

UNIwersytet M. KOPERNIKA
W TORUNIU



ZESZYTY NAUKOWE

NAUKI
MATEMATYCZNO-PRZYRODNICZE

ZESZYT 4

TORUŃ 1958

ZESZYTY NAUKOWE UNIWERSYTETU MIKOŁAJA KOPERNIKA
W TORUNIU

NAUKI
MATEMATYCZNO
PRZYRODNICZE

ZESZYT CZWARTY

GEOGRAFIA

ŁÓDŹ 1958

Redaktor Naczelny
PROF. DR RAJMUND GALON

Redaktor Działu
Nauk Matematyczno-Przyrodniczych
DOC. DR IZABELLA MIKUŁSKA

©by Państwowe Wydawnictwo Naukowe
Łódź 1958

Wydanie I. Nakład 500+95 egz.
Ark. wyd. 6,5, ark. druk. 5,5. Papier druk. sat. kl. V, 70 g z Fabryki Papieru w Skolwinie.
Oddano do składu 7. V 1958. Podpisano do druku 19. IX 1958. Druk ukończ. we wrześniu 1958
Zam. 376-58. M-33. Cena zł 19.—

PABIANICKIE ZAKŁADY GRAFICZNE, PABIANICE, UL. P. SKARGI 40

Rajmund Galon

NOWE BADANIA GEOMORFOLOGICZNE NA SANDRZE BRDY

Obszar sandru Brdy posiada swoją odrębną literaturę geologiczną i geomorfologiczną. Dawne prace niemieckie dotyczą jednak tylko wybranych i terytorialnie ograniczonych zagadnień, szczególnie geologicznych, wzgl. mało związanych z problemem działalności erozyjno-akumulacyjnej wód fluwioglacjalnych (np. prace G. M a a s a) lub posiadają charakter ogólny (np. dzieło P. S o n n t a g a lub artykuły J. M i k o ł a j s k i e g o i St. P a w ł o w s k i e g o).

Pierwszą odrębną próbę morfogenetycznego spojrzenia na obszar sandru Brdy a równocześnie sandru Wdy jest studium J. D e g ó r s k i e j (1). Niestety praca zaginęła w czasie wojny a istnieje jedynie krótkie jej streszczenie. Autorka wyróżniła na sandrze strefę przejściową między moreną czołową a sandrem o szerokości kilku km, gdzie utwory morenowe ząbnią się ze żwirami fluwioglacjalnymi, oraz partię źródłową sandru tucholskiego, występującą tam, gdzie rynny jezior kartuskich i gowidlińskich przerwały strefę moren czołowych. Autorka przeprowadziła także badania miąższości utworów sandrowych, malejącej szybko ku południowi, stwierdziła silne zmniejszenie się średnicy materiału akumulacyjnego w tym kierunku oraz opisała wyspy moreny dennej (wzgl. czołowej) położone na obszarze sandru.

Studium R. G a l o n a (2) jest szerszą próbą morfogenetycznego opisu obszaru sandru i doliny Brdy. Autor określił granice obszaru sandrowego w stosunku do moren czołowych, do sąsiednich pól sandrowych, wysp moreny dennej i okalającej sandr Brdy wysoczyzny morenowej. Wyróżniono kilka poziomów sandrowych, oddzielonych od siebie wyraźnymi załomami erozyjnymi i reprezentujących kolejne fazy oscylacji wzgl. topnienia lodowcowego. Autor wykazał, że sandr Brdy z jednej strony wiąże się ściśle z morenami czołowymi stadium pomorskiego a z drugiej strony znajduje swój dalszy ciąg w terasie sandrowej w pradolinie Noteci. Tym samym został potwierdzony od dawna istniejący pogląd o genetycznym powiązaniu pradoliny Noteci-Warty (pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej) ze stadium pomorskim ostatniego zlodowacenia. Autor opisał także rozwój doliny Brdy, który rozpoczął się już bardzo wcześnie, tj. jeszcze w okresie późnoglacjalnym, stwierdził w niej dziewięć teras rzecznych o różnym zasięgu i o charakterze

erozyjnym, powiązanych genetycznie czy to z terasami pradoliny Noteci-Warty czy to z terasami doliny dolnej Wisły.

Praca R. Galona nie rozwiązuje jednak wszystkich poruszonych w niej lub innych istniejących problemów dotyczących genezy obszaru sandrowego. Budowa geologiczna sandru została opisana w sposób fragmentaryczny i wstępny; brak także analizy geologicznej i morfologicznej strefy kontaktowej pomiędzy moreną czołową a sandrem. Praca ta nie zawiera również szczegółowej charakterystyki licznych wydm, rynien i form wytopiskowych na sandrze. Główne zainteresowania autora skierowane były na zbadanie poziomów sandrowych, reprezentujących kolejne fazy rozwoju powierzchni sandrowej. Jednak rozpoznane poziomy sandrowe nie zostały powiązane z odpowiednimi drobnymi fazami oscylacji wzgl. deglacjacji lądolodu.

Uzupełnieniem morfologicznego studium sandru Brdy R. Galona od strony sedimentologicznej jest praca St. Jewtuchowicza (3,4), dotycząca struktury sandru Brdy. Autor postawił sobie jako cel pracy zbadać strukturę typowego sandru o wyraźnych cechach morfologicznych, czyli na obszarze młodoglacjalnym, by następnie móc rozpoznać sandry na obszarze starszych zlodowaceń, gdzie ich formy są zatarte a zatem kryteria morfologiczne zawodne. Z tego punktu widzenia studium St. Jewtuchowicza stanowi dalszy ciąg i uzupełnienie pracy A. Dylkowej, która w podobny sposób i dla podobnych celów zbadała typową morenę czołową, oz i drumlin. Dla dokładnej analizy struktury sandru wybrano trzy miejscowości położone południkowo w pasie o długości 30 km w części początkowej (północnej) sandru. Autor obserwował strukturę także w południowej części sandru, notując jednakże tylko różnice i podobieństwa w stosunku do powyższych trzech zasadniczych punktów z typowymi dla sandru odsłonięciami.

St. Jewtuchowicz ustalił stosunek osi strukturalnej sandru do jej osi morfologicznej a następnie śledził kierunek działania siły na podstawie kierunków upadu warstw w sandrze, rekonstruując sieć strumieni wód roztopowych na obszarze sandru. Szczegółowo omawiane są procesy sedimentacyjne, które autor klasyfikuje według wzorów duńskich, a zwłaszcza amerykańskich. Następny rozdział dotyczy tekstury sandru, w szczególności orientacji kamieni i segregacji materiału sandrowego. Analiza struktury sandru dała autorowi także możliwość rekonstrukcji warunków klimatycznych, w jakich odbywała się akumulacja osadów sandrowych. St. Jewtuchowicz doszedł do wniosku, iż zewnętrzny wygląd formy sandru jest wyrazem struktury i odbiciem charakteru tych procesów, które działały w okresie sedimentacyjnym.

Niestety ciekawe i pracowite studium St. Jewtuchowicza nie może być przyjęte bez zastrzeżeń a uzyskane przez niego wyniki tylko częś-

ciowo zasługują na uwzględnienie. Autor bowiem w interpretacji odsłoneń sandrowych nie wziął pod uwagę faktu zróżnicowania powierzchni sandru na różnowiekowe poziomy erozyjno-akumulacyjne o odmiennych cechach sedymentacyjnych, traktując powierzchnie sandru jako na ogół „monotonną równinę piaszczystą, miejscami urozmaiconą niewielkimi formami wypukłymi. Spośród form wklęsłych zarysowują się jeziora i oczka, jako ślady kier lodowych oraz doliny rzek współczesnych” (str. 20). Gdyby autor zapoznał się był z cytowaną przez niego pracą R. Galona, wtedy przy interpretacji odsłoneń sandrowych mógłby być ustosunkować się do wyróżnionych w pracy tej kilku poziomów sandrowych i — być może — próbowałby je uzasadnić wzgl. rozróżnić z punktu widzenia ich struktury i tekstury, przez co studium jego uległoby pogłębieniu a zastosowane przez niego metody badawcze okazałyby swą celowość w stosunku do zagadnienia bardziej złożonego. Zastrzeżenia budzą także wyspy moreny dennej na terenie sandru wyróżnione przez St. Jewtuchowicza na podstawie dawnej szkicowej mapy morfologicznej St. Pawłowskiego bez korzystania z Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 300 000 oraz mapy morfologicznej w pracy R. Galona, które wymienia w spisie literatury. W następstwie mylnego wyróżnienia i ulokowania wysp moreny dennej przez tego autora, jedno z podstawowych odsłoneń sandrowych (Kalisz) występuje właśnie w obrębie moreny dennej (wzgl. czołowej) i reprezentuje zapewne strukturę międzymorenowego fluwioglacjału a nie strukturę sandru. Wiele zrekonstruowanych przez St. Jewtuchowicza strumieni sandrowych płynie po faktycznie istniejących wyspach moreny dennej, co oczywiście jest zasadniczym nieporozumieniem.

St. Jewtuchowicz nie uwzględnił także faktu, iż w licznych wypadkach osady sandrowe spoczywają bezpośrednio (po ścięciu moreny dennej) na starszych piaskach fluwioglacjalnych. W efekcie więc dane odsłonecie może reprezentować dwie genetycznie i czasowo odmienne serie osadowe. Wynikiem niewłaściwego uwzględnienia przez St. Jewtuchowicza cech morfologicznych i geologicznych rozpatrywanego terenu jest m. in. skonstruowana przez niego krzywa wartości upadu warstw w sandrze (str. 18), wykazująca w swym przebiegu zaburzenie, nieuzasadnione charakterem morfologicznym sandru, a spowodowane zapewne niezamierzonym przez autora sięgnięciem w danym przekroju do starszych utworów fluwioglacjalnych, wykazujących odmienne cechy sedymentologiczne.

Studium St. Jewtuchowicza jest niewątpliwym, cennym wzbogaceniem naszych podstaw badawczych w zakresie zagadnień czwartorzędu i autor przekonał nas o celowości stosowania badań strukturalnych w obszarach sandrowych. Ponieważ autor nie uwzględnił jednak

istotnych cech morfologicznych i geologicznych sandru Brdy praca powyższa powinna być odpowiednio zrewidowana i uzupełniona.

W. Okołowicz (8) w studium zbiorowym dotyczącym morfogenezy wschodniej części Pojezierza Pomorskiego śledzi m. in. szlaki sandrowe, rozpoczynające się głównie w okolicy jezior Gowidlińskich, jeziora Mausz i jezior Raduńskich, zatem bada inicjalną część sandrów, powiązanych genetycznie z morenami czołowymi i rynnami jeziernymi. Tym samym została wypełniona luka w znajomości morfogenezy obszaru sandrowego, o czym wyżej była mowa. Jednakże analiza form sandrowych w studium W. Okołowicza dotyczy głównie szlaków sandrowych, odwadnianych obecnie przez dorzecze Wdy. Sandry występują w kilku poziomach, co Okołowicz tłumaczy zmiennością warunków odpływu wód roztopowych.

Sandr Brdy jest powiązany z łukiem moren bytowskich. Z obszarów położonych na zewnątrz moren czołowych wody spływały na południe szlakiem sandru Brdy do pradoliny Noteci-Warty. Gdy lądolód się wycofał z moren brzeżnych łuku bytowskiego, wody roztopowe odpływały na zachód. W. Okołowicz słusznie podkreśla pozornie morenowo-czołowy charakter powierzchni sandru w następstwie wytopienia się brył lodów kopalnych. Zagadnienie to rozwija w tej publikacji M. Liberacki (str. 47).

Niniejszy Zeszyt Naukowy UMK zawiera rozszerzenie wzgl. pogłębienie niektórych problemów poruszonych w studiach R. Galona i W. Okołowicza.

Jedną z ciekawych cech krajobrazu sandrowego jest bogactwo wysp moreny dennej, przedzielających obszar sandrowy. Zdarza się także, że powierzchnia sandrowa ścina erozyjnie morenę denną. Rozległe to zagadnienie stosunku wód roztopowych i powierzchni sandrowej do moreny dennej z równoczesną próbą klasyfikacji genetycznej powierzchni sandrowej jest treścią artykułu Cz. Churskiej. Załączone do pracy rysunki mają przeważnie charakter poglądowy.

Na obszarze sandru i doliny Brdy rozwinęły się liczne wydmy i powstały pola przewianych piasków. Ta działalność eoliczna, bardzo intensywna w okresie późnolodowcowym i na początku holocenu, skupiała się w kilku fazach. Zagadnienie rozmieszczenia wydym na sandrze Brdy (na wybranym obszarze), ich klasyfikacji, genezy i wieku jest tematem rozważań J. Nowickiej.

Tak jak wydmy stanowią charakterystyczny wypukły element morfologiczny na przestrzeni sandrowej, tak liczne rynny, kociołki i nieregularne wytopiska stanowią charakterystyczny dla sandru Brdy zespół form wklęsłych, skupionych szczególnie w kilku obszarach. Ich rozmieszczenie, klasyfikacja genetyczna i wiek są tematem rozprawy

M. Liberackiego. Jak wynika z niedawno opublikowanej pracy M. Kępczyńskiego (5), niektóre formy wytopiskowe na sandrze Brdy sięgają interstadiału Alleröd. Inne — jak wykazują obserwacje morfologiczne — są młodsze i wytworzyły się dopiero w czasie postglacjalnego optimum klimatycznego.

Zagadnienie rozwoju doliny Brdy na tle sandru Brdy, rozpatrywane w wyżej wymienionej pracy R. Galona, może być pogłębione i rozszerzone przez studium dolin dopływów Brdy. Taki jest cel opracowania przez M. Liberacką geomorfologii doliny Bielskiej Strugi, typowej rzeki sandrowej. Terasy doliny Bielskiej Strugi potwierdzają charakter ercyjny teras doliny Brdy. Poza tym studium doliny Bielskiej Strugi daje okazję do przedyskutowania zagadnienia stosunku dolin rzecznych do form wytopiskowych oraz dalszego omówienia problemu zmian biegu Brdy, tak charakterystycznych dla tej głównej rzeki sandrowej.

Niniejszy zbiór prac, dotyczących niektórych zagadnień geomorfologicznych sandru Brdy, powstał w swej pierwotnej postaci w trakcie wykonywania zdjęcia geomorfologicznego i hydrograficznego na terenie sandru Brdy i Wdy (Czarnej Wody) przez grupę magistrantów geografii UMK w latach 1952/54. W następnych latach prace te zostały uzupełnione częściowo przez nowe obserwacje i zaktualizowane. Mają one charakter notatek naukowych, rozszerzających naszą wiedzę o rzeźbie sandru Brdy i wskazujących na nowe problemy badawcze. Z tego punktu widzenia prace te — pomimo dość skromnego aparatu dokumentacyjnego i charakteru wstępnego — zasługiwały na opublikowanie.

LITERATURA

1. Degórska J., Morfologia zandru tucholskiego. Sprawozd. Pozn. Tow. Przyj. Nauk nr 32, str. 128—131, Poznań 1938.
2. Galon R., Morfologia doliny i zandru Brdy. Stud. Soc. Scient. Tor. Sectio C, Vol. I, nr 6. Toruń 1953.
3. Jewtuchowicz St., Struktura sandru. Łódzkie Tow. Naukowe, Wydział III, nr 40. Łódź 1955.
4. Jewtuchowicz St., La structure du sandr. Bull. de la Soc. des Sciences et de Lettres de Łódź 1954.
5. Kępczyński K., Roślinność i historia Siwego Bagna w Borach Tucholskich. Zeszyty Naukowe UMK. Toruń 1958.
6. Maas G., Über Endmoränen in Westpreussen u. angrenzenden Gebieten. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt. Berlin 1900.
7. Mikołajski J., Morfologia Polskiego Pomorza. Wydawn. Instytutu Bałtyckiego, Ser. Balticum, Toruń 1929.
8. Okołowicz W., Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego, „Z badań czwartorzędu“, Inst. Geol., Biuletyn 100. Warszawa 1956.

9. Pawłowski St., La Poméranie et le littoral de la mer Baltique, Congrès Intern. de Géographie Varsovie 1934, Guide des Excursions, B 2. Warszawa 1934.
10. Pawłowski St., Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza, Słownik Geograficzny, Polsk. Tow. Krajozn. tom I Warszawa (1937).
11. Sonntag P., Geologie von Westpreussen. Berlin 1919.

Rajmund Galon

NOUVELLES RECHERCHES GÉOMORPHOLOGIQUES SUR LE SANDR DE BRDA

Résumé

Une bibliographie particulière géologique et géomorphologique concerne le terrain du sandr de Brda. Cependant les ouvrages anciens se distinguent par leur caractère général (P. Sonntag et St. Pawłowski) et fragmentaire (G. Maas). L'étude de J. Degórska, dont le résumé seul a survécu à la guerre, est une première tentative d'une vue morphogénétique sur le terrain du sandr de Brda.

L'ouvrage plus détaillé de R. Galon a trait avant tout aux terrasses de la vallée de Brda et aux niveaux d'érosion et d'accumulation sur le sandr. L'auteur a confirmé la conception qui liait l'origine de la vallée primitive (pradolina) Noteć-Warta au stade poméranien de la dernière glaciation. Mais l'étude de Galon ne résout pas les problèmes concernant l'origine du terrain de sandr, mentionnés dans ce travail ou bien dans les ouvrages des prédécesseurs. L'étude de St. Jewtuchowicz (3,4) relative à la structure du sandr de Brda complète l'ouvrage morphologique du sandr de Brda de R. Galon au point de vue de la sédimentologie. L'auteur a pour but d'étudier la structure du sandr typique, ayant des traits morphologiques distincts, c'est à dire rencontrés sur le terrain du récent modelé glaciaire, pour pouvoir discerner ensuite les sandrs sur le terrain des glaciations plus anciennes, où leurs formes sont estompées et par conséquent les critères morphologiques sont douteux. St. Jewtuchowicz constate que l'extérieur d'une forme reflète la structure et le caractère de ces processus qui avaient lieu dans la période sédimentaire. Malheureusement cette intéressante étude sur la structure du sandr de Brda nous satisfait en partie, car l'auteur n'a pas envisagé à fond les différenciations géomorphologiques et géologiques du terrain de sandr.

Dans l'ouvrage collectif, récemment paru, concernant la morphogenèse de la partie orientale du pays lacustre de Poméranie W. Okołowicz étudie la partie initiale des cours de sandr de différent âge, à différentes niveaux. Ces sandrs s'étendent vers la vallée primitive (pradolina) Noteć-Warta ainsi que vers le bassin de Wda, même vers celui de Wierzyca. Certaines eaux de fonte, séparées du sandr par les moraines frontales, s'écoulent aussi vers l'Ouest.

Le présent fascicule de Travaux de l'Université Nicolas Copernic comprend l'élargissement de certains problèmes considérés dans l'ouvrage de R. Galon et de W. Okołowicz.

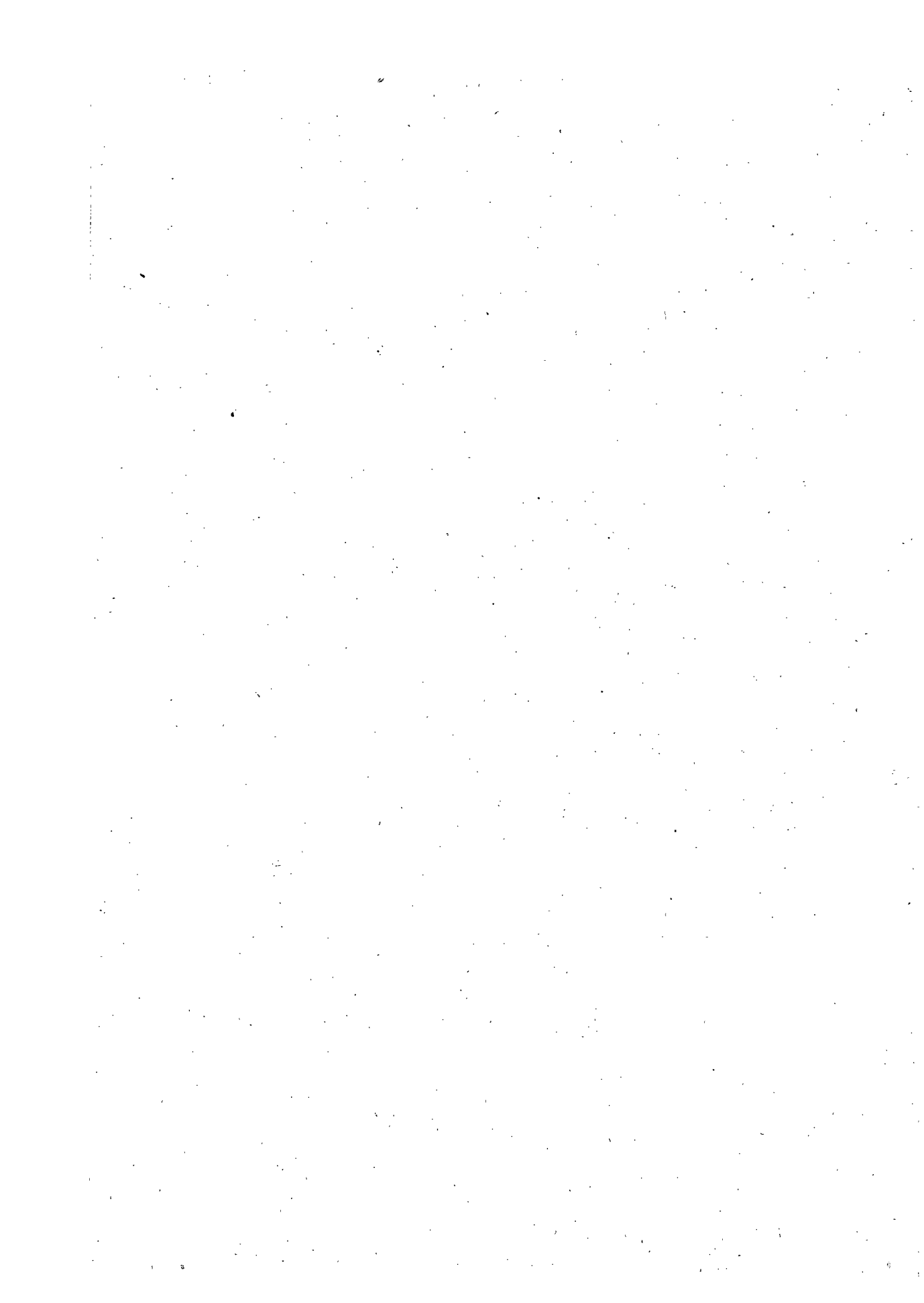
Un des traits les plus intéressants du paysage de sandr est l'abondance d'îles de moraines de fond qui coupent le terrain du sandr. Il arrive aussi que la surface de sandr tronque par des processus d'érosion la moraine de fond. Ces vastes problèmes, concernant autant les rapports des eaux de fonte, de la surface de sandr et

de la moraine de fond que la tentative de la classification génétique de la surface de sandr, constituent le sujet de l'étude de Cz. Churska. Les profils de sandr ci-joint ont pour la plupart un caractère démonstratif.

De nombreuses dunes et des champs de sable mouvant se sont constitués sur le terrain du sandr et de la vallée de Brda. Cette activité éolique, très intense à l'époque tardiglaciaire et du début du holocène, comprenait plusieurs phases. Dans son ouvrage J. Nowicka envisage le problème de la situation des dunes sur le sandr de Brda (terrain en question), leur classification, leur origine et leur âge. De même que les dunes constituent un caractère morphologique positif sur le terrain de sandr, de nombreuses rigoles sous-glaciaires, des dépressions petites mais profondes, des dépressions irrégulières présentent un ensemble de formes négatives caractéristique pour le sandr de Brda et accumulé particulièrement sur quelques terrains. Leur disposition, leur classification, génétique et leur âge sont étudiés par M. Liberacki. D'après le travail récent publié par M. Kępczyński, certaines formes de dépressions dues à la fonte de la glace morte sur le sandr de Brda remontent à l'interstadaire Alleröd. Les autres, comme le démontrent les observations morphologiques, sont plus récentes et ne se sont constitués qu'au cours de l'optimum postglaciaire climatique.

Le problème de l'évolution de la vallée de Brda sur le sandr de Brda, envisagé dans l'ouvrage de R. Galon mentionné ci-dessus, peut être élargi et développé par l'étude des vallées des affluents de Brda. Par conséquent les recherches de M. Liberacka portent sur la géomorphologie de la vallée de Bielska Struga, rivière typique pour le terrain de sandr. Les terrasses de la vallée de Bielska Struga confirment l'érosion des terrasses de la vallée de Brda. En outre l'étude de la vallée Bielska Struga donne lieu à l'examen des rapports qui existent entre les vallées fluviales et les dépressions dues à la fonte des glaces mortes, ainsi que du problème du changement de cours de Brda si caractéristique pour cette importante rivière sur le sandr.

Le présent recueil de travaux, relatif à quelques problèmes géomorphologiques du sandr de Brda, s'est constitué dans sa rédaction primitive pendant que des levées géomorphologiques et hydrographiques du terrain du sandr de Brda et Wda (Czarna Woda) étaient exécutées par les licenciés en géographie de l'Université Nicolas Copernic au cours des années 1952—54. Dans les années suivantes ces études étaient complétées par des recherches récentes. Elles approfondissent nos connaissances sur le relief du sandr de Brda.



Czesława Churska

STOSUNEK SANDRU BRDY DO WYSP MORENY DENNEJ

I. WSTĘP

Celem niniejszej pracy jest określenie charakteru geologicznego i morfologicznego powierzchni sandru Brdy i stosunku tej powierzchni do wysp moreny dennej, rozsianych na terenie sandru, a w szczególności stwierdzenie rodzaju kontaktu geologicznego i morfologicznego pomiędzy powierzchnią sandrową a wyspami morenowymi.

Powyższymi zagadnieniami dotychczas nikt się nie zajmował. R. Galon (3) omawia niektóre wyspy morenowe, ale szczegółowo wyżej wymienionych zagadnień nie rozwija.

Pracę wykonano na podstawie obserwacji własnych i kolegów, w terenie objętym arkuszami map w skali 1 : 25 000 Cekcyn, Bysław, Tuchola, Małe Gacno, Lińsk, Legbąd, N. Cerkiew i częściowo Śliwice i Łązek.

Obserwacje te zostały dokonane w roku 1953 w czasie zdjęcia morfologicznego i hydrograficznego powyższego terenu, wzgl. w nawiązaniu do nich.

II. POWIERZCHNIE AKUMULACYJNE I POWIERZCHNIE EROZYJNE W OBRĘBIE SANDRU BRDY

Obserwując przebieg, strukturę i stosunek sandru do podłoża, stwierdziłam, że posiada on dwojaki charakter, uwarunkowany ukształtowaniem podłoża sandrowego i określony działalnością wód fluwioglacjalnych.

W związku z tym na obszarze sandru Brdy wyróżniono powierzchnie akumulacyjne i powierzchnie erozyjne.

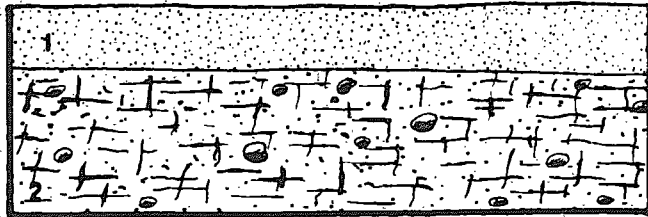
a) Powierzchnie akumulacyjne sandru Brdy

Zawdzięczają one swoje powstanie akumulacyjnej działalności wód sandrowych, poprzedzonej ich pracą erozyjną. A więc najpierw wody roztopowe stacjonującego lądolodu utorowały sobie drogę w utworach moreny dennej, a także czołowej, a następnie na rozciętej, czy też zrównanej powierzchni morenowej pozostawiły niesiony materiał, żwirowo-piaszczysty.

Z sandrem o powierzchni akumulacyjnej, powstałej na skutek tego rodzaju działalności erozyjno-akumulacyjnej wód roztopowych, mamy do

czynienia na całym obszarze Brdy, wyłączając nieznaczne przestrzenie sandrowe, powstałe tylko na drodze akumulacyjnej (boczne odpływy sandrowe).

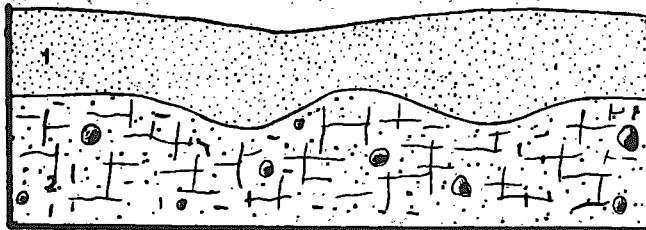
Mięszkość osadów sandrowych jest różna, zależnie od konfiguracji podłoża i od ilości transportowanego materiału. Ciekawy jest kontakt sandru o powierzchni akumulacyjnej z podłożem. Tam gdzie erozja wód fluwioglacjalnych była znaczna, podłoże jest ścięte i osady fluwioglacjalne zalegają horyzontalnie (Rys. 1, 13 i 14). Kontakt ten jest wyraźny tam, gdzie podłoże buduje morena, natomiast trudno uchwytne, gdy w podłożu występuje bezpośrednio starszy fluwioglacjał.



Rys. 1

Objaśnienie: 1 — osady sandrowe, 2 — glina morenowa

Inaczej rzecz się przedstawia, gdy erozja wód fluwioglacjalnych była minimalna, a odbywała się tylko działalność akumulacyjna. W tym wypadku podłoże nie wykazuje śladów ścięcia i jest urozmaicone (Rys. 2).



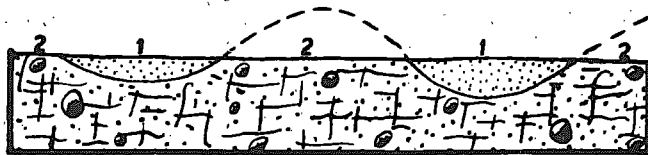
Rys. 2

Objaśnienie: 1 — osady sandrowe, 2 — glina morenowa

Tego rodzaju kontakty zaobserwować można na odcinku Lipowa Tucholska-M. Gacno-Wierzchlas, na terenie objętym przez boczny odpływ wód fluwioglacjalnych sandru Brdy. Przykładem istnienia tego rodzaju kontaktu jest odsłonięcie na pn. zach. od Zielonki (rys. 15). Mięszkość osadów sandrowych na odcinku sandru Brdy jest różna; np. wiercenie wykonane u stóp wyspy bruskiej do głębokości 4,5 m nie uchwyciło podłoża gliniastego. Mięszkość sandru na odcinku wyżej wspomnianego bocznego odpływu waha się w granicy 0,3—4 m i zapewne więcej.

b) Powierzchnie erozyjne na sandrze Brdy

Drugim rodzajem sandru, rzadziej występującym, jest sandr o powierzchni erozyjnej. Nazwą tą określamy ściętą powierzchnię morenową lub starszą fluwiogłacjalną (trudną do uchwycenia), która leży na podobnej wysokości co otaczający ją sandr o powierzchni akumulacyjnej. Powierzchnia taka zawdzięcza swoje powstanie erozyjnej działalności wód sandrowych. Sandr o powierzchni erozyjnej, zależnie od ukształtowania ściętej powierzchni morenowej, ma wygląd jednolitego płata gliniastego, — albo szeregu drobnych płatów gliniastych — poprzedzielanych sandrem o powierzchni akumulacyjnej, który wypełnia obniżenia powierzchni podsandrowej (rys. 3).



Rys. 3

Objaśnienie: 1 — osady sandrowe, 2 — glina morenowa

Mamy szereg przykładów sandru o powierzchni erozyjnej, mającej charakter zwartej powierzchni morenowej. Na południe od wsi Kościelniki na prawym brzegu rynny, wykorzystanej obecnie przez rzeczkę Hozjanę, rozciąga się płat gliniasty (głina brunatna tłusta). Leży on na wysokości 111 m nad poziomem morza, czyli na tej samej wysokości, co przyległe poziomy sandrowe. W stosunku do wysoczyzny powyższy płat gliniasty leży około 15 m niżej. Należy jeszcze zaznaczyć, że glina ta jest zapewne drugim z kolei pokładem morenowym, gdyż wysoczyzna zbudowana jest z materiału piaszczysto-zwałowego.

