciach (rys. 1). Niektóre z nich posiadały długość kilkuset metrów i głębokość do 15 m. Te rozległe przestrzenie stanowiska obserwacyjne stworzyły szansę dokładnego przesledzenia budowy geologicznej formy zarówno w jej profilu podłużnym, jak i poprzecznym. Informacje uzyskane z bezpośrednich badań terenowych uzupełniono dokumentacją archiwalnych wierceń do głębokości 30 m, zebraną w Archiwum Geologicznym Urzędu Wojewódzkiego w Poznaniu oraz zawartą w opracowaniu E. Nowaka (1972).

Z analizy zgromadzonych w ten sposób materiałów wynika, że podstawową masą ziarnistą budującą Oz Halinowski są żwiry i piaski różnoziarniste. Osady te ułożone są w sposób charakterystyczny dla środowiska wód płynących, głównie w fazach sedymentacji wydymowej i płaskiej (rys. 3). Wśród tych serii znajdujemy, w wielu miejscach, nagromadzenia grubszego materiału z dużym udziałem otoczków skały lokalnej, jaką na prezentowanym obszarze jest margiel kredowy. Przeciętna wielkość głazików zawiera się w granicach 10 - 20 cm średnicy, chociaż, jak to zauważyła również J. Łyczewska (1977), spotyka się tutaj także głazy osiagające rozmiary 1 m. Materiał grubookruchowy jest często zagliniony. Zrekonstruowane na podstawie pomiarów biegów i upadów warstw oraz orientacji dłuższych osi głazików kierunki spływu wód w obrębie formy wskazują, że odbywał się on z szeroko pojętego kierunku północnego na południe.

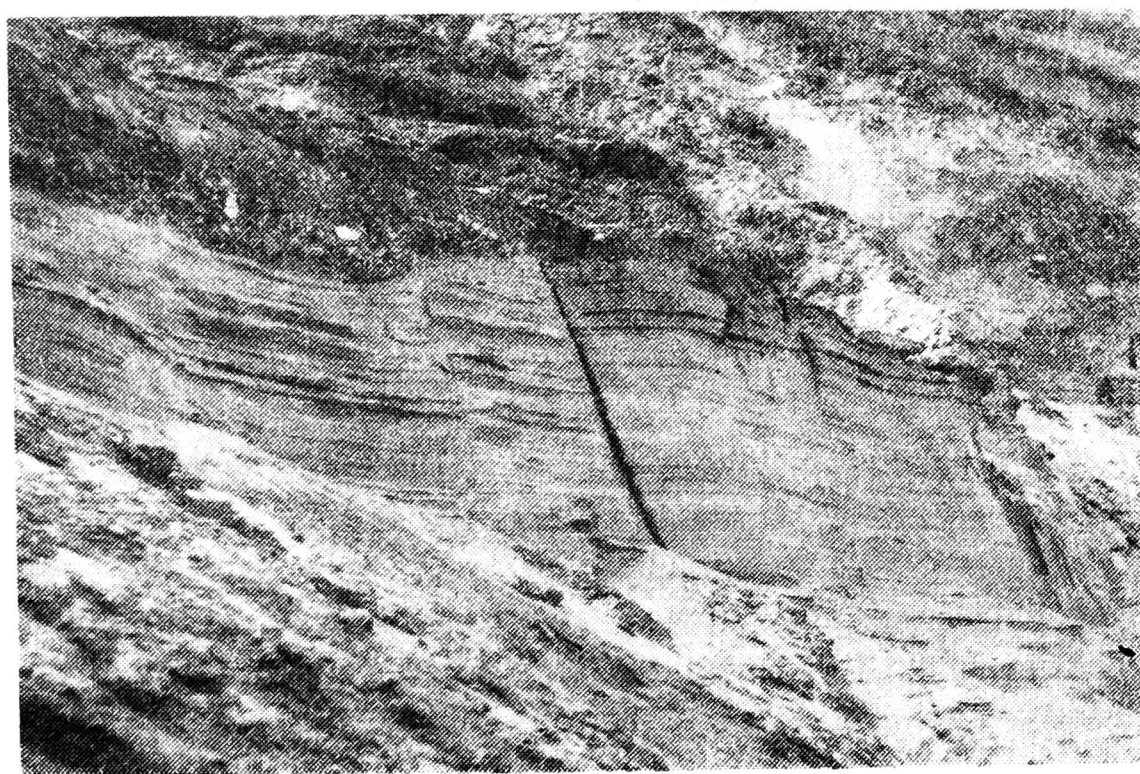
Ta generalna prawidłowość wykształcenia serii osadowych badanego ozu pozwala na rezygnację z dokładnej prezentacji wszystkich przeanaliz-



Rys. 3. Halinów. Serie osadów glaciofluwialnych warstwowanych przekątnie

zowanych stanowisk badawczych. Występujący tu materiał a także jego cechy strukturalno-teksturalne są bowiem podobne do tych jakie spotykamy w wielu formach tego typu. Do prezentacji takiej nie zmusza ponadto charakter niniejszego opracowania. Jego celem nie jest przedstawienie pełnej monografii ozu, lecz wskazanie jedynie wybranych specyficznych aspektów jego powstania. Stąd też w dalszej części artykułu akcent położony będzie głównie na te cechy budowy badanej formy, które stworzą podstawę do rozważań w tym właśnie zakresie.

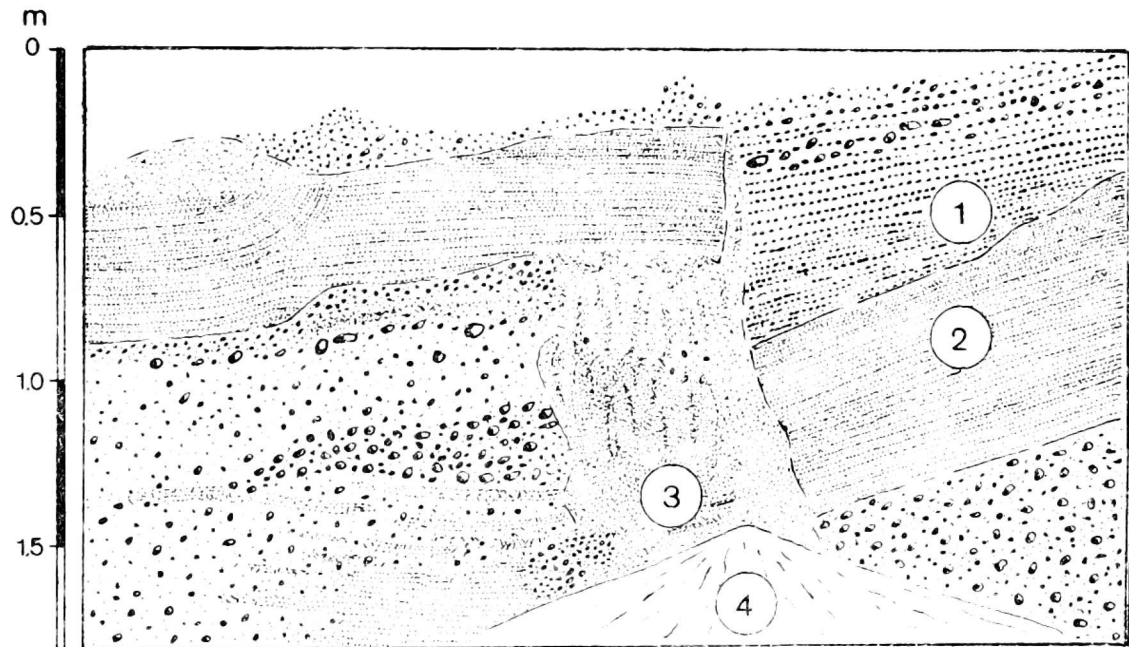
W takim ujęciu na szczególną uwagę zasługuje stanowisko Halinów, położone w środkowej części ciągu ozowego (rys. 1). Jego znaczne rozmiary pozwalają na dokładne prześledzenie budowy geologicznej ozu zarówno w przekroju podłużnym, jak i poprzecznym. Otóż, prezentowaną formę budują tu warstwowane serie piasków i żwirów glaciofluwialnych. Interesujące jest ich ułożenie w przekroju poprzecznym. Mianowicie, idąc od spągu formy, w środkowej części przekroju obserwujemy serię rdzawych, grubych żwirów z otoczkami o dostrzegalnym warstwowaniu. Jest to element niezbyt rozległy przestrzennie, tworzący swoiste jądro formy. W jego partiach zboczowych obserwujemy linie uskoków skierowanych na zewnątrz. Do osadów tych przylegają, po obu stronach wzdłuż wyraźnych powierzchni nieciągłości, listwy jasnych piasków drobno- i średnioziarnistych ułożonych płasko (rys. 4). Dopiero nad nimi zalegają znacznej miąższości ławice piaszczysto-żwirowe warstwowane głównie przekątnie, tworzące aktualną powierzchnię formy (rys. 3). W partiach centralnych, a zwłaszcza brzeżnych, utwory te pocięte są systemem płaszczyzn uskokowych zorientowanych równoległe do osi



Rys. 4. Halinów. Listwy osadów piaszczystych, warstwowanych płasko, tworzących drugi segment ozu

morfolologicznej formy. Jak zatem wynika z powyższej charakterystyki, Oz Halinowski pozbawiony jest pokrywy osadów ablacyjnych.

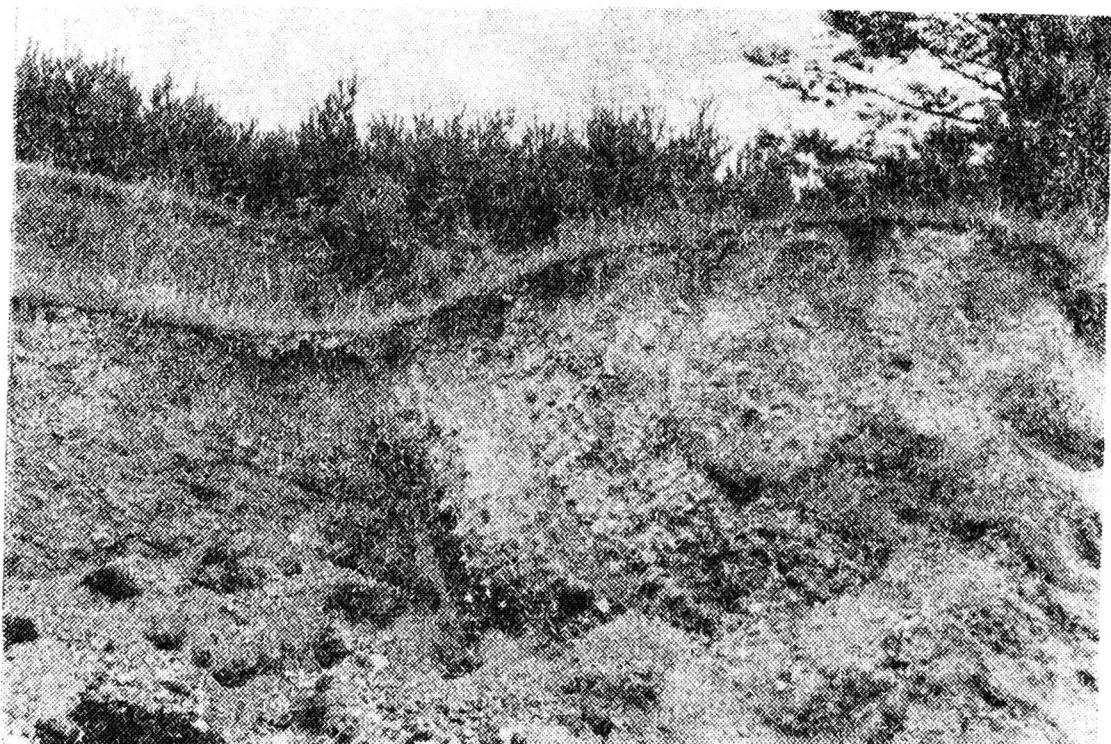
W obrębie tego samego odsłonięcia odnotować należy jeszcze jeden element budowy spągowej części ozu. Znajdujemy tam mianowicie niewielkiej miąższości serię drobnych piasków, spoczywających na podkładzie piaszczysto-żwirowym. W pewnym miejscu następuje przerwanie ciągłości warstwy piaszczystej w postaci wyraźnego pęknięcia. Jedno ze skrzydeł jest osunięte o kilkadziesiąt centymetrów w dół. Na linii pęk-



Rys. 5. Halinów. Zaburzenia osadów spągowej części ozu
 1 — piaski i żwiry, 2 — piaski drobnoziarniste warstwowane, 3 — drobne piaski bezstrukturalne tworzące diapirowaty wysad, 4 — osypisko

nięcia widoczny jest diapirowaty wysad, który tworzą drobne piaski bezstrukturalne (rys. 5).

Z zaburzeniami spągowych części ozu spotykamy się także w stanowisku Tarnowa (rys. 1). Osadami budującymi ten fragment formy są warstwowane serie żwirowo-kamieniste z licznym udziałem gładzików zwietrzałych. Część tych osadów zmieniła pierwotne ułożenie i ustawiona jest skośnie pod dużym kątem, znacznie przewyższającym kąt naturalnego spoczynku właściwego dla tego typu utworów (rys. 6). Płaszczyzna, wzdłuż której nastąpiła deformacja pierwotnego układu warstw, zorientowana jest prostopadle do osi morfologicznej formy.



Rys. 6. Tarnowa. Skośnie ustawiony pakiet osadów piaszczysto-
 -żwirowych

2. SPOSÓB TWORZENIA SIĘ OZU HALINOWSKIEGO

W większości dotychczasowych ujęć, dotyczących procesów sedymentacyjnych w obrębie szczelin i tuneli lodowych, przeważa stosunkowo prosty schemat traktujący akumulację materiału jako szeroko rozumiany jednofazowy akt, w czasie którego formuje się, w wyniku działalności wód glacjofluwialnych, podstawowy zrąb formy. Dopiero później może on, w określonych warunkach, zyskać dodatkowy segment w postaci pokrywy gliniastej, otulającej całkowicie lub częściowo, glacjofluwialne jądro ozu (L. Roszkówna 1951, R. Galon 1952, W. Niewiarowski 1959, K. Rotnicki, K. Wasiłowska 1962, S. Wadas 1962, S. Skompski 1963, J. Sylwestrzak 1964, K. R. Borówka 1974 i inni). Przy tym ogólnym założeniu tylko nieliczni badacze dopatrują się pewnych prawidłowości w układzie przestrzennym materiału. Wyrażają się one m.in. występowaniem skupień grubszego materiału w określonych partiach profilu pionowego ozu. I tak np.: I. Leiviskä (1928), K. Rotnicki (1960a), S. Wadas (1962) dostrzegają wzrost wielkości materiału postępując od spągu formy ku jej powierzchni, natomiast P. G. Krause (1910), S. Skompski (1963), Z. Churski (1964), K. R. Borówka (1974) obserwują koncentrację materiału grubszego właśnie w spągowych i środkowych częściach ozów. Zmienność ta, generalnie biorąc, wywołana jest warunkami hydrodynamicznymi wód transportujących i akumulujących materiał. Potwierdzają to badania K. R. Borówki (1974), według którego występowanie w środkowej części ozu grubego materiału zwirowo-kamienistego jest uwarunkowane jego depozycją w strefie nurtowej tunelu ozowego w czasie szybkiego spływu wody. Drobniejsze osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe partii bocznych związane są natomiast z powolnym spływem wody w strefie brzegowej tunelu.

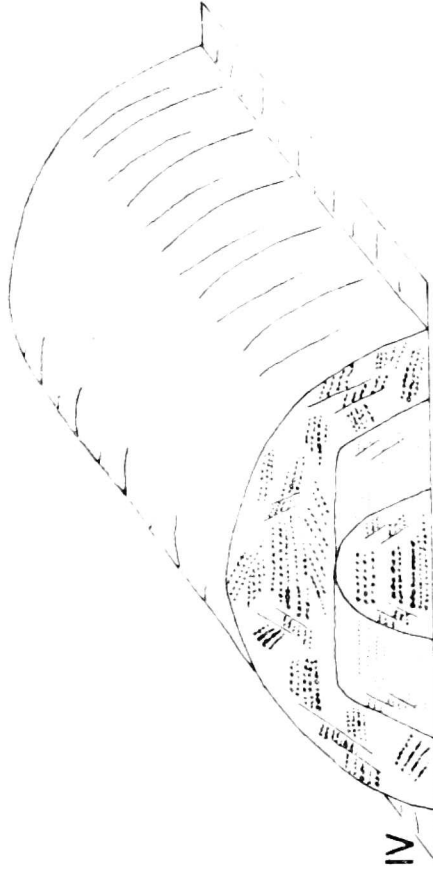
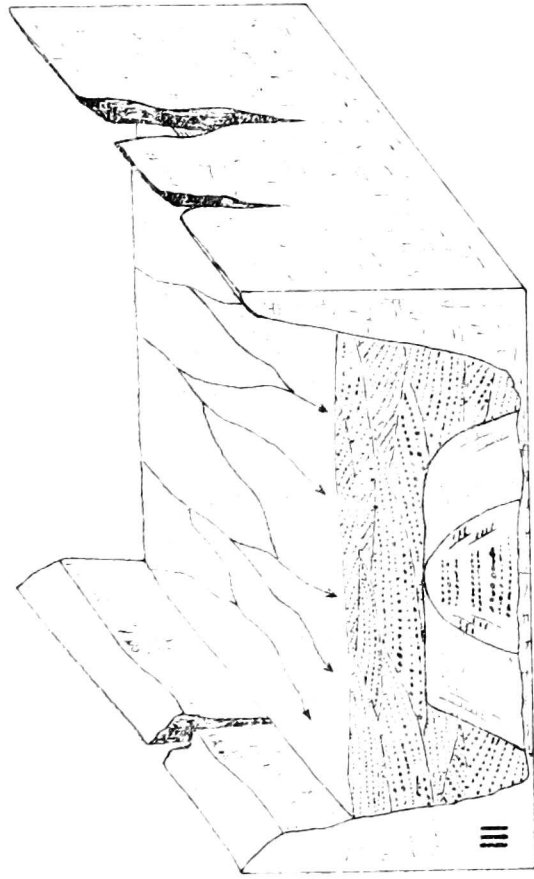
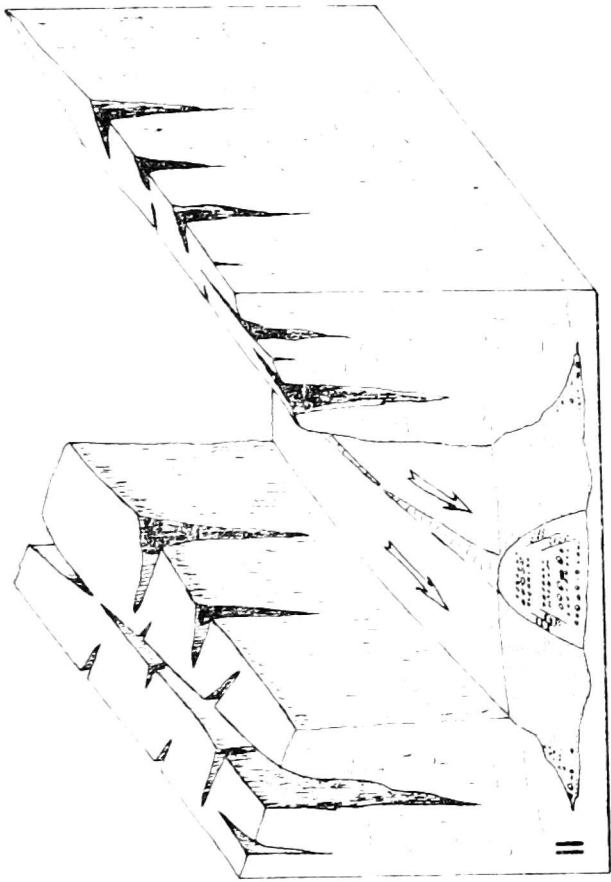
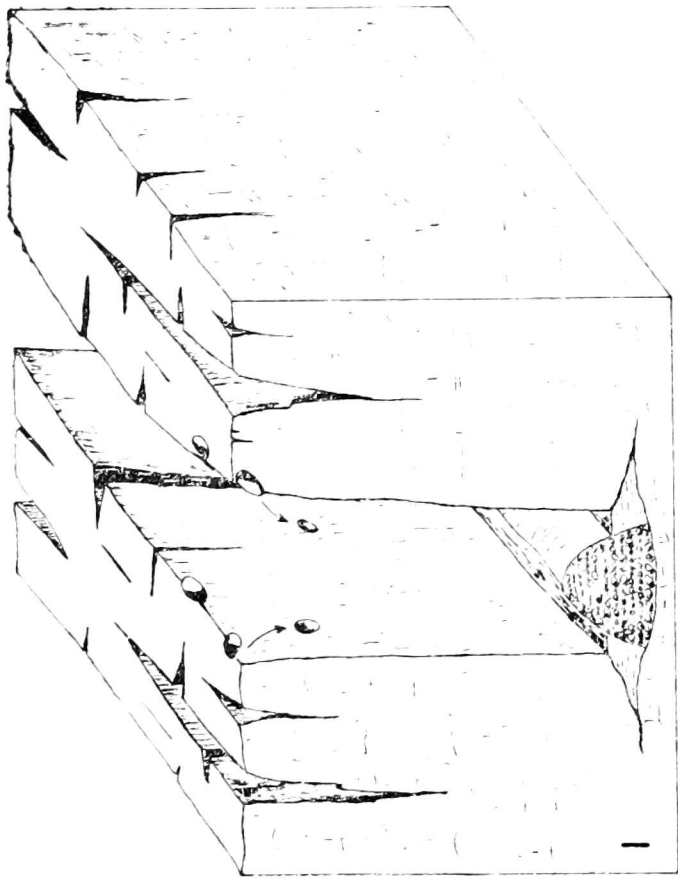
Znacznie bardziej złożony obraz budowy wewnętrznej ozów oraz warunkujących ją procesów przedstawia Z. Michalska (1971). Na szczególną uwagę zasługuje tu oz w Zalesiu, dlatego też uzasadnioną wydaje się potrzeba zaprezentowania jego obszerniejszej charakterystyki. W budowie wewnętrznej wspomnianego ozu wydziela autorka trzy podstawowe serie sedymentacyjne, tworzące trzy odrębne elementy formy, wykształcone w rezultacie kolejnych etapów organizowania się spływu wód w obrębie kanału lodowego.

W początkowym etapie rozwoju ozu następuje złożenie serii zwirowej o znacznej miąższości, tworzącej glacjofluwialne jądro formy. Tworzyło się ono, zdaniem cytowanej autorki, w subglacjalnym tunelu aktywnego lądolodu, gdzie miała miejsce akumulacja materiału w postaci wydłużonego stożka napływowego o osi zgodnej z przebiegiem tunelu. Etap drugi związany jest z rozszerzeniem tunelu lodowego i wytworzeniem warunków przepływu wód między akumulacyjną formą glacjofluwialną a ścianą lodową. W nowo powstałej dolinie odbywa się akumulacja serii osa-

dów drobnopiaszczystych z przewarstwieniami mułków. Były to, według Z. Michalskiej, warunki spokojnego spływu wód odznaczających się niewielką siłą transportową, lecz niosących duże ilości materiału drobnoziarnistego. Procesy akumulacji w tym etapie doprowadzają nie tylko do wypełnienia doliny, lecz także do zapełnienia całego przekroju tunelu podlodowego. Ostatni etap rozwoju ozu w Zalesiu to zawalenie się stropu lodowego i utworzenie serii osadowej, w skład której wchodzi gliny zwałowe oraz utwory żwirowo-piaszczyste. Materiał gliniasty jest tutaj efektem bezpośredniej akumulacji na skutek, wskazanego już, zawalenia się stropu tunelu. Seria żwirowo-piaszczysta natomiast powstała już w otwartej rozpadlinie lodowej, w której istniał jeszcze pewien przepływ wód od strony lądolodu.

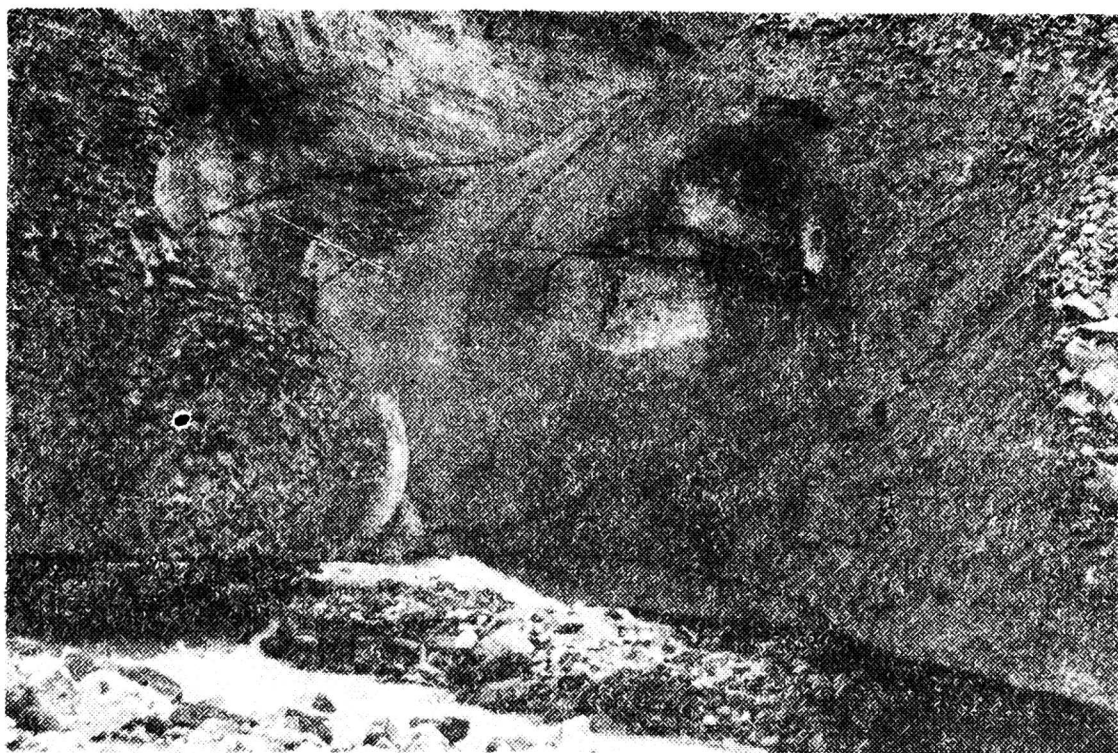
Jak łatwo zauważyć, istnieje duże podobieństwo w budowie wewnętrznej ozu w Zalesiu oraz Ozu Halinowskiego. Podobnie jak w ozie w Zalesiu również i w Ozie Halinowskim rysują się w przekroju poprzecznym formy, trzy wyraźne segmenty zbudowane z różnych typów osadów. Nie ulega wątpliwości, że ten trójczłonowy układ serii osadowych wyznacza trzy etapy rozwoju formy. W przypadku jednak Ozu Halinowskiego ich przebieg był inny niż ten, który dla ozu w Zalesiu przedstawia Z. Michalska. Zespół informacji zgromadzony o prezentowanej formie upoważnia do następującej rekonstrukcji morfogenetycznej.

Etap I. Z pierwszym etapem rozwoju Ozu Halinowskiego związane jest, podobnie jak u Z. Michalskiej, powstanie jądra formy, na które składa się zestaw, lokalnie najgrubszych, osadów żwirowo-kamienistych (rys. 7-I). Według Z. Michalskiej (1971) a także K. R. Borówki (1974) depozycja tego materiału związana jest z warunkami szybkiego spływu wody w tunelu lodowym. Nie podważając słuszności takiego wyjaśnienia dla analizowanych przez cytowanych autorów form, w przypadku Ozu Halinowskiego nasuwa się inna interpretacja powstania grubookruchowego jądra. Mianowicie, jak wynika z całokształtu badań geomorfologicznych tzw. Ostańca Kolneńskiego, kształtowanie się rzeźby tego obszaru następowało w rezultacie deglacjacji arealnej lądolodu warciańskiego (P. Kłysz 1981). Zarówno ten ogólny fakt jak i inne przesłanki, wynikające już z morfologii i budowy wewnętrznej badanego ozu (niewielka długość przy znacznej wysokości względnej, prostolinijny przebieg, brak pokrywy gliniastej, obecność we wnętrzu formy zwietrzałych głazików), upoważniają do przyjęcia tezy, że tworzył się on w supraglacialnej rozpadlinie lodu martwego. Pierwotna szerokość rozpadliny była niezbyt duża i jak należy sądzić, na podstawie rozprzestrzenienia serii żwirowo-kamienistej, nie przekraczała kilkunastu metrów. Moment ten przypada na początkowy etap degradacji pokrywy lodowej. Związany jest z nim określony reżim, wyzwalających się w tym czasie, wód roztopowych. Najogólniej można powiedzieć, że był to spływ stosunkowo małej ilości wód o dość ograniczonych zdolnościach transportowych. W ta-



Rys. 7. Etapy rozwoju Ozu Halinowskiego

I — powstanie żwirowo-kamiennego jądra formy poprzez grawitacyjne spadanie okruchów skalnych do rozpadliny lodowej, II —
 tworzenie się listew osadów piaszczystych w wąskich kanałach lodowych, w fazie zrównanego dna w warunkach górnego reżimu
 przepływu wody, III — akumulacja trzeciego segmentu ozu poprzez system rzek roztokowych, IV — deformacje osadów związane ze
 stabilizacją nowo powstałej formy w momencie zaniku ścian lodowych i wytapiania podłogi lodowej



Rys. 8. Lodowiec Tryggve (NE Spitsbergen). Akumulacja materiału kamiennego w rozpadlinie lodowej w wyniku grawitacyjnego spadania okruchów skalnych. Lipiec 1977

kiej sytuacji rodzi się pytanie, w jaki sposób w tych warunkach mogło nastąpić nagromadzenie znacznych ilości materiału żwirowo-kamiennego obserwowanego w jądrze prezentowanej formy. Przedstawione wyżej stosunki wodne w obrębie rozpadliny nie sprzyjały bowiem transportowi materiału grubookruchowego. W wyjaśnieniu tego problemu pomocne wydają się obserwacje poczynione przez autora w rejonie lodowca Tryggve na północno-wschodnim Spitsbergenie w sezonie letnim 1977 roku (rys. 8). Wynika z nich, że akumulacja żwirowo-kamiennego

jądra ozu mogła następować poprzez grawitacyjne spadanie do rozpadliny okruchów skalnych z obtapiających się, stromych krawędzi lodowych (rys. 7-I). Jest oczywiste, że wraz z materiałem grubym dostawał się tutaj także materiał drobniejszy, jednakże ten, w przeważającej masie, odprowadzany był na zewnątrz. Materiał gruby, dostający się do rozpadliny, podlegał natomiast jedynie lokalnemu porządkowaniu w środowisku wody płynącej. Zasadność takiej interpretacji zdają się także potwierdzać obserwacje Z. Churskiego (1964). Charakteryzując Oz Kurzętnicki mówi, że jest on zbudowany z materiału grubego, słabo przemytego, wykazującego jednak wyraźne warstwowanie. Brak selekcji materiału oraz występowanie dużej ilości głazików nie obtoczonych świadczy, zdaniem cytowanego autora, że badany przez niego oz zbudowany jest z materiału, który nie podlegał dłuższemu transportowi i dostał się do szczeliny w czasie tajania lodu. Obserwacje powyższe dopuszczają równocześnie możliwość zgłoszenia korekty do klasycznych glacyjfluwialnych teorii powstawania ozów O. Holsta, P. W. Strandmarka, H. Philippa (por. K. Rotnicki 1960b), w rozumieniu, że przy zdecydowanej dominacji procesów glacyjfluwialnych w rozwoju tych form, pewne ich części mogły niekiedy tworzyć się poprzez akumulację boczną w wyniku wytańnięcia materiału morenowego z lodowca lub lądolodu i bezpośredniego składania go w szczelinie lodowej tak jak to sugerował I. Leiviskä (1928, 1936).

Etap II. Związany jest z dalszym procesem degradacji lodu martwego wyrażonym, w analizowanym przypadku, systematycznie postępującym obtapianiem się lodowych ścian inicjalnej szczeliny. Jego konsekwencją jest rozszerzenie się szczeliny a równocześnie jej odstąpienie od zdeponowanych w jej wnętrzu osadów. Utrata podparcia prowadzi do osiadania brzeżnych partii inicjalnej formy wzdłuż systemu płaszczyzn uskokowych pochyłonych na zewnątrz, równoległe do osi morfologicznej ozu.

Wskazany wyżej proces ablacji wiąże się z wyzwoleniem znacznej ilości wód, które w tym momencie zaczynają organizować się między istniejącym już jądrem żwirowo-kamienistym a nową pozycją ścian lodowych. Jest to, przeciwnie niż w ozie w Zalesiu (Z. Michalska 1971), szybki spływ, w którym istnieją warunki do wyraźniejszej selekcji osadów. W ten sposób powstaje drugi segment ozu (rys. 7-II), tzn. listwy osadów piaszczystych drobno- i średnioziarnistych o laminacji płaskiej równoległej (rys. 4), utworzone w fazie zrównanego dna, w warunkach górnego reżimu przepływu (J. R. L. Allen 1965, R. Gradziński i inni 1976).

Etap III. Poprawa warunków klimatycznych, jaka niewątpliwie towarzyszyła procesowi degradacji mas lodu martwego, doprowadziła do dalszego rozrostu przestrzennego szczeliny. Jak należy sądzić odbywało się to zarówno poprzez ablację lateralną, jak i arealną. Dzięki temu mogło,

w pewnym momencie, nastąpić skokowe uwolnienie od pokrywy lodowej kolejnej, teraz już znacznie rozleglejszej, przestrzeni, która podobnie jak w sytuacji poprzedniej, zaczyna funkcjonować jako obszar intensywnego spływu wód a równocześnie depozycji materiału skalnego.

Przy ogólnym podobieństwie przebiegu tego zjawiska w czasie etapu II i III, należy jednak zwrócić uwagę na zróżnicowany, dla obu przypadków, jego specyficzny charakter. Mianowicie, w trakcie formowania się drugiego segmentu ozu znaczna ilość wód płynęła stosunkowo wąskimi kanałami wypełniając całe ich profile poprzeczne. Obecnie, aczkolwiek odpowiednio większa ilość wód glacyjofluwialnych organizuje się na znacznie większej powierzchni, nie zajmując jej jednak całkowicie, wody roztopowe spływają systemem wielu epizodycznych koryt tworząc charakterystyczny układ rzeki roztokowej. Obfita już teraz dostawa materiału prowadzi do przeciążenia licznych strumieni ładunkiem mineralnym a w efekcie do jego depozycji. W ten sposób następuje rozrost formy, zarówno boczny jak i pionowy. Powoduje to pogrzebanie utworzonych wcześniej segmentów ozu przez warstwowane przekątnie serie piaszczysto-żwirowe (rys. 7-III). Ciągłe postępujący zanik brył lodowych i związana z tym utrata podparcia zdeponowanych utworów powoduje znów powstanie deformacji typu uskokowego, teraz już w strefach coraz bardziej oddalonych od osi ozu, a równocześnie rozpoczyna nową fazę stabilizacji młodocianej sylwetki formy (rys. 7-IV).

Jednakże, jak wynika z budowy wewnętrznej prezentowanego ozu, spotykamy tutaj nie tylko zaburzenia wynikające z utraty podparcia osadów partii brzeżnych. W trakcie prezentacji stanowisk badawczych wskazano, że deformacje osadów spotykamy także w spągowych partiach wewnątrz formy. Nie udało się określić jak licznie one występują. Na podstawie jednak chociażby wskazanych wyżej przykładów powiedzieć możemy, że pewne partie ozu akumulowane były na, niewielkiej miąższości, podłodze lodowej. Jej wytopienie doprowadziło do powstania deformacji osadów pokazanych na rysunkach 5 i 6. Proces ten jednak nie odegrał tu istotniejszej roli i nie wpłynął znacząco na zmiany struktury wewnętrznej ozu.

UWAGI DOTYCZĄCE KLASYFIKACJI GENETYCZNEJ OZÓW

W zbiorze zaprezentowanych wcześniej wywodów stwierdzono, że badana forma powstała w szczelinie lodu martwego. Brak na jej powierzchni pokrywy gliniastej sugeruje, że akumulacja materiału następowała w szczelinie otwartej ku górze. Istniejące zaś zaburzenia spągowych partii ozu dowodzą, iż materiał skalny, przynajmniej na pewnych odcinkach, składany był na, niewielkiej miąższości, podłodze lodowej. Jeśli

zaś chodzi o sam zarys analizowanej przetainy, to miała ona przebieg stosunkowo prosty.

Określone w ten sposób miejsce depozycji serii osadowych decyduje o potrzebie rozważenia istotnego problemu jakim jest klasyfikacja genetyczna prezentowanej formy. Wprawdzie z kontekstu wywodów niniejszego opracowania nazwa formy ujawnia się jednoznacznie, a mianowicie, że jest to oz powstały supraglacialnie w martwym lodzie. Jednak według kryteriów klasyfikacyjnych proponowanych przez niektórych badaczy, mogą się rodzić w tym zakresie pewne wątpliwości. Dlatego też zagadnienie to wymaga chociażby krótkiego komentarza. Tak więc na przykład W. Niewiarowski (1965) stwierdza, że niekiedy trudno jest rozróżnić wały kemowe od niektórych ozów, powstałych w tej samej masie stagnującego i martwego lodu, które występują w obrębie obszarów kemowych i dlatego proponuje, aby formy powstałe wyłącznie w szczelinach otwartych ku górze, w stagnującym i martwym lodzie, włączyć do wałów kemowych i zaliczyć je do form przejściowych między ozami i kemami. R. S. Tarr (1909) na podstawie badań lodowców Alaski zgłasza opinię, że supraglacialne powstanie ozów jest niemożliwe. Z. Michalska (1971) za typowe ozy uważa jedynie formy powstałe w warunkach sub- lub inglacialnych, za pośrednictwem wód wypływających z aktywnego lądolodu.

Zdaniem autora niniejszego opracowania, żadnego z tych twierdzeń nie można uznać jako zasadnego. Istnieje już w tej chwili sporo faktów pochodzących z rejonów współcześnie zlodowaconych, świadczących że ozy mogą się tworzyć in-, sub- i supraglacialnie i to zarówno w żywym, jak i martwym lodzie (W. V. Levis 1949, G. Hoppe 1953, J. C. Stokes 1958, J. Szupryczyński 1963, 1965, 1968, R. J. Price 1966, 1969, L. S. Troicki 1975). Rozstrzygający wydaje się tu nie charakter lodu lodowcowego, lecz dominujący proces, jakim jest, w każdym przypadku, depozycja lub porządkowanie materiału przez wody glacyjofluwialne spływające linijnie w obrębie tunelu lub szczeliny lodowej.

Trudności może rodzić zatem jedynie kwestia rozróżnienia, czy oz powstał w obrębie lodu żywego czy martwego. Pierwszą przesłankę stanowi tu niewątpliwie ogólna sytuacja geomorfologiczna formy — jeśli oz znajduje się w zespole form lodu martwego, taka też z pewnością będzie i jego przynależność. Pomocną wskazówką, w określonych przypadkach, może także stać się przebieg formy wyznaczający zarys szczeliny, w której akumulowany był oz. W lodzie żywym, zarówno in- i subglacialne tunele, jak i kanały supraglacialne są dziełem potoków glacialnych, płynących w różnych miejscach profilu pionowego lodowca lub lądolodu. W rezultacie, koryta rzeczne przyjmują określony kształt, a mianowicie mają one z reguły przebieg kręty, wynikający z naturalnych właściwości płynięcia wody. Geneza, interesujących nas w tym opracowaniu, kanałów supraglacialnych w obrębie brył martwego lodu

może być także inna. Mogą one powstać, poza możliwościami wskazanymi wyżej, także wskutek mechanicznego pęknięcia lodu na zróżnicowanym lub niestabilnym podłożu. Dlatego, w odróżnieniu od sytuacji poprzedniej, sam sposób płynięcia wody odgrywa w kształtowaniu szczeliny rolę drugorzędną. Jest on bowiem wówczas niejako wymuszony, gdyż uwarunkowany przebiegiem i rozmiarami istniejącej już rozpadliny lodowej, której przestrzenny zarys może mieć rozmaity charakter. W tym przypadku oczekiwać należy bardziej prostoliniowego przebiegu szczeliny niż wyłobionej przez wody płynące. Ponadto należy podkreślić, że zarówno same szczeliny jak i utworzone w nich formy akumulacyjne będą krótsze od szczelin i form złożonych w korytach rzecznych lodu żywego. Istnieją natomiast warunki, aby nagromadzenia osadów glacyjofluwialnych były bardziej rozbudowane w pozostałych wymiarach, tzn. ich szerokości i wysokości.

Kolejnym kryterium pozwalającym wnioskować, czy oz tworzył się w żywym czy martwym lodzie, może być analiza teksturalna osadów budujących formę. Otóż, w ozie utworzonym w lodzie żywym należy oczekiwać dość wyraźnej zmiany uziarnienia i obróbki osadów w profilu podłużnym, związanej z faktem, że dostawa materiału do tunelu lub szczeliny następuje głównie z jednego miejsca źródłowego. W warunkach lodu martwego dostawa materiału rozłożona jest wzdłuż całego profilu podłużnego formy. Stąd też może brakować tutaj wyraźniejszego porządkowania osadów związanego z ustrojem hydrodynamicznym rzeki. Zdają się to potwierdzać wyniki badań E. Nowaka (1972) uzyskane dla prezentowanego, w niniejszym opracowaniu, ozu.

Do zespołu ogólnych uwag dotyczących klasyfikacji genetycznej ozów wnieść należy jeszcze jedno spostrzeżenie. Niemal powszechna jest opinia, że jednym z ważniejszych kryteriów ustalenia miejsca złożenia osadów w obrębie lodu lodowcowego jest obecność lub brak pokrywy gliniastej na powierzchniach ozów. Pokrywa gliniasta jest często jednoznacznym wskaźnikiem subglacjalnej lub inglacjalnej genezy ozu (L. Roszkówna 1951, A. Bergdahl 1953, S. Skompski 1963, M. Klimaszewski 1978 i inni). Z obserwacji poczynionych przez autora w 1980 roku na lodowcu Hansa na Spitsbergenie wynika, że obecność pokrywy gliniastej na powierzchni ozu nie musi być kryterium rozstrzygającym o jego sub- lub inglacjalnej genezie. Obserwowano mianowicie tworzenie się ozu w korycie rzeczonym supraglacjalnym w brzeżnej części lodowca, w którym następowała pierwotnie akumulacja osadów glacyjofluwialnych (rys. 9). W momencie jednak wzmożonej ablacji, z wyższych partii lodowca do koryta rzeczowego zaczął spływać materiał morenowy, charakterystycznymi jezorami soliflukcyjnymi, grzebiąc w niektórych miejscach nagromadzenia osadów glacyjofluwialnych. Wyższe części koryta prawie w całości wypełnione zostały osadami ablacyjnymi (rys. 10). Spostrzeżenia te pozwalają więc zakwestionować tezę jakoby pokrywa gliniasta stanowiła cechę



Rys. 9. Lodowiec Hansa (Południowy Spitsbergen). Oz supra-
glacjalny w brzeżnej partii zachodniej części lodowca. Sierpień
1980



Rys. 10. Lodowiec Hansa. Osady ablacyjne spływające i wypeł-
niające koryto rzeki supraglacialnej, w której akumulowany jest
oz. Sierpień 1980

diagnostyczną dla form powstałych pod lub wewnątrz lodu. Potwierdzają równocześnie opinię W. Uphama (K. Rotnicki 1960b) o możliwości supraglacialnego pochodzenia pokryw na ozach. Obserwacje powyższe skłaniają do zgłoszenia jeszcze jednej refleksji. Wielce prawdopodobnym jest, że w sytuacji podobnej do tej z lodowca Hansa może nastąpić

utworzenie form, które w wyrazie morfologicznym mogą przypominać klasyczne ozy, a zbudowanych w przeważającej masie z osadów ablacyjnych. Dla form takich najszluszniejsze byłoby wówczas określenie R. F. Flinta (1928) — crevasse fillings.

*Instytut Badań Czwartorzędu
Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu
Zakład Geologii Glacjalnej*

LITERATURA

- Allen J. R. L., 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, Vol. 5, Amsterdam.
- Bergdhal A., 1953: Marginal deposits in south-eastern Sweden. With special references to the oses. *Lund Studies in Geography, Ser. A, Physical Geography*, No 4, Lund.
- Borówka K. R., 1974: Oz Skocko-Wągrowiecki (Sum.: Skoki-Wągrowiec Esker). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. 27, Ser. A, *Geografia Fizyczna*.
- Churski Z., 1964: Oz Kurzętnicki (Sum.: The Kurzętnicki Esker). *Zesz. Nauk. UMK*, z. 10, Toruń.
- Flint R. F., 1928: Eskers and crevasse fillings. *Am. J. Sci.*, Vol. 15, No 89.
- Galon R., 1952: Formy polodowcowe okolic Więcborka (Sum.: The moraine landscape in the neighbourhood of Więcbork, Bydgoszcz District). *Stud. Soc. Sci. Torun.*, Vol. I, Nr 5, Toruń.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976: *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Hoppe G., 1953: Nagra iaktagelser vid islandska Jöklar sommaren 1952. *Meddelanden Fran Upsala Univ. Geogr. Inst.*, Ser. A, No 91.
- Klimaszewski M., 1978: *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- Kłysz P., 1981: Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kołem a Turkiem (Sum.: Morphogenesis of a sequence of marginal forms in the surroundings of Konin, Koło and Turek). *Ser. Geografia UAM*, Nr 23, Poznań.
- Krause P. G., 1910: Über Oser in Ostpreussen. *Jb. d. Kgl. Preuss., Geol. Landesanst.*, Bd. 31, T. I, H. 2.
- Krygowski B., 1957: Über einige neue Züge in der glazialen Geomorphologie West-Polens. *INQUA — V Congres Intern. Résumés des Communications*, Madrid — Barcelona.
- Leiviskä I., 1928: Über die Ose Mittelfinnlands. Die Entstehung des Materials und der Formen der Ose. *Fennia*, Vol. 51, No 4.
- 1936: Über die Oberflächenbildungen Finnlands. *Compt. Rend. Congr. Internat. de Geogr.* (Varsovie 1934), T. II.
- Lencewicz S., 1927: Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Prace PIG*, T. 2, Nr 2.
- Lewis W. V., 1949: An esker in process of formation, Böverbreen Jotunheimen. *Journ. of Glac.*, Vol. 1, No 6.
- Łyczewska J., 1960: Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw Wschodnich (Sum.: Remarks on the Quaternary of Eastern Kujawy). *Z badań czwartorzędu w Polsce*, T. 9.

- 1977: Dynamika frontalna lądolodu bałtyckiego w okolicy Koła nad Wartą (Sum.: Frontal dynamics of the Baltic Glaciation (Würm) ice sheet in the vicinity of Koło on the Warta River). *Zagadnienia czwartorzędu. Stud. Geol. Polonica*, Vol. 52.
- Malicki A., 1929: O poglądach na powstanie ozów. *Czas. Geogr.*, T. 7, z. 2-3.
- Michalska Z., 1971: Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej (Sum.: Origin of eskers, as exemplified by eskers of Middle Poland). *Stud. Geol. Polonica*, Vol. 36.
- Niewiarowski W., 1959: Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoźnie Chełmińskiej (Sum.: Glacial forms and types of deglaciations on the moraine plateau of Chełmno (Bydgoszcz District)). *Stud. Soc. Sci. Torun.*, Vol. 4, Nr 1, Toruń.
- 1965: Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia (Sum.: Kames and related land-forms in Denmark, and the distribution of kame landscapes in the Peribalticum within the area of the Last Glaciation). *Zesz. Nauk. UMK*, z. 11, Geogr. IV, Toruń.
- Nowak E., 1972: Charakterystyka strukturalno-teksturalna form wałowych między Leszczami Częściowymi a Tarnową. Maszynopis pracy magisterskiej. Poznań.
- Price R. J., 1966: Eskers near the Casement Glacier, Alaska. *Geogr. Annal.*, Vol. 48A, No 3.
- 1969: Moraines, sandr, kames and eskers near Breidemerkurjökull, Iceland. *Transactions*, No 46.
- Roszkówna L., 1951: Oz Chełmżyński (Résumé: L'os de Chełmża). *Stud. Soc. Sci. Torun.*, Vol. 1, Nr 1, Toruń.
- Rotnicki K., 1960a: Oz Bukowsko-Mosiński (Sum.: The Buk-Mosina Esker). *Prace Komisji Geogr.-Geol. PTPN*, T. 2, z. 2, Poznań.
- 1960b: Przegląd zagadnień dotyczących ozów (Sum.: Survey of problems concerning eskers). *Czas. Geogr.*, T. 31, z. 2.
- Wasilowska K., 1962: Oz Lubaski (Sum.: Lubasz Esker). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, T. 9.
- Skompski S., 1963: Ozy Kotliny Płockiej (Sum.: Eskers in the Płock Basin). *Przegl. Geogr.*, T. 35, z. 3.
- Stokes J. C., 1958: An esker — like ridge in process of formation Flatisen, Norway. *Journ. of Glaciology*, Vol. 3, No 24.
- Sylwestrzak J., 1964: Oz Miszewski (Sum.: The esker of Miszewo). *Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku*, z. 5-6, Gdańsk.
- Szupryczyński J., 1963: Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu (Sum.: Relief of marginal zone of glaciers, and types of deglaciation of southern Spitsbergen glaciers). *Prace Geogr. IG PAN*, Nr 39.
- 1965: Eskers and kames in the Spitsbergen area. *Geogr. Polonica*, T. 6.
- 1968: Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu (Sum.: Some problems of the Quaternary on Spitsbergen). *Prace Geogr. IG PAN*, Nr 71.
- Tarr R. S., 1909: Some phenomena of the Glacier Margins in the Yakutat Bay Region — Alaska. *Zeitschr. f. Gletscherkunde*, B. 3.
- Troicki L. S., 1975: Glacjalnyj morfogenez (W:) Troicki L. S., Zinger E. M., Koriakin W. S., Markin W. A., Michalew W. I., 1975: Oledienienije Szpicbergena (Swalbarda). Nauka, Moskwa.
- Wadas S., 1962: Oz Gostyniński (Résumé: Os de Gostynin). *Acta Geogr. Lodz.*, No 14, Łódź.

SELECTED PROBLEMS OF THE ORIGIN OF ESKERS, THE HALINÓW ESKER.
SOUTH-EASTERN GREATER POLAND

Summary

The Halinów esker lies between two localities, namely Tarnowa and Leszcze Częściowe in the region of the so called Ostaniec Kolneński in south-eastern Greater Poland (Fig. 1). It consists of a few meridionally oriented ridges. Their entire length is about 6 km. They are 250 m wide and reach 28 m in relative height (Figs 1, 2).

The fundamental grain mass of which the esker is built consists of vari-grained sands and gravels, among which there are build-ups of coarser, frequently clay-rich material up to 20 cm, and even 1 m at times, in diameter. Attention is attracted to the stratigraphy of those sediments in the cross-section of the studied form. Moving from the base, a series of reddish-brown coarse gravels containing pebbles with detectable stratification is observable in the middle part of the section. It is not too extensive in space but is the core of the form. Laminae of flat-lying fine- and medium-grained light sands adjoin the core on its both sides along marked discontinuity planes (Fig. 4). The entire profile is overlain by largely cross-stratified sand-gravel series of considerable thickness, which make up the present-day surface of the esker (Fig. 3).

Another characteristic of internal structure of the esker is disturbance in the arrangement of layers at its base. It occurs as gaps in its continuity (Fig. 5) or results from the forcing out of material from the original position so that it shall lie at a high angle oblique to the former stratification (Fig. 6).

From the geomorphological investigation of the Ostaniec Kolneński (Kłysz 1981) and from the characteristics of sedimentary series in the esker, it can be inferred that the esker formed in a supraglacial dead-ice crevasse. Its development took place in a few stages.

Stage I. The formation of the gravel-stony core is associated with the first stage of esker development. It coincides with the initial degradation of an ice cover. The dominant process is that of rock falls from steep ice walls into a relatively narrow crevasse under the influence of gravity (Figs 7 I, 8).

Stage II. The second stage of development involved forming a successive segment (Fig. 7 II), i.e. laminae of sandy sediments in flat-lying parallel arrangement (Fig. 4). They formed in narrow canals between the then existing core of the esker and a new position of ice walls in the phase of a level floor under conditions of upper flow regime.

Stage III. It is associated with further considerable spatial enlargement of the crevasse due to lateral and areal ablation. Meltwater that became then released, forming a braided system, transported and deposited a large quantity of rock material. This way the form became enlarged laterally and vertically. This resulted in the burying of earlier formed esker segments by cross-stratified sand-gravel series (Figs 3, 7 III).

During the deposition of sedimentary series, as well as after its cessation, deformation processes involving the melting out of the ice floor, where the esker was deposited in some places, were in operation. Deformations were also caused by compaction and the movement of sediments under the influence of gravity during the melting of ice walls. However, those processes did not play any major part and did not affect considerably changes in the internal structure of the esker (Fig. 7 IV).

The study of the Halinów esker, as well as the present author's observations

on some glaciers in Spitsbergen represent the basis of certain general remarks concerning the genetic classification of eskers. The problem being dealt with in this paper is whether the esker formed in active ice or in dead ice. It has been established that the general geomorphologic setting of the esker, its morphologic characteristics and textural parameters of sediments may be of diagnostic value.

The paper develops a critical approach to the widespread view that the presence of a till cover on the surface of eskers is one of more important criteria of their en- or subglacial origin. Observations on the Hans Glacier in southern Spitsbergen (Figs 9, 10) support Upham's view that eskers originating supraglacially may also possess a till cover.

*Quaternary Research Institute
of Adam Mickiewicz University in Poznań
Section of Glacial Geology*

LIST OF FIGURES

Fig. 1. The Halinów esker: hypsometric sketch-map.

1: outcrops, 2: excavated holes, 3: boreholes.

Fig. 2. The Halinów esker: view of the main ridge.

Fig. 3. Halinów: series of cross-stratified glaciofluvial sediments.

Fig. 4. Halinów: horizontally-stratified sandy laminae building up the second segment.

Fig. 5. Halinów: disturbance at the esker base.

1: sands and gravels, 2: stratified fine-grained sands, 3: structureless fine sands forming diapiric domes, 4: waste-heap.

Fig. 6. Tarnowa: oblique-lying sand-gravel series.

Fig. 7. Stages of the Halinów esker development.

I: formation of gravel-stony core due to rock fall into an ice crevasse under the influence of gravity, II: formation of sandy laminae in narrow ice canals in the phase of a level floor under conditions of upper flow regime, III: deposition of the third esker segment through a system of braided rivers, IV: deformations related to the stability of a newly-developed form during the melting out of ice walls and ice floor.

Fig. 8. The Tryggve Glacier, north-eastern Spitsbergen: deposition of stony material in an ice crevasse due to rock fall under the influence of gravity, July 1977.

Fig. 9. The Hans Glacier, southern Spitsbergen: supraglacial esker at the margin of the western part, August 1980.

Fig. 10. The Hans Glacier: ablation sediments flowing into, and filling in, a supraglacial river channel where an esker is deposited, August 1980.