

KRZYSZTOF RYSZARD BORÓWKA

OZ SKOCKO-WĄGROWIECKI

ZARYS TREŚCI

Badania Ozu Skocko-Wągrowieckiego wykazały, że jest to forma powstała w tunelu subglacjalnym, a miejscami quasi-subglacjalnym, przy czym akumulację ozu poprzedziła faza erozji wód roztopowych płynących w warunkach ciśnienia hydrostatycznego.

Na podstawie morfologii i budowy geologicznej, a także wykonanych analiz składu mechanicznego i obróbki ziarna kwarcowego, stwierdzono istnienie dwóch oddzielnych segmentów Ozu Skocko-Wągrowieckiego, z których każdy posiadał własne źródło zasilania materiałem fluwioglacjalnym. W obu segmentach zauważono stopniowy wzrost selekcji fluwioglacjału zarówno pod względem wielkości jak i kształtu ziarna.

WSTĘP

Dotychczasowa literatura geomorfologiczna dotycząca ozów nie wyjaśnia jeszcze dostatecznie wielu problemów związanych z ich genezą. Szczególnie odczuwa się brak dokładnie sprecyzowanych odpowiedzi na zagadnienie przebiegu procesów akumulacyjnych w czasie i przestrzeni oraz czasowego stosunku akumulacji ozów i erozji rynien przyozowych.

Zagadnienia te zainteresowały autora podczas badania Ozu Skocko-Wągrowieckiego. Aczkolwiek w przedstawionym opracowaniu nie zostaną one rozwiązane, to jednak autor będzie starał się je naświetlić, opierając się na szczegółowych badaniach morfologii i budowy geologicznej Ozu Skocko-Wągrowieckiego, obejmujących obserwacje struktur sedymentacyjnych i postsedymentacyjnych oraz cech teksturalnych materiału fluwioglacjalnego budującego oz w ujęciu ilościowym.

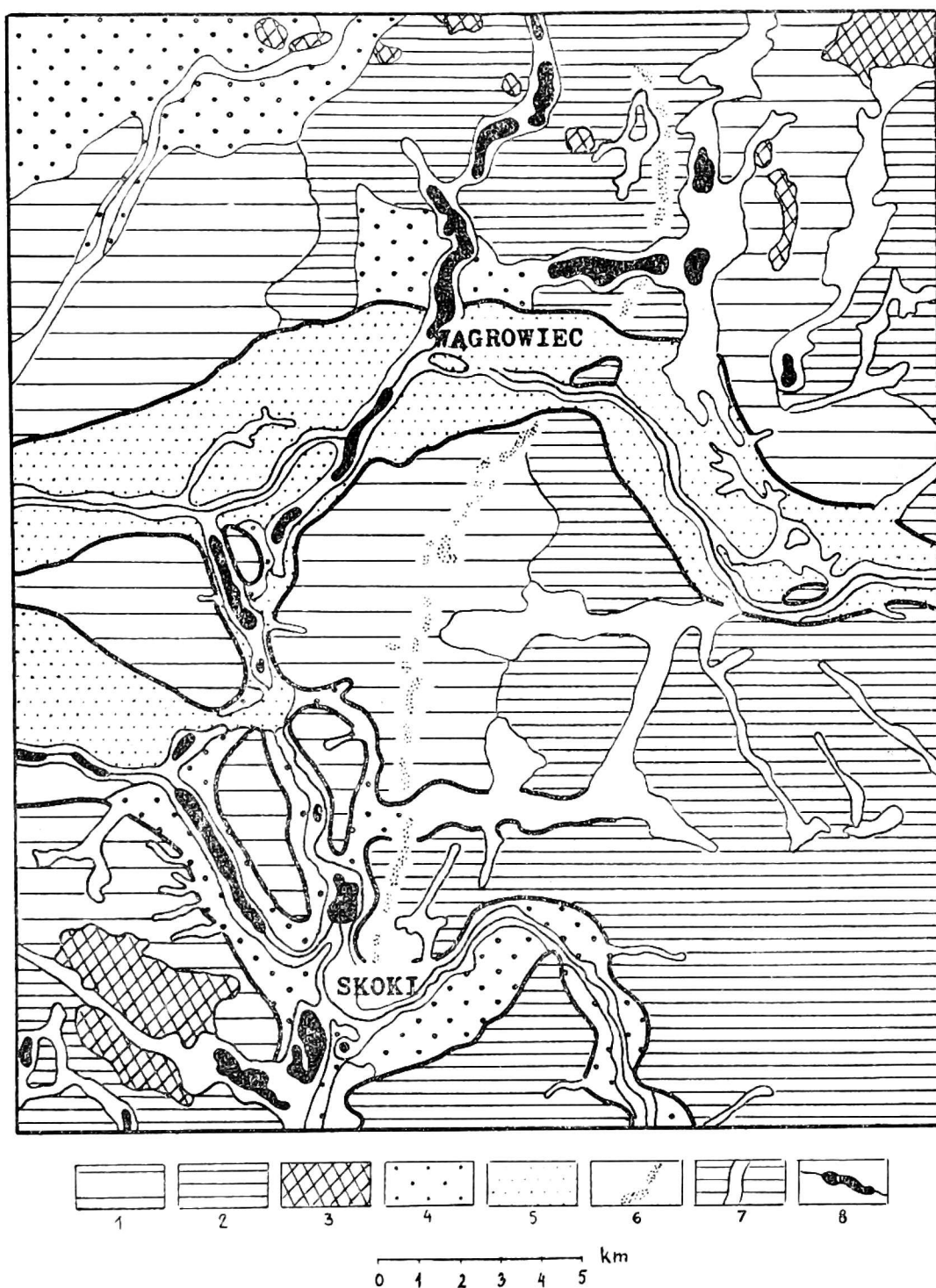
Niniejszy artykuł jest skrótem pracy magisterskiej wykonanej w 1971 roku w Zakładzie Geomorfologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza.

Panu doc. dr hab. Stefanowi Kozarskiemu pragnę w tym miejscu gorąco podziękować za kierowanie pracą i jej szczegółowe przedyskutowanie.

POŁOŻENIE I CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA OBSZARU

Oz Skocko-Wągrowiecki położony jest w całości we wschodniej części Równiny Wągrowieckiej (B. Krygowski 1956), która w nowym podziale regionalnym Wielkopolski dokonany przez T. Bartkowskiego (1970) pokrywa się niemal całkowicie z tzw. Obniżeniem Dolnej Wełny.

Dzisiejsza powierzchnia tego obszaru charakteryzuje się stosunkowo niewielkim zróżnicowaniem wysokościowym. Przeważa tu wysoczyzna morenowa falista oraz płaska osiągająca wysokości rzędu 80 - 90 m n.p.m.,



Rys. 1. Mapa geomorfologiczna wschodniej części Równiny Wągrowieckiej według S. Kozarskiego (1962)

1 — wysoczyzna morenowa płaska, 2 — wysoczyzna morenowa falista, 3 — pagórki moreny czołowej, 4 — terasy starsze od oscylacji czarnkowskiej, 5 — sandry oscylacji czarnkowskiej, 6 — Oz Skocko-Wągrowiecki, 7 — rynny wód roztopowych, 8 — jeziora



Rys. 2. System rynien subglacyjnych między Skokami a Gnieznem według S. Kozarskiego (1968)

1 — moreny czołowe stadiału poznańskiego, 2 — moreny czołowe oscylacji dzwonowsko-łednogórskiej, gnieźnieńskiej, skocko-janowieckiej i ryszewskiej, 3 — rynny subglacjalne, 4 — jeziora, 5 — Oz Skocko-Wągrowiecki

a jedynie na NE od Skoków do 100 m n.p.m.; tylko niewielką część badanego obszaru zajmują powierzchnie sandrowe. Poza tym Równina Wągrowiecka charakteryzuje się znikomym udziałem pozytywnych form akumulacyjnych reprezentowanych tu jedynie przez ciąg ozowy skocko-wągrowiecki. Dominują tu natomiast formy erozyjne w postaci całego systemu rynien lodowcowych oraz poziomów teras sandrowych Pradoliny Wełny i doliny Małej Wełny (rys. 1).

Należy zwrócić uwagę, że rynny lodowcowe tego obszaru układają się w wyraźny system dendrytyczny (rys. 2) powstały, zdaniem S. Kozarskiego (1968), na kontakcie dwu drobnych łobów łądolodu oscylacji dzwonowsko-łednogórskiej, przy czym Oz Skocko-Wągrowiecki nawiązu-

je swoim przebiegiem do tegoż systemu rynien lodowcowych (S. Kozarski 1955, 1962, 1968).

Ciąg ozowy skocko-wągrowiecki rozpoczyna się na przedpolu moren oscylacji sypniewsko-sieleckiej, a kończy się w zapleczu pagórków morenowych oscylacji skocko-janowieckiej. W okolicach Skoków oz jest podcięty przez terasę sandrową Małej Wełny i nie jest wykluczone, że pierwotnie ciągnął się on znacznie dalej na południe. Możliwe jest również, że tunel czy szczelina w której akumulowany był oz łączyły się na S od Skoków z subglacjalnym tunelem genetycznie związanym z rynną skocko-wągrowiecką.

PRZEBIEG I MORFOLOGIA OZU SKOCKO-WĄGROWIECKIEGO

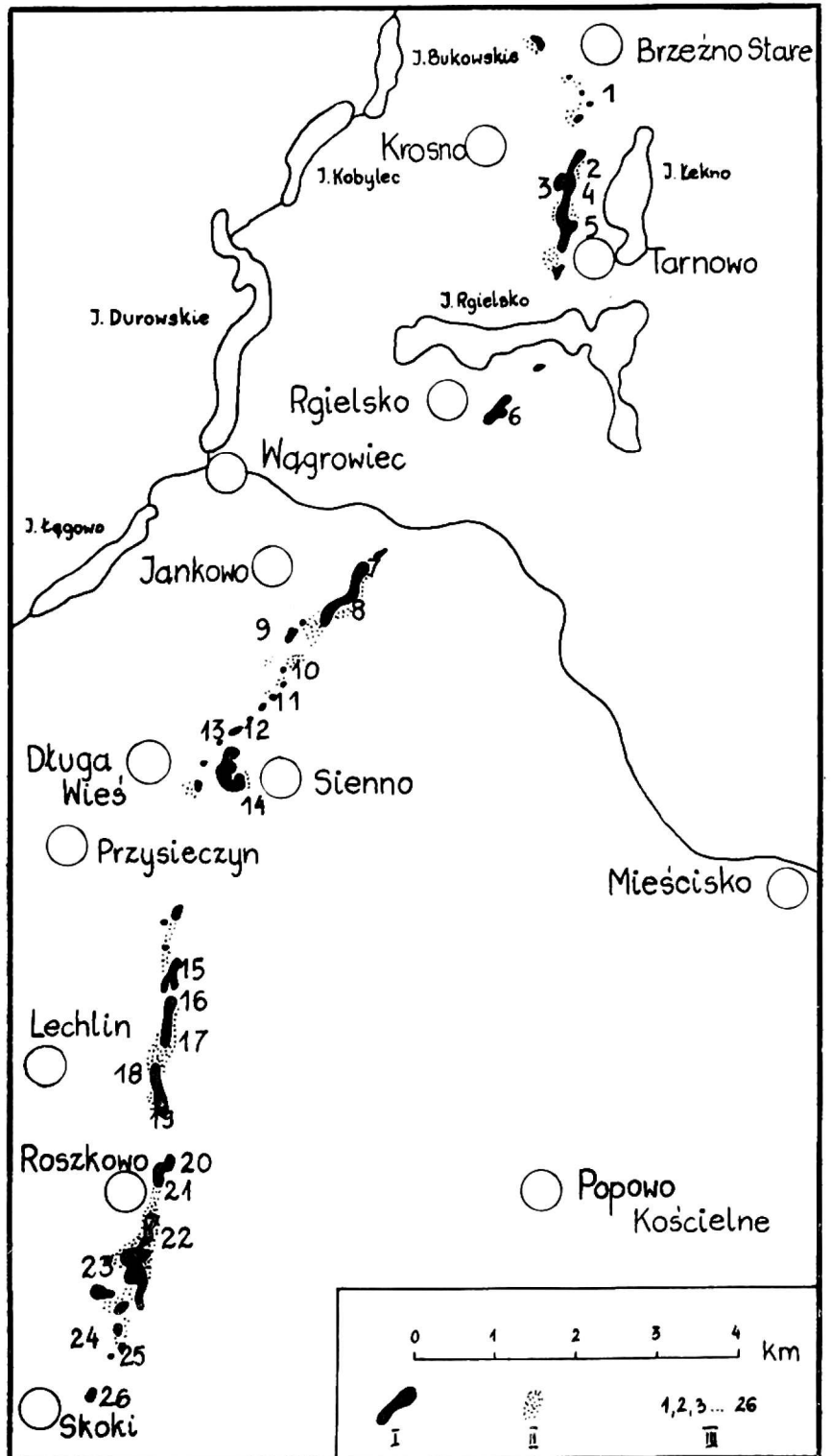
Przebieg Ozu Skocko-Wągrowieckiego i jego niektóre cechy morfologiczne zostały po raz pierwszy opisane przez J. Korna (1910). Obecne badania w pełni popierają spostrzeżenia tego autora.

Oz Skocko-Wągrowiecki jest jednym z dłuższych ozów Nizy Polskiego. Jego długość łącznie z przerwami dochodzi do 25 km (rys. 3). Rozpoczyna się on około 8 km na NE od Wągrowca koło wsi Brzeźno Stare. Początkowo oz przedstawia się jako szereg pagórków i drobnych wałów o wysokościach względnych od 3 - 7 m i nachyleniu zboczy od około 4° - 6° . Grzbiety tych pagórków są bardzo niewyraźne i rozplaszczone. W pobliżu wzniesień znajduje się kilka niewielkich zagłębień bezodpływowych. Tak więc między wsiami Brzeźno Stare i Krosno Oz Skocko-Wągrowiecki ma charakter ozowiska. Na E od Krosna zmienia się zasadniczo morfologia ozu, który przybiera tutaj postać wału o długości około 2 km. Szerokość wału waha się w granicach 90 - 300 m, a jego wysokość względna często przekracza 8 m, dochodząc maksymalnie do 13 m, przy wysokości bezwzględnej 102,4 m n.p.m. Nachylenie zboczy wału przybiera wartości od 5° - 12° . Jego grzbiet o szerokości 3 - 8 m charakteryzuje się krętym i falistym przebiegiem. W bezpośredniej bliskości wału znajdują się liczne zagłębienia bezodpływowe, brak jednak wyraźnej rynny przyozowej (fot. 1).

We wsi Tarnowo Pałuckie Oz Skocko-Wągrowiecki jest przerywany na odcinku 1,5 km przez rynnę marginalną jeziora Rgielsko. Na S od jeziora Rgielsko występują dwa wały o długościach 250 i 500 m i nachyleniu zboczy od 4° - 8° . Brak tutaj wyraźniejszych zagłębień przyozowych.

W okolicy wsi Rgielsko oz jest ponownie przerywany na długości ponad 2 km przez Pradolinę Wełny. 1,5 km na SE od Wągrowca oz pojawia się znowu jako wąski wał o szerokości do 120 m i około 1,5 km długości. Wał charakteryzuje się krętym przebiegiem, a towarzyszy mu od strony wschodniej niewielkie, częściowo zatorfione obniżenie o głębokości

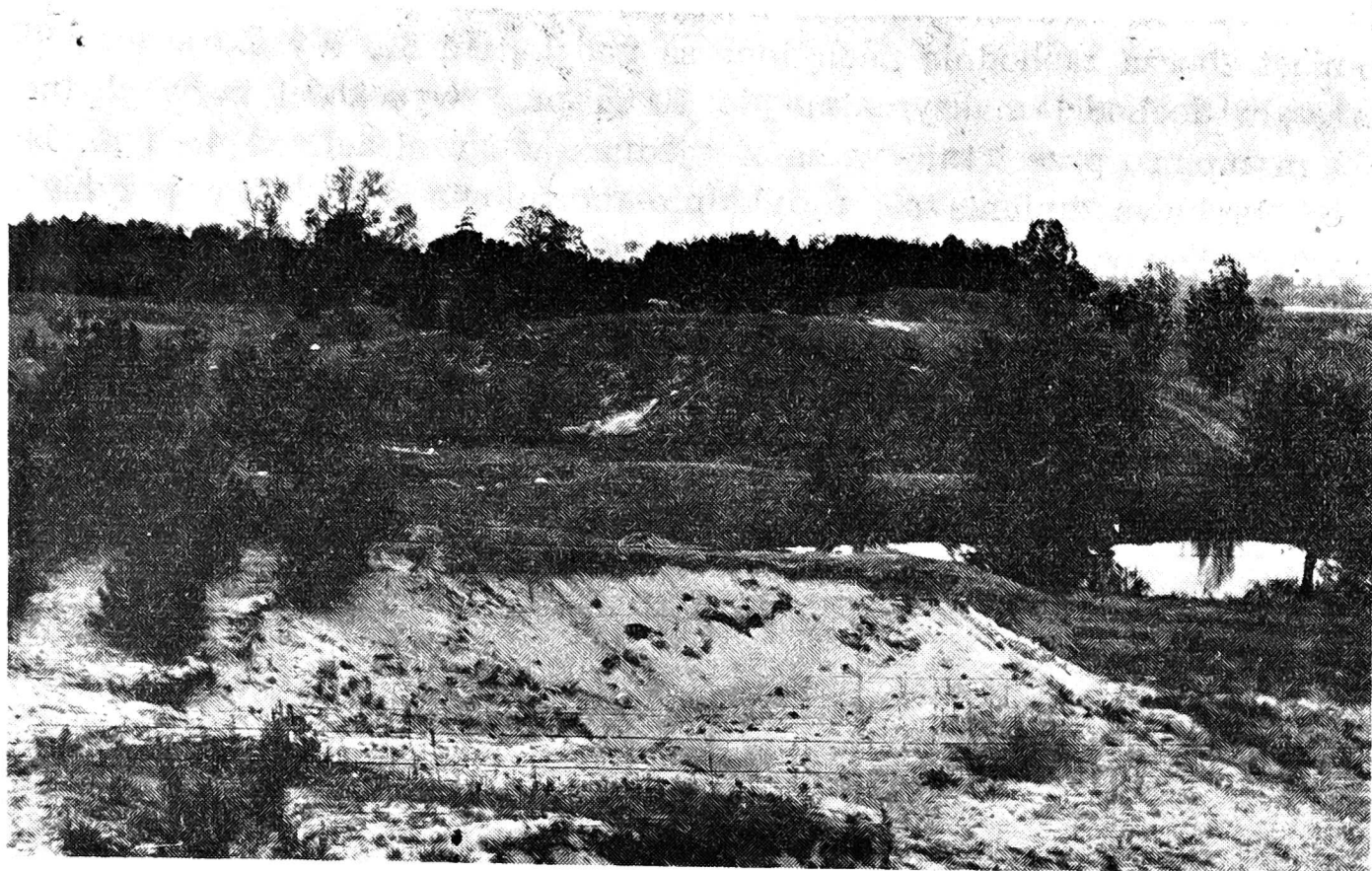
do 0,5 m. Od strony obniżenia nachylenie zboczy dochodzi do 10° , natomiast zbocza zachodnie nachylone są pod kątem 8° . Wysokość względna wału dochodzi maksymalnie do 10 m przy wysokości bezwzględnej 100 m n.p.m., przeciętnie waha się jednak w granicach od 4-6 m. Na S od Jankowa zmienia się radykalnie morfologia ozu, który przybiera tutaj postać odosobnionych pagórków występujących jednak na jednej linii. Wysokość względna tych wzniesień osiąga wartości od 2,5-6 m, a ich zbocza nachylone są przeciętnie pod kątem $3^\circ - 5^\circ$.



Rys. 3. Przebieg Ozu Skocko-Wągrowieckiego, lokalizacja odkrywek

I — pagórki ozowe, II — zagłębienia przyozowe, III — odkrywki w ozie

W okolicy Długiej Wsi i Sienna Oz Skocko-Wągrowiecki przybiera postać imponującego wzniesienia o długości około 900 m i szerokości do 500 m. Jego wysokość względna dochodzi do 16 m przy wysokości absolutnej



Fot. 1. Krosno. Zagłębienie bezodpływowe u podstawy wału ozowego

110,1 m n.p.m., a kąt nachylenia zboczy jest większy po stronie wschodniej (20° - 22°) aniżeli zachodniej (18° - 19°). W pobliżu wzniesienia występuje kilka odosobnionych, drobnych zagłębień bezodpływowych; jedno z nich znajduje się również na wierzcholinie.

500 m na S od Sienna Oz Skocko-Wągrowiecki jest przerwany na długości około 1,5 km przez rynną marginalną ciągnącą się od Przysieczyna do Mieściska. Po przerwie oz pojawia się początkowo w postaci pojedynczych pagórków w sąsiedztwie których występują drobne wydmy. Obie formy nie różnią się od siebie cechami morfologicznymi, tak że można je odróżnić dopiero na podstawie analizy cech granulometrycznych piasków, z których są zbudowane (B. Nowaczyk 1967).

Około 1,5 km na SE od Przysieczyna oz przybiera ponownie postać wału, któremu po obu stronach towarzyszą obniżenia przyozowe o głębokości do 1,5 m. Wał ten osiąga długość 1,6 km, szerokość jego nie przekracza 200 m, natomiast wysokość względna ozu dochodzi tu do 12 m. Linia grzbietowa wału charakteryzuje się falistym przebiegiem.

1 km na E od Lechlinka oz jest przerwany przez dość rozległe, zatorfione obniżenie. Po 300 m przerwie Oz Skocko-Wągrowiecki ponownie przybiera postać wyraźnego wału o długości 1 km i 200 m szerokości, któremu również towarzyszą niewielkie obniżenia. Wał osiąga maksymalnie 8 m wysokości względnej przy 97,9 m n.p.m. wysokości absolutnej. Jego stoki są nachylone pod kątem 5° - 7° . Wał ozowy 1 km na N od Roszkowa znowu jest przerwany przez niewielką rynną marginalną.

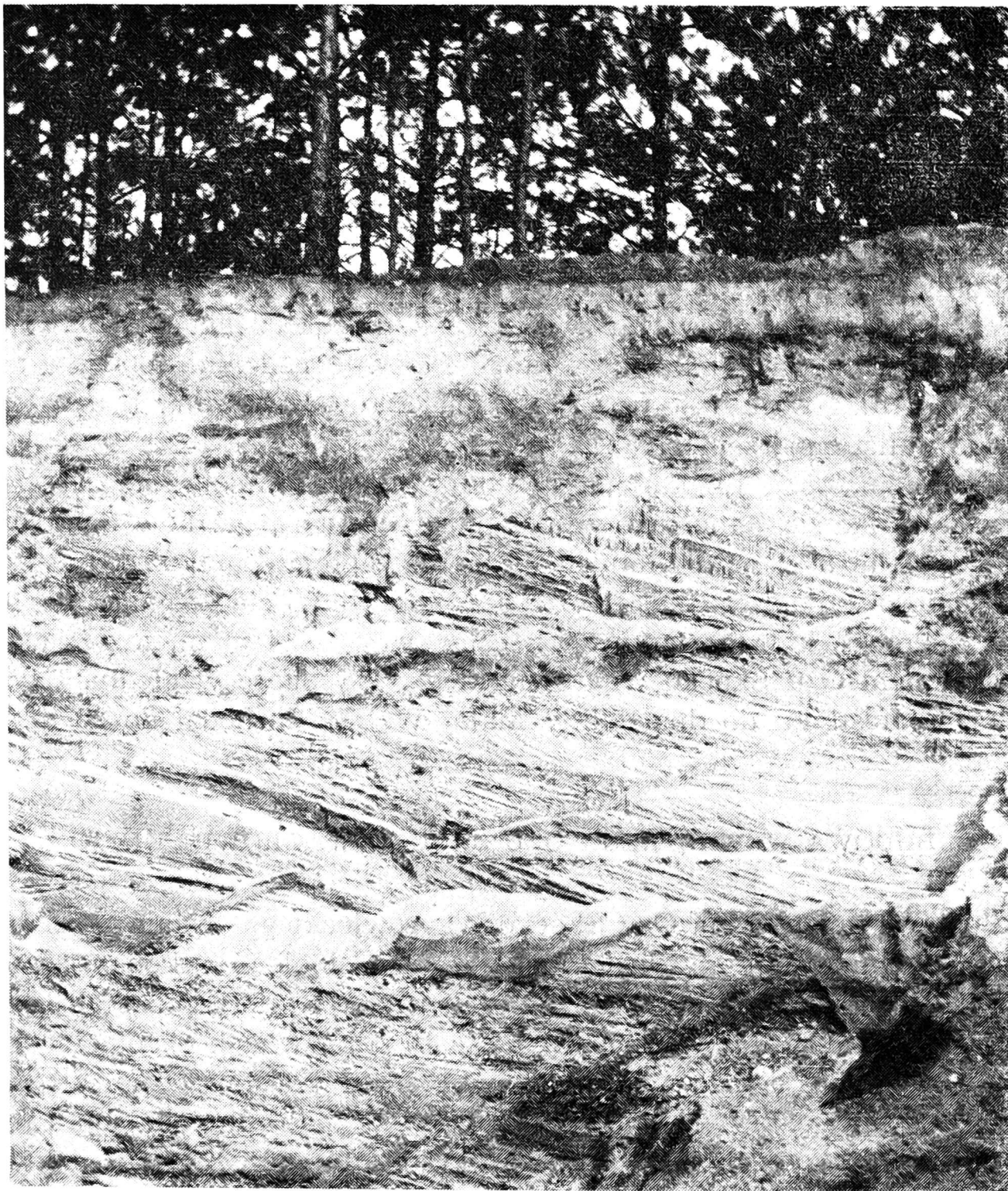
W Roszkowie oz pojawia się jako kręty wał, któremu towarzyszą od E zagłębienia wypełnione przez stawy. Wysokość względna wału w stosunku do powierzchni stawów dochodzi do 12 m, a jego zbocza nachylenie są pod kątem 6° - 14° . Oz 500 m na S od Roszkowa występuje w wyraźnej rynnie jako wał o długości około 1800 m. Wysokość względna ozu w stosunku do dna rynny waha się w granicach od 5 - 13 m. W rynnie występują również liczne zatorfione zagłębienia bezodpływowe. Kąt nachylenia stoków ozu osiąga tutaj wartość od 10° - 14° , przy czym maksymalne nachylenie (18°) występuje w miejscu, gdzie rynna odwadniana jest przez niewielki ciek, który zapewne podcinał zbocze ozu. Linia grzbietowa wału jest tu szczególnie ostro zarysowana i charakteryzuje się falistym przebiegiem.

Morfologia ozu 1,5 km na NE od Skoków zmienia się zasadniczo przedstawiając się teraz jako zespół pojedynczych pagórków o wysokości względnej do 8 m, oddzielonych od siebie zagłębieniami bezodpływowymi. Dopiero w pobliżu Skoków oz pojawia się jako ciąg pagórków i drobnych wałów, z których najwyższy, osiągający 100,4 m n.p.m., jest ostatnim członem Ozu Skocko-Wągrowieckiego. Wysokość względna tego pagórka, w stosunku do dna doliny Małej Wełny, dochodzi do 20 m.

BUDOWA WEWNĘTRZNA OZU SKOCKO-WĄGROWIECKIEGO

Budowa wewnętrzna Ozu Skocko-Wągrowieckiego została poznana na podstawie materiału obserwacyjnego z 40 odsłoneń, wykonanych w 26 odkrywkach (rys. 3), kilku wkopów oraz 4 wierceń do głębokości 6 - 10 m i około 70 sond. Należy zaznaczyć, że w 10 odkrywkach eksploatacja materiału ozowego sięgała parę metrów poniżej podstawy morfologicznej ozu. Pozostałe odkrywki były zlokalizowane na kulminacjach lub też w partiach stokowych ozu. Autor korzystał również z opisu niektórych odsłoneń podanych przez S. Kozarskiego (1955).

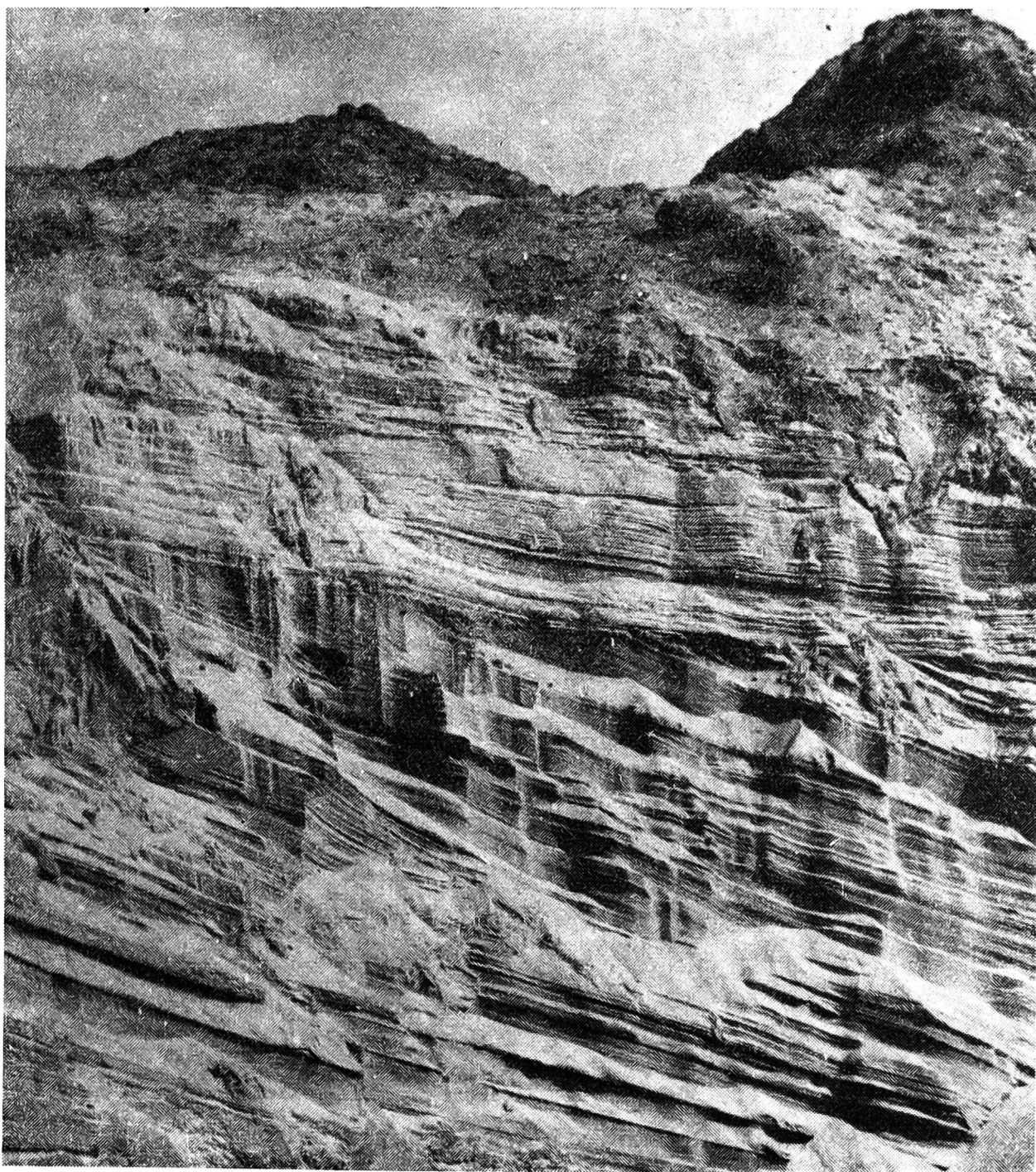
Oz Skocko-Wągrowiecki zbudowany jest w przewodzie z warstwowych piasków i żwirów a niekiedy także mułków. Sporadycznie natomiast wśród osadów fluwioglacjalnych występują porwaki gliny zwałowej i toczne uzbrowione pstrych iłów poznańskich. Gлина zwałowa pojawia się najczęściej jedynie na powierzchni Ozu Skocko-Wągrowieckiego, np. w okolicy Brzeźna Starego tworząc tu pokrywę o miąższości 0,5 m na kulminacjach i około 1,5 m na stokach pagórków ozowych. Gлина morenowa jest tu miejscami silnie spiaszczona i wykazuje wyraźne smugowania i przewarstwienia materiałem piaszczystym. Można przypuszczać, że jest to glina ablacyjna, powstała wskutek ściekania przepojonej wodą moreny do szczeliny czy tunelu, w którym został zakumulowany oz. Warto również zwrócić uwagę na to, że pagórki ozowe pokryte przez warstwę gliny zwałowej wykazują znaczne spłaszczenie grzbietu w od-



Fot. 2. Tarnowo. Materiał fluwioglacjalny w środkowej części wału ozowego (facja nurtowa)

różnieniu od pagórków zbudowanych na powierzchni z piasków i żwirów. Istnieje więc tutaj pewna zależność wykształcenia morfologicznego od litologii. Podobną zależność w przypadku ozów Kotliny Płockiej stwierdził S. Skompski (1963).

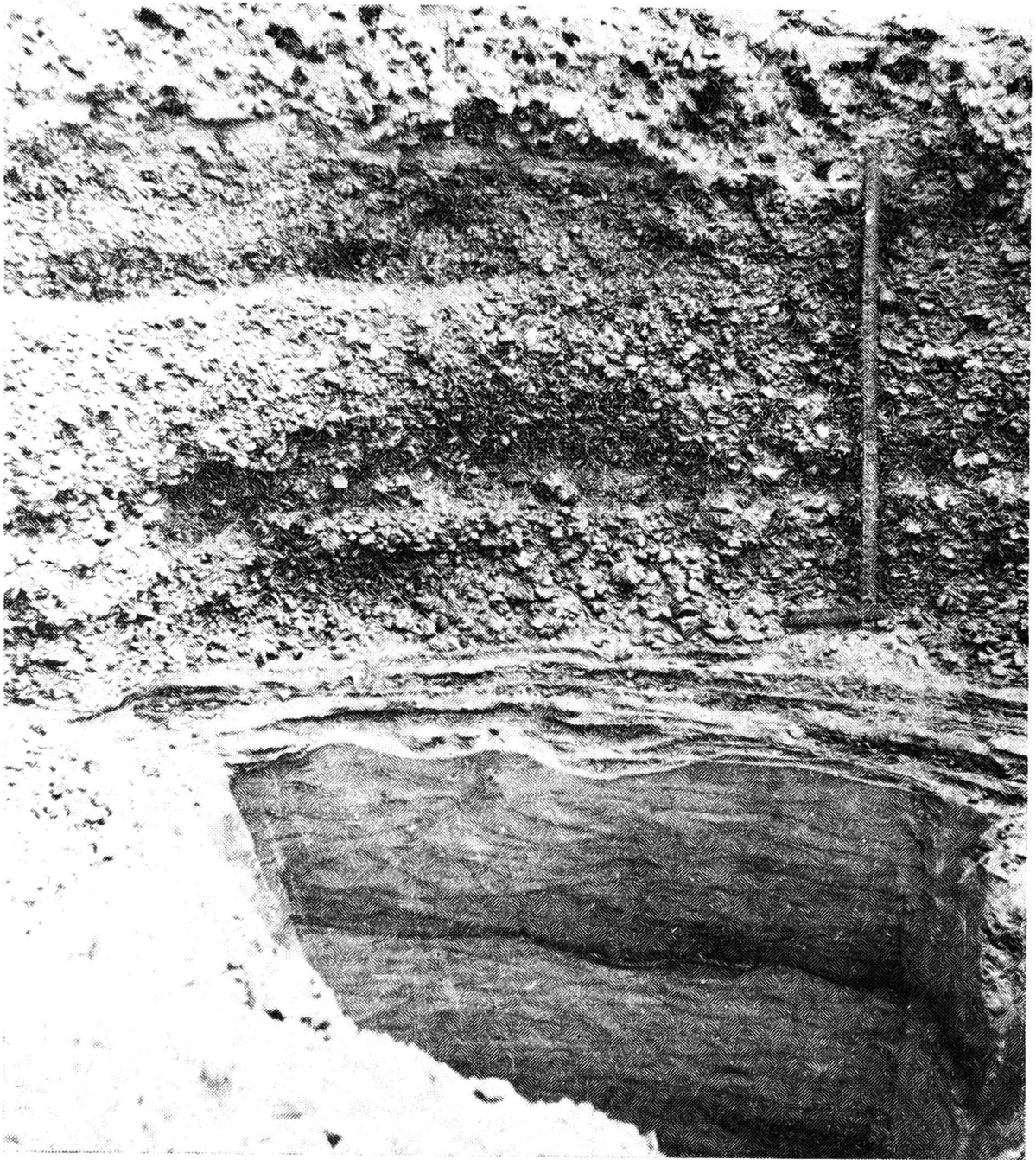
Osady fluwioglacjalne Ozu Skocko-Wągrowieckiego wykazują pewne uporządkowanie w profilu poprzecznym tej formy. W większości odkrywek spotykano bowiem gruby materiał żwirowo-kamienisty w środkowej części ozu (fot. 2), natomiast boczne partie wałów czy pagórków ozowych były zbudowane głównie z osadów piaszczystych i piaszczysto-mułkowych (fot. 3). Pierwsza seria, żwirowo-kamienista związana jest z szybkim spływem wody w strefie nurtowej tunelu ozowego, podczas



Fot. 3. Tarnowo. Materiał fluwioglacjalny w brzeżnej części wału ozowego (facja przybrzeżna)

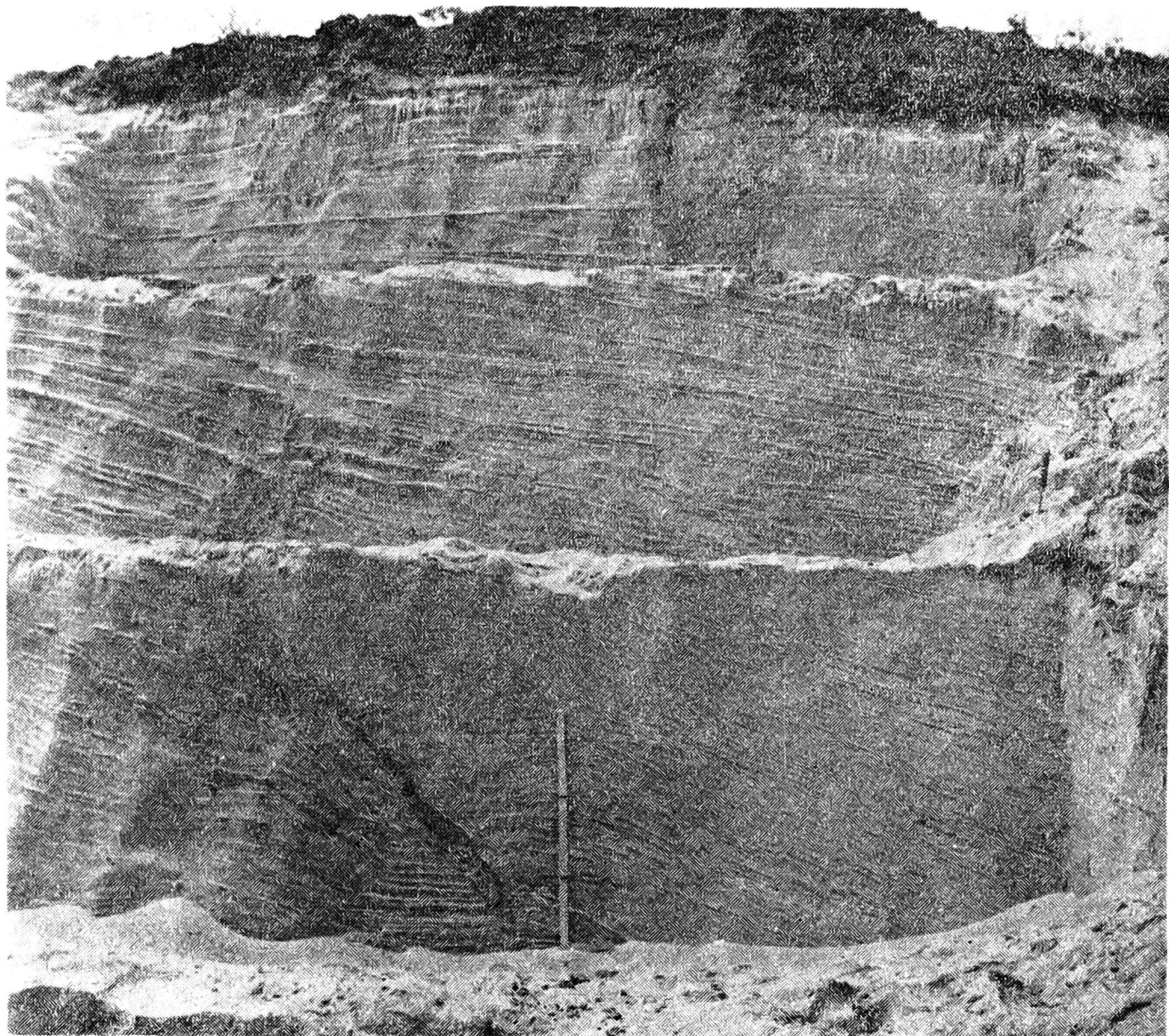
gdy seria druga, piaszczysto-mułkowa, związana jest genetycznie z powolnym spływem wody w strefie brzegowej tunelu. Te zróżnicowane partie fluwioglacjału określono mianem facji nurtowej i facji przybrzeżnej. W niektórych odkrywkach zlokalizowanych w kulminacyjnych częściach formy (np. odkrywki nr 9, 16, 22) autor obserwował wzajemne przenikanie się obu facji, co świadczy o częstych zmianach nurtu w obrębie tunelu ozowego.

W obu facjach spotyka się często dowody dużego zróżnicowania zdolności transportowej strumienia płynącego w tunelu. Najlepiej jest to widoczne w odkrywce nr 21 (fot. 4). Występują tu prawie wyłącznie piaski drobne osadzone w fazie sedymentacji falistej (7 m wysokości). W dolnej części ozu, mniej więcej na poziomie wysoczyzny pojawia się



Fot. 4. Roszkowo. Ławica grubych żwirów

ponad metrowa ławica grubych żwirów, warstwowanych frakcjonalnie, tj. wykazujących uporządkowanie według wielkości ziarn (M. Książkiewicz 1968). Ławica ta jest oddzielona powierzchnią erozyjną od poniżej leżących piasków drobnych złożonych w fazie sedymentacji falistej. A zatem jej geneza jest związana ze wzrostem siły transportowej wody, w wyniku czego powstała powierzchnia erozyjna, po czym nastąpił nagły spadek zdolności transportowej strumienia, co spowodowało osadzenie się początkowo najgrubszych okruchów skalnych, a następnie coraz drobniejszych. Fakt, że wśród grubych żwirów przeważały ziarna o średnicy od 1 - 2 cm, świadczy o tym, że prędkość płynięcia wody przed ich osadzeniem, jak wynika z diagramu Sundborga (1967), nie mogła być mniejsza aniżeli 150 - 200 cm/sek., podczas gdy piaski drobne o przeważającej frakcji 0,1 - 0,25 mm, zalegające poniżej powierzchni erozyjnej, mogły być transportowane po dnie przez wodę płynącą z szybkością 40 - 50 cm/sek.

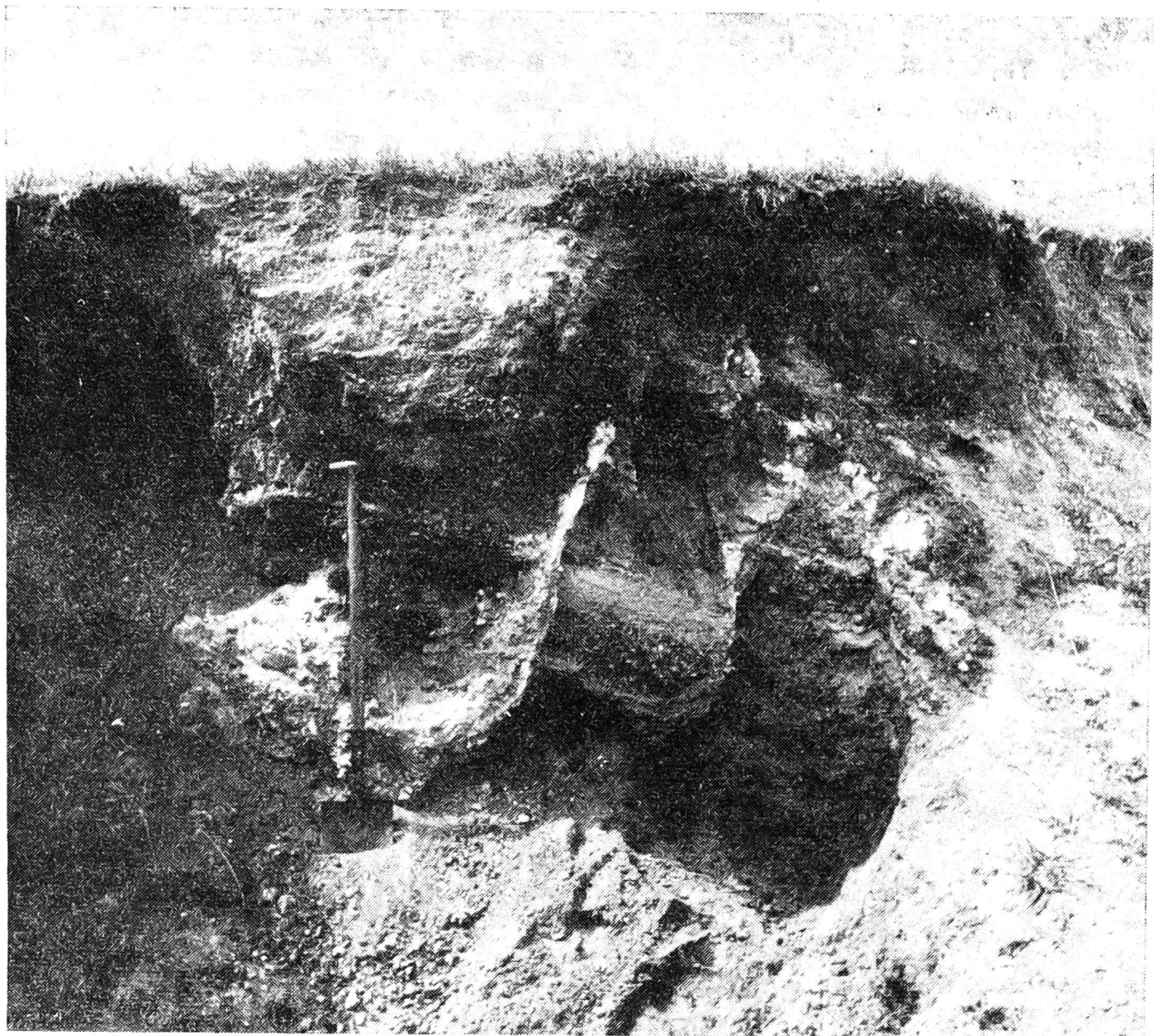


Fot. 5. Roszkowo. Zaburzenia synsedymencyjne w materiale fluwioglacjalnym

W budowie wewnętrznej Ozu Skocko-Wągrowieckiego autor nie zauważył większych zaburzeń normalnego układu warstw, które należałoby tłumaczyć działaniem siły dynamicznej. Spotykane zaburzenia można podzielić na dwie grupy: zaburzenia synsedymencyjne i postsedymencyjne.

Zaburzenia synsedymencyjne obserwowano jedynie w odkrywce nr 19 (fot. 5). Są one tu ograniczone do stosunkowo niewielkiej przestrzeni o długości około 3,5 m i wysokości do 1,5 m. Są to zaburzenia spływo-grawitacyjne powstałe w następstwie zachwiania stanu równowagi między siłą tarcia i spoistością, a siłą ciężkości w materiale hydroplastycznym. To zachwianie stanu równowagi powstało najprawdopodobniej podczas wzmożonej sedymentacji osadu, w wyniku czego nastąpiło powolne splezywanie przepojonego wodą fluwioglacjału. Materiał objęty zaburzeniami wykazuje wyraźne ślady pierwotnego warstwowania, co świadczy o tym, że stopień przepojenia wodą, jak i szybkość splezywania osadu nie była zbyt intensywna (S. Dżułyński 1963).

Najistotniejszymi jednak, bo rzucającymi światło na genezę ozu, są



Fot. 6. Jankowo. Uskoki grawitacyjne w brzeżnej części pagórka ozowego

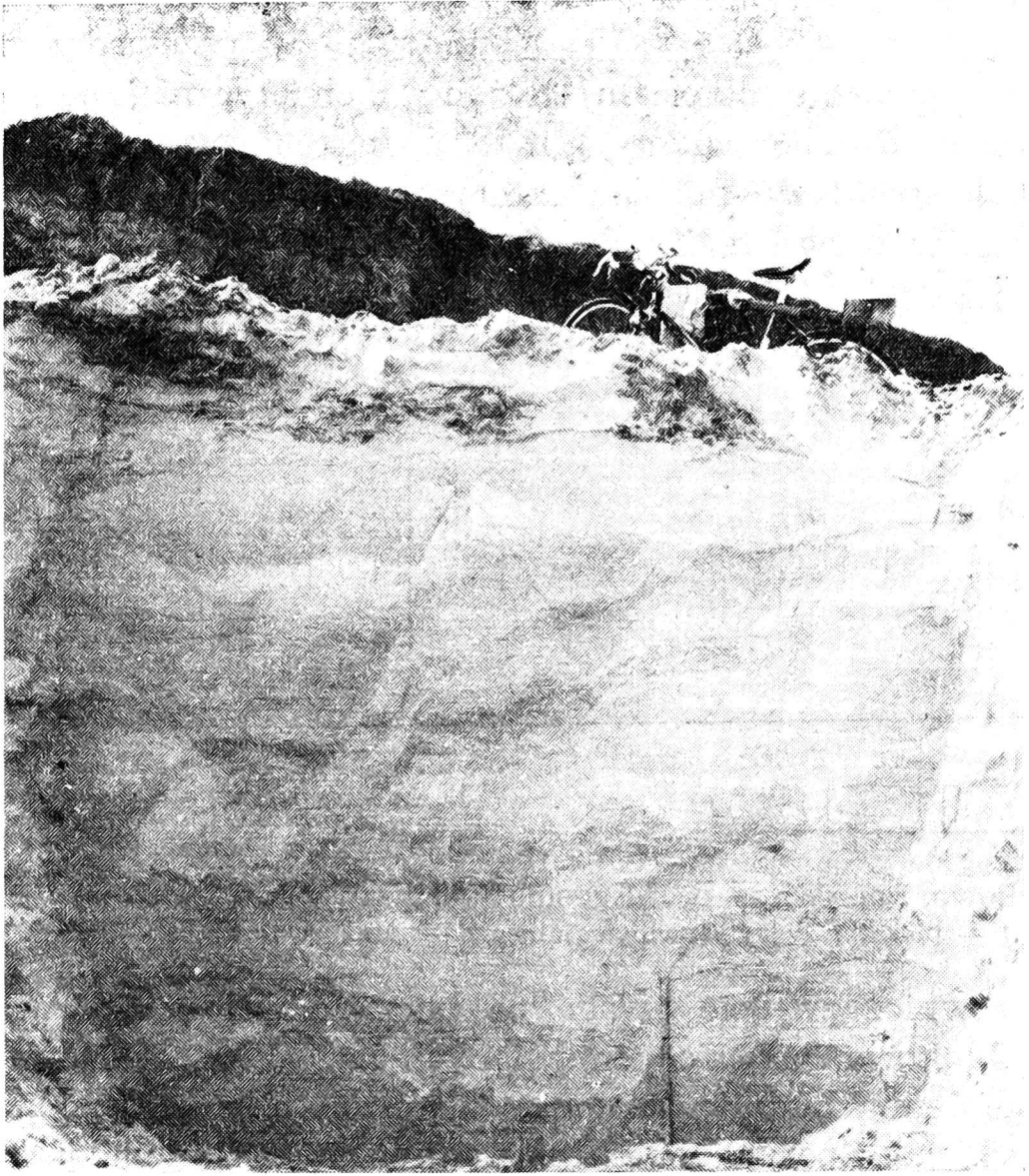
zaburzenia postsedymentacyjne — najczęściej uskokowe, występujące w większości odsłonień. W budowie wewnętrznej Ozu Skocko-Wągrowieckiego można wyróżnić 3 genetyczne grupy uskoków:

1) uskoki brzeżne przebiegające równoległe lub prawie równoległe do osi morfologicznej ozu, o wartościach zrzutu do kilkudziesięciu cm i nachyleniu zgodnym z pochyleniem zboczy formy, powstałe w wyniku wytopienia się ścian tunelu ozowego (fot. 6),

2) uskoki występujące w centralnej części pagórków ozowych, przebiegające skośnie a nawet poprzecznie do osi morfologicznej formy, o wartościach zrzutu do kilkudziesięciu cm, zapadające w kierunku przeciwnym do pochylenia zboczy ozu, a powstałe w następstwie wytopienia się lodu zalegającego pod fluwioglacjałem ozowym (fot. 7),

3) uskoki kompakcyjne, towarzyszące najczęściej warstwom mułkowym, o wartościach zrzutu rzędu kilku cm.

Obserwacje budowy wewnętrznej ozu pozwoliły ustalić, że pagórki i wały ozowe są przeważnie włożone w wysoczyznę. Największe zakorze-



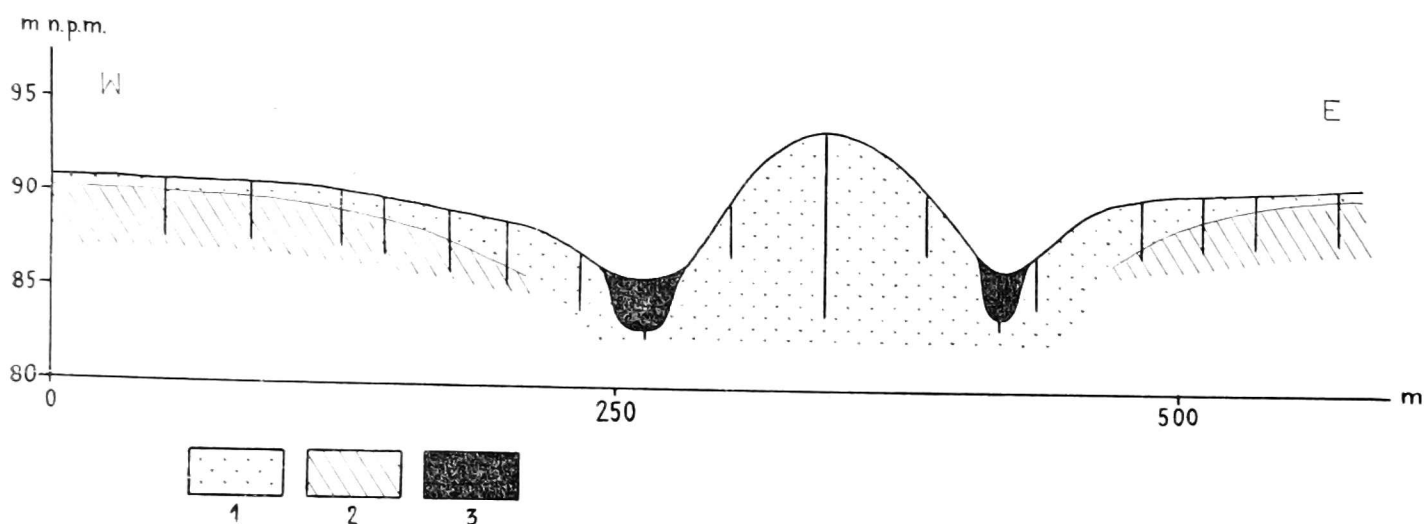
Fot. 7. Brzeźno Stare. Uskoki grawitacyjne nachylone ku środkowi pagórka ozowego

nienie badanej formy stwierdzono 0,5 km na S od Roszkowa. Materiał fluwioglacjalny został tu nawiercony jeszcze na głębokości 7,5 m poniżej poziomu wysoczyzny (rys. 4). Również S. Kozarski (1955) stwierdził głębokie (ponad 5 m) zakorzenie Ozu Skocko-Wągrowieckiego w okolicach Jankowa. Jedynie 5 pagórków ozowych położonych na NNE od Długiej Wsi jest nałożone na wysoczyznę, co stwierdzono przy pomocy sond. Poza tym przypadkiem głębokość zalegania podstawy geologicznej Ozu Skocko-Wągrowieckiego nie została ściśle określona.

Z literatury wiadomo, że zakorzenie ozu może niekiedy osiągać duże wartości. W. Upham (por. K. Rotnicki 1960 a, b) w badanym ozie stwierdził zaleganie podstawy geologicznej na głębokości 13 - 14 m poniżej poziomu wysoczyzny. Ostatnio Z. Michalska (1971) przyjmuje dla ozu grójeckiego zakorzenie rzędu 30 - 35 m.

Jak już wspomniano, nie wszystkie pagórki Ozu Skocko-Wągrowieckiego są włożone w wysoczyznę. W związku z tym trzeba się jeszcze zastanowić, czy istnieją różnice morfologii i budowy wewnętrznej między pagórkami ozowymi włożonymi w wysoczyznę i nałożonymi na nią. Pagór-

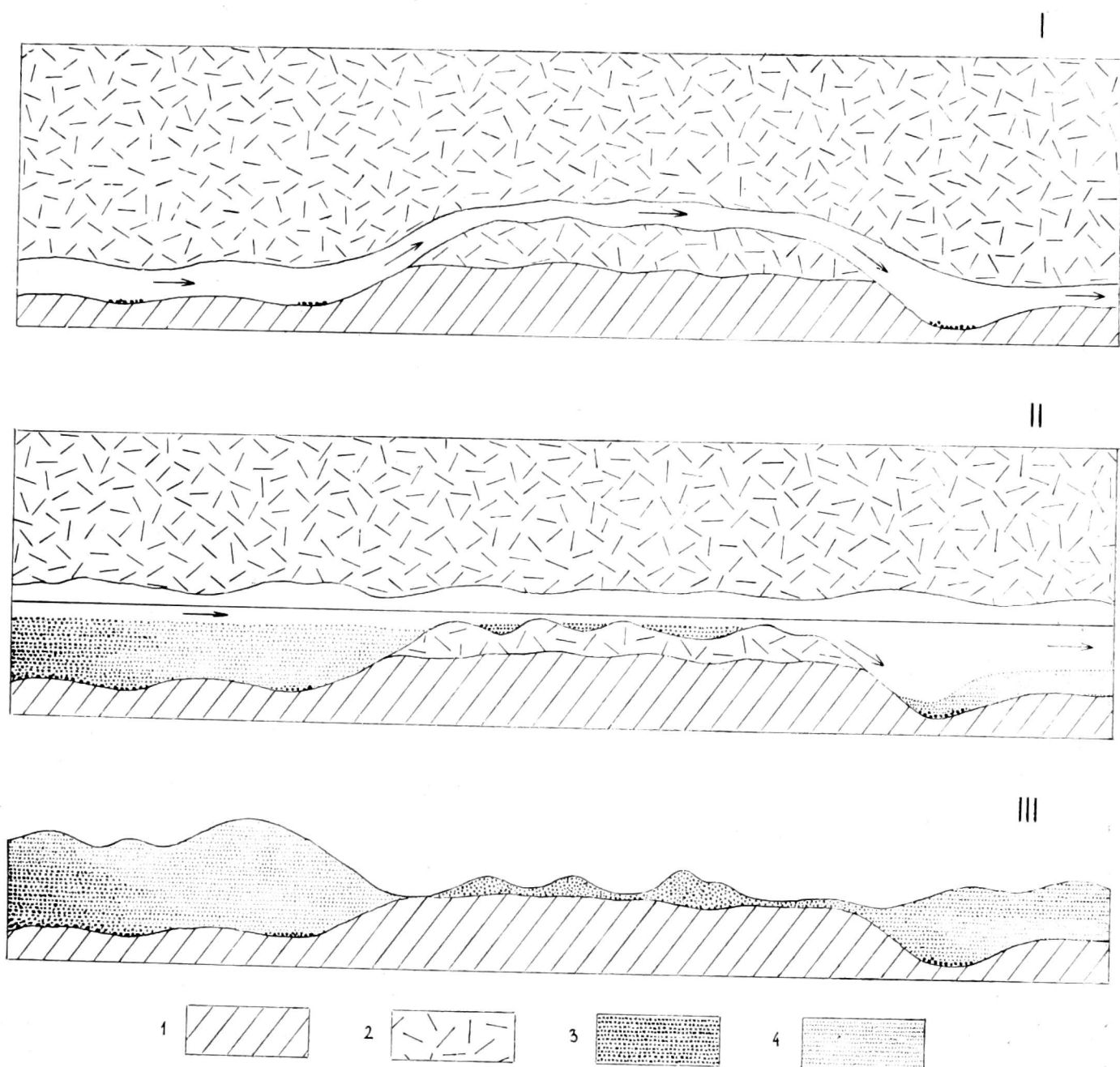
ki nałożone na wysoczyznę charakteryzują się niewielkimi wysokościami względnymi rzędu 2,5 - 3,5 m, są zbudowane w przewadze z grubego, żwirowo-kamienistego materiału, złożonego chaotycznie, wśród którego tkwią niekiedy drobne pakiety gliny; można tu czasami zaobserwować zupełny brak struktury, tak charakterystycznej dla zakorzenionych wałów i pagórków ozowych. Z tego można wnosić, że fluwioglacjał został tu złożony na dość miększej podłodze lodowej.



Rys. 4. Roszkowo. Poprzeczny profil geomorfologiczny przez Oz Skocko-Wągrowiecki
1 — piaski i żwiry fluwioglacjalne, 2 — glina zwałowa, 3 — torfy

Warto również zwrócić uwagę na fakt, że wał ozowy występujący w okolicy Jankowa, na N od omawianych pagórków, charakteryzuje się zupełnie odmienną budową geologiczną aniżeli inne części Ozu Skocko-Wągrowieckiego. Spotyka się tu bowiem osady drobnopiaszczyste, miejscami rytmicznie przewarstwione mułkami, drobniejące jeszcze bardziej w miarę zbliżania się do pagórków nałożonych na wysoczyznę. Świadczy to o występowaniu w okolicy Jankowa lokalnego zastoiska, egzystującego dzięki częściowemu zatamowaniu odpływu wody w tunelu subglacjalnym (rys. 5). Autor jest zdania, że zatamowanie odpływu wody było spowodowane przez próg lodowy istniejący w miejscu pagórków nie wykazujących zakorzenienia, po którym odbywał się jednak ograniczony, ale szybki przepływ, gdyż na S od owych pagórków występuje początkowo kopalna rynna, a następnie wąski, lecz głęboko zakorzeniony (fluwioglacjał występuje tu jeszcze 5 m poniżej poziomu wysoczyzny) wał ozowy. Na SE od tego wału znajduje się najwyższy pagór ozowy (16 m wysokości względnej) zbudowany z bardzo grubego, żwirowo-kamienistego materiału. Należy więc przypuszczać, że materiał ten pochodzi z innego źródła aniżeli osady fluwioglacjalne wału ozowego z okolic Jankowa.

Można przeto, opierając się na morfologii i budowie geologicznej, wyróżnić dwa oddzielne segmenty Ozu Skocko-Wągrowieckiego: północny — ciągnący się od Brzeźna Starego do Długiej Wsi oraz południowy — pojawiający się między Siennem a Skokami. Niestety, w okolicy Przysieczyna oz jest przerwany przez rynnę marginalną i nie można



Rys. 5. Przypuszczalny sposób akumulacji Ozu Skocko-Wągrowieckiego między Jan-
kowem a Długą Wsią

1 — podłoże, 2 — lód lodowcowy, 3 — żwiry z kamieniami, 4 — piaski drobne i mułki

stwierdzić czy segmenty wyraźnie łączą się ze sobą. Jednak po przerwie pojawiają się wyraźnie wykształcone wały (na S od Przysieczyna i w pobliżu Lechlinka) zbudowane z materiału żwirowego, co skłania autora do przypuszczenia, że są one genetycznie związane z najwyższym pagórkiem Ozu Skocko-Wągrowieckiego.

Obserwacje budowy wewnętrznej ozu były również przeprowadzone pod kątem wyjaśnienia genezy przerw i nierówności w jego profilu podłużnym. Zdaniem autora, przerwy i nierówności pojawiające się w ciągu ozowym powstały w wyniku erozji wód roztopowych pod koniec akumulacji ozu, a także wytopienia się brył martwego lodu zalegających pod materiałem fluwioglacjalnym lub też w jego obrębie. Tak powstałe obniżenia w wale ozowym stwierdził autor w okolicy Tarnowa, a także koło Lechlinka. W podobny sposób powstały również przerwy między pagórkami nałożonymi na wysoczyznę (rys. 5).

STRUKTURA I TEKSTURA OZU SKOCKO-WĄGROWIECKIEGO JAKO REZULTAT PRZEBIEGU PROCESÓW AKUMULACYJNYCH

Badania struktury i tekstury Ozu Skocko-Wągrowieckiego zostały przeprowadzone w celu scharakteryzowania zmienności procesów akumulacyjnych w czasie, o czym mówi zróżnicowanie budowy wewnętrznej w profilu pionowym ozu oraz w przestrzeni, czego wyrazem jest zmienność budowy wewnętrznej od punktu proksymalnego do dystalnego ozu.