Drugim przykładem sandru o powierzchni erozyjnej tego typu jest obszar położony na wschód od jez. Spierewnik (Mrówiniec). Jest on z czterech stron podcięty rynnami, dlatego robi wrażenie wyspy. Sandr o powierzchni erozyjnej leży na tej samej wysokości, co sandr o powierzchni akumulacyjnej, tj. 124 m n.p.m.; w stosunku do wysoczyzny prawobrzeżnej jest on położony około 30 m niżej.

Jak już zaznaczyłam, sandr o powierzchni erozyjnej nie zawsze posiada jednolitą ściętą powierzchnię, lecz składa się nieraz z szeregu drobnych płatów gliniastych, oddzielonych od siebie osadami sandrowymi. Charakterystyczne rozmieszczenie płatów wykazywałoby na ścięciu moreny faliastej lub pagórkowatej.

Podobną powierzchnię erozyjną można zaobserwować w okolicy Zapędowa. Teren ten leży na tej samej wysokości, co sandr o powierzchni aku-

mulacyjnej (126 m n.p.m.). Powierzchnia jego jest silnie porozcinana przez boczne dolinki uchodzące do doliny Brdy.

Na podstawie informacji ludności miejscowej i sporządzonych szybków wynika, że poza granicami sandru o powierzchni erozyjnej, w innych miejscach trudno dokopać się do gliny, gdyż zalega ona głęboko. Z tego wynikałoby, że w miejscu obecnego sandru o powierzchni erozyjnej, musiało istnieć w podłożu jakieś wzniesienie, które częściowo zostało ścięte i miejscami zasypane przez osady fluwioglacjalne.

Sandr o powierzchni erozyjnej towarzyszy również wyspom morenowym, szczególnie tam, gdzie mamy do czynienia ze wspomnianym bocznym odpływem sandrowym. Sandr taki występuje np. na zachód od wyspy lińskiej. Składa się on z szeregu niewielkich płatów gliniastych lub zwałowych, oddzielonych wysepkami sandru akumulacyjnego. Jest on jak gdyby dalszym ciągiem wyspy lińskiej. Ciekawe jest zachowanie się drobnych pagórków na sandrze erozyjnym, zwłaszcza na północ od stacji Zarosłe. Wysepki te noszą ślady wyraźnego podcięcia, kontaktującego bezpośrednio albo z sandrem o powierzchni erozyjnej albo z sandrem o powierzchni akumulacyjnej.

Na północ od powyższego sandru erozyjnego miąższość sandru akumulacyjnego szybko wzrasta do 3 m (rys. 13), lecz słyca się ponownie w obrębie strefy przejściowej w okolicy Rosochatki.

Inny wygląd posiada sandr o powierzchni erozyjnej na odcinku Suchom-Wierzchucin-Kochelno. W dotychczas omówionych przykładach sandr erozyjny budowała glina morenowa. Sandr o powierzchni erozyjnej na wspomnianym odcinku stanowi bruk morenowy, przysypany gdzieś niegdzie osadami sandrowymi. Być może, że bruk ten jest pozostałością po starszej morenie.

Na podstawie tych przykładów można stwierdzić, że o typie sandru (powierzchni sandrowej) decydowała działalność wód fluwioglacjalnych z jednej strony i konfiguracja podłoża z drugiej strony.

III. WYSOCZYŻNA MORENOWA A WYSPI MORENY DENNEJ

Chcąc określić stosunek sandru do wysp morenowych położonych na jego obszarze, należy przede wszystkim stwierdzić, czy wyspy są zachowanymi fragmentami wysoczyżny morenowej, czy też są jedynie obniżonymi szczątkami wysoczyżny, zniszczonej przez wody fluwioglacjalne. Celem stwierdzenia tego należy rozpatrzyć:

- a) stosunek wysp morenowych do wysoczyżny morenowej,
- b) stosunek wysp do otaczających je poziomów sandrowych,
- c) ukształtowanie wysp.

Zagadnienie to dotyczy głównie wysp: cekcyńskiej, lińskiej i ludwichowskiej.

Śledząc przebieg wysoczyzny prawobrzeżnej sandru Brdy, zauważyć można, że jest zwarta i wyraźną krawędzią oddzielona od najwyższego poziomu sandrowego.

Inny charakter ma wysoczyzna lewobrzeżna. Jest ona rozczłonkowana na szereg wysepek objętych nazwą wyspy cekcyńskiej. Na południe od Bysławia wysoczyzna lewobrzeżna już jest zwarta aż po pradolinę Noteci-Warty. Porównując wysokości bezwzględne wysoczyzny prawobrzeżnej i lewobrzeżnej (wysp), zauważyć można, że istnieją duże różnice. Wysoczyzna morenowa wznosi się przeciętnie do 126—140 m n.p.m., wyłaczając wysokości form morenowo-czołowych, osiagających wysokości do 160 m.

Wyspy morenowe wykazują następujące wysokości bezwzględne: wyspa cekcyńska 116—118 m z kulminacją 125 m, wyspa ludwichowska 123—134 m, a wyspa lińska 125—137 m.

Wyspa cekcyńska leży przeciętnie 15 m niżej od wysoczyzny (wykluczając w tym wypadku obszary położone po obu stronach Rakówki, o kulminacjach 132 m n.p.m.). Taka wielka różnica w wysokości wskazywałaby na to, że wyspa cekcyńska została zniszczona przez wody fluwio-glacialne.

Analizując położenie tej wyspy w stosunku do otaczających ją poziomów sandrowych, stwierdzam, że najwyższy poziom sandrowy przylegający od zachodu leży na wysokości 110—106 m, czyli wyspa leży 8 m wyżej. Przylegający od wschodu sandr leży na wysokości 114—115 m, tzn. że wyspa leży 2—3 m wyżej. Granica między sandrem a wyspą trudna jest do uchwycenia.

Powierzchnia wyspy jest urozmaicona — morena denna falista z dużą ilością „oczek” i suchych zamkniętych depresji. Powierzchnia ta nie wykazuje żadnych śladów pobytu na niej wód sandrowych. We wschodniej części wyspy w okolicy wsi Ostrowo znajduje się kulminacja o wysokości bezwzględnej 123 m, zbudowana ze spiaszczonej gliny i materiału zwałowego. Maas (1) zalicza ją do moreny końcowej. Wolno nam zatem sądzić, że wyspa cekcyńska ma charakter pierwotny, tzn. jest zachowanym fragmentem wysoczyzny. Jak wynika z mapy, wyspie cekcyńskiej towarzyszą rynny jezienne. Zbocza rynien wykazują silne rozcięcia erozyjne, świadczące o istnieniu erozji i denudacji, która przyczyniła się niewątpliwie do obniżenia powierzchni wyspy cekcyńskiej.

Wyspa lińska w stosunku do wysoczyzny prawobrzeżnej leży 7 m niżej. Powierzchnia sandrowa otaczająca wyspę od zachodu (sandr Brdy) leży na wysokości 122—125 m, czyli 8 m niżej od wyspy morenowej. Od wschodu wyspę morenową otacza powierzchnia sandrowa

(sandr Wdy), leżąca na wysokości 120 m, t. zn. ona leży 10 m niżej od powierzchni wyspy morenowej.

Powierzchnia wyspy jest falista, znajdują się na niej niewielkie pagórki zbudowane z materiału warstwowanego (zwirowo-piaszczystego), miejscami z utworu morenowego.

Dane te wskazują, że również wyspa lińska jest zachowanym fragmentem wysoczyzny morenowej.

Wyspa ludwichowska (rys. 16) jest około 8 m niższa od wysoczyzny prawobrzeżnej Brdy. W stosunku do sandru Wdy (116—118 m) leży ona 10 m wyżej, a w stosunku do sandru Brdy (120—122 m) 6 m wyżej.

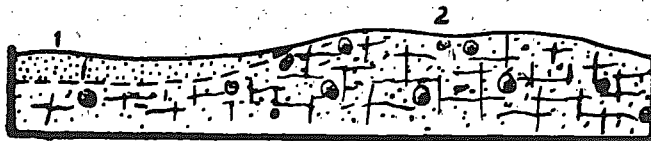
Na peryferiach wyspy występuje morena falista, zbudowana z gliny morenowej oraz z materiału zwałowego. Środek wyspy ludwichowskiej zajmuje morena pagórkowata (okolice Ludwichowa). Posiada ona charakter wałów morencywych, rozczłonkowanych na szereg pagórków. Wysokość względna wałów tych waha się od 5 do 8 m, w niektórych wypadkach dochodzi ona do 12 m.

Pagórki morenowe układają się w równoległe ciągi o przebiegu pn. pn. zach. — pd. pd. wsch. Są one zbudowane z materiału zwałowego. Określam je jako formy morenowo-czołowe.

Wszystkie wyżej wymienione okoliczności wskazują, że rozpatrywane trzy wyspy moreny dennej mają charakter pierwotny. Wysoczyzna lewobrzeżna była z natury już niższą, o czym świadczy wysokość bezwzględna moren czołowych w stosunku do moren prawobrzeżnych. Z tego powodu wkroczył też na jej obszar boczny odpływ sandrowy, którego nie ma na wysoczyźnie prawobrzeżnej. Wysoczyzna lewobrzeżna na południe od Bysławia po Bydgoszcz leży również na wysokości 110—95 m n.p.m.

IV. KONTAKT POMIĘDZY SANDREM A WYSPAMI MORENY DENNEJ

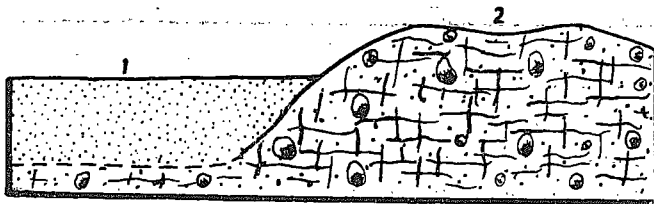
Po stwierdzeniu pierwotnego charakteru wysp wyżej wymienionych należy z kolei ustalić, w jaki sposób kontaktują ze sobą sandr i wyspy morenowe. Stwierdziłam istnienie trzech rodzajów kontaktu, różniących się genetycznie:



Rys. 4

Objaśnienie: 1 — osady sandrowe, 2 — glina morenowa

a) kontakt akumulacyjny (rys. 4) jest genetycznie związany z działalnością akumulacyjną wód fluwioglacjalnych, których siła erozyjna była minimalna i w terenie nie zaznaczyła się. Sandr akumulacyjny w takim wypadku graniczy z wyspą za pośrednictwem niewielkiego załomu terenowego (2—3 m) lub w nią przechodzi. Jak wykazały wykonane przez mnie szybiki, miąższość sandru w kierunku wyspy zmniejsza się.

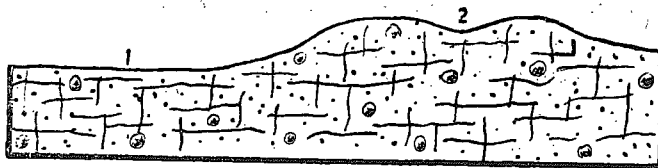


Rys. 5

Objaśnienie: 1 — osady sandrowe, 2 — glina morenowa

b) kontakt erozyjny (rys. 5 i 16) związany jest z działalnością erozyjno-akumulacyjną wód fluwioglacjalnych. Wody wyraźnie podcięły stok wyspy, składając u jej stóp materiał niesiony, który częściowo przykrył podcięcie. Kontakt taki zaznacza się w terenie wyraźnym, mniej lub bardziej stromym załomem pomiędzy powierzchnią sandrową a powierzchnią wyspy.

Istnieje również drugi typ kontaktu erozyjnego — rzadko spotykany. W tym wypadku u stóp podciętej wyspy występuje sandr o powierzchni erozyjnej, zbudowany z tego samego materiału co wyspa (rys. 6 i 8).



Rys. 6

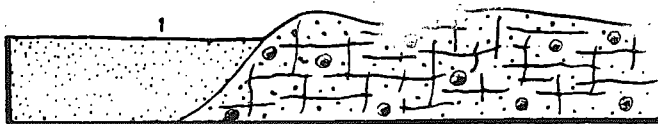
Objaśnienie: 1 — sandr o powierzchni erozyjnej, 2 — wyspa morenowa

c) kontakt erozyjno-akumulacyjny (rys. 7) genetycznie nie różni się od kontaktu erozyjnego, natomiast różni się morfologicznie. Przy kontakcie tym zatarte jest podcięcie wyspy przez złożenie u jej stóp znacznej miąższości osadów sandrowych. W takim wypadku brak wyraźnego załomu pomiędzy powierzchnią sandrową a wyspą morenową. Robi to wrażenie kontaktu akumulacyjnego.

Oto kilka przykładów ilustrujących wyżej podane rodzaje kontaktu pomiędzy sandrem a wyspami moreny dennej.

Wyspa cekcyńska leży na granicy dwóch szlaków sandrowych. Od zachodu graniczy ona z głównym szlakiem sandrowym. Wzdłuż zachodnich stoków wyspy wyróżnić można dwa rodzaje kontaktów: erozyjny i erozyjno-akumulacyjny.

Typowy przykład kontaktu erozyjnego występuje na granicy wyspy



Rys. 7

Objaśnienie: 1 — sandr o powierzchni akumulacyjnej, 2 — wyspa moreny dennej

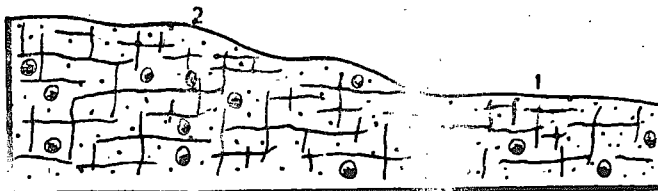
położonej na północ od Rakówki. Wyspa ta wznosi się 19-metrową krawędzią ponad akumulacyjną powierzchnię sandrową. Jak daleko podcięcie sięga w głąb, trudno uchwycić.

Kontakt erozyjno-akumulacyjny zaznacza się wzdłuż pozostałych wysepek. Szybiki wykazały ślady podcięcia, ale jak głęboko ono sięga, nie wiadomo. Podcięcie to zostało zatarte przez osady sandrowe, tak że granica pomiędzy sandrem a wyspami miejscami jest mało wyraźna.

Wschodnie stoki wyspy cekcyńskiej wykazują kontakt akumulacyjny. Brak jest tutaj śladów wyraźnego podcięcia. Miąższość sandru ku wyspie maleje. Kontakt ten trudny jest do uchwycenia tam, gdzie wyspa morenowa przechodzi w strefę przejściową (Cekcyn-Dębowiec-Suminy).

Wyspy lińska i ludwichowska (rys. 16) leżą na dziale wodnym pomiędzy sandrem Břdy i Wdy. Zachodnie stoki wysp posiadają kontakt akumulacyjny, który zaciera się na granicy strefy przejściowej. Wschodnie stoki wysp natomiast mają kontakt erozyjny. Wyspy graniczą bezpośrednio z sandrem o powierzchni erozyjnej.

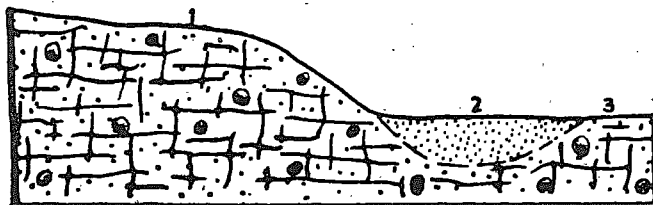
Sandr o powierzchni erozyjnej nie ma na tym odcinku charakteru jednolitej ściętej powierzchni, lecz jest poprzerwany płatami sandru o powierzchni akumulacyjnej, wypełniającego zagłębienia. Tam gdzie sandr o powierzchni erozyjnej przylega bezpośrednio do krawędzi wyspy, kontakt wyspy z sandrem wygląda jak w rys. 8.



Rys. 8

Objaśnienie: 1 — sandr o powierzchni erozyjnej, 2 — wyspa moreny dennej

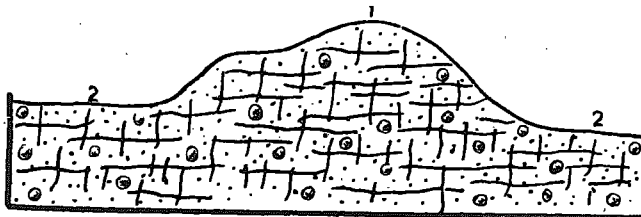
Tam gdzie do krawędzi wyspy przylega sandr o powierzchni akumulacyjnej, lecz dalej rozciąga się sandr o powierzchni erozyjnej, sytuację morfologiczną przedstawia rys. 9.



Rys. 9

Objaśnienie: 1 — wyspa moreny dennej, 2 — sandr o powierzchni akumulacyjnej, 3 — sandr o powierzchni erozyjnej

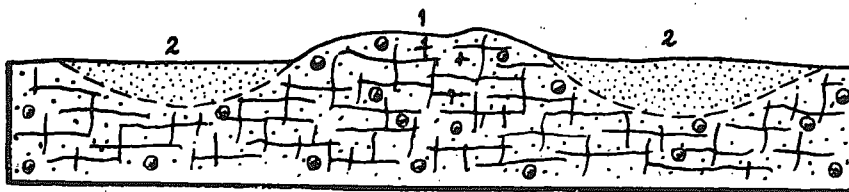
Ciekawe formy kontaktowe posiadają wysepki w okolicy Zarośla. Wyższe wysepki są otoczone sandrem o powierzchni erozyjnej (rys. 10).



Rys. 10

Objaśnienie: 1 — wysypka morenowa, 2 — sandr o powierzchni erozyjnej

Natomiast niższym wysepkom towarzyszą niewielkie obszary sandru o powierzchni akumulacyjnej (rys. 11).

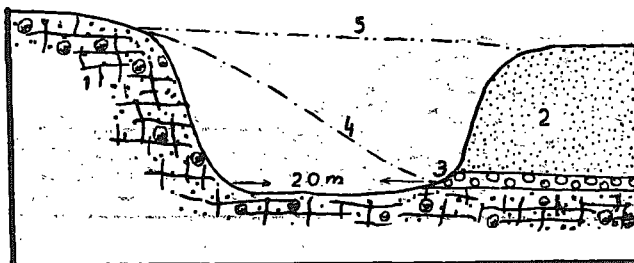


Rys. 11

Objaśnienie: 1 — wysypka morenowa, 2 — sandr o powierzchni akumulacyjnej

Przykładem kontaktu erozyjno-akumulacyjnego na półwyspie kona-rzyńskim jest glinianka we wsi Zielona Huta (rys. 12). Na podstawie odkrywki we wschodniej ścianie glinianki można powiedzieć, że wody fluwioglacjalne podcięły stok wysoczyzny, o czym świadczy warstwa

bruku leżąca na glinie morenowej; następnie wody te, akumulując niesiony materiał, zatęrzyły granicę pomiędzy sandrem a wysoczyzną morenową.



Rys. 12

Objaśnienie: 1 — glina morenowa, 2 — osady sandrowe, 3 — bruk, 4 — przypuszczalny zarys stoku półwyspu, 5 — przypuszczalny zasięg powierzchni akumulacyjnej sandrowej

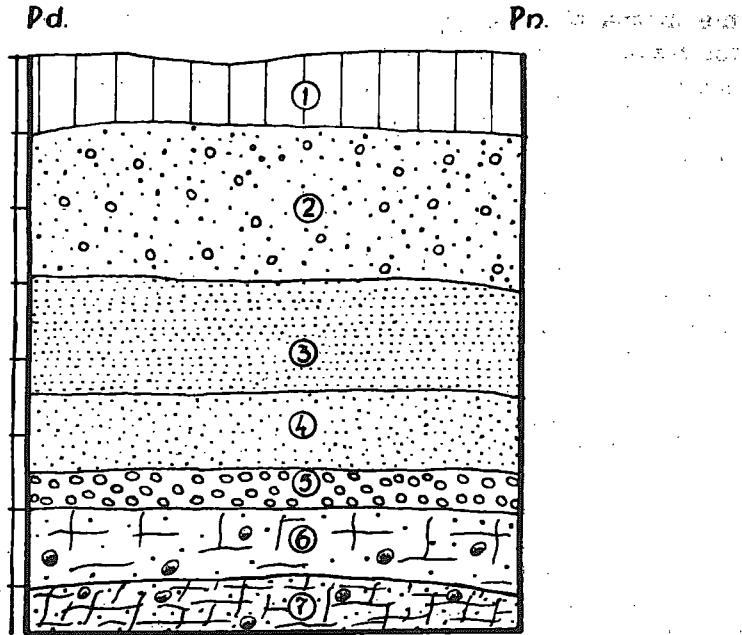
Z analizy poszczególnych kontaktów pomiędzy sandrem a wyspami moreny dennej wynika, że kontakty te są odzwierciedleniem natężenia działalności erozyjnej i akumulacyjnej wód fluwioglacjalnych stacjonującego lądolodu.

V. STREFA PRZEJŚCIOWA

Strefą przejściową nazwano pas graniczny pomiędzy sandrem a wyspami moreny dennej. Występuje ona tam, gdzie kontakt pomiędzy nimi jest niewyraźny (kontakt akumulacyjny). Strefa ta pod względem morfologicznym jest dalszym ciągiem wyspy morenowej, genetycznie czymś pośrednim pomiędzy sandrem a wyspą morenową.

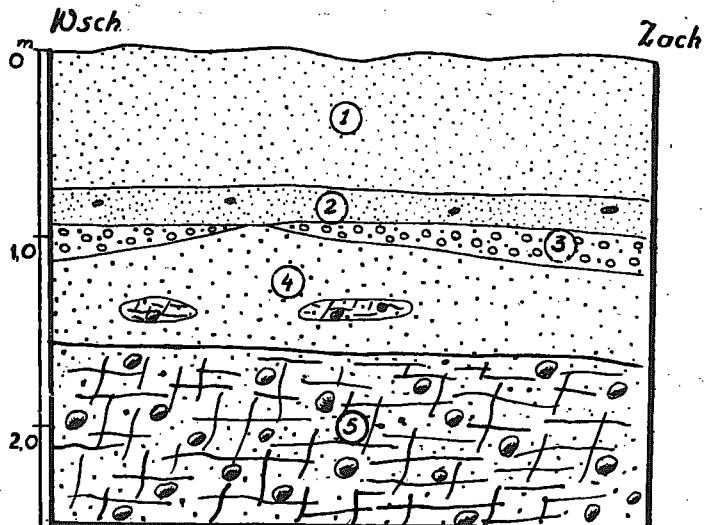
Strefa przejściowa towarzyszy na pewnych odcinkach wyspie cekcyńskiej, ludwichowskiej i lińskiej. Dokładny opis strefy przejściowej przy poszczególnych wyspach pozwoli w pewnym stopniu — zapoznać się z jej morfologią i genezą.

Wzdłuż wschodnich stoków wyspy cekcyńskiej kontakt posiada charakter akumulacyjny. Miąższość przylegającego sandru na tym odcinku jest różna. Na południe od Cekcyna miąższość ta wynosi 1—2 m, natomiast na północ od Cekcyna w okolicy Dębowca i stacji Sumin 0,5—1 m. Z tak małą i różną miąższością sandru na tym odcinku związana jest strefa przejściowa. Cała ta strefa, jako obszar urodzajniejszy od sandru typowego, wzięta jest pod uprawę. Powierzchnia na ogół płaska urozmaicona jest wytopiskami, które nadają jej falistość. Zbudowana jest ona miejscami z materiału typowo sandrowego; miejscami z gliny morenowej. Na powierzchni swojej nie posiada śladów ściecia, dlatego



Rys. 13. Odkrywki na sandrze w okolicy Głównki

Objaśnienie: 1 — gleba, 2 — piaski różnoziarniste z głazikami o średnicy do 5 cm, niewarstwowane, 3 — piaski średnioziarniste warstwowane z soczewkami piasku zlimonizowanego, 4 — piaski warstwowane drobne i średnioziarniste, 5 — Żwir z kamieniami o średnicy 5 cm, 6 — glina brunatna z głazami o średnicy do 20 cm, 7 — glina siwa z głazikami o średnicy 5 cm

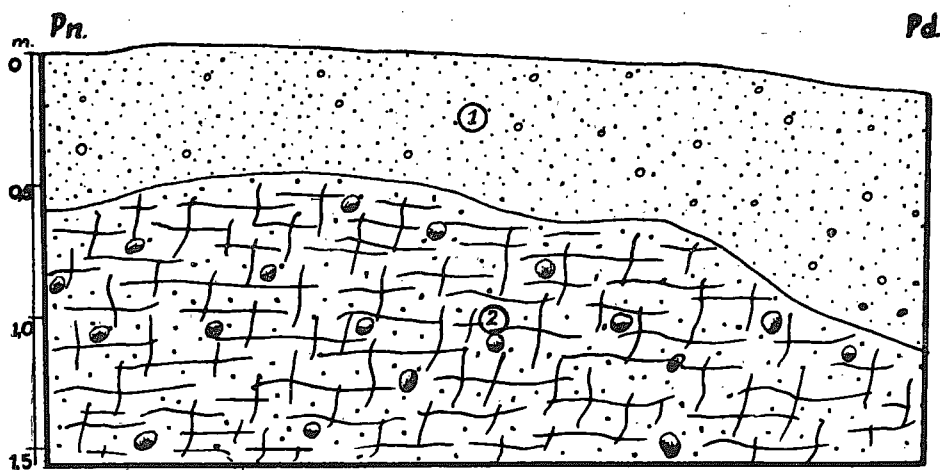


Rys. 14. Odkrywka w okolicy Laski

Objaśnienie: 1 — piasek drobnoziarnisty, 2 — piasek drobnoziarnisty z głazikami, 3 — żwir z brukiem, 4 — piasek średnioziarnisty z soczewkami gliny, 5 — glina brunatna z głazami

nie można zaliczyć jej do sandru o powierzchni erozyjnej. Ze wzrostu miąższości sandru na południe i północ od strefy przejściowej wynika, że strefa ta leży na wzniesieniu, które jest dalszą częścią wyspy morenowej.

Strefa przejściowa towarzyszy wyspie lińskiej w okolicy Rosochatki. Zbudowana jest ona z materiału gliniasto-zwałowego, a miejscami z materiału sandrowego. Powierzchnia wyspy jest zróżnicowana na skutek obecności pagórków i wytopisk. Ze względu na budowę i na obecność sandru akumulacyjnego, nie można strefy tej zaliczyć do morenowej, ani do sandru o powierzchni akumulacyjnej, względnie do sandru o powierzchni erozyjnej.



Rys. 15. Odkrywka na sandrze w okolicy Zielonki

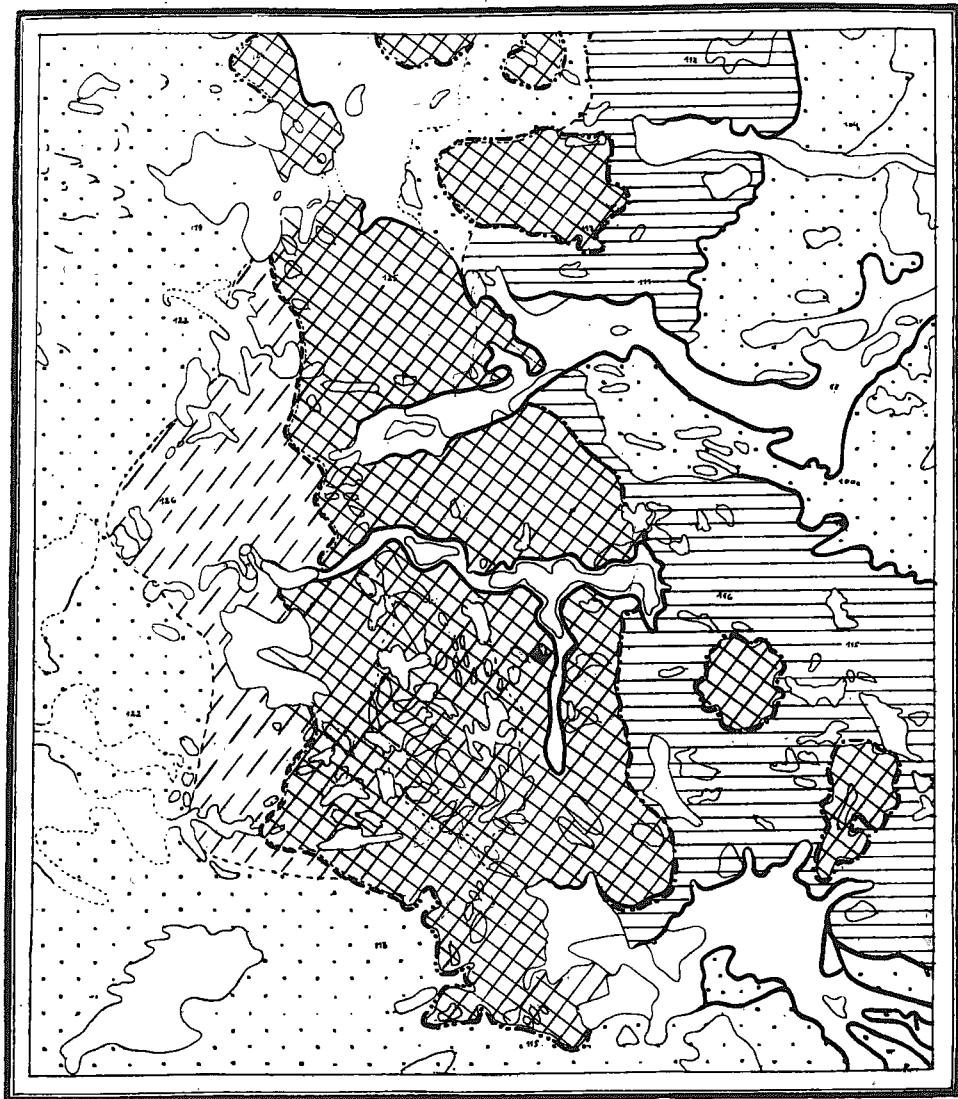
Objaśnienie: 1 — piasek żółty z głazikami, 2 — glina zielonkawa z rdzawymi plamami

Strefa przejściowa towarzysząca wyspie ludwichowskiej (rys. 16) na zachód na całej jej długości ma nieco inny wygląd. Jest to powierzchnia płaska, zbudowana z materiału piaszczysto-zwirowego z dużą ilością otoczków. Na powierzchni występują niewielkie wały o wysokości względnej 2 m i przebiegu pd.wsch. — pn.zach.

Należy również zaznaczyć, że strefa przejściowa jest obszarem gromadzenia się deluwii, które zacierają granicę pomiędzy wyspą a powierzchnią sandrową.

VI. STRESZCZENIE WYNIKÓW

Celem niniejszej notatki jest przedstawienie zagadnienia stosunku sandru Brdy do wysp morenowych. W szczególności chodzi o ustalenie kontaktów pomiędzy sandrem a wyspami morenowymi oraz o prześledzenie stosunku wysp do zwartej wysoczyzny morenowej.



☒ wyspa morenowa ☐ powierzchnia sanaru akumulacyjna ☐ powierzchnia sanaru erozyjna ☐ powierzchnia przejściowa
 ☐ zagłębienia zatknięte, cypnowe, dalinne - - - kontakt erozyjny - - - kontakt erozyjno-akumulacyjny
 - - - kontakt akumulacyjny ☐ krawędzie: a-niewyraźne, b- do 5m, c- 5-10m) wydmy
 0 0,5 1 km

Rys. 16. Stosunek sandru do wysp moreny dennej na przykładzie okolic wyspy ludwichowskiej

1. Na podstawie obserwacji terenowej wyróżniono na obszarze sandru Brdy dwa rodzaje powierzchni sandrowych:

a) Sandr o powierzchni akumulacyjnej, który swoje powstanie zawdzięcza działalności czysto akumulacyjnej lub erozyjno-akumulacyjnej wód fluwioglacjalnych. Z sandrem powstałym na skutek działalności erozyjno-akumulacyjnej mamy do czynienia na całym obszarze sandru Brdy (wyłączając nieliczne powierzchnie sandrowe powstałe wyłącznie na drodze akumulacji). W powyższym wypadku wody sandrowe na ściętej powierzchni morenowej pozostawiły niesiony materiał, który zalega prawie horyzontalnie. Kontakt sandru z podłożem jest wyraźny w wypadku ściętej gliny morenowej, natomiast trudno uchwytny, gdy w podłożu występuje starszy fluwioglacjał. Jeżeli działalność wód fluwioglacjalnych była wyłącznie akumulacyjna, podłoże sandrowe jest urozmaicone.

b) Sandr o powierzchni erozyjnej, który rzadko występuje. Nazwą tą określamy ściętą powierzchnię morenową lub starszą fluwioglacjalną, która leży na podobnej wysokości, co przylegający sandr o powierzchni akumulacyjnej. Powierzchnia taka zawdzięcza swoje powstanie erozyjnej działalności wód roztopowych. Sandr ten, zależnie od ukształtowania ściętej powierzchni morenowej, ma charakter jednolitego płata gliniastego albo szeregu drobnych płatów, oddzielonych od siebie osadami sandrowymi. Tak charakterystyczne rozmieszczenie płatów gliniastych wskazuje na ścięcie moreny falistej lub pagórkowatej.

