

RYSZARD KLIMKO

Z PROBLEMATYKI GEOMORFOLOGICZNEJ PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI OBNIŻENIA OBRZAŃSKIEGO

ZARYS TREŚCI

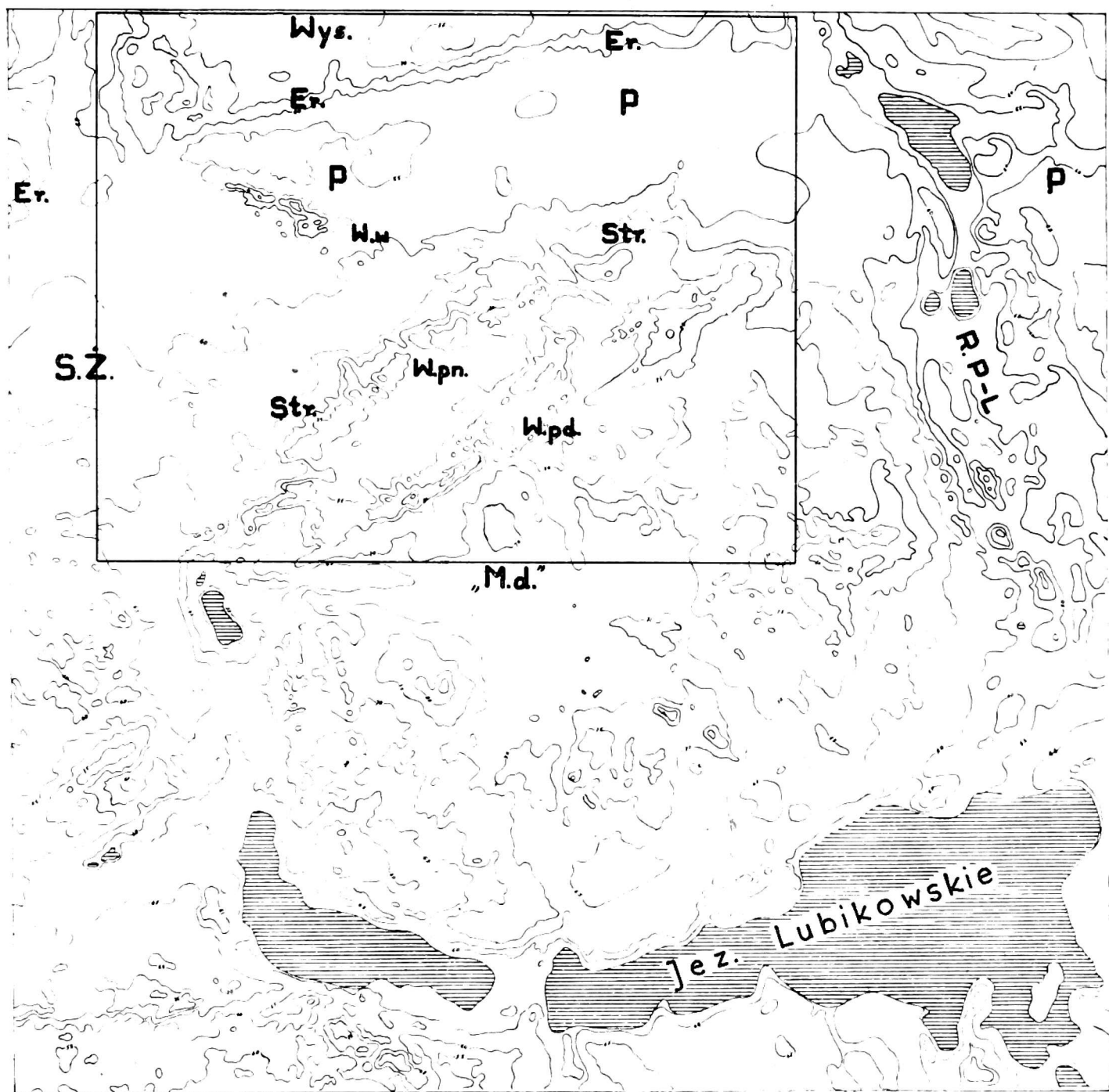
Artykuł dotyczy niektórych problemów geomorfologicznych fragmentu Obniżenia Obrzańskiego koło Rokitna. Pagóry o orientacji NE — SW, występujące na tym obszarze, uznawane dotychczas za moreny czołowe, są formami, które powstały w wyniku wypełnienia szczelin w martwym lodzie. W artykule omówiono także problem genezy krawędzi poziomego pradolinne. Krawędź północna jest erozyjna, natomiast południową nazywa autor krawędzią „strukturalną” z uwagi na to, że została ona wycięta w martwym lodzie.

I

Obszar, który jest przedmiotem niniejszych rozważań leży w północnej części Obniżenia Obrzańskiego (B. Krygowski 1961) i wchodzi w skład strefy marginalnej stadiału poznańskiego (rys. 1). Granice tego obszaru wyznaczają od północy: Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (pradolina Wisły-Noteci według T. Bartkowskiego 1968b), od południa linia jezior Lubikowskiego i Rokitno, granicą zachodnią jest sandr jeziora Żabno, a granicę wschodnią ustalono na linii południkowego obniżenia biegnącego przez Przytoczną do wschodniej części Jeziora Lubikowskiego (rynna Przytoczna-Lubikowo). Szczegółowymi badaniami objęto obszar o powierzchni około 16 km² leżący na północ od wsi Rokitno. Badania terenowe, prowadzone w lecie 1968 r i wiosną 1969 r., pozwoliły na zebranie dużej ilości danych uzyskanych z 38 wkopów i 37 wierceń o głębokości do 3 m.

Problematyce geomorfologicznej opracowanego obszaru nie poświęcono dotychczas zbyt wiele uwagi, stąd też niewiele jest prac dotyczących rozwoju form tego obszaru. Z tych to względów wydaje się niezbędne przedstawienie pokrótce dotychczasowych, nielicznych rezultatów prac i poglądów badaczy na problemy geomorfologiczne tego obszaru.

Z badaczy niemieckich należy wymienić B. Dammera (1931), który obszar ten, objęty mapą geologiczno-morfologiczną zaliczył do wysoczyzny dyluwialnej (Diluviale Hochfläche) z morenami spiętrzonymi, nie wyjaś-



Rys. 1. Mapa hipsometryczna północnej części Obniżenia Obrzańskiego
 Wys. — wysoczyzna morenowa, Md. — morena denna, P — poziom pradolinowy, SŻ — sandr Zabna, Er — krawędź erozyjna, Str. — krawędź „strukturalna”, R.P-L — rymna Przytoczna-Lubikowo, Wpn — pagórkowaty wał północny, Wpd — pagórkowaty wał południowy

niając bliżej ich genezy. Natomiast równoleżnikowe podłużne obniżenie biegnące poprzez Goraj-Dworzec, Rokitno-Dworzec po okolice jeziora Żabno zalicza B. Dammer do poziomu terasowego pradolinowego. Większość badaczy polskich przyjmuje istnienie na badanym obszarze moren czołowych stadium poznańskiego. Odrębne stanowisko odnośnie do genezy form występujących w badanej części Obniżenia Obrzańskiego zajmuje T. Bartkowski (1967). Twierdzi on, iż w strefie marginalnej stadiału poznańskiego pagórki morenowe występują na wschód i zachód od Obniżenia Obrzańskiego, natomiast w samym Obniżeniu Obrzańskim istnieje przerwa w ciągu pagórków morenowych. Przerwę tę wypełniają formy związane z lodem martwym, a więc: kemy, ozy oraz formy ozo

i kemopodobne. Autor ten stwierdza, iż większość form zbudowana jest z utworów piaszczystych, żwirowych, żwirowo-piaszczystych oraz mułkowatych i przyznaje jednocześnie, że uważane dotychczas za pagórki czołowomorenowe wzniesienia na północ od jeziora Rokitno i Jeziora Lubikowskiego nie mogą pretendować do tej nazwy (T. Bartkowski 1967).

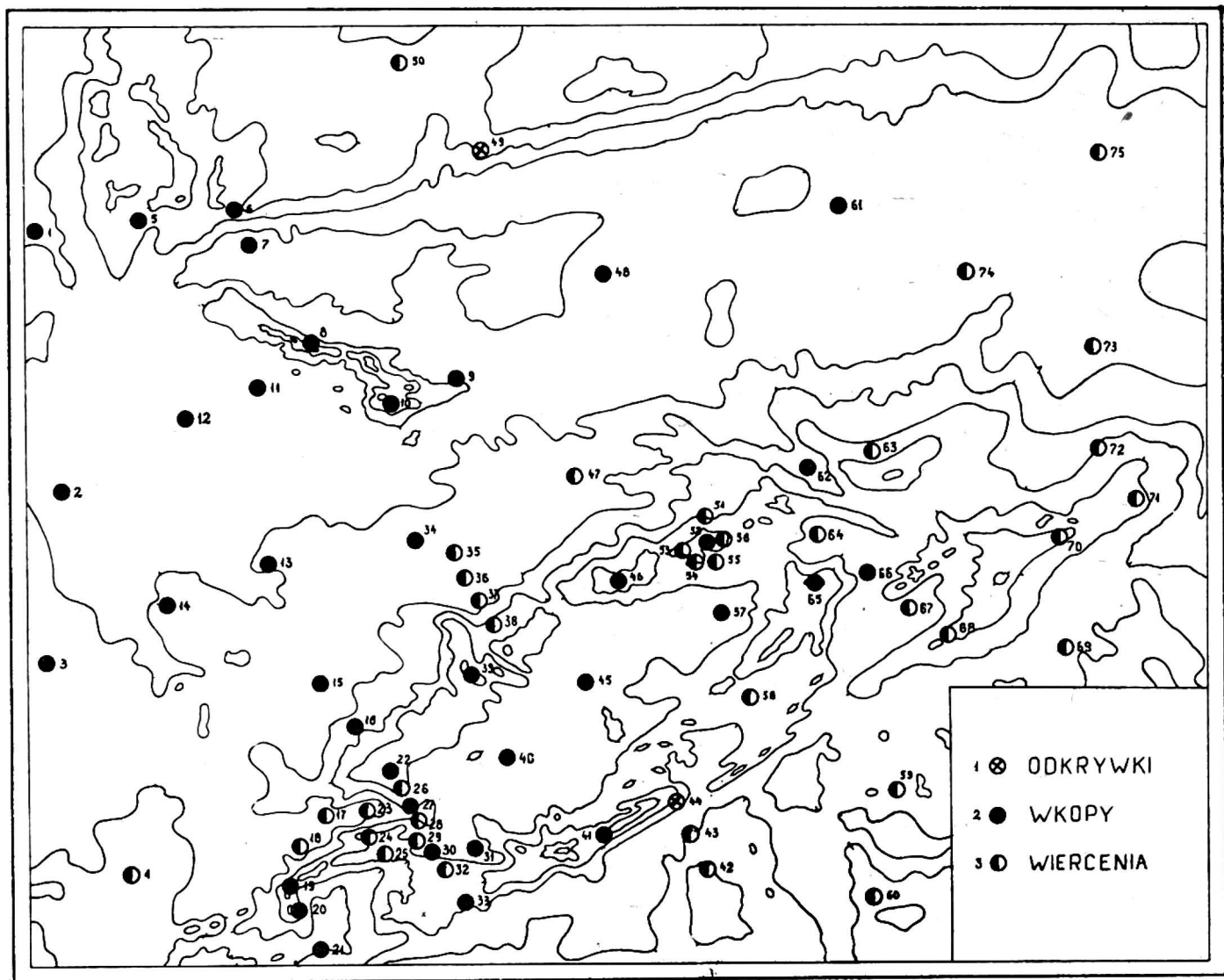
II

Pod względem hipsometrycznym badany wycinek północnej części Obniżenia Obrzańskiego jest niezwykle urozmaicony. Stosunkowo monotonna, o nieznacznych wysokościach względnych powierzchnia tzw. moreny dennej, zalegająca średnio na wysokości 65 - 70 m n.p.m. w okolicy Rokitna, przechodzi w swej północnej części w podwójny ciąg równoległych do siebie pagórkowatych wałów o orientacji NE-SW. Między tymi wałami rozciąga się obniżenie o podobnej orientacji, a dno tego obniżenia zalega na wysokości 70 - 75 m n.p.m. W części wschodniej oba pagórkowate wały są ze sobą połączone. Wysokości bezwzględne osiągają wartość około 85 m n.p.m., względne natomiast 15 - 20 m. Na zachodzie oba ramiona zbliżają się do siebie i dochodzą do sandru jeziora Żabno. Między wspomnianą strefą pagórkowatych wałów a znajdującą się na północy wysoczyzną morenową rozciąga się równoleżnikowe podłużne obniżenie. Dno tego obniżenia zalega na wysokości 55 - 60 m n.p.m. Na zachodzie obniżenie to łączy się z północną częścią sandru Żabna (por. T. Bartkowski 1960). W zachodniej części tego równoleżnikowego obniżenia występujący jest wał piaszczysty o orientacji NW-SE. Wysokość względna tego wału wynosi 12 - 14 m, długość około 800 m. Ostatnim elementem w rysie hipsometrycznym jest wspomniana wyżej wysoczyzna morenowa na północy, bezpośrednio przylegająca do pradoliny Wisły-Noteci. Zalega ona na wysokości 70 - 75 m n.p.m.

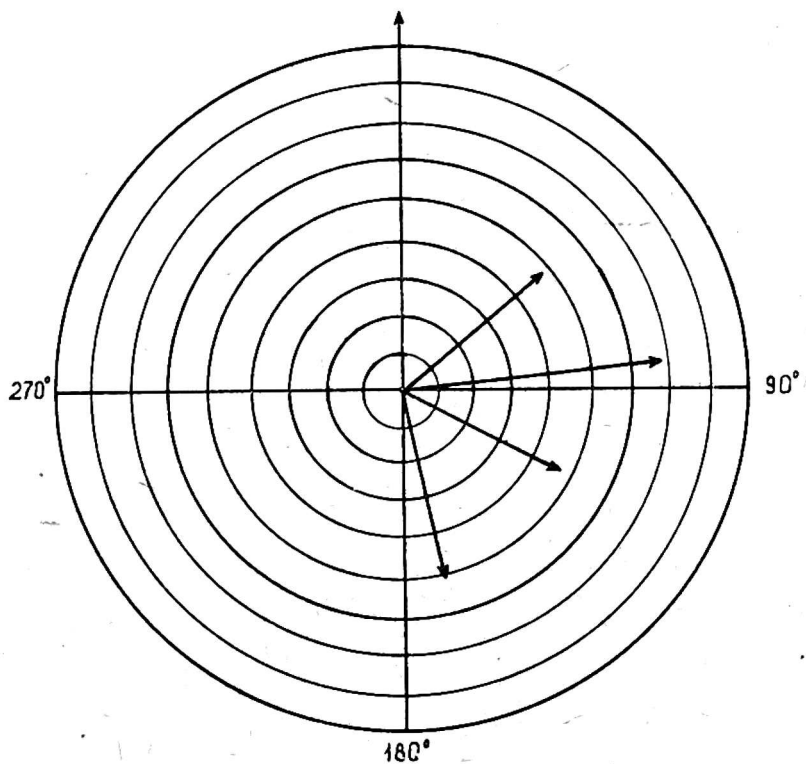
III

Budowę geologiczną badanego obszaru poznano za pomocą dwóch większych odsłoneń oraz wkopów i wierceń, których lokalizację przedstawia rycina 2. Brak większych odsłoneń oraz głębokich wierceń niezmiernie utrudnił poznanie szczególnie wewnętrznej budowy form. Wobec tego posłużono się, jak już wspomniano, wkopami do 2,5 m i wierceniami płytkimi do 3,0 m.

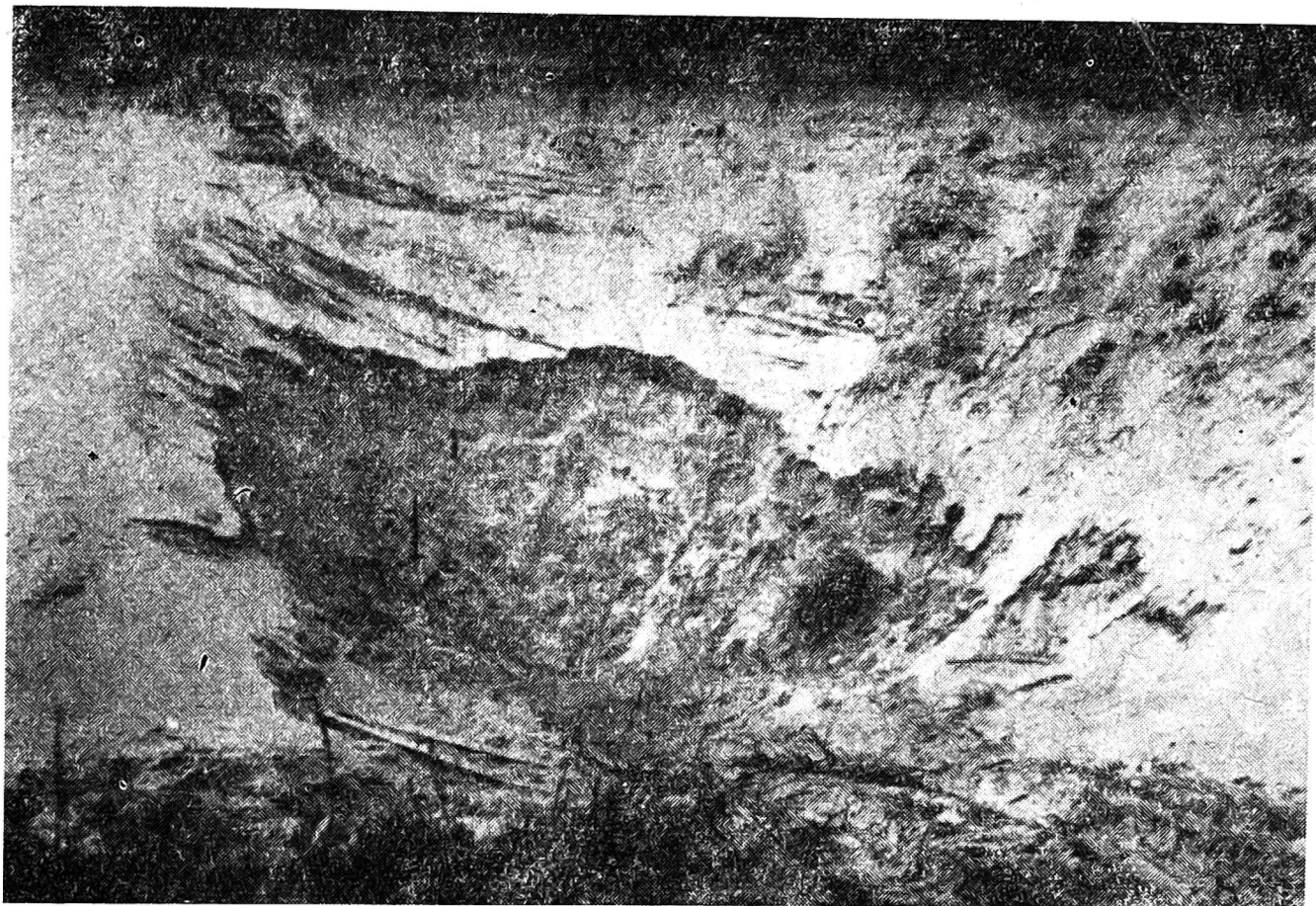
Budowę przedpola pagórkowatych wałów od strony południowej poznano przy pomocy wierceń. Ustalono, że głównym utworem biorącym udział w budowie powierzchniowych partii terenu jest glina morenowa, której miąższość nie została określona (wykonane wiercenia 3-metrowe gliny tej nie przebiły). Miejscami na powierzchni gliny zalega materiał



Rys. 2. Mapa rozmieszczenia punktów badawczych. 1 — odkrywki, 2 — wkopy, 3 — wiercenia



Rys. 3 Diagram upadu warstw



Fot. 1. Widok odkrywki w pagórkowatym wale południowym. W stropie widoczne poziomy gleby kopalnej



Fot. 2. Fragment odkrywki. Widoczne warstwowanie, serie buduje piasek średnio- i drobnoziarnisty

żwirowo-piaszczysty, o grubości przeciętnej około 0,5 - 1,4 m (wiercenie 59). Jak ustalono, miąższość tego nadkładu żwirowo-piaszczystego jest różna — w obniżeniach zwiększa się, na kulminacjach pagórków o drobnym rytmie zanika, a pojawia się glina morenowa (wiercenie 42). Charakterystycznym rysem w morfologii tej części badanego obszaru są małe zagłębienia bezodpływowe „wytopiskowe” wypełnione wodą. Część z tych

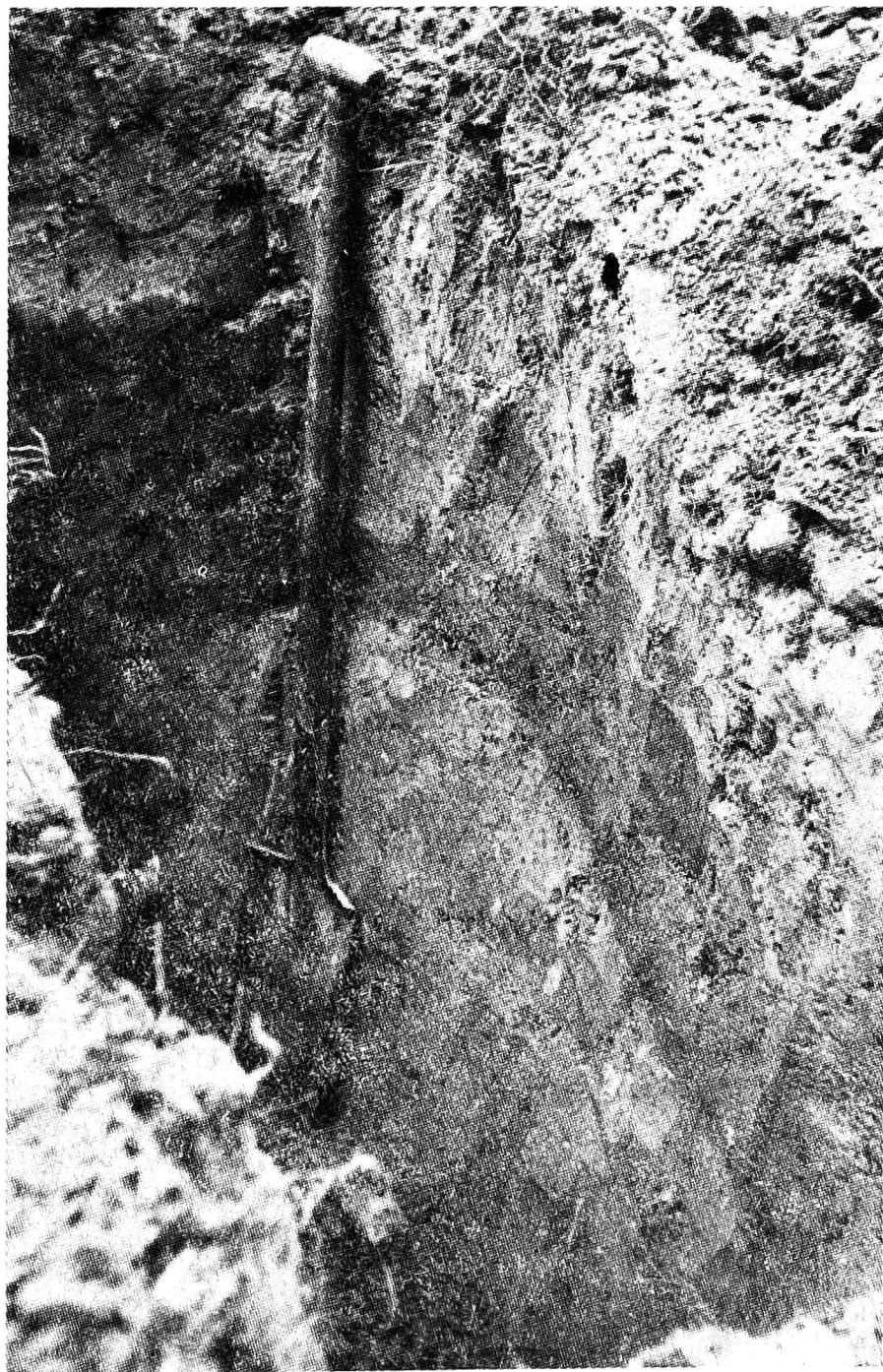


Fot. 3. Wkop 19. W materiale piaszczystym bezstrukturalnym widoczna gleba kopalna (α)

zagłębień, sucha przez większą część roku, wypełnia się wodą jedynie w okresie topnienia pokrywy śnieżnej. Zaobserwowane fakty potwierdzają przyjęte poglądy, że jest to wysoczyzna morenowa (B. Krygowski 1961, T. Bartkowski 1956, S. Kozarski 1965).

Budowa geologiczna podwójnego ciągu pagórkowatych wałów o orientacji NW-SE przedstawia się inaczej. Jedyna głęboka odkrywka (fot. 1) pozwoliła na poznanie budowy wewnętrznej południowego pagórkowatego wału. Ta część wału jest zbudowana z materiału piaszczystego średnio- i drobnoziarnistego, warstwowanego, przy czym grubość poszczególnych warstw jest różna (fot. 2). Warstwowanie to należy zaliczyć do fazy sedymentacji płaskiej (A. Dylkowa 1952). Nie zaobserwowano uskoków i przerwania ciągłości warstw. Występują jedynie ugięcia warstw o du-

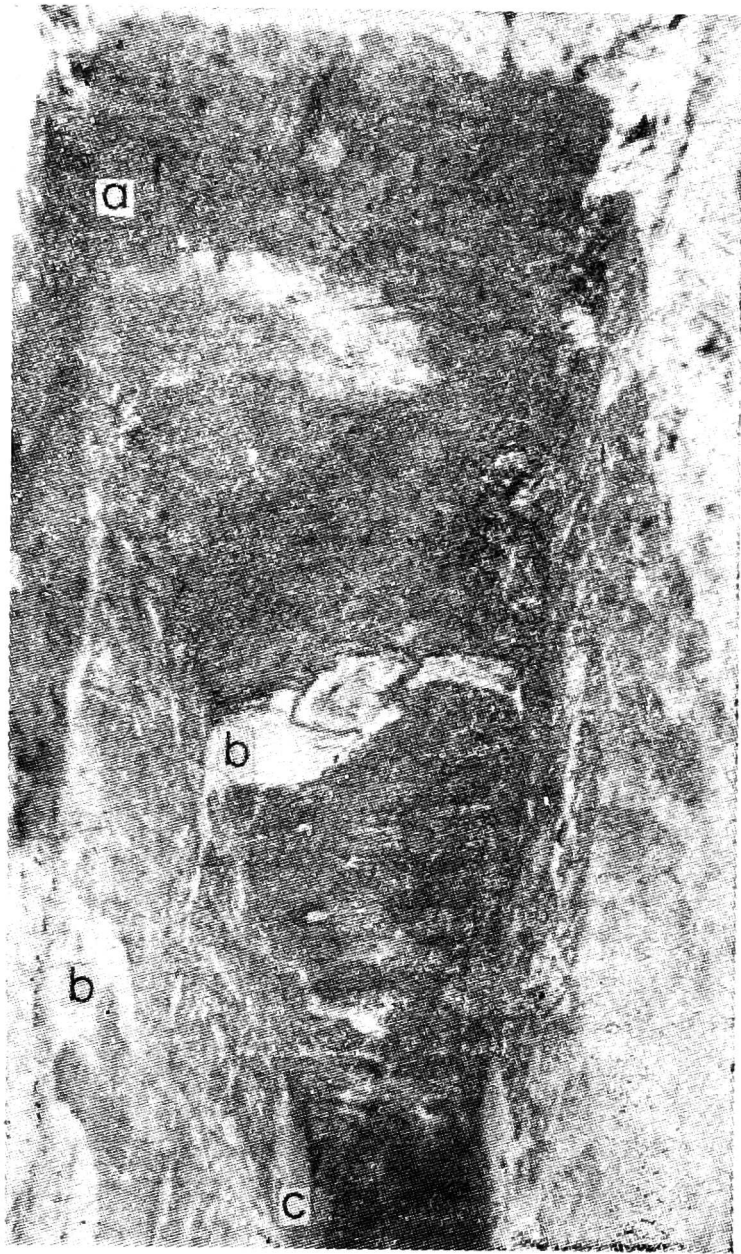
zym promieniu. Przeprowadzone pomiary upadu warstw obrazuje rycina 3. Cechą charakterystyczną jest występowanie w stropie odkrywki serii materiału piaszczystego bezstrukturalnego, o miąższości średniej 2,8 m. Jest to cecha charakterystyczna dla obu pagórkowatych wałów, jak i dla obniżenia, które je rozdziela. We wspomnianej serii miejscami jedynie można prześledzić z trudnością zatarte obecnie fragmenty pierwotnego



Fot. 4. Wkop 52. Fragment „czapy” gliniastej

warstwowania. Zniszczenie struktury wyżej wspomnianej serii spowodowały głównie procesy glebowe, wywołane między innymi przez szatę roślinną. Wydaje się to tym bardziej prawdopodobne, gdyż we wspomnianej serii występują dwa horyzonty gleby kopalnej z węgielkami drzewnymi. Podobną glebę kopalną spotkano w innym wkopie (fot. 3) na kulminacji zachodniej części wału południowego. We wschodniej części obu

pagórkowatych wałów, a także wale północnym, w budowie powierzchniowej bierze udział glina morenowa. Jak wykazały badania, nie zalega ona jednak zwartym płaszczem na powierzchni tych form, a jedynie w postaci płatów lub „czap” (fot. 4). W jednym przypadku zaobserwowano cią-

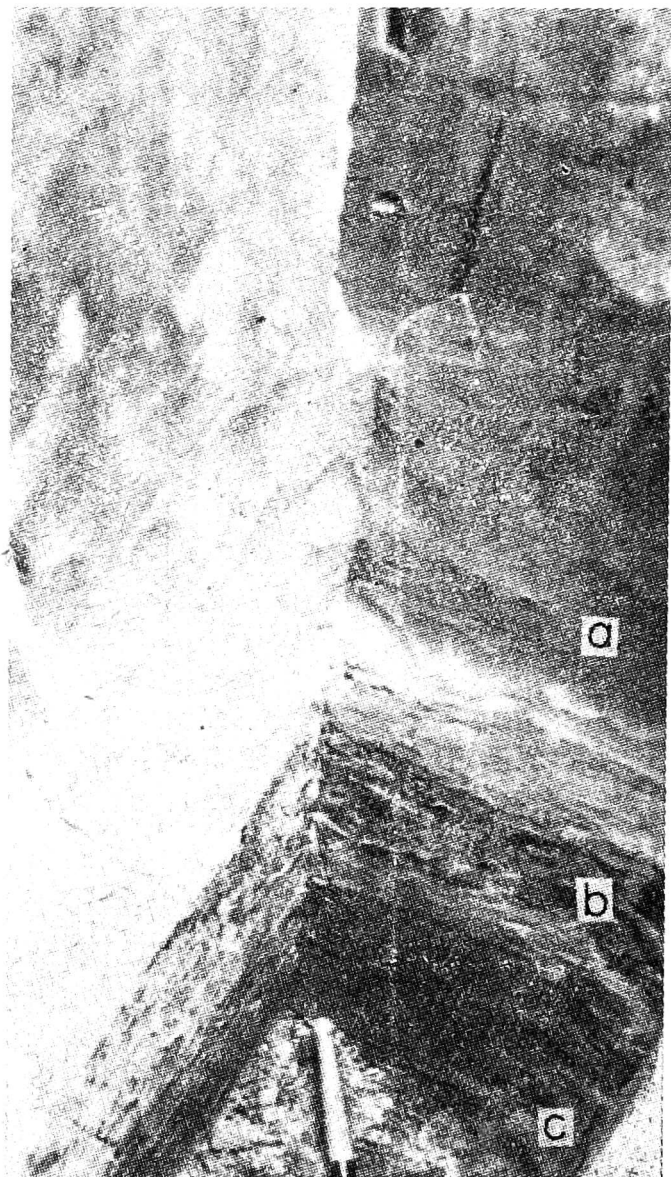


Fot. 5. Wkop 62. *a* — glina morenowa, *b* — wkładki piasku drobnoziarnistego, *c* — piasek drobnoziarnisty bezstrukturalny

głą pokrywą gliniastą na odosobnionym pagórku leżącym na wschód od wału południowego. Jest cechą charakterystyczną, iż podobna glina zalega miejscami w obniżeniach (wkop 62, fot. 5). W tym przypadku pod gliną zaobserwowano piaski drobnoziarniste nie warstwowane. Podobną sekwencję w ułożeniu materiału tam, gdzie zalega glina wykazały badania na wale północnym. Obniżenie między wałami wyścielone jest materiałem piaszczystym drobnoziarnistym i bezstrukturalnym o miąższości 1,0-1,5 m. Seria ta spoczywa na żwirach bezstrukturalnych. Piaski od żwirów oddzielone są serią żwirowo-gliniastą o miąższości około 15 cm (fot. 6).

W trakcie badań starano się stwierdzić, jaki jest stosunek utworów piaszczystych budujących oba pagórkowate wały do gliny morenowej budującej wysoczyznę morenową na południu. W dwóch przypadkach dało

się ten stosunek określić. W wierceniu nr 43 pod piaskami drobnoziarnistymi o miąższości 1,9 m nawiercono glinę morenową, podobną sytuację stwierdzono we wkopie nr 21. Na podstawie tych faktów można wnosić, że przynajmniej w części utwory piaszczyste budujące wał południowy spo-



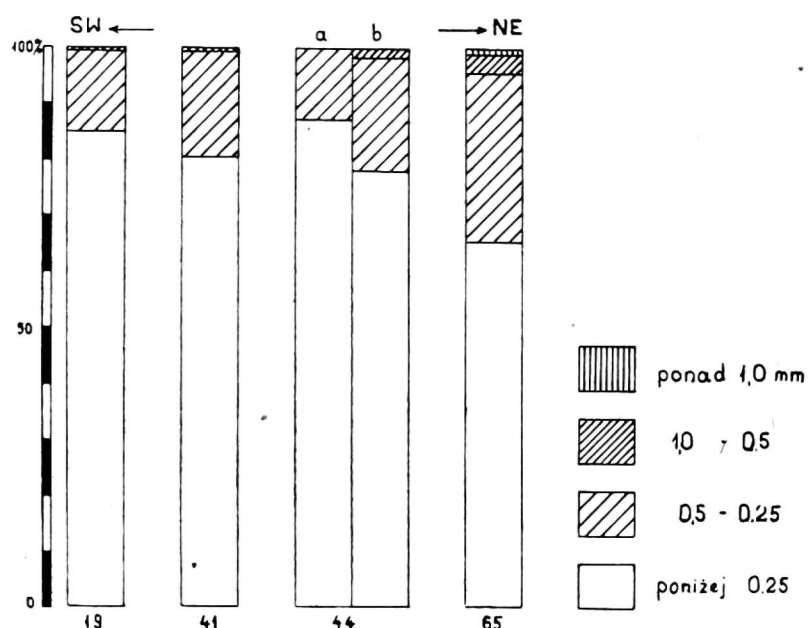
Fot. 6. Wkop 45. *a* — piasek drobnoziarnisty bezstrukturalny, *b* — seria żwirowo-gliniasta, *c* — żwir bezstrukturalny

czywają na glinie lub żwirach. Dokładne stwierdzenie zasięgu gliny pod tymi utworami byłoby możliwe dopiero po wykonaniu głębszych wierceń przy odpowiednim ich zagęszczeniu.

IV

Jak wynika z przedstawionych powyżej faktów, między innymi budowa geologiczna badanych form wałowych nie pozwala na zaklasyfikowanie obu pagórkowatych wałów do moren czołowych (por. B. Dammer 1931, T. Bartkowski 1956, S. Kozarski 1965), pozwala natomiast sądzić, że mamy tu do czynienia z formami pochodzenia wodno-lodowcowego — typu form „wypełnienia szczelin”.

W trakcie badań oparto się na metodach sedimentologicznych, a w szczególności skupiono uwagę na zbadaniu i określeniu morfologii ziarn kwarcu, cechy niezmiernie ułatwiającej określenie środowiska sedimentacyjnego, w którym formował się dany utwór (por. B. Krygowski 1964). W trakcie badań terenowych pobrano próby piasków z obu form wałów



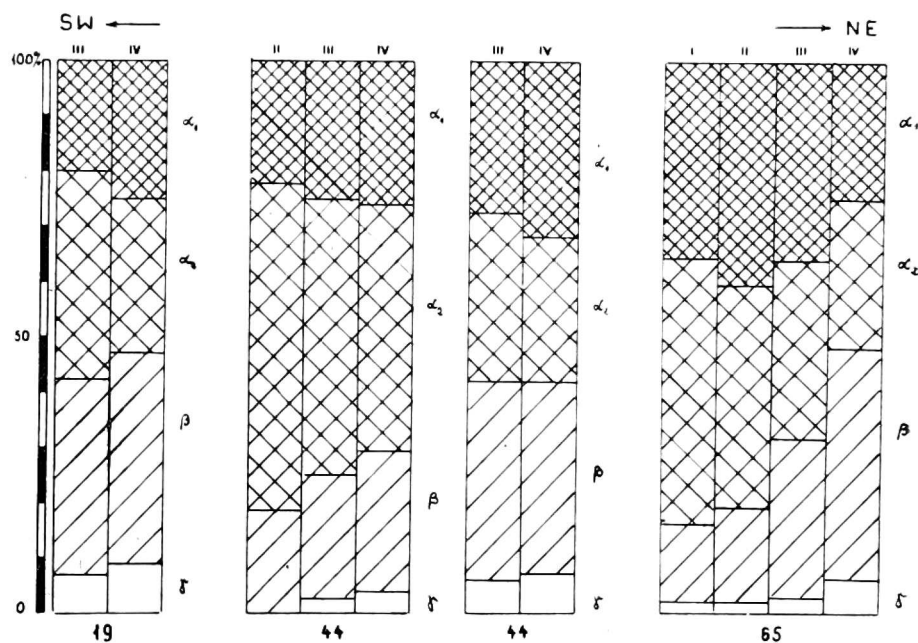
Rys. 4. Kartogram składu mechanicznego

wych w profilu głównej osi morfologicznej. Tak zebrany materiał został następnie opracowany pod względem składu mechanicznego, jak i obtoczenia ziarna kwarcowego. Do wykonania analizy składu mechanicznego posłużono się metodą sitową. Jak wynika z przeprowadzonych analiz podstawową masę materiału piaszczystego stanowią frakcje o średnicy poniżej 0,25 mm (65 - 88%), natomiast ziarna należące do frakcji o średnicy 1,0 - 0,5 mm i powyżej 1,0 mm stanowią znikomą część masy piaszczystej (0,5 - 2,0%), na frakcje o średnicy 0,5 - 0,25 mm przypada 14 - 30% masy piaszczystej. Wyniki analiz mechanicznych obrazują diagramy składu mechanicznego materiału z wału południowego (rys. 4). Bardzo znaną cechą, wynikającą z diagramów jest tendencja do drobnienia materiału w kierunku południowo-zachodnim tzn. wzdłuż osi morfologicznej wału południowego. Z tego faktu możemy określić kierunek działania siły transportowej wód roztopowych. Siła ta działała z kierunku NE ku SW, tzn. wzdłuż osi morfologicznej. W celu uzyskania pełnego obrazu określono stopień obtoczenia materiału. Z pobranych prób wybrano do analizy ziarna kwarcowe, których stopień obtoczenia określono na graniformetrze spychaczowym B. Krygowskiego (1964). W wyniku analiz stwierdzono, że większość materiału zawiera ziarno graniaste, tzn. bez obróbki (od 54 - 84%), w tym podtyp graniasty zajmuje od 25 do 58%. Natomiast ziarno okrągłe o dobrej obróbce występuje w ilości od 2 do 8%. Reszta przypada na ziarno o pośrednim typie obróbki (rys. 5). Rysem charakterystycznym jest wzrost stopnia obtoczenia materiału w kierunku SW. Porównując wyniki analiz - mechanicznej i stopnia obtoczenia ma-

teriału — widzimy współzależność parametrów, w miarę bowiem drobnienia materiału, a więc w miarę wydłużania się drogi transportu zwiększa się stopień obtoczenia materiału, przenoszonego przez wody roztopowe. Tak więc obecnie możemy stwierdzić, że oba wały są formami zawdzięczającymi swe powstanie akumulującej działalności wód roztopowych pły-

Rys. 5. Kartogram syntetyczny obróbki ziarna kwarcowego

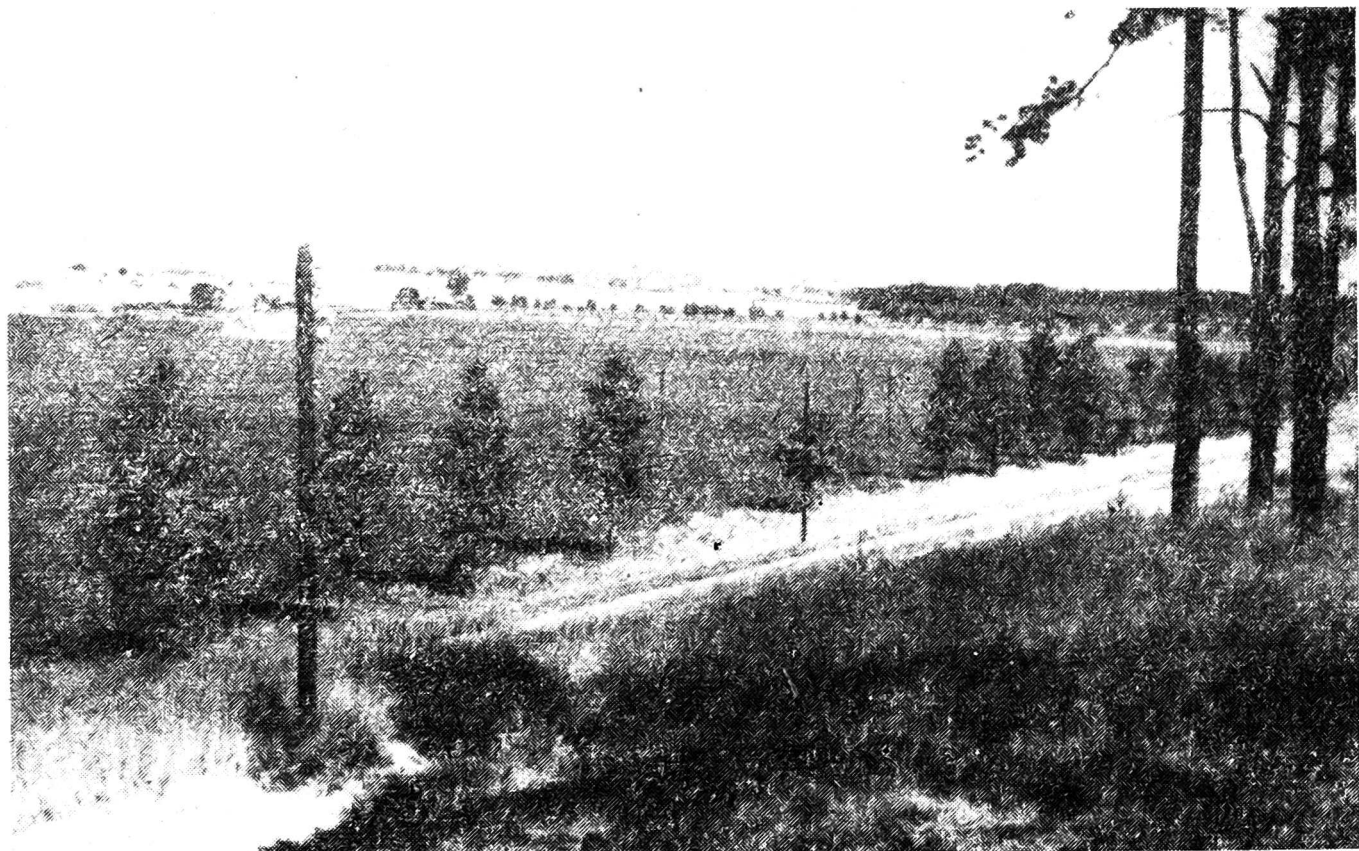
Frakcje: I — 1,25 - 1,0 mm,
II — 1,0 - 0,8 mm, III —
0,8 - 0,5 mm, IV — 0,5 - 0,25
mm



nących z kierunku NE ku SW. Do wyjaśnienia pozostają kwestie: obecności gleb kopalnych i pokryw gliniastych. Obecność gleb kopalnych przykrytych serią materiału piaszczystego wskazuje na istnienie tu procesów eolicznych. Przeprowadzone analizy porównawcze (dotyczące składu mechanicznego i obtoczenia materiału) nie wykazały różnic między serią eoliczną a pozostałą masą piaszczystą. Ten fakt pozwala stwierdzić, że drobnoziarnistość materiału sprzyjała procesom eolizacji tych form, jednak materiał leżący nad glebą kopalną nie odbył większej drogi w czasie transportu. Jednocześnie miąższość tej serii wskazuje na rozmiary procesów eolicznych, które były niewielkie. Obecność natomiast pokryw gliniastych spoczywających miejscami na materiale piaszczystym zarówno na kulminacjach, jak i na zboczach, szczególnie wału północnego, potwierdza wodno-lodowcowe pochodzenie tych form. Sam kształt wałów wskazuje na „szczelinowe” ich powstanie, a więc kształt form jest odzwierciedleniem kształtu szczelin lodowych, w których materiał został złożony. Z obecności pokryw można wnosić, że w pewnych partiach szczeliny posiadały strop z lodu bogatego w materiał morenowy (por. T. Bartkowski 1968), który po stopieniu się lodu opadł na materiał piaszczysty zakumulowany w szczelinie przez wody roztopowe. Nie jest wykluczone, iż po zamarceniu akcji akumulacyjnej w szczelinach lodu materiał mineralny był wytapiany z krawędzi szczelin i spływając pokrył miejscami zbocza form kemowych (T. Bartkowski 1968a).

V

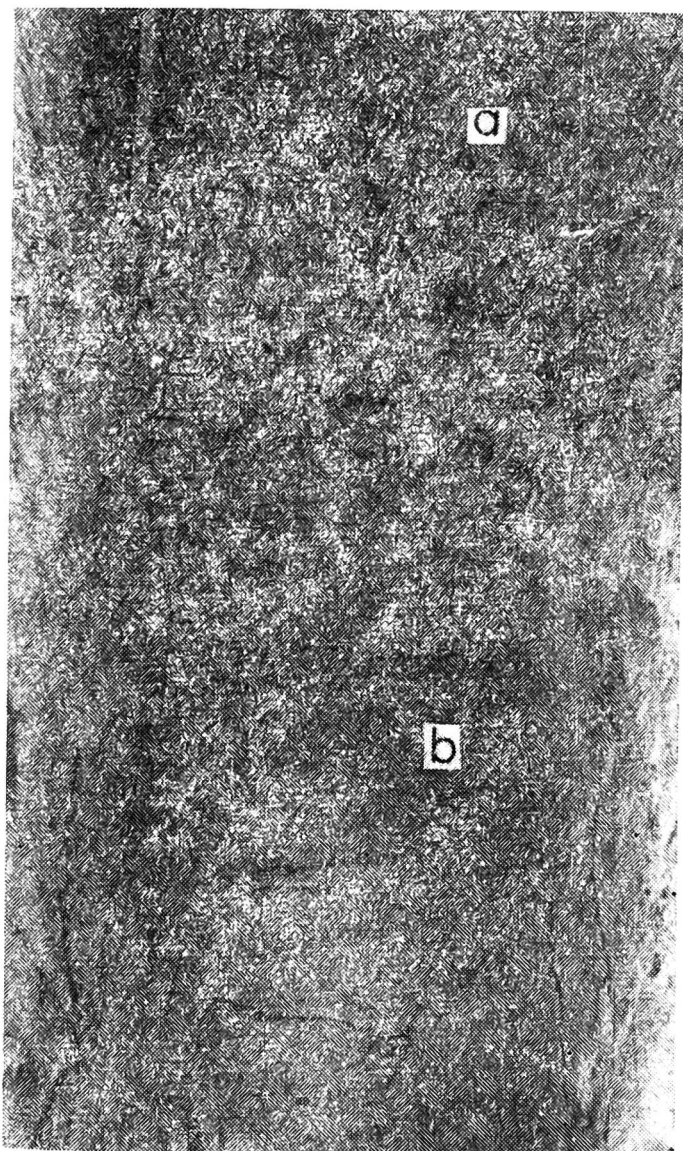
Na północ od omówionych form rozciąga się równoleżnikowe podłużne obniżenie (fot. 7) o orientacji W-E, które B. Dammer (1931) zalicza do poziomu terasowego pradolinowego, natomiast S. Kozarski (1965) poziom ten znaczy jako poziom sandrowy stadiału poznańskiego. Budowę geologiczną tego obniżenia reprezentuje wkop nr 61. Pod warstwą żwirowo-piaszczystą lekko gliniastą o miąższości od 0,8 do 1,0 m zalegają piaski drobnoziarniste o bardzo drobnym warstwowaniu (fot. 8). Dalsze wkopy i wiercenia



Fot. 7. Fragment poziomu pradolinowego

wykazały podobną sekwencję materiału. Inna jest sytuacja w zachodniej części obniżenia, gdzie ten typ osadów nie występuje, a spotykamy piaski drobnoziarniste bezstrukturalne o miąższości od 1,5 do 2,0 m, które przechodzą w żwir drobno- i średnioziarnisty bezstrukturalny. Taką sekwencję materiału zaobserwowano we wkopie nr 2 i innych. Różnice w budowie geologicznej wspomnianego obniżenia zdają się wskazywać na bardziej złożony proces powstania tego poziomu. Wspomniana warstwa żwirowo-piaszczysta lekko gliniasta zdaje się być niczym innym jak pozostałością po rozmytej przez wody roztopowe glinie morenowej. Wobec powyższego owo obniżenie zawdzięczałoby swe powstanie erozyjnej działalności wód roztopowych lądolodu. Jednak obecnie trudno dać jednoznaczną odpowiedź na pytanie, czy jest to poziom sandrowy czy poziom terasowy pradolinowy. W świetle uzyskanych danych bardziej trafne będzie uznanie owego poziomu za „poziom pradolinowy”. Erozyjny charakter tego

poziomu potwierdza występująca tutaj krawędź erozyjna wycięta w wyspie wysoczyzny morenowej przylegającej do obniżenia od północy. Krawędź tę buduje materiał żwirowy warstwowany z głazikami. Wkop wykonany na zboczu do głębokości 2,3 m nie przebił wspomnianej warstwy żwiru. Inny obraz daje odkrywka usytuowana w górnej krawędzi zbocza,



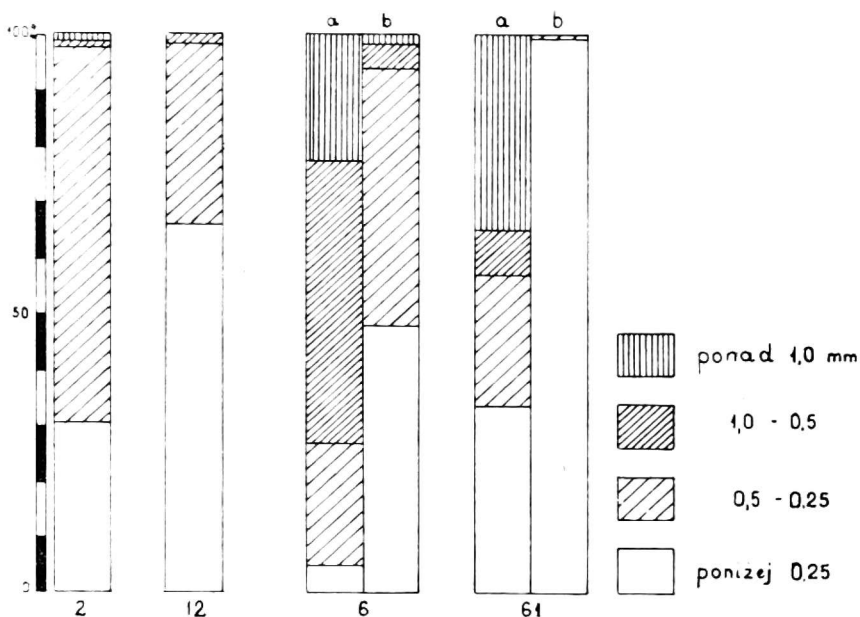
Fot. 8. Wkop 61. *a* — materiał żwirowo-piaszczysty lekko gliniasty, *b* — piaski drobnoziarniste warstwowane



Fot. 9. Fragment odkrywki 49. *a* — glina morenowa, *b* — żwir różnoziarnisty, *c* — wkładki materiału organicznego

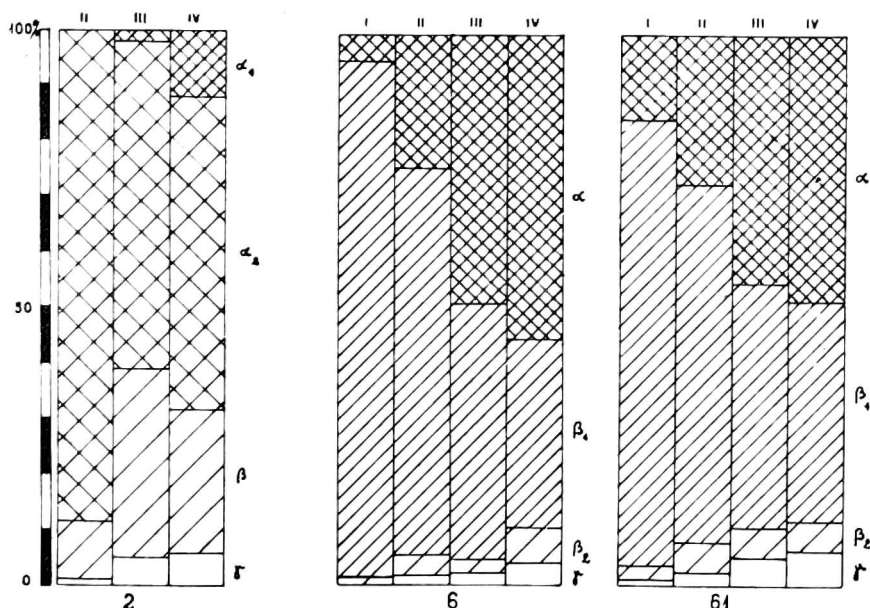
przy drodze prowadzącej do Niedrzwicy. Poczynając od góry mamy tam: warstwę gliny o miąższości 1,0 m, pod nią zalega żwir różnoziarnisty bezstrukturalny z wkładkami materiału organicznego (fot. 9). Wspomniana glina występuje dalej, na północ od krawędzi, natomiast nie znaleziono jej na zboczu. Te nowe fakty przemawiają za erozyjno-akumulacyjnym charakterem owej krawędzi, a przeprowadzone analizy składu mechanicz-

nego (rys. 6) i stopnia obtoczenia (rys. 7) potwierdzają, iż mamy do czynienia z materiałem środowiska wodnego. Być może że przed rozpoczęciem akcji erozyjnej wód roztopowych istniało jakieś obniżenie w powierzchni wyjściowej (por. T. Bartkowski 1960). Wskazywałoby na to podnoszenie



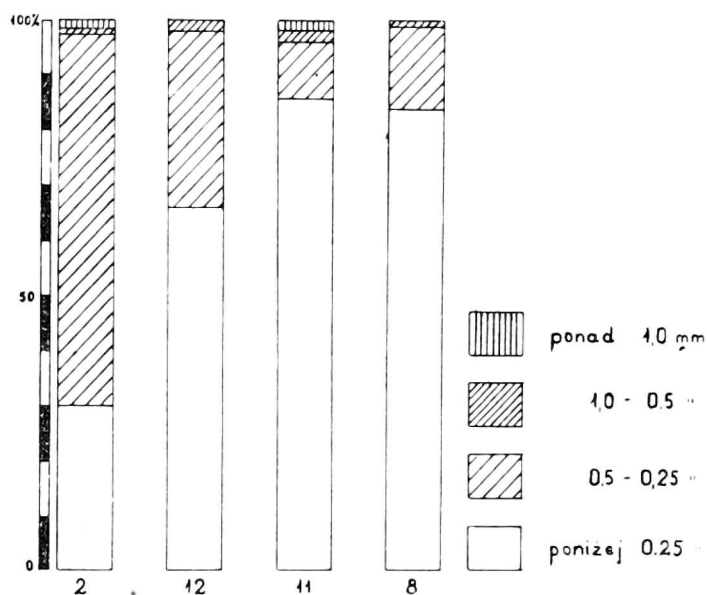
Rys. 6. Kartogram składu mechanicznego

się powierzchni moreny dennej ku północy. Inna budowa geologiczna zachodniej części „poziomu pradolinowego” pozwala przypuszczać, że mamy tu do czynienia z sandrem, który posiada znacznie mniejszy zasięg niż dotychczas przyjmowano (S. Kozarski 1965). Nie jest wykluczone, że sandr ten został usypany przez wody płynące z północy istniejącym obniżeniem rynnowym o orientacji N-S, które przylega od południa do sandru Żabna, a na północy urywa się (poza zasięgiem mapki) na pradolinie Wisły-Noteci. Wyznaczenie granicy między „poziomem pradolinowym” a sandrem Żabna przy tej ilości wykonanych wierceń i wkopów okazało się niemożliwe. Ciekawym rysem w hipsometrii zachodniej części poziomu pradolinowego jest wspomniany na początku wał piaszczysty o orientacji NW-SE. Formę tę B. Dammer (1931) oznacza jako morenę czołową. Budowa



Rys. 7. Kartogram syntetyczny obróbki ziarna kwarcowego
I — 1,25 - 1,0 mm, II — 1,0 - 0,8 mm, III — 0,8 - 0,5 mm, IV — 0,5 - 0,25 mm

geologiczna wskazuje, iż formy tej nie można uważać za morenę czołową, gdyż w całości jest zbudowana z materiału piaszczystego drobnoziarnistego. Wszystkie wkopy wykonane do głębokości 2,5 m nie przebiły warstwy bezstrukturalnej, którą pokryty jest wał w całości. Ze względu na



Rys. 8. Kartogram składu mechanicznego

brak odsłoneń nie udało się poznać budowy wewnętrznej formy. Analiza mechaniczna wykazała 84% frakcji o średnicy poniżej 0,25 mm, na frakcję o średnicy 0,5 - 0,25 mm przypada 15%, a resztę, tzn. 1,0% zajmuje frakcja 1,0 - 0,5 mm. Porównując dane otrzymane z analiz składu mechanicznego materiału budującego powierzchniową partię sandru Żabna i wału zauważa się wyraźne drobnienie materiału w kierunku wschodnim (rys. 8). Rozpatrując proces sortowania materiału przez wiatr, który polega na wywiewaniu frakcji drobnej, przysypywaniu średniej a pozostawianiu na miejscu gruboziarnistej (L. Pernarowski 1959) otrzymujemy w efekcie drobnienie materiału zgodne z kierunkiem wiatru (W. Stankowski 1963), co w danym przypadku zaobserwowano. Pozwala to na stwierdzenie, że omawiana forma zawdzięcza swe powstanie budującej działalności wiatru (wydma), a nie akumulującej działalności lądolodu (morena czołowa). Wiatry wiejące z sektora zachodniego uważane za wiatry wydmotwórcze, przemieszczały materiał z powierzchni sandru Żabna ku wschodowi formując wydme, która przegrodziła „poziom pradolinę”. Sandr Żabna spełniał więc rolę obszaru deflacyjnego. Istnienie natomiast wysoczyzny morenowej na północy opracowanego obszaru (T. Bartkowski 1960, S. Kozarski 1965) potwierdziły przeprowadzone badania terenowe, których wyniki były przedstawione przy okazji omawiania „poziomu pradolinowego”.

VI

Istnienie form akumulacji wodno-lodowcowej związanych z lodem martwym potwierdza wysuwane koncepcje zalegania lodu martwego również w części północnej Obniżenia Obrzańskiego (T. Bartkowski 1967).

Formy te powstały w czasie deglacjacji arealnej kiedy to lądolód wypełniający Obniżenie rozpadł się na szereg brył. W związku z tym na brzegach Obniżenia występuje w czasie topnienia lodu wzmożona akcja erozyjna i akumulacyjna wód roztopowych (terasy kemowe), natomiast w szczelinach lodu martwego następuje akumulacja materiału niesionego przez wody lodowe. Dowodem na istnienie wzmożonej erozji w tej części badanego obszaru jest występowanie „poziomu pradolinowego” z krawędzią erozyjną po stronie północnej. Po stronie południowej natomiast nie ma w ogóle krawędzi, a brzeg południowy „poziomu pradolinowego” jest utworzony przez zbocza opisanych form „szczelinowych”, które nie wykazują żadnego podcięcia czy też wyrównania. Mamy więc na północy brzeg „erozyjny”, a na południu brzeg „strukturalny”. Fakt ten jest dowodem, że „poziom pradolinowy” był erodowany w podłożu w dużej części zbudowanym jeszcze z lodu martwego (w którym tkwiły złożone w szczelinach utwory wodno-lodowcowe, a więc przyszłe kemy i wałowe formy „szczelinowe”). Na fakt istnienia w erodowanym podłożu lodu martwego wskazuje jeszcze ta okoliczność, iż „poziom pradolinowy” nie wykazuje jednolitego spadku powierzchni z W na E. Tak więc na wschodzie (poza obszarem mapki) dno „poziomu pradolinowego” utrzymuje się pod Wierzbnem na wysokości 57 - 61 m n.p.m., pod Gorajem na 65 m n.p.m., pod Przytoczną (w obrębie mapki) znowu na wysokości około 60 m n.p.m. Na północ od wału wydmowego istnieją wielkie zamknięte, płaskie depresje, których dno znajduje się poniżej 55 m n.p.m. Tak więc w podłożu „poziomu pradolinowego” były masy lodu martwego, na których odbywała się erozja i związana z nią akumulacja. Akumulacja ta spowodowała złagodzenie form wytopiskowych, jakie powstały po stopieniu zagrzebanego lodu, a samo stopienie lodu spowodowało wystąpienie nierówności w profilu podłużnym „poziomu pradolinowego”. Jest to więc poziom erozyjny zdeformowany wytopieniem się lodu martwego. Innym przykładem deformacji dna „poziomu pradolinowego” jest rynna Przytoczna-Lubikowo. Rozcina ona znajdujące się na wschód i zachód od niej mniej więcej równe dno „poziomu pradolinowego”, czego dowodzą jednocześnie wytopiskowe formy jezior rynnowych (jeziora: Nadolno, Przytoczno, Kocioł). Rynna ta jest starym elementem rzeźby — założonej jako rynna systemu prostopadłego do brzegu lądolodu (rynna radialna) będąca śladem funkcjonowania szczelin odwadniających lądolód w ostatniej fazie aktywności przed zamarciem w Obniżeniu Obrzańskim (por. T. Bartkowski 1967). Przytoczony przykład erozji na lodzie martwym nie jest odosobniony. Podobny zupełnie przypadek opisuje A. Marsz (1967) z pradoliny Łeby koło Jeziora Lubowidzkiego. Występują tu bowiem w dnie pradoliny nad Jeziorem Lubowidzkim niewątpliwie formy kemowe, które musiałyby ulec zniszczeniu, gdyby dno pradoliny było wyłącznie erozyjnego pochodzenia. Kemy nie uległy zniszczeniu, gdyż tkwiły całkowicie w lodzie martwym, na którego powierzchni — wyżej niż kul-

minacje kemów — odbywała się praca erozyjna wód pradolinnych. W naszym przypadku procesy erozyjne odbywały się jeszcze w czasie, gdy lód martwy niestopiony tkwił w Obniżeniu Obrzańskim, a więc była to jeszcze bardzo wczesna faza odwodnienia lądolodu. Czy była to faza sandrowa, czy „pradoliniowa” jest sprawą dyskusyjną. Przeciwno koncepcji sandrowej przemawia fakt, iż nie widać tu żadnych stożków sandrowych i bram lodowcowych, nie widać też żadnego wgięcia krawędzi erozyjnych wysoczyzny w stronę proksymalną. Krawędź erozyjna wykazuje wyraźnie jednolity równoleżnikowy przebieg, co dowodzi istnienia tu erozji liniowej wzdłuż jakiejś drogi odpływu czy przepływu. Wydaje się, że mamy tutaj do czynienia z wysokim poziomem terasowym przepływowym wód płynących ze wschodu na zachód, a ponieważ takie wysokie poziomy terasowe powstają często przy udziale wód roztopowych lądolodu, bywają oznaczane także mianem sandru „dolinnego”. Przejście zaś od sandru dolinnego do wysokiego poziomu terasowego pradolinowego jest tak nieznaczne, że kwalifikacja jakiegoś poziomu do jednej czy drugiej klasy form jest już sprawą umowy.

Z chwilą zaniku lodu martwego, który nastąpił w późnym glacie (S. Kozarski 1963) i przesuszeniu materiału rozpoczyna się eolizacja form kemowych. Procesowi temu sprzyja drobnoziarnistość materiału, a o istnieniu tych procesów świadczą gleby kopalne będące reliktem pierwotnych poziomów glebowych. W tym czasie powstaje wydma w zachodniej części poziomu pradolinowego. Dalsze przekształcenie form przez procesy eoliczne zostaje przerwane przez wkraczającą roślinność.

Instytut Geografii

Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Zakład Geografii Fizycznej

LITERATURA

- Bartkowski T., 1956: Z zagadnień geomorfologicznych okolicy Międzyrzecza (Summary: Investigations on the Kame Landscape in the Region of Międzyrzecz). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. 3.
- 1957: Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce Środkowej (Zfs.: Die Entwicklung des postglazialen Entwässerungssystems im mittleren Grosspolen). *Zeszyty Naukowe UAM*, nr 8, *Geografia*, z. 1.
- 1960: Z problematyki tzw. poziomów wysoczyznowych w Wielkopolsce Środkowej (Rés.: Quelques problemes des différents „niveaux du plateau diluvien” dans la partie centrale de la Grande Pologne). *Zeszyty Naukowe UAM*, nr 27, *Geografia*, z. 3.
- 1967: O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (Rés.: Sur les formes de la zone marginale dans la Plaine de la Grande Pologne). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, *Prace Kom. Geogr.-Geol.* t. 6, z. 1.
- 1968a: Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja (Rés.: Les kames

- sur le territoire de la Plaine de Grande-Pologne (Wielkopolska) et la déglaciation). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. 21.
- 1968b: Podział Polski północno-zachodniej na regiony fizyczno-geograficzne (Zfs.: Die Gliederung von Nordwest-Polen in physich-geographische regione) Poznań.
- Dammer B., 1931: Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte der südlichen Neumark w. angr. Gebiet. Masstab 1:100 000. Preuss. Geolog Landesanstalt. Berlin.
- Dylikowa A., 1952: O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej (Résumé: De la méthode structurale dans la morphologie glaciaire). *Acta Geogr. Uniw. Łódz.*, nr 3.
- Kozarski S., 1963: O późnoglacialnym zaniku lodu martwego w Wielkopolsce Zachodniej (Sum.: Late Glacial Disappearance of Dead Ice in Western Great Poland). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. 11.
- 1965: Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych w zachodniej części pradoliny Noteci-Warty (Sum.: The Problem of Outflow Way of Pradolina Waters from the West Part of the Noteć-Warta Pradolina). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geol.*, t. 5, z. 1.
- Krygowski B., 1954: Graniformametrija mechaniczna. Teoria, zastosowanie (Zfs.: Die mechanische Graniformametrie. Theorie und Anwendung). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geol.*, t. 2, z. 4.
- 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.
- 1961: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Geomorfologia cz. I. (Sum.: Physical Geography of the Great Poland Lowland, part 1 — Geomorphology). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Fizjogr.*, Poznań.
- Marsz A., 1967: Próba korelacji rozwoju geomorfologicznego Pradoliny Kaszubskiej z pradoliną Redy-Łaby (Sum.: Attempt to Correlate the Geomorphic Development of the Cassubian Pradolina with the Pradolina Reda-Łeba). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. 19.
- Pernarowski L., 1959: O procesie sortowania piasków eolicznych na przykładzie wydm okolicy Rzędowa (Sum.: Notes on Sorting of Aeolian Sands). *Czas. Geogr.*, t. 30, z. 1.
- Stankowski W., 1963: Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na przykładzie wybranych obszarów (Sum.: Eolian Relief of North-West Poland on the Ground of Chosen Regions). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geol.* t. 4, z. 1.

RYSZARD KLIMKO

GEOMORPHOLOGICAL PROBLEMS IN THE NORTHERN PART OF THE OBRA LOWERING

Summary

The investigated area is situated in the northern part of the Obra Lowering, north of the locality Rokitno, and is part of the marginal zone of the Poznań Stage. In this area there is a ground moraine built of boulder clay which is covered by gravelly and sandy material. The double belt of parallel hillocky ramparts is built of sand material overlain by patches of boulder clay. These forms owe their origin

to the accumulative activity of glacial waters. The shape of the form testifies to their crevice origin, and the correlation between the mechanical composition and the index of roundness affirm the conclusion. With the help of sedimentologic investigations the direction of activity of the transporting force of glacial waters could be defined: from NE to SW, i.e., along the present morphological axis of these forms. Another proof of the crevasse beginning of these forms are the fragments patches of boulder clay met in the culminations of ramparts. Up to the present these forms have been thought to be end moraines. The elongated lowering (pradolina horizon) met in the north of these forms shows some bipartition in its structure between the east and west parts, and this serves as evidence that the origin of the lowering is much more complicated than it has been believed hitherto. It owes its origin to the erosive activity of glacial waters. This is confirmed by the existing erosional edge on the northern side of the lowering, and by the analysis of the mechanical composition degree of roundness of the material.

In the western part of the pradolina horizon there is the dune rampart with NW-SE orientation.

The mentioned forms originated in the time of areal deglaciation when the ice-sheet wasted away in the Odra Lowering, becoming dead ice. In the ice fissures material carried by melt waters was accumulated. The erosional processes took place on dead ice, seen in the irregular gradient of the pradolina horizon caused by the melting of dead ice, and in the „structural” scarp on the southern side of the pradolina horizon. This scarp developed in the and after the melting of ice, slopes of crevasse forms appeared, well preserved in the ice. The fossil soils in the top parts of hillocky ramparts and the existing dune, as well, testify to eolian processes.

*Geographical Institute
of A. Mickiewicz University in Poznań
Section of Physical Geography*

EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 1. Hypsometric map of northern part of Odra Lowering.
Wys. — morainic plateau; Md — ground moraine; P — pradolina horizon; SŻ — Żabno outwash plain; Er — erosional scarp; Str. — „structural” scarp”; R.P-L — Przytoczna-Lubikowo subglacial channel; Wpn — hillocky northern rampart; Wpd — hillocky southern rampart.
- Fig. 2. Distribution map of research points: 1 — outcrops, 2 — excavations, 3 — borings.
- Fig. 3. Diagram of dip of layers.
- Fig. 4. Cartogram of mechanical composition.
- Fig. 5. Synthetic cartogram of quartz grain abrasion.
Fractions: I — 1,2 - 1,0 mm, II — 1,0 - 0,8 mm, III — 0,8 - 0,5 mm, IV — 0,5 - 0,25 mm
- Fig. 6. Cartogram of mechanical composition.
- Fig. 7. Synthetic cartogram of quartz grains.
Fractions: I — 1,25 - 1,0 mm, II — 1,0 - 0,8 mm, III — 0,8 - 0,5 mm, IV — 0,5 - 0,25 mm.
- Fig. 8. Cartogram of mechanical composition.

EXPLANATION OF PHOTOGRAPHS

- Phot. 1. Exposure in hillocky southern rampart. In the top fossil soil horizon visible.
- Phot. 2. Fragment of exposure, visible stratification, series built of medium — and fine-grained sand.

- Phot. 3. Exposure 19. In structureless sand material fossil soil visible (a).
- Phot. 4. Exposure 52. Fragment of clay „cap”.
- Phot. 5. Exposure 62. *a* — boulder clay, *b* — lenticles of fine-grained sand, *c* — structureless fine-grained sand.
- Phot. 6. Exposure 45. *a* — structureless fine-grained sand, *b* — gravel-calv series, *c* — structureless gravel.
- Phot. 7. Fragment of pradolina horizon.
- Phot. 8. Exposure 61. *a* — gravel-sand material, slightly claycy, *b* — stratified fine-grained sands.
- Phot. 9. Fragment of exposure 49. *a* — boulder clay, *b* — gravel of varied grains. *c* — lenticles of organic matter.