

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 1

I. OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

Arkusz N-33-107-C SZAMOCIN

Opracował: J. Szupryczyński

II. OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

Arkusz N-34-92-B PISZ

Opracował: M. Bogacki

WYKAZ ZESZYTÓW

PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ

1961

- 1 Zagadnienia wodne, 6 art., s. 249, zł 10.—
- 2 Nowe kierunki badań osadnictwa wiejskiego, 7 art., s. 149, zł 10.—
- 3 Problemy współczesnej biogeografii, 9 art. — Część I, zł 10.—
- 4 Problemy współczesnej biogeografii, 8 art. — Część II, zł 10.—

za ostatnie lata

1962

- 1 Geografia stosowana — 10 art. — Część I, zł 10.—
- 2 " " — 10 art. — Część II, zł 10.—
- 3 " regionalna, 8 art., s. 219, zł 10.—
- 4 Zagadnienia teoretyczne geografii, 4 art., s. 180, zł 10.—

1963

- 1 Teoria ośrodków centralnych, art. 5, s. 180, zł 10.—
- 2 Metody statystyczno-matematyczne w geografii ekonomicznej, (w druku).
- 3/4 Wybrane zagadnienia z oceanografii fizycznej, art. 12, s. 204, zł 10.—

1964

- 1 Założenia teoretyczne geografii zaludnienia, art. 15, s. 140, zł 21.—
- 2 Zadania i metody współczesnej klimatologii, art. 10, s. 196 zł 24.—
- 3 Wybrane zagadnienia krasu s. 164 + ryc. nlb., zł 24.—
- 4 Zagadnienia z problematyki limnologicznej, s. 180, zł 21.—

1965

- 1 Zagadnienia kartografii ogólnej, s. 138 + ryc. nlb., zł 21.—
- 2 Problemy krajów rozwijających się, 160 + nlb., zł 24.—
- 3 Tendencje integracyjne i dezintegracyjne w geografii XIX i XX wieku (w druku).

WYDAWNICTWA BIBLIOGRAFICZNE IG PAN

- S. LESZCZYCKI, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1945—1951. 1956, s. 219, zł 29.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1952—1953, 1957, s. 90, zł 24.—
- S. LESZCZYCKI, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej, 1954, s. 67, zł 15.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1—168, 1956, s. 88, zł 13.50
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 169—468, 1956, s. 105, zł 16.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 469—876, s. 127, zł 24.—
- Z. KACZOROWSKA — Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o Ziemi, znajdujących się w bibliotekach polskich, 1958, s. 400, zł 100.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1936—1954, 1959, s. 315, zł 78.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 877—1209, s. 94, zł 20.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1210—1686, s. 151, zł 20.—
- Red. S. LESZCZYCKI — Bibliografia Geografii Polskiej — 1960, s. 320. zł 7. — (3 zeszyt Dokumentacji Geograficznej).

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 1

I. OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000  
Arkusz N-33-107-C SZAMOCIN  
Opracował: J. Szupryczyński

---

Warszawa

1966

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY:

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński  
Członkowie Redakcji: J. Kobendzina, L. Ratajski, Fr. Uhorczak  
Sekretarz Redakcji: D. Kosmowska-Suffczyńska  
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyzewski, K. Dziewoński, J. Dylík, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kiełczewska-Zaleska, S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, A. Zierhoffer

---

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska  
Nakład 300 egz.

---

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa  
Krakowskie Przedmieście 30

# E r r a t a

| strona | wiersz<br>od góry | wiersz<br>od dołu | jest                   | winno być            |
|--------|-------------------|-------------------|------------------------|----------------------|
| 3      | 8                 |                   | Kroskowo               | Krostkowo            |
| 9      | 7                 |                   | Kroskowo               | Krostkowo            |
| 11     | 16                |                   | 42,1                   | 92,1                 |
| 18     |                   | 10                | braku                  | bruku                |
| 20     |                   | 5                 | w prawie               | o prawie             |
| 22     | 3                 |                   | Wdy                    | Gwdy                 |
| 24     |                   | 2                 | %                      | 2                    |
| 30     | 12                |                   | Lipie Góra             | Lipia Góra           |
| 30     | 14                |                   | Atenazynie             | Atanazynie           |
| 30     |                   | 7                 | Lapiej Góry            | Lipiej Góry          |
| 30     |                   | 7                 | Atenazyna              | Atanazyna            |
| 35     |                   | 11                | przemodeloro-<br>wanie | przemodelowa-<br>nie |
| 39     |                   | 13                | Recenzja               | Recesja              |
| 40     |                   | 9                 | Tatres                 | Tatras               |

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA zeszyt 1/66 "Objaśnienia  
do mapy geomorfologicznej 1:50 000 arkusz Szamocin"

Jan SZUPRYCZYŃSKI

OBJASNIENIE DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ

1:50 000

ARKUSZ SZAMOCIN

I W S T Ę P

1 Przebieg kartowania

Arkusz 1:50 000 mapy geomorfologicznej Szamocin zamknięty jest następującymi współrzędnymi geograficznymi: 17°-17° 15' długości geograficznej wschodniej i 53° 00' - 53° 10' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia arkusza wynosi 314,16 km<sup>2</sup>.

Zdjęcie geomorfologiczne arkusza Szamocin N-33-107-C wykonane zostało w latach 1956-1959 przez Z. Krzysztofowicza i J. Szupryczyńskiego. Szczegółowe zdjęcie terenowe w skali 1:25 000 wykonano na znacznie większym obszarze, wykraczającym poza ramy zestawionego arkusza Szamocin. Kartowaniem objęto obszar sięgający na północy po miasteczko Wysoka /53° 12' szerokości geograficznej północnej/ i na wschodzie po ujście doliny rzeki Łobżonki do pradoliny /17° 20' długości geograficznej wschodniej/.

Arkusz Szamocin został zestawiony w skali 1:25 000 a następnie pomniejszony w druku do skali 1:50 000. Pełna dokumentacja zestawionego arkusza Szamocin obejmująca szczegółowe notatki terenowe i rysunki opracowanych odsłonięć geologicznych znajduje się w Archiwum Zakładu Geomorfologii i Hydro-

grafii Niżu w Toruniu. Objaśnienie zestawionego arkusza Szamocin posiadają zarys syntetyczny. Nie obejmują zatem pełnego opisu całego inwentarza form i pełnej dokumentacji geologicznej.

## 2 Dotychczasowy stan badań

Na obszarze objętym arkuszem mapy Szamocin 1:50 000 do 1949 roku nie prowadzono żadnych szczegółowych badań geomorfologicznych i geologicznych. Pewnym wyjątkiem jest barizo krótka notatka S. Srokowskiego /44/, w której wypowiada się on na temat genezy obszaru rozciągającego się na północ od pradolinie Noteci między Morzewem a Osiekiem a ściślej - ciągnących się na tym odcinku wzgórz. Otóż Srokowski przypisuje tym wybitnie eksponowanym w krajobrazie wzgórzom genezę tektoniczną. Wspomniane wzgórz G. Maas /32/ już na początku naszego stulecia zaliczał do moren czółowych. W pracy Maasa na temat tych wzgórz istnieje tylko drobna wzmianka w tekście, a na załączonej do pracy mapie w skali 1:600 000 przedstawiającej przebieg moren czółowych na Pomorzu Zachodnim zupełnie nie zaznaczono tych form P. Woldstedt /53/ na przeglądowej mapie geologiczno-morfologicznej formy wzgórz towarzyszących pradolinie od północy wiąże w wyraźnie zarysowany ciąg moren czółowych. Podobnie interpretuje powyższe formy wzgórz R. Galon /8/. Swój pogląd na genezę tych wzgórz R. Galon /10/ precyzuje następująco /str. 58/: "Na specjalną uwagę zasługuje ciąg nadnoteckich moren czółowych, które są zbudowane z pliczeńskich ilów poznańskich /gdzieniegdzie z węglem brunatnym/ pod przykryciem glin i piasków... uważam charakterystyczne te wzniesienie ciągnące się po obu stronach Noteci za niewątpliwie marginalne formy akumulacji lodowej typu moren spiętrzonych".

W latach 1949-1951 w obrębie pradoliny Noteci oraz na przylegających obszarach wysoczyzn morenowych z inicjatywy Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano pod kierunkiem J. Pacowskiej 27 głębokich wierceń badawczych /41/. Materiały wierceń zostały opracowane przez S. Gadomską /6/. Wiercenia te umożliwiły zestawienie dwóch przekrojów geologicznych przez pradolinę na liniach Osiek - Dobieszewo i Kroskowo - Jaktorowo. Dzięki tym wierceniom poznano budowę geologiczną pradoliny na tym odcinku oraz budowę wewnętrzną wzgórz morenowych towarzyszących pradolinie od południa i północy.

W 1955 roku wydano pod redakcją B. Krygowskiego na prawach rękopisu zbiór map geomorfologicznych Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej w skali 1:100 000. W zbiorze tych map znajduje się arkusz mapy Wyrzysk zestawiony przez T. Bartkowskiego obejmujący obszary wchodzące w skład zestawionego arkusza mapy Szamocin 1:50 000. T. Bartkowski na obszarze wchodzącym w zakres zestawionej mapy Szamocin podaje 8 typów form, podczas gdy mapa Szamocin oparta na szczegółowym badaniu terenowym zawiera 42 oznaczenia form terenowych. Należy jednak podkreślić, że mapa morfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej jest opracowaniem interesującym i znacznie rozszerzającym ujęcie kartograficzne form rzeźby w stosunku do poprzednio wydanych map przeglądowych. W obrębie pradoliny wyróżniono 3 zespoły terasowe w tym zupełnie nowy poziom, tak zwaną terasę środkową /wydmową/.

W 1955 roku autor prowadził badania na wzgórzach morenowych Dębowej Góry /48, 49/. W latach 1956-1958 w ramach kartowania geomorfologicznego szczególną uwagę zwrócił na opracowanie formy pradoliny. Badania te poszerzone obserwacjami i badaniami S. Kozarskiego posłużyły do opracowania teras pradoliny Noteci między Nakłem a Miłozem /21/. Wyniki tych badań zostały wykorzystane między innymi przez R. Galona



/16/w jego syntetycznej pracy dotyczącej rozwoju pradoliny Noteci-Warty. Dalsze badania nad terasami pradoliny były kontynuowane w latach późniejszych przez S.Kozarskiego /25, 26/. S.Kozarski /25/ prowadząc badania w północnej części wysoczyzny gnieźnińskiej zebrał również obserwacje dotyczące rzeźby i budowy geologicznej obszarów leżących na południe od pradoliny między Zacharzynem a Jaktorowem /patrz szkic sytuacyjny/.

Poza wyżej wspomnianymi opracowaniami o obszarze wchodzącym w zakres zestawionego arkusza mapy Szamocin spotyka się liczne wzmianki w literaturze geomorfologicznej i geologicznej /33, 54, 40, 9, 10, 11, 14, 15, 41, 29/.

## II OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

### 1 Hipsometria

Skartowany obszar położony jest w obrębie trzech jednostek fizjograficzno-morfologicznych. Północna część opracowanego terenu wchodzi w skład Wysoczyzny Krajeńskiej /7, 40/, środkowa część obejmuje wycinek pradoliny Noteci, zaś południowa część leży w obrębie Wysoczyzny Gnieźnińskiej /40/.

Najniższą część skartowanego obszaru stanowi powierzchnia akumulacyjnej terasy pradoliny Noteci, w którą wcina się rzeka Noteć. Powierzchnia tej terasy łagodnie nachyla się w kierunku zachodnim. Najmniejszą wysokość bezwzględną w obrębie akumulacyjnej terasy pradolinnej wykazują wartości 50,4 - 50,5 m n.p.m. Od tej terasy zajmującej centralną część opracowanego obszaru, zarówno na południe jak i na północ wzrastają wysokości bezwzględne. Pomiędzy obszarem wysoczyzn morenowych a akumulacyjną terasą pradoliną

rozpościerają się listwy i wyspy erozyjno-akumulacyjnych pradolinnych poziomów terasowych. Z tych poziomów terasowych najlepiej w krajobrazie uwidacznia się terasa 60 - 70 m n.p.m. /Kozarski S., Szupryczyński J. -/21/ - terasa III/.

Fragment Wysoczyzny Gnieźnieńskiej rozciągający się od Zacharzyna po Jaktorowo to przeważnie obszar płaskiej i falistej moreny dennej o wysokościach bezwzględnych 88,2 - 76,0 m n.p.m. Najwyższą wysokość w obrębie Wysoczyzny Gnieźnieńskiej osiąga wzgórze morenowe 131,9 m n.p.m.

Wycinek obszaru Wysoczyzny Krajeńskiej rozpościerającej się na północ od formy pradoliny Noteci charakteryzuje się dużymi kontrastami rzeźby. Ponad płaską powierzchnią moreny dennej leżącej średnio 95-97 m n.p.m. wznoszą się potężne kopuły wzgórz morenowych. Najwyższa kulminacja znajduje się w obrębie wzgórz morenowych Dębowej Góry i osiąga 193,7 m n.p.m. Zatem deniwelacje istniejące w obrębie opracowanego obszaru mapy Szamocin osiągają wartość 143,3. Deniwelacje między Dębową Górą a terasą zalewową pradoliny należą do jednych z największych na Niżu Polskim.

## 2 Budowa geologiczna

Budowa geologiczna skartowanego obszaru została stosunkowo dość dobrze poznana dzięki licznym wierceniom badawczym wykonanym przez Państwowy Instytut Geologiczny w latach 1949-1951 /6, 41/. Poza wierceniari badawczymi PIG - na obszarze tym wykonano w różnym okresie kilkanaście otworów wiertniczych - studniarskich oraz w pobliżu różnych cegielni wiercenia dla zbilansowania złóż surowców ceramicznych.

Niektóre z wykonanych wierceń dotarły do osadów miocenu. Starsze utwory geologiczne na opracowa-

nym obszarze nie zostały dotychczas poznane. A. Kowalska /20/ na mapce powierzchni podtrzeciorzędowej w ramach obszaru objętego mapą Szamocin zaznacza strop kredy od 120 - 80 m poniżej poziomu morza. Należy przypuszczać, że osady miocenu i ewentualnie niższych pieter trzeciorzędu wykazują tu dość pokaźne miąższości. Osady miocenne zostały nawiercone w dwóch profilach przecinających pradolinę na linii Osiek-Smogulec i Krostkowo-Jaktorowo. Miocen na linii Osiek-Smogulec zalega równą powierzchnią na głębokości około 10 m n.p.m., podczas gdy kilka kilometrów na zachód tylko na wysokości 3,4 - 4,0 m n.p.m. Należy sądzić, że powierzchnia miocenu zapada na zachód, co jest zresztą zgodne z założeniami tektonicznymi tego obszaru. Cały ten obszar położony jest na południowo-zachodnim skłonie wału kujawsko-pomorskiego.

Miocen reprezentują głównie piaski kwarcowe drobne i średnioziarniste o zabarwieniu brudnoszarym i mułki pylaste z wkładkami węgla brunatnego. W wierceniach stwierdzono osady miocenu do 30 m miąższości, ale żadne z wierceń nie przebiło tych osadów.

Na osadach miocenu zalega pliocen wykształcony w postaci zwięzłych iłów pstrych i iłów pylastych z wkładkami piasków pylastych. Strop pliocenu jest nierówny. Na północ od pradoliny Noteci w Osieku leży na wysokości 77,6 m n.p.m., w Krostkowie około 40 m n.p.m. w Jaktorowie 45 m n.p.m. W centralnej części pradoliny na odcinku objętym arkuszem mapy Szamocin nie ma go zupełnie a osady czwartorzędu spoczywają bezpośrednio na osadach miocenu. Powierzchnia stropu pliocenu wykazuje zatem znaczne deniwelacje, powstałe w wyniku erozyjnej działalności wód fluwialnych i fluwioglacjalnych oraz glacitektonicznej działalności lądolodu. Miąższość utworów pliocenских jest różna - od 0 do 67 m. Największą miąższość stwierdzono w wiercieniu w Osieku - 67 m; na obszarze cegielni w Krostkowie waha się od 15 - 39 m, na południe od Krostkowa w obrę-

bie brzeżnej części pradoliny - 11 m. Na południe od pradoliny Noteci w wierceniu wykonanym we wsi Jaktorowo miąższość utworów plioceńskich osiąga 40 m.

Osady czwartorzędowe na opracowanym obszarze wykazują dużą różnorodność facjalną i litologiczną oraz duże zróżnicowanie w przestrzennym rozmieszczeniu. Maksymalną miąższość czwartorzędu stwierdzono w obrębie wzgórz morenowych Dębowej Góry, gdzie osiąga ona wraz z porwakami plioceńskimi i mioceńskimi tkwiącymi w osadach czwartorzędowych - 120 m. W Rzęskowie miąższość czwartorzędu osiąga 53,0 m, w Krosińkowie do 39,0 m; natomiast wiercenia w Brzostowie wykonane do 35 m, a w Wysokiej leżącej na północ w niewielkiej odległości od opracowanego obszaru - do 70 m nie przebijają czwartorzędu. W obrębie pradoliny w Żuławce czwartorzęd osiąga miąższość do 41 m. Średnio na obszarze objętym opracowaniem można przyjąć miąższość utworów czwartorzędowych od 40-80 m /20/.

Szczegółowe rozpozniomowanie stratygraficzne czwartorzędu na obszarze objętym opracowaniem wykonała S.Gadomska /6/, w odniesieniu do znanego profilu czwartorzędu z udokumentowanym interglacjałem eemskim w Śmielinie koło Nakła /42, 46/. W obrębie utworów czwartorzędowych stwierdzono występowanie 3 przewodnich poziomów glin morenowych, które przedzielone są utworami fluwioglacjalnymi i częściowo jeziorno-zastoiskowymi. Najgłębszy poziom gliny morenowej S.Gadomska /6/ zalicza do zlodowacenia środkowo-polskiego, zaś dwa górne pokłady glin morenowych do stadium poznańskiego zlodowacenia bałtyckiego. Odnośnie dwóch górnych poziomów glin istnieje jeszcze inna możliwość interpretacyjna. Mianowicie środkowy pokład gliny morenowej może być również związany ze stadium Warty lub stadium leszczyńskim a tylko górny ze stadium poznańskim.

Pod gliną morenową zaliczaną do zlodowacenia środkowo-polskiego stwierdzono w wierceniach pias-

ki ze szczątkami organicznymi, które S.Gadomska zalicza do interglacjału wielkiego /Masowień II/ lub do któregoś z interstadiałów zlodowacenia środkowo-polskiego. Miąższość tych piasków maksymalnie dochodzi do 30 m. Pomiędzy dolną gliną /środkowo-polskiego zlodowacenia/ a gliną środkową zalegają piaski ze szczątkami organicznymi, mułki i iły zaliczone do interglacjału cemskiego, natomiast utwory piaszczyste zalegające pomiędzy gliną środkową a górną - do interstadiału oryniackiego. Powyżej scharakteryzowany układ stratygraficzny zaznacza się wyraźnie w budowie wysoczyzny morenowej na południe od pradoliny Noteci. Na północ od pradoliny wśród utworów czwartorzędowych stwierdza się liczne porwaki pliocenu i miocenu, których grubość dochodzi do 90 m /Dębowa Góra/, a które w poważnym stopniu zaburzają układ stratygraficzny czwartorzędu.

Mapa ukształtowania stropu utworów trzeciorzędowych wykazuje, że rzeźba czwartorzędowa wyraźnie uzależniona jest od rzeźby trzeciorzędowej. Obniżenie w osi pradoliny, jak wynika z map zestawionych przez A. Kowalską /20/ zaznaczyło się już nawet w mezozoiku. W osi pradoliny zaznacza się wyraźna, stara, kopalna dolina wycięta w preglacjale lub najstarszym interglacjale w utworach pliocenских a nawet częściowo miocenских /20, 16, 25/, wypełniona następnie utworami czwartorzędowymi. Nie do przyjęcia jest w świetle faktów geologicznych koncepcja S.Gadomskiej /6/, która przyjmuje, że cała forma erozyjna sięgająca po utwory miocenu została utworzona najprawdopodobniej w interstadiale poprzedzającym stadium pomorskie a w czasie stadium pomorskiego nastąpiło wypełnienie tej formy osadami fluwioglacjalnymi i zastoiskowymi o miąższości dochodzącej do 40 m. S.Gadomska błędnie interpretuje również wiek torfów i gytyi występujących w stropowej partii osadów terasy zalewowej pradoliny Noteci. Kompleks torfów w całości uznaje ona jako osad wieku holocenского. Analizy pyłkowe wyko-

nane przez T.Przybylskiego /25/ wykazują, że spagowa część torfów pochodzi z młodszego dryasu a więc z późnego glacjału.

Ukształtowanie stropu utworów trzeciorzędowych /6, 20/ zaznacza się bardzo wyraźnie w wyniesieniu powierzchni podczwartorzędowej w trójkącie pomiędzy Wyrzyskiem, Kroskowiec i Osiekiem n/Notecią. Pliocen w tym trójkącie podchodzi do 77,60 m n.p.m. W tym właśnie miejscu występują potężne kopulaste wzniesienia wzgórz morenowych Dębowej Góry. Można więc stwierdzić, że nie tylko przebieg pradoliny na tym odcinku uzależniony jest od rzeźby stropu trzeciorzędu ale nawet w niektórych wypadkach usytuowanie wzgórz morenowych związane jest z wyniesieniami podłoża.

## Hydrografia

### a/ Rzeki

Obszar objęty granicami arkusza "Szamocin" 1:50 000 należy w całości do dorzecza rzeki Noteci /dorzecze II rzędu/. Notec, nieproporcjonalnie wąska w stosunku do szerokiej formy pradolinnej, woina się w terasę zalewową. Od miasta Nakła aż do ujścia Notec jest skanalizowana. Średnia głębokość rzeki na opracowanym odcinku mapy wynosi 2,20 m. Na wiosnę stan wody podnosi się maksymalnie o 1,0 m, średnio o 0,5 m. Notowane są minimalne wylewy wiosenne. Przeważnie zalewane są tylko ora dorzecza odcięte od głównego nurtu rzeki po jej skanalizowaniu. Katastrofalny zalew wiosenny notowano w 1808 roku; rzeka wylała wówczas do 1,5 km od koryta. Żona, po zamknięciu żeglugi, kiedy nie działają szluzy, stan wód w rzece obniża się często do 0,5 m.

Rzeka Notec w swym środkowym i górnym biegu jest rzeką żeglowną. Po skanalizowaniu rzeki uzyskano niezbędną głębokość dla statków o zanurzeniu do 1,40 m.

Średni przepływ w Noteci na odcinku od Nakła aż do ujścia wynosi 92 do 215 m<sup>3</sup>/sek. Szerokość rzeki wynosi 32-35 m.