Na podstawie szeregu przykładów wynika, że o rodzaju powierzchni sandrowej zdecydowały; konfiguracja podłoża oraz charakter działalności wód sandrowych.

2. Wyspy morenowe, występujące na sandrze Brdy, są zachowanymi fragmentami wysoczyzny morenowej a otaczające je powierzchnie sandrowe tworzą z nimi 3 rodzaje kontaktów:

a) akumulacyjny, tj. genetycznie związany z akumulacyjną działalnością wód sandrowych. Kontakt ten nie wykazuje wyraźnego stopnia terenowego;

b) erozyjny, tj. związany z działalnością erozyjno-akumulacyjną wód sandrowych. Wody wyraźnie podcięły stok wyspy i u jej stóp złożyły nanesiony materiał. Kontakt taki w terenie zaznacza się wyraźnym załomem pomiędzy wyspą a sandrem;

c) erozyjno-akumulacyjny, który różni się od poprzedniego tym, że nie posiada wyraźnego załomu pomiędzy powierzchnią sandrową a wyspą morenową.

3. W niektórych wypadkach granica między sandrem a wyspą jest zatarta, mianowicie tam, gdzie występuje strefa przejściowa. Strefa przejściowa stanowi pas graniczny pomiędzy sandrem a wyspą morenową. Morfologicznie jest ona dalszym ciągiem wyspy morenowej, genetycznie na-

tomiast jest czymś pośrednim pomiędzy sandrem a wyspą morenową. Powierzchnia strefy przejściowej jest płaska względnie falista. Jest ona zbudowana z materiału morenowego i sandrowego.

LITERATURA

1. Maas G., Erläuterungen zur Geologischen Karte, Lieferung 117 (Blatt Tuchel, Lindenbusch). Berlin 1905.
2. Degórska J., Morfologia sandru Tucholskiego. Sprawozdania Pozn. Tow. Przyj. Nauk XIX za 1938 r. Poznań 1938.
3. Galon R., Morfologia doliny i zandru Brdy. Stud. Soc. Scient. Tor. Sectio C. vol. I nr 6. Toruń 1953.

Mapy

4. Zdjęcie morfologiczne arkusze map 1:25 000: Bysław, Tuchola, Wierzchlas, M. Gacno, Łązek, Sliwice, Lińsk, Legbąd, N. Cerkiew (w rękopisie w Zakł. Geograf. Fiz. UMK). Wykonawcy: J. Machinko, M. Koszaika (Liberacka), Cz. Kierczyńska, (Churska), W. Niewiarowski, T. Churski, K. Matuszak, H. Jakubowska.

Czestawa Churska

LE RAPPORT ENTRE LE SANDR DE BRDA ET LES ILES DE MORAINÉ DE FOND

Résumé

Le problème du rapport du sandr de Brda et des îles morainiques constitue le but du travail présent. Il s'agit en particulier d'établir le caractère de la surface de sandr, de constater les contacts entre le sandr et les îles morainiques ainsi que d'étudier le rapport des îles et du plateau compact morainique.

En se basant sur les observations du terrain on a distingué deux sortes de surfaces de sandr dans la région du sandr de Brda.

a) Le sandr à surface d'accumulation doit son origine à l'action d'accumulation ou à l'action d'érosion-accumulation des eaux fluvioglaciaires. Sur toute l'étendue du sandr de Brda, à l'exception des surfaces de sandr plus nombreuses, formées exclusivement par accumulation, nous rencontrons le sandr dû à l'action d'érosion — accumulation. Dans le cas mentionné plus haut les eaux de sandr ont déposé à la surface tronquée morainique les matériaux transportés qui se disposent horizontalement. Le contact du sandr et de son soubassement est net dans le cas de la moraine de fond tronquée, cependant, au contraire, il est impossible de le percevoir, quand dans le soubassement il y a une plus ancienne série de sédiments fluvioglaciaires. Lorsque l'action des eaux fluvioglaciaires était dû exclusivement à l'accumulation, le soubassement de sandr est accidenté.

b) On rencontre rarement le sandr à surface d'érosion, c'est une surface tronquée morainique ou bien une plus ancienne surface fluvioglaciaire qui s'étend au même niveau que le sandr contigu à surface d'accumulation.

L'origine d'une telle surface est due à l'érosion, des eaux de fonte. Suivant la formation de la surface tronquée de moraine ce sandr apparaît comme une étendue homogène ou une suite de petites étendues morainiques séparées les unes des autres par les dépôts de sandr. Cette caractéristique disposition d'étendues morainiques démontre la planation de la moraine onduleuse ou accidentée.

A la base d'une suite d'exemples on constate que la surface de sandr dépend de la configuration du soubassement ainsi que de l'action des eaux de sandr.

Les îles morainiques rencontrées sur le sandr de Brda, ce sont des fragments conservés du plateau morainique. Le sandr qui les entoure forme trois sortes de contacts relatifs à ce plateau.

a) Le contact d'accumulation, c'est à dire celui qui par son origine est lié à l'action d'accumulation de eaux de sandr. Ce contact ne démontre pas un gradin net.

b) Le contact d'érosion relatif à l'action d'érosion-accumulation des eaux de sandr. Les eaux ont sapé la pente de l'île et y ont déposé les matériaux transportés. Dans le terrain un contact paroil est marqué par un gradin net entre l'île et le sandr.

c) Le contact d'érosion — accumulation diffère du précédent: il ne possède pas de gradin net entre la surface de sandr et l'île morainique. Dans certain cas la limite entre le sandr et l'île s'efface, à savoir là où s'étend la zone transition. Au point de vue de la morphologie la zone de transition constitue une continuation de l'île de moraine, quant à sa provenance, elle est une sorte d'intermédiaire entre le sandr et l'île de moraine.

La surface de la zone de transition est plate ou bien onduleuse. Elle est formée de matériaux de moraine et de sandr.

Irena Nowicka

WYDMY NA SANDRZE BRDY

I. WSTĘP

Jednym z najpośpolitszych utworów geologicznych sandru Brdy jest piasek. Wysłany nim jest obszar Borów Tucholskich oraz dolina Brdy, począwszy od źródeł aż po ujście. Równinny teren sandru urozmaicają w zakresie rzeźby mniejsze lub większe skupienia form wklęsłych i wypukłych, oraz dolina Brdy z terasami. Między innymi do form wypukłych należą wydmy, stanowiące temat niniejszej pracy. Analiza morfologiczna form wydmych oparta została na badaniach terenowych, przeprowadzonych w 1953 r., jak również na studium map topograficznych i geomorfologicznych w skali 1:25 000, skontrolowanych i uzupełnionych częściowo w terenie.

Szczegółowe badania morfologiczne sandru utrudnione są przez szatę leśną. Obserwacja form wydmych w tym terenie należy do trudnych zadań i wymaga długotrwałych badań, jeżeli chodzi o szczegółową analizę zjawisk eolicznych.

Praca niniejsza ma za zadanie przedstawić rozmieszczenie wydym z uwzględnieniem kierunków i typów, oraz morfometrię i genezę tych form na sandrze Brdy.

Wydmy jako wynik akumulacji wietrznej powstają w miejscach, gdzie występuje nagromadzenie piasku, pochodzącego przede wszystkim z akumulacji fluwialnej lub ze skał ulegających procesom szybkiego wietrzenia.

Na badanym terenie wydmy utworzyły się na powierzchni sandru stanowiącego utwór piaszczysto-żwirowy. Na równinie sandrowej obok akumulacji eolicznej piasku, występują ślady deflacji. Wydmy sandru Brdy są dziś formami zmarzniętymi, utrwalonymi przez roślinność. W niektórych jedynie wypadkach piaski podlegają współczesnej działalności wiatru, nie tworząc jednak form o wyraźnych zarysach. Pracą został objęty obszar sandru od Bysławia po Lińsk, Jezioro Charzykowskie, Klosnowo i Konarzyny na północy.

II. ROZMIESZCZENIE WYDM NA SANDRZE BRDY

Wydmy sandru Brdy są rozmieszczone nierównomiernie. Większość form grupuje się w pobliżu dolin, jezior i wytopisk powstałych po mar-

twym lodzie. Można wydzielić dwa większe skupienia wydym na zbadanym obszarze sandru. Pierwsze, położone na wschód i zachód od Jeziora Charzykowskiego, obejmuje obszar doliny Brdy i Czerwonej Strugi. Ku wschodowi ilość wydym maleje, zwłaszcza w okolicy Rytle. Posuwając się dalej ku wschodowi, przechodzimy w drugie skupienie wydym w okolicy między Czerską Strugą a Bielską Strugą, aż po Lińsk i Małe Gacno na południe. Dalej na południe ilość wydym maleje. Niewielkie obszary zwydmione występują na południowy wschód od Koronowa w przewężeniu doliny sandrowej Brdy, oraz przy ujściu sandru do pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Charakterystyczny jest brak wydym na odcinku Tuchola-Bysław. Przypuszczalnie jest to uwarunkowane bliskością wysoczyzny, która odegrała tu rolę czynnika osłaniającego najbliższy teren od wiatrów.

Wydmy sandru, mimo że są to formy drobne w porównaniu do wydym pradoliny Noteci-Warty, przyczyniają się do zaostreń i podkreślenia zarysu krawędzi dolin Czerskiej Strugi na zachód od Jeziora Charzykowskiego i Bielskiej Strugi położonej w drugim skupisku wydym (por. mapę). Grupowanie się wydym występuje nad dolinami Czerwonej Strugi, Czerskiej i Bielskiej Strugi oraz nad doliną Brdy na północy. Silne zwydmienie stwierdzono w okolicach jezior Mukrz, Ślepego, Białego, Grzybiec, Zdęczno, Sztuczno, Ostrowite i Charzykowskie, dalej w pobliżu błot Iwieckich oraz koło wytopisk Wielkie i Małe Budziska, Brukniewo i Wypalanka. Szczególnie na południe od bagna Wypalanka oraz na zachód od Jeziora Charzykowskiego w dolinie Czerwonej Strugi wydmy miejscami wkroczyły w obręb zagłębień powstałych po martwym lodzie. Posiadają one kształt klasycznych parabol. Zarówno na obszarze wysoczyzn jak również na ich krawędziach wydym brak. Jedynym wyjątkiem są wydmy okolic Bysławia, leżące po wschodniej stronie wyspy morenowej (por. mapę). Rozmieszczenie wydym na sandrze Brdy wykazuje wybitną zależność od

- 1) przebiegu dolin rzecznych
- 2) wysp morenowych.

Większość form wydmych grupuje się nad doliną Brdy i jej dopływami Czerską i Bielską Strugą oraz nad wytopiskami jak również jeziorami (por. mapę). Doliny rzeczne i jeziora stanowiły prawdopodobnie przeszkodę dla poruszających się piasków lotnych. W miarę zbliżania się do obszarów źródłiskowych sandru, wydmy zanikają. Przykładem zanikania wydym są okolice na północ od Jeziora Charzykowskiego. Brak wydym spowodowany jest prawdopodobnie grubszą frakcją piasków sandrowych.

III. TYPY WYDM NA SANDRZE BRDY Z UWZGLĘDNIENIEM KRYTERIÓW MORFOMETRYCZNYCH

Mimo procesów denudacyjnych, zachodzących na obszarze sandru, wydmy zachowały dość wyraźne formy. Analizując kształty wydm, wyodrębnić można typ paraboliczny, typ prosty o zboczach symetrycznych i asymetrycznych, dalej wydmy o kształtach nieregularnych oraz tereny o współczesnej erozji i akumulacji eolicznej.

Według I. Pietrowa (11) kształt wydm zależy od

- 1) ilości materiału przenoszonego wiatrem,
- 2) siły wiatru i jego kierunku,
- 3) warunków terenowych.

Równina sandrowa Brdy stanowiła element sprzyjający formowaniu się wydm. Siła wiatru musiała być raczej umiarkowana, wskutek czego nie tworzyły się formy duże. Ilość drobnego materiału piaszczystego nie była wielka, stąd też słabe stosunkowo przewianie i zwydmienie obszaru równiny sandrowej Brdy.

a) Wydmy paraboliczne

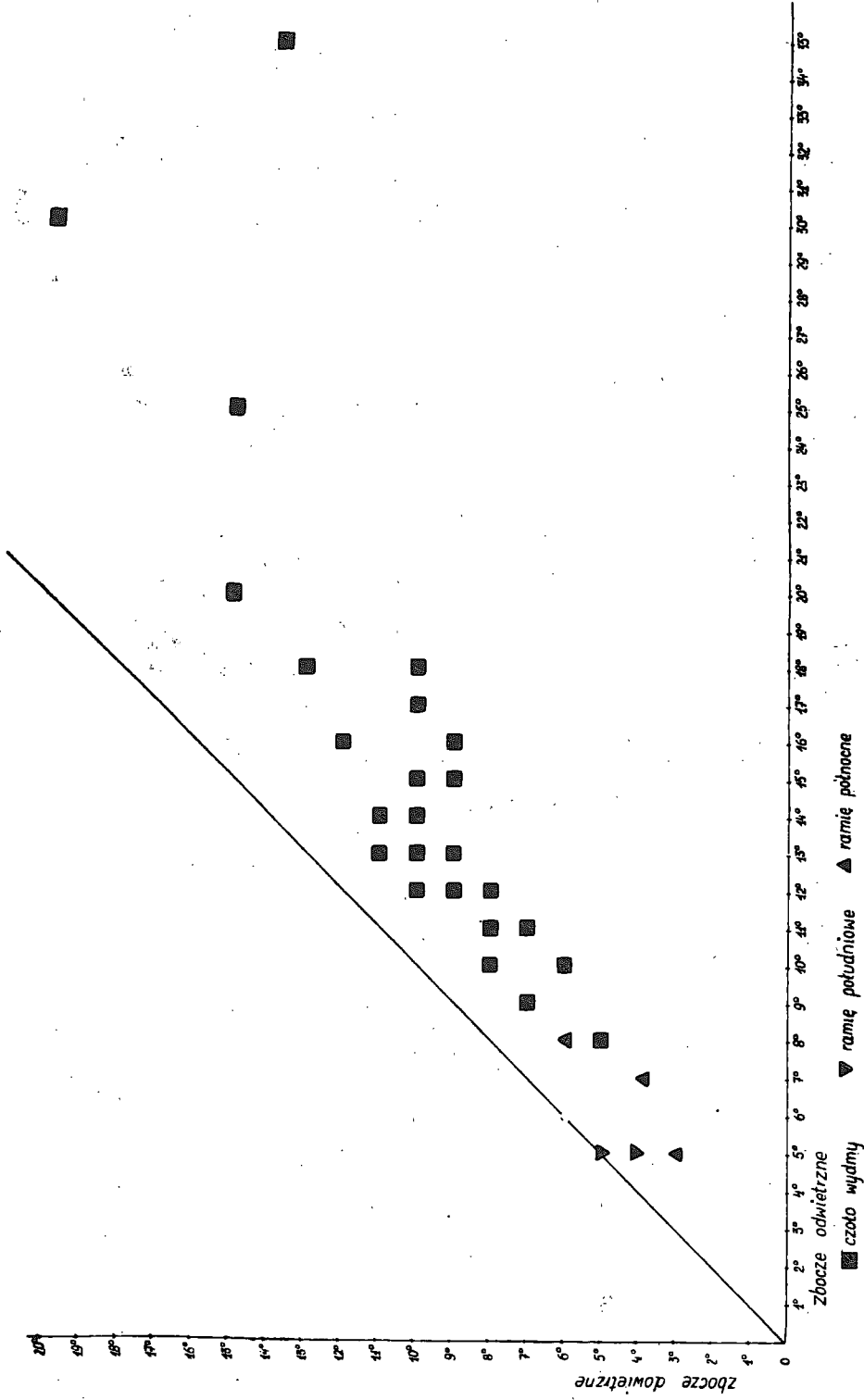
Kształt wydmy parabolicznej wg L. Kádára (4) jest wynikiem działania piasku, wiatru i roślinności. Rozmieszczenie wydm parabolicznych na terenie sandru jest nierównomierne. Wyraźnie wykształcone parabole występują w okolicy Jeziora Charzykowskiego, Czerwonej Strugi, w pobliżu nadleśnictwa Woziwoda oraz nad Bielską Strugą.

Wydmy paraboliczne stanowią najwyższe formy na sandrze. Wysokość ich sięga u czoła do 14 m. Średnia wysokość ramion północnych wynosi 5—6 m, południowych 7—10 m. Mniejsze parabole posiadają średnią wysokość czoła w granicach 5—10 m. Średnia wysokość ramion południowych nie przekracza 5 m, a północnych 5—6 m. Nachylenie zboczy dowietrznych wynosi 5° — 20° u czoła, zboczy odwietrznych 8— 35° .

Obraz średnich nachyleń zboczy dowietrznych i odwietrznych u czoła i na ramionach wybranych wydm parabolicznych przedstawionych na wykresie (patrz rys. 1), wykazuje większe nachylenie strony odwietrznej. Natomiast większe nachylenie zboczy odwietrznych wykazują ramiona północne paru wydm parabolicznych.

Zgodne byłoby to z twierdzeniem Louis'a (patrz L. Kádár 4), iż w wielu wypadkach, w miarę niszczenia przez wiatr jednego z ramion wydmy parabolicznej, drugie uzyskuje bardziej strome zbocze.

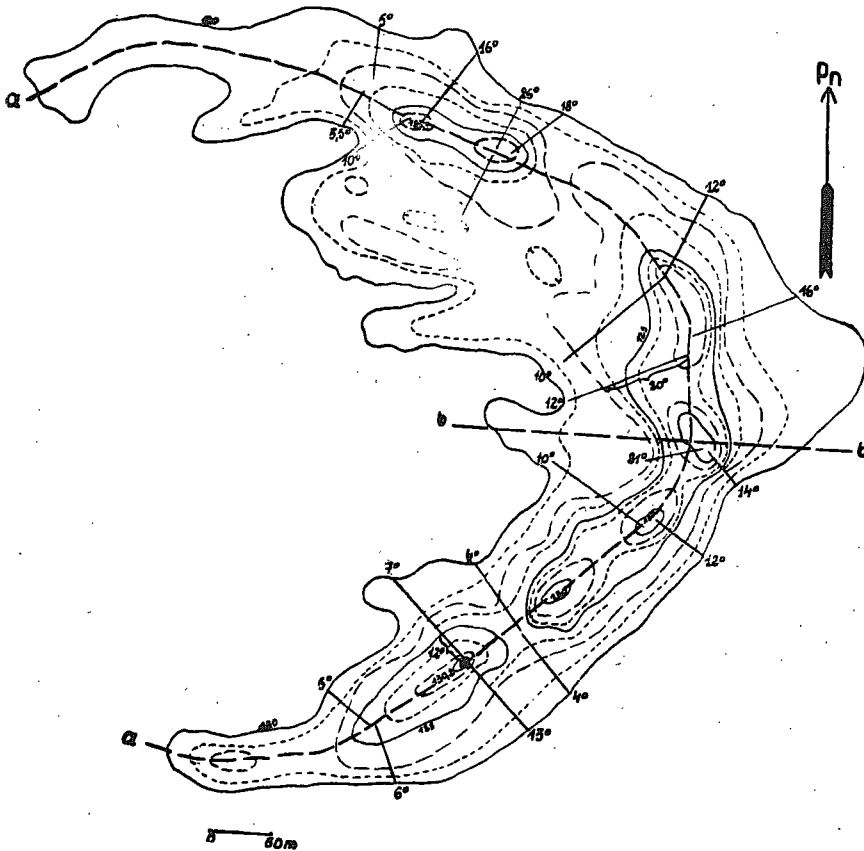
Materiał budujący wydmy paraboliczne, to piasek drobnoziarnisty, jasny, dobrze przewiany o frakcji od 0,1—0,5 mm; warstwowania brak. Najczęściej wydmy paraboliczne posiadają bardzo nierówną linię grzbie-



Rys. 1. Wykres średnich nachyleń zbczy dowietrznych i odwietrznych czoła i ramion wybranych wydm parabolicznych

tową, co świadczyłoby o procesach denudacyjnych niszczących dziś jeszcze formy wydmowe.

Dla zobrazowania stosunków morfometrycznych wydmy parabolicznej posłużyła wyraźnie wykształcona wydma koło Woziwody (porównaj rys. 2) w pobliżu doliny Brdy. Łukiem otwartym skierowana jest ku zachodowi.

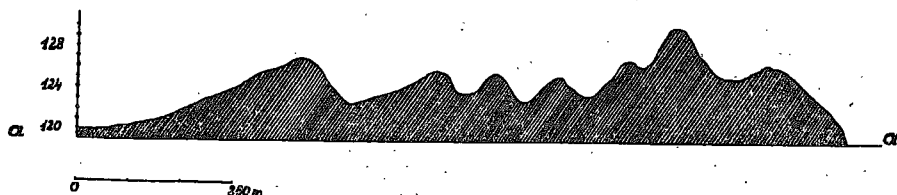


Rys. 2. Wydma paraboliczna koło Woziwody

W pobliżu występują mniejsze formy, a zwłaszcza w przedłużeniu skrzydła południowego paraboli pojawia się szereg drobnych wałów o wysokości maksymalnej 3—5 m (porównaj mapę). Prawdopodobnie stanowią one ciąg ramienia południowego badanej wydmy parabolicznej, które przez działalność niszczącą wiatru zostało rozwiane na szereg drobnych wałów wydmych. Oto jej rozmiary:

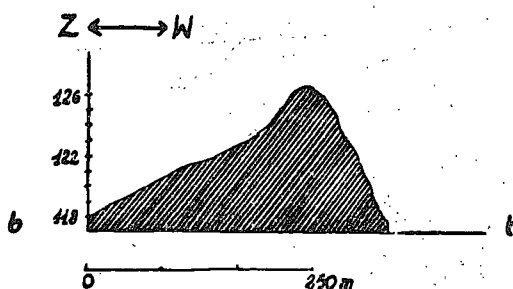
długość łuku paraboli	1050 m
szerokość podstawy wydmy u czoła	350 m
szerokość ramion	200 m

Maksymalna wysokość względna ramienia południowego wynosi 14 m. Ramię północne sięga 9,5 m a czoło 6,6—7,6 m wysokości. Wartości powyższe wskazują na większe wysokości ramion i spadek wysokości w partii czołowej wydmy.



Rys. 3. Profil podłużny wydmy parabolicznej k/Woziwody, przeprowadzony wzdłuż linii a—a

Linia szczytowa w profilu podłużnym opisanej wydmy jest urozmaicona szeregiem wzniesień i obniżień. Zwłaszcza czoło wydmy podzielone jest przez wywiane przełęczki na kilka wzniesień (rys. 3). Profil poprzeczny



Rys. 4. Profil poprzeczny wydmy parabolicznej k/Woziwody, przeprowadzony wzdłuż linii b—b

wydmy jest wyraźnie asymetryczny. Wykazuje większe nachylenie zboczy wschodnich (rys. 4). Z analizy nachyleń zboczy wynika, że ramię północne w części proksymalnej wydmy parabolicznej posiada nachylenia od 5° do 26° po stronie odwietrznej. W części dystalnej ramienia północnego nachylenie strony odwietrznej wynosi 12° — 16° a po stronie dowietrznej 10° . Natomiast u południowego ramienia nachylenie maleje. W części proksymalnej po stronie odwietrznej nachylenie zbocza waha się od 6° do 13° a po stronie dowietrznej 5° — 7° . W części dystalnej ramienia południowego strona odwietrzna posiada nachylenie 12° a strona dowietrzna 10° . Zjawisko malejącego nachylenia zboczy południowych można wytłumaczyć prawdopodobieństwem większego zniszczenia i rozwiania ramienia południowego.

U czoła wydmy nachylenie zboczy wschodnich wynosi 14° — 16° . Średnie nachylenie zboczy zachodnich waha się od 10° do 12° . U czoła po stronie zachodniej, w partii szczytowej wydmy, nachylenie na odcinku 50-metrowym wynosi 20° — 21° . Analizując tę wartość nachylenia po stronie dowietrznej, można przypuszczać, że w swoim czasie mogły tutaj mieć przewagę wiatry wschodnie, które przemodelowały szczytowy odcinek

nek zbocza w okresie, kiedy wydma była wylesiona. Duże nachylenie strony zachodniej dowietrznej może być również wynikiem procesów denudacyjnych, które mogły spowodować większe nachylenie zbocza w danym miejscu wydmy parabolicznej. Podobne zjawisko większego nachylenia zboczy zachodnich notowane jest również w przypadku kilku wydm przez W. Mrózka (9) w kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej.

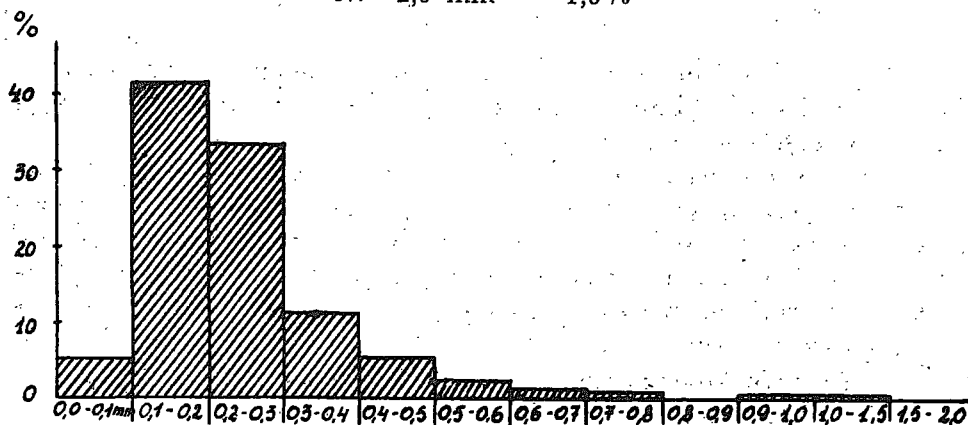
Największe nachylenie omawianej wydmy obserwowane jest na ramieniu północnym po stronie odwietrznej, co wskazywałoby na działalność modelującą wiatrów zachodnich i południowo-zachodnich. Na omawianej wydmie stwierdzono również występowanie szeregu wzniesień oraz obniżeń różnie wykształconych, które powstały na skutek rozwiewania.

Celem dokonania analizy składu mechanicznego piasków wydmowych z pobranych próbek, odważono na wadze analitycznej porcję 0,20 g. Następnie przy pomocy lupy 24-krotnie powiększającej (z dziesiętną podziałką 1 mm) obliczono sumę ziaren poszczególnych frakcji, następnie średnią, w końcu skład procentowy według poszczególnych wielkości ziaren. Pomiar przeprowadzono w ten sposób na 5 porcjach tej samej próbki piasków wydmowych.

W wyniku przeprowadzonej w ten sposób analizy próbek okazało się, że wydma paraboliczna koło Woziwody zbudowana jest z piasków drobnoziarnistych, jasnych, które nie wykazują warstwowania do głębokości 1 m.

Piasek wydmy na powierzchni i w głąb do 1 m składa się z ziaren od 0,1 do 2 mm. Przeważają frakcje:

0,1—0,2 mm	= 41,5%
0,2—0,3 mm	= 33,4%
0,3—0,4 mm	= 11,0%
0,7—2,0 mm	= 1,0%



Rys. 5. Procentowy udział poszczególnych frakcji ziaren piasku, pobranego z górnej partii wydmy k/Woziwody

U góry wydmy parabolicznej 96,0% profilu wydowego posiada frakcję od 0,1 do 0,5 mm, a 4% od 0,5 do 2 mm.

Stosunki poszczególnych frakcji ziaren piasku wydowego w górnej partii wydmy ilustruje załączony diagram (patrz rys. 5). Z diagramu wynika, że 74,9% ziaren piasku przypada na frakcje 0,1—0,3 mm.

Analiza mechaniczna piasków u podstawy czoła wydmy koło Woziwody dała następujące wyniki:

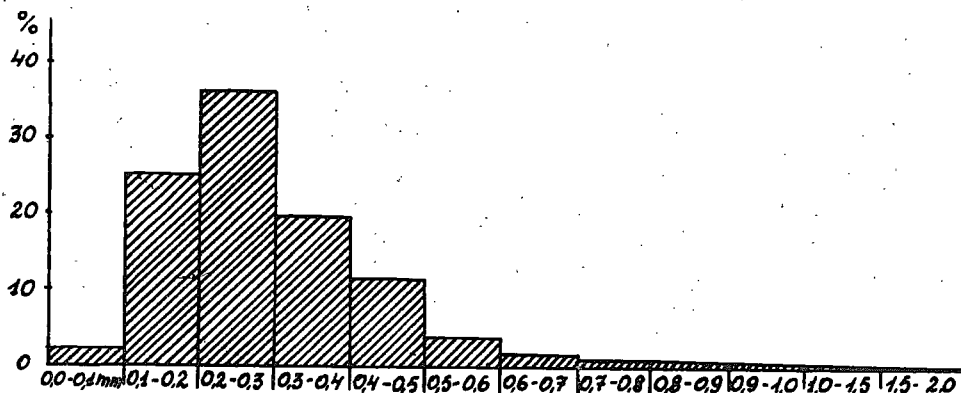
0,1—0,2 mm = 25,7%

0,2—0,3 mm = 39,2%

0,3—0,4 mm = 18,2%

0,4—0,5 mm = 10,2%

Wyniki te ilustruje diagram (patrz rys. 6). Z przedstawionych wartości wynika, że 83,1% ziaren przypada na frakcję od 0,1 do 0,5 mm. Z zesta-



Rys. 6. Procentowy udział poszczególnych frakcji ziaren piasku pobranego u podnóża wydmy k/Woziwody

wienia pierwszego i drugiego wyniku, że udział frakcji 0,1—0,2 mm piasków u podnóża wydmy zmniejsza się, natomiast wzrastają frakcje 0,2—0,3 mm, 0,3—0,4 mm oraz 0,7—2 mm.

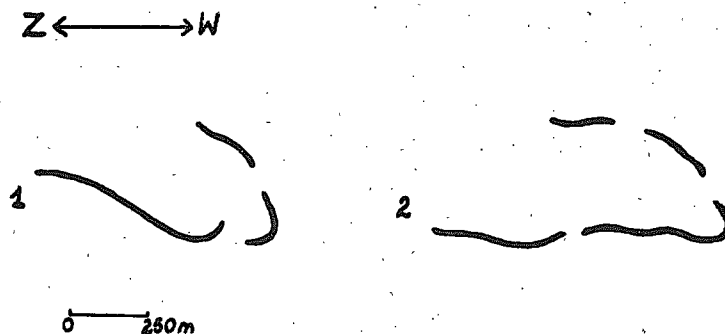
Ogólnie biorąc dochodzimy do wniosku, że dominującą frakcją ziaren tej wydmy jest frakcja 0,1—0,5 mm. Natomiast stosunki procentowe poszczególnych frakcji ziaren piasku wykazują, że zostały usypane przez wiatry o szybkości w granicach 4—8 m/sek. I. Pietrow (11) stwierdził, że dla uruchomienia ziaren o danej grubości potrzebna jest następująca szybkość wiatru:

Przy wielkości ziaren	szybkość wiatru w m/sek
0,3 mm	4,0 m/sek
0,6 mm	7,4 m/sek
1,0 mm	11,4 m/sek

b) Wydmy proste

Na terenie równiny sandrowej przeważają wydmy proste, które stanowią 79,6% wszystkich form wydmych. Z tej liczby 60% stanowią proste wały symetryczne. Dominujące kierunki osi morfologicznych wydmy prostych układają się zachód—wschód i południowy zachód—północny wschód. Poza tym występują także wydmy proste o osi morfologicznej biegnącej z północnego zachodu na południowy wschód oraz z południa na północ.

Rozmieszczenie wydmy prostych jest dość równomierne. Najwięcej wydmy prostych występuje na obszarze między Czerską Strugą i Bielską Strugą po Lińsk, jak również w okolicy Bysławia oraz na wschód i zachód od Jeziora Charzykowskiego. Często wydmy proste towarzyszą wydmom parabolicznym (porównaj mapę). Analiza rozmieszczenia wydmy prostych okolic Legbądu i na wschód od Rzepicznej wskazują, że są to resztki pozostałe z rozwiania wydmy łukowych. Wały te układają się w szereg wydłużonych pagórków oddzielonych obniżeniami o przebiegu równoleżnikowym.



Rys. 7. Układanie się wydmy prostych w formę parabol w kolicy Bagna Brukniewo

Z poszczególnych odcinków wydmy prostych można zrekonstruować dawny przebieg wydmy parabolicznych (patrz rys. 7). Resztki takich wydmy stwierdzono koło Nadleśnictwa Woziwoda, na wschód od Bielskiej Strugi, na południe od Jeziora Ślepego, w pobliżu bagna Brukniewo oraz nad Czerwoną Strugą (porównaj mapę). Analiza rozmieszczenia wydmy, przeprowadzona na arkuszu mapy 1:25 000 — Małe Gacno, potwierdziła przypuszczenie, że wydmy proste są w większości szczątkowymi formami wydmy łukowych.

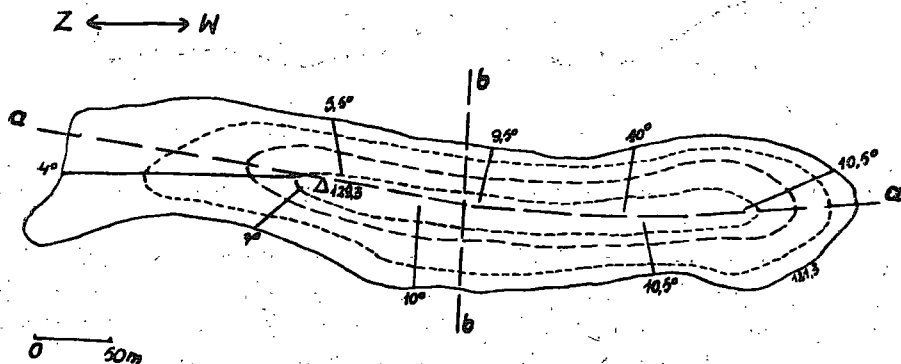
Wydmy proste na ogół nie przekraczają 5 m wysokości względnej. Najwyższe wały, dochodzące do 8—10 m wysokości, położone są na obszarze między Jeziorem Charzykowskim a Brdą, nad Czerwoną Strugą

oraz w pobliżu Legbądu. Zbocza wydym prostych najczęściej są symetryczne. Nachylenia wahają się w granicach od 3° do 16° . Przy wałach asymetrycznych zbocza łagodne posiadają nachylenia od 3° do 15° , natomiast zbocza stromsze od 5° do 28° . Morfometrię wydym parabolicznych i prostych sandru Brdy, podaje tabela nr 1 umieszczona na str. 48.

Powstanie wydym prostych i ich rozwój tłumaczy B. A. Fjedorowicz (2) wpływem tylko samych warunków aerodynamicznych. Według tego badacza wydmy proste powstają na skutek działania dwóch dominujących wiatrów, których kierunki pozostają pod kątem ostrym do siebie. Zespół form o takiej genezie cechuje się wzajemną równoległością położenia i kierunkiem linii szczytowej.

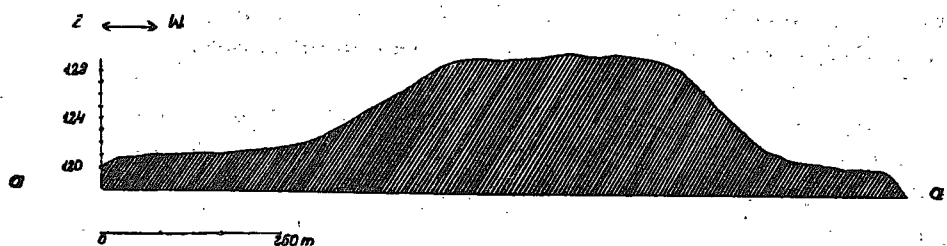
Przypuszczalnie takiej genezy nie można by przyjąć dla wydym prostych sandru Brdy, gdyż układ form wałowych nie jest równoległy. Wydaje się, że przynajmniej większość wydym prostych stanowi szczytki rozwianych wydym typu parabolicznego. Przemawia za tym położenie wydym prostych, które układają się w wielu wypadkach w formę łuków.

Wały symetryczne stanowią 60% wydym prostych sandru. Według I. Pietrowa (11) wydmy proste symetryczne, są wynikiem wtórnej akumulacji materiału piaszczystego, zatrzymującego się na nich jako na przeszkodzie. Wyraźne wydmy proste, występujące na wschód od wsi Rzepiczna o osi dłuższej zachód—wschód przypuszczalnie są formami pierwotnymi, nieprzeobrażonymi. Cechują się one symetrycznością zboczy północnych i południowych.



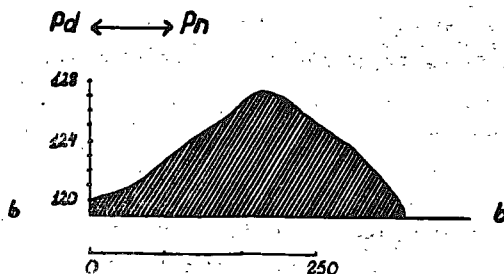
Rys. 8. Wydma prosta koło jeziora Tuczno

Poniżej podano opis wydmy prostej, położonej na zachód od jeziora Tuczno przy drodze prowadzącej do wsi Rzepiczna (patrz rys. 8). Wydma posiada kierunek równoleżnikowy. Wokoło teren jest zalesiony. Na północno-zachód i zachód od badanej wydmy występują mniejsze formy eoliczne.



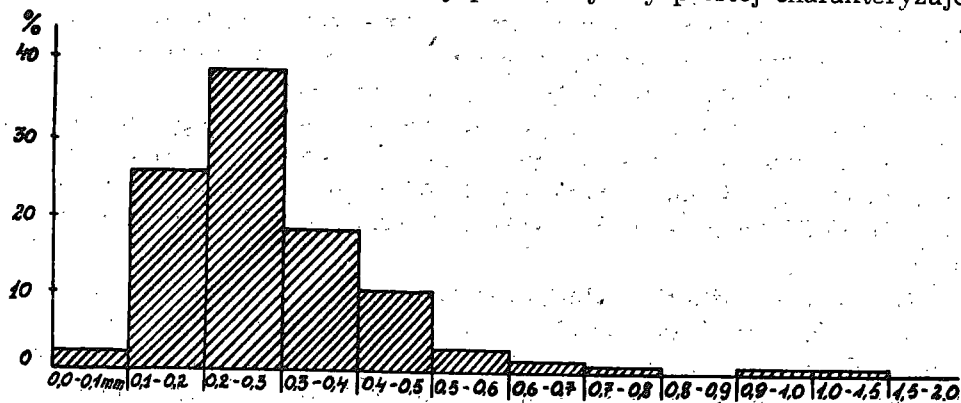
Rys. 9. Profil podłużny wydmy prostej koło jeziora Tuczno, przeprowadzony wzdłuż linii a—a

Długość omawianego wału wynosi 550 m a szerokość 100 m. Wysokość względna wydmy osiąga 7,5—8 m. Linia szczytowa w profilu podłużnym tworzy jedno wzniesienie partii centralnej wału. Ku wschodowi i zachodowi wydma łagodnie opada. Linia grzbietowa jest wyrównana i lekko spłaszczona (porównaj rys. 9). Profil poprzeczny wykazuje symetryczność wydmy prostej. Omawiana wydma posiada również przekrój o zboczach symetrycznych. Jak wskazują na to nachylenia, które dla zbocza północnego wynoszą 5,5°—10° a dla zbocza południowego 5°—10,5° (porównaj rys. 10).



Rys. 10. Profil poprzeczny wydmy prostej koło jeziora Tuczno, przeprowadzony wzdłuż linii b—b

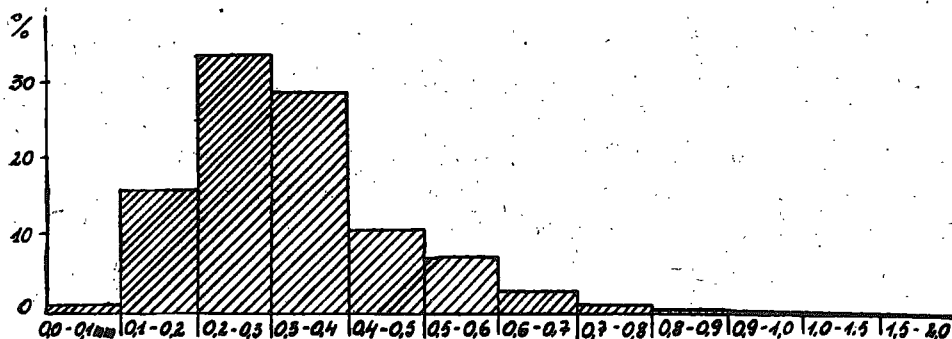
Wydmy do 1 m głębokości budują piaski jasne, drobnoziarniste, nie-warstwowane. Skład mechaniczny piasku wydmy prostej charakteryzuje



Rys. 11. Procentowy udział poszczególnych frakcji ziaren piasku wydmy prostej koło jeziora Tuczno

rys. 11. W piaskach tych 95,3% stanowią ziarna o średnicy 0,1—0,5 mm; 4,7% przypada na frakcję 0,5—1,5 mm. Dominuje piasek drobny, zwłaszcza frakcja od 0,2 do 0,3 mm.

Analiza składu mechanicznego piasku wydmy prostej koło Męcikału na północy wykazuje zmienność w składzie ziaren na korzyść frakcji grubszych. W tej wydmy 88,9% stanowi frakcja ziaren od 0,1 do 0,5 mm,



Rys. 12. Procentowy udział poszczególnych frakcji ziaren piasku wydmy prostej k/Męcikału

a 11,2% od 0,5 do 2,0 mm (porównaj rys. 12). W miarę posuwania się na północ ku obszarom źródłkowym sandru, na wydmach skład procentowy frakcji grubszej ziaren zwiększa się. Przeważa frakcja ziaren 0,3 i 0,4 mm.

c) Wydmy o kształtach nieregularnych

Na sandrze Brdy obok wyżej opisanych wydym parabolicznych i prostych występują bezkształtne formy przewianego piasku, których rozmieszczenie wiąże się z dwoma skupieniami wydmy. Często nieregularne pagórki wydmy towarzyszą formom wyraźnie zarysowanym. Wskazywałoby to na fakt, że powstały one prawdopodobnie z rozwiania i zniszczenia lepiej wykształconych wydym. Ich wysokości względne są nieznaczne i wynoszą 3—4 m. Wydmy tego typu położone są na wschód od Jeziora Charzykowskiego, koło Szyndorfu, jeziora Świdno, wsi Legbału nad Bielską Strugą oraz w okolicach Lińska, Wielkich Budzisk i Zielonki.

Niewyraźne kształty wydym powstały na skutek denudacji i przeszkód w czasie ich formowania. Na obszarach, w których przyjąć należy działalność sił aerodynamicznych z różnych kierunków, zarys i ułożenie wydym kształtowały się raczej nieregularnie. Pod wpływem różnokierunkowych wiatrów najczęściej wówczas rozwinięte są one w postaci płaskich kopulastych pagórków.

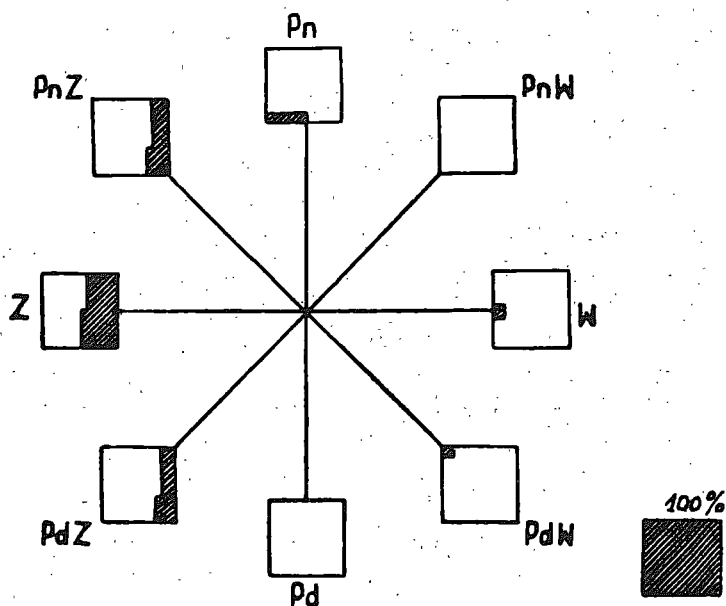
d) Obszary piasków dawniej przewianych i współczesna deflacja

Zjawiska współczesnej deflacji oraz występowanie obszarów piasków dawniej przewianych notujemy prawie we wszystkich obszarach wydmych na sandrze Brdy. Wyraźne tereny piasków dawniej silnie przewianych, występują w okolicy Legbądu, nad Bielską Strugą oraz w okolicy Małego Gacna. Natomiast brak tu zupełnie współczesnych procesów deflacyjnych.

Współczesne procesy eoliczne notujemy na obszarach niezalesionych nad jeziorem Trzemeszno, Czerską Strugą, w okolicy Legbądu, Szyndorfu, Zwierzyńca i na południe od bagna Wypalanka. Na powierzchni piasków lotnych, współcześnie podlegających procesom eolizacji obserwowano ripple marki.

IV. WIATRY WYDMOTWÓRCZE. WIEK WYDM

Na sandrze wydzielić można na podstawie kształtu i położenia wydmy następujące zasadnicze kierunki wiatrów wydmotwórczych: zachodni, południowo-zachodni i północno-zachodni. Według nich układa się 91% wydmy omawianego obszaru. Natomiast na inne kierunki (wschodni oraz południowo-wschodni) wypada 9% (porównaj rys. 13) W obszarze wy-



Rys. 13. Stosunek procentowy udziału wiatrów w kształtowaniu wydmy na sandrze Brdy

dowym dookoła Jeziora Charzykowskiego przeważa kierunek wydym zachodni i południowo-zachodni. Przy tym skrzydła większych form parabolicznych skierowane są ku zachodowi.

Układ nachyleń zboczy tych form oraz zniszczone ramiona południowe wielu parabol przez działalność deflacyjną wiatru, potwierdzają przypuszczenie, że przy formowaniu wydym parabolicznych, dominowały wiatry zachodnie.

Inny natomiast obszar wydymowy, położony między Czerską a Bielską Strugą po Lińsk i dalej na południe charakteryzuje się trzema kierunkami wydym: zachodnim, północno-zachodnim i południowo-zachodnim. Nieliczne zaś formy wykazują łuk otwarty ku wschodowi.

Kierunek wydym prostych nie może służyć jako kryterium w ustalaniu kierunku wiatrów wydymotwórczych, gdyż formy te powstały przede wszystkim z rozwiania wydym parabolicznych.

Kierunki wydym parabolicznych na sandrze, związane są z kierunkami wiatrów oraz z kierunkami przeszkód morfologicznych, w tym przypadku np. doliny i wytopiska.

Powstanie wydym wiąże się nie tylko z jednym okresem wydymotwórczym. Przemawiałaby za tym gleba kopalna występująca w wydymach nad jeziorem Trzemeszno, Świdno, oraz w okolicy Legbądu. Formą przewodnią wydym na sandrze jest parabola. Od niej biorą początek wały wydymowe. Poszczególnym więc typom wydym można przypisać różny czas ich utrwalenia.

Ścisłe ustalenie wieku tworzenia się wydym jest dość trudne i wymaga szczegółowych badań. Na podstawie częstej lokalizacji wydym nad wytopiskami oraz wkraczania ich na wytopiska można przypuszczać, że wiek może być jednakowy, lub że są to formy młodsze od wytopisk. Część form wydymowych może być również młodsza z uwagi na procesy wtórnego przewiania. Według R. Galona (3) i W. Okołowicza (13) wytopienie brył martwego lodu miało miejsce w okresie preborealnym i w początkach Ancylusu i trwało aż do Litoriny. Wydmy sandru Brdy powstałyby więc głównie po okresie preborealnym a przed Litoriną, tzn. w Ancylusie. Należy jednak zaznaczyć, że — być może — nie wszystkie wydmy są tego wieku. Nie jest wykluczone więc, że część wydym mogła powstać po okresie litorinowym na skutek choćby rozwiania wydym starszych.

V. GENEZA WYDYM

Na podstawie analizy wydym sandru Brdy wyróżniono cztery typy form eolicznych:

- a) wydmy paraboliczne,
- b) wały proste,

- c) wydmy nieregularne,
- d) piaski dawniej przewiewne i współczesna deflacja.

Pierwotną formą datującą się z okresu Ancyłusa jest parabola. Przy powstawaniu wydym parabolicznych pierwotna morfologia terenu nie odegrała poważniejszej roli, gdyż cały obszar jest zbyt równinny. Dominującą rolę przypisać należy roślinności. Przypuszczalnie piasek wywiewany z obszarów piaszczystych gromadził się wokół zespołu roślin, tworząc embrionalne zaczątki wydym.

Kształt wydmy zarysował się wraz z jej wędrówką pod wpływem wiatru. Ramiona wydym parabolicznych niższe i słabiej rozwinięte w stosunku do czoła wędrowały wolniej od partii centralnej. Przyczyniło się to do powstania wydmy o kształcie paraboli. Roślinność skupiająca się przeważnie po stronie odwietrznej, stanowiła przeszkodę dla wiatrów innych sektorów (L. K á d á r), które mogłyby wpłynąć na zmianę kierunku.

Wydma wędrowała nie tylko w partii centralnej, lecz i jej ramiona ulegały przesuwaniu. Mamy szereg wydym parabolicznych, wykazujących tendencje do zaniku kształtu paraboli i przechodzenia w wydmy proste. Piasek więc w tym przypadku wywiewany był od środka łuku. Rozwój wydym parabolicznych ustaje z chwilą utrwalenia ich przez roślinność. Według I. Pietrowa (11) przy tworzeniu się wydym parabolicznych o ich istnieniu decyduje stały kierunek wiatru, w przeciwnym razie forma paraboliczna nie utrzymuje się i przeobraża się w postać wału. Przy silnych wiatrach ruch piasku prowadzi do wydłużenia wydym parabolicznych, które w końcu ulegają rozerwaniu i dają osobne wydmy — wały położone równolegle do kierunku wiejących wiatrów. Wydma paraboliczna stanowiła punkt wyjściowy dla tworzenia się większości wałów prostych.

Okresu przeobrażania się paraboli w wydmy proste nie da się ściśle ustalić. Zjawisko to mogło mieć miejsce zarówno w czasie tworzenia się parabol jak i później, z tym jednak, że późniejsze przekształcenie zachodzić mogło dopiero po okresie Litorina, z uwagi na to, że okres ten charakteryzuje klimat ciepły, atlantycki, a więc odpowiadający utrwalaniu się wydym.

Z analizy form prostych wynika, że przeważająca część wydym prostych układa się w formę łuków parabolicznych. Stąd wniosek, że wydmy proste stanowią szczątki rozwianych parabol. Oprócz form układających się w łuki spotykamy wały izolowane. Odnosnie tych form wydaje się, że powstanie ich wiąże się z przeszkodami natury morfologicznej (jak np. doliny), bądź organicznej (roślinność).

Dalszą młodszą formą przekształcania się wydym są wydmy nieregularne, stanowiące rezultat rozwiewania wydym starszych. Rozwiewanie to ma miejsce nawet współcześnie.

Z powyższego wynika, że tworzenie się wydym na sandrze Brdy nie było ograniczone do jednego okresu wydymotwórczego. Można przypuszczać, że okresów tych było co najmniej trzy, mianowicie powstanie wydym parabolicznych, niszczenie wydym parabolicznych i formowanie się wydym prostych i nieregularnych oraz współczesne przewiewanie. Dokładne ustalenie ilości okresów wydymotwórczych wymaga dalszych badań.

VI. STRESZCZENIE WYNIKÓW

1. Rozmieszczenie wydym na sandrze Brdy wykazuje wybitną zależność od przebiegu dolin rzecznych jak również od obszarów wysp morenowych.

2. Głównymi typami wydym na sandrze Brdy są wydmy paraboliczne, wydmy proste, pagórki wydymowe o nieregularnych kształtach oraz pola piasków dawniej przewianych wzgl. pochodzących ze współczesnych procesów eolicznych.

3. Wysokość wydym nie przekracza 15 m.

4. Analiza nachyleń zboczy wykazała większe nachylenie strony odwietrznej dochodzące maksymalnie do 35° . Nachylenie strony dowietrznej dochodzi do 15° . Zdarzające się wypadki większego nachylenia zboczy dowietrznych (do 20° średniego nachylenia) wskazują na to, że w swoim czasie także wiatry wschodnie miały wpływ na kształtowanie się form wydymowych.

5. Z mechanicznej analizy piasków wydymowych wynika, że dominuje frakcja od 0,2—0,5 mm.

6. Wydmy sandru Brdy zostały uformowane przez wiatry z sektora zachodniego. Wpływ wiatrów wschodnich był minimalny lub epizodyczny.

7. Wiek wydym można wiązać z okresem tworzenia się wytopisk. Wydmy powstały więc głównie po okresie preborealnym a przed Litoriną.

8. Geneza wydym sandru Brdy jest jednak związana nie tylko z jednym okresem wydymotwórczym. Można przypuszczać, że okresów tych było co najmniej trzy:

- a) powstanie form zasadniczych — wydym parabolicznych
- b) okres niszczenia form parabolicznych — formowanie się wydym prostych i nieregularnych
- c) okres współczesnego przewiewania.

Tabela 1

TABELA WYSOKOŚCI MAKSYMALNYCH ORĄZ NACHYLEŃ MINIMALNYCH
I MAKSYMALNYCH WYDM PARABOLICZNYCH I PROSTYCH

Nr wydmy	Typ wydmy	Wysokość względna w metrach	Nachylenie zboczy w partii centralnej		Nachylenie ramion w stopniach
			minimalne w stopniach	maksymalne w stopniach	
1	Wał symetryczny	5	—	12	4—6
2	Parabola	5	10	13	5—8
3	Wał asymetryczny	4,5	9	15	
4	Parabola	5	7	9,9	
5	"	5	6	10	
6	"	4	9	12	5—7
7	"	4,5	8	12	
8	Parabola przeobr. w wały	4,5—5	a. 10 b. 8	13 11	
9	Parabola	5—6	11	13	
10	"	4,5	10	15	
11	"	5	10	18	
12	"	8	11	14	
13	"	4,8	12	16	5—7
14	Wał symetryczny	4	—	12	
15	Parabola	4	7	11	
16	Wał asymetryczny	5	10	12	
17	Parabola	8,5	10	17	pn. maks. 7 min. 5 pd. maks. 5
18	Wał asymetryczny	4	10	16	
19	Parabola	4,5	8	10	
20	"	6	12	16	
21	"	7	10	12	
22	Wał symetryczny	3	—	10	
23	Wał asymetryczny	4,5—5,0	11	18	
24	Parabola	5	14	35	4—8
25	Wał asymetryczny	5,5	10	12	
26	Parabola	7	20	30	
27	Wał symetryczny	4	—	11	
28	Wał asymetryczny	5	12	16	8
29	"	5	8	14	6—7
30	Wał symetryczny	3	—	8	
31	"	3	—	13	
32	Parabola	7	9	16	5—7
33	Wał asymetryczny	5	14	20	
34	"	5,8	15	17	
35	Parabola	4	5	8	
36	"	3,5	8	10	
37	Wał symetryczny	7	—	14	
38	Parabola	7	10	18	

c. d. tabeli 1

Nr wydmy	Typ wydmy	Wysokość względna w metrach	Nachylenie zboczy w partii centralnej		Nachylenie ramion w stopniach
			minimalne w stopniach	maksymalne w stopniach	
39	Wał asymetryczny	4,7	10	15	
40	"	5	8	15	
41	"	3	6	8	
42	Parabola	6	15	25	pn. maks. 8 min. 6
43	Parabola	5	12	16	pd. maks. 5 pn. maks. 5 min. 4 pd. maks. 5
44	Wał asymetryczny	4	—	10	
45	" "	3,5	—	8	
46	" "	5	—	8	
47	Wał asymetryczny	4	7	10	
48	Wał symetryczny	3,5	8	12	
49	Parabola	5	10	14	
50	Wał symetryczny	6	13	28	
51	Parabola	7	10	15	
52	Parabola	5	9	13	
53	Wał symetryczny	6	—	11	
54	Wał asymetryczny	8	11	16	
55	" "	7,5	9	12	
56	Parabola	6	10	15	
57	"	11	12	16	
58	Wał symetryczny	5	—	11	
59	Parabola	8	10	14	6—8
60	"	9	13	18	
61	Wał symetryczny	6	—	13	
62	Parabola	8	9	15	
63	Parabola	5	8	10	
64	"	5	11	13	
65	"	15	15	20	7—9
66	Wał asymetryczny	5	10	12	
67	" "	6	12	14	
68	Parabola	4,5	7	11	
69	Wał symetryczny	7	—	13	

LITERATURA

1. Doskacz A., Podstawowe etapy rozwoju idei o rzeźbie piaszczystych pustyń, Problemy geomorfologii, Trudy Inst. Geogr. wyp. 39, Moskwa-Leningrad 1948.
2. Fjedorowicz B. A., Woprosy proischozdenija reliefa pustyń. Problemy geomorfologii, Trudy Inst. Geogr. wyp. 39, Moskwa-Leningrad 1948.

3. Galon R., Morfologia doliny i zandru Brdy, *Studia Soc. Scient. Tor. Sectio C*, vol. I nr 6. Toruń 1953.
4. Kádár L., Die periglazialen Binnendünen des norddeutschen und polnischen Flachlandes. *Comptes Rendus du Congrès International du Géographie t. I*. Amsterdam 1938.
5. Krukowski St., O wieku wydmy niżej polskiego z punktu widzenia ich prehistorii i zastoisk cofającego się lodowca. Posiedzenie Naukowe Państw. Inst. Geolog. nr 3. Warszawa 1922.
6. Lencewicz St., Wydmy śródlądowe Polski. *Przegląd Geogr.* 1922.
7. Małkowski St., Wydmy okolic Sadownego. *Kosmos* z. 7—9. 1922.
8. Małkowski St., O wydmach piaszczystych okolic Warszawy, *Prace Tow. Nauk Warsz.* Warszawa 1917.
9. Mrózek Wł., Wydmy kotliny Toruńsko-Bydgoskiej. Państw. Wyd. Naukowe. (w druku).
10. Pernarowski L., Zastosowanie metody statystycznej w analizie form wydmowych z nad dolnego Bobru. *Czasop. Geogr. t. XXI/XXII*. Wrocław 1952.
11. Pietrow I., Relief barchannych pustyni i zakonomiernosti jowo formirowanija. *Problemy Geomorfologii*, Trudy Inst. Geogr. wyp. 39. Moskwa-Leningrad 1948.
12. Cokołowicz W., Opis geograficzny wydmy Zadroże. *Studia Soc. Scient. Tor. Supplementum I*. Toruń 1949.
13. Cokołowicz W., Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych Niżu Północno-Europejskiego. Z badań czwartorzędu w Polsce P.I.G., *Biuletyn* 65. Warszawa 1952.
14. Romer E., Sprawozdanie z wycieczek do wydmy niżowych z poglądem na ich powstanie. *Kosmos*. Lwów 1906.

Mapy

15. Zdjęcie morfologiczne w skali 1:50 000 zostało wykonane na podstawie map morfologicznych w podziałce 1:25 000 opracowanych przez:
Churski T. — Ark. Lińsk; Churska Cz. — Ark. Wierzchlas; Liberacka M. — Ark. Tuchola; Machinko J. — Ark. Bysław; Matuszak K. — Ark. Legbąd; Murawski T. — Ark. Klonowo; Murawski T. — Ark. Konarzyny; Nowicka I. — Ark. Czersk; Skraga-Jakubowska H. — Ark. Nowa Cerkiew; Wypych K. — Ark. Rytel.

Irena Nowicka

LES DUNES SUR LE SANDR DE BRDA

Résumé

1. La disposition des dunes sur le sandr de Brda dépend fort du cours des vallées ainsi que des terrains d'îles morainiques.
2. Les plus fréquents types de dunes sur le sandr de Brda sont les dunes paraboliques, les dunes longitudinales les monticules dunaires irréguliers, ainsi que les champs de sable mobile jadis ou bien ceux qui se forment actuellement.
3. Les dunes ne dépassent pas 15 m de hauteur. L'angle de pente sous le vent atteint 35° au maximum, tandis que l'angle de pente au vent atteint 15° au maxi-

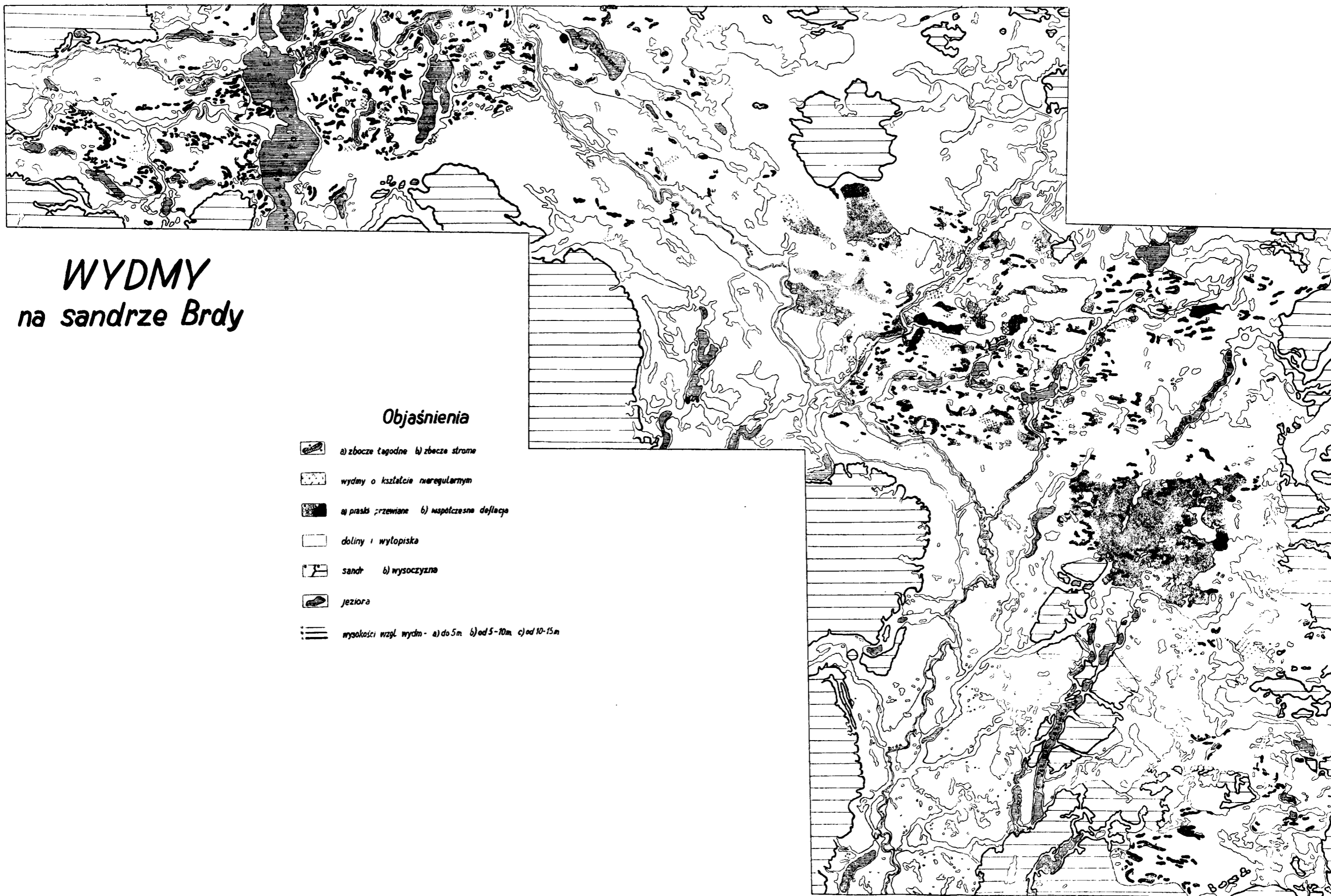
mum. Il arrive que l'angle des pentes au vent croît. Il atteint 20° en moyenne. Par conséquent on peut établir qu'à une certaine époque les vents contraires avaient une influence dans la formation des formes dunaires mentionnées.

4. L'analyse granulométrique du sable dunaire a démontré la prépondérance de la taille des grains de 0,2 à 0,5 mm.

5. Les dunes du sandr de Brda se formaient sous l'influence du vent du secteur occidental. Les vents de l'Est étaient très peu efficaces dans le procès de la formation des dunes. Les dunes se constituaient donc dans la période qui suivait la phase préboréale mais avant la littorina, c'est à dire dans la phase d'ancylus. La formation des dunes coïncidait avec la fonte des formes qui succédaient à la glace morte.








6. L'origine des dunes du sandr de Brda n'est pas liée à une seule période dunaire. On peut supposer qu'il y en avait au moins trois.

- a) La création des formes fondamentales — dunes paraboliques.
- b) La période de destruction des formes paraboliques — la création des dunes longitudinales et irrégulières.
- c) La phase du mouvement actuel du sable et de la destruction des dunes.



WYDMY na sandrze Brdy

Objaśnienia

-  a) zbocze łagodne b) zbocze strome
-  wydmy o kształcie nieregularnym
-  a) prądko przewiane b) współczesna deflacja
-  doliny i wylotiska
-  sandr b) wysoczyzna
-  jeziora
-  wysokości wzgl. wydm - a) do 5m b) od 5-10m c) od 10-15m

Mieczysław Liberacki

FORMY WYTOPISKOWE NA OBSZARZE SANDRU I DOLINY BRDY

I. WSTĘP

Obszar sandru i doliny Brdy obfituje w liczne formy negatywne o różnych kształtach i różnej genezie. Dna tych form, zwłaszcza w obrębie dolin rynnowych, wypełniają jeziora, lecz poważna ich część wskutek procesów biologicznych zarosła lub znajduje się w stadium zarastania. Zanikanie jezior, położonych zwłaszcza w obrębie mniejszych niecek jeziernych, odbywa się również przy pomocy erozji i denudacji, a także przez działalność melioracyjną człowieka. Te właśnie formy w znacznym stopniu ożywiają rozległe i monotonne na pozór równiny sandrowe a równocześnie nadają rzeźbie pewnego rodzaju charakter poligenetyczny. W każdym razie formy wytopiskowe w dużym stopniu wpłynęły na przekształcenie pierwotnej rzeźby lodowcowej omawianego terenu a także na znaczne zmiany w układzie sieci hydrograficznej.

Materiał, który posłużył do niniejszego opracowania, zebrany został w trakcie badań terenowych w sezonach letnich 1953 i 1954, w ramach szczegółowych studiów nad sandrem i doliną Brdy, prowadzonych przez zespół pracowników naukowych i magistrantów geografii UMK. Nadto w latach następnych autor przeprowadził szereg dodatkowych obserwacji terenowych, uzyskując nowy materiał obserwacyjny i wyjaśnienie niektórych wątpliwości interpretacyjnych. Załączona mapa, przedstawiająca różnorodność form wklęsłych oraz ich zmienną intensywność w występowaniu na różnych odcinkach sandru, obejmuje 27 arkuszy mapy topograficznej w skali 1 : 25 000. Najbardziej północny i południowy fragment sandru Brdy, wskutek braku materiałów obserwacyjnych, pozostaje poza niniejszym opracowaniem.

II. PODZIAŁ FORM WYTOPISKOWYCH

Kryteria zastosowane w niżej przyjętym podziale oparte zostały głównie na charakterystyce morfometrycznej i morfogenetycznej z uwzględnieniem budowy geologicznej i struktury osadów kontaktujących powierzchnię sandru z omawianymi formami. Niestety bardzo nieliczne naturalne odsłonięcia (obszary leśne) utrudniały określenie genezy wszystkich wyróżnionych na załączonej mapie form, stąd wiele z nich

zakwalifikowano według podobieństwa cech zewnętrznych do typu form szczególnie zbadanych.

Wyróżnione na terenie sandru i doliny Brdy formy wklęsłe, zawdzięczające swe powstanie konserwującym właściwościom zagrzebanych mas lodu lodowcowego i zimowego, w świetle wyżej przytoczonych kryteriów podzielono na następujące typy:

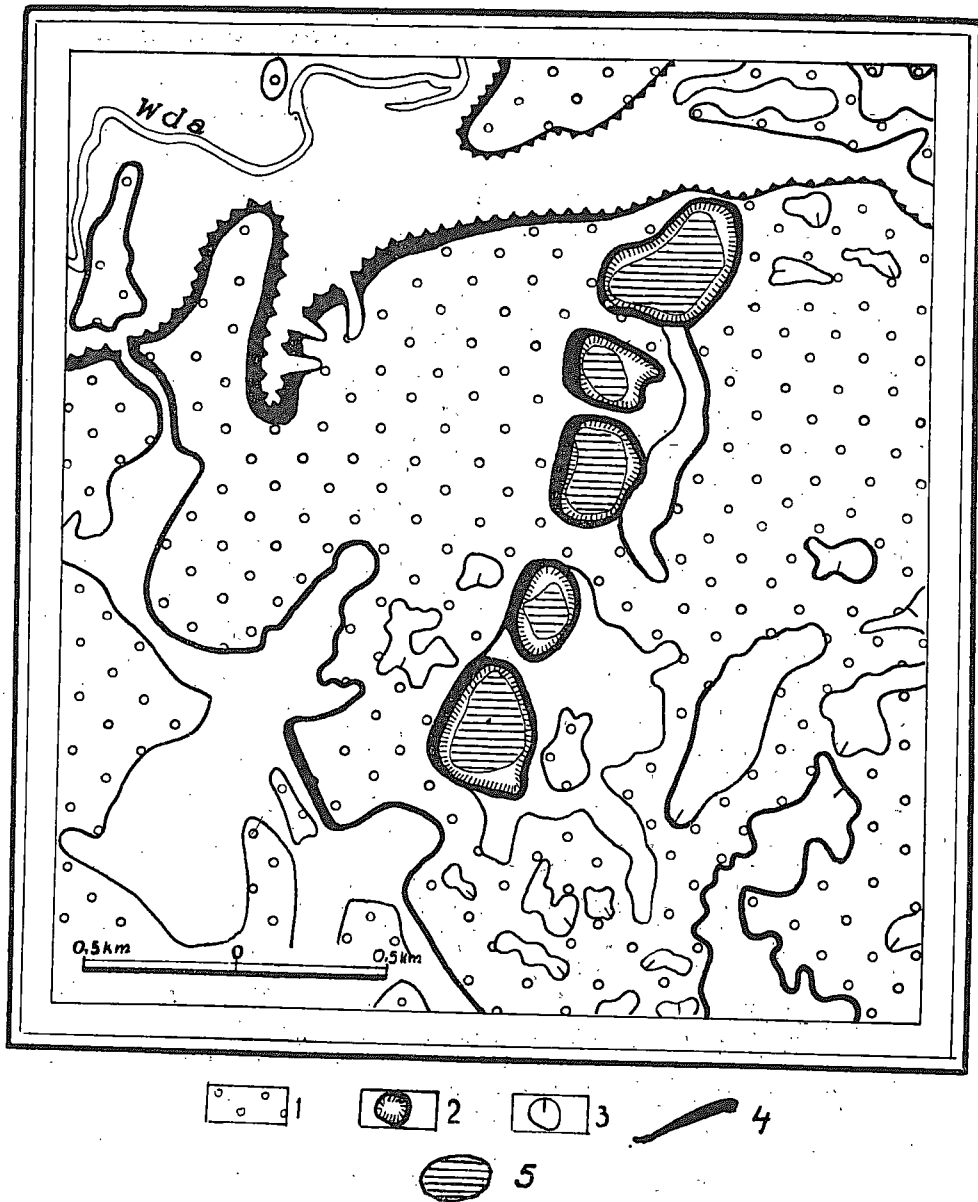
1. Lejki i kociołki
2. Zagłębienia wytopiskowe nieregularne
3. Zagłębienia wytopiskowe płaskie, rozległe o niewyraźnym obrzeżeniu
4. Rynny.

III. LEJKI I KOCIOŁKI

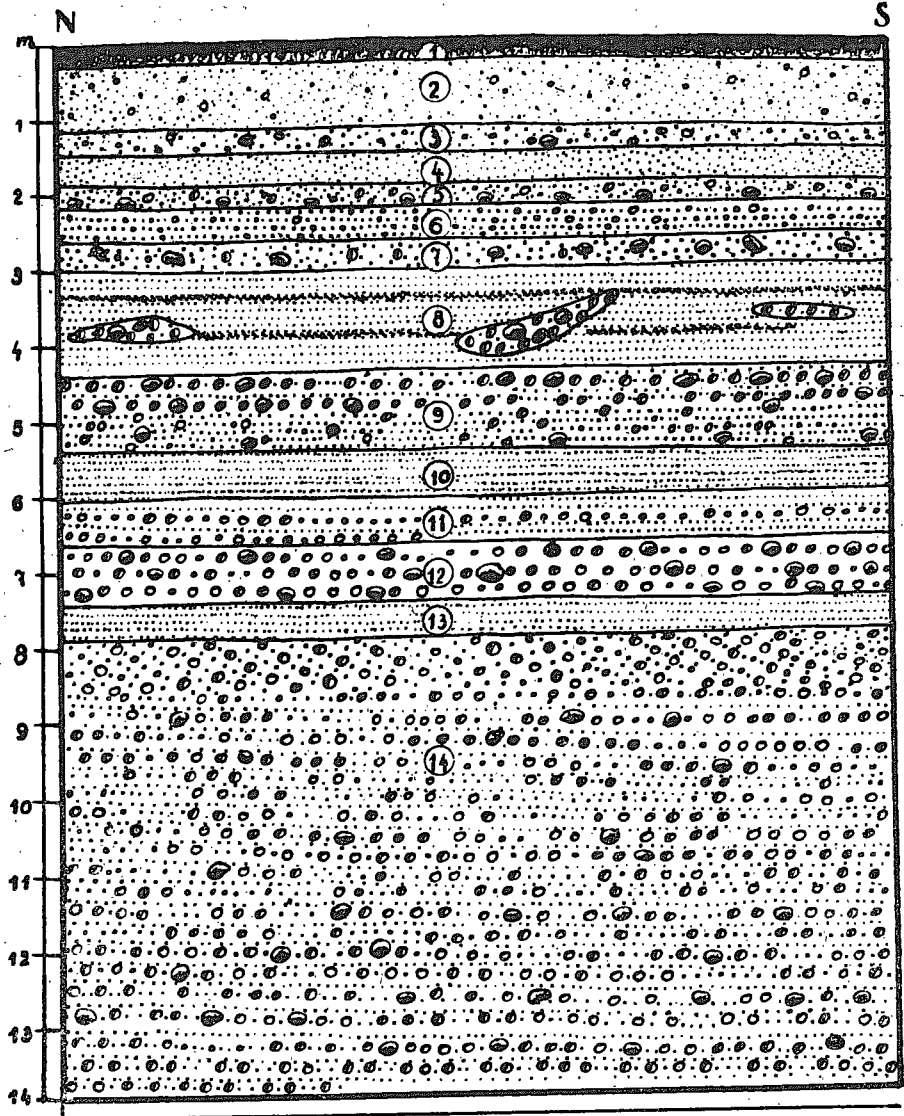
Formy tego typu należą do najbardziej ciekawych zagłębień wytopiskowych omawianego terenu. Charakteryzują się one przede wszystkim swym okrągłym kształtem i nieproporcjonalnymi w stosunku do swych powierzchni głębokościami. Ich symetryczne zbocza wykazują znaczne nachylenia, dochodzące rzędu 30° a nawet więcej (porównaj tabelkę). Szczególnie drobniejsze formy tego typu, określone wyżej jako lejki i osiągające przy małej średnicy górnego obwodu formy (30—50 m) i stromych zboczach głębokość rzędu kilkunastu metrów, posiadają na tle płaskich powierzchni sandru charakter leja bombowego (fot. 1). Dno lejków o małych średnicach (5—10 m) jest zazwyczaj płaskie i wyścielone torfami o nieznacznej miąższości. W płytszych formach lejków dno posiada charakter wklęsły i jest wyścielone piaszczystymi deluwiami. Wobec nieznacznych rozmiarów lejków, w większości wypadków nie objętych cięciem poziomicowym mapy topograficznej, ujęto szereg najbardziej charakterystycznych form tego typu z obszaru okolic Warszawy, Kaszuby i Łaski (ark. mapy 1 : 25 000 Kaszuba) w formie zestawienia liczbowego, ilustrującego stosunki morfometryczne tych form:

Położenie	głębokość		Nachylenie zboczy	Charakter dna
Oddz. leśny	86	8 m	$22-24^\circ$	wklęsłe suche
"	79	10 m	$28-30^\circ$	"
"	78	11 m	$29-30^\circ$	płaskie, zatorf.
"	78	13 m	$28-30^\circ$	"
"	117	15 m	$31-32^\circ$	"
"	116	17 m	$32-34^\circ$	"
"	116	18 m	$34-35^\circ$	"

Należy podkreślić, że zagłębienia lejkowate występują czasem — w sposób charakterystyczny — w pewnych uszeregowanych ciągach, przeważnie zorientowanych południkowo. Do najciekawszych należą tu ciągi



Rys. 1. Klaniny — ciąg kotłów eworsyjnych
 Objaśnienie: 1 — powierzchnia sandru, 2 — kotły eworsyjne, 3 — zagłębienia wytopiskowe, 4 —
 krawędzie erozyjne. Uwaga: grubość linii zależna od wysokości załomu, 5 — jeziora



Rys. 2. Odkrywka w zboczu rynny koło jez. Szczecionek

Objaśnienie: 1 — gleba piaszczysta, 2 — piaski drobnoziarniste z pojedynczymi żwirkami, 3 — piaski różnoziarniste ze żwirkiem i drobnymi gładzikami, 4 — piaski drobnoziarniste rdzawe, 5 — piaski różnoziarniste ze żwirkami, w spągu dobrze otoczone głązy, 6 — piaski średnioziarniste o laminacji horyzontalnej, 7 — piaski gruboziarniste z gładzikami, 8 — piaski drobno i średnioziarniste o laminacji horyzontalnej, ze smugami limonitowymi i soczewkami grubych żwirów, 9 — piaski jasne, warstwowane; w stropie gruboziarniste żwiry z gładzikami, w spągu piaski średnioziarniste z gładzikami, 10 — piaski bardzo drobnoziarniste, warstwowane poziomo, 11 — piaski drobnoziarniste przedzielone żwirkami z pojedynczymi gładzikami, 12 — żwiry warstwowane z gładzami, 13 — piaski bardzo drobnoziarniste, warstwowane, 14 — piaski i żwiry z gładzami, w stropie krzyżowe warstwowanie

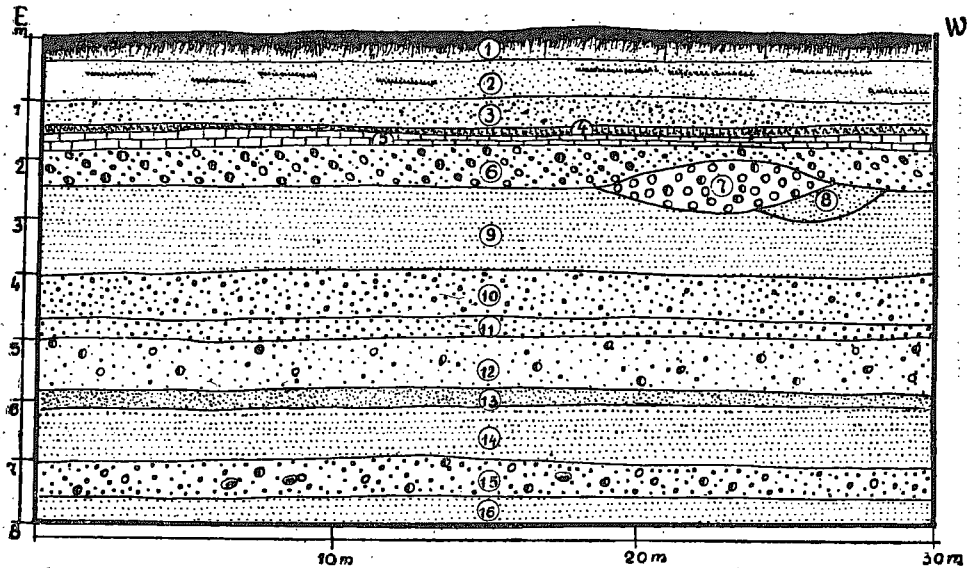
na zachód od jeziora Warszyn, wzdłuż północnych brzegów wysp moreny dennej okoliczności Czapiewic oraz na południowy wschód od Łaski.

Pewną odmianą zagłębień lejkowatych są tzw. kociołki. Różnią się one od poprzednich przede wszystkim swym kształtem i rozmiarami. O ile formy lejkowate wykazują prawie kolisty zarys, to formy kociołkowate takiej regularności w wielu wypadkach nie posiadają. Powierzchniowo kociołki są znacznie większe i osiagają w niektórych wypadkach średnicę do 500 m. Nachylenie zboczy często przekracza wartość 40° . Kociołki prawie zawsze występują zespołowo, tworząc uszeregowane, południkowo zorientowane ciągi. Klasyczny przykład ciągu kociołków występuje koło wsi Klaniny (ark. mapy 1 : 25 000 Osieczno) już w strefie granicznej sandru Brdy i Wdy (por. mapkę rys. 1). Na zespół ten składa się 5 kociołkowatych zagłębień wypełnionych jeziorami, ułożonych w kierunku pn. wsch. — pd. zach., co odpowiada mniej więcej panującemu kierunkowi przebiegu rynien na tym terenie. Ogólna długość wspomnianego ciągu wynosi ok. 2,5 km. Maksymalna wielkość dwu skrajnie położonych kotłów wykazuje 450—500 m średnicy a kąt nachylenia waha się w granicach 42° na zboczach zachodnich do 38° na zboczach wschodnich. Poszczególne kotły oddzielone są wysokimi progami, których wysokość odpowiada poziomowi przyległego sandru.

Podobne ciągi występują w okolicy jeziora Warszyn, lecz poszczególne kotły są mniejsze i posiadają bardziej regularny zarys. Progi oddzielające poszczególne kotły są niższe od przylegającej powierzchni sandru, przez co uzyskały one wspólne obrzeżenie. Prócz ciągów wyróżniono także szeregi pojedynczych kotłów. Do najbardziej typowych form należy tutaj kociołek położony na wschód od jeziora Ostrowite, na dnie którego występuje jeziorko o tej samej nazwie.

Z obserwacji napotkanych odsłoneń i wykonanych szurfów na zboczach lejków i kociołków wynika, że formy te tkwią w materiale piasko-żwirowym (fluwioglacjale). Miąższość pokrywy sandrowej na terenie występowania wspomnianych form jest na ogół znaczna. Budowę i strukturę sandru najlepiej ilustruje odsłonięcie wykonane w zbrozu rynny koło jeziora Szczecionek, a więc w bliskim sąsiedztwie części omówionych form (por. rys. 2). Do głębokości 14 m występuje seria piasków i żwirów fluwioglacjalnych. Zaleganie jej na dalsze 3,5 m stwierdzono wierceciem, przy czym spągu nie osiągnięto. Podobną miąższość i wykształcenie stwierdzono w okolicy Kaszuby (rys. 3) i Mielna (rys. 4). Maksymalna głębokość lejków i kociołków, jak wynika z powyższego nie osiąga spągu serii fluwioglacjalnej.

Wyniki uzyskane z szurfów, wykonanych w różnych partiach zboczy, pozwoliły określić sposób zachowania się struktury serii fluwioglacjalnej na zboczach wyróżnionych form. We wszystkich obserwowanych przy-



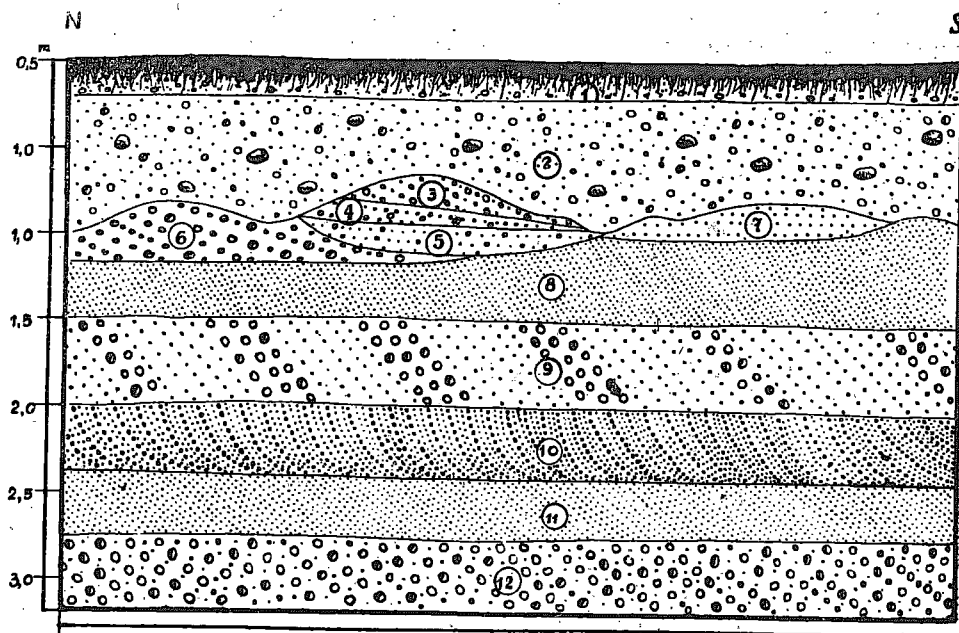
Rys. 3. Odkrywka w sandrze we wsi Kaszuba

Objaśnienie: 1 — gleba piaszczysta, 2 — warstwowane, drobnoziarniste piaski ze smugami limonitu, 3 — piaski różnoziarniste bez laminacji, 4 — zbity, zlimonityzowany piasek, 5 — kreda jezierna, 6 — piaski 7 — soczewka żwirów, 8 — soczewka drobnoziarnistych piasków, 9 — piaski drobnoziarniste o laminacji horyzontalnej, 10 — piaski gruboziarniste rdzawe ze żwirkami, 11 — piaski gruboziarniste szare, 12 — piaski średnioziarniste z glazikami, 13 — mułki piaszczyste żółte, 14 i 16 — jak w 9, 15 — piaski gruboziarniste ze żwirkami i glazikami. Warstwy zapadają pod kątem 6—10° w kierunku pd. wsch.

padkach stwierdzono zaleganie znacznej miąższości serii niewarstwowa-nych piasków o różnej frakcji. Miąższość jej wzrasta wyraźnie w dół zbocza, osiągając miejscami 3 m. Seria ta w głąb zbocza niewyraźnie przechodzi w serię piasków i żwirów warstwowych, wśród której występują liczne uskoki o różnej amplitudzie (por. rys. 5). Nie stwierdzono natomiast wyraźnego wygięcia warstw i lamin zgodnego z nachyleniem zboczy.

Proces odpreparowywania tych form zachodził drogą osiadania materiału zalegającego nad lodem martwym, być może w ten sposób, że partie serii fluwioglacjalnej zalegające nad samą bryłą zapadały lub obsypywały się wraz z postępowaniem topnienia bryły (piaski w tym okresie nie były zmarznięte), przy czym zatracić mogły swą pierwotną strukturę. Brzędne partie uległy mniejszym deformacjom, a jedynym dowodem pewnego osiadania są wspomniane uskoki.

Interpretacja genezy lejków i kociołków, wobec szczupłych obserwacji i uproszczonych metod badawczych, nasuwa sporo trudności. Wydaje się jednak, że przytoczone wyżej cechy morfologiczne, tak bardzo odróżniające je od pozostałych form wytopiskowych omawianego terenu, pozwa-



Rys. 4. Odkrywka w sandrze na północ od Mielna

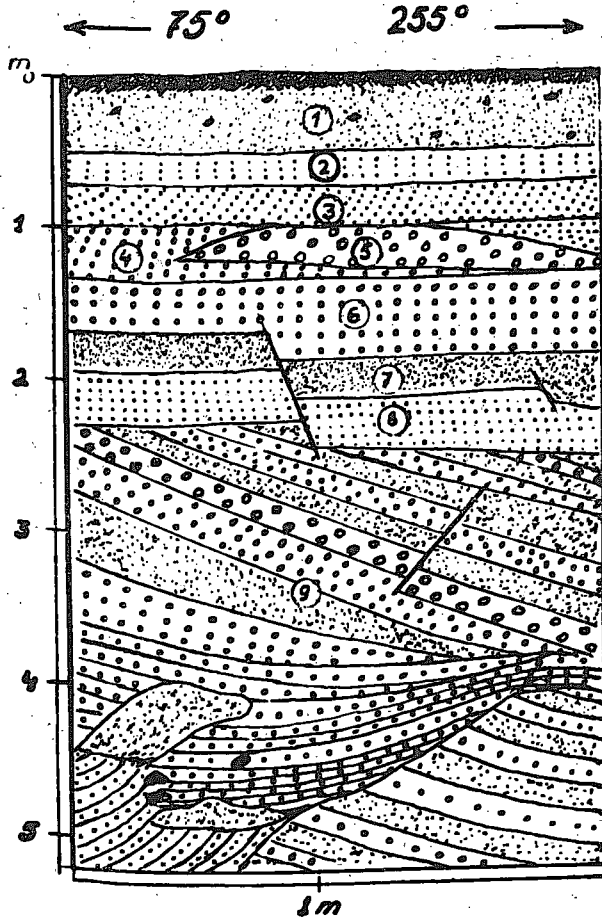
Objaśnienie: 1 — gleba piaszczysta z głazikami, 2 — piaski i żwiry z głazami, niewarstwowane, 3 — piaski gruboziarniste ze żwirokami i głazikami warstwowane, upad 80° /pd., 4 — piaski średnioziarniste z głazikami o niewyraźnej laminacji, 5 — piaski drobnoziarniste ze żwirokami, warstwowane poziomo, 6 — warstwowane żwiry z głazami, 7 — piaski średnioziarniste, 8 — piaski białe drobnoziarniste, 9 — żwiry i głaziki na przemian z piaskami średnioziarnistymi, 10 — piaski drobnoziarniste przedzielone gruboziarnistymi, 11 — piaski drobnoziarniste 12 — seria gruboziarnistych piasków i żwirów z pojedynczymi głazami

lają przypuszczać, że są to formy powstałe w wyniku eworsyjnej działalności wód lodowcowych. Być może, że wody roztopowe, spadające z wielką siłą przez istniejące w lodzie szczeliny aż do dna wskutek wirowego ruchu, drażyły głębokie, eworsyjne doły. Wielkość ich mogła być uzależniona z jednej strony od wielkości szczeliny a okresem jej żywotności z drugiej strony. Na skutek zróżnicowanego ruchu aktywnej masy lodolodu, system szczelin mógł ulec przerwaniu, a więc zahamowany został dopływ wód. Woda wypełniająca kociołek lub lej utworzony pod lodowcem znalazła się więc w warunkach normalnego ciśnienia, przez co mogła zamarzać. Przykryty następnie materiałem fluwioglacjalnym lód mógł przetrwać dłuższy okres.

St. Majdanowski (5) przyjmuje, że kotły lub leje eworsyjne są dziełem wód spadających z dużych wysokości przez czeluście lodowca aż do jego dna lub też erozji wodospadów u brzegu lodowca.

Być może, że wyróżnione ciągi kotłów lub lejków przedstawiają inicjalne formy rynien, względnie wyznaczają dawny przebieg rynien, z któ-

rych zachowały się jedynie wszystkie przegłębienia zakonserwowane lodem, reszta natomiast zrównana została przez akumulację fluwiogłajną. Powyższe przypuszczenia mogłyby mieć potwierdzenie w fakcie zbieżności kierunku przebiegu rynien i wyróżnionych ciągów kociołków.



Rys. 5. Odkrywka w zboczu leja na południe od Kaszuby

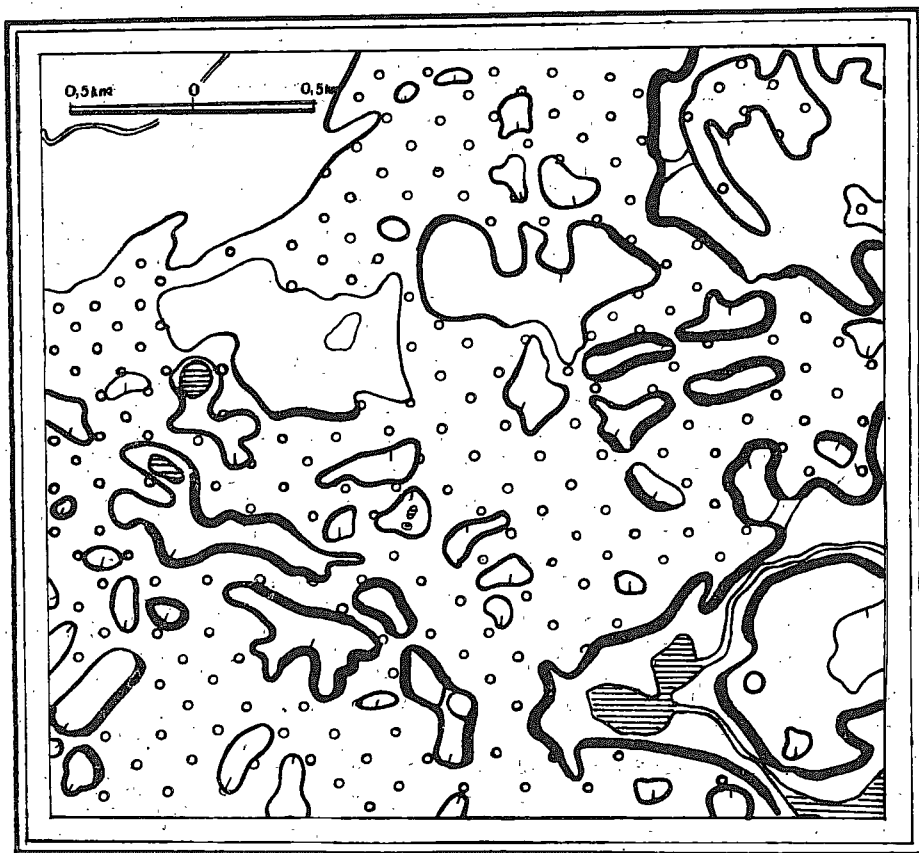
Objaśnienie: 1 — piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi żwirkami bez laminacji, 2 — piaski drobnoziarniste o laminacji horyzontalnej, 3 — piaski średnioziarniste o laminacji skośnej, 4 — piaski średnio- i gruboziarniste, wśród nich soczewka żwirów, 5 — soczewka żwirów, 6 — piaski gruboziarniste o laminacji horyzontalnej, 7 — piaszczyste mułki o laminacji horyzontalnej, 8 — piaski drobnoziarniste o laminacji horyzontalnej, 9 — seria różnie uławicznych piasków drobno-, średnio- i gruboziarnistych z pojedynczymi głazikami. Upad warstw w odśrodku waha się 6–9°/pd. zach.

IV. ZAGŁĘBIENIA WYTOPISKOWE NIEREGULARNE

Formy tego typu należą do najbardziej rozpowszechnionych na sandrze Brdy. Występują one na wszystkich poziomach sandrowych i w erozyjnych terasach rzecznych Brdy i jej dopływów.

Na podstawie obserwacji terenowych, wśród zagłębień nieregularnych o charakterze wytopiskowym, w zależności od sposobu zalegania ich w utworach glacialnych omawianego terenu można wyróżnić trzy grupy form.

Pierwszą grupę form wyróżniono na przykładzie obszaru okolic Lipnicy, Borowego Młyna, Rurowych Lasów, Owsnych Ostrów, Karpna i Mielna. Obszar sandru jest tutaj niezwykle silnie urozmaicony. Powierzchnie szczytowe garbów wykształconych w formie wałów lub kopulastych wzniesień oddzielających poszczególne formy wklęsłe, z trudem pozwalają wyznaczyć pierwotną powierzchnię sandru. Deniwelacje osiągają tutaj wartości rzędu 25 m. Kształt poszczególnych wytopisk jest różny; być może, uzależniony jest od zarysów samej bryły lodu martwego (rys. 6).

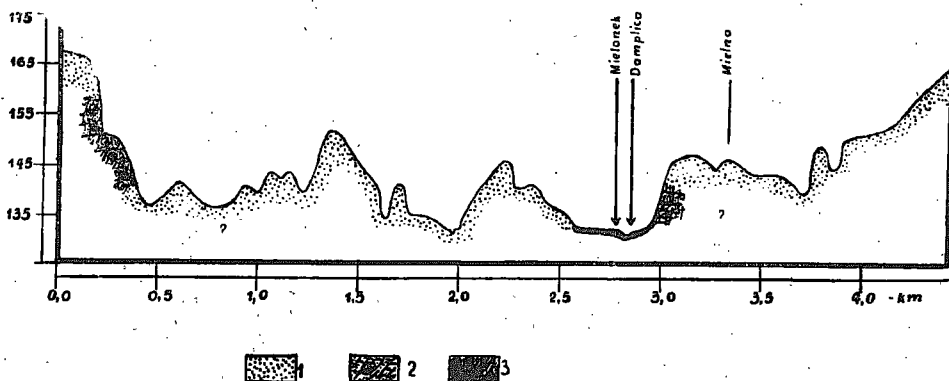


Rys. 6. Fragment sandru z wytopiskami nieregularnymi na południe od obniżenia Rosochy

Objaśnienie: 1 — obszar sandru, 2 — wytopiska

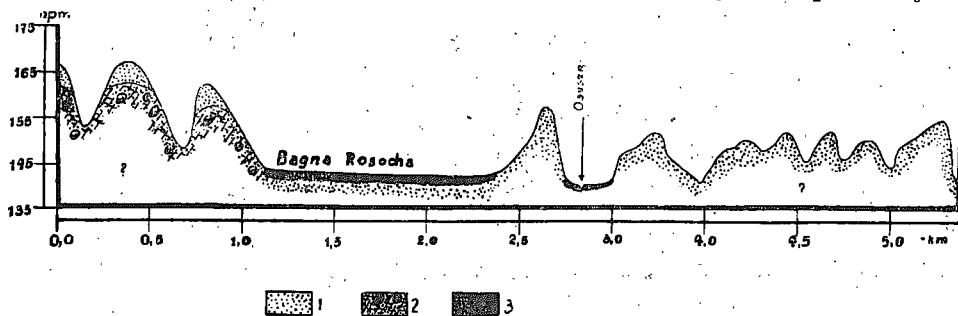
Nadto należy podkreślić ich znaczną głębokość, przeważnie znaczne kąty nachylenia zboczy oraz zwykle płaskie, zatorfione dno (fot. 2).

W okolicy Karpna, Mielna, Dąbrowy obserwować można szczególnie intensywne nagromadzenie tych form wklęsłych. Poszczególne wytopiska są oddzielone przez kopulaste lub podłużne progi, znacznie niżej położone od fragmentów pierwotnej powierzchni sandrowej (porównaj profil rys. 7 i fot. 3). W ten sposób mamy tutaj do czynienia ze strefą bardzo



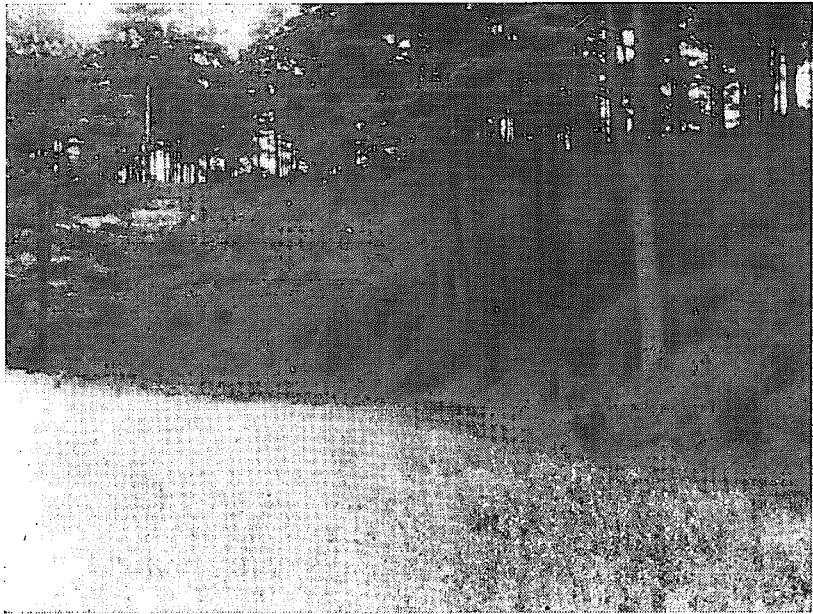
Rys. 7. Profil przez obszar wytopiskowy okolic Mielna
Objaśnienie: 1 — piaski sandrowe, 2 — glina morenowa, 3 — torfy

blisko siebie zalegających brył martwego lodu, po wytopieniu których oddzielające je wąskie progi uległy częściowemu zniszczeniu i obniżeniu. Spowodowało to generalne obniżenie się całego wycinka omawianego terenu. Na północ od rozległego obniżenia Rosochy rzeźba powierzchni sandru podobna jest do typowego krajobrazu czołowo-morenowego. Deniwelacje dochodzą tu rzędu 25 i więcej metrów, przy znacznych kątach nachylenia zboczy (por. rys. 8). Urozmaicenie takie wprowadzają liczne różnokształtne formy wklęsłe przedzielone kopulastymi i podłużnymi

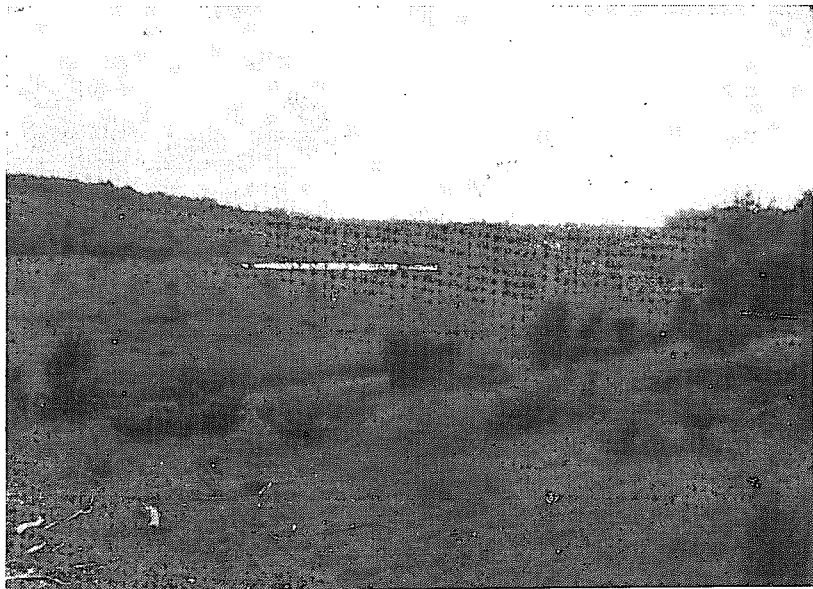


Rys. 8. Profil morfologiczny powierzchni sandru na południe i północ od Bagien Rosochy

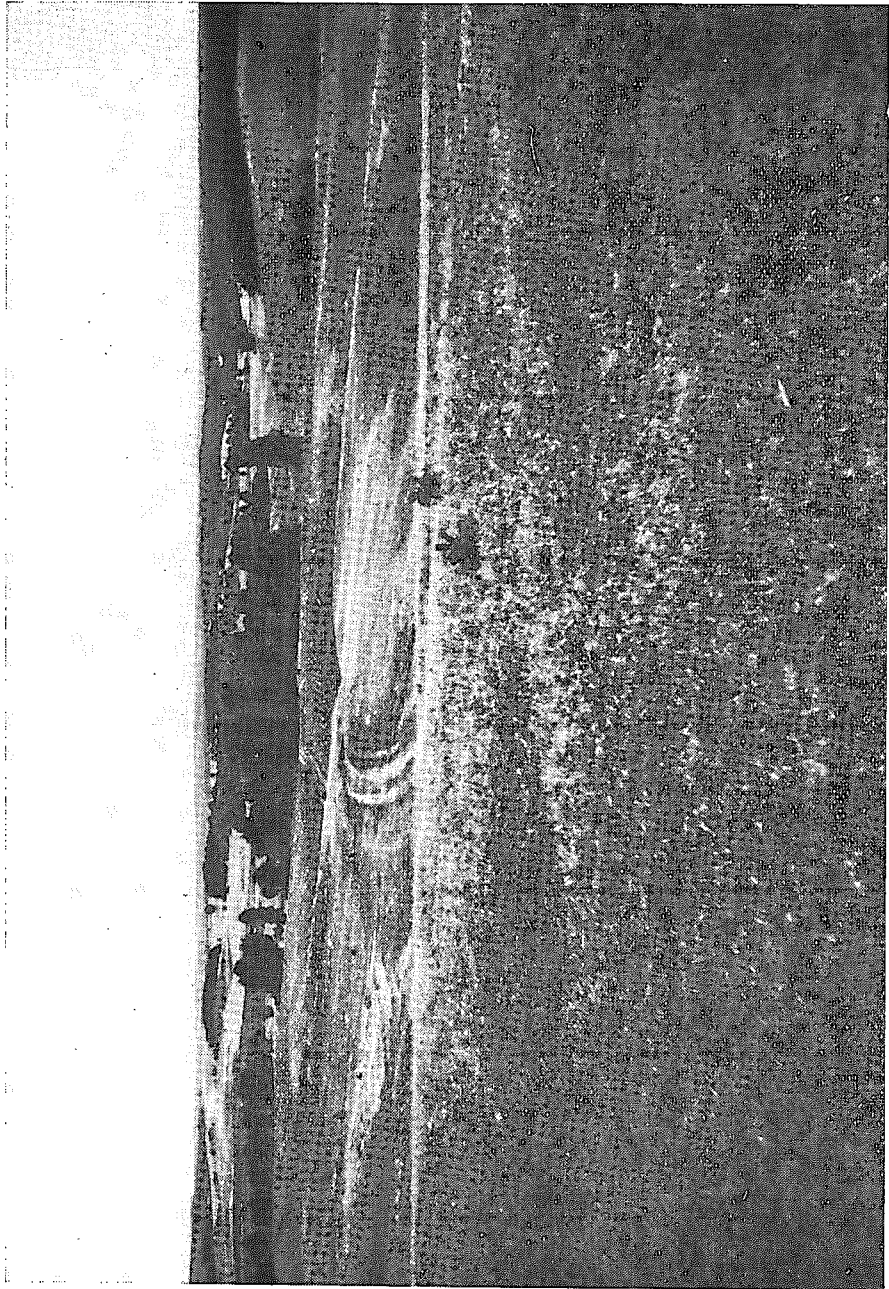
Objaśnienie: 1 — piaski pokrywy sandrowej, 2 — glina morenowa 3 — torfy



Fot. 1. Forma lejkowata na pd. zach. od Kaszuby
Fot. M. Liberacki 1953



Fot. 2. Forma wytopiskowa nieregularna na pn. zach. od Rolbiku
Fot. M. Liberacki 1953

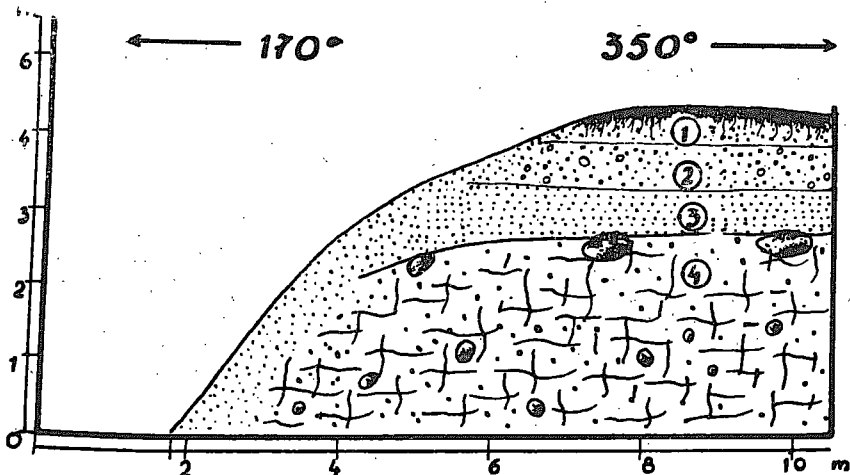


Fot. 3. Sandr Brdy w okolicy Mielna. Fot. L. Starkiel 1957

garbami, których wierzchołki odpowiadają mniej więcej wysokości płaskiej powierzchni sandru położonej bardziej na północ.

Na południe od wspomnianych obniżzeń Rosochy powierzchnia sandru jest również silnie rozczłonkowana przez wytopiska różnej wielkości i kształtów przy wyraźnie malejących deniwelacjach (por. rys. 8).

Budowa geologiczna omawianego wyżej odcinka terenu została poznana w szeregu odsłonięciach i wykopach. Na południe od Borowego Młynu w gliniance na zboczu jednego z garbów, oddzielającego dwa wytopiska, odsłania się w dolnych partiach glina morenowa z gładzami



Rys. 9. Odkrywka w zboczu wytopiska na południe od Borowego Młyna

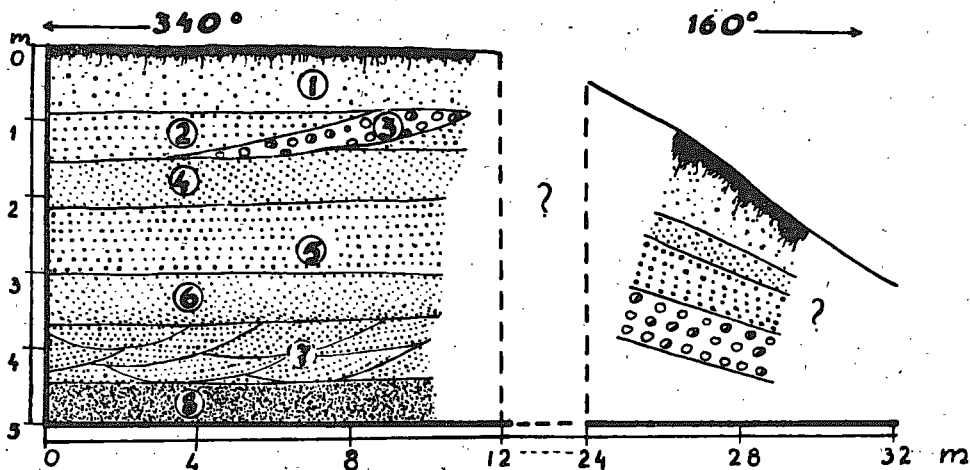
Objaśnienie: 1 — piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi żwirkami i gładzami bez laminacji, 2 — piaski średnioziarniste bez wyraźnej laminacji, 3 — piaski drobnoziarniste o laminacji horyzontalnej, 4 — czerwona glina morenowa z gładzami w stropie, z wyraźnymi śladami mycia. Upad warstw serii fluwioglacjalnej $6-8^{\circ}$ na pd. i pd. wsch.

w stropie z wyraźnymi śladami mycia, nad którą zalega seria różnoziarnistych, warstwowanych piasków sandrowych z pojedynczymi żwirkami i gładzami (por. rys. 9). Upad warstw serii sandrowej wykazuje $6-8^{\circ}$ ku pd. wsch. a warstwy wyraźnie wychodzą w powietrze. Sytuację taką stwierdzono w trzech innych odsłonięciach na wschód od wsi Upiłka i na zachód od Osowa. W Mielnie, w północnym zboczu rynniny R. Galon (2) stwierdza, od dołu idąc, warstwowane piaski fluwioglacjalne, na których zalega szara glina morenowa około 1 m miąższości (z nią wiążą się liczne wysięki). Wierzchnią warstwę tworzą piaski pokrywy sandrowej o kilku m miąższości.

Około 3,5 km na pd. od Lipnicy, tuż przy szosie po jej lewej stronie, w żwirowni odsłania się budowa sandru. Od dołu występują żwiry z licznymi gładzami o słabo zaznaczonej horyzontalnej laminacji. Nad nimi leży seria piasków różnoziarnistych z licznymi żwirkami i gładzami,

w partiach przypowierzchniowych warstwowanie zanika. W części południowej zwirowni dotyczącej zbocza wytopiska zaznacza się wyraźne wygięcie warstw i lamin w kierunku zbocza wytopiska (rys. 10).

Odkrywka przy szosie Osusznicza—Miastko, w zboczu rozległego obniżenia Rosochy, wykazuje podobną budowę sandru, przy czym warstwy także pochylają się pod kątem 18—20° ku obniżeniu. Należy podkreślić,



Rys. 10. Odkrywka w zwirowni na południe od Lipnicy

Objaśnienie: 1 — piaski drobnoziarniste z limonitowymi smugami bez laminacji, 2 — piaski drobnoziarniste o laminacji horyzontalnej, 3 — piaski gruboziarniste, 4 — piaski średnioziarniste skośnie warstwowane, 5 — piaski średnioziarniste o laminacji horyzontalnej, 6 — piaski drobnoziarniste, 7 — piaski drobno- i średnioziarniste, 8 — mułki piaszczyste o laminacji przypominającej wyrwy. Upad warstw fluwioglacjalnych 8—10°/pd. Na zboczu upad wynosi 18°

że kąt upadu warstw pokrywy sandrowej w dalszej odległości od form wytopiskowych w zasadzie nie przekracza 8°.

W świetle wyżej przytoczonych uwag dotyczących budowy geologicznej i struktury osadów sandrowych, nasuwają się następujące przypuszczenia odnośnie interpretacji genezy rzeźby terenu w okolicy Lipnicy oraz sposobu zalegania brył martwego lodu w utworach glacialnych. Niewątpliwie powstanie wielkiego skupiska form wklęsłych w obrębie sandru w okolicy Lipnicy wytłumaczyć można jedynie konserwującą rolą brył martwego lodu, pozostawionych w okresie stagnacji czoła lądolodu na tym terenie. R. Galon (2) zwraca uwagę na charakterystyczny zbieg rynien oraz intensywność form wytopiskowych nieregularnych na tym terenie, które to elementy genetyczne wiąże z fazą postoju lądolodu na linii obecnego Jeziora Kruszyńskiego. W literaturze znane są podobne przykłady wielkich skupisk form wytopiskowych, związanych ze strefą marginalną lądolodu. R. F. Flint (1) opisuje formy wytopiskowe (kettles), które powstały przez wytopienie się mas lodu zagrzebanych

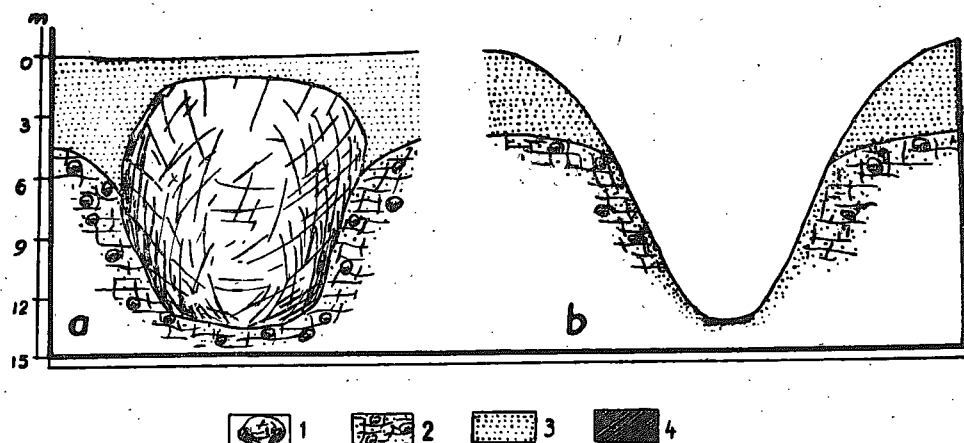
częściowo lub całkowicie w osadach przeważnie warstwowych. Stwierdza on, że formy te są typowe dla strefy marginalnej lądolodu, gdzie tworzą labirynt pagórków i depresji czasem opisywanej jako „topografia kemowa i wytopiskowa” (kame and kettle topography).

W okolicy Lipnicy mamy do czynienia prawdopodobnie z jedną z faz postojowych lądolodu ostatniego zlodowacenia. W utworach odkładanych u jego czoła zalegać musiały liczne, oderwane od żywej masy lądolodu bryły. Oscylujący ruch czoła lądolodu mógł powodować mechaniczne wciskanie oderwanych brył w podłoże na znaczne czasem głębokości. Pewne partie brył martwego lodu wystawać mogły ponad powierzchnię morenową, pomijając olbrzymie bryły martwego lodu pozostawione na przedpolu, które uchronić musiały zachowane na sandrze wyspy moreny dennej. Po wycofaniu się czoła lodowca z tego terenu, wody roztopowe, odprowadzane licznymi podlodowcowymi dolinami (rynnami) na jego przedpole, obciążone materiałem sandrowym, częściowo mogły ścinać napotkane formy z poprzedniego postoju a częściowo także wystające ponad powierzchnię bryły martwego lodu. Równocześnie wody te akumulowały niesiony przez siebie materiał, przykrywając poprzednie formy terenu wraz z zalegającym w nich martwym lodem. Bryły zalegające poprzednio na powierzchni i przykryte osadami sandrowymi, jak również bryły, które tkwiły w morenie, mogły przetrwać dłuższy okres czasu. Po wytopieniu się brył martwego lodu pierwotna powierzchnia sandrowa na tym terenie zachowuje się jedynie we fragmentach, niszczą ją wytopiska i prawdopodobnie w parze z nimi idąca erozja. Płaszczyzny osadów sandrowych zachowane w formie czap na grzbietach między wytopiskami, akcentuje niejako rzeźbę terenu z okresu poprzedzającego akumulację sandru.

Budowa geologiczna oraz struktura osadów sandrowych na wspomnianych grzbietach w okolicy Borowego Młyna pozwalają przypuszczać, że bryły martwego lodu zalegać tu musiały ponad powierzchnię, jaka istniała przed osadzeniem pokrywy sandrowej. Schemat ewolucji form z tego terenu ilustruje rys. 11. Wytopienie się martwych lodów głębiej zalegających, spowodować musiało zaburzenia w strukturze pokrywy sandrowej, czego dowodem są wymienione wyżej wygięcia warstw na zboczu wytopisk.

Inny przykład formy wytopiskowej i zalegania bryły martwego lodu dostarcza niecka okolic wsi Lešno i Orlik na północ od Brus. Od zachodu i wschodu nieckę otaczają wyższe powierzchnie sandrowe. Od południa i północy występują wysoczyzny morenowe. Niecka kończy się wyraźnymi zboczami na północy i zachodzie oraz w pobliżu wsi Lubnia. Przejście między sandrem i dnem niecki na wschodzie nie posiada wyraźnej krawędzi morfologicznej — wyjątek stanowi tu Jeżowa Góra zbudowana na powierzchni z gliny morenowej.

Na dnie niecki Leśno-Orlik występują dwie misy jezerne, których lustro wody zalega w poziomie 134,5 i 134 m n.p.m. Pomiedzy poziomem lustra wody w jeziorach występują równe, podmokłe i zatorfione obszary dawniej istniejących jezior. W obrębie niecki B. Rosa (10) wyróżnia dwa poziomy wznoszące się na wysokości 140—142,8 m i 145,5—148,4 m o odmiennej budowie geologicznej.

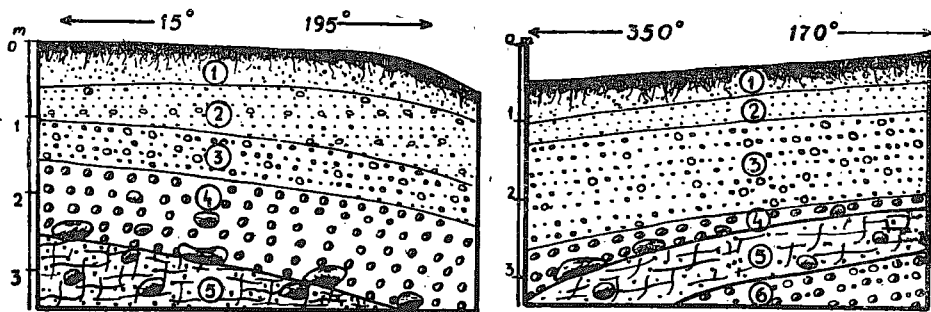


Rys. 11. Schemat ewolucji form wytopiskowych w okolicy Borowego Młyna
 Objaśnienie: 1 — lód lodowcowy, 2 — glina morenowa, 3 — piaski fluwioglacjalne, 4 — torfy:
 a) przed wytopieniem b) po wytopieniu

Na podstawie zebranych materiałów trudno pokusić się o szerszą interpretację genetyczną niecki Leśno-Orlik. Nie ma jednak wątpliwości, że powstała ona na skutek stajania bryły martwego lodu, o czym świadczy między innymi stosunek dna tej formy do otaczających ją powierzchni sandrowych. Musiała zalegać tu masa lodowa, która ochraniała to zagłębienie przed zasypaniem fluwioglacjalnym. Zaleganie brył martwego lodu na powierzchni morenowej stwierdza R. Galon (2), opisując zachowane na sandrze Brdy wyspy moreny dennej, nietknięte przez wody sandrowe, mimo iż sandr w ich otoczeniu zalega wyżej (np. wyspy bruska i czerska). Obecność tych wysp na sandrze w takim usytuowaniu morfologicznym wytłumaczyć można również chyba jedynie konserwującą rolą lodu martwego.

Ku południu ilość form wytopiskowych nieregularnych wyraźnie zmniejsza się. Pojedyncze wytopiska w sposób rozproszony zaobserwować można w obrębie sandru i na terasach rzecznych Brdy. Godnym podkreślenia jest tutaj fakt wyraźnej zależności pomiędzy głębokością form wytopiskowych a wzrastającym ku południu wcięciem się sandru i doliny w wysoczyznę morenową. Zależność tę ilustrują malejące głębokości poszczególnych form, gdy śledzimy je z północy na południe oraz w obrębie sandru i teras dolinnych.

Na południe od toru kolejowego Pruszcz—Bagienica—Terespól, gdzie zaznacza się ponowne znaczne nagromadzenie wytopisk, mamy prawdopodobnie do czynienia ze śladami starszej fazy postojowej lądolodu, zaznaczonej także w postaci form marginalnych na wysoczyźnie w okolicy Mąkowarska i Świekatowa. Głębokości form wytopiskowych są tutaj znacznie mniejsze, osiągając w niektórych tylko wypadkach 5—7 m. Na południe od tej strefy formy wytopiskowe zaobserwować można jedynie w obrębie sandru, brak ich natomiast na terasach rzecznych doliny Brdy. Fakt ten R. Galon (2) tłumaczy głębokim wcięciem poziomów dolinnych w stosunku do wysoczyzny, przyjmując na tej podstawie pewną graniczną głębokość zalegania brył martwego lodu, którą ocenia na 50 m.



Rys. 12. Odślonienia w północnym i południowym zboczu wytopiska na północ od Rolbiku

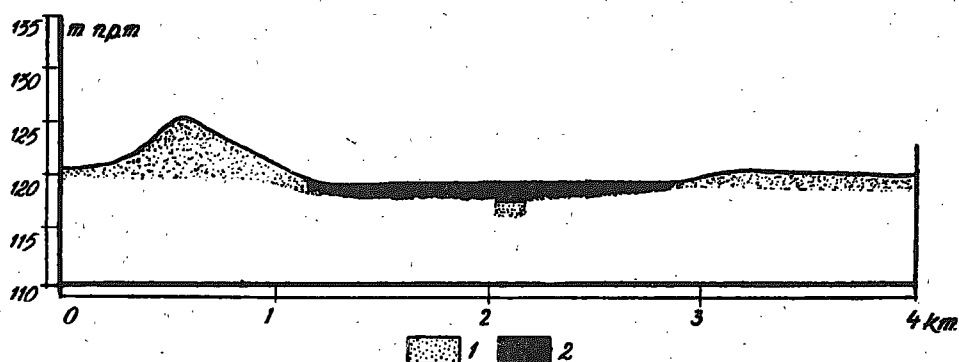
Objaśnienie: 1 — piaski drobno- i średnioziarniste bez laminacji, 2 — horyzontalnie warstwowane piaski drobnoziarniste z cienkimi laminami gruboziarnistych piasków, 3 — średnio- i gruboziarniste piaski poziomo warstwowane, 4 — żwiry warstwowane poziomo z pojedynczymi głazikami, 5 — glina morenowa z głazami w stropie z wyraźnymi śladami mycia, 6 — piaski gruboziarniste i żwiry poziomo warstwowane. Wszystkie warstwy wraz z gliną morenową zapadają pod kątem 14—18°

Niektórzy badacze przyjmują nieco odmienną interpretację genetyczną nieregularnych zagłębień wytopiskowych. Np. W. A. Zubakov (9) wskazuje na możliwość powstawania zagłębień o charakterze wytopiskowym wskutek stopienia zamrzniętych jezior lub starorzeczy, zagrzebanych mas śnieżnych oraz przez wytopienie się rzecznej kry lodowej pozostawionej na brzegu po wiosennych wylewach i przykrytej materiałem rzeczonym, R. F. Flint (1), podając schemat możliwości zalegania brył i form utworzonych po ich wytopieniu, wyróżnia formy, które powstały z wytopienia się brył martwego lodu w formie kier zagrzebanych przeważnie w osadach fluwioglacjalnych. Współczesne obserwacje z Alaski, Spitsbergen, Syberii również dostarczają sporo materiału dotyczącego okoliczności, w jakich lód może być zachowany od topnienia np. zasypanie lodu przez piasek niesiony wiatrem, zasypanie kier lodowych na wybrzeżu morskim czy też przez zasypanie lodu utworzonego w wyniku zamarznięcia wód źródła czynnego przez całą zimę.

Zebrane obserwacje, dotyczące opisywanych form z obszaru sandru Brdy na południe od strefy okolicy Lipnicy, wskazywałyby jednak na genezę nieregularnych zagłębień wytopiskowych w sposób podany przez autora. Wydaje się, iż swe powstanie zawdzięczają one bryłom martwego lodu zagrzebanych w utworach glacialnych jeszcze przed wcięciem się sandru. Widać to wyraźnie między innymi na przykładzie odsłoneń w zboczu wytopiska w okolicy Rolbiku, gdzie w zaburzeniu warstw spowodowanym wytopieniem się lodu, bierze udział także warstwa gliny morenowej (por. rys. 12a, b). Malejące głębokości form wytopiskowych ku południu mogłyby również tego dowodzić.

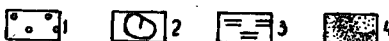
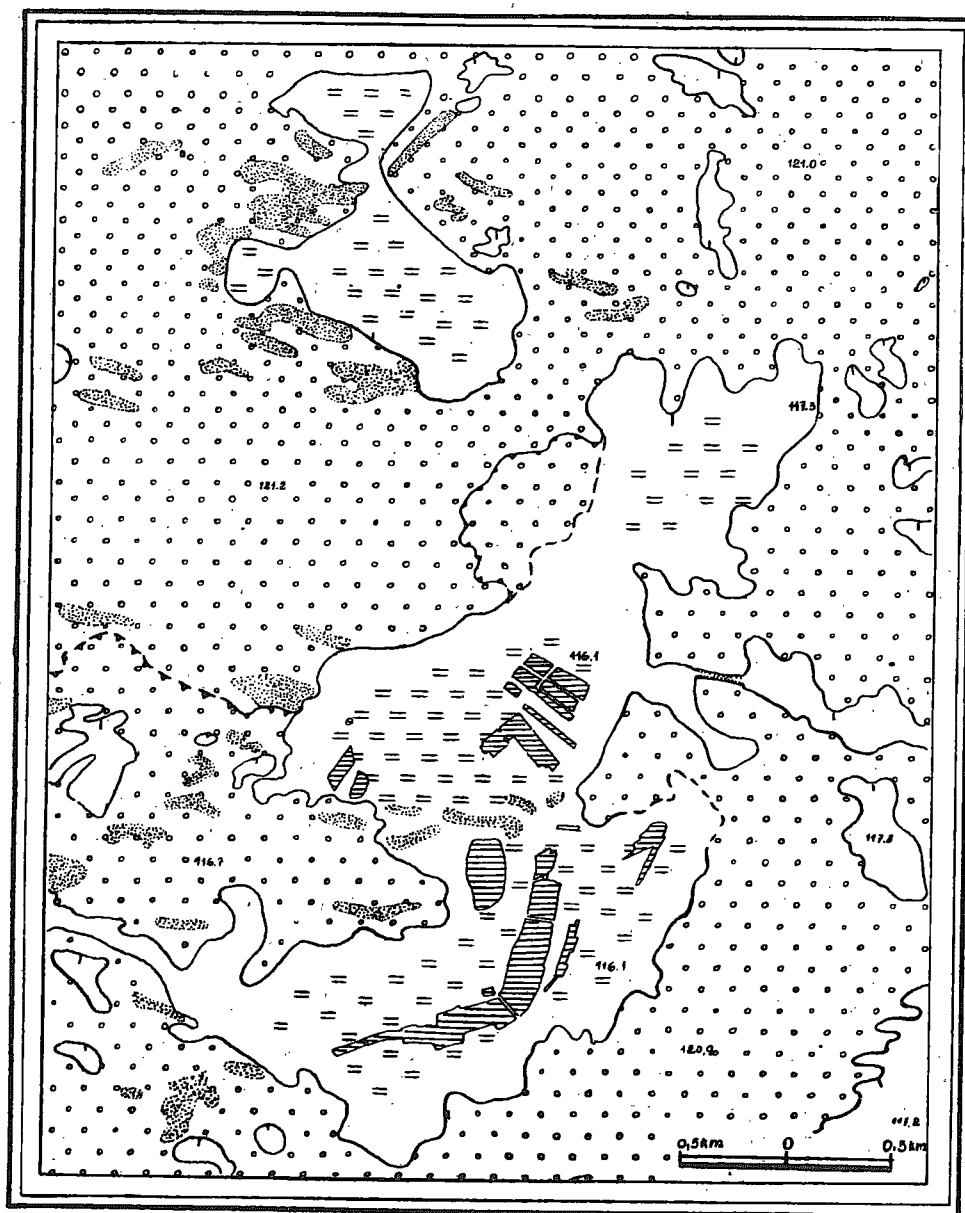
V. ZAGŁĘBIENIA WYTOPISKOWE PŁASKIE, ROZLEGŁE O NIEWYRAŻNYM OBRZEŻENIU

Do grupy tej zaliczono formy o zdecydowanie odmiennych cechach morfologicznych i morfometrycznych, odróżniających je od form poprzednio opisanych. Stanowią one bardzo często rozległe i płytkie baseny, o płaskim, zatorfionym i zwykle silnie podmokłym dnie, w niektórych wypadkach bez wyraźnego morfologicznego obrzeżenia, jak to widoczne jest na przykładzie rozległych obniżen na pd. zach. od Lipowej Tucholskiej (por. profil i mapkę rys. 13 i 14 oraz fot. 4). Głębokość tych form jest na ogół nieznaczna, co wynika z przeważnie małej miąższości osadów jeziernych



Rys. 13. Profil morfologiczny przez płaskie obniżenie koło Lipowej Tucholskiej
Objaśnienia: 1 — piaski pokrywy sandrowej, 2 — torfy

(torfu i gytii). Z wyjątkiem nielicznych miejsc miąższość ta nie przekracza 3—4 m, lecz na znacznych przestrzeniach poszczególnych form wynosi zaledwie 0,5—1,5 m. W licznych miejscach pod torfem stwierdzono zaleganie piasków fluwioglacjalnych, w stropie zanieczyszczonych szczątkami organicznymi, o podobnym wykształceniu jak na powierzchni przyległego sandru (formy te ze względu na przydatność gospodarczą były



Rys. 14. Rozległe, płaskie wytopiska w okolicy Lipowej Tuczolskiej
 Objaśnienie: 1 — obszar sandru, 2 — zagłębienia wytopiskowe nieregularne, 3 — płaskie formy wytopiskowe, 4 — wydmy

przedmiotem licznych prac wiertniczych, których wyniki wykorzystano w niniejszym opracowaniu.

Wiercenia studzienne, wykonane nad Niechwaszczą, Bagnach Legbądzkich, we wsi Wysoka położonej na skraju rozległego obniżenia, wykazały brak gliny morenowej jeszcze na głębokości 35 m. Zatem omawiana forma występuje wyłącznie w obrębie osadów fluwioglacjalnych.

W obrębie niektórych płytkich i rozległych zagłębień stwierdzono występowanie przegłębień o niewielkiej powierzchni, w których miąższość osadów jeziernych sięga do 9 m. Przegłębienia takie stwierdzono na Bagnach Legbądzkich, w obniżeniu Niechwaszczy koło Nierzostowa i koło Lipowej Tucholskiej.

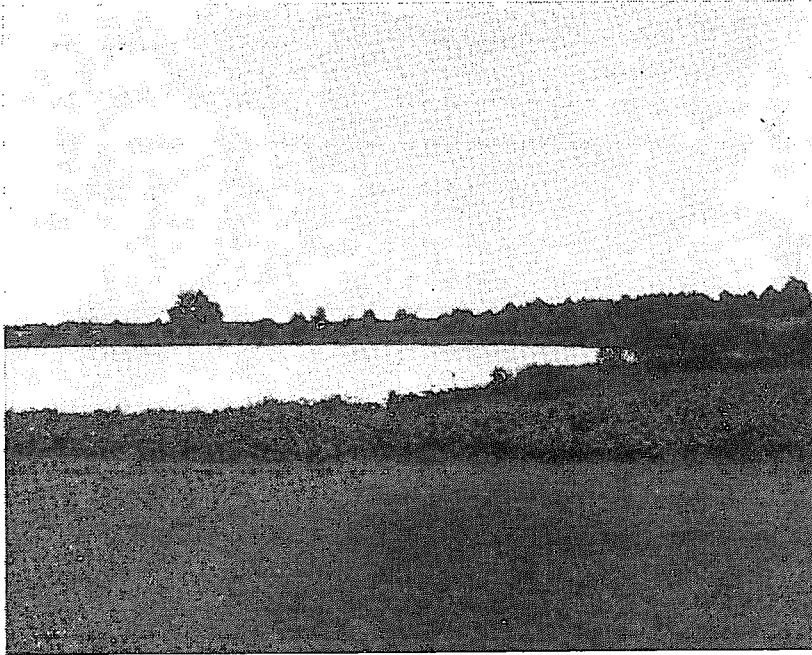
Często linia brzegowa tych form jest silnie rozczłonkowana. Oś dłuższa niektórych form, przebiegająca w pewnych wypadkach na przestrzeni kilkunastu kilometrów (Niechwaszcz), oraz stosunkowo nieznaczne szerokości sugerują niekiedy podobieństwo do form, utworzonych przez wody płynące.

Na uwagę zasługuje fakt, że formy tego typu często towarzyszą szczególnie południowym peryferiom wysp moreny dennej oraz że przebieg dłuższych osi większości wyróżnionych form jest równoleżnikowy. Uwagi te nasuwają przypuszczenie, iż mogły one powstać w wyniku odpływu wód z topniejących brył zalegających na wyspach morenowych. W okresach zimowych stagnujące wody mogły zamarzać do dna. Na wiosnę odpływające wody mogły przykryć niesionymi przez siebie osadami zamrznętą tafelę lodu, zanim ta zdążyła odmarznąć. Nawarstwianie lodu zimowego mogło powtarzać się kilkakrotnie.

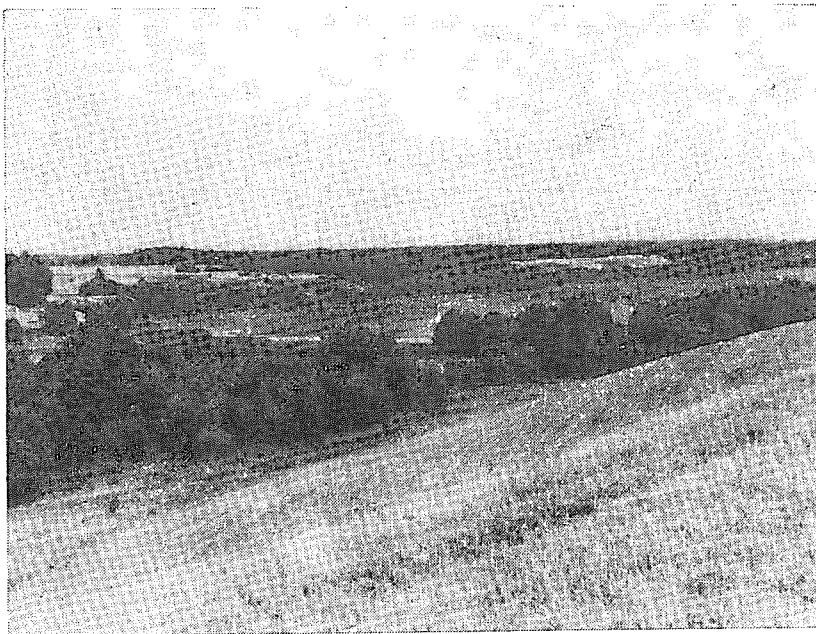
Zagadkowa jest kwestia równoleżnikowego przebiegu części opisywanych form. Przypuszczalnie wiąże się to z istnieniem pewnej predyspozycji terenu, która dyktowała kierunek odpływu i gromadzenia się wód na peryferiach wysp moreny dennej.

Genezę form tego typu opisuje m. innymi K. Gripp (3). Przyjmuje on, że wypływające spod topniejącego lodowca rzeki, obciążone dużą ilością materiału, dzieliły się na liczne ramiona o płytkich i szerokich łożyskach. W okresie zimowym stagnujące w nich wody zamarzały do dna. Liczne opady powiększać mogły miąższość zamrznętej tafli lodowej. Pokrywa osadów fluwioglacjalnych uchroniła owe soczewki lodu zimowego przed stajaniem letnim.

Być może, że część wyróżnionych form tego typu na sandrze Brdy powstawała w taki sposób tj. przy udziale tzw. lodu zimowego (por. artykuł Zb. St. R ó ż y c k i e g o (8)). Świadczyłyby o tym morfologiczne cechy niektórych form, wykształconych w postaci wydłużonych obniżeń na podobieństwo płaskich, szerokich dolin. Występowanie znacznych przegłębień w niektórych płaskich i rozległych obniżeniach, związane jest prawdopo-



Fot. 4. Płaskie obniżenie i jezioro na wschód od Lipowej Tucholskiej
Fot. M. Liberacki 1957



Fot. 5. Fragment rynny byszewskiej z j. Piaseczno
Fot. M. Liberacki 1957

I stadium — erozja o charakterze eworsyjnym, poszczególne zagłębienia bądź łączą się z sobą, bądź oddzielone są przez znaczne jeszcze progi.

II stadium — progi zanikają, tworzy się właściwa rynna subglacjalna, w miejscach dołów eworsyjnych utrzymują się nadal najgłębsze miejsca rynny.

III Stadium — erozja subglacjalna przechodzi w odpływ intraglacjalny, przestaje działać ciśnienie hydrostatyczne, wyrównanie w procesie akumulacji podłużnego profilu.

Część rynien na rozpatrywanym obszarze przetrwała w pierwszym stadium rozwojowym (np. rynna jeziora Lešno na północ od wyspy bruskiej) również niewiele rynien osiągnęło trzecie stadium rozwojowe (np. rynna Niechwaszczy na odcinku wyspy bruskiej). Zatem większość rynien zachowała formy odpowiadające drugiemu stopniowi rozwojowemu.

Rynny występujące na sandrze Brdy są elementem niewątpliwie starszym, zawdzięczającym swe powstanie wodom subglacjalnym, które je wyźłobiły w czasie zalegania lodu na całym rozpatrywanym terenie a więc przed powstaniem sandru Brdy. Dowodzą tego liczne przykłady, gdzie rynny przecinają odrębne obszary pod względem morfogenetycznym. Fakt ten najlepiej ilustruje rynna jezior Byszewskich (fot. 5), przecinająca na południe od toru kolejowego Pruszcz—Bagienica—Terespól dolinę Brdy wraz z jej poziomami (R. Galon (2)), dalej na południe przecina obszar sandru a następnie obszar wysoczyzny, nie zmieniając przy tym ani swej formy, ani kierunku, a jedynie głębokość.

Pomijając genezę rynien, w literaturze zresztą bardzo różnie interpretowaną (por. m. inn. pracę St. Majdanowskiego (5)), należy wspomnieć jednak o tym, że ich obecność na sandrze tłumaczyć można jedynie tym, iż były one konserwowane lodem (zimowym lub lodowcowym), który wytopił się w okresie, kiedy sandr był już usypany.

VII. KILKA UWAG O WIEKU FORM WYTOPISKOWYCH

Zagadnienie wieku wytopisk w skali niniejszego opracowania nasuwa wiele trudności, zwłaszcza wobec braku szerszych opracowań paleobotanicznych osadów jeziernych wypełniających większość opisanych form. Metoda morfologiczna, oparta na podstawie stosunku form wytopiskowych do teras dolinnych Brdy, poziomów sandrowych i wysoczyzny, pozwoliła jedynie na względne datowanie niektórych zjawisk w procesie wytapiania się brył martwego lodu.

Oczywiście przebieg wytapiania się poszczególnych form czy zespołów form wytopiskowych posiadał charakter procesu długotrwałego i zróżnicowanego. Najwcześniej musiały się wytopić lody zalegające nie głęboko,

a więc płytko zagrzebane bryły martwego lodu i niegłębokie rynny jeziernie, wypełnione piaskami fluwioglacjalnymi i scementowanym lodem zimowym.

Brda na przykład w poziomie obecnej dziewiątej terasy dolinnej posiadała już odpływ przez Jeziora Charzykowskie a następnie przez szereg wytopisk rynnowych położonych na północ od nich, co wskazywałoby, że w okresie tym warunki klimatyczne sprzyjały już wytapianiu się lodów. Z drugiej strony drobne formy wytopiskowe występują jeszcze na drugiej terasie Brdy, a wytopione rynny przecinają dolinę wraz z jej najniższymi poziomami.

Początek odmładzania polodowcowej rzeźby wskutek wytapiania się martwych lodów przypada więc przynajmniej na okres IX terasy Brdy. Ostateczna likwidacja lodów martwych przypadałaby na okres II terasy Brdy. R. Galon (2) i W. Okołowicz (6, 7) przyjmują zakończenie procesu likwidacji martwych lodów na okres początku Litoriny.

Przeprowadzona w roku 1956 analiza pyłków występujących w osadach jeziernych wytopiska Siwe Bagno (w okolicy Giełdonia), pozwoliła K. Kępczyńskiemu (4) określić wiek tego wytopiska, sięgający późnego glaciału (Alleröd). Początek procesu wytapiania się martwych lodów a w związku z tym powstanie wyżej opisanych form wytopiskowych, przypada więc już na ostatnią ciepłą fazę (interstadiał) ostatniego zlodowacenia a kończy się w postglacjale.

VIII. ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Praca dotyczy zagadnienia form wytopiskowych na sandrze Brdy, które bardzo zaważyły na historii rozwoju rzeźby tego terenu. Powstały one w trakcie wytapiania się zagrzebanych lodów lodowcowych i zimowych.

W oparciu o kryterium morfologiczne, morfometryczne oraz budowę geologiczną i strukturę osadów glacialnych, w których rozpatrywane formy tkwią, wyróżniono cztery typy zagłębień o charakterze wytopiskowym:

1. Lejki i kociołki
2. Zagłębienia wytopiskowe nieregularne
3. Zagłębienia wytopiskowe płaskie, rozległe o niewyraźnym morfologicznym obrzeżeniu
4. Rynny.

Wyróżnione typy form zawdzięczają swą obecność na sandrze konserwującej roli zagrzebanych lodów martwych. Mogły to być bryły martwego lodu oderwane od żywej masy lądolodu, zagrzebane w utworach glacialnych względnie zalegające na powierzchni, oraz lód pochodzący z zamrznięcia wód roztopowych, a więc lód utrwalający formy eworsyjne

(lejki i kociołki), rynny oraz rozległe płaskie obniżenia (typ 3). Stwierdzono trzy stadia rozwojowe rynien w zależności od wzrostu działalności akumulacyjnej wód fluwioglacjalnych w trakcie przeobrażania się lodu aktywnego w lód stagnujący.

Wyróżniono dwie strefy intensywnego nagromadzenia wytopisk, wiążąc je z fazami postępu lodolodu, zaznaczonymi w postaci form marginalnych na wysoczyźnie.

Zwrócono uwagę na znaczny udział martwego lodu w procesie przekształcania pierwotnej rzeźby lodowcowej oraz w kształtowaniu się sieci hydrograficznej.

Na podstawie występowania zagłębień wytopiskowych na rzecznych terasach Brdy i jej dopływów próbowano określić wiek względny wytopisk oraz okres ostatecznej likwidacji lodów martwych. W tym świetle początek wytapiania się martwych lodów przypada co najmniej na okres IX terasy Brdy. Koniec zaś procesu wytapiania rejestrowały wytopiska, występujące w obrębie II terasy, przy czym okres ten — w świetle dotychczasowych badań — wiąże się z początkiem Litoriny (2, 6, 7). Nowsze badania (4), oparte na analizie pyłków roślinnych, zawartych w osadach jeziernych wytopiska Siwe Bagno k. Giedonia, pozwoliły określić wiek tych osadów, sięgający późnego glaciału (Alleröd). Zatem wytopisko to musiało już istnieć w tym okresie. A więc proces wytapiania się lodów martwych na terenie sandru Brdy zaczął się już w ostatniej ciepłej fazie (interstadia) zlodowacenia a trwał aż do postglacjalnego optimum klimatycznego.

LITERATURA

1. Flint R. F., *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch*. New York 1949.
2. Galon R., *Morfologia doliny i sandru Brdy*. *Studia Soc. Scient. Tor. Sectio C*, vol. I, nr 6. Toruń 1953.
3. Gripp K., *Endmoränen*. *C. R. Int. Congr. Geogr. sect., II a*. Amsterdam 1938.
4. Kępczyński K., *Roślinność i historia Siwego Bagna w Borach Tucholskich*. *Zeszyty Naukowe UMK*. Toruń 1958.
5. Majdanowski St., *Zagadnienie rynien jeziernych na Niżu Europejskim*. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* z. 1 nr 2. Poznań 1950.
6. Okołowicz W., *Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu*. *Przeł. Geogr.* Warszawa 1947.
7. Okołowicz W., *Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych Niżu Północno-Europejskiego*. *Z badań czwartorzędu w Polsce*. *Biul. P. I. G.* 65. Warszawa 1952.
8. Różycki St., Zb., *The ice-sheet of the sandr*. *Inqua V Congrès Intern. Résumés des communications*. Madryt 1957.
9. Zubakow W. A., *Iskopajemyje ldy i passivnoje oledienienie*. *Izw. Wsesoj Geogr. Obszcz.* 83 wyp. 6. Leningrad 1951.

Mapy

10. Mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:100 000, arkusze:
Brusy — oprac. Liberacki M., Murawski T., Rosa B., Wypych K.
Czersk — oprac. Churska Cz., Liberacka M., Liberacki M., Matuszak K., Nowicka I., Skraga-Jakubowska H.
Tuchola — oprac. Churska C., Churski T., Liberacka M., Liberacki M., Machińko J., Matuszak K., Niewiarowski Wl.
Koronowo — oprac. Liberacki M., Lipkowski F., Tywoński K.
Mapy wykonane w latach 1952—1954. Rękopisy w Pracowni Geomorfologii i Hydrografii I. G. PAN w Toruniu.

Mieczysław Liberacki

DÉPRESSIONS DUES A LA FONTE DES GLACES MORTES
SUR LE TERRITOIRE DU SANDR ET DE LA VALLÉE DE BRDA

Résumé

L'étude présente concerne le problème des dépressions fermées sur le territoire du sandr et de la vallée de Brda. Ces dépressions fermées, plus ou moins grandes, de formes variées, sont dues à la fonte des masses enfouies de glace morte et de la glace d'hiver.

En se basant sur le critère morphologique, morphométrique et la structure des matériaux transportés contigus à ces formes de la surface du sandr, on a distingué quatre types de dépressions.

1. Les dépressions petites et profondes.
2. Les dépressions irrégulières.
3. Les dépressions plates, étendues à versant doux.
4. Les rigoles sous-glaciaires.

Les dépressions petites et profondes ce sont des formes menues, d'un contour vague et très profondes par rapport à la surface occupée. On peut expliquer l'existence de ces formes sur le sandr par le rôle conservateur des masses enfouies de glace morte. Probablement ces formes doivent leur origine à l'évorsion des eaux glaciaires et, remplies ultérieurement de glace morte, elle furent préservées du comblement fluvioglaciaire. C'est très caractéristique que ces formes s'alignent d'ordinaire dans le sens conforme à celui des rigoles. On peut donc admettre que ce sont des formes initiales des rigoles.

Les dépressions irrégulières ce sont des formes creuses, elles doivent leur provenance à la fonte des blocs de glace mortes enfouis à différentes profondeurs. En se basant sur la structure géologique, sur la structure des dépôts et sur la morphologie du terrain, on distingue des formes dues: a) à la fonte des blocs de glace morte qui existent en partie dans les formations morainiques, en partie dans les dépôts de la surface de sandr; b) à la fonte des blocs de glace morte étendus sur la moraine de fond ne pas recouverte de sédiment de sandr; c) ainsi qu'à la fonte des blocs de glace qui se trouvent dans les couches plus profondes du soubassement de sandr.

Le troisième groupe comprend les formes qui diffèrent en principe des précédentes au point de vue morphologique et morphométrique. Pour la plupart ce sont des formes étendues à fond plat et tourbeux (d'ordinaire l'épaisseur de la couche de tourbe ne surpasse pas 2 à 3 m) à bordure morphologique à peine perceptible

Ces formes accompagnent souvent les périphéries méridionales des îles de la moraine de fond, conservées sur le sandr (souvent situées plus bas que celui-ci) grâce au rôle conservateur de la glace morte. Peut-être ces formes prennent naissance là où s'accumulent les eaux qui s'écoulent au cours de la saison chaude. Ces eaux proviennent de la fonte des blocs de glace qui s'étendent sur les îles de la moraine de fond. Il est possible qu'il existait une certaine prédisposition du terrain qui favorisait l'amas des eaux dans les sens déterminés.

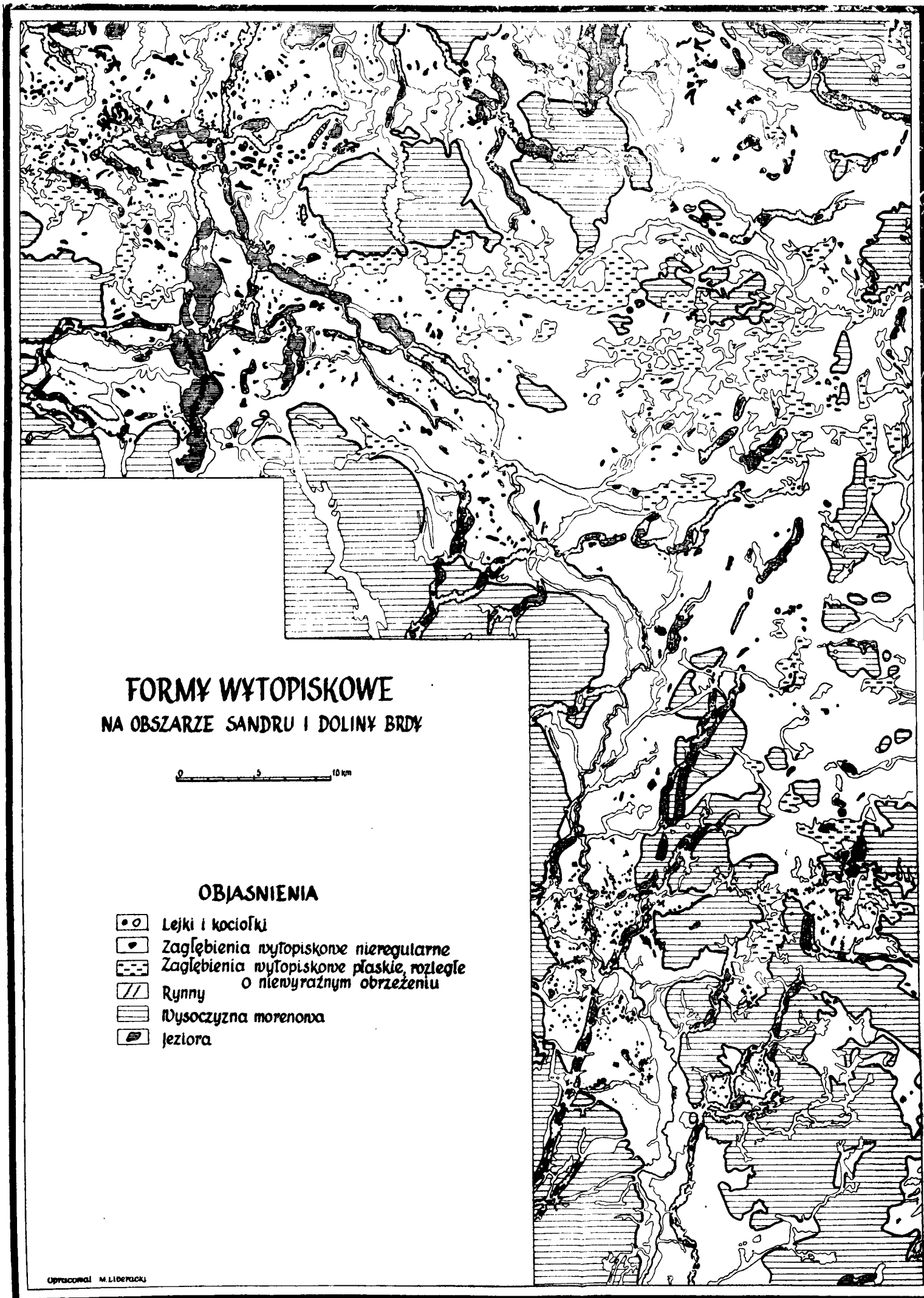
Au quatrième type appartiennent les rigoles sous-glaciaires. De même, on ne peut expliquer leur existence sur le sandr que par le rôle conservateur de la glace.

On a distingué deux zones d'accumulation intense de dépression dues à la fonte de la glace morte, (Lipnica, Karpno, Mielno et la région située au nord de Koronowo) en les rattachant aux phases du stationnement de l'inlandsis. Ces dépressions apparaissent comme des formes marginales sur le plateau morainique.

On a démontré aussi le rôle important de la glace morte dans le procès de l'évolution du modelé postglaciaire et celui des changements du réseau hydrographique.

On a essayé de définir l'âge relatif de ces dépressions d'après de telles dépressions qui apparaissent sur les terrasses de Brda et de ses affluents. Ainsi la fonte de la glace morte devait-elle avoir lieu déjà au niveau de la IX terrasse de Brda. La fin du procès de la fonte est signalée par des dépressions de la II terrasse de Brda, selon R. Galon et W. Okołowicz cette phase c'est le début de la Littorina.

A la base de l'analyse des pollens rencontrés dans les dépôts lacustres de Siwe Bagno, K. Kępczyński définit que cette dépression remonte à l'époque tardiglaciaire (Alleröd). Le début du procès de la fonte de la glace morte et, par conséquent, l'origine des formes de dépressions mentionnées ci-dessus, remonte à l'époque tardiglaciaire et se termine à l'époque postglaciaire.



Maria Liberacka

MORFOLOGIA DOLINY BIELSKIEJ STRUGI

I. WSTĘP

W ramach szczegółowych badań geomorfologicznych nad doliną i sandrem Brdy, przeprowadzonych przez Katedrę Geografii Fizycznej UMK, powierzono mi opracowanie doliny Bielskiej Strugi, lewego dopływu Brdy uchodzącego do niej koło leśniczówki Kiełpiński Most, powyżej Tucholi¹.

Dotychczas bliżej opisano jedynie odcinek ujściowy tej doliny R. G a l o n (2). Zadanie polega na ustaleniu stosunku genetycznego doliny Bielskiej Strugi do doliny Brdy a przede wszystkim na zbadaniu możliwości przepływu wód Brdy doliną Bielskiej Strugi w czasie jednej z faz polodowcowych. W pracy swej oparłam się na mapach geomorfologicznych w skali 1 : 25 000, z których arkusz Tuchola został opracowany przez autorkę, arkusz Lińsk przez T. Churskiego (1) a arkusze Legbąd i Łąg przez K. Matuzaka (3).

Bielska Struga odwadnia północno-wschodnią część sandru Brdy. Na wschód od Bielskiej Strugi przebiega wododział odgraniczający dorzecze Brdy od Wdy. Na tym też terenie łączy się sandr Brdy z sandrem Wdy.

Bielska Struga wypływa jako Zwierzynka z rozległych, bardzo silnie zabagnionych łąk, rozpościerających się na południowy zachód od Szlachty. Łąki te bezpośrednio, bez załomów przechodzą w powierzchnię sandrową znajdującą się na wysokości 125—123 m n.p.m. Powierzchnia sandrowa, urozmaicona drobnymi wydrami oraz płytkimi zagłębieniami wytopiskowymi i rynnami, opada wyraźnie w kierunku południowo-wschodnim, wykazując w okolicy miejscowości Bielska Struga wysokość 118—119 m n.p.m. Tutaj zaznacza się załom terenowy poniżej którego ciągnie się niższy poziom sandrowy o wysokości 115 m n.p.m. opadający do 110 m n.p.m. (w okolicy Tucholi). Powierzchnię sandrową budują piaski i żwiry.

¹ Rzeka posiada dwie nazwy. Górny jej odcinek, od źródeł do Jeziora Białego, nazywa się Zwierzynką a dopiero poniżej Jeziora Białego rzeka ta nosi nazwę: Bielska Struga.

II. CHARAKTERYSTYKA DOLINY BIELSKIEJ STRUGI

a) Opis koryta rzeki

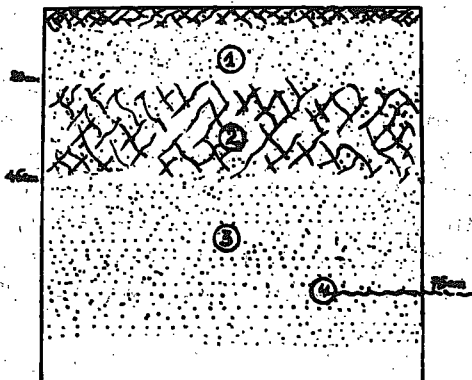
Obszar źródłowy Zwierzynki znajduje się na wysokości 120 m n.p.m. Zwierzynka wypływa z rozległego, płaskiego zagłębienia wytopiskowego. Dno tego zagłębienia jest podmokłe i zatorfione. Miąższość torfu wynosi około 2 m. Rzeka w górnym odcinku ma charakter rowu odwadniającego, łączącego poszczególne wytopiska. W obrębie wytopisk rzeka meandruje. Koryto rzeki na tym odcinku jest wąskie. Szerokość jego wynosi zaledwie 0,5 m. Dno jest silnie zamulone i zarośnięte. Brak jest tutaj teras.

Odcinek wytopiskowy połączony jest z następnym odcinkiem doliną erozyjną. Występują tutaj terasy zaliczane do górnych poziomów doliny Bielskiej Strugi.

Na odcinku środkowym rzeka wykorzystuje rynnę subglacjalną. Dno rynny jest płaskie, silnie podmokłe i zatorfione. Rzeka na tym odcinku silnie meandruje. Zwierzynka kończy swój bieg w Jeziorze Białym i wypływa z niego pod nazwą Bielskiej Strugi w kierunku południowo-zachodnim. Na tym odcinku dolina ma charakter erozyjny. Znajduje się tutaj największa ilość teras. Koryto rzeki ma szerokość 7 m a głębokość 1,5 m. Dno wyścielone jest żwirem a miejscami spotyka się głazy. Bielska Struga uchodzi do Brdy na wysokości 97,5 m n.p.m. Ogólna długość Bielskiej Strugi wynosi 26,5 km, a średni spodek 0,85‰.

b) Terasy dolinne i ich budowa

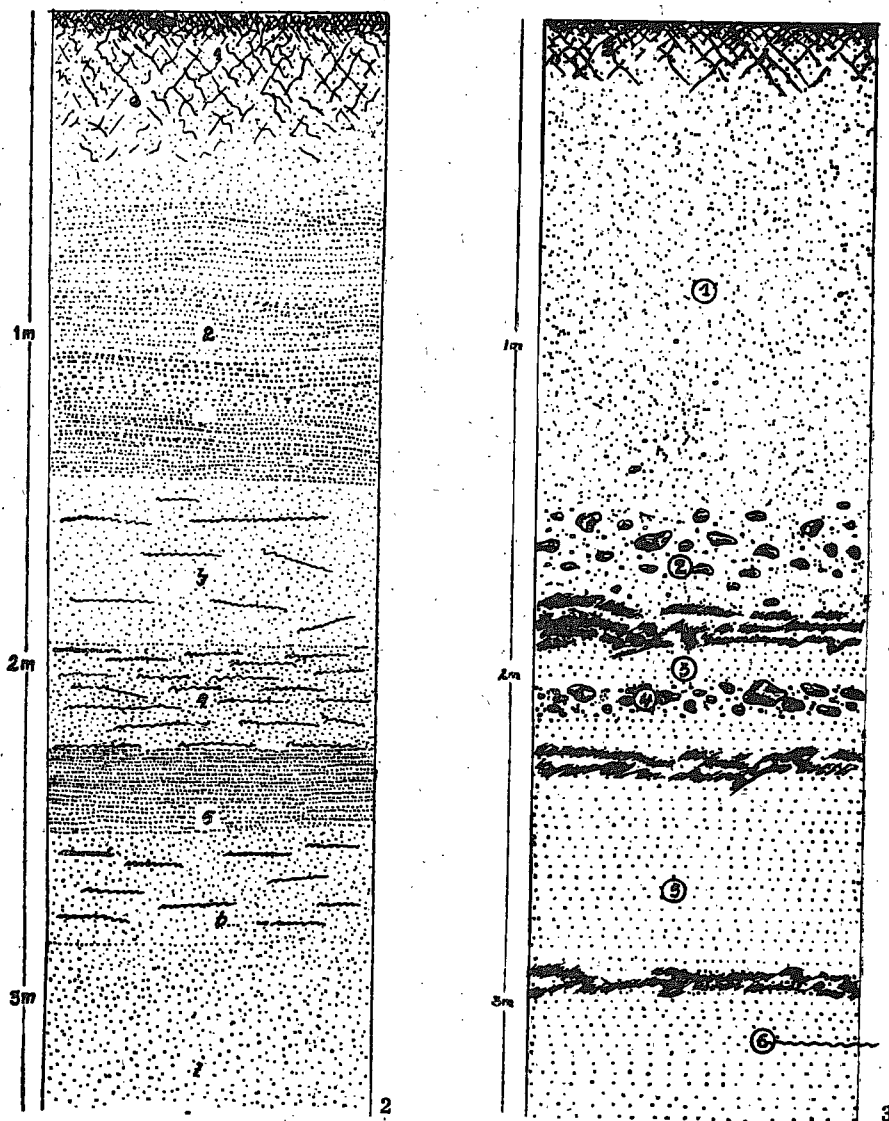
W dolinie Bielskiej Strugi wyróżnić można siedem teras wraz z poziomem zalewowym. Terasy nie przebiegają ciągią linią, lecz występują



Rys. 1. Terasa zalewowa (I)

Objaśnienie: 1 — piaski drobnoziarniste, żółte, niewarstwowane, (deluwia), 2 — piaski drobnoziarniste z dużą ilością części organicznych (czarne), 3 — piaski drobnoziarniste, ostre, dobrze przemyte, niewyraźnie warstwowane, 4 — poziom wody

skrawkami. Najczęściej występują wzdłuż jednego brzegu. Jedynie dwie terasy najwyższe zachowały się na obu brzegach doliny.

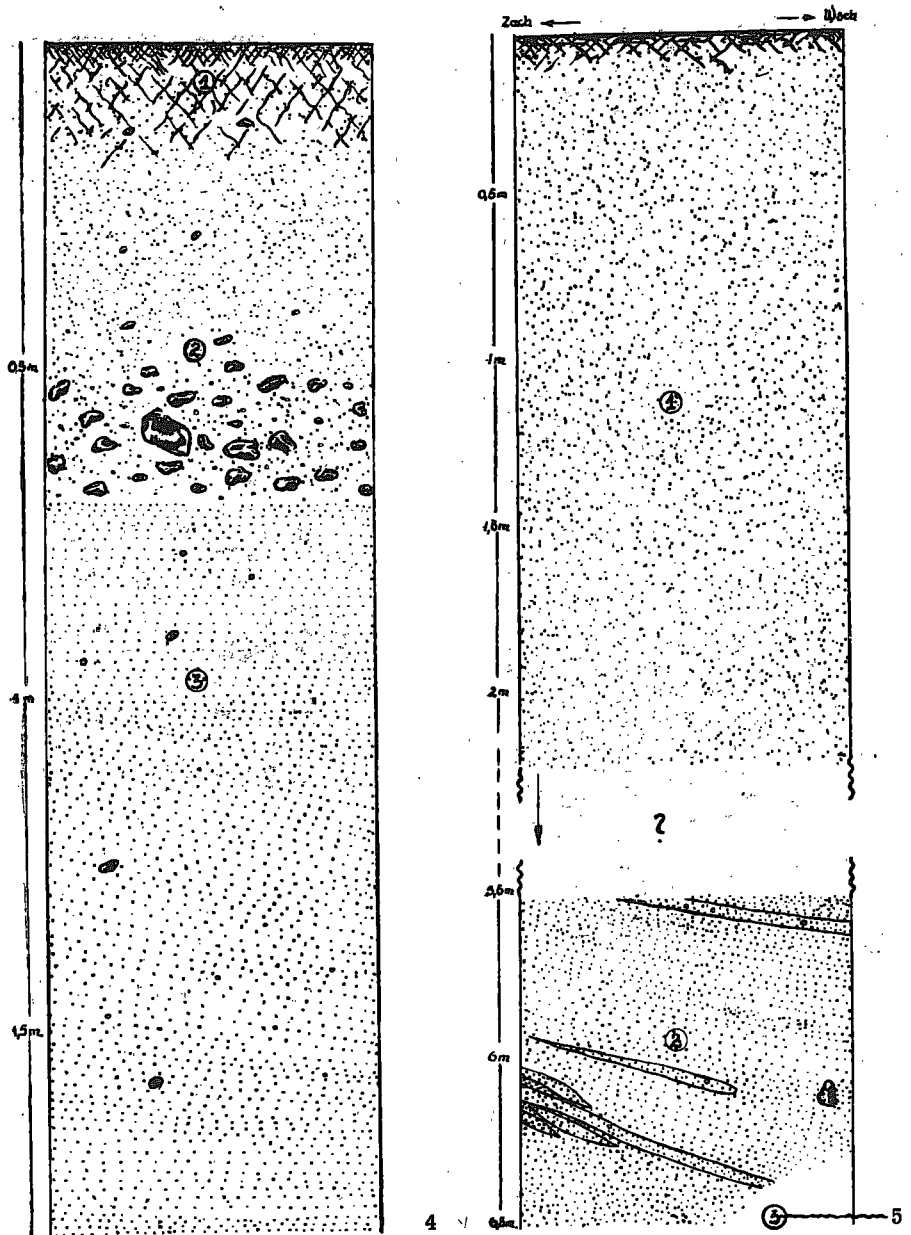


Rys. 2. Terasa II

Objaśnienie: 1 — piaski drobnoziarniste, jasne, dobrze przemyte o wyrównanej frakcji, brak warstwowania, 2 — głaziki do 15 cm średnicy (bruk), 3 — piaski drobnoziarniste, jasne, dobrze przemyte, warstwowane poziomo. W stropie smugi limonitowe, 4 — ciemnobrunatna warstwa głazów (średn. 20x13x8 cm) i grubych piasków, 5 — piaski drobnoziarniste warstwowane poziomo, o różnym zabarwieniu pochodzącym od szczątków organicznych, 6 — poziom wody.

Rys. 3. Terasa III

Objaśnienie: 1 — gleba, 2 — piaski średnioziarniste, niewyraźnie warstwowane, 3 — piaski różnoziarniste zlimonityzowane, 4 — piaski drobnoziarniste, białe ze smugami limonitowymi, 5 — piaski szare, mulaste, zbite, 6 — piaski białe, bardzo zlimonityzowane, 7 — piaski średnioziarniste, szare, ku dołowi wilgotne.



Rys. 4. Terasa IV

Objaśnienie: 1 — gleba piaszczysta, 2 — piaski drobnoziarniste niewarstwowane, w spągu występuje warstwa bruku (głaziki o średnicy 15 cm), 3 — piaski drobnoziarniste, dobrze warstwowane poziomo, białe. Sporadycznie głaziki i żwiry

Rys. 5. Terasa VI

Objaśnienie: 1 — piaski drobnoziarniste dobrze przemyte, niewarstwowane, 2 — piaski drobnoziarniste, jasne, dobrze przemyte, warstwowane poziomo, przeławiczone soczewkami piasków średnioziarnistych z głazikami do 3 cm średnicy, 3 — poziom wody

T e r a s a z a l e w o w a (I) ciągnie się wzdłuż całej rzeki. Termin ten jest może zbyt ścisły w odniesieniu do odcinka najwyższego, gdzie rzeka przecina i łączy swym biegiem szereg wytopisk. Względna wysokość tej terasy wynosi 0,5 m. Jedynie w odcinku przełomowym (Zwierzyniec-rywna) dochodzi ona do 1,5 m. Budowa terasy jest różna w zależności od tego, czy rzeka wykorzystuje rynnę lub wytopisko, czy też stanowi odcinek erozyjny (przełomowy). W pierwszym przypadku budują ją torfy, w drugim natomiast piaski drobne i drobne żwirki. Na odcinku ujściowym (Jezioro Białe-Brda) terasę tę budują piaski drobne (patrz rys. 1). Na powierzchni tej terasy spotyka się często głazy o średnicy 0,5—0,7 m. Świadczy to między innymi o tym, że dana terasa jest typu erozyjnego.

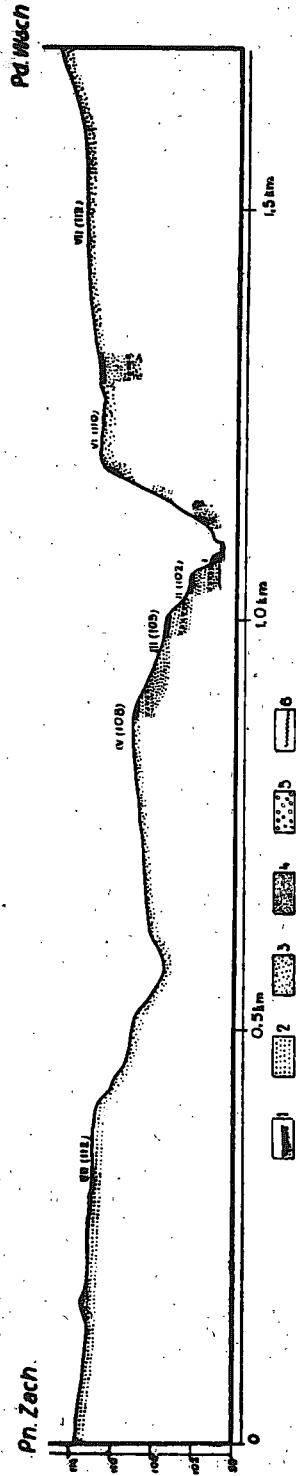
T e r a s a II wznosi się 102 m n.p.m. Zachowała się ona w niewielkich skrawkach w najniższym odcinku rzeki. Terasa druga występuje tylko na prawym brzegu rzeki. Jej wysokość względna wynosi 4—5 m. Zbudowana jest ona z piasków gruboziarnistych z glazikami. Miąższość tej warstwy wynosi 1,5 m. Poniżej występuje warstwa piasków szarych, średnio i równoziarnistych o grubości 1 m. Warstwowanie było niewidoczne. Poziom ten rozpościera się po prawej i lewej stronie drogi wiodącej do leśniczówki Zielonka. Odcinek prawobrzeżny zajęty jest pod łąki. Krawędzie uległy lekkiemu zatarciu przez spływ wód z kanałów nawadniających. Odcinek na lewo od drogi zachował się w zakolu (patrz rys. 2). W innych miejscach doliny tego poziomu nie prześlędzono. Ma on swój odpowiednik w drugiej terasie Brdy.

T e r a s a III nie występuje w sposób ciągły, lecz w odcinkach i to wyłącznie na lewym brzegu rzeki. Poziom ten rozcięty jest wytopiskami. Wysokość bezwzględna tej terasy wynosi 105 m, względna natomiast 1—6 m. Pojawia się ona naprzeciw zabudowań wsi Bielska Struga, tam wysokość jej względna wynosi 1,2 m. Następny odcinek znajduje się w odległości około 700 m od tego miejsca, ciągnie się na niedużej przestrzeni i kończy się świeżym podcięciem. Następny odcinek znajduje się niedaleko ujścia, przechodząc bezpośrednio w poziom terasy trzeciej Brdy. Rysunek 3 przedstawia budowę tego poziomu.

T e r a s a IV (siódma) posiada wysokość względną 2,5—9 m, a bezwzględną 107—108 m. Występuje ona na lewym brzegu rzeki. Terasa ta pojawia się koło leśniczówki Biała i biegnie dalej z przerwami aż do ujścia. Łączy się ona z terasą siódmą Brdy (patrz rys. 4).

T e r a s a V posiada 108 m wysokości bezwzględnej a 1,5—3 m wysokości względnej. Poziom ten pocięty jest wytopiskami znajdującymi się koło zabudowań wsi Bielska Struga. Występuje on jedynie na brzegu prawym.

T e r a s a VI. Jest to poziom o wysokości bezwzględnej 110 m, zachowany na obu stronach doliny Bielskiej Strugi. Poziom ten ciągnie się nie-



Rys. 6. Profil poprzeczny Bielskiej Strugi

Objaśnienie: 1 — gleba, 2 — piaski słabo warstwowane, 3 — piaski niewarstwowane, 4 — piaski zwymdłone, 5 — żwiry, 6 — poziom wody

przerwanie wzdłuż prawego brzegu. Wysokość względna jego wynosi 3—8,5 m, na lewym natomiast 3—4,5 m. Powyższa różnica w wysokości względnej jest tylko pozorna, gdyż poziom ten kończy się wcześniej od prawobrzeżnego i nie osiąga jego końcowej wartości. Odcinek prawobrzeżny ciągnie się od leśniczówki Biała aż do Brdy, gdzie zarazem stanowi jeden z jej poziomów. Na lewym brzegu występuje on naprzeciw zabudowań wsi Bielska Struga. Na poziomie tym znajdują się wytopiska. Budowę tej terasy obrazuje rys. 5.

Terasa VII jest najwyższą terasą Bielskiej Strugi. Występuje ona w partii ujściowej rzeki na obu jej brzegach i odpowiada IX terasie Brdy. Wysokość względna tej terasy na prawym brzegu wynosi 9—10,5 m, a na lewym zaś 10—11 m.

Wszystkie terasy stwierdzone w dolinie Bielskiej Strugi mają połączenie z terasami Brdy. Na podstawie załączonych odkrywek przedstawiających budowę geologiczną teras, stwierdzić należy, że wszystkie terasy buduje ten sam w zasadzie materiał — czyli terasy mają charakter erozyjny i są wycięte w utworach fluwioglacjalnych (patrz rys. 6).

c) Profil podłużny teras dolinnych

Z profilu podłużnego rzeki wynika, iż rzeka posiada na całej swej długości kilka progów (porównaj rys. 7). Świadczą one o istnieniu erozji wstecznej, wywołanej obniżeniem się bazy erozyjnej rzeki. Jeden z nich znajduje się w górnym biegu rzeki koło wsi Zwierzyniec. W terenie cechuje się on nagle wzmożonym prądem wody w rzece oraz głębszym wcięciem rzeki w poziom zalewowy. Drugi próg znajduje się na południe od zabudowań Bielska Struga. Załom ten ma wysokość około 7 m. Nadto istnieje trzeci, sztuczny próg, zbudowany koło leśniczówki Biała. Stąd odgałęzia się kanał nawadniający łąki położone w widłach Brdy i Bielskiej Strugi.

W dolnym biegu rzeki występują wszystkie terasy Bielskiej Strugi w liczbie siedmiu. Ku źródłom ilość ich maleje. Stopniowy zanik teras zbiega się z istnieniem wyżej wymienionych załomów erozyjnych profilu obecnego dna rzecznoego. Dolny załom erozyjny eliminuje terasy dolne II i III. Do Jeziora Białego dochodzą terasy IV i V. Najdalej sięgają terasy górne, zwłaszcza najwyższa, którą można prześledzić i na odcinku rynnowym rzeki i w wytopisku koło wsi Zwierzyniec.

Profil podłużny teras wykazuje, że erozja powodująca powstanie teras jest najsilniejsza w dolnym odcinku rzeki, bezpośrednio związanym z lokalną bazą erozyjną rzeki, Brdą. Impuls erozyjny dociera do Jeziora Białego, które go niweluje. Powyżej bowiem tego jeziora nie mogłam prześledzić niższych poziomów terasowych.

Na podstawie profilu podłużnego teras można rzekę podzielić na trzy odcinki. Dolny odcinek, który ciągnie się od Jeziora Białego do ujścia, odznacza się największym spadkiem oraz największą ilością teras. Środkowy odcinek ciągnie się od Jeziora Białego do leśniczówki Zwierzyniec. Na tym odcinku znajdują się w skrawkach najwyższe poziomy 112—115 m i 113—117 m n.p.m. Spadek rzeki jest tutaj mały. Jest to odcinek rynnowy rzeki. Wreszcie górny odcinek ciągnie się od wsi Zwierzyniec aż do źródeł. Cechuje go brak teras, z wyjątkiem szczątków terasy najwyższej zachowanej w wytopisku koło wsi Zwierzyniec.

III. GENEZA I WIEK DOLINY BIELSKIEJ STRUGI

Rzeka nie jest równowiekowa na całej swej długości. Składa się ona z odcinków, które w różnych okresach czasowych włączyły się w system doliny Bielskiej Strugi.

Odcinek środkowy jest genetycznie najstarszy, ponieważ jest to rynna subglacialna przekształcona przez rzekę.

Odcinek dolny, genetycznie młodszy od środkowego powstał w okresie, kiedy zaistniał odpływ wód Bielskiej Strugi szlakiem rynnowym. Występująca w nim terasa VII (IX) dowodzi, iż na tym poziomie rzeka odprowadzała swe wody i łączyła się z Brdą, płynącą również w poziomie swojej najwyższej terasy IX. (patrz rys. 8). Odtąd Bielska Struga związana jest ściśle z Brdą i reaguje na każde jej obniżenie, dostosowując do niego własny poziom i tworząc w ten sposób terasy.

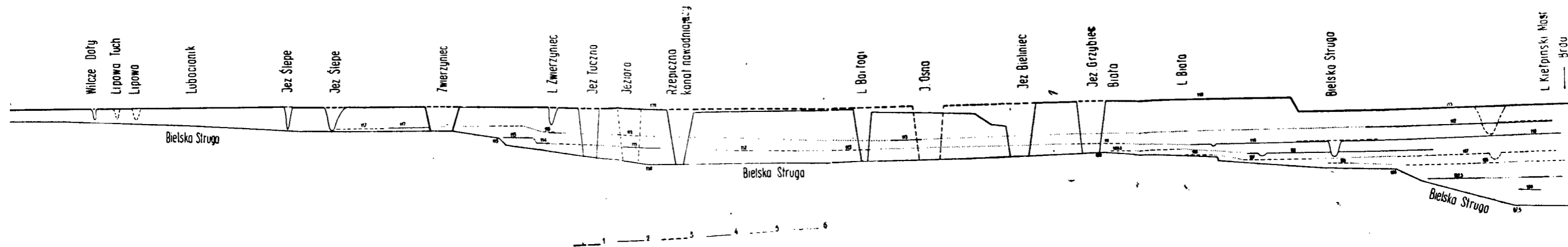
Najmłodszym jest odcinek górny, najwyższy. Jest to odcinek wytopiskowy. Brak tutaj teras i dlatego nie można określić, kiedy został włączony w obręb doliny Bielskiej Strugi. Termin „najmłodszy” użyty został w tym sensie, że najpóźniej został włączony w odpływ Bielskiej Strugi.

Reasumując powyższe rozważania należy stwierdzić, że dolina Bielskiej Strugi ma charakter doliny poligenetycznej. Poszczególne jej odcinki pochodzą z różnych okresów i powstały w odmienny sposób.

Jak już nadmieniono, odcinek dolny ma charakter wybitnie erozyjny. Świadczą o tym załączone odkrywki i erozyjny charakter teras, które są wycięte w materiale sandrowym (patrz rys.6). Nigdzie w posiadanych odsłonięciach nie stwierdzono obecności innego materiału niż fluwioglacjalny.

IV. STOSUNEK BIELSKIEJ STRUGI DO WYTOPISK

Jak już wyżej wykazano, Bielska Struga łączy szereg wytopisk, które powstały wskutek wytapiania się lodu martwego lodowcowego lub zimowego w różnych odcinkach czasowych.



Rys. 7. Profil podłużny teras doliny Bielskiej Strugi

Objaśnienie: 1 — poziom sandrowy na obu brzegach, 2 — poziom sandrowy prawobrzeżny, 3 — poziom sandrowy lewobrzeżny, 4 — terasy rzeczne prawobrzeżne, 5 — terasy rzeczne lewobrzeżne, 6 — koncepcyjne połączenie teras

wotny kierunek i odpływała ku południowemu wschodowi. Odpływ mógł się odbywać doliną rzeki Graniczek. Odpływ tedy był możliwy, mimo iż spadek terenu jest przeciwny, gdyż obniża się ku Czerskiej Strudze. O możliwości odpływu świadczą wysokości bezwzględne dna doliny Wielkiego Kanału, doliny Graniczek i Bagien Legbądzkich. Dno doliny Graniczek znajduje się na wysokości 114 m, Bagna Legbądzkie na 115 m a wyłot doliny Wielkiego Kanału do Czerskiej Strugi znajduje się na 118 m. Z łatwością więc wody Brdy, płynące szlakiem Wielkiego Kanału, mogły pokonywać te wysokości. Z Bagien Legbądzkich omawiana odnoga Brdy obecnym wyraźnym ciągiem kierowała się do Jeziora Białego a następnie doliną Bielskiej Strugi i łączyła się z wodami prawego ramienia — obecnie suchej dolinki (porównaj rys. 8).

Jeżeli przyjmiemy, że Brda płynęła ujściowym odcinkiem obecnej Bielskiej Strugi, wówczas terasa IX (VII) jest jej wytworem. Odpływ Brdy tym szlakiem istniał jedynie w poziomej terasy IX, gdyż niższych poziomów terasowych na tym szlaku nie przesledzono.

VI STRESZCZENIE WYNIKÓW

Reasumując powyższe rozważania, stwierdzić należy, że:

- 1) Dolina Bielskiej Strugi posiada siedem teras, które przechodzą w terasy doliny Brdy.
- 2) Dolina Bielskiej Strugi ma charakter poligenetyczny. Składa się ona z odcinków erozyjnych i wytopiskowych.
- 3) Trudno orzec, kiedy nastąpiło wciągnięcie w odpływ Bielskiej Strugi wytopiska źródłowego ze względu na brak jakichkolwiek poziomów oraz możliwość sztucznego ich połączenia.
- 4) Bielska Struga jest rzeką starą, równowiekową Brdzie, o czym świadczy obecność najwyższego poziomu Brdy (IX) w odcinku ujściowym Bielskiej Strugi.
- 5) Dowodów bezsprzecznie stwierdzających, iż Brda w pewnym okresie płynęła w poziomie IX terasy szlakiem doliny Bielskiej Strugi nie ma. Lecz obecność terasy u początku Wielkiego Kanału Brdy, następnie spadek terenu możliwy do pokonania przez wody Brdy tedy płynące i wreszcie obecność IX terasy u ujścia Bielskiej Strugi wskazują, że odpływ Brdy tym szlakiem nie jest wykluczony i możliwy do przyjęcia.

LITERATURA

1. Churski T., Zdjęcie geomorfologiczne 1 : 25 000 Lińsk (rękopis w Pracowni Geomorfologii i Hydrografii I. G. PAN w Toruniu).
2. Galon R. Morfologia doliny i zandru Brdy. *Studia Soc. Scient. Tor. Sectio C*, vol. I nr 6. Toruń 1953.

3. Matuszak K., Zdjęcie geomorfologiczne 1:25 000 Łąg-Legbąd (rękopis jak wyżej).
4. Matuszak K., Morfologia doliny Czerskiej Strugi (rękopis w Zakł. Geogr. Fiz. UMK w Toruniu).

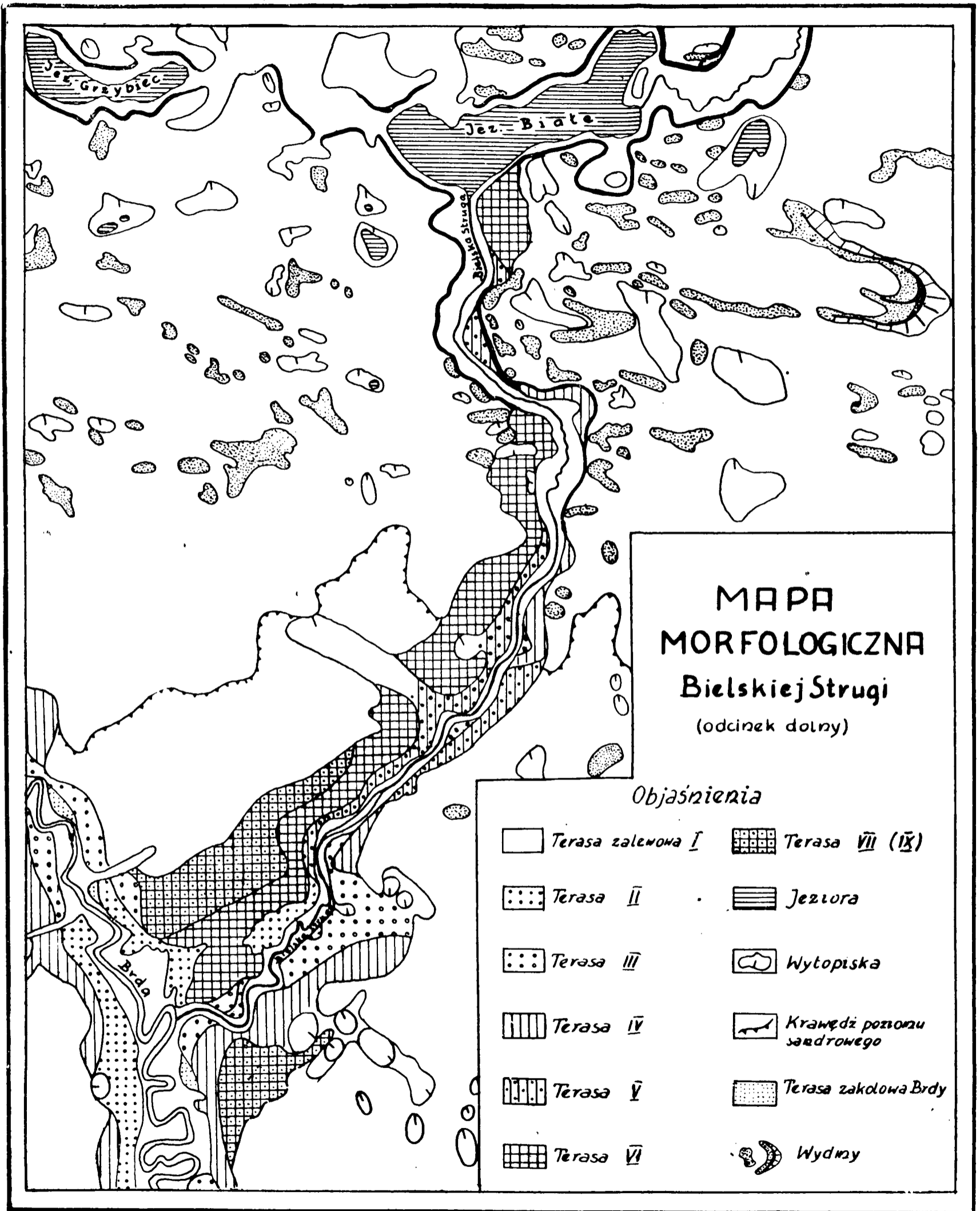
Maria Liberacka

LA MORPHOLOGIE DE LA VALLÉE DE BIELSKA STRUGA

Résumé

Cette étude comprend la caractéristique de la vallée de Bielska Struga, affluent gauche de Brda du point de vue de la morphologie. La maison forestière Kielpiński Most, au-delà de Tuchola, est au confluent de Brda et de Bielska Struga. L'origine de Bielska Struga se trouve dans une dépression étendue du lac Slepé situé à 120 m au-dessus du niveau de la mer. La rivière atteint 26,5 km de longueur, son profil longitudinal constitue 0,85‰. L'auteur a constaté:

1. La vallée de Bielska Struga comprend sept terrasses fluviales qui deviennent des terrasses fluviales de la vallée de Brda.
2. La vallée de Bielska Struga possède un caractère polygénique. Elle comprend des parties d'érosion et des dépressions dues à fonte de glace morte.
3. Il est difficile de définir quand l'écoulement de Bielska Struga s'unit à la dépression due à la fonte de la glace morte à cause du manque de n'importe quelles terrasses fluviale et à cause la possibilité de leur jonction artificielle.
4. Bielska Struga est une rivière du même âge que Brda, l'existence de la plus haute terrasse fluviale (IX) dans l'embouchure de Bielska Struga en est une preuve importante.
5. Il n'y pas de preuves qui démontreraient incontestablement que Brda dans une certaine époque roulait ses eaux au niveau de la IX terrasse fluviale dans la vallée de Bielska Struga. Mais l'existence de la IX terrasse fluviale au début du Grand Canal de Brda, puis une telle pente du terrain qui rend possible le passage des eaux de Brda, enfin la présence de la IX terrasse fluviale à l'embouchure de Bielska Struga prouvent que l'écoulement de Brda par la vallée de Bielska Struga n'est pas exclu et peut être admis.



SPIS TREŚCI

	str.
<i>Rajmud Galon</i> — Nowe badania geomorfologiczne na sandrze Brdy	3
— Nouvelles recherches géomorphologiques sur le sandr de Brda	8
<i>Czesława Churska</i> — Stosunek sandru Brdy do wysp moreny dennej	11
— Le rapport entre le sandr de Brda et les îles de moraine de fond	25
<i>Irena Nowicka</i> — Wydmy na sandrze Brdy	27
— Les dunes sur le sandr de Brda	45
<i>Mieczysław Liberacki</i> — Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy	69
— Dépressions dues à la fonte des glaces mortes sur le territoire du sandr et de la vallée de Brda	69
<i>Maria Liberacka</i> — Morfologia doliny Bielskiej Strugi	71
— La morphologie de la vallée de Bielska Struga	82