Obserwacje zmienności struktury i tekstury w profilu pionowym Ozu Skocko-Wągrowieckiego dotyczą jedynie części fluwioglacjału sięgającej do około 2 - 3 m poniżej poziomu wysoczyzny. A zatem w małym stopniu obejmują one zakorzenioną część ozu.

Badania zmienności granulometrycznej w profilu pionowym ozu dokonano w obrębie facji nurtowej w 9 odkrywkach i dwóch wierceniach do głębokości 10 i 5,5 m. Pozwoliły one stwierdzić, że w dolnej części badanej facji przeważa materiał żwirowy, natomiast w części środkowej piaszczysty; dopiero przy samym stropie formy pojawia się ponownie materiał żwirowy. Tak więc w strefie nurtowej Ozu Skocko-Wągrowieckiego stwierdzono zmniejszenie się siły wód roztopowych płynących w tunelu ozowym w miarę przesuwania się ku stropowi formy. Dopiero pod koniec akumulacji ozu można zauważyć pewien wzrost siły transportowej wody. Do podobnego wniosku doszli również J. Korn (1910) i S. Kozarski (1955).

Odwrotną sytuację zaobserwowano w obrębie facji brzegowej. Tutaj w spągowych częściach przeważa materiał mułkowy, natomiast partie stropowe zbudowane są z piasków drobnych i średnich, a czasami nawet żwirów. Świadczy to o stopniowym wzroście siły transportowej wód w strefie przybrzeżnej formy. Z tego można wyciągnąć pewne wnioski o charakterze odpływu wód w tunelu ozowym. Początkowo przeważał odpływ liniowy; zmiany pozycji nurtu były wówczas minimalne. To pociągało za sobą akumulację najgrubszego materiału w środkowej części strumienia, natomiast w jego częściach przybrzeżnych osadzane były najdrobniejsze utwory piaszczysto-mułkowe. Pod koniec akumulacji ozu zmienił się charakter odpływu wody. Najprawdopodobniej z powodu wzmożonej dostawy materiału, w wyniku ablacji niższych partii lądolodu, strumień płynący w tunelu ozowym zaczął gubić się w swoich osadach, przybierając charakter rzeki dziczałej. Zatarły się wówczas różnice między facją nurtową a facją brzegową.

Potwierdzają to w pewnym stopniu obserwacje jednostek sedymentacyjnych. W częściach spągowych i środkowych fluwioglacjału ozowego poszczególne jednostki sedymentacyjne mają większą miąższość i rozprzestrzenienie.

Należy się jeszcze zastanowić, czy wyżej opisany charakter odpływu

wód w tunelu ozowym jest potwierdzony przez następstwo faz sedymentacyjnych. W obrębie facji nurtowej badanej formy dominuje faza sedymentacji płaskiej oraz wydymowej. Natomiast osady złożone w fazie sedymentacji falistej były spotykane najczęściej wśród utworów facji brzegowej. Trzeba zaznaczyć, że w stropowych częściach ozu faza sedymentacji płaskiej pojawiała się znacznie częściej aniżeli w partiach spągowych. Jednak w obu przypadkach występowała przede wszystkim wśród piasków drobno i średnioziarnistych.

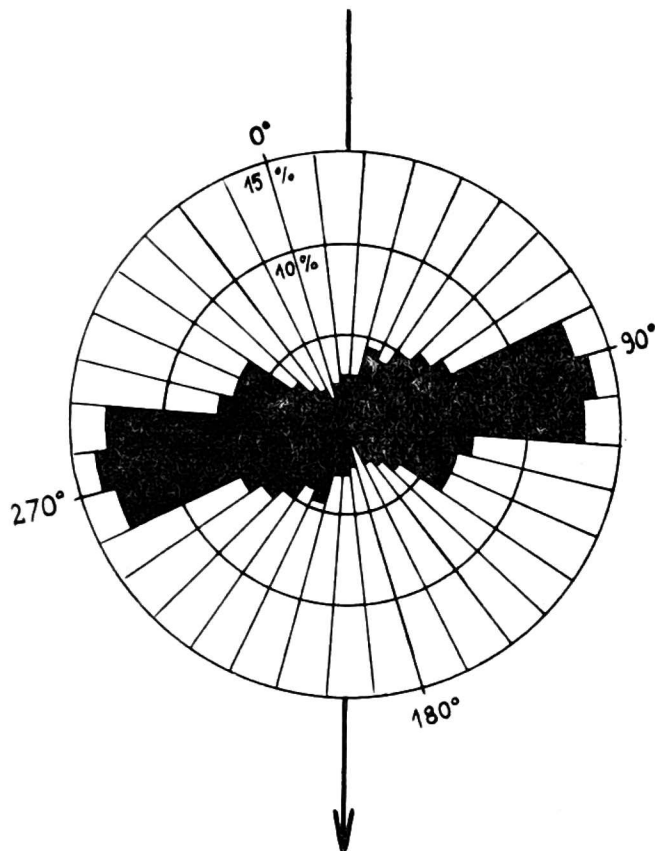
Badania D. B. Simonsa, E. V. Richardsona i F. C. Nordina (1965) wykazały, że szybkość spływu nie jest wyłączną zmienną wpływającą na rozwój form dennych, a tym samym na pojawianie się poszczególnych faz sedymentacji. Chociaż sekwencja przechodzenia form dennych od rippli poprzez wydmy, płaskie dno, stojące fale do antywydm jest zawsze taka sama, to przyspieszenie lub opóźnienie tego przejścia jest funkcją wielu zmiennych, z których najważniejsze to:

- głębokość strumienia,
- spadek strumienia,
- rozmiar i kształt ziarna,
- gęstość wody,
- lepkość wody,
- przekrój poprzeczny koryta,
- prostolinijność koryta.

Jak z tego wynika, wyciąganie wniosków o bezwzględnej szybkości płynięcia wody tylko na podstawie następstwa faz sedymentacji jest bardzo utrudnione. Niemniej jednak na podstawie faz sedymentacji można w pewnym przybliżeniu określić charakter spływu wód, gdyż jak wykazały badania J. C. Harmsa i R. K. Fahnestocka (1965) ripple marki oraz wydmy, a więc formy denne związane z fazą sedymentacji falistej oraz wydymowej, powstają głównie w strumieniu meandrującym, natomiast płaskie dno, a także antywydmy związane z fazą sedymentacji płaskiej i antywydmowej powstają częściej w strumieniu zdziczałym. Tak więc dość powszechne pojawianie się fazy sedymentacji płaskiej w stropowych częściach ozu świadczy również o tym, że strumień płynący wówczas w tunelu miał charakter zdziczały.

W celu lepszego scharakteryzowania procesów akumulacyjnych jakie zachodziły w czasie powstania Ozu Skocko-Wągrowieckiego przeprowadzono około 200 pomiarów biegów i upadów płaszczyzn warstwowania oraz pomiary orientacji około 250 gładzików. Wyniki pomiarów biegów płaszczyzn warstwowania przedstawiono na diagramie zbiorczym dla całego ozu, oczywiście po uprzednim przeliczeniu ich w stosunku do średniej osi morfologicznej formy (rys. 6). Z zestawienia tego wynika, że w Ozie Skocko-Wągrowieckim dominuje prostopadły przebieg płaszczyzn warstwowania; dość częste są również kierunki skośne. Prostopadły bieg płaszczyzn warstwowania świadczy o spokojnym przepływie wody w tunelu ozo-

wym, natomiast kierunki skośne są charakterystyczne dla strumieni zdzi-
czających. Nieco odmienną sytuację, bo znacznie większe rozproszenie bie-
gów płaszczyzn warstwowania stwierdzili dla ozów A. Dylikowa (1952),
K. Rotnicki (1960 a, b), S. Wadas (1962). Autor zauważył również więk-
sze rozproszenie biegów warstw w stropowych częściach ozu.

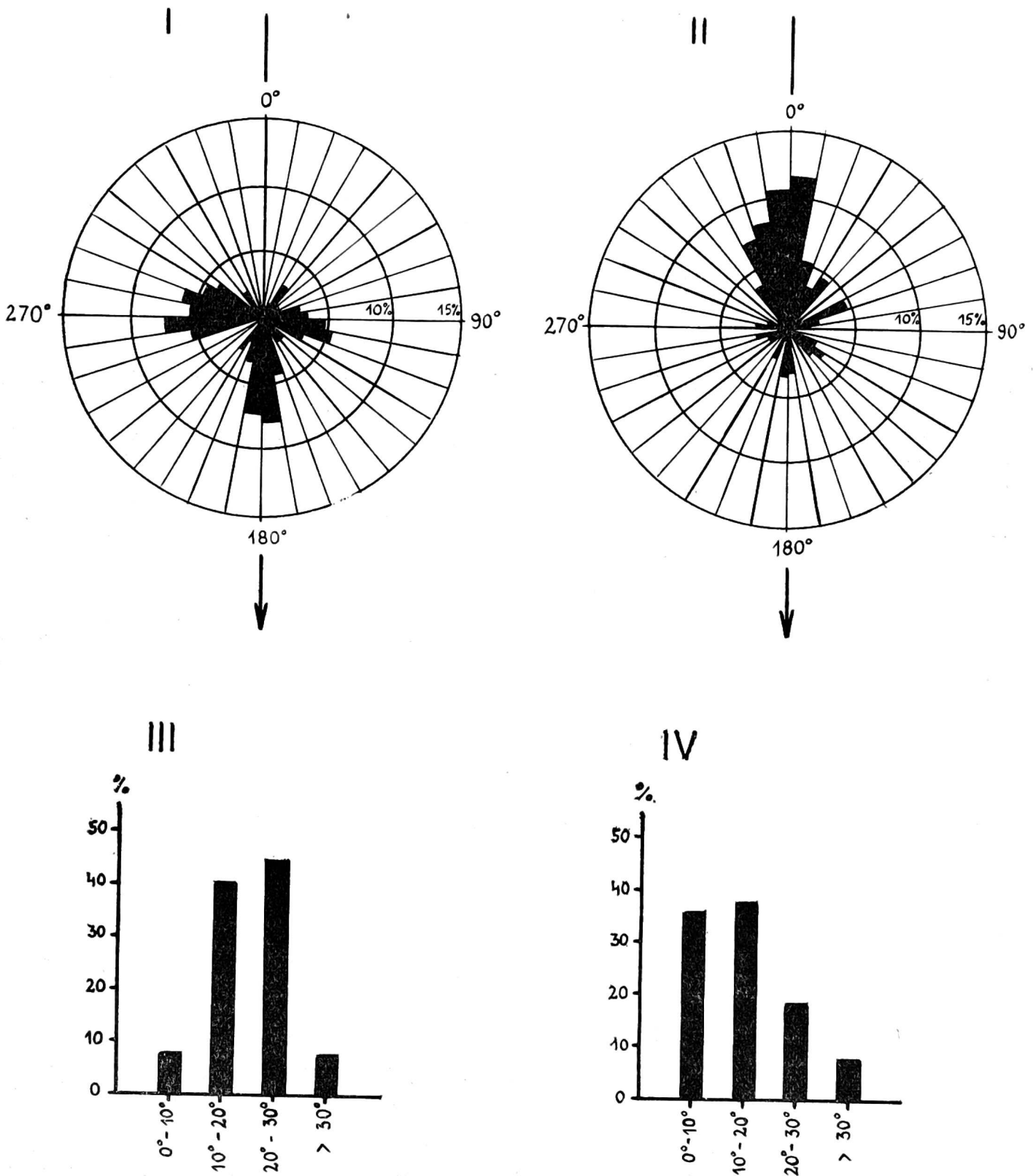


Rys. 6. Ogólne zestawienie orientacji biegów płaszczyzn warstwowania dla Ozu Skocko-Wągrowieckiego

Pomiary orientacji gładzików wykonano w 3 odkrywkach (nr 3, 16, 26 na rysunku 3) uwzględniając jedynie gładziki o wyraźnej dłuższej osi i wymiarach od 1 - 4 cm. Ułożenie gładzików w osadach Ozu Skocko-Wągrowieckiego jest w pełni zgodne z badaniami eksperymentalnymi C. E. Johanssona (1963). W materiale zdeponowanym w fazie sedymentacji wydmowej, gdzie gładziki poruszały się przez toczenie po proksymalnym stoku wydmy i ślizganie się po stoku dystalnym, stwierdzono zarówno orientację poprzeczną, jak i podłużną do kierunku spływu wody. Natomiast w utworach osadzonych w fazie sedymentacji płaskiej, gdzie przeważał transport skokowy, większość gładzików wykazuje orientację podłużną do kierunku spływu (rys. 7). Zapadanie dłuższych osi tych gładzików „pod prąd” jest wyrazem dążenia do osiągnięcia najtrwalszej równowagi. Przy takim bowiem ułożeniu prąd nie tylko nie podrywa gładzików, ale je przyciska do dna (S. Dżułyński 1963).

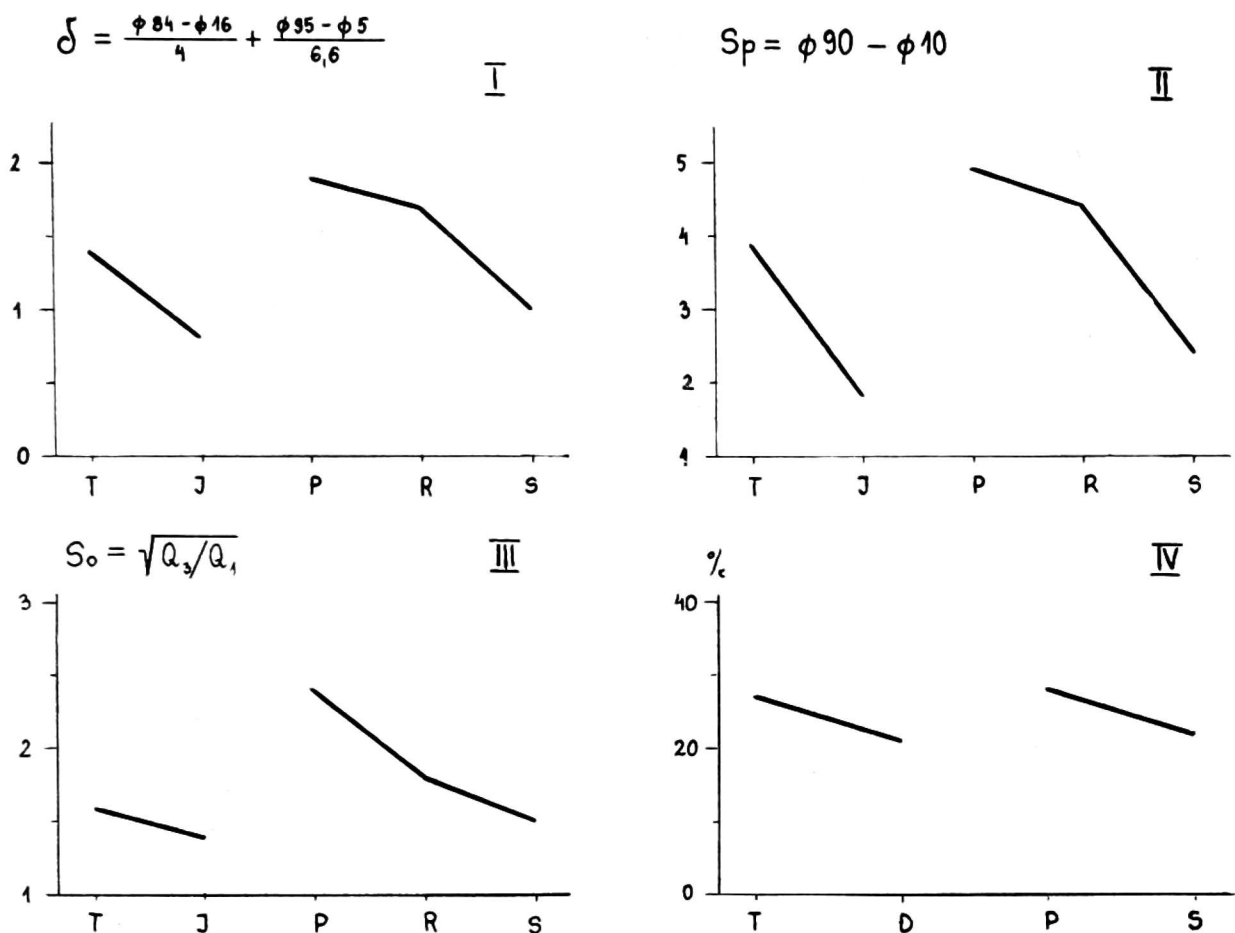
Autor zajął się również badaniem przebiegu procesów akumulacyjnych wzdłuż całego Ozu Skocko-Wągrowieckiego. W tym celu w pięciu odkrywkach ozu (nr 3, 7, 16, 21, 26 na rys. 3) pobrano 100 prób poddając je analizie składu mechanicznego metodą sitową — dla prób 200 gra-

mowych w przedziałach: powyżej 3 mm; 3,0 – 2,0 – 1,5 – 1,2 – 1,02 – 0,75 – 0,49 – 0,385 – 0,25 – 0,12 i poniżej 0,12 mm. Próby zawierające ponad 3% domieszki materiału o średnicy poniżej 0,12 mm poddano analizie areometrycznej według zmodyfikowanej metody Prószyńskiego. Dla każdej próby skonstruowano na siatce prawdopodobieństwa w skali Phi kumulatywne krzywe składu mechanicznego w celu obliczenia następujących wskaźników:



Rys. 7. Ogólne zestawienie orientacji i upadów dłuższych osi głazików dla Ozu Skocko-Wągrowieckiego

I i III — faza sedymentacji wydymowej, II i IV — faza sedymentacji płaskiej



Rys. 8. Zmiany wysortowania fluwioglacjału ozowego od punktu proksymalnego do dystalnego Ozu Skocko-Wągrowieckiego

I — wskaźnik wysortowania wg R. L. Folka i W. C. Warda, II — wskaźnik wysortowania według K. Rotnickiego, III — wskaźnik wysortowania według P. D. Traska, IV — procentowa zawartość ziarna wapiennego we fluwioglacjale ozowym, T — odkrywka w Tarnowie (nr 3 na rys. 3), J — odkrywka w Jankowie (nr 7 na rys. 3), P — odkrywka w Przysieczynie (nr 16 na rys. 3), R — odkrywka w Roszkowie (nr 21 na rys. 3), S — odkrywka w Skokach (nr 26 na rys. 3), D — odkrywka w Długiej Wsi (nr 13 na rys. 3)

— wskaźnika wysortowania według R. L. Folka, W. C. Warda 1957 (por. J. Stochlak 1968)

$$\delta = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6},$$

— wskaźnika wysortowania według K. Rotnickiego (1970)

$$Sp = \phi 90 - \phi 10$$

Poza tym z krzywych kumulatywnych wykreślonych na siatce półlogarytmicznej obliczono także wskaźnik wysortowania według P. D. Traska $So = Q_3/Q_1$.

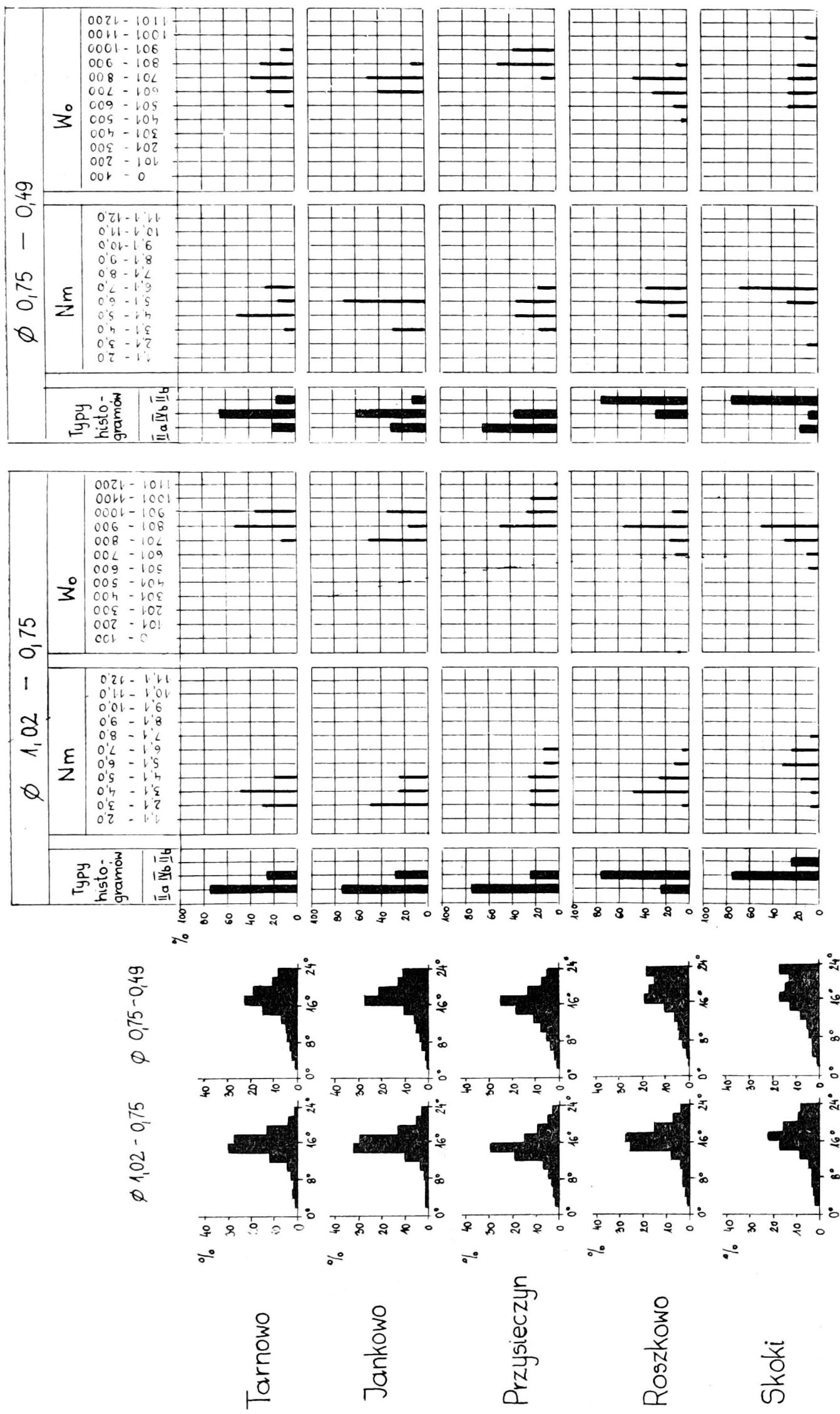
Wskaźniki te pozwoliły uchwycić zmienność materiału fluwioglacjalnego w profilu podłużnym ozu (rys. 8). Można bowiem zauważyć wyraźną tendencję do obniżania się wyżej wymienionych wskaźników wysortowania w obu segmentach Ozu Skocko-Wągrowieckiego. Tendencję tę popierają również wyniki badań zawartości ziarn wapiennych wśród zwirowych osadów ozowych. Autor wykonał analizę % zawartości ziarn wapiennych dla 24 prób materiału o frakcji 2,5 - 1,0 mm z czterech odkry-

wek zlokalizowanych w początkowych i końcowych punktach poszczególnych segmentów (nr 3, 13, 16, 26 na rys. 3). W obydwu segmentach stwierdzono wyraźny spadek % ilości ziarna wapiennego (rys. 9). Wyniki analizy granulometrycznej oraz zawartości ziarn wapiennych (jako najmniej odpornych na transport wodny) popierają tezę o istnieniu dwóch segmentów ozu, z których każdy miał własne źródło zasilania materiałem fluwioglacjalnym.

Celem lepszego określenia przebiegu procesów akumulacyjnych w Ozie Skocko-Wągrowieckim przeprowadzono także badania zmienności obtoczenia materiału fluwioglacjalnego w jego profilu podłużnym. Stopień obróbki utworów ozowych oznaczono metodą B. Krygowskiego (1964). Z wszystkich prób pobranych do analizy składu mechanicznego poddano badaniom ziarna kwarcowe dwóch frakcji: 1,02 - 0,75 mm i 0,75 - 0,49 mm obliczono również wskaźniki obróbki W_o i niejednorodności materiału N_m według wzorów B. Krygowskiego (1964). Wydzielono także typy histogramowe obróbki ziarna kwarcowego wyróżnione przez L. Krygowską i B. Krygowskiego (1968). Wykonano również zbiorcze histogramy obróbki ziarna kwarcowego dla poszczególnych odkrywek. Wyniki opracowań statystycznych przedstawiono na rysunku 9. Na podstawie histogramów zbiorczych, jak również częstotliwości pojawiania się wydzielonych typów histogramowych oraz wartości wskaźników W_o i N_m można stwierdzić wyraźny spadek obróbki materiału ozowego od proksymalnego do dystalnego punktu każdego segmentu. Wartość średnich wskaźników obróbki W_o dla poszczególnych odkrywek wykazuje także wyraźną tendencję do obniżania się od proksymalnych do dystalnych części obu segmentów Ozu Skocko-Wągrowieckiego (rys. 10).

Jak wynika z badań obróbki materiału fluwioglacjalnego Ozu Skocko-Wągrowieckiego ziarno o średnicy poniżej 1 mm nie podlegało już obtaczaniu podczas transportu a jedynie selekcji według kształtu ziarna. Wyniki badań autora są zbieżne z badaniami eksperymentalnymi G. E. Andersona (por. B. Krygowski 1965) i Ph. H. Kuenena (1959) nad obróbką i selekcją ziarna kwarcowego w środowisku rzeczonym, jak również z obserwacjami zmienności obróbki materiału w środkowych i dolnych odcinkach rzek (R. D. Russell i R. E. Taylor por. B. Krygowski 1964, J. Tricart 1960, E. Kościółek 1963, B. Krygowski 1964, A. Kostrzewski 1970). Z badań tych wynika, że w środowisku rzeczonym, poza odcinkiem źródłowym, obróbka materiału odgrywa raczej drugorzędną rolę i jest ona bardzo niewielka dla ziarn o średnicy poniżej 2 mm. Zwiększanie się ilości ziarn graniastych w środkowych i dolnych odcinkach rzek jest najczęściej spowodowane procesem morfoselekcji (Ph. H. Kuenen 1959, B. Krygowski 1964), jak również dostawą materiału słabiej obtoczonego przez dopływy (A. Kostrzewski 1970) albo z podłoża (E. Kościółek 1963, A. Kostrzewski 1970).

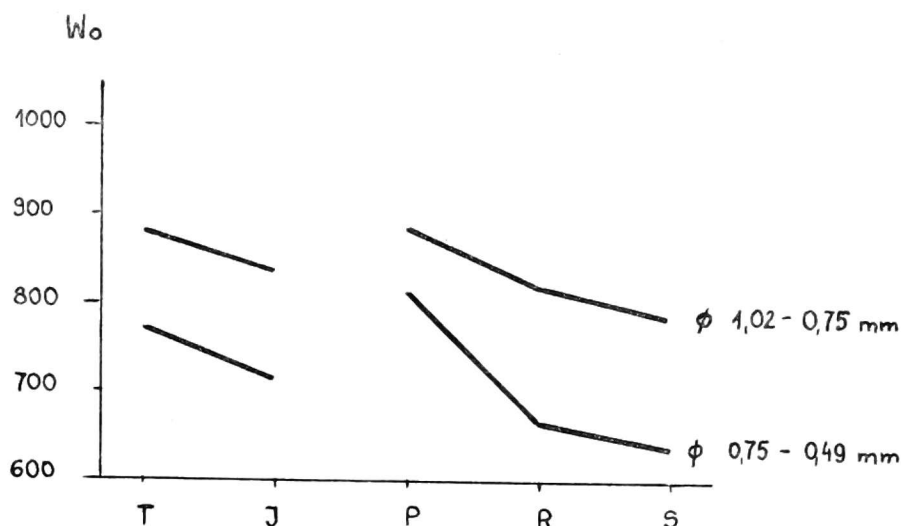
Obróbka materiału fluwioglacjalnego w profilu podłużnym ozów by-



Rys. 9. Histogramy zbiorcze obróbki materiału fluwioglacjalnego oraz procentowy udział typów histogramowych, wskaźników obróbki Wo i współczynników niejednorodności materiału Nm dla wybranych odkrywek w Ozie Skocko-Wągrowieckim

ła przedmiotem badań wielu autorów (W. Niewiarowski 1959, K. Rotnicki 1960 b, K. Rotnicki, K. Wasiłowska 1962, S. Wadas 1962, L. Krygowska 1963) przy czym wszyscy stwierdzili jej wzrost od proksymalnego do dystalnego punktu ozu.

Należy się jeszcze zastanowić czy Oz Skocko-Wągrowiecki był aku-



Rys. 10. Zmienność średniego wskaźnika obróbki W_o w profilu podłużnym Ozu Skocko-Wągrowieckiego
T, J, P, R, S jak na rysunku 8

mulowany na całej swej długości jednocześnie, czy też poszczególne jego odcinki przyrastały stopniowo w miarę cofania się krawędzi lądolodu. Niektórzy badacze poddają bowiem w wątpliwość jednoczesność powstania ozu na całej jego długości (G. de Geer, R. Bärtling, O. Tietze por. K. Rotnicki 1960 a, Z. Michalska 1971). Innego zdania są K. Rotnicki (1960 b), K. Rotnicki, K. Wasiłowska (1962), S. Wadas (1962), którzy na podstawie wzrostu obtoczenia materiału fluwioglacjalnego przyjmują jednoczesność powstania ozu.

Autor stwierdził istnienie dwóch segmentów Ozu Skocko-Wągrowieckiego, jednak ich powstanie nie wiąże z dwoma etapami zaniku lądolodu, ale z występowaniem dwóch odrębnych źródeł zasilania materiałem fluwioglacjalnym oraz z egzystowaniem w okolicy Jankowa drobnego zastoiska w tunelu subglacjalnym.

GENEZA OZU SKOCKO-WĄGROWIECKIEGO

We współczesnej literaturze geomorfologicznej genezę ozów tłumaczy się poprzez koncepcję o ich fluwioglacjalnej akumulacji, która została podana przez D. Hummela w 1874 roku (por. K. Rotnicki 1960 a). W późniejszych latach dokładniej sprecyzowano miejsce powstania ozów w lądolodzie, i tak pojawiły się teorie supraglacjalnej (O. Holst), subglacjalnej (P. W. Strandmark) i inglacjalnej (H. Philipp) akumulacji ozów

(K. Rotnicki 1960 a). Na podstawie teorii subglacjalnej Strandmarka powstała teoria deltowa G. de Geera. Dotyczy ona jednak tylko ozów rozwijających się subakwaticznie, gdy krawędź lądolodu graniczyła bezpośrednio ze zbiornikiem wodnym, a ujście subglacjalnego tunelu znajdowało się pod powierzchnią wody.

Wszystkie te teorie zostały potwierdzone przez obserwacje współcześnie tworzących się ozów na obszarach zlodowaconych Alaski, Islandii czy Spitsbergenu. Spotkano bowiem ozy powstałe subglacjalnie (S. Jewtuchowicz 1962, 1965; W. V. Lewis 1949; J. C. Stokes 1958; J. Szupryczyński 1963, 1965, 1968), jak również in- lub supraglacjalnie (S. Jewtuchowicz 1971; R. J. Price 1966, 1969; J. Szupryczyński 1963, 1965, 1968) a także subakwaticznie (M. Klimaszewski 1960). J. Szupryczyński (1963, 1965, 1968) oraz R. J. Price (1966, 1969) nadmieniają jednak, że ozy powstałe in- lub supraglacjalnie są formami efemerycznymi, ulegającymi najczęściej niemal zupełnemu zniszczeniu z chwilą wytopienia się cokołu lodowego występującego w ich spągowej części. Nic więc dziwnego, że na obszarach objętych przez zlodowacenie pleistoceniowe są one spotykane bardzo rzadko.

Wyniki badań Ozu Skocko-Wągrowieckiego przemawiają za subglacjalną, a niekiedy quasi-subglacjalną genezą ozu, co oznacza, że materiał fluwioglacjalny był czasami złożony na stosunkowo cienkiej podłodze lodowej. Przemawia za tym szereg faktów:

1) Oz Skocko-Wągrowiecki jest w przewadze zakorzeniony, a jedynie na odcinku między Jankowem a Długą Wsią pagórki ozowe są nałożone na wysoczyznę,

2) w budowie wewnętrznej ozu spotykane były niekiedy zaburzenia uskokowe, dowodzące istnienia cienkiej podłogi lodowej pod fluwioglacjałem ozowym,

3) Oz Skocko-Wągrowiecki wykazuje niewielkie zaburzenia budowy wewnętrznej, co wyklucza możliwość nasadzenia ozu powstałego in- lub supraglacjalnie na dnie uprzednio wyerodowanej rynny subglacjalnej, jak to przyjmuje dla badanych przez siebie ozów T. Bartkowski (1956).

Należy się jeszcze zastanowić co było przyczyną, że Oz Skocko-Wągrowiecki przeważnie głęboko zakorzeniony jest niekiedy nasadzony na wysoczyznę. Zdaniem autora takie deniwelacje podstawy geologicznej ozu mogły powstać jedynie w wyniku erozji rynny subglacjalnej przez wody płynące w tunelu w warunkach wysokiego ciśnienia hydrostatycznego. Tak więc akumulacja ozu była poprzedzona przez fazę erozji wód roztopowych. Jest to zupełnie możliwe, biorąc pod uwagę fakt, że w początkowym okresie stagnacji lądolodu już dość intensywna ablacja obejmowała jedynie jego część powierzchniową, najuboższą w materiał morenowy. W związku z tym przy dużej ilości wody roztopowej istniała stosunkowo niewielka dostawa materiału okruchowego. Dopiero kiedy ablacja obniżyła na tyle powierzchnię lądolodu, że znacznie zwiększyła

się dostawa materiału — nastąpiły warunki do akumulacji. Nie wiadomo jakie utwory osadzały się w głęboko zakorzenionych częściach ozu, faktem jest jednak, że około 7-5 m poniżej poziomu wysoczyzny spotyka się materiał gruby, drobniejący ku częściom stropowym formy. A zatem ilość wód roztopowych, jak i ich siła zmniejszała się, co jest zrozumiałe, gdyż w tym okresie ablacja objęła już dolną strefę lądolodu, silnie zanieczyszczoną materiałem morenowym. Poza tym lądolód był już wówczas pokryty przez grubą warstwę moreny powierzchniowej, co również zwalniało tempo ablacji.

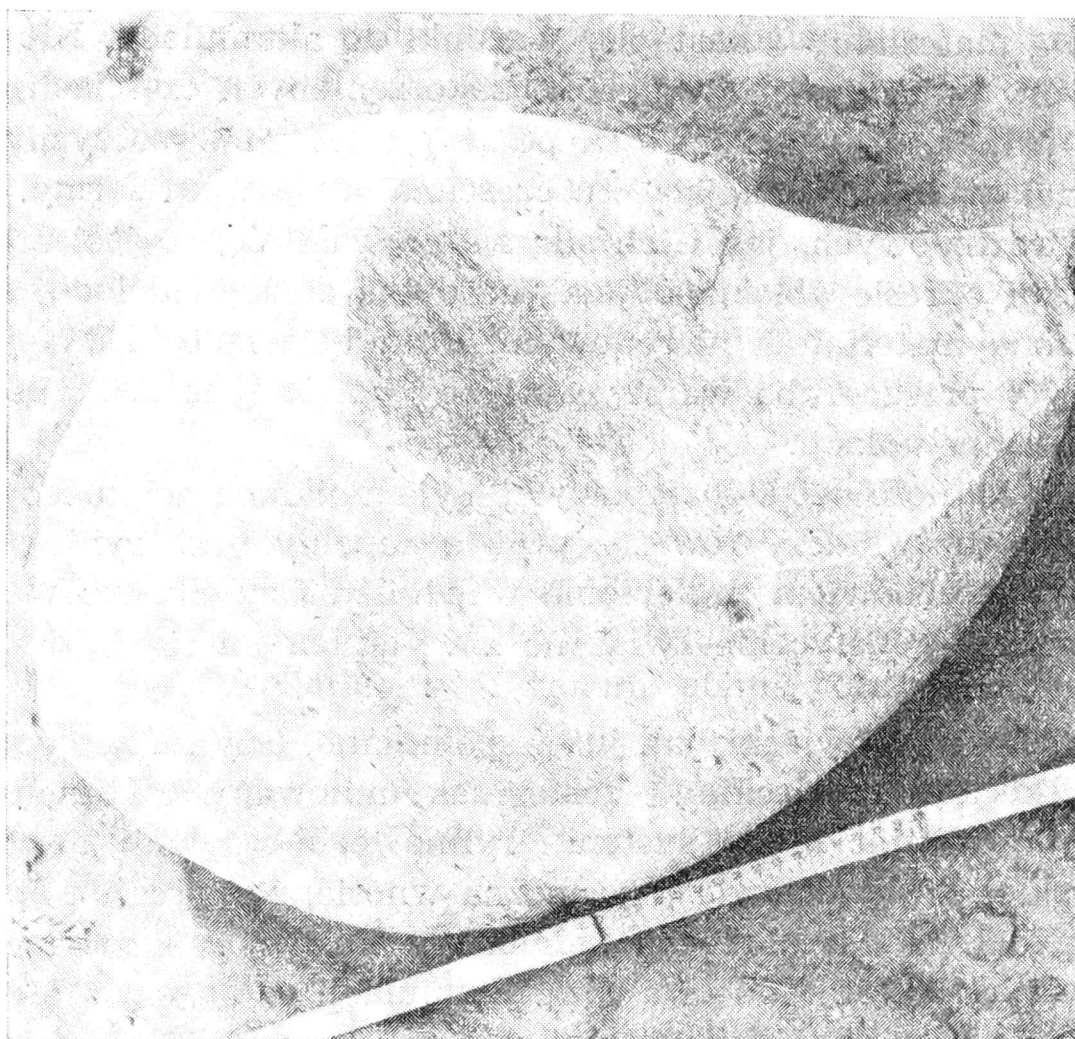
O tym, że ilość wód roztopowych była znikoma w końcowej fazie akumulacji ozu świadczy również prawie zupełny brak rynien przyozowych. Istniejące bowiem zagłębienia w pobliżu Ozu Skocko-Wągrowieckiego są raczej genetycznie związane z wytapianiem się brył martwego lodu.

Oz Skocko-Wągrowiecki, jak już wspomniano, leży na zapleczu moren oscylacji skocko-janowieckiej i został zakumulowany w tunelu subglacialnym, nawiązującym do systemu rynnowego oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej. Na podstawie tego można wnosić, że początek akumulacji ozu przypadał na okres recesji lądolodu z linii moren oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej. Końcowa faza akumulacji ozu łączyła się czasowo z oscylacją ryszewską, gdyż ostatni pagórek ozowy jest podcięty przez terasę sandrową Małej Wełny powstałą w czasie tej oscylacji. Tak więc główna faza akumulacji Ozu Skocko-Wągrowieckiego wiązała się zapewne z oscylacją skocko-janowiecką. Pogląd ten podziela również S. Kozarski (1962).

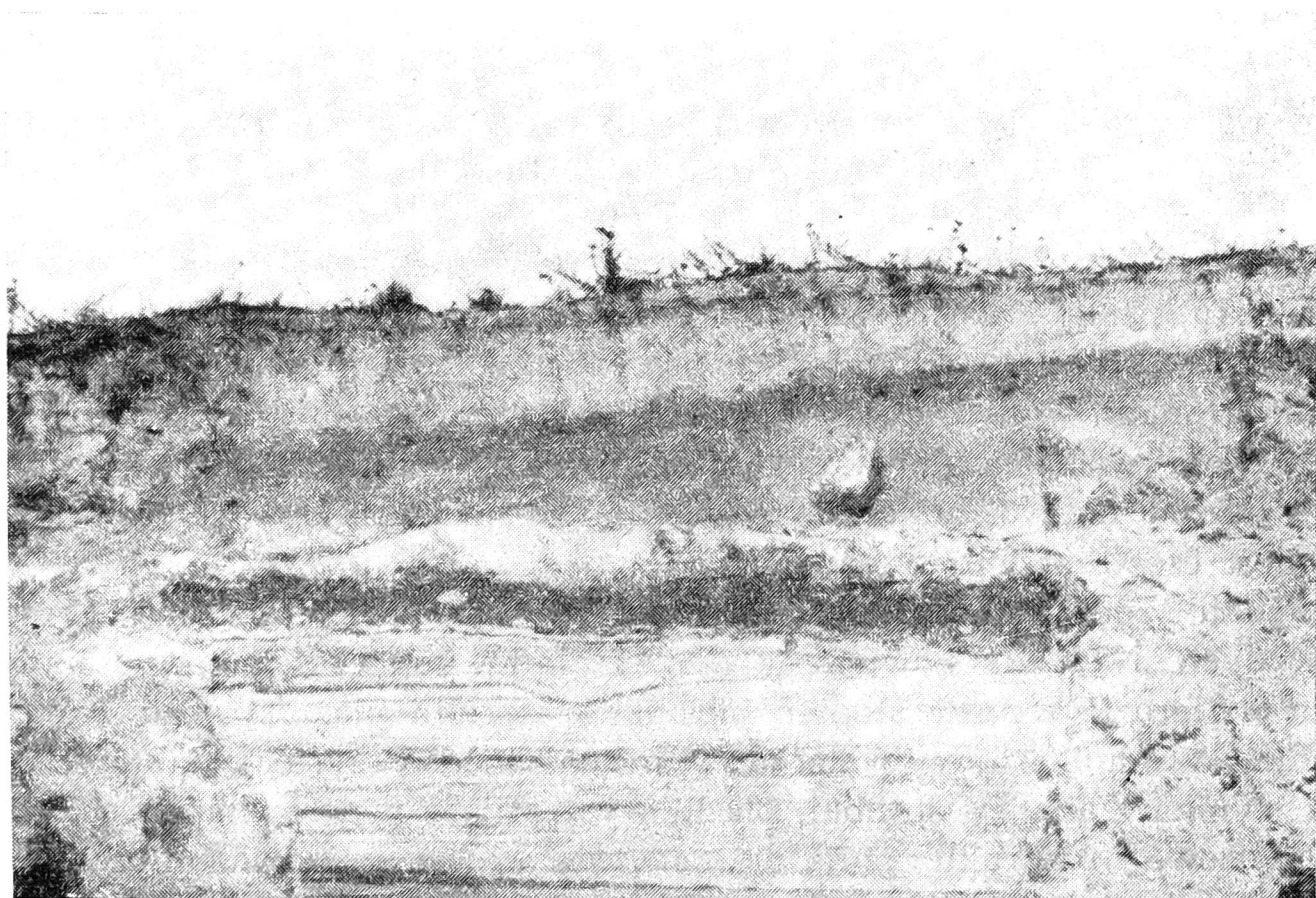
ŚLADY DZIAŁANIA PROCESÓW EOLICZNYCH W POWIERZCHNIOWYCH PARTIACH OZU SKOCKO-WĄGROWIECKIEGO

Po wycofaniu się lądolodu z Równiny Wągrowieckiej i przesuszeniu materiału, nastąpiła silna eolizacja powierzchniowych partii Ozu Skocko-Wągrowieckiego. O działalności procesów eolicznych świadczą bardzo liczne graniaki (fot. 8) pojawiające się zarówno na powierzchni ozu, jak też w pokrywach na głębokościach do około 0,8 m. Wśród eologliptolitów duży udział miały graniaki wielościenne i dwustronne, co wskazuje na ich dość częste przemieszczanie.

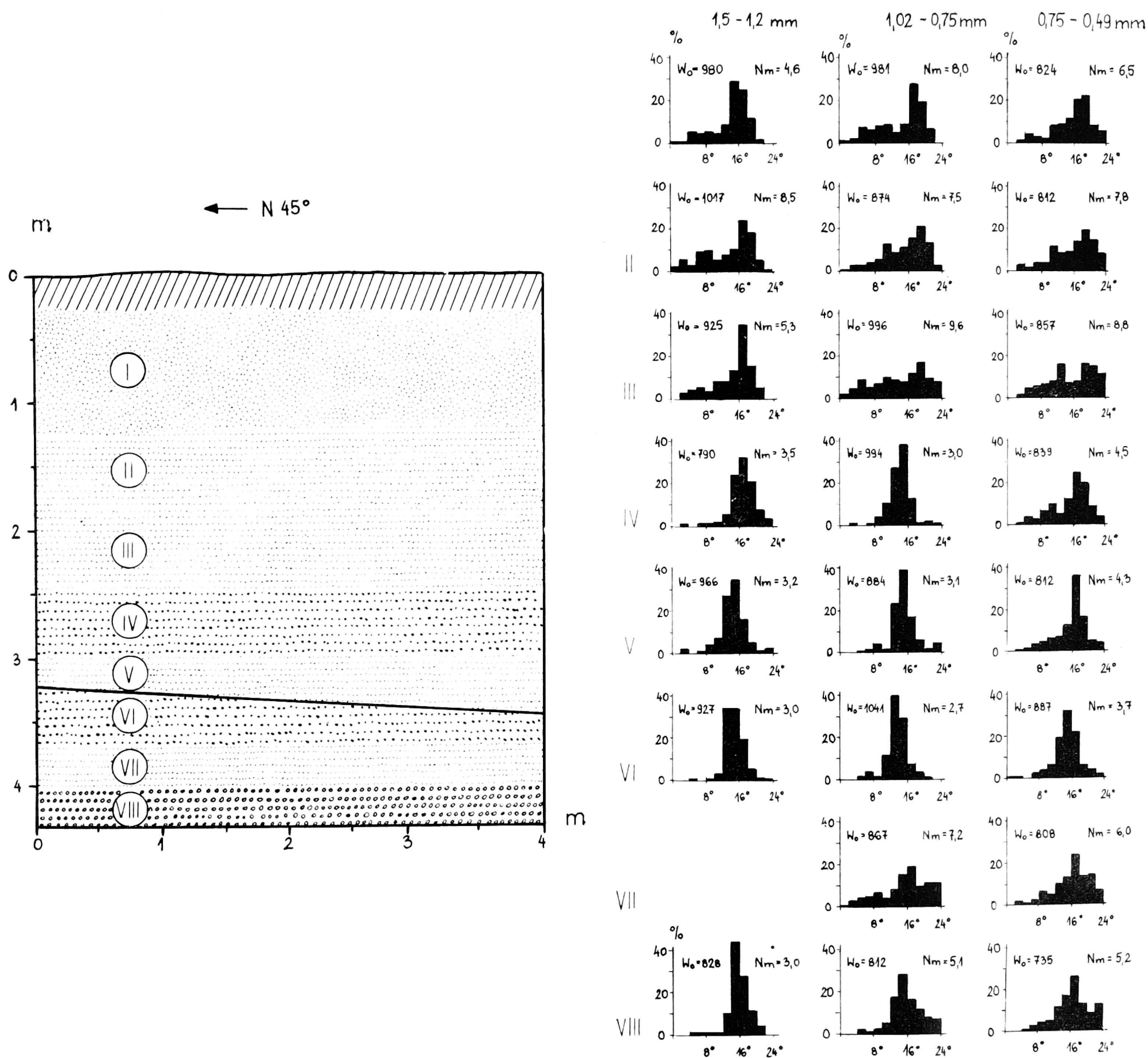
Jednak nie tylko graniaki są tutaj dowodem działalności procesów eolicznych. Niekiedy bowiem w powierzchniowych częściach ozu można było stwierdzić wyższy stopień obróbki materiału piaszczystego. Najwyraźniej wystąpiło to w wale ozowym na S od Przysieczyna (rys. 11). Jak wynika z analizy obróbki, piaski występujące w stropowych partiach wału ozowego charakteryzują się znacznie większym udziałem ziarn typu γ (B. Krygowski 1964) — często ponad 20%, zwłaszcza we frakcjach niższych (0,49 - 0,75 mm i 0,75 - 1,02 mm), podczas gdy pozostały mate-



Fot. 8. Lechlinek. Graniak na powierzchni Ozu Skocko-Wągrowieckiego



Fot. 9. Jankowo. Gleba kopalna w wale ozowym



Rys. 11. Przysieczyn. Zmiany obróbki materiału piaszczysto-żwirowego w profilu pionowym Ozu Skocko-Wągrowieckiego (odkrywka nr 16 na rys. 3)

riał piaszczysty zawiera jedynie 8 - 10% tych ziarn. Lepszy stopień obtoczenia piasków występujących w stropowych częściach ozu wynika również z analizy typów histogramowych obróbki. Najczęstszy jest tutaj III typ obróbki ziarna kwarcowego według L. Krygowskiej i B. Krygowskiego (1968) tak charakterystyczny dla piasków eolicznych (L. Krygowska i B. Krygowski 1968, K. Rotnicki 1970).

W piaskach pojawiających się w stropowych częściach ozu frakcje najdrobniejsze wykazują wyższy stopień obróbki, natomiast w pozostałym materiale ozowym stwierdzono zupełnie odwrotną sytuację. Można to wytłumaczyć tym, że drobne ziarna są w środowisku eolicznym najczęściej włączane do transportu, w związku z czym ich stopień obtoczenia jest największy, podczas gdy w środowisku fluwialnym konserwujące właściwości wody narastające wraz z obniżaniem się frakcji oraz częstszy transport drobnych ziarn w suspensji powodują niższy stopień obróbki tych ziarn.

Ślady działalności procesów eolicznych zaobserwowano również w powierzchniowych partiach wału ozowego w okolicach Jankowa (fot. 9). Na kulminacji formy, a szczególnie na zboczu wschodnim stwierdzono tu istnienie gleby kopalnej będącej reliktem pierwotnego poziomu glebowego.

*Instytut Geografii
Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu
Zakład Geomorfologii*

LITERATURA

- Bartkowski T., 1956: Z zagadnień geomorfologicznych okolic Międzyrzecza. (Sum.: Investigations of the kame landscape in the region of Międzyrzecz.) Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 3.
- 1970: Wielkopolska i środkowe Nadodrze. Warszawa.
- Dylikowa A., 1952: O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. (Résumé: De la méthode structurale dans la morphologie glaciaire.) Acta Geogr. Univ. Lodz., nr 3.
- Dzuleński S., 1963: Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. (Sum.: Directional structures in flysch). Studia Geolog. Pol., Vol. 12.
- Harms J. C., Fahnestock R. K., 1965: Stratification, bed forms and flow phenomenon (with an example from the Rio Grande). In Middleton G. V. (ed.) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec., Publ., 12.
- Johansson C. E., 1963: Orientation of pebbles in running water. A laboratory study. Geografiska Annaler, Vol. 45A, No. 2 - 3.
- Jewtuchowicz S., 1962: Struktura ozów i kemów (Sum.: Structure of the eskers and kames). Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu. Acta Geogr. Univ. Lodz., nr 11.
- 1965: Description of eskers and kames in Gashamnöyra and on Bungebreen, south of Horsund, Vestspitsbergen. Journal of Glaciology, Vol. 5, No. 41.
- 1971: Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidararjökull na Islandii

- (Sum.: The present — day marginal zone of Skeidararjökull, Iceland). Acta Geogr. Univ. Lodz., nr 27.
- Klimaszewski M., 1960: Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs — Fiordem a Eidem — Bukta. (Sum.: Geomorphological studies of the western part of Spitsbergen between Kongsfiord and Eidem — Bukta). Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiel., Prace Geogr., Ser. Nowa, z. 1.
- Korn J., 1910: Über den Wongrowitz — Schockener Os. Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt., Bd. 31.
- Kostrzewski A., 1970: Uziarnienie i obróbka współczesnych aluwiów Bobru jako wyraz dynamiki rzeczno-środowiska sedimentacyjnego. (Sum.: Graining and abrasion of the Bóbr contemporary environment). Prace Komisji Geogr.-Geolog. PTPN, t. 8, z. 4.
- Kościółek E., 1963: Granulometryczna zmienność piasków w dolinie Główniej. (Sum.: Granulometrie variability of sands in the valley of the river Główna). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 11.
- Kozarski S., 1955: Problem teras jeziernych rynny gołaniecko-wągrowieckiej w związku ze zdjęciem morfologicznym arkusza Mieścisko 1:25 000 (maszynopis).
- 1962: Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci—Warty. (Sum.: Recession of last ice sheet from northern part of Gniezno Pleistocene Plateau and formation of the ice marginal valley of the rivers Noteć—Warta). Prace Komisji Geogr.-Geolog. PTPN, t. 2, z. 3.
- 1968: The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain. Bull. Soc. Amis. Sci. Lettr. de Poznań, Ser. B, Livr. 20.
- Krygowska L., 1963: O niektórych elementach granulometrycznych ozów okolic Sztokholmu, Stargardu Szczecińskiego i Poznania. (Zfs.: Manche Granulometrische elemente der Oser von: Stokholm, Stargard bei Szczecin, und Buk bei Poznań). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 11.
- Krygowska L., Krygowski B., 1968: The dynamics of sedimentary environments and the light of histogram types of grain abrasion. Geographia Polonica, t. 14.
- Krygowski B., 1956: O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. (Sum.: On two new subdivisions of the Great Poland — Kujawy Lowland into geographical regions). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 3.
- 1964: Graniformametrija mechaniczna. Teoria, zastosowanie. (Zfs.: Die Mechanische Graniformametrie. Theorie und Anwendung). Prace Komisji Geogr.-Geolog. PTPN, t. 2, z. 4.
- 1965: W związku z eksperymentami nad obróbką ziarna piasku w środowisku rzeczno-środowiskowym. Sprawozdania PTPN nr 2 (ogóln. zbioru nr 74), za III i IV kw. 1965.
- Książkiewicz M., 1968: Geologia dynamiczna. Warszawa.
- Kuennen Ph. H., 1959: Experimental abrasion, fluvial action on sand. American Journal of Science, Vol. 257, March.
- Lewis W. V., 1949: An esker in process of formation, Böverbreen Jotunheimen. Journal of Glaciology, Vol. 1, No. 6.
- McKee E. D., 1965: Experiments on ripple lamination. [In:] Middleton G. V. (ed.) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 12.
- Michalska Z., 1971: Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej. (Origin of eskers as exemplified by eskers of Middle Poland). Studia Geol. Pol., Vol. 36.

- Niewiarowski W., 1959: Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. (Sum.: Glacial forms and types of deglaciations on the Moraine Plateau of Chełmno, Bydgoszcz District). *Studia Soc. Sci. Torunensis, Sec. C, Vol. 9, No. 1.*
- Nowaczyk B., 1967: Wydmy i eoliczne piaski pokrywowe między Skokami i Mieściskiem. (Sum.: Dunes and eolian cover sands between Skoki and Mieścisko). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 19.*
- Price R. J., 1966: Eskers near the Casement Glacier, Alaska. *Geografiska Annaler, Vol. 48A, No 3.*
- 1969: Moraines, sandar, kames and eskers near Breidemerkurjökull, Iceland. *Transactions, No. 46.*
- Rotnicki K., 1960a: Przegląd zagadnień dotyczących ozów. (Sum.: Survey of problems concerning eskers). *Czasop. Geogr., t. 31, z. 2.*
- 1960b: Oz Bukowsko-Mosiński. (Sum.: The Buk-Mosina Esker). *Prace Komisji Geogr.-Geolog. PTPN, t. 2, z. 2.*
- 1970: Głównie problemy wydmy śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. (Sum.: Main problems of inland dunes in Poland based on investigations of the dune at Węglewice). *Prace Komisji Geogr.-Geolog. PTPN, t. 11, z. 2.*
- Rotnicki K., Wasilkowska K., 1962: Oz Lubaski. (Sum.: Lubasz Esker). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 9.*
- Simons D. B., Richardson E. V., Nordin F. C., 1965: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In Middleton G. V., (ed.) *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists., Spec. Publ. 12.*
- Skompski S., 1963: Ozy Kotliny Płockiej. (Sum.: Eskers in the Płock Basin). *Przegl. Geogr., t. 35, z. 3.*
- Stochlak J., 1968: Statystyczne wskaźniki uziarnienia gruntów sypkich. (Sum.: Statistical indices of grain size of sediments). *Przegl. Geolog., t. 16, nr 3.*
- Stokes J. C., 1958: An esker — like ridge in process of formation Flatisen, Norway. *Journal of Glaciology, Vol. 3, No. 24.*
- Sundborg A., 1967: Some aspects of fluvial sediments and fluvial morphology. I General views and graphic methods. *Geografiska Annaler, Vol. 59A, No. 2 - 3.*
- 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. *Geographia Polonica, t. 6.*
- 1968: Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. (Sum.: Some problems of the Quaternary on Spitsbergen). *Prace Geogr. IG PAN nr 71.*
- Tricart J., 1960: Zagadnienia geomorfologiczne. Warszawa.
- Wadas S., 1962: Oz Gostyniński. (Res.: Os de Gostynin). *Acta Geogr. Univ. Lodz. nr 14.*

KRZYSZTOF RYSZARD BORÓWKA

SKOKI-WĄGROWIEC ESKER

Summary

The Skoki-Wągrowiec esker is in the NE part of Wielkopolska whose altitudes are not greatly differentiated. A flat and undulated moraine plateau prevails there, ranging to about 80 - 90 m a.s.l. Otherwise the region is rather void of po-

sitive accumulation forms that are represented only by the Skoki-Wągrowiec esker belt. Erosive forms in the shape of a whole system of glacial channels are very common, and so are outwash plain levels of terraces of the Wełna Pradolina and Mała Wełna valley (Fig. 1). It should be noticed that the glacial channels of this region are arranged in a distinct dendritic system (Fig. 2) formed, according to S. Kozarski (1968), in the place of contact of two small inland ice lobes, belonging to the Dzwonowo-Lednogóra oscillation, the Skoki-Wągrowiec esker being linked with this system of glacial channels by its course.

The Skoki-Wągrowiec esker, consisting of a number of hillocks and ramparts is one of the longer esker of the Polish Lowland. It is, together with gaps, about 25 km long. The maximum relative height reaches 16 m (110,1 m a.s.l.), on the average; it is from 6 - 10 m high. This esker is characterized by its lack of definite depressions near the esker; and if there are any they are genetically connected rather with blocks of dead ice (Phot. 1).

The sand and gravel material, building the Skoki-Wągrowiec esker, are facially differentiated. Its marginal parts are chiefly built of finer sand and silt material (Phot. 2), while central parts are nearly always built of gravel deposits (Phot. 3). In this way the marginal and current facies have been distinguished, both of which, moving nearer the top form, intermingle more and more. This fact, as well as the changeability of sedimentation phases in the vertical profile of the form, and a greater dispersion of strikes of layers in its top parts, testify to a change of character of water outflow from a linear one — that prevails at the beginning of accumulation of the esker fluvioglacial deposits — to a wild one — in the last accumulation stage of the form.

In the internal structure of the Skoki-Wągrowiec esker the author has not found any greater disturbances of the normal arrangement of layers. There are only fault disturbances (Phot. 6), part of which evidence the existence of a thin ice pedestal (Phot. 7) under the esker fluvioglacial deposits, as well as flow — gravitation disturbances (Phot. 5).

The Skoki-Wągrowiec esker is most often laid into the moraine plateau; though the depth of occurrence of its geological base has not been stated, it is known that in some places the esker fluvioglacial deposits can be still found 7,5 m deep, below the moraine plateau level (Fig. 4). Only five esker hillock occurring NNE of Długa Wieś overlap the moraine plateau. The author thinks that the elevations were first placed on an ice pedestal in a quasi-subglacial channel, what can be partly stated by the structure of these hillock, completely destroyed (Fig. 5).

Basing on morphology and geological structure, as well as on analyses of mechanical composition, quartz grain abrasion and percent contents of lime grain, it has been found that there are two separate segments of the Skoki-Wągrowiec esker. In both segments a gradual growth of fluvioglacial selection has been observed, both in the size (Fig. 8) and shape of grain (Figs. 9, 10).

The results of investigation of the Skoki-Wągrowiec esker speak in advocacy of subglacial, and in parts, quasi-subglacial origin of the esker, and this means that the fluvioglacial material was sometimes deposited on a rather thin ice floor. A number of facts testify to it:

- 1) the Skoki-Wągrowiec esker is chiefly rooted, and only in the segment between Jankowo and Długa Wieś the esker hillock overlaps the moraine plateau,
 - 2) in the internal structure of this form fault disturbances have been met, and they prove that there was a thin ice floor under the esker fluvioglacial deposits,
 - 3) the esker hillock and ramparts show small disturbances of the internal structure, and this excludes the possibility of superposing the esker that was created in- or supraglacially on the bottom of a previously eroded subglacial channel.
- The fact that the esker is chiefly rooted deep and sometimes overlaid on the mo-

rairie plateau, is a proof that before the esker accumulation there was an erosion phase of the subglacial channel in conditions of high hydrostatic pressure. Thus the existence of such great drops of the covering of the esker geological base can be explained.

The surface parts of the Skoki-Wągrowiec esker were strongly covered with sands and this followed the melting of ice and drying of material. A great number of ventifacts (Phot. 8) are a proof of the activity of eolian processes. They can be met both on the surfaces of the form and covers to about 0,8 m deep. Among ventifacts there are many eoligiptolites, polyherdal and bilateral ones, and this shows that they were quite often displaced. In the top parts of the esker fossil soils, and sands showing abrasion in an eolian environment (Fig. 11) can be met, too.

*Geographical Institute
of Adam Mickiewicz University in Poznań
Section of Geomorphology*

EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 1. Geomorphic map of the east part of the Wągrowiec plain acc. to S. Kozarski (1962).
1 — flat moraine plateau, 2 — undulated moraine plateau, 3 — end — moraine hillocks, 4 — terraces older than Czarnków oscillation, 5 — outwash plain of Czarnków oscillation, 6 — Skoki-Wągrowiec esker, 7 — melt water channels, 8 — lakes.
- Fig. 2. System of subglacial channels between Skoki and Gniezno acc. to S. Kozarski (1968).
1 — end moraines of Poznań Stage, 2 — end moraines of the following oscillations: Dzwonowo-Lednogóra, Gniezno, Skoki-Janowiec, and Ryszewo ones, 3 — subglacial channels, 4 — lakes, 5 — Skoki-Wągrowiec esker.
- Fig. 3. Course of Skoki-Wągrowiec esker; location of exposures.
I — esker hillock, II — depression near esker, III exposures in the esker.
- Fig. 4. Roszkowo. Transverse geomorphic profile across Skoki-Wągrowiec esker.
1 — fluvio-glacial sands and gravels, 2 — boulder clay, 3 — peats.
- Fig. 5. The supposed accumulation of the Skoki-Wągrowiec esker between Jankowo and Długa Wieś.
1 — substratum, 2 — glacial ice, 3 — gravels with stones, 4 — fine sands and silts.
- Fig. 6. A general list of the orientation of strikes of bedding planes for Skoki-Wągrowiec esker.
- Fig. 7. A general list of the orientation of dips of longer axes of pebbles for Skoki-Wągrowiec esker.
I and III- dune sedimentation phase, II and IV- flat sedimentation phase.
- Fig. 8. Changes in sorting of esker fluvio-glacial deposits from proximal to distal point of Skoki-Wągrowiec esker.
I — index of sorting acc. to R. L. Folk and W. C. Ward, II — index of sorting acc. to K. Rotnicki, III — index of sorting acc. to P. D. Trask, IV — percent contents of lime grain in esker fluvio-glacial deposits, T — exposure at Tarnowo (No. 3, Fig. 3), — J exposure at Jankowo (No. 7, Fig. 3), P — exposure at Przysieczyn (No. 10, Fig. 3), R — exposure at Roszkowo (No. 21, Fig. 3), S — exposure at Skoki (No. 26, Fig. 3), D — exposure at Długa Wieś (No. 13, Fig. 3).
- Fig. 9. Collective abrasion histograms of fluvio-glacial material and percent participation of histogram types, abrasion indexes W_o , and coefficients of

heterogeneity of material Nm for chosen exposures in Skoki-Wągrowiec esker.

Fig. 10. Changeability of mean abrasion index W_o in longitudinal profile of Skoki-Wągrowiec esker, T, J, P, R, S — as in Fig. 8.

Fig. 11. Przysieczyn. Abrasion changes of sand and gravel material in vertical profile of Skoki-Wągrowiec esker (exposure No. 16, Fig. 3).

EXPLANATION OF PHOTOGRAPHS

Phot. 1. Krosno. Closed depression at the base of esker rampart.

Phot. 2. Tarnowo. Fluvioglacial material in middle part of esker rampart (current facies).

Phot. 3. Tarnowo. Fluvioglacial material in marginal part of esker rampart (shore facies).

Phot. 4. Roszkowo. Layer of coarse gravels.

Phot. 5. Roszkowo. Sedimentation disturbances in fluvioglacial material.

Phot. 6. Jankowo. Cravitation faults in marginal part of esker hillock.

Phot. 7. Brzeźno Stare. Gravitation faults inclined towards centre of esker hillock.

Phot. 8. Lechlinek. Ventifact on the surface of Skoki-Wągrowiec esker.

Phot. 9. Jankowo. Fossil soil in esker rampart.