Do rzeki Noteci na odcinku objętym przez arkusz mapy "Szamocin" wpadają cztery większe dopływy. Największy z nich to rzeka Margoninka. Na mapie geomorfologicznej "Szamocin" wprowadzono błędnie nazwę Kcyninka przy cieku, który nosi nazwę Kłynówka Borowska. Rzeka Kcyninka wpada do Noteci około 7,0 km na wschód od ujścia rzeki Kłynówki Borowskiej /poza arkuszem mapy "Szamocin"/.

Cały obszar pradolinnej terasy zalewowej pocięty jest gęstą siecią rowów melioracyjnych. Na wysoczyznach morenowych, w przeciwieństwie do pradolin, sieć hydrograficzna jest bardzo uboga.

### Jeziora

W obrębie arkusza mapy "Szamocin" znajduje się kilkanaście jezior. Największa ich ilość zgrupowana jest na powierzchni środkowej terasy pradolinnej a tylko nieliczne występują na obszarze wysoczyzn. Wśród jezior stwierdzono występowanie jezior rynnowych i jezior moreny dennej /pozostałość po wytopieniu się brył martwego lodu/. Dane morfometryczne największych jezior podaje tabela nr I. Plony batymetryczne jezior zostały wykonane przez autora w oparciu o sondowanie z lodu w roku 1958 i przedstawione zostały na ryc. 15 i 16. Jeziora występujące na powierzchni pradolinnej terasy środkowej są stosunkowo płytkie. Największą głębokość 8,2 m posiada J. Czworokątne, znajdujące się na wschód od Szamocina. Podobną głębokość mają Jezioro Laskowskie /8,1 m/ oraz Jezioro Karpie /8,1 m/.

Oprócz jezior podanych w tabeli I w obrębie arkusza mapy "Szamocin" znajduje się kilkanaście drobnych zbiorników wodnych naturalnych i sztucznych występujących na terasach pradolinnych i wysoczyźnie.

Wykaz jezior<sup>x</sup>

| Lp. | Nazwa jeziora       | powierzchnia<br>ha | wysokość<br>n.p.m. | długość<br>m | szerokość<br>m | szerokość<br>geograficzna | długość<br>geograficzna | powiat     |
|-----|---------------------|--------------------|--------------------|--------------|----------------|---------------------------|-------------------------|------------|
| 1   | Białe               | 3,5                | 64                 | 280          | 190            | 53 02,2                   | 17 08,1                 | chodzieski |
| 2   | NE od Borowa        | 2,7                | 64                 | 220          | 160            | 53 02,5                   | 17 12,2                 | "          |
| 3   | Borowskie           | 2,1                | 64                 | 230          | 130            | 53 02,7                   | 17 12,3                 | "          |
| 4   | Borówkowskie        | 2,0                | 65                 | 200          | 120            | 53 02,6                   | 17 10,5                 | "          |
| 5   | Czworokątne         | 7,0                | 65                 | 480          | 220            | 53 01,8                   | 17 08,7                 | "          |
| 6   | Głębozek            | 2,5                | 90                 | 230          | 140            | 53 09,7                   | 17 09,1                 | wyrzyski   |
| 7   | Faktorowskie        | 4,0                | 72                 | 360          | 160            | 53 02,2                   | 17 12,8                 | chodzieski |
| 8   | SW od Konstantynowa | 1,2                | 67                 | 220          | 80             | 53 00,2                   | 17 00,5                 | "          |
| 9   | Karpie              | 5,0                | 67                 | 380          | 240            | 53 01,2                   | 17 05,9                 | "          |
| 10  | Krzywe              | 4,0                | 65                 | 330          | 130            | 53 01,8                   | 17 08,3                 | "          |
| 11  | Laskowskie          | 48,0               | 63                 | 2470         | 240            | 53 01,4                   | 17 05,5                 | "          |
| 12  | Lin                 | 2,4                | 68                 | 220          | 120            | 53 00,4                   | 17 02,3                 | "          |
| 13  | Margłowe            | 2,0                | 63                 | 210          | 120            | 53 01,8                   | 17 06,5                 | "          |
| 14  | Nieżychowo          | 13,0               | 90                 | 610          | 320            | 53 08,8                   | 17 09,2                 | wyrzyski   |
| 15  | Orle                | 1,8                | 63                 | 330          | 50             | 53 01,8                   | 17 05,9                 | chodzieski |
| 16  | Pustkowie           | 2,2                | 69                 | 260          | 170            | 53 01,0                   | 17 05,5                 | "          |
| 17  | Siekiera            | 14,5               | 63                 | 680          | 400            | 53 01,6                   | 17 06,5                 | "          |
| 18  | Szamockie           | 1,5                | 64                 | 140          | 130            | 53 02,3                   | 17 08,9                 | "          |
| 19  | Sum                 | 2,2                | 65                 | 290          | 140            | 53 01,9                   | 17 09,0                 | "          |
| 20  | Święte              | 1,8                | 65                 | 150          | 140            | 53 02,8                   | 17 12,7                 | "          |
| 21  | Wegner              | 1,7                | 64                 | 230          | 80             | 53 02,3                   | 17 08,2                 | "          |

<sup>x</sup> Dane według Katalogu Jezior Polskich, IG PAN, Dokumentacja Geograficzna, Warszawa 1954. Nazwy jezior zgodnie z nazewnictwem podanym na mapach w skali 1:25 000 arkusz Szamocin i Lipia Góra wydanych przez Wojskowy Instytut Geograficzny w 1939 roku.



### III. OPIS FORM TERENU

#### A. Formy plejstocenijskie związane z akumulacyjną działalnością lądolodu

##### 1. Wysoczyzna morenowa płaska i falista

Obszary wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej zajmują na omawianym obszarze stosunkowo duże powierzchnie. Występują one w dwóch zwartych płatach na południe i północ od pradoliny. W obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej deniwelacje nie przekraczają 2 m, zaś nachylenie 2°. Morena falista wykazuje deniwelacje dochodzące do 5 m, a nachylenia falistości powierzchni dochodzą do 5°.

Płat wysoczyzny morenowej płaskiej, z niewielkimi wyspami moreny falistej ciągnie się na południowym wycinku opracowanego obszaru od Laskowa po Smogulec. Wysoczyzna na tym odcinku wznosi się od 88,2 do 42,1 m n.p.m. Zbudowana jest z piaszczystego materiału żwółowego oraz z jasnobrązowej gliny morenowej /ryc. 3/. Występujące na powierzchni piaski żwółowe mogą reprezentować morenę ablacyjną. Gлина morenowa występująca płatkami wykazuje miąższość dochodzącą do 10 m. W niektórych odsłonięciach gliny morenowej np. na południe od Borowa oraz na południe od Szamocina w kompleksie gliny zaznacza się subtelne warstwowanie /28/. W odsłonięciu koło Borowa w stropowej części odsłoniętej gliny morenowej warstewki wykazują zmienną miąższość od 10 do 60 cm. Płaszczyzny uwarstwienia podkreślone są na ogół przez koncentrację frakcji piaszczystej na kontakcie "warstw". W odsłonięciu na południe od Szamocina w glinie morenowej występują wyraźne smugi piaszczysto-żwirowe a nawet toczeń-

ce piasków drobnoziarnistych. Gлина morenowa występująca w spągu odsłoneń jest utworem bardziej zwartym i nie wykazuje uwarstwienia. Uwarstwienie w glinach morenowych zwykło się wiązać za pozostałość po płaszczyznach ślizgowych zaznaczających się w strukturze lodowca /B.Krygowski /28//. Istnieje jednak możliwość, że stropowe partie gliny morenowej w odsłonięciach na południe od Szamocina reprezentują morenę ablacyjną: spływające po czole lodowca błoto morenowe rozlewa się na powierzchni poprzednio złożonej moreny dennej. Za spływowym charakterem moreny ablacyjnej przemawiają smugi piaszczysto-żwirowe wśród gliny, które powstały w wyniku akumulacji materiału na liniach spływających z czola lodowca potoków i strumyków wód roztopowych /52/.

Występujący na północ od pradoliny szeroki płat wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej wzniesiony jest 95,0 - 101,8 m n.p.m. Monotonny krajobraz moreny płaskiej urozmaicają tutaj liczne dolinki wód roztopowych i formy zagłębień po wytopionych bryłkach i odłamkach martwego lodu. Wysoczyzna morenowa na tym obszarze na powierzchni zbudowana jest z piasków zwałowych, być może reprezentujących morenę ablacyjną oraz z jasnobrązowej gliny morenowej. Na południe od miasta Wyrzyska oraz koło Kosztowa bezpośrednio na powierzchni moreny płaskiej spotyka się niewielkie płyty żłób plicocieńskich.

## 2 Pagórki morenowe

W obrębie opracowanego obszaru występują nieliczne formy pagórków morenowych. Dwa rozległe pagórki do 10 m wysokości względnej występują na południowy-wschód od Szamocina. Kilka pagórków morenowych o wysokościach do 10 m oraz nachyleniu stoków do 30° występuje na północ od Grabowna. W obrębie tych pagórków nie znalazłem żadnego większego naturalnego odsłoneń.

nięcia geologicznego. Wiercenie ręczne do głębokości 3,0 m wykonane na kulminacjach i stokach pagórków wykazały obecność piasków i gliny morenowej. Na mapie zaznaczone te formy jako pagórki o strukturze spiętrzonej na podstawie analogii do sąsiadujących wzgórz morenowych, w których stwierdzono niewątpliwe spiętrzenie i porwaki utworów starszych związane z glacitektoniczną działalnością lądolodu.

### 3 Wzgórza morenowe

Wzgórza morenowe należą do najbardziej wyeksponowanych w krajobrazie form morfologicznych. Na południe od pradoliny występuje tylko jedno wzgórze morenowe. Położone jest ono około 2 km na południe od Jaktorowa i wznosi się 131,9 m n.p.m. W obrębie tego wzgórza wykonano jedno wiercenie /6/. W wierceniu stwierdzono występowanie piasków i żwirów zawierających cienkie wkładki iłów pliocenских. We wkopie wykonanym na kulminacji stwierdzono do głębokości 2,55 m typowe piaski wydmore, pod którymi występuje brunatna glina morenowa. Płaty piasków wydmorewych pokrywają zachodnie zbocza wzgórza morenowego. W przedłużeniu wału morenowego w kierunku wschodnim na kulminacji 120 m n.p.m. w wykopie do 2,10 m głębokości stwierdzono brunatną glinę morenową, pod którą zalegają piaski różnoziarniste. Na mapie wzgórze to zaznaczon jako morenę spiętrzoną, opierając się na następujących przesłankach:

1. o spiętrzeniu świadczą wkładki iłów pliocenских,
2. wzgórze to leży w ciągu wzgórz morenowych tak zwanej fazy chodzieskiej /25/, które wykazują w swej budowie typowe struktury glacitektoniczne łuskowoporywakowe.

Wzdłuż północnej krawędzi pradoliny Noteci, od Osieka n/Notecią w kierunku na wschód ciągnie się

potężny kompleks wzgórz morenowych. Największą formą w tym zespole jest Dębowa Góra, która osiąga 193,7 m n.p.m. i ponad 140 m wysokości względnej w stosunku do akumulacyjnej terasy pradolinnej. Kompleks wzgórz Dębowej Góry został dobrze poznany dzięki wierceniom wykonanym przez Instytut Geologiczny /6/ oraz badania terenowym autora opisu /47, 48, 49/. Z tych względów nie celowe byłoby ponowne szersze opisywanie rzeźby i budowy geologicznej tych wzgórz. Wiercenie i liczne odsłonięcia naturalne /ryc.5/ wykazały, że duża wysokość względna tych form została uwarunkowana potężnym porwakiem iłów pliocenских tkwiącym we wnętrzu tych form. Pod płaszczem osadów czwartorzędowych od 20,80 m głębokości znajduje się porwak iłów pliocenских, które wraz z ~~wkładkami~~ utworów miocenских osiągają 90 m miąższości. Pod tym porwakiem iłów pliocenских występują glina morenowa, prawdopodobnie środkowo-polskiego zlodowacenia. Poniżej występują osady pliocenu i miocenu już in situ. Wiercenia nie pozwalają na ustalenie dokładnej struktury glacitektonicznej Dębowej Góry. W każdym razie nie ulega wątpliwości, że mamy tu do czynienia z potężną egzaracyjną działalnością lądolodu, z przejawem glacitektoniki. Stąd też uzasadnione oznaczenie tej formy na mapie geomorfologicznej jako moreny spiętrzonej. Zaburzenia glacitektoniczne są powszechnie spotykane w utworach powierzchniowych wzgórz Dębowej Góry. Upady warstw w spiętrzonej materiale fluwioglacjalnym występującym na północnych stokach wzgórz przekraczają 80° nachylenia.

Forma Dębowej Góry położona jest na wyniesionym podłożu w obrębie wału kujawsko-pomorskiego, strop pliocenu wyniesiony jest w tym miejscu ponad 70 m n.p.m. Możliwy jest zatem pewien wpływ podłoża na ukształtowanie tych potężnych wzgórz. We wzgórzach morenowych (tak zwanej fazie chodzieskiej, ciągnących się wyraźną strefą na południe od pradolinny, S. Leczarski /25/ stwierdza liczne porwaki i łuski w obrębie wzgórz nie wykazujących żadnego związku z wymiesieniem pod-

łoża. Wyniesienie Dębowej Góry zostało w głównej mierze uwarunkowane porwakiem pliocenским. Glacitektonika plejstocenska związana z oscylacjami lądolodu w czasie ostatniego zlodowacenia odegrała najpoważniejszą rolę w morfologii tego obszaru.

Na zachód od Dębowej Góry, koło miejscowości Białośliwie występują dwa wzgórza o niewielkich rozmiarach. Pierwsze z nich wznosi się do 107 m n.p.m. i osiąga około 13 m wysokości bezwzględnej. Powierzchnia wierzchołkowa wzgórza jest prawie płaska. Zarówno wierzchołek jak i stoki pokrywa glina morenowa. W obrębie wzgórza nigdzie nie stwierdzono naturalnych odsłoneń. Na północ od miejscowości Białośliwie wznosi się wzgórze morenowe 112,7 m n.p.m., którego wysokość względna dochodzi do 14 m. Stoki wzgórza posiadają łagodne nachylenie nie przekraczające 15°. Budowę wewnętrzną wzgórza ilustruje wykop wykonany we wschodniej części wzgórza, w którym stwierdzono występowanie wyłącznie materiału fluwioglacjalnego: piasku, żwirku i mułku. W utworach tych stwierdzono niewielkie zaburzenia, które mogą być wynikiem kompaktacji lub spiętrzenia. W starym wyrobisku, również we wschodniej części wzgórza leżą liczne głazy do 90 cm średnicy. Wszystkie powyższe fakty nie wystarczają dla ustalenia genezy tych wzgórz. Jednakże ich położenie morfologiczne nawiązujące do nadnoteckiej strefy marginalnej sugeruje, że wzgórza te są również morenami spiętrzonymi.

Na zachód od miejscowości Białośliwie rozpościera się potężne wzgórze morenowe, którego kulminacja osiąga 161,7 m n.p.m. Długość wzgórza leżącego bezpośrednio na krawędzi pradoliny przekracza 5 km a jego szerokość wzdłuż osi N-S dochodzi 2,5 km. Deniwelacje w stosunku do akumulacyjnej terasy pradoliny dochodzą do 110 metrów. W obrębie tego wzgórza nie wykonano dotychczas żadnego głębszego wiercenia i brak również większych naturalnych odsłoneń. Na

kulminacji wzgórza wkop do 2,5 m głębokości wykazał występowanie materiału zwałowego, głównie piasków gruboziarnistych z dużą ilością głązików. Na zboczach kulminacji występuje bezpośrednio na powierzchni ił plioceniński. Występowanie iłu pliocenińskiego stwierdzono również we wcięciu erozyjnym w obrębie wzgórza na południe od wsi Wolsko. Natomiast zbocza wzgórza w kierunku południowo-zachodnim pokrywa jasnobrunatna glina morenowa, której miąższość w odsłonięciach przekracza 8 m.

W obrębie opracowanego arkusza mapy znajdują się również, wschodnie zbocza rozłożystego wzgórza morenowego rozpościerającego się między Miasteczkiem Krajeńskim a Rzadkowem. Wzgórze to wznosi się do 186,7 m n.p.m. Stosunki geologiczne w obrębie wschodniego krańca wzgórza są niezwykle skomplikowane. Na powierzchni występują pstre iły pliocenijskiecock piasków zwałowych i glin morenowych. W innych miejscach w istniejących odsłonięciach bezpośrednio na powierzchni lub pod niewielką pokrywą glin morenowych ukazuje się zaburzony materiał fluwioglacjalny /ryc. 8, 9, 10/. Wykonane płytkie wiercenia w ramach opracowania fizjografii ogólnej Miasteczka Krajeńskiego<sup>x</sup> wykazały występowania licznych małych porwaków iłów pliocenijskich. Te fakty świadczą, że charakter budowy wewnętrznej tego wzgórza jest analogiczny do budowy geologicznej Dębowej Góry.

Na północny zachód od kompleksu Dębowej Góry koło wsi Kosztowo rozpościera się wzgórze morenowe o wysokości 133,6 m n.p.m. Wysokości względne w stosunku do otaczającej moreny dennej dochodzą do 30 metrów. Długość wzgórza wzdłuż południkowej osi morfologicznej

---

<sup>x</sup> Liberacki M., Szupryczyński J., Fizjografia ogólna miasta Miasteczka Krajeńskiego opracowana w 1960 roku znajduje się w Archiwum Woj. Pracowni Urbanistycznej w Bydgoszczy.

dochodzi do 1700 m, zaś jego szerokość nie przekracza 750 metrów. Powierzchnia wierzchołkowa przykryta jest płaszczem glin morenowych, z pod którego miejscami wychodzi na powierzchnię ił plioceniński. Ił ten jest eksploatowany w cegielni "Kosztowo" zlokalizowanej w północnej części wzgórza. Tu wykonano 48 płytkich wierceń dla zbilansowania zasobów żółt iłów pliocenińskich. Wiercenia wykazały, że pod gliną morenową lub materiałem zwałowym do 5 m miąższości zalega ił plioceniński. Niestety żadne z wierceń nie przebiło iłów pliocenińskich. Można przypuszczać, że ił plioceniński w obrębie wzgórza występuje w postaci porwaka lub łuski co potwierdzić mogą jedynie głębsze wiercenia.

Wydłużone południkowe wzgórze znajduje się również koło Nieżychowa. Osiąga ono 135,2 m n.p.m. i ponad 30 metrów wysokości względnej. Wzdłuż południkowej osi morfologicznej osiąga ono 1500 metrów długości. Powierzchnię wzgórza pokrywają gliny morenowe oraz piaski zwałowe. W północnej części wzgórza tuż przy szosie Wyrzysk-Piła znajduje się duże odsłonięcie /ryc.6/ w którym występuje spiętrzony materiał fluwioglacjalny.

Podobne do dwóch wyżej opisanych jest wzgórze morenowe rozpościerające się na wschód od wsi Grabowno. Jego długość wzdłuż osi NW - SE dochodzi do 2,5 km, przy wysokości bezwzględnej 131 m n.p.m. i wysokości względnej do 30 m. Powierzchnię wzgórza pokrywa glina morenowa i piaski zwałowe a miejscami małe płaty pstrych iłów pliocenińskich.

Na następnym wzgórzu morenowym kopulastym rozbudowała się wieś Grabowno. Wzgórze to osiąga ponad 10 m wysokości względnej; w jego wschodniej części znajduje się odsłonięcie, w którym występują utwory zwałowe silnie gliniaste z głazami do 30 m średnicy.

B Formy plejstocenijskie związane z akumulacyjną działalnością wód lodowcowych

4 Sandry

Sandr wąskim pasem ciągnie się w bezpośrednim sąsiedztwie południowych zboczy pradoliny, od Jaktorowa aż po Szamocin. Na mapie zasięg sandru zaznaczono według badań Z. Krzysztofowicza, S. Kozarski oraz wcześniej J. Korn /25/ wyznaczają występowanie poziomu sandrowego od Smogulca aż po Kolonię Łaskowo. Powierzchnia sandru obniża się stopniowo ze wschodu /Smogulec 95 m n.p.m./ na zachód /Borowo 90 m n.p.m./. Pomiar upadku warstw mierzone w odsłonięciach w sandrze wykazują spływ wód roztopowych w kierunku zachodnim. W odkrywcę znajdującej się na zachód od Smogulca warstwy piaszczysto-żwirowe wykazują upad 10-22° w kierunku zachodnim. Podobny upad stwierdzono w odkrywcę przy drodze ze Smogulca do Budek. Miąższość pokrywy sandrowej jest stosunkowo niewielka: koło wsi Smogulec przekracza 3 metry, koło Jaktorowa osiąga zaledwie około 1 metra a miejscami brak jej zupełnie i na powierzchni ukazuje się glina morenowa /erozyjna powierzchnia wód roztopowych/. W licznych wkopach na południe i zachód od Borowa stwierdzono miąższość pokrywy sandrowej nie przekraczającej 1,5 metra. Tworzy piaszczysto-żwirowe sandru spoczywają na braku morenowym powstałym z rozmycia glin morenowych. J. Korn /25/ po raz pierwszy wysunął stwierdzenie, że poziom sandru występujący na zachód od Smogulca jest fragmentem niegdyś znacznie rozleglejszego poziomu sandrowego, związanego z postojem krawędzi lądolodu na linii Osiek-Morzewo. Wody roztopowe płynące w późniejszym okresie wzdłuż pradoliny zniszczyły rozległy poziom sandrowy, z którego zachowały się jedynie niewielkie strzępy. Te same wody podcięły również na



północy wzgórza czołowo-morenowe, leżące obecnie tuż nad krawędzią pradoliny.

## 5 Pagórki kemowe

Na wschód od Pobórki Małej występują trzy małe formy szczelinowe - kemy, zbudowane z horyzontalnie warstwowanych piasków i żwirków. W odkrywce wykonanej w największej z tych form od powierzchni do 3,6 metra stwierdzono u góry mułki piaszczyste przechodzące ku dołowi w piaski średnioziarniste i piaski gruboziarniste. Wszystkie trzy formy posiadają kształt owalny. Wysokość względna kemów przekracza nieznacznie 5 metrów a ich długość dochodzi do 100 m /wzdłuż osi W-E/. Na obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej kemy i inne formy szczelinowe występują w dużym nagromadzeniu koło Więcborka i Sępólna /35, 36, 37/. Formy kemów koło Pobórki Małej powstały w małych zagłębieniach w obrębie lodu martwego.

Formy plejstocenijskie związane z erozyjną działalnością wód glacialnych

## 6 Rynny

Na opracowanym arkuszu mapy występują jedynie małe formy rynnowe. Pomiędzy wzgórzami morenowymi 133,6 m n.p.m. i 135,3 m n.p.m., między Kosztowem a Niezychowem znajduje się niewielki fragment dłuższego ciągu rynnowego, posiadającego przedłużenie ku północy, gdzie znajdują się klasycznie wykształcone formy rynnowe zajęte przez Jezioro Młotkowieckie i Jezioro Falmierowskie. Skrajnie południowa część rynny wypełniona jest osadami jeziornymi. W wierceniach na głębokości do 2,5 m pod warstwą torfu stwierdzono występowanie gytyi jeziornej; wiercenia do 4,5 m głę-

bokości nie przebiły jej pokładu. Ten fragment rynny jest bardzo płytki. W stosunku do powierzchni moreny płaskiej jest obniżony około 2,0 m ale pierwotnie był znacznie głębszy o czym świadczą wypełniające go osady jeziorne.

Małą formą rynnową jest leżące w obrębie środkowej terasy Jeziora Laskowskie koło Szamocina o maksymalnej głębokości 8,1 m /zyc.16/. Założenia rynnowe posiada prawdopodobnie również duża forma erozyjna na zachód od Białośliwia.

## 7 Dolinki wód roztopowych

Są to formy stosunkowo mało poznane ale dość często występujące w krajobrazie poglacialnym Polski północnej. Powstały one w wyniku erozji wód roztopowych, które spływały z czoła lądolodu i utworzyły przed jego krawędzią płytkie dolinki marginalne lub też płytką sieć dolinną. Wody roztopowe tworzyły się również w wyniku wytapiania się płatów martwych lodów, które zalegały powierzchniowo lub też były zażrzebane w osadach glacialnych lub fluwioglacialnych. Dolinki, które powstały w wyniku erozji wód roztopowych powstałych z wytopienia martwych lodów są oczywiście młodsze od dolinek utworzonych przez wody roztopowe, które spływały z czoła topniejącego lądolodu.

Na opracowanym obszarze, na północ od Białośliwia występuje bardzo ciekawy przykład sieci dolinek wód roztopowych rozwiniętych przed krawędzią lądolodu w czasie jego recesji. Długość marginalnych dolinek wód roztopowych, w prawie równoleżnikowym przebiegu, dochodzi do 8 km. Wody roztopowe spływały z zachodu i wschodu łącząc się w dolinie w przebiegu południkowym, którą spływały do pradcliny /ujście tej do iny znajduje się na zachód od Białośliwia/.

Marginalne dolinki wód roztopowych są bardzo płytko wcięte w powierzchnię wysoczyzny morenowej płaskiej. Jest to uzasadnione, gdyż dolinki te rozwijały się w wiecznej zmarzlinie w bezpośrednim kontakcie z krawędzią lądolodu.

W dolinie odprowadzającej wody roztopowe z okolic wzgórza morenowego 135,3 m n.p.m., znajduje się niewielkie podmokłe obniżenie wypełnione torfem i gytią. W wierceniu zlokalizowanym w centralnej części obniżenia, tuż przy szosie łączącej Białośliwie z Pobórką Wielką, stwierdzono osady torfu do 3,1 m, pod którymi występują osady gytii nie przebite do głębokości 4,5 m od powierzchni; w wierceniu wykonanym w środkowej części dolinki, na południe od wyspy morenowej, stwierdzono torf do głębokości 2,0 m zalegający na łożach zastoiskowych /2,60 - 2,75 m od powierzchni/ i mułkach piaszczystych z makroskopowymi cząstkami roślin. Na ogół dolinki wypełnione są osadami mułku piaszczystego a często brak w nich materiału akumulacyjnego i na dnie ukazuje się glina morenowa. Datowanie cząstek organicznych występujących w gytii i mułku piaszczystym pozwoliłoby na względne określenie wieku dolinek. Dolinki te zapewne zostały przemodelowane przez procesy peryglacjalne w okresie późnego glacjału. Badania przekształceń peryglacjalnych wykracają poza zakres kartowania geomorfologicznego.

### 8 Terasy pradolinne /erozyjne, miejscami z pokrywą akumulacyjną/

Wyniki badań nad terasami pradolinnymi w tak zwanym odcinku wyrzyskim omówiono w artykule S.Kozarskiego i J.Szupryczyńskiego /21/ przedstawiając jednocześnie na mapce rozmieszczenie poszczególnych poziomów terasowych między Nakłem a Milczem oraz podając charakterystykę morfologiczną i geologiczną tych poziomów. Przeprowadzono również po raz pierw-

szy paralelizację poziomów terasowych między Kotliną Toruńsko-Bydgoską, sandrem i doliną rzeki Brdy z jej strony a Kotliną Ujską, sandrem i doliną <sup>Warty</sup> drugiej strony. Materiały przedstawione w artykule zostały wykorzystane przez R.Galon w jego obszernym syntetycznym studium dotyczącym pradoliny Noteci-Warty /16/. S.Kozarski i J.Szupryczyński na odcinku Nakło-Milcz wyróżnili 4 poziomy terasowe, natomiast R.Galon 5 poziomów. R.Galon w nawiązaniu do swoich wcześniejszych badań wprowadził własne nazewnictwo poszczególnych poziomów terasowych. Zamieszczona tabelka podaje relacje między wyróżnionymi przez Kozarskiego i Szupryczyńskiego poziomami terasowymi a ujęciem R.Galona.

| S.Kozarski i J.Szupryczyński 1958 /21/<br>/odcinek Nakło-Milcz/ | R.Galon<br>1961 /16/<br>pradolina Noteci-Warty          |
|---|---|
| Terasa górna IV<br>77-72 m n.p.m.                               | Terasa pradolinna V<br>Terasa pradolinna przejściowa IV |
| Terasa środkowa III<br>70-60 m n.p.m.                           | Terasa górna III<br>Terasa górna przejściowa bII        |
| Terasa dolna II<br>60-55 m n.p.m.                               | Terasa górna przejściowa aI                             |
| Terasa zalewowa I<br>55-50 m n.p.m.                             | Dno pradoliny<br>/terasa zalewowa/                      |

Terasę górną przejściową bII R.Galon wyróżnia dopiero od ujścia Drawy a więc poza odcinkiem wyrzyskim. W ujęciu kartograficznym dwóch wyższych poziomów or

poziomu najniższego nie ma zasadniczych różnic, poza nomenklaturą nazewniczą. W ramach wycinka pradoliny objętego arkuszem mapy Szamocin w kartograficznym ujęciu nie ma również różnic odnośnie interpretowania niższych poziomów.

S.Kozarski w pracy ogłoszonej drukiem w 1962 roku /25/ utrzymuje poglądy zaprezentowane wcześniej z J. Szupryczyńskim odnośnie ilości poziomów terasowych w odcinku wyrzyskim, rozszerzając znacznie materiał dokumentacyjny dotyczący poszczególnych poziomów oraz podaje tabelę chronologiczną rozwoju pradoliny od schyłku pełnego glacjału, poprzez późny glacjał, do holocenu. Kozarski przyjmuje, że erozja boczna i akumulacja na poziomach terasowych miała miejsce w poszczególnych stadiach /stadiach pomorski, najstarszy dryas, starszy dryas i młodszy dryas/, zaś erozja wgłębna doprowadzająca do utworzenia nowego poziomu terasowego miała miejsce w interstadiach /w interstadiach mazurskim?, Böllinga i Allerødzie/.

Z uwagi na istniejące wcześniejsze opracowanie dotyczące poziomów terasowych występujących w ramach arkusza mapy Szamocin /21, 16, 25/ ograniczę się do krótkiego ich opisu i podania danych wnoszących nowe treści.

T e r a s a g ó r n a IV /R.Galon - terasa pradolinna V/. Terasa została po raz pierwszy wykryta przez Kozarskiego i Szupryczyńskiego /1958/. Zachowana jest ona na reprezentowanym wycinku mapy w postaci małych strzępów, na ogół wysp sterczących ponad powierzchnię terasy środkowej. W ramach opracowanego wycinka mapy był tylko większy płat tej terasy koło Borowa oraz niewielki fragment między Atanazynem a Szamocinem /silnie zwydmiony/. Koło Borowa płat tej terasy posiada długość około 900 m i szerokość około 350 m. Od terasy środkowej jest on oddzielony wyraźnym załomem w wysokości osiagającej

średnio 5 metrów. Szczątek tej terasy koło Borowa zbudowany jest z warstwowanych piasków i żwirów.

Z. Krzysztofowicz w czasie kartowania w 1959 roku wyróżnił ponadto wyspę szczątek terasy górnej na północ od Jeziora Laskowskiego, małą wysepkę na południowy-zachód od wsi Nadolnik oraz wąską listwę wzdłuż wyspy morenowej, na której leży wieś Konstantynowo.

Na północ od Jeziora Laskowskiego płat terasy górnej posiada ponad 1 km długości i ponad 0,5 km szerokości. Listwa terasowa występująca wzdłuż północnych zboczy wyspy morenowej posiada 2,5 km długości i do 250 metrów szerokości. Wszystkie te strzępy terasowe zbudowane są z materiału piaszczysto-żwirowego. Szczątki te dowodzą, że kiedyś na opracowanym wycinku pradolinie musiała istnieć zwarta powierzchnia terasowa, która uległa zniszczeniu w czasie powstawania terasy środkowej. Poziom ten prawdopodobnie miał charakter erozyjno-akumulacyjny. W niektórych odsłonięciach poza obszarem objętym mapą Szamocin, stwierdzono występowanie gliny morenowej na jego powierzchni. Zachowane strzępy terasy górnej w pradolinie wiążą się z najwyższym poziomem terasowym sandru Brdy a tym samym ze stadiem pomorskim /21, 16, 51, 25/.

T e r a s a   ś r o d k o w a   III /R.Galon - terasa pradolinna przejściowa IV/. Występuje ona w sposób ciągły w południowej części pradolinie od Paterka aż po Rataje, to znaczy na odcinku prawie 47 km. W północnej części pradolinie występuje ona tylko w postaci niewielkich listewek. Jest to najlepiej poznany poziom terasowy w pradolinie. Poziom ten znany był już K. Keilhackowi i G. Maasowi /32, 33/. Kartograficznie został przedstawiony na mapach P. Woldstedta /53/ i R. Galona /8, 11/. Terasa środkowa na opracowanym odcinku mapy w południowej części występuje zwartą listwą osiagającą ponad 7 km szerokość. Od wysokości morenowej oddziela ją wyraźny załom, osiagają-

cy wysokość względną 15-20 m. Zbocza wysoczyzny opadają na powierzchnię terasy łagodnie, wykazując nachylenie 7-16°. Od niższego poziomu terasowego /terasy dolnej/ lub bezpośrednio terasy zalewowej, terasa środkowa oddzielona jest załomem osiągającym maksymalnie 10 m wysokości, przy nachyleniu zboczy nie przekraczających 10°.

Listwy terasy środkowej w północnej części pradolina występują koło Dworzakowa i Białośliwia. Koło Białośliwia obok listwy terasowej występują cztery małe wyspy, z których największa osiąga 200 metrów długości i około 150 m szerokości. Listwa terasy środkowej koło Dworzakowa posiada ponad 2 km długości i około 750 m szerokości.

Budowę terasy środkowej prześledzono w kilkudziesięciu miejscach. Na ogół zbudowana jest ona z warstwianych piasków i żwirów /ryc. 11, 12, 13 i 14/. W kilku miejscach poza obszarem przedstawionym na mapie stwierdzono w jej powierzchni występowanie gliny morenowej np. koło Prostkowa na wschód od Lipiej Góry. W Heliodorowie w zboczu terasy środkowej pod niewielką pokrywą piasku wydmowego występuje zwarta warstwa bruku pomorenowego, zalegającego na glinie morenowej. Ciekawy styl budowy geologicznej stwierdzono w budowie terasy środkowej koło Dworzakowa /ryc.13/, gdzie pod pokrywą piaszczysto-żwirową występuje warstwa bruku pomorenowego, leżącego na mułkach piaszczystych, pod którymi w głębi zalega glina morenowa. W Białośliwiu pokrywa piaszczysta osiąga grubość ponad 3 metry /ryc.14/. Na głębokości 3,2 m występuje wyraźnie wykształcony horyzont bruku pomorenowego. W wyspie środkowej terasy na południe od stacji kolejowej w Białośliwiu występuje w jej wschodniej części na powierzchni i w zboczu ił plioceni. Natomiast w jej zachodniej części na powierzchni i w zboczu występuje wyłącznie piasek i żwir. Ił plioceni zatem wyklinowuje się ku zachodowi. Można przypuszczać, że ił wy-

stępuje tu w postaci małego porwaka lub łuski. Występowanie iłu pliczeńskiego w budowie terasy środkowej dotąd nie było znane.

Przedstawione wyżej fakty dowodzą, że terasa środkowa posiada charakter erozyjno-akumulacyjny.

### T e r a s a   d o l n a   I I

Terasa ta na opracowanym wycinku występuje tylko fragmentarycznie w południowej części pradoliny między Nowym Dworem a Heliodorowem i na zachód od Atanazyńcu. W północnej części listwy tej terasy występują na południe od Dębowej Góry oraz na wschód od Białośliwia.

Terasę dolną od terasy środkowej oddziela wyraźny załom. Natomiast od terasy zalewowej nie oddzielona jest ona żadnym załomem i przechodzi łagodnie w jej akumulacyjną powierzchnię.

Terasa dolna zbudowana jest z warstwowanych piasków i żwirów /odsłonięcie i wkopy do 2 m głębokości/. W Lipiej Górze w odsłonięciu obok piasków i żwirów występuje pokład grubego żwiru z głazami do 1 m średnicy. Na powierzchni tej terasy dość częstym zjawiskiem jest występowanie głazów o średnicy powyżej 0,5 metra średnicy. Należy przypuszczać, że terasa dolna posiada charakter erozyjno-akumulacyjny.

### T e r a s a   z a l e w o w a   I

Jest to najlepiej wykształcony poziom na opracowanym wycinku. Szerokość jego na linii Miasteczko-Zacharyn wynosi 7,5 km. Dzięki wierceniom wykonanym przez Instytut Geologiczny /6/ wzdłuż profilu w poprzek pradoliny na linii Krostkowo-Jaktorowo poznano dosyć dokładnie jej budowę wewnętrzną. Wiercenia wykazały, że w linii pradoliny znajduje się stara kopalna dolina wypełniona 35 metrową serią osadów mineralnych i organicznych. Podzielałam zdanie /25/, że



wypełniające kopalną dolinę osady mineralne pochodzą prawdopodobnie ze schyłku zlodowacenia środkowo-polskiego a nie z końca zlodowacenia Bałtyckiego /6/. Bezpośrednio na powierzchni terasy zalegają torfy o miąższości 2-5 m /8 m w kopalni torfu w Żulawce/. Dla omawianego terenu objętego zdjęciem brak jest danych dotyczących wieku torfu. Analizy pyłkowe wykonane w 1959 roku przez T. Przybylskiego /16, 25/ dla profilów torfowych z Kotliny Ujskiej wykazały, że spąg torfów w dwóch miejscach pochodzi z młodszego dryasu. Tym samym została określona granica czasowa rozwoju pradoliny. Rozwój pradoliny rozpoczął się u schyłku pełnego glacjału w stadium pomorskim a zamknął się w późnym glacialu. Tylko w formowaniu najwyższej terasy brały udział wody roztopowe płynące wzdłuż szlaków sandrowych od lądolodu. Natomiast pozostałe terasy były modelowane wyłącznie przez wody fluwioperyglacialne. W holocenie miała miejsce jedynie niewielka akumulacja torfów.

## C Inne formy z okresu plejstocenijskiego

### 9. Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy te występują w dużym nagromadzeniu w obrębie środkowej terasy pradoliny między Borowem a Szamocinem. Na ogół formy zagłębień wypełnione są przez małe jeziora o niewielkich głębokościach /ryc. 15/. Maksymalna głębokość w sondowanych jeziorach dochodzi do 8 m /Jezioro Czworokątne 8,2 m głębokości/. Inne jeziora wykazują następujące maksymalne głębokości: Święte 4,8 m, Borowskie 5,6 m, Jaktorowskie 6,1 m, Siekiera 6,1 m i Pustkowie 5,2 m. Dna nieck jeziornych leżą w niektórych wypadkach około 15 m niżej od powierzchni terasy.

Poza nieckami jeziornymi występuje szereg płytkich zagłębień wypełnionych torfem. Miąższość torfów

w tych zagłębieniach jest nieznaną. Zagłębienia te nie mogły istnieć w chwili płynięcia wód po powierzchni terasy środkowej, gdyż uległyby zasypaniu przez materiał wleczony przez wody fluwioperyglacjalne. W tym czasie zagłębienia te napewno były konserwowane przez wypełniający je martwy lód gruntowy /1/, który uległ wytopieniu po utworzeniu się poziomu terasowego. W związku z tym powstaje pytanie w jakim okresie czasowym to nastąpiło? Odpowiedzi nie można wiążąco podać, ponieważ z tego obszaru brak analiz pyłkowych i danych bezwzględnych metodą  $C_{14}$  osadów torfowych wypełniających niektóre zagłębienia. Można jednak przypuszczać, że wytopienie martwych lodów nastąpiło już w okresie późnego glacjału. Na obszarze Wielkopolski proces zanikania martwych lodów nie przekroczył granicy plejstocenu /26/. Osady organiczne wypełniające dna rynien i zagłębień po martwym lodzie pochodzą z Allerödu lub młodszego dryasu a tylko w niektórych przypadkach z okresu preborealnego. Wytopienie martwego lodu w zagłębieniu i w ostatnim przypadku miało miejsce najpóźniej w młodszym dryasie. Analiza pyłkowa torfów pobranych z zagłębienia po martwym lodzie znajdującego się na sandrze Brdy, wykazała, że spągowa partia torfu utworzyła się w Allerödzie - a więc również u schyłku późnego glacjału /19/.

Sądzę, że w pradolinie, której rozwój genetyczny został zakończony w późnym glacjale, istniały warunki na wczesne wytopienie się martwych lodów, to jest w późnym glacjale. Erozja wgłębna doprowadzająca do powstania poszczególnych poziomów terasowych, powodowała wynoszenie materiału pokrywającego martwe lody i - co jest możliwe - nawet ich odsłonięcie. Ten proces sprzyjał w następstwie szybkiemu ich wytopieniu.

Napewno zachodziły regionalne różnice w okresie wytapiania się martwych lodów. Zagłębienia istniejące na obszarze wysoczyzny, które również konserwował

Martwy lod /np. w obrębie wzgórz morenowych Dębowej Góry/, mogły uwolnić się od martwych lodów później, aniżeli formy w pradolinie. To zagadnienie należy narażnie pozostawić nierozstrzygnięte. W Polsce szereg autorów przyjmuje, że ostateczne wytopienie martwych lodów miało miejsce dopiero tuż przed postglacjalnym optimum klimatycznym lub na jego początku /12,30, 38/.

#### D Formy późnoglacialne i postglacialne /holocen/ pochodzenia eolicznego

##### 10 Wydmy

Na opracowanym obszarze występuje zwarty kompleks wydmy rozwinięty na obszarze sandru i wysoczyzny morenowej na południe od pradoliny między Szamocinem a Borowem. Pojedyncze formy wydmy znajdują się również na obszarze poziomów terasowych pradoliny.

Na obszarze sandru i wysoczyzny morenowej formy pochodzenia eolicznego reprezentowane są przez wydmy o regularnych kształtach, wały wydmy, wydmy o nieregularnych kształtach, równiny piasków przewianych i zapłębienia deflacyjne. Największe obszary zajmują równiny piasków przewianych. Miąższość piasków przewianych nie została ustalona, ale jest większa od 1,50 m, gdyż w czasie kartowania na tym obszarze dysponowano sondą swirem tylko do wspomnianej wyżej głębokości. Na obszarze objętym przez piaski wydmy rozwinęły się wały wydmy i wydmy o regularnych kształtach. Maksymalna wysokość względna wałów dochodzi do 17 metrów /kulminacja 111,1 m n.p.m./. Na ogół jednak formy wałów nie przekraczają wysokości względnej 10 m. Cięcie poziomicowe map w skali 1:25 000, które służyły jako podkład do kartowania geomorfologicznego, w wielu przypadkach nie uchwyciło zarysu form; uzupełniono je przy pomocy zdjęcia kompasowego. Możliwe zatem, że

w ujęciu kartograficznym niektórych form są niewielkie błędy. Długość wałów wydmych w dwóch przypadkach przekracza 2 km. W wałach wydmych nachylenie stoków północnych jest na ogół większe i dochodzi do 18-24°, podczas gdy stoków południowych tylko do 12°. Obok wałów występują typowe formy paraboliczne. Maksymalna ich wysokość względna dochodzi do 7-9 m.

Na obszarze poziomów terasowych w pradolinie spotyka się pojedyncze formy wałowe i formy o nieregularnych kształtach na tle przewianych piasków wydmych. Maksymalna wysokość względna form występujących koło Sokolca oraz w obrębie wsi Lipie Góra dochodzi do 12 m. Drobne wały wydmy osiągnęły wysokość względną 5-7 m. Formy wydmy koło Lipiej Góry oraz w Atenazynie, otoczone zalewową terasą pradoliny, leżą - jak wykazały wykopy - na rozmytych cokołach terasy dolnej lub nawet środkowej /koło Lipiej Góry/.

W jakim okresie powstały formy wydmy na opracowanym wycinku mapy? Wobec braku na opracowanym obszarze datowań torfów z niecek deflacyjnych i gleb kopalnych /stwierdzonych w wydmy - wieś Lepia Góra/, należy szukać analogii z terenami najbliższymi, na których wydatowano formy wydmy. Na terasach w pradolinie istniały warunki dla rozwoju wydmy już w okresie późnoglacialnym. Wydmy /piaski spągowej partii/ występujące na powierzchni terasy dolnej koło Czarnkowa, powstały w młodszym dryasie i okresie preborealnym /24/; nie jest wykluczone, że wydmy występujące koło Lipiej Góry, Sokolca, Heliodorowa i Atenazyna pochodzą z tego samego okresu. Należy również przypuszczać, że wydmy występujące na obszarze wysoczyzny morenowej pochodzą również z późniejszego glacialu. Ostatnio W. Stankowski /45/ stwierdził, że większość wydmy występująca na obszarze Polski północnej powstała właśnie w okresie późnego glacialu.

## B Formy późnoglacialne i postglacialne pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego

Na północnych zboczach pradoliny, jak również na zboczach poziomych terasowych w południowej części pradoliny występują liczne dolinki erozyjne. Są to formy o różnej wielkości. Największe formy erozyjne występują w postaci parowów na południowych stokach wzgórz czołowo-morenowych Dębowej Góry; mają one następujące rozmiary: długość do 1200 metrów, szerokość 200 - 400 metrów, głębokość do 40 metrów. Wszystkie te formy są podcięte przez wody płynące szlakiem pradolinny. W pierwszej publikacji dotyczącej Dębowej Góry /49/ na mapce geomorfologicznej mylnie zaznaczono u wylotu parowów stożki napływowo. Późniejsze badania wykazały, że nie występują tam stożki, lecz fragmenty erozyjno-akumulacyjnej terasy dolnej przykryte grubą warstwą deluwiów. W wykopach wykonanych w górnej części parowów, stwierdzono występowanie pokryw soliflukcyjnych o miąższości do 3,8 m. W środkowej części parowów wykopy do głębokości 4,0 m nie przebiły warstwy pokryw.

Sądzę, że parowy na dysjalnych stokach Dębowej Góry powstały w okresie postoju lądolodu na linii moren ciągnących się wzdłuż północnej krawędzi pradoliny Noteci. Przypuszczalnie pierwotnie były one znacznie dłuższe i odprowadzały wody roztopowe z krawędzi lądolodu sterzącej ponad wzgórzami morenowymi. U wylotu tych potężnie rozwiniętych dolinek wód roztopowych, utworzył się płat sandrowy zachowany w południowej części koło Jaktorowa. W okresie późniejszym, wody kształtujące formę pradoliny zniszczyły sandr w jego proksymalnej części i ujściowe partie dolinek. Powyżej przytoczoną hipotezę odnośnie genezy parowów znajdujących się na stokach Dębowej Góry, opieram na porównawczych obserwacjach zebranych na obszarze Spits-

w ujęciu kartograficznym niektórych form są niewielkie błędy. Długość wałów wydmych w dwóch przypadkach przekracza 2 km. W wałach wydmych nachylenie stoków północnych jest na ogół większe i dochodzi do 18-24°, podczas gdy stoków południowych tylko do 12°. Obok wałów występują typowe formy paraboliczne. Maksymalna ich wysokość względna dochodzi do 7-9 m.

Na obszarze poziomów terasowych w pradolinie spotyka się pojedyncze formy wałowe i formy o nieregularnych kształtach na tle przewianych piasków wydmych. Maksymalna wysokość względna form występujących koło Sokolca oraz w obrębie wsi Lipie Góra dochodzi do 12 m. Drobne wały wydmy osiągnęły wysokość względną 5-7 m. Formy wydmy koło Lipiej Góry oraz w Atenazynie, otoczone zalewową terasą pradoliny, leżą - jak wykazały wykopy - na rozmytych cokołach terasy dolnej lub nawet środkowej /koło Lipiej Góry/.

W jakim okresie powstały formy wydmy na opracowanym wycinku mapy? Wobec braku na opracowanym obszarze datowań torfów z niecek deflacyjnych i gleb kopalnych /stwierdzonych w wydmy - wieś Lepia Góra/, należy szukać analogii z terenami najbliższymi, na których wydatowano formy wydmy. Na terasach w pradolinie istniały warunki dla rozwoju wydmy już w okresie późnoglacialnym. Wydmy /piaski spągowej partii/ występujące na powierzchni terasy dolnej koło Czarnkowa, powstały w młodszym dryasie i okresie preborealnym /24/; nie jest wykluczone, że wydmy występujące koło Lipiej Góry, Sokolca, Heliodorowa i Atenazyna pochodzą z tego samego okresu. Należy również przypuszczać, że wydmy występujące na obszarze wysoczyzny morenowej pochodzą również z późniejszego glacialu. Ostatnio W. Stankowski /45/ stwierdził, że większość wydmy występująca na obszarze Polski północnej powstała właśnie w okresie późnego glacialu.

## E Formy późnoglacialne i postglacialne pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego

Na północnych zboczach pradoliny, jak również na zboczach poziomów terasowych w południowej części pradoliny występują liczne dolinki erozyjne. Są to formy o różnej wielkości. Największe formy erozyjne występują w postaci parowów na południowych stokach wzniesień czołowo-morenowych Dębowej Góry; mają one następujące rozmiary: długość do 1200 metrów, szerokość 200 - 400 metrów, głębokość do 40 metrów. Wszystkie te formy są podcięte przez wody płynące szlakiem pradolinym. W pierwszej publikacji dotyczącej Dębowej Góry /49/ na mapce geomorfologicznej mylnie zaznaczono u wylotu parowów stożki napływowe. Późniejsze badania wykazały, że nie występują tam stożki, lecz fragmenty erozyjno-akumulacyjnej terasy dolnej przykryte grubą warstwą deluwiów. W wykopach wykonanych w górnej części parowów, stwierdzono występowanie pokryw soliflukcyjnych o miąższości do 3,8 m. W środkowej części parowów wykopy do głębokości 4,0 m nie przebiły warstwy pokryw.

Sądzę, że parowy na dysialnych stokach Dębowej Góry powstały w okresie postoju lądolodu na linii moren ciągnących się wzdłuż północnej krawędzi pradoliny Noteci. Przypuszczalnie pierwotnie były one znacznie dłuższe i odprowadzały wody roztopowe z krawędzi lądolodu sterzącej ponad wzniesieniami morenowymi. U wylotu tych potężnie rozwiniętych dolinek wód roztopowych, utworzył się płat sandrowy zachowany w południowej części koło Jaktorowa. W okresie późniejszym, wody kształtujące formę pradoliny zniszczyły sandr w jego proksymalnej części i ujściowe partie dolinek. Powyżej przytoczoną hipotezę odnośnie genezy parowów znajdujących się na stokach Dębowej Góry, opieram na porównawczych obserwacjach zebranych na obszarze Spits-

bergenu /52/. Na Spitsbergenie erozyjne formy dolin odprowadzających wody roztopowe są dość często spotykane w formach marginalnych lodowców. W okresie peryglacjalnym formy te na pewno odprowadzały wody fluwioglacjalne i zostały częściowo przemodelowane.

Koło Białośliwia i Miasteczka Krajeńskiego występują głębokie dolinki erozyjne, wypełnione w dolnych częściach torfami przykrytymi na powierzchni piaskami pokrywowymi. Współczesne dno tych dolinek nawiązuje do powierzchni akumulacyjnej terasy zalewowej pradoliny. Pierwotnie formy te były znacznie głębsze, miąższość torfów przy ich ujściach przekracza 4 m. Dolinki te pod względem wyrazu morfologicznego podobne są do opisanej przez Z.Churską /3/ doliny Śleski koło Nakła. Dolinka Śleski, o czym przekonują analizy pyłkowe wypełniających ją torfów, została utworzona w późnym glacie. Spągowe partie 9 metrowej serii torfowej zostały wydatowane przez T.Przybylskiego /3/ na młodszy dryas. Forma ta została więc utworzona przed okresem młodszego dryasu. Podobny wiek zapewne reprezentują formy koło Białośliwia i Miasteczka. Nie wykluczone, że i one powstały na linii dawnych dolinek wód roztopowych.

Liczne małe zawieszane formy dolinek erozyjnych występują wzdłuż północnych zboczy pradoliny. Małe formy dolinek erozyjnych występują również na zboczach poziomów terasowych w południowej części pradoliny. Interesujący jest tu fakt, że dolinki te biorące początek w wyższym poziomie terasowym dochodzą tylko do powierzchni niższego poziomu. Przed żadną z tych dolinek nie stwierdzono stożka napływowego. Ten fakt dowodzi, że omawiane formy powstały synchronicznie z określonym poziomem terasowym, to znaczy w okresie, kiedy po powierzchni poziomu do którego nawiązują płynęły wody fluwioperyglacjalne, wynoszące materiał znoszony wzdłuż tych dolinek. Zatem i te drobne formy erozyjne powstały w późnym glacie.



W każdym razie są one starsze od młodszego dryasu, bowiem w tym okresie prawdopodobnie zakończył się cykl rozwojowy pradoliny.

Na południe od Borowa na zboczach dolinki Młynówki Borowskiej wykształcone są drobne formy denudacyjne.

#### F Formy postglacjalne /holoceńskie/

Na opracowanym obszarze stwierdzono nieliczne formy wieku holoceńskiego. Do form holoceńskich niewątpliwie zaliczyć należy stożki napływowe rzek Margoninki i Młynówki Borowskiej. Wiek holoceński posiadają także starorzecza rzeki Noteci oraz drobne formy osuwiskowe rozwinięte na łąkach pliocenских koło Krstkowa<sup>1</sup>.

#### IV. PRÓBA USTALENIA MORFOGENEZY

Trudno cokolwiek szerszego powiedzieć o rozwoju rzeźby w preglacjale czy nawet w starszych glacjach i interglacjach. Brak większej ilości wierceń na obszarze objętym mapą Szamocin a nawet sąsiednim wyklucza zrekonstruowanie powierzchni przedplejstocennej, na której zaznaczyłyby się określone elementy rzeźby. Uwagi o kopalnej dolinie zaznaczającej się w linii dzisiejszej pradoliny wypowiedziano w rozdziale dotyczącym budowy geologicznej.

---

<sup>1</sup> Patrz fot. 14 w podręczniku Geomorfologia ogólna, M. Klimaszewski, Warszawa 1963 r.

Najstarszym elementem rzeźby na opracowanym obszarze są formy glacialne występujące na południe od pradolina na obszarze Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. Są to morena denną, pagórki morenowe i wzgórza morenowe. Formy te zostały utworzone w czasie trwania tak zwanej fazy chodzieskiej /22, 23, 25/. Wzgórza morenowe tej fazy wykazują typową budowę moren spiętrzonych, a zatem zostały utworzone w czasie kolejnej oscylacji lądolodu bałtyckiego, po jego wycofaniu się z linii moren stadium poznańskiego. Po utworzeniu się moren fazy chodzieskiej lądolód wycofał się na północ i w czasie kolejnej oscylacji utworzył potężne kopuły morenowe na linii Osiek-Morzewo. /25/ tę linię moren określa mianem oscylacji wyrzyskiej.

W czasie postępu lądolodu na linii tych moren wody roztopowe spływające z krawędzi lodowej, prawdopodobnie w początkowej fazie, tuż po transgresji znacznie wyższej od wzgórz morenowych, rozcięły stoki dystalne moren. Na stokach moren powstały głębokie doliny wód roztopowych. U wylotu dolinek powstały stożki sandrowe, których szczątki zachowały się w południowej części opracowanego obszaru. Przymuszczalnie w czasie postępu lądolodu na linii moren oscylacji wyrzyskiej tworzył się incjalny szlak odpływu wód roztopowych na linii dzisiejszej pradoliny /16, 25/. Postępująca ablacja powoduje obniżanie się krawędzi lądolodu, która staje się coraz bardziej płaska. Przed krawędzią lądolodu na niektórych odcinkach powstają marginalne dolinki wód roztopowych, występujące obecnie w rzeźbie na północ od Białośliwia. Dalej postępująca deglacjacja doprowadza do powstania płaskiej powierzchni wysoczyzny morenowej a nawet drobnych form kemowych.

Po ustąpieniu lądolodu na linię moren stadium pomorskiego wody roztopowe spływające wzdłuż szlaku sandrowego Brdy doszły do linii incjalnego szlaku pradoliny i tu, kierując swe wody na zachód utrzymały

szeroką ale bardzo płytką formę pradoliny. W początkowej fazie rozwoju głębokość formy pradoliny dochodziła zaledwie do 15 metrów. Dalsze wycofywanie się lądolodu bałtyckiego na północ powoduje utworzenie przez wody roztopowe szlaku pradolin pomorskich. Wzdłuż linii pradoliny Noteci-Warty kierują swe wody na zachód wyłącznie wody fluwioperyglacjalne, w tym w dużej mierze wody pra-Wisły. Zostały wtedy utworzone niższe poziomy terasowe, to jest terasa środkowa i dolna o charakterze erozyjno-akumulacyjnym. Synchronicznie z kolejnym powstawaniem poziomów terasowych na ich zboczach powstają małe rozcięcia erozyjne. Rozwój pradoliny kończy się przed okresem młodszego dryasu. W okresie młodszego dryasu, wśród stagnujących wód w obrębie koryta pradoliny zaczynają tworzyć się osady torfów. W późnym glacie, możliwe, że już przed okresem Allerödskim zaczynają wytapiać się zagrzebane bryły martwego lodu, powstają zagłębienia po martwym lodzie. W okresie późnego glaciału możliwe, że miała miejsce pierwsza faza wydmotwórcza. Wydmy powstały po utworzeniu się dolinek erozyjnych na zboczach terasów w pradolinie. W obrębie dolinek występują drobne formy wydmy /np. na północ od Jaktorowa/.

Wydaje się, że procesy peryglacjalne nie odegrały większego wpływu w przekształcaniu rzeźby omawianego obszaru. Przemodelowały one jedynie formy dolinek wód roztopowych i napewno wpłynęły na przemodelowanie zboczy. Na zboczach pradoliny koło Miasteczka Krajeńskiego znaleziono osady rytmicznie warstwowane a w obrębie parowów Dębowej Góry pokrywy soliflukcyjnej. Na opracowanym wycinku nigdzie nie stwierdzono typowych struktur peryglacjalnych.

W okresie holocenijskim narastała w dalszym ciągu torfy akumulacyjnej terasy pradoliny. Rzeka Noteć, leniwie tocząc swe wody w obrębie tej terasy wcina się w jej pokrywę akumulacyjną i tworzy zakola meandrowe. Małe dopływy Noteci - rzeki Margoninka i Młynówka Bo-

rowska - u swych wylotów składają na akumulacyjną terasę zalewową pradoliny stożki napływowe. W dalszym ciągu ulegają przekształceniu powierzchnie nachylone, to jest zbocza. Proces denudacji doprowadza do wyrównywania załamów i tworzenia się pokryw zboczowych. Problemy dotyczące przemodelowania zboczy w holocenie wymagają jednak dalszych studiów terenowych.

-----

## LITERATURA

1. Bartkowski T. - The role of buried "dead ice" in the postglacial landscape of Central Great Poland. Bull. Soc. Aims Sci. Letr. Ser.B, Livr. XII. Poznań 1953.
2. Churska Z., Churski Z. - Wstępne badania nad stosunkami hydrologicznymi północnego zbrocza pradoliny Noteci na odcinku Ślesin-Zielonczyn. Roczniki Nauk Rolniczych, t. 72 - F. 2, 1957.
3. Churska Z. - Asymmetrical valley at Ślesin. Guide-Book of Excursion - From the Baltic to the Tatras, Part I, VI-th, 1961. INQUA Congress Poland, August-September 1961.
4. Ciuk E. - O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Instytut Geologiczny, Biuletyn 70, Warszawa 1955.
5. Czekalska A., Krygowski B. - Przewodnik wycieczkowy XXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Szczecin 1955.
6. Gadomska S. - Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe doliny Noteci w okolicy Krostkowa i Osieka nad Notecią koło Wyrzyska. Instytut Geologiczny, Biuletyn 118. Warszawa 1957.
7. Galon R. - Podział Polski północnej na krainy naturalne. Czasopismo Geograficzne, t.XVIII, z.1-4, Wrocław 1947.
8. Galon R. - Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, Wydanie A, Arkusz Bydgoszcz 1:300 000, 1950.

9. Galon R. - O fazach postępu lodolodu na obszarze Pomorza. Tow.Naukowe w Toruniu /Księga Pamiątkowa/, Toruń 1952.
10. Galon R. - Formy polodowcowe okolic Więcborka. Studia Soc. Sci. Torunensis, Sectio C, vol.1, Nr 5, Toruń 1952.
11. Galon R. - Z zagadnień geomorfologicznych czwartorzędu Niżu Polskiego. Przegląd Geograficzny, t.XXV, Warszawa 1953.
12. Galon R. - Morfologia doliny i sandru Brdy. Studia Soc. Sci. Torunensis, Sectio C, vol. 1, Nr 6, Toruń 1953.
13. Galon R., Roszkówna - Przeglądowa mapa geomorfologiczna województwa bydgoskiego 1:50 000. 1953.
14. Galon R. - Zagadnienia ostatniego zlodowacenia w Polsce, "Kosmos" - Ser.B, Rok III, z.3, Warszawa 1957.
15. Galon R. - General Quaternary problems in North Poland. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part I. North Poland. VI-th INQUA Congress, Poland 1961.
16. Galon R. - Morphology of the Noteć-Warta /or Toruń - Eberswalde/ ice marginal streamway. Geographical Studies nr 29, Warszawa 1961.
17. Galon R. - On the geomorphology of Northern Poland. "Geographia Polonica". Vol.1, Warszawa 1964.
18. Halicki B., Olczak T. - Zlodowacenie czwartorzędu i anomalie grawimetryczne na Niżu Europejskim. Acta Geol. Polonica, Vol. VII, 1, Warszawa 1953.
19. Kępczyński K. - Roślinność i historia Siwego Bagna w Borach Tucholskich. Zeszyty Naukowe Uniw. M. Kopernika, nauki Mat.-Przyr., z.2, 1958.

20. Kowalska A. - Paleomorfologia powierzchni podplejstoczeńskiej niżowej części dorzecza Odry. Prace Geograficzne IG PAN nr 21, Warszawa 1960.
21. Kozarski S., Szupryczyński J. - Terasy pradoliny Noteci między Nakłem a Milczem, Przegląd Geograficzny, t. XXX, Warszawa 1958.
22. Kozarski S. - O genezie chodzieskiej moreny czołowej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t.V, Poznań 1959.
23. Kozarski S. - Z zagadnień geomorfologicznych północno-zachodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. Zeszyty Naukowe Uniw. A.Mickiewicza, Geografia, z.2, Poznań 1959.
24. Kozarski S. - Wydmy w pradolinie Noteci koło Czarnkowa. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t. IX, Poznań 1962.
25. Kozarski S. - Recenzja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyrodniczy, Prace Kom. Geol.-Geogr., t.II, z.3, Poznań 1962.
26. Kozarski S. - O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t. XI, Poznań 1963.
27. Kozarski S., Tobolski K. - Wiek gleby kopalnej w wydmach w pradolinie Noteci koło Czarnkowa. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t.XI, Poznań 1963.

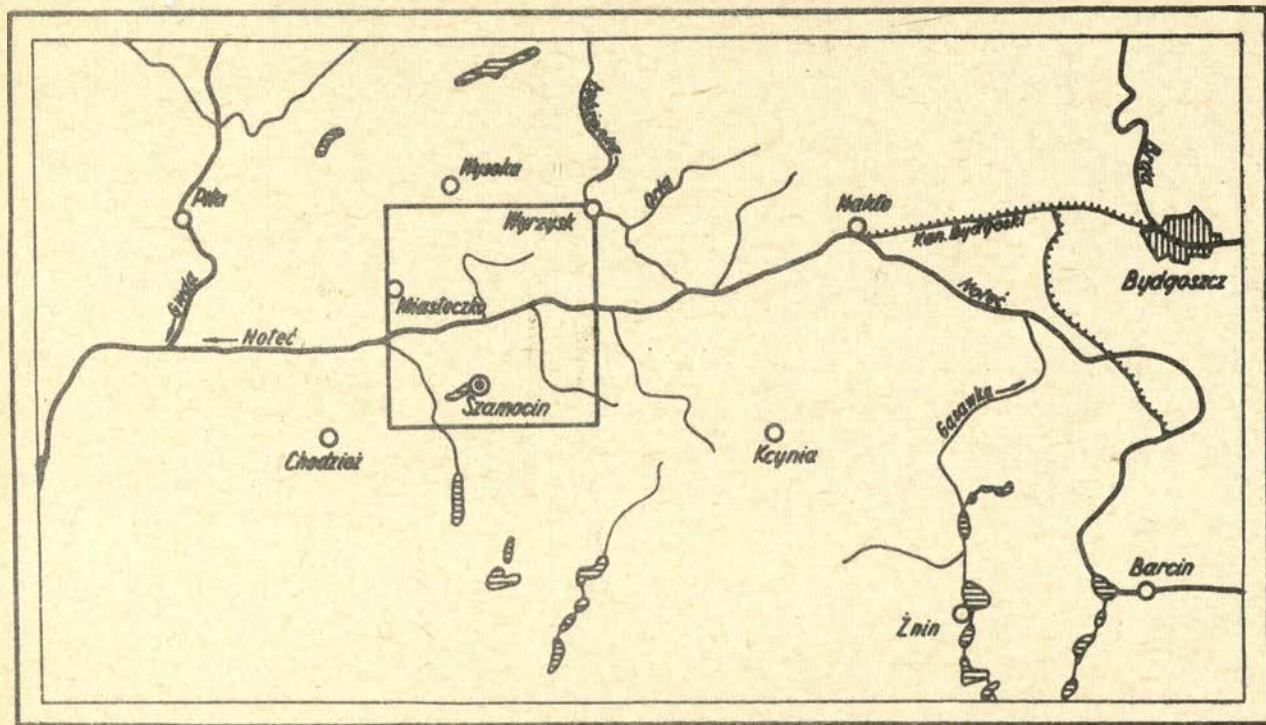
28. Krygowski B. - Kilka spostrzeżeń nad warstwowaniem i spękaniami glin morenowych na Ziemiach Zachodnich. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t. II, Poznań 1950.
29. Krygowski B. - Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej /rękopis/ 1955.
30. Liberacki M. - Formy wytopiskowe na obszarze doliny Brdy. Zeszyty Naukowe Uniw. M. Kopernika, Toruń 1958.
31. Łyczewska J. - Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. Rocznik Polskiego Tow. Geol., t. XXXIV, z. 1-2, Kraków 1964.
32. Maas G. - Über Endmoränen in Westpreussen und anliegenden Gebieten. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. 21, Berlin 1900.
33. Maas G. - Das Thorn-Eberswalder Haupttal und seine Endmoränen. Ztschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd 56, 1904.
34. Majdanowski S. - Szczegółowe zdjęcie geologiczne arkusza mapy Kcyni 1:25 000 /rękopis/, 1955.
35. Murawski T. - Esker and kames near Wielowiczek /E of Więcbork/. Guide-Book of Excursion, From the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, VI-th INQUA Congress, Poland 1961.
36. Murawski T. - Kemes in the neighbourhood of Śmiłowo /near Więcbork/ - ibidem.
37. Murawski T. - Esker west of Przepańkowo /near Więcbork/ - ibidem.
38. Okołowicz W. - Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu, Przegląd Geograficzny, t. XXI, z. 1-2, Warszawa 1947.



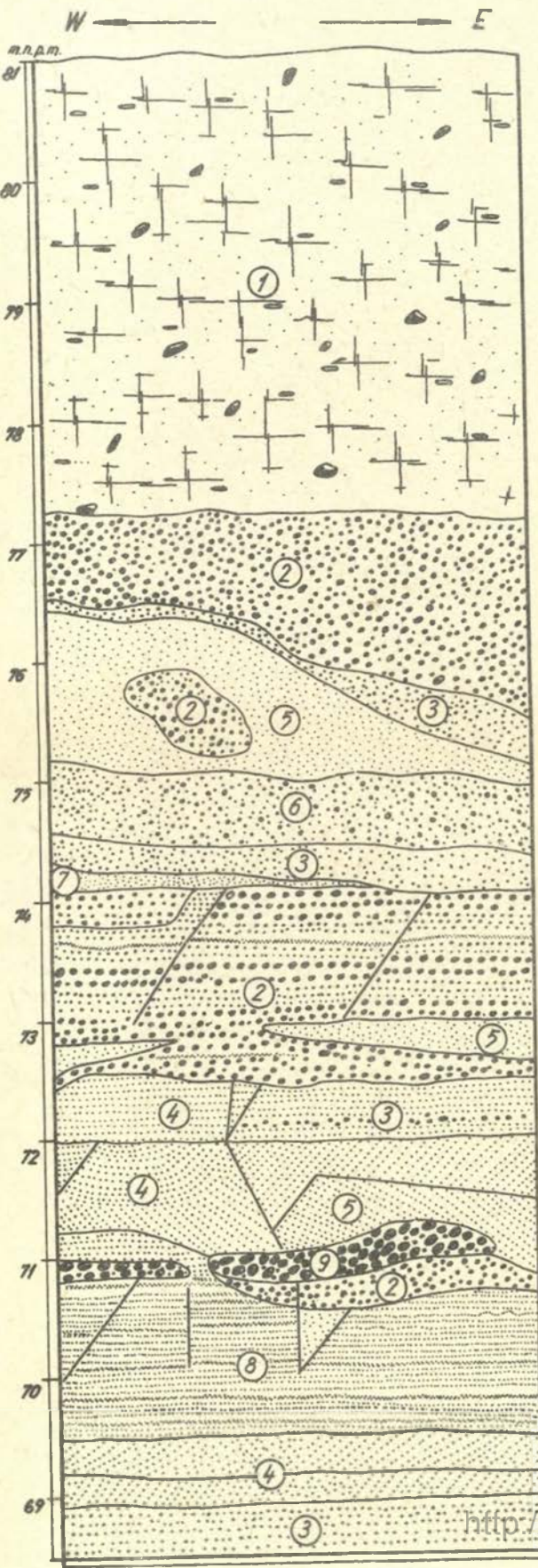
39. Okołówicz W. - Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych Niżu północno-europejskiego. Państwowy Instytut Geol. Biuletyn 65, Warszawa 1952.
40. Pietkiewicz S. - Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej. Czasopismo Geograficzne, t. XVIII, z. 1-4, Wrocław 1947.
41. Röhle E. - Badania utworów czwartorzędowych w Państwowym Instytucie Geologicznym w latach 1946-1949. Państwowy Instytut Geol. Biuletyn 65, Warszawa 1952.
42. Röhle E. - Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Śmielinie koło Nakła na Pomorzu. Instytut Geologiczny, Biuletyn 69, Warszawa 1954.
43. Röhle E., Sokołowski St., Tyska M. - Mapa geologiczna Polski, Mapy z Atlasu Geologicznego Polski 1:1 000 000, Instytut Geologiczny, Warszawa 1961.
44. Srokowski S. - Zdyzlokowane warstwy lodowcowe z okolic Szamocina. Przegląd Geograficzny, t. VII. Warszawa 1927.
45. Stankowski W. - Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów, Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr. Prace Kom. Geol.-Geogr., t.IV, z.1, Poznań 1963.
46. Środoń A. - Interglacialny torf ze Śmielina koło Nakła na Pomorzu. Inst. Geol., Biuletyn 69, Warszawa 1954.
47. Szupryczyński J. - Wybrane zagadnienie z badań geomorfologicznych na arkuszu "Wyrzysk" mapy 1:25 000. Dokumentacja Geograficzna, z.3, Warszawa 1957.

48. Szupryczyński J. - Relief and geological structure of Dębowa Góra. Bull. Acad. Polonaise Sci., vol. 6, nr 6, Warszawa 1958.
49. Szupryczyński J. - Rzeźba i budowa geologiczna Dębowej Góry. Stud.Soc.Scient. Torunensis, Vol.III, nr 6, Sectio C, Toruń 1958.
50. Szupryczyński J. - Relief and geological structure of, the moraine hills in neighbourhood of Wysoka. Guide-Book of Excursions - From the Baltic to the Tatras, Part I, Nort Poland ..., 1961.
51. Szupryczyński J. - Terraces in the Noteć ice-marginal streamway, south of Nakło - ibidem..., 1961.
52. Szupryczyński J. - Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. Prace geologiczne IG PAN nr 39, Warszawa 1963.
53. Woldstedt P. - Geologisch - morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1500 000. Preuss. Geol. Landesanst 1935.
54. Zierhoffer A. - Zagadnienie powierzchni poddyluwalnej na ziemiach polskich. Pokłosie Geograficzne. Lwów-Warszawa 1925.

Ryc.1. Szkic sytuacyjny orkusza „Szamocin”



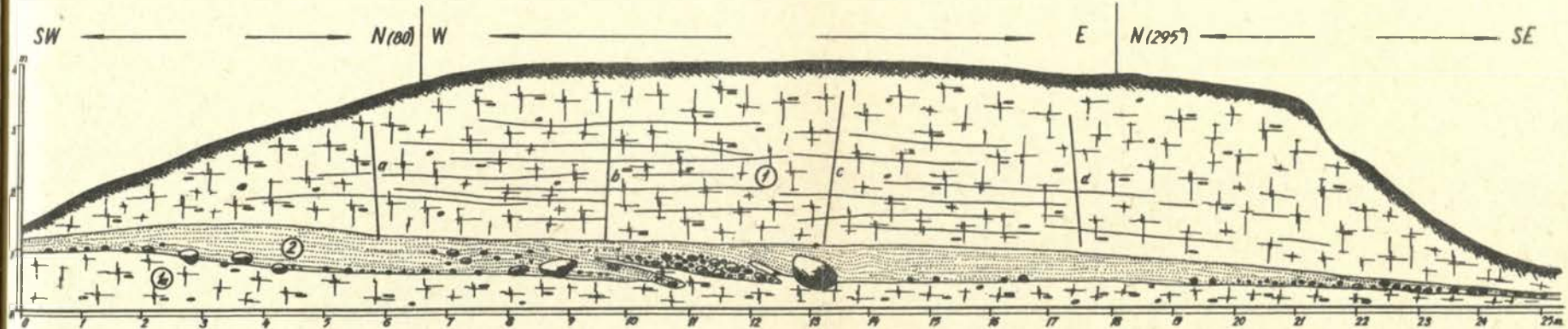
# Ryc.2. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej koło Dębówka Nowego



/wkop wykonany w zboczu pradoliny/

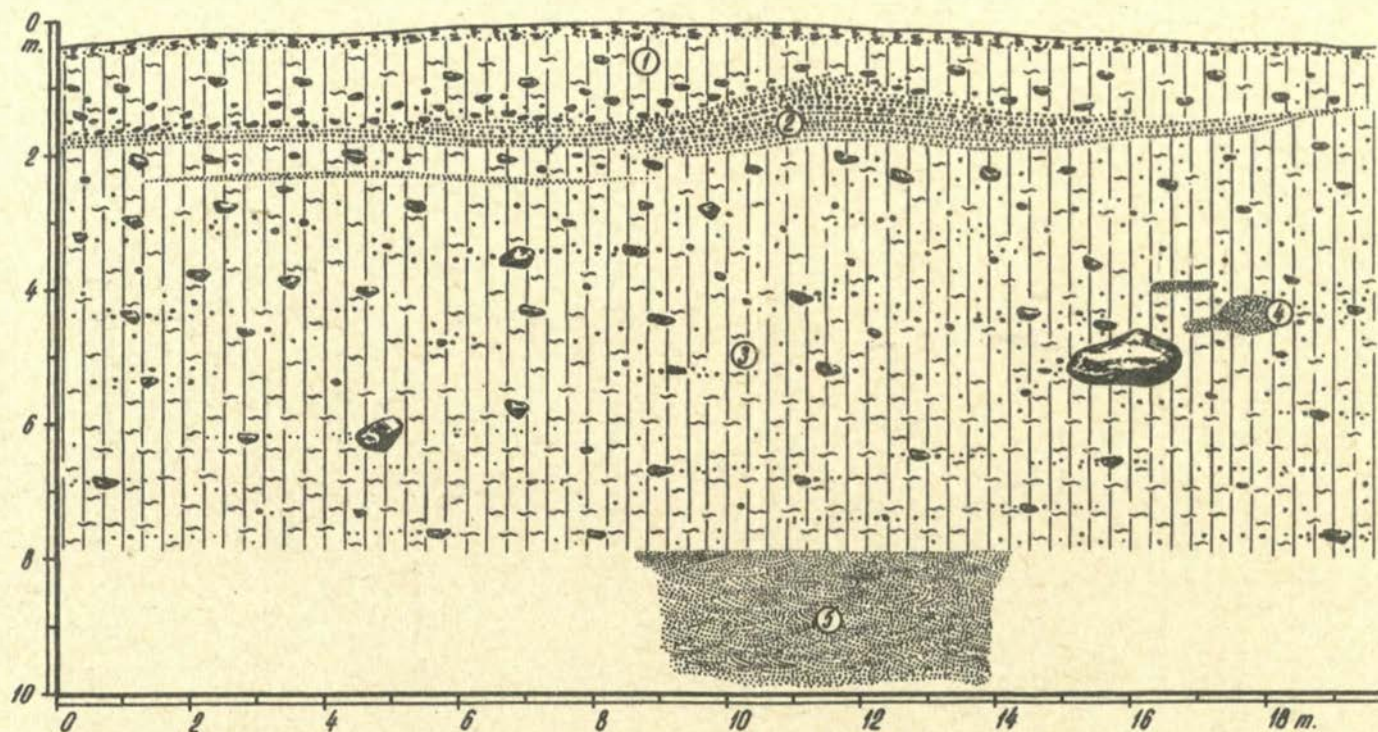
1. glina morenowa żółto-brunatna z licznymi gładzikami
2. żwir
3. piasek średnioziarnisty
4. piasek drobnoziarnisty
5. piasek bardzo drobnoziarnisty
6. piasek gruboziarnisty
7. piasek drobny silnie zailony
8. mułek piaszczysty
9. żwir

Ryc.3. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej koło Borowa



1. kompleks jasnobrązowej gliny morenowej z nielicznymi głazikami. W glinie morenowej zaznacza się wyraźne skupienie  
1a. glina morenowa zwarta
2. mułki piaszczyste i piasek drobnoziarnisty warstwowany horyzontalnie. W środkowej części wkładka żwirku. Na kontakcie z gliną morenową głazy różnej wielkości

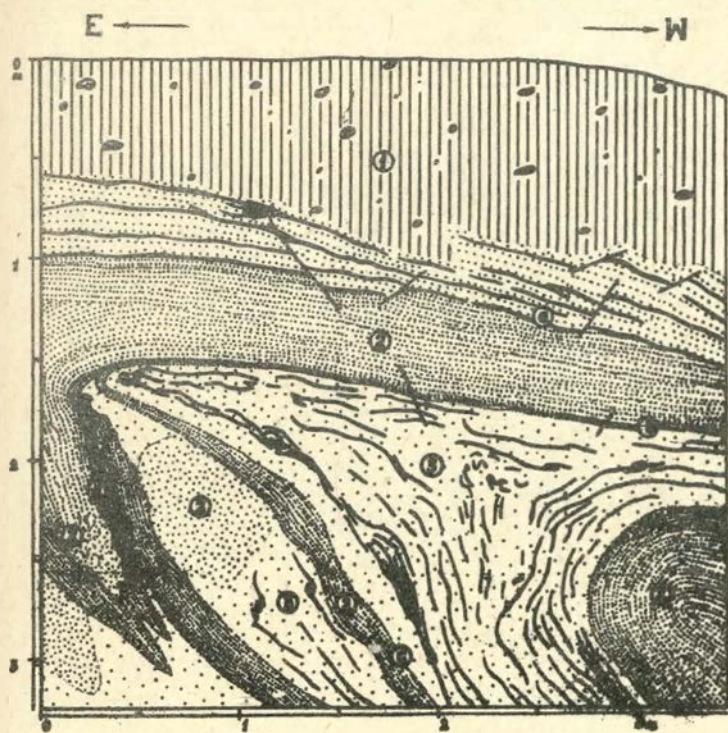
Ryc.4. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej na południe od Szamocina



1. glina morenowa - piaszczysta z dużą ilością gładzików
2. soczewka warstwowanych piasków i żwirów
3. kompleks gliny piaszczystej z licznymi gładzikami i gładzami

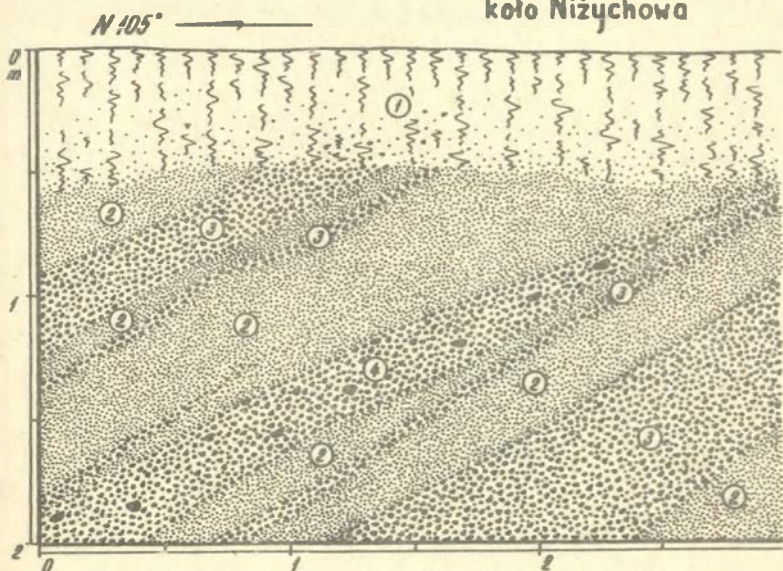
4. łoczenie piasków drobnoziarnistych
5. piaski drobnoziarniste o warstwowaniu krzyżowym /odkrywka opr. przez Z. Krzysztofawicza /.

Ryc.5. Zaburzenia głacic tektoniczne na północnych stokach Dębowej



1. glina merenowa - w spągu z przewarstwieniami piasku średnioziarnistego, w którym występują liczne drobne uskoki
2. mułek piaszczysty
3. piasek drobnoziarnisty ze smugami ilitu a, b, c, d - miejsca pomiarów strukturalnych:
  - a/ upad warstwy  $18^\circ$  ku W, bieg warstwy  $0^\circ - 180^\circ$
  - b/ upad warstwy  $18^\circ$  ku SW, bieg warstwy  $135^\circ - 315^\circ$
  - c/ upad warstwy  $82^\circ$  ku NW, bieg warstwy  $20^\circ - 200^\circ$
  - d/ upad warstwy  $80^\circ$  ku NW, bieg warstwy  $40^\circ - 220^\circ$

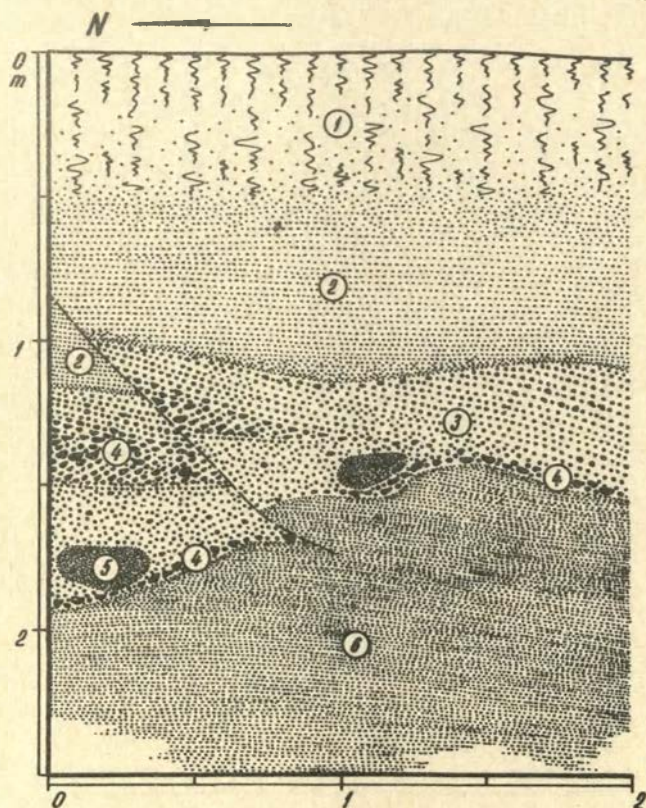
Ryc.6. Zaburzenia glicitektoniczne we wzgórzu morenowym  
koło Nizychowa



- |                         |   |
|-------------------------|---|
| 1. gleba                | 2. piasek drobnoziarnisty 0,1-0,25 mm $\phi$                              |
| 3. żwirek 2-5 mm $\phi$ | 4. żwirek z głazikami do 10 cm $\phi$ / upady<br>warstw od 22°-45° ku SE/ |

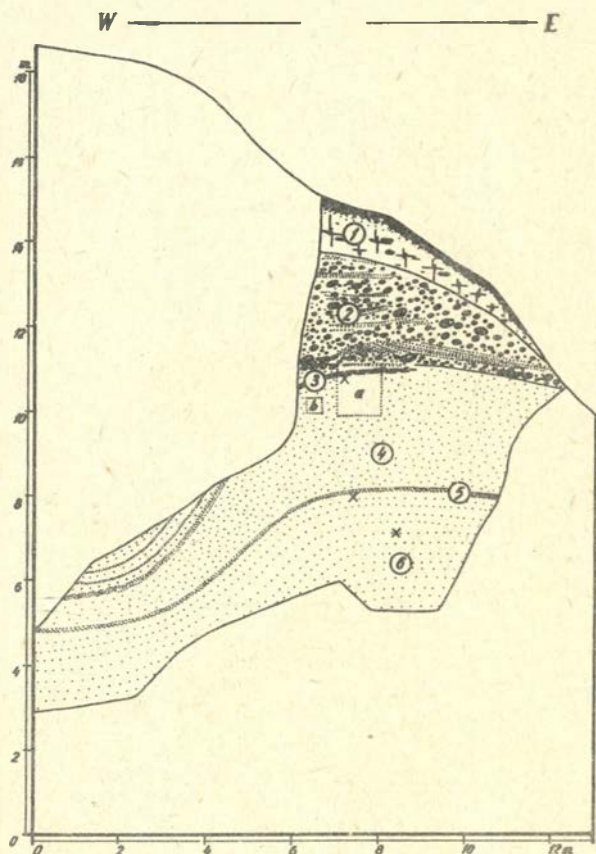


Ryc.7. Budowa geologiczna wzgórza morenowego  
112,7m n.p.m.-na północ od Białośliwia



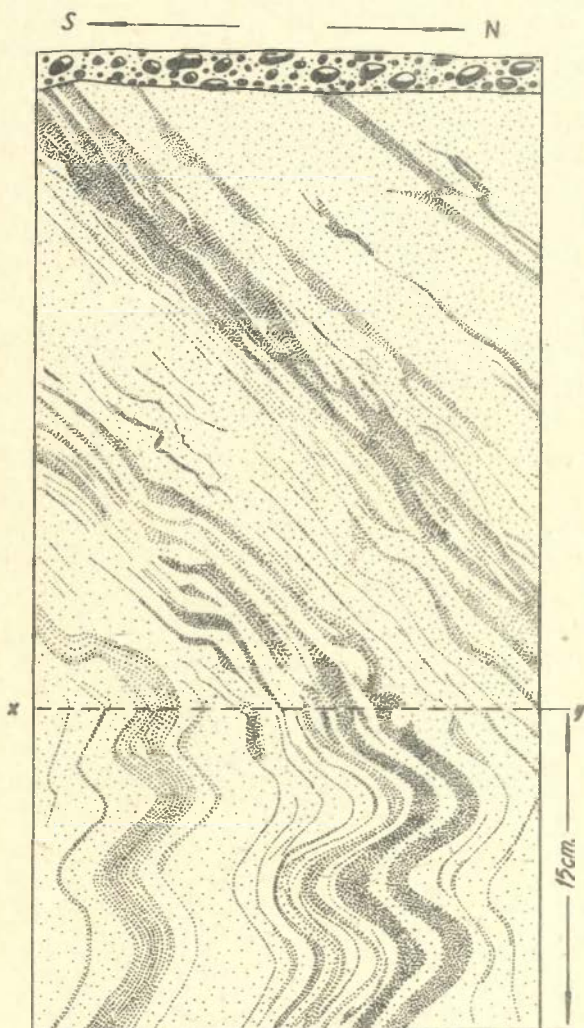
1. gleba
2. piasek drobnoziarnisty o frakcji 0,1-0,25mm  $\phi$ , horyzontalnie warstwowany
3. piasek gruboziarnisty 0,5-1,0mm  $\phi$
4. żwirki z głazikami do 15mm  $\phi$
5. łoczenie młtku piaszczystego
6. młtek piaszczysty / upady warstw 18° ku SW - gładitektonika czy kompaktacja ?/

Ryc.8. Zaburzenia głacitektoniczne we wzgórzu morenowym  
koło Miasteczka Krajeńskiego



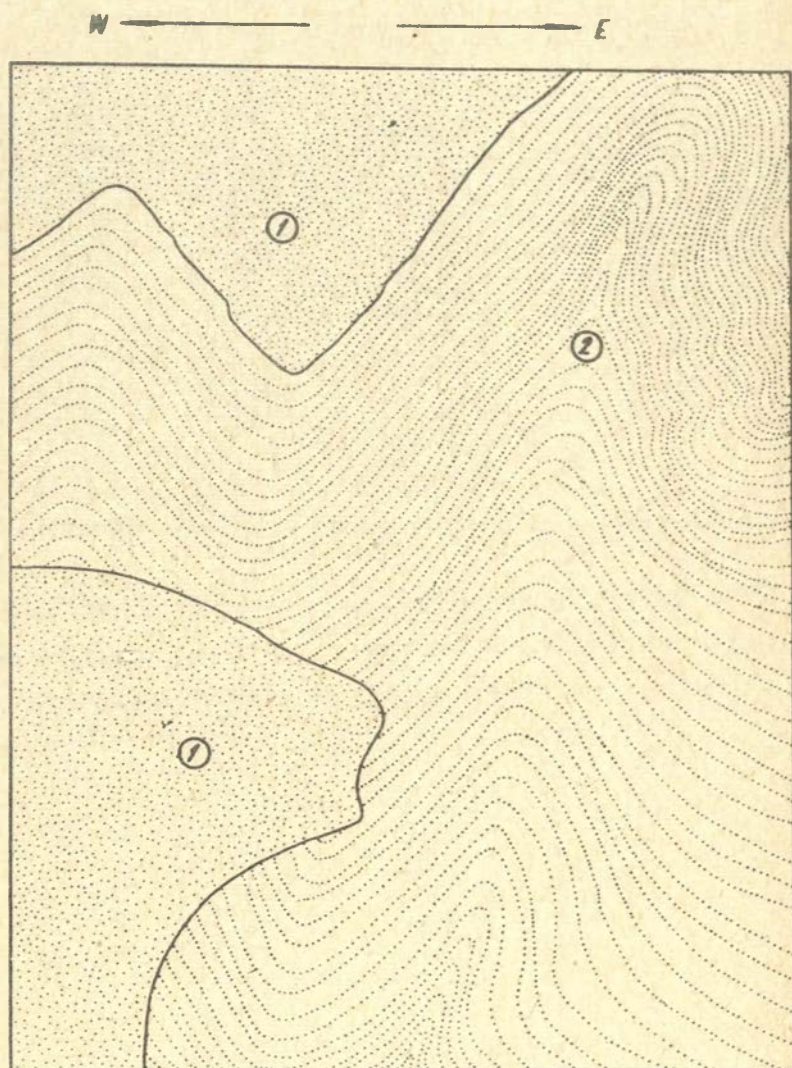
1. glina morenowa
2. gładowisko silnie spójne lepiszczem wapiennym z wkładkami warstwowanych piasków różnoziarnistych
3. warstewka plastycznego ilu o zabarwieniu brązowym - upad warstwy 52° ku NE
4. mulek piaszczysty z licznymi mikrofałdowaniami - głacitektonika ? (patrz ryc. 10)
5. warstewka plastycznego ilu - upad warstwy 42° ku NE
6. mulek piaszczysty o zabarwieniu jaskrawo-żółtym - upad warstw wykazuje nachylenie do 50° ku NE

Ryc.9. Powiększony fragment odkrywki 8/a<sup>1</sup>



Mikrozaburzenia w utworach mułków  
piaszczystych i iłu. Wszystkie laminy wy-  
kazują upad do 55° ku NE.

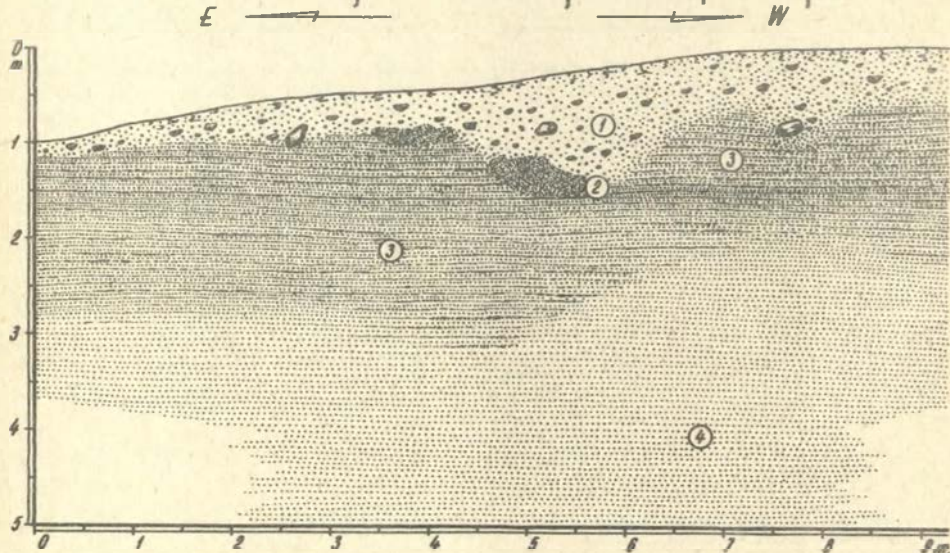
Ryc.10. Powiększony fragment odkrywki 8/.b7



1:3

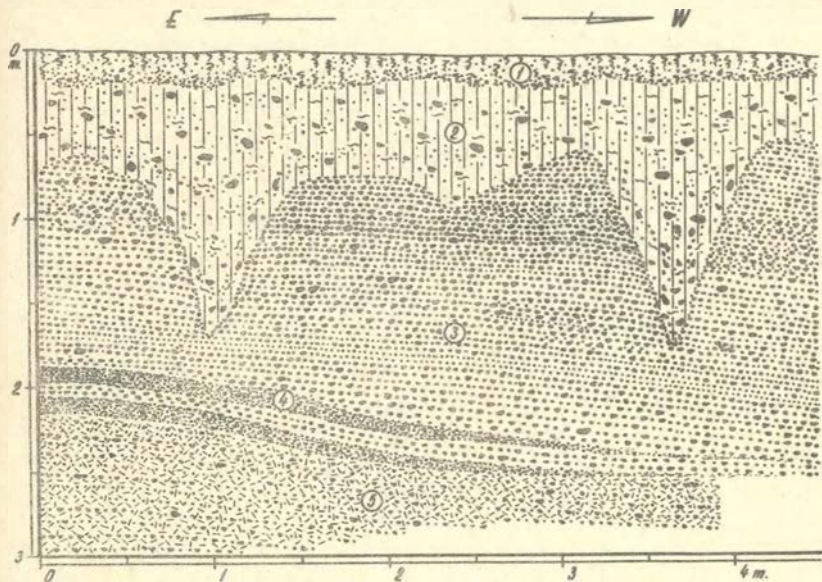
Mikrozaburzenia w utworach mułków piaszczystych

Ryc. 11. Budowa geologiczna środkowej terasy pradolinnej w Atanazyńcu  
/koło głazu narzułowego „Zakłętej Karocy”/



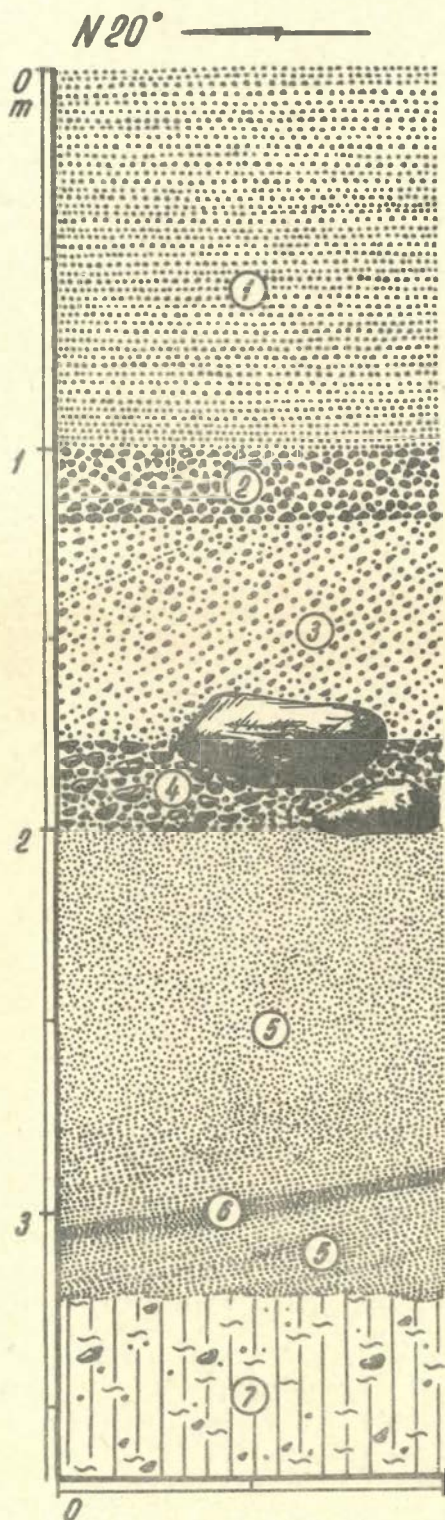
- |   |   |
|---|---|
| 1. gleba piaszczysta z licznymi głazikami                           | 3. piaski drobnoziarniste o frakcji<br>0,1-0,3 mm warstwowane horyzontalnie |
| 2. piaski o zabarwieniu białym, silnie spojone lepiszczem wapiennym | 4. piaski średnioziarniste  |

Ryc.12. Budowa geologiczna środkowej terasy pradolinnej koło wsi Szamoty



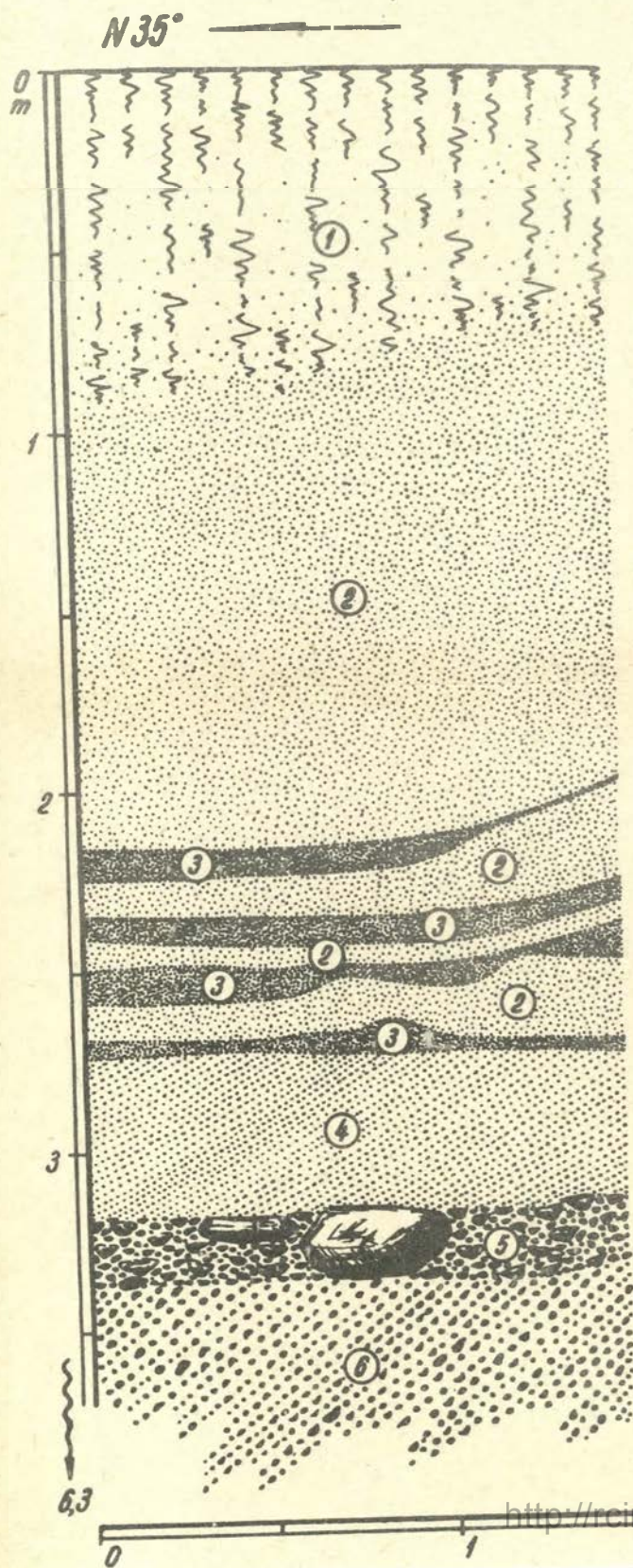
- |  |  |
|--|--|
| <p>1. gleba gliniasto-piaszczysta</p> <p>2. glina piaszczysta z licznymi gładzikami</p> <p>3. warstwowane żwiry - bieg warstw N310°,<br/>upad warstw 10°-12° ku SW</p> | <p>4. warstewki piasku o zabarwieniu ciemnym-<br/>substancja organiczna</p> <p>5. silnie zwapnione piaski i żwiry /odkrywka<br/>opr. przez Z.Krzysztofowicza /</p> |
|--|--|

# Ryc.13. Budowa geologiczna środkowej terasy pradolinnej koło Dworzakowa



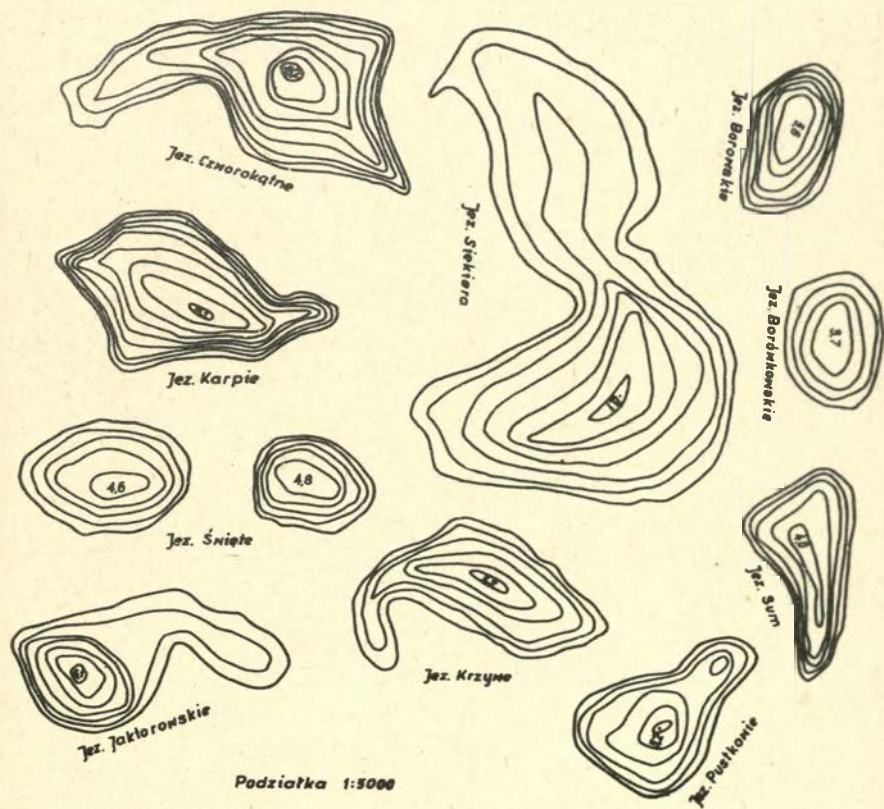
1. warstwowany piasek średnioziarnisty, /upad warstwy 12° ku NW/
2. żwir gruboziarnisty
3. piasek gruboziarnisty o warstwowaniu skośnym
4. warstwa bruku
5. mułek piaszczysty o zabarwieniu białym
6. mułek piaszczysty, brązowy /upad warstwy 12° ku S/
7. glina morenowa o zabarwieniu brązowym

Ryc.14. Budowa geologiczna srodkowej terasy pradolinnej  
koło Białośliwia



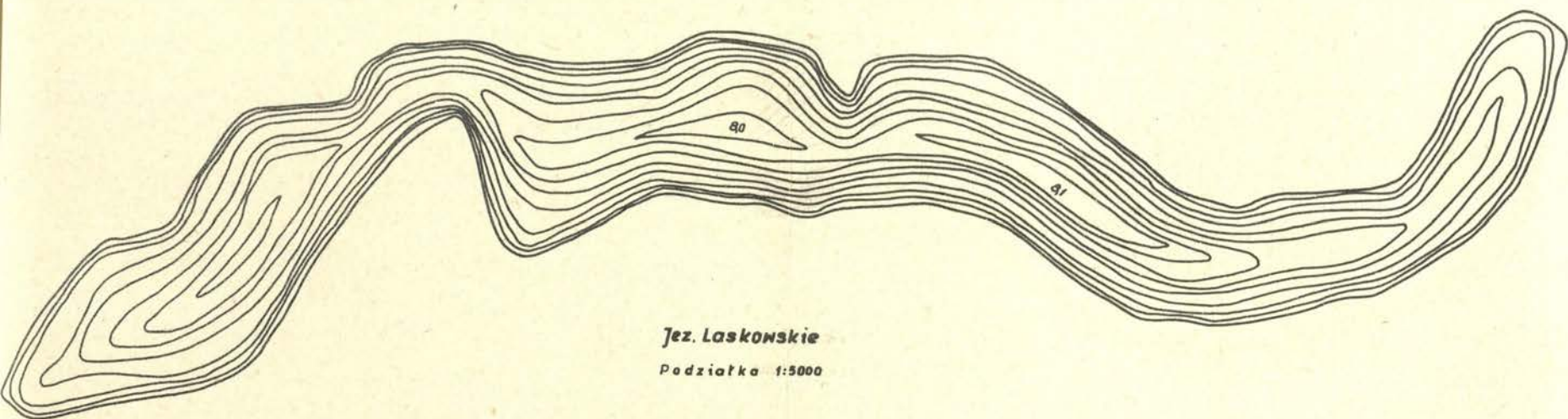
1. gleba
2. piasek b. drobnoziarnisty o frakcji 0,3-1,0 mm bez wyraźnych śladów warstwowania
3. mułek ilasty b. tłusty o zabarwieniu brązowym
4. piasek b. drobnoziarnisty 0,2-0,3 mm  $\phi$
5. warstwa bruku, głazy do 0,40 m  $\phi$ , silnie zlepione lepiszczem żelazistym
6. żwirek skośnie warstwowany 2-3 mm  $\phi$  z pojedynczymi ziarnami do 20 mm  $\phi$  - warstwa odłonięta do 6,3 m w głąb





Ryc.15. Plany bathymetryczne jezior występujących na środkowej ławie pradoliny między Lipią Górą a Łaskowem

Ryc.16. Plan batymetryczny Jeziora Laskowskiego koło Szamocina



Spis rycin

1. Szkic sytuacyjny arkusza "Szamocin"
2. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej koło Dębówka Nowego - wkop wykonany w zboczu pradolinny.
3. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej koło Borowa.
4. Budowa geologiczna wysoczyzny morenowej na południe od Szamocina.
5. Zaburzenia glacitektoniczne na północnych stokach Dębowej Góry.
6. Zaburzenia glacitektoniczne na wzgórzu morenowym koło Niżychowa.
7. Budowa geologiczna wzgórza morenowego 112,7 m n.p.m. - na północ od Białośliwia.
8. Zaburzenia glacitektoniczne we wzgórzu morenowym koło Miasteczka Krajeńskiego.
9. Powiększony fragment odkrywki 8 /"a"/. Mikrozanurzenia w utworach mułków piaszczystych i iłu.
10. Powiększony fragment odkrywki 8 /"b"/. Mikrozanurzenia w utworach mułków piaszczystych.
11. Budowa geologiczna środkowej terasy pradolinnej w Atanazyńcu /koło głazu narzutowego "Zakłętej Karocy"/.
12. Budowa geologiczna środkowej terasy pradolinnej koło wsi Szamoty.
13. Budowa geologiczna środkowej terasy pradolinnej koło Dworzakowa.
14. Budowa geologiczna środkowej terasy pradolinnej koło Białośliwia.
15. Plany batymetryczne jezior występujących w środkowej terasie pradolinnej między Lipią Górą a Laskowem.
16. Plan batymetryczny Jeziora Laskowskiego koło Szamocina.

## Spis treści

|  |        |
|--|--------|
| I. Wstęp .....   | str. 1 |
| II. Ogólna charakterystyka terenu .....  | 4      |
| III. Opis form terenu .....  | 11     |
| A. Formy plejstocenijskie związane z akumulacyjną działalnością lądolodu .....       | 11     |
| B. Formy plejstocenijskie związane z akumulacyjną działalnością wód lodowcowych .... | 18     |
| C. Inne formy z okresu plejstocenijskiego ...  | 27     |
| D. Formy późnoglacialne i postglacialne /holocen/ pochodzenia eolicznego .....       | 29     |
| E. Formy późnoglacialne i postglacialne pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego....   | 31     |
| F. Formy postglacialne /holocenijskie/ .....   | 33     |
| IV. Próba ustalenia morfogenezy .....  | 33     |
| Literatura .....   | 37     |
| Spis rycin .....   | 43     |

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 1

II. OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

Arkusz N-34-92-B PISZ

Opracował: M. Bogacki

---

Warszawa

1966

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY:

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński  
Członkowie Redakcji: J. Kobendzina, L. Ratajski, Fr. Uhorczak  
Sekretarz Redakcji: D. Kosmowska-Suffczyńska  
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński, J. Dylik, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kielczewska-Zaleska, S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, A. Zierhoffer

---

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska  
Nakład 300 egz.

---

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa  
Krakowskie Przedmieście 30

WDN Zam. 89/66

<http://rcin.org.pl>

Mirosław BOGACKI

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ  
1:50 000  
ARKUSZ P I S Z

I WSTĘP

1 Przebieg kartowania

Mapa geomorfologiczna 1:50 000, arkusz Pisz /N-34-92-B/ została opracowana na zlecenie Pracowni Geomorfologii i Hydrografii Niżu Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk w Toruniu.

Podstawą opracowania było kartowanie terenowe. W roku 1955 E. Kotarska skartowała południowo-zachodnią część arkusza. W roku 1959 autor skartował północno-zachodnią część arkusza, a w roku 1960 część wschodnią. W 1960 roku autor przeprowadził także reambulację południowo-zachodniej części arkusza. Arkusz do druku zestawiono w końcu 1960 roku i następnie przekazano go Pracowni Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii PAN w Toruniu.

2 Metody pracy

W czasie kartowania posługiwano się mapami topograficznymi w podziałce 1:25 000: cały arkusz Kumielsk /2497/, południowa część arkusza Kocioł Wielki /2397/, wschodnia część arkusza Pogubie /2496/ południowo-wschodnia część arkusza Pisz /2396/. W międzynarodowo-

wym skorowidzu arkusz Pisz ma numer N 34-92-B. Obejmuje on powierzchnię 304,4 km<sup>2</sup> i ograniczony jest następującymi współrzędnymi geograficznymi: 53°30' - 53°40' szerokości geograficznej północnej i 21°45' - 22°00' długości geograficznej wschodniej. Na północ od arkusza Pisz znajduje się arkusz Orzysz /N 34-80-D/, na południu arkusz Kolno /N 34-92-D/, na zachodzie arkusz Ruciane /N 34-92-A/ i na wschodzie arkusz Biała Piska /N 34-93-A/ /ryc.1, 2/.

W czasie kartowania opisano około 500 punktów obserwacyjnych: szurfów, wierceń geologicznych do głębokości 4,5 m i naturalnych odkrywek. Poza tym wykorzystano opisy głębokich wierceń geologicznych znajdujących się w archiwach Instytutu Geologicznego, Geoprojektu i innych instytucji /20, 62/.

Celem pełniejszego określenia procesów i czynników rzeźbotwórczych zastosowano metody statystyczne i geologiczne: sedymentologiczną, granulometryczną i petrograficzną. W celu odtworzenia kierunków odpływu z powierzchni sandru, we wszystkich szurfach i odsłonięciach naturalnych, mierzono biegi i upady warstw piasków. Ze względu na małą zmienność faz sedymentacyjnych w wierzchnich warstwach piasków glacyfluwialnych i wielką trudność bezpośredniego pomiaru biegów i upadów, zastosowano do pomiarów metodę O.Seitza /56/, opartą na stereograficznej siatce Wulfa /18, 56/. Polega ona na mierzeniu w terenie azymutów dwóch ścian odsłonięcia i kątów pozornych upadów na tych ścianach. Rzeczywiste kąty biegów i upadów oblicza się kameralnie przy pomocy wyżej wymienionej siatki Wulfa. Przy odróżnianiu poziomów sandrowych i poziomów tarasowych w dolinie Pisy bardzo przydatne okazały się granulometryczne analizy piasków. Próbkę piasków do analiz pobierano z głębokości około 2,0 m ażeby maksymalnie wyeliminować zmiany materiału pierwotnego przez późniejsze procesy glebowe. Piaski przy pomocy sit rozdzielano na frakcje: ziarna o średnicy większej od 2 mm, 2



1,5 mm, 1,5 - 1,0 mm, 1,0 - 0,8 mm, 0,8 - 0,6 mm, 0,6 - 0,5 mm, 0,5 - 0,4 mm, 0,4 - 0,3 mm, 0,3 - 0,25 mm, 0,25 - 0,2 mm, 0,2 - 0,15 mm, 0,15 - 0,1 mm i ziarna o średnicy mniejszej od 0,1 mm. Wyniki analiz przedstawiono w formie zestawień tabelarycznych /tab.1/. Dla łatwiejszego porównywania piasków obliczono także współczynnik uziarnienia przy pomocy wzoru stosowanego przez B.Krygowskiego /37/:  $U = \frac{A}{B}$ , gdzie A - oznacza materiał o średnicy większej od 0,5 mm, B - oznacza materiał drobniejszy o średnicy mniejszej od 0,5 mm. Przy określaniu wieku form /tarasów, wytopisk, wydń/ wykorzystano analizy palynologiczne osadów organogenicznych.

### 3 Dotychczasowe opracowania terenu

Omawiany obszar był dotychczas bardzo słabo poznany pod względem geomorfologicznym i geograficznym. Ze względu na peryferyczne położenie terenu w stosunku do większych ośrodków naukowych oraz ze względu na przebieg przez omawiany teren byłej granicy państwowej posiadał on niedostateczną dokumentację geograficzną.

K.Błłow /10/ w 1928 roku uważał, że w kształtowaniu morfologii okolic Pizsa duży udział przypadł martwemu lodowi.

T.Hurtig /23/, opisując w 1935 roku morfologię otoczenia jeziora Sniardwy, stwierdził także, że obszar ten posiada morfologię martwego lodu. Sądził on poza tym, że odpływ wód z Jeziora Nidzkiego i Jeziora Roś odbywał się przez rynnę jezior Pogubskich. W czasie kartowania geomorfologicznego na tym terenie, nie stwierdzono śladów takiego przepływu /36/.

B.Hoffman w 1931 roku /22/ wyróżnił na Pojezierzu Mazurskim pięć ciągów morenowych. Najbardziej zewnętrżny z nich przebiega na ogół na południe od zasięgu jezior na obszarze sandru piskiego.

P.Woldstedt /60/ wyznaczył na Wysoczyźnie Kolneńskiej zasięg zlodowacenia bałtyckiego na północ od doliny Włocławki, co pokrywa się z zasięgiem fazy leszczyńskiej wyznaczonym przez J.Kondrackiego /33/ i przez autora /5, 6, 8/. Na obszarze równiny sandrowej P.Woldstedt nie wyznaczył zasięgu zlodowacenia bałtyckiego, nie rozdzielając w ten sposób wiekowo sandru kurpiowskiego od piskiego. Może to sugerować, że według P.Woldstedta sandr kurpiowski i piski pochodzą z tego samego okresu.

R.Galon /13/ w 1937 roku sądził, że cały obszar sandrowy rozciągający się od jeziora Śniardwy do doliny Narwi powstał w okresie postoju lodowca na linii moren na północ od jeziora Śniardwy.

H.Pinkow /49/ uważał, że w okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego, lodowiec dotarł do linii Kadzidło - ujście Rozogi do Narwi - Zbójna - Ptaki - Koziół. Jak wynika z najnowszych prac geomorfologicznych z tego terenu /4, 5, 6, 17, 33, 34, 46/, w południowej i środkowej części sandru kurpiowskiego nie ma żadnych śladów wskazujących na rzeźbę młodoglacjalną. Można tu wymienić chociażby brak jezior i zagłębień bezodpływowych, które są bardzo charakterystyczne dla sandru piskiego i sandru Brdy /38/.

W ostatnim okresie, po 1945 roku, ukazało się szereg ogólniejszych prac geomorfologicznych, w których znajdujemy najczęściej tylko wzmianki na temat morfologii i zasięgu zlodowacenia bałtyckiego na tym terenie /27, 28, 31/.

P.Woldstedt /60, 61/ i R.Galon /14/ przyjmują, że stadium poznańskie, faza I według J.Kondrackiego /28/ tworzy zewnętrzną granicę Pojezierza i przebiega w pobliżu stadium pomorskiego, wzdłuż południowych brzegów jeziora Śniardwy, przez wyspę Wielki Ostrów i przez południową część wyspy Kwiku. W czasie postoju lodowca na morenach fazy I zostały usypane piaski gla-

cifluwialne Puszczy Piskiej a następnie przykryte przez młodsze piaski podczas postępu lodowca na północ od Śniardw.

Maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego J.Kon-dracki /27, 30/ i S.Majdanowski /39/ prowadzą na południe od jeziora Nidzkiego. R.Galon /14/ natomiast nie wyznacza dokładnie maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego na sandrze, pisze jedynie, że "marginalne formy stadium leszczyńskiego, a tym samym maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia pojawiają się na terenie wielkiego sandru mazurskiego/względnie kurpiowskiego/, tu i ówdzie wyzierając spod przykrycia sandrowego. Także liczne jeziora rynnowe, występujące wśród piasków sandrowych, wskazują tu zasięg ostatniego zlodowacenia".

## II. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

Omawiany teren leży na granicy czterech regionów /29, 32/, różniących się budową geologiczną, rzeźbą, stosunkami wodnymi i glebowymi oraz roślinnością. Opracowany obszar należy do regionu Równiny Mazurskiej, regionu Pojezierza Ełckiego, obejmującego wysoczyznę morenową na północ od doliny Wincenty; północna część terenu wchodzi w skład regionu Wielkich Jezior Mazurskich, natomiast południowo-wschodnia część leży w obrębie regionu Wysoczyzny Kolneńskiej.

Administracyjnie teren ten należy do województwa olsztyńskiego /powiat Pisz/ i białostockiego /powiat Kolno/. Granica między województwami przebiega doliną Wincenty.

Wysoczyzna Pojezierza Ełckiego wznosi się 20-30 m nad przyległą Równiną Mazurską. W południowej części Wysoczyzna dość stromo opada ku niskiemu poziomowi

sandrowemu, natomiast w północnej części łagodnie opada w kierunku wysokiego poziomu sandrowego. Zwocze wysoczyzny jest silnie porozcinane przez doliny rzeczne i przez suche doliny. Najniższy punkt na obszarze objętym arkuszem Pisz znajduje się w dolinie Pisy, w pobliżu południowej ramki arkusza i wynosi 111,4 m n.p.m. najwyższy natomiast 192,6 m n.p.m. - na wzgórzu na południowy-wschód od wsi Rakowo Piskie. Deniwelacje w obrębie arkusza przekraczają zatem 80 m. Nieco inaczej układają się wysokości względne i bezwzględne, jeśli rozpatrywać oddzielnie wysoczyznę i oddzielnie równinę sandrową. Na wysoczyźnie deniwelacje przekraczają 70 m, natomiast na równinie sandrowej, biorąc pod uwagę wydmy i niecki jeziorne, nie przekraczają 30 m.

Najbardziej urozmaiconą rzeźbę posiada teren położony we wschodniej części arkusza; tu znajduje się najwyższy punkt omawianego terenu. Charakterystyczne dla tego obszaru jest występowanie dużej ilości wzgórz piaszczysto-żwirowych, porośniętych najczęściej lasem, o dużych deniwelacjach, przekraczających często 30 m i znacznych spadkach, dochodzących niekiedy do 10°. Pod względem rzeźby teren ten można określić jako przejściowy pomiędzy położonymi bardziej na północy typowymi terenami młodoglacjalnymi, a terenami położonymi bardziej na południu, o rzeźbie przemodelowanej w warunkach peryglacjalnych. O przejściowości rzeźby tego terenu świadczy między innymi ilość pagórków oraz ilość i stopień zachowania zagłębień bezodpływowych. W okolicach Kumielska maksymalnie występuje 20 pagórków na 1 km<sup>2</sup>, średnio około 7 - 13 pagórków na 1 km<sup>2</sup>; w okolicach Orzysza ilość pagórków na 1 km<sup>2</sup> dochodzi do 45, średnio około 13 - 20; a w okolicach Kolna maksymalna ilość pagórków wynosi 11 na 1 km<sup>2</sup>, średnio około 2 - 5.

Podobnie przedstawia się sytuacja jeśli chodzi o zagłębienia bezodpływowe. W okolicach Kumielska maksymalna ilość zagłębień bezodpływowych wynosi 3 na 1 km<sup>2</sup>.

średnio około 1 - 2. W okolicach Orzysza przypada na 1 km<sup>2</sup> maksymalnie 40 zagłębień bezodpływowych, średnio 5 - 15; a w okolicach Kolna zagłębienia bezodpływowe występują jedynie sporadycznie /46/.

Wysoczyzna w południowej części rozcięta jest przez dolinę Wincenty o kierunku północny wschód - południowy zachód oraz przez kilka mniejszych dolinek o kierunku południkowym. W północnej części wysoczyzna ma charakter bardziej zwarty, rozcinają ją jedynie dwie doliny o kierunku północny wschód - południowy zachód.

Zachodnią część omawianego arkusza zajmuje równina sandrowa, pokryta w przeważającej części lasami Puszczy Piskiej. Jest to obszar na ogół dość monotony, urozmaicony jedynie nieckami jeziornymi a w południowej części wydłami. W obrębie równiny sandrowej można wyróżnić dwa wyraźne poziomy hipsometryczne: wyższy wznoszący się od 121 m n.p.m. w południowej części do 131 m n.p.m. w części północnej i niższy poziom wznoszący się od 117 m n.p.m. w części południowej do 120 m n.p.m. w części północnej.

Większe zespoły wydłm występują jedynie w południowo-zachodniej części arkusza, na zachód od doliny Pisy. Równina sandrowa urozmaicona jest poza tym licznymi zagłębieniami bezodpływowymi. Przeważająca większość z nich występuje na powierzchni wysokiego poziomu sandrowego.

Podłoże czwartorzędu na omawianym terenie stanowią utwory mioceńskie, wykształcone głównie w postaci kwarcowych piasków barwy szarej, ciemoszarej lub czarnej /55/. Utwory mioceńskie leżą na ogół na poziomie morza. W kierunku zachodnim i wschodnim powierzchnia podłoża czwartorzędu podnosi się do wysokości 100 i 150 m n.p.m. natomiast w kierunku południowym i północnym obniża się; w kierunku południowym do -50 m poniżej poziomu morza i w kierunku północnym do -100 m poniżej poziomu morza, już na terenie Wielkich Jezior Mazurskich.

Z braku większej ilości głębokich wierceń nie można w tej chwili ustalić szczegółowej stratygrafii utworów czwartorzędowych na tym terenie.

Mięszczość utworów czwartorzędowych na arkuszu Pisz jest znaczna - średnio 100 - 150 m /55/. W Wejsunach spąg utworów czwartorzędowych osiągnięto na głębokości 145 m, natomiast w Kadzidle do głębokości 113,8 m nie przebito czwartorzędu /62/.

Znaczenie gospodarcze na omawianym arkuszu mogą mieć gliny lodowcowe, które są stosunkowo mało margliste. Gliny w okolicach Kunielska zawierają około 0,5%  $\text{CaCO}_3$ . Mają one 1% ziarn o średnicy większej od 2,0 mm, 48% ziarn o średnicy 2,0 - 0,05 mm, 38% ziarn o średnicy 0,05 - 0,002 mm i 13% przypada na frakcje mniejsze.

Znaczenie gospodarcze mają żwiry i piaski budujące wzgórza na wysoczyźnie. Istnieje tu kilka czynnych żwirowni i piaskowni, eksploatowanych systemem gospodarczym.

W zachodniej części arkusza Pisz występują wielkie zasoby piasków sandrowych i wydławyc. Mogą one mieć duże znaczenie przy wyrobie cegły wapieno-piaskowej. Obecnie czynna jest jedna cegielnia sylikatowa w Pieszku, która eksploatuje piaski budujące wysoki poziom sandrowy. Głównym składnikiem tych piasków jest kwarc. Potwierdzają to badania chemiczne złoża piasków w Pieszku /12/. Stwierdzono w nich:  $\text{SiO}_2$  - 86,20 - 91,67%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 0,98 - 1,14%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 3,34 - 4,50 %,  $\text{CaO}$  - 1,09 - 4,04%,  $\text{MgO}$  - 0,35 - 0,91%. Strata na prażenie 1,10 - 3,57%. Taki skład chemiczny odpowiada wymaganiom technologicznym stawianym piaskom sylikatowym /12/.

Duże są również na omawianym obszarze zasoby torfów, które do tej pory są prawie nie eksploatowane.

Gleby na wysoczyźnie są stosunkowo dobre, przeważają gleby biellicowe III i IV klasy bonitacyjnej, dlatego teren ten jest prawie bezlesny i gęsto zaludniony w porównaniu z sąsiednią równiną sandrową. Występują tu głównie gleby biellicowe, utworzone ze żwirów, z piasków luźnych i gliniastych, z glin zwałowych i z błów. Na równinie sandrowej gleby są ubogie i mało wydajne, najczęściej VI klasy bonitacyjnej, w związku z czym teren ten pokryty jest lasami Puszczy Piskiej. Na równinie sandrowej przeważają gleby biellicowe utworzone z piasków luźnych i bardzo słabo gliniastych. Poza tym występują tu gleby mulowo-bagiennie, torfowe i mursze. W dolinie Pisy występują mady.

Obszar objęty granicami arkusza Pisz 1:50 000 należy do dorzecza Narwi. Największą rzeką na tym terenie jest Pisa, która płynie w dolinie wyerodowanej w piaskach sandrowych. Stosunki wilgotnościowe w dnie doliny kształtują się nierównomiernie - zalewy wiosenne, a czasem też letnie sprzyjają nadmiernemu nawilgoceniu, natomiast w okresach suchych występuje często zjawisko przesuszenia łąk. Urządzenia melioracyjne, zarówno na tarasie zalewowym jak i na obszarach torfowisk odwadnianych do Pisy są nieczynne, częściowo zniszczone, wymagają renowacji i konserwacji /35%. Średni przepływ roczny w profilu Pisz za lata 1926 - 1938, na Pisie, wyniósł  $20,5 \text{ m}^3/\text{sek}$ , średni przepływ w tym samym okresie dla półrocza zimowego -  $24,9 \text{ m}^3/\text{sek}$ , zaś dla letniego -  $16,0 \text{ m}^3/\text{sek}$ . Największe przepływy wystąpiły w kwietniu / $27,8 \text{ m}^3/\text{sek}$ ./ i w grudniu / $27,8 \text{ m}^3/\text{sek}$ ./, najniższe natomiast w lipcu / $12,5 \text{ m}^3/\text{sek}$ ./ i wrześniu / $13,9 \text{ m}^3/\text{sek}$ ./.

Średnie roczne stany wody rzeki Pisy według wodowskazu Pisz wahają się /okres 1926 - 1957/ około 90 cm. Wahania poziomu wody w ciągu roku dochodzą do 2,0 m, przeciętnie wynoszą 1,00 - 1,10 m. Najwyższe stany wody przypadają najczęściej w marcu lub w kwietniu, najniższe zaś występują przeważnie w październiku.

ku. Absolutne minimum w Piszcu /1901 - 1957/ wyniosło 13 cm, w sierpniu 1953 roku, natomiast absolutne maksimum 187 cm wystąpiło w październiku 1951 roku. Wyównane stany wody w Pisie należy zawdzięczać temu, że wypływa ona z jeziora, które zasila rzekę w wodę i pełni funkcję zbiornika retencyjnego.

### III OPIS FORM TERENU ICH SYSTEMATYKA I ANALIZA

Formy plejstocenyjskie związane z akumulacyjną działalnością lodu

#### 1. Wysoczyzna morenowa płaska

Wysoczyzna morenowa płaska na arkuszu Pisz zajmuje niewielki obszar. Występuje w postaci małych płatów, głównie w zachodniej części wysoczyzny. Wysoczyzna morenowa płaska opada stopniowo w kierunku południowym i zachodnim. W okolicach Starych Gut i Pietrzy wznosi się do 149 m n.p.m., w okolicach Bogumił do 134,5 m n.p.m. a w okolicach Rakowa do 131 m n.p.m. Deniwelacje w obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej na ogół nie przekraczają 2 m, a spadki 2°. Wysoczyzna morenowa płaska zbudowana jest w północnej części z piasków zwałowych, które leżą na glinie, w części południowej natomiast glina wychodzi w wielu miejscach na powierzchnię.

#### 2. Wysoczyzna morenowa falista

Zajmuje ona dość duże powierzchnie. Najbardziej zwarty obszar wysoczyzny morenowej falistej występuje na północ od Pisy Wody, w okolicach wsi Kocioł Wielki. Poza tym wysoczyzna morenowa falista ciągnie się



od wsi Stare Guty przez Rakowo w kierunku południowo-zachodnim do wsi Turowo oraz zajmuje niewielki obszar w okolicach wsi Guzki.

Wysoczyzna morenowa falista wznosi się od 145 do 155 m n.p.m. Deniwelacje w obrębie wysoczyzny morenowej falistej tylko w kilku miejscach przekraczają 5 m, najczęściej wahają się od 2 do 5 m. Spadki są niewielkie, w granicach  $1 - 3^{\circ}$ , jedynie w niewielu miejscach, np. w okolicach wsi Guty dochodzą do  $5^{\circ}$ .

Morena denna falista w ogromnej przewadze zbudowana jest z piasków zwałowych, rzadziej z gliny zwałowej. Najczęściej piaski zwałowe leżą na glinie np. w okolicach wsi Szymki, Liski i Guzki miąższość piasków dochodzi do 1,0 m.

### 3. Wzgórza morenowe spiętrzone

Na północ od doliny Wincenty ciągnie się z północnego wschodu na południowy zachód wyraźna strefa moren czołowych fazy leszczyńskiej. Formy te są bardzo okazałe, świeże i stosunkowo mało zdenudowane. Wznoszą się one do 170 m n.p.m., wysokości względne dochodzą do 25 - 35 m, spadki ~~przekraczają~~  $10 - 11^{\circ}$ .

Cała ta strefa ma charakter moren czołowych spiętrzonych o czym świadczy ich budowa geologiczna (ryc.3/). Odsłonięcie w Kumielsku pozwala zapoznać się z budową wewnętrzną tych form. Jądro wzgórza zbudowane jest z osadów fluwioglacjalnych. Obok fluwioglacjału spotyka się także glinę w części południowo zachodniej odsłonięcia, a w innych jego fragmentach materiał zwałowy i dość dużo głazów o średnicy dochodzącej do 1,5 m. Warstwowane piaski i żwiry w części południowej wzgórza zapadają pod kątem  $18^{\circ}$  w kierunku dystalnym tj. południowo zachodnim. Bezpośrednio z nimi sąsiadują piaski i żwiry również warstwowane z tą różnicą, że te ostatnie zapadają pod kątem  $19 - 30^{\circ}$  w kierunku proksymalnym. Taki układ materiału wskazu-

je, że został on przynajmniej częściowo spiętrzony przez lodowiec. Niektóre zaburzenia mogły powstać również wskutek późniejszego osiadania materiału. W morenach tych, ze względu na ich transgresywny charakter należy spodziewać się raczej zaburzeń glaciotektonicznych. W niektórych partiach wzgórza piaski i żwiry są ścięte i osadzona na nich została cienka warstwa drobnych piasków warstwowych o minimalnym upadzie w kierunku dystalnym.

W stropie odsłonięcia zalega cienka warstwa, o miąższości od 0,75 do 1,0 m piasków drobnych bezstrukturalnych, które są rezultatem dezintegracji mrozowej. Utwór ten pokrywa całe wzgórze, na stokach miąższość jego tylko nieznacznie rośnie. W spągu tego materiału pokrywowego spotyka się często zafalowania, niewielkie zagłębienia w kształcie kieszeni i klinów. Występuje tu również większe nagromadzenie związków żelaza, robiące czasami wrażenie zglinienia piasków. Zaburzenia na granicy utworów pokrywowych i warstwowych należy wiązać ze środowiskiem peryglacialnym, w którym górna warstwa materiału była głównym poziomem krioturbacyjnym /40/. Obfitsze nagromadzenie związków żelaza na granicy materiału wyjściowego i pokrywowego może wiązać się z powstawaniem zbielicowanego profilu glebowego w warunkach peryglacialnych.

#### 4. Wzgórza morenowe akumulacyjne

Na północ od strefy moren spiętrzonych występuje co najmniej pięć wyraźnych ciągów wzgórz morenowych akumulacyjnych. Pierwsza wyraźniejsza strefa moren akumulacyjnych o kierunku południowy zachód-północny wschód biegnie przez Turowo, Guzki, Kumielsk. Formy te zbudowane są z materiału żwirzasto-piaszczystego z niewielkim udziałem gliny zwałowej. Na kulminacjach występują liczne nagromadzenia głazów dość znacznych rozmiarów.

Następna dość wyraźna strefa moren czołowych ciągnie się pasem długości około 6 km i szerokości około 1 km z okolic wsi Liski na Północ od Kumielska i dalej w kierunku północno-wschodnim. Charakteryzują się one większym rozczłonkowaniem od poprzedniej strefy. Wysokości bezwzględne tych moren wahają się w granicach 147 - 180 m n.p.m. i rosną w kierunku północno-wschodnim, a wysokości względne wahają się od 10 m w części południowo-zachodniej do 25 m w części północno-wschodniej. Stoki dystalne wzgórz morenowych mają spadki najczęściej od  $3^{\circ}$  do  $5^{\circ}$  a stoki proksymalne przeciętnie  $3^{\circ}$  -  $7^{\circ}$ .

W budowie geologicznej moren tej strefy, przeważającym materiałem są warstwowane piaski i żwiry przy niewielkim udziale gliny zwałowej. Biorąc pod uwagę przeważający udział warstwowanego materiału w budowie tych form, należy przypuszczać, że główny udział w procesie ich tworzenia miały wody glaci-fluwialne.

Wielkie nagromadzenie moren czołowych występuje na północny-wschód od wsi Szymki i na wschód od Rakowa. Ta część terenu ma charakter masywu morenowego /51/. Występuje tu cały zespół wzgórz, o dużych wysokościach bezwzględnych, średnio 170 - 180 m n.p.m. Wysokości względne w obrębie tych wzgórz dochodzą często do 30 m. Pomimo pozornego bezładu, wzgórz te układają się w pewne ciągi, szczególnie wyraźne są dwa ciągi biegnące równolegle do siebie na północny-wschód od wsi Rakowo.

W budowie geologicznej tych wzgórz podobnie jak w opisanych wyżej formach, dominują piaski i żwiry do 1,5 - 2,0 m, niewarstwowane, głębiej wyraźnie warstwowane.

Podsumowując należy stwierdzić, że moreny czołowe w tej części wysoczyzny układają się w dość wyraźne ciągi o kierunku południowy zachód - północny wschód. Taki układ moren nie potwierdza spostrzeżeń T.Hurtiga

/23/, który przypisywał tym morenom kierunek północ-południe. Poza tym wyróżnione moreny czołowe powstały /z wyjątkiem strefy najbardziej południowej/ podczas recesji lądolodu /46/, co również nie potwierdza hipotezy T.Hurtiga /23/, że moreny w okolicach Kumielska powstały na styku dwóch lobów.

F o r m y   p l e j s t o c e ń s k i e   z w i ą z a n e  
z   d z i a ł a l n o ścią   a k u m u l a c y j n ą  
w ó d   l o d o w c o w y c h

### 1. Równiny sandrowe

Na arkuszu Pisz 1:50 000 występują dwa wyraźne poziomy sandrowe; wysoki i niski poziom sandrowy. W okolicach Pisz granica pomiędzy tymi poziomami jest bardzo wyraźna, natomiast na południe od Pisz różnice hipsometryczne zanikają, gdyż piaski niskiego poziomu osadzone zostały w postaci wachlarzowatego stożka i przykryły osady wysokiego poziomu. Rozdzielenie poziomów sandrowych w przypadku małego zróżnicowania hipsometrycznego dokonano na podstawie wyraźnych różnic strukturalnych osadów i różnic w budowie geologicznej.

Moreny czołowe recesyjne fazy leszczyńskiej, występują na wysoczyźnie w okolicach Kumielska i Białka Piskiej, natomiast we wschodniej części sandru piskiego zniszczyły je wody glacyfluwialne odpływające przed czoła lodowca, stojącego na linii moren fałszywej poznańskiej. Czoło lodowca w tym czasie znajdowało się na południe od jeziora Śniardwy /34/.

Na przedpolu moren czołowych fazy poznańskiej rozciąga się obszar płasków glacyfluwialnych, które budują wysoki poziom sandrowy. Poziom ten tworzy powierzchnię sandru piskiego i rozciąga się na zachód

od Pizsa w kierunku Rucianego i Szczytna. Na wschód od Pizsa poziom ten tworzy wyraźny taras w okolicach Babrost, następnie otacza od południa jezioro Roś i w kierunku północnym łączy się z sandrem orzyskim.

Wysoki poziom sandrowy wznosi się od 120 do 130,6 m n.p.m. Na południe od jeziora Roś wysokości bezwzględne osiągają wartości 130,6 m i 127,8 m, w okolicach Babrost 126,4 m i 126,0 m, a w okolicach Pizsa 125,4 m i 125,1 m n.p.m.

Wysokości względne, przy wyeliminowaniu zagłębień urozmaicających powierzchnię sandru, wynoszą około 11 m, lokalnie są one znacznie mniejsze, rzędu 2-3 m.

W stosunku do doliny Pisy wysoki poziom sandrowy wznosi się w okolicach Pizsa około 14 - 15 m, natomiast w południowej części w okolicach Jeży około 11-12 m.

Mięszość osadów glacyfluwialnych we wschodniej części Puszczy Piskiej nie jest dokładnie znana, z braku dostatecznej ilości głębokich wierceń. M. Szostak /58/ na podstawie wierceń geofizycznych /20/ przyjmuje mięszość piasków w Puszczy Piskiej na około 20,0 m. Piaski leżą na warstwie iłów znacznej mięszości. Iły zdaniem tego autora podścielają równą warstwą cały sandr piski. W okolicach Szerokiego Boru iły zastoiskowe nawiercono na głębokości 15,0 - 18,0 m, natomiast dalej na wschód i północny wschód do głębokości 30,0 m nie przewiercono osadów glacyfluwialnych /ryc.4/. Można przyjąć, że zbiornik, w którym zachodziła sedymentacja iłów, poprzedzająca akumulację sandru, miał bardziej ograniczony zasięg niż przyjmuje to H. Szostak, ewentualnie że iły w niektórych partiach sandru zostały całkowicie zniszczone.

Osady glacyfluwialne, leżące w spągu sandru piskiego, reprezentowane są przez materiał bardzo gruby - żwiry i otoczaki. Stropowe warstwy sandru do głę-

bokości 5 - 7 m zbudowane są z piasków różnoziarnistych, najczęściej grubych /ryc.5/. Lokalnie na znacznych głębokościach, np. w okolicach Pisz na głębokości 5,5 m i około 7,0 m występują warstwy tłustych iłów warwowych o miąższości 10 - 20 cm i mułków o miąższości około 0,5 m /ryc.6/.

We wszystkich odsłonięciach naturalnych, jak również w sztucznych szurfach na obszarze sandru, stwierdza się powszechnie występowanie od góry, do głębokości około 1,0 m, piasków niewarstwowanych, czasami bardziej rozdrobnionych niż piaski zalegające niżej. Niekiedy w warstwie stropowej występują ślady warstwowania, o podobnym charakterze jak w warstwach niżej leżących. Materiał w stropie nie wykazuje wyraźnych cech zbielicowania. Ten poziom niewarstwowanych piasków jest prawdopodobnie rezultatem działania czynników peryglacjalnych, a następnie procesów glebowych. Procesy glebowe zastały zapewne materiał już częściowo przerobiony w warunkach peryglacjalnych. Poza rozdrobnieniem i zniszczeniem pierwotnej struktury materiału, nie spotkano nigdzie, na obszarze sandru piskiego i kurpiowskiego, wyraźnych struktur peryglacjalnych, które by wskazywały na niszczenie powierzchni sandrowej w warunkach klimatu peryglacjalnego.

Stropowe warstwy piasków zbudowane są w większości z materiału gruboziarnistego i średnioziarnistego. W okolicach Rybitw udział żwiru i żwirku /powyżej 2,0 mm/ wynosi 6,27%. Piaski bardzo gruboziarniste /2,0 - 1,0 mm/ stanowią 6,03%, a gruboziarniste /1,0 - 0,5 mm/ 47,20%. Ilość piasków średnioziarnistych /0,5 - 0,1 mm/ dochodzi do 38,70%. W minimalnych ilościach występują frakcje drobniejsze: piaski drobnoziarniste /0,25 - 0,1 mm/ stanowią tylko 1,80% a piaski bardzo drobnoziarniste w ogóle nie występują /tabela 1/.

Wśród ziarn kwarcowych wysokiego poziomu sandrowego znaczny procent stanowią ziarna matowe, zdecydowanie przeważają jednak ziarna półmatowe. Ziarna

błyszczące występują sporadycznie: tylko w jednym przypadku stwierdzono większą liczbę ziarn błyszczących. Wyraźne różnice w zmatowieniu ziarn występują w próbach pobranych na głębokości 0,5 i 2,0 m. W okolicach Babrost na głębokości 0,5 m ziarna błyszczące nie występują, natomiast ziarna półmatowe stanowią 74,55% a matowe 25,45%. Na głębokości 2,0 m ziarn błyszczących jest 3,84% i wyraźnie wzrasta ilość ziarn półmatowych do 87,19% kosztem matowych, które stanowią tu tylko 8,97%.

Powierzchniowe warstwy piasków zostały przerobione w środowisku peryglacjalnym do głębokości co najmniej 1,0 m co wyraziło się w większym rozdrobnieniu materiału oraz we wzroście stopnia zmatowienia ziarn kwarcu. Głównymi czynnikami wpływającymi na przeobrażenie pierwotnego materiału były zmiany temperatury i wiatry. Działalność wiatru na tym obszarze była raczej krótkotrwała i mało intensywna, o czym świadczy prawie zupełny brak form wydmowych. Bardziej sprzyjające warunki dla działalności wiatru istniały na obszarze sandru kurpiowskiego, który uległ silnemu zwałdzeniu.

Dla odtworzenia kierunku odpływu w okresie akumulacji wysokiego poziomu sandrowego wykonano szereg pomiarów biegów i upadów warstw w piaskach /ryc.2, tabela 2/.

Biegi warstw są dość rozproszone, ich azymuty wahają się od  $25^{\circ}$  -  $90^{\circ}$ . Pomiary azymutów upadów warstw pozwalają przynajmniej częściowo zorientować się w zawikłej sieci strumieni sandrowych. Azymuty upadów warstw wysokiego poziomu sandrowego zawarte są w granicach  $115^{\circ}$  -  $222^{\circ}$ .

Z wykonanych pomiarów wynika, że najmniejszy kąt nachylenia warstw wynosi na omawianym terenie  $4^{\circ}$  i zanotowany został w 3 punktach /Pisz, Rybitwy i Babrosty/. Największy upad warstw  $24^{\circ}$  zanotowano tylko

jeden raz w okolicach Babrost, a 22° w okolicach Rybitw.

Poza opisanym wyżej wysokim poziomem sandrowym występuje na omawianym obszarze niski poziom sandrowy. W okolicach Pizsa granice morfologiczne pomiędzy nimi są bardzo wyraźne, natomiast w kierunku południowym zanikają i trudno je odczytać.

W północnej części, w okolicach Maldanina niski poziom sandrowy wznosi się do 119,8 m n.p.m. i łagodnie opada w kierunku południowym. W okolicach Pizsa dochodzi do 118 m n.p.m. a w południowej części omawianego terenu do 116 m n.p.m.

Miąszość osadów niskiego poziomu sandrowego nie jest duża: wynosi 3,0 - 5,0 m. Miąszość całej serii osadów glacyfluwialnych, starszych i młodszych razem wziętych, jest w północnej części niskiego poziomu bardzo duża, przekracza 30,0 m. Wiercenie wykonane na obszarze niskiego poziomu sandrowego przebiło w okolicach Maldanina, na poziomie 119 m n.p.m. następujące serie osadów glacyfluwialnych /20/: 0,00 - 5,0 piaski drobne, żółte - młodsze osady glacyfluwialne, 5,00 - 10,0 żwiry i otoczaki - starsze osady glacyfluwialne, 10,0 - 22,5 m otoczaki z wkładkami ilów - starsze osady glacyfluwialne.

W okolicach Pizsa osady niskiego poziomu sandrowego składają się z dwóch serii piaszczystych przedzielonych osadami mułkowymi. Dolna seria piasków, miąszości 2,0 - 3,0 m, stanowi główny trzon niskiego poziomu sandrowego i zalega na starszych osadach gruboziarnistych. Mułki o miąszości 0,5 - 1,5 m nie mają ciągłości, zajmują one raczej tylko obniżenia występujące na powierzchni niskiego poziomu sandrowego. Zasięg mułków nie jest dobrze znany z powodu braku odsłonień i większej ilości wierceń. Najlepiej utwory te są wykształcone w okolicach Pizsa, Jagodnego i wsi Czyste /ryc.7/.



Trudno jest w tej chwili ustalić dokładnie wiek mułków. Charakter osadu i nieliczne szczątki organiczne wskazują, że akumulacja ich odbywała się w dość zimnym klimacie /44/.

Akumulacja piasków, bardzo małej miąższości, które pokrywają osady mułkowe, jest młodsza, związana z krótkotrwałym przepływem wód glacyfluwialnych z północy na południe. Akumulacja piasków niskiego poziomu sandrowego, wiąże się z morenami czołowymi fazy pomorskiej, osady mułkowe zaś prawdopodobnie z jakimś cieplejszym okresem w obrębie fazy pomorskiej. Hipotezę tę potwierdza także analiza pyłkowa mułków /7/.

Osady glacyfluwialne budujące niski poziom sandrowy są znacznie drobniejsze od osadów budujących wysoki poziom sandrowy /tabela 1/. W okolicach wsi Czyste nie występują frakcje grubsze od 1,0 mm. Piaski gruboziarniste /1,0 - 0,5 mm/ stanowią tu 9,10 %, piaski średnioziarniste /0,5 - 0,25 mm/ - 51,40%, piaski drobnoziarniste 37,30% a piaski bardzo drobnoziarniste tylko 0,30%.

W osadach niskiego poziomu sandrowego obserwuje się większy udział ziarn błyszczących i półmatowych niż w osadach wysokiego poziomu sandrowego. W okolicach Pizsa w próbach pobranych z głębokości 0,5 m ziarna błyszczące stanowią 3,90%, półmatowe 90,22 % i matowe 5,88%.

Dla odtworzenia kierunku odpływu w okresie akumulacji osadów niskiego poziomu sandrowego, wykonano szereg pomiarów biegów i upadów warstw piasków budujących ten poziom /tabela 2/. Rozproszenie azymutów biegów warstw jest tu większe niż na obszarze wysokiego poziomu sandrowego. Wszystkie pomierzone azymuty biegów grupują się w przedziale 30 - 126°.

To znaczne rozproszenie azymutów biegów warstw świadczy wyraźnie o deltowym charakterze odpływu wód

sandrowych. W północnej części niskiego poziomu sandrowego szlaki odpływu były ograniczone do strefy o szerokości kilku kilometrów, natomiast na południe od Pizsa strefa odpływu znacznie rozszerzała się, tworząc bardzo rozległy stożek.

Azymuty upadów warstw wyznaczają kierunek działania siły budującej sandr /24/, są one bardziej rozrzucone niż w osadach wysokiego poziomu sandrowego. Azymuty upadów grupują się w granicach 120 - 239° i rozmieszczone są mniej więcej równomiernie.

Z wykonanych pomiarów kątów upadu, najmniejszy ma wartość 1,5°. Wyjątkowo zanotowano wartość upadu -34° w okolicach Pizsa. Miejsce pomiaru znajdowało się w pobliżu zagłębienia wytopiskowego, a więc można przyjąć, że wskutek wytopienia bryły martwego lodu nastąpiło osiadanie piasków i stąd taka wysoka wartość upadu warstw.

## 2. Tarasy pradoliny

W południowej części arkusza Pisz wysoczyznę rozcina bardzo szeroka dolina Wincenty o przebiegu z północnego wschodu na południowy zachód. Doliną tą odpływały wody w czasie postoju lodowca na linii moren fazy leszczyńskiej.

Dno doliny Wincenty wznosi się od 117 m n.p.m. w części południowo-zachodniej do 127 m n.p.m. w części północno-wschodniej. Dno doliny wysłane jest piaskami humusowymi o miąższości do 1,0 m, w spągu których leżą gruboziarniste utwory glacifluwialne.

Oprócz tarasu zalewowego, który jest głównym poziomem w dolinie Wincenty, występuje tu jeszcze wyższy poziom wznoszący się nad taras zalewowy około 1,0 - 2,0 m. Poziom ten zbudowany jest z warstwowanych piasków i żwirów. Warstwy piasków zapadają pod kątem 5° w kierunku południowo-zachodnim. W spągu osadów

piaszczysto-żwirzastych występuje glina. Miąższość piasków budujących wyższy taras w dolinie Wincenty jest niewielka, dochodzi najczęściej do 1,0 m, a więc poziom ten ma charakter erozyjno-akumulacyjny.

Formy plejstocenijskie związane z erozyjną działalnością wód glacjalnych

Na omawianym arkuszu występuje kilka niewielkich rynien, głównie grupują się one w południowej części arkusza. Na obszarze równiny sandrowej występuje rynna Wądołka i rynna Jeziora Piskorzewskiego oraz północne odcinki dwóch rynien na zachód od rynny Wądołka. Na wysoczyźnie występuje wyraźna rynna w okolicach Ku-mielska. Poza tym na omawianym terenie występują fragmenty innych rynien.

Rynna Wądołka ma charakter głęboko wciętej płaskodennej doliny. Szerokość jej wynosi około 100-150 m. Współczesne dno rynny leży 6 m poniżej poziomu sandrowego, a stare dno w niektórych miejscach o 18 m. Rynna wypełniona jest osadami torfu i gytyi; torfu jest niewiele 1,0 - 1,5 m, gytyi natomiast w niektórych punktach 10,0 - 11,0 m /59/. Obecnie całe dno rynny jest silnie zabagnione, na skutek zniszczenia urządzeń regulujących odpływ wody na południe. W kierunku północnym rynna Wądołka łączy się z rynną jeziora Pogubie Średnie, której brzegi są bardzo wyraźne jedynie w południowej części, gdzie osiągają wysokość 1,5 - 2,5 m i spadki około 20°. Rynna Pogubia Średniego łączy się z olbrzymim wytopiskiem jeziora Pogubie Wielkie.

Rynny położone na zachód od opisywanych wyżej są mniej okazałymi formami, wcięte w sandrze do 2 - 3 m, zatorfione.

Opisane rynny leżą na granicy sandru kurpiowskiego i piskiego i związane są z maksymalnym zasięgiem zlodowacenia bałtyckiego.

W południowo-wschodniej części arkusza występuje wyraźna rynna o przebiegu północny zachód - południowy wschód. W okolicach Kumielska rynnę tę dzieli próg na dwa odcinki, które pochylone są w przeciwnych kierunkach. Północno-zachodni fragment tej rynny charakteryzuje się większą długością, około 5 km i zmienną szerokością od 130 m do 1 km. Głębokość jego waha się od 20 do 30 m. Zbocza rynny są strome o spadkach w granicach  $10^{\circ}$ .

Charakterystyczną cechą północno zachodniego odcinka rynny są liczne pagórki występujące w jej dnie. Wysokości ich wynoszą 134,6, 137,4, 138 m n.p.m. itp., co przy wysokości 127 m n.p.m. dna rynny daje deniwelacje rzędu 10 m. Zbudowane są one z warstwowanych żwirów i piasków.

Odcinek południowo-wschodni rynny ma nieco inny charakter. W północnej części tego odcinka znajduje się niewielkie i płytkie /1 - 2 m/ jezioro Kumielsk. Odcinek ten jest znacznie krótszy o szerokości około 250 m. W dnie tego odcinka brak jest wzniesień piaszczysto-żwirzastych.

## I n n e   f o r m y z   o k r e s u   p l e j s t o c e ń s k i e g o

### 1. Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Powierzchnię sandru piskiego urozmaicają liczne formy wklęsłe pochodzenia wytopiskowego. Można wyróżnić kilka typów tych form: a/ wytopiska rynnowe, b/ rozległe zagłębienia wytopiskowe, wypełnione przeważnie jeziorami, c/ zagłębienia suche, płytkie, niewielkich rozmiarów.

Podobne formy z niewielkimi modyfikacjami, wyróżnił M. Liberacki /38/ na obszarze sandru Brdy. Niektóre z wymienionych form grupują się tylko w pewnych strefach. Wytopiska rynnowe występują na całym obszarze sandru i na wysoczyźnie. Rozległe, nieregularne zagłębienia znajdują się głównie w dystalnej części sandru piskiego. Małe, płytkie i najczęściej suche zagłębienia występują na całym obszarze sandru i na wysoczyźnie, ale największe ich nagromadzenie, często powyżej 30 na km<sup>2</sup> spotyka się w dwóch równoleżnikowych strefach na południe od szosy Pisz - Ruciane i na północ od jeziora Jegocin.

Obok rynien najpotężniejszymi ze względu na swoje rozmiary są wielkie, nieregularne zagłębienia wytopiskowe, które zawdzięczają swoje powstanie bryłom martwych lodów, zagrzebanych w materiale glacyfluwialnym. Najbardziej charakterystyczną nieckę wytopiskową tworzy jezioro Pogubie Wielkie z otaczającym je torfowiskiem Kulik. Jezioro to miało pierwotnie większy zasięg. Z biegiem czasu znaczna jego część uległa zarośnięciu. Intensywny proces trwa także obecnie. Głębokość jeziora jest nieznaczna, około 2,0 m, ale wiercenie wykonane na torfowisku otaczającym jezioro przebiło torf i gytie /12,0/ na głębokości 14,0 m /36/. Miąższość osadów wskazuje, że głębokość jeziora była znacznie większa niż obecnie.

W południowej części sandru piskiego oprócz wytopiska jeziora Pogubie Wielkie, występuje szereg podobnych form, już całkowicie zatorfionych. Dla przykładu wystarczy wymienić torfowisko Barłogi, położone na południe od Jeziora Piskorzewskiego. Wiercenie przebiło tu 4,0 m torfu leżącego na osadach gytii, która nie została przewiercona /36/.

Formy określone jako bardzo rozległe zagłębienia wytopiskowe, występują głównie w południowej części sandru piskiego, a więc w pobliżu maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Takie liczne nagromadze-

nie olbrzymich mas martwego lodu można wytłumaczyć jedynie szybkim zamieraniem całych partii czoła lodowca, co przy dłuższym stacjonowaniu na morenach fazy leszczyńskiej, mogło mieć miejsce. Genezy tych olbrzymich wytopisk nie można wytłumaczyć wytopianiem się lodów zimowych czy wytopianiem się kier lodowych wynoszonych na przedpole lodowca przez rzeki sandrowe. Musiałyby to być rzeki o ogromnej sile nośnej, by unieść takie wielkie masy lodu.

Nie opracowano dotychczas klasyfikacji form wytopiskowych ani metody, które by pozwoliły na odróżnienie form powstałych z wytopienia brył martwego lodu od form powstałych z wytopienia innych lodów: zimowych, kier lodowych itp.

Najpowszechniejszymi formami wklęsłymi na obszarze sandru jak i na wysoczyźnie są małe zagłębienia bezodpływowe, o głębokości 1,5 - 2,5 m, najczęściej suche, płaskodenne, o bardzo łagodnych stokach. Najwięcej tych form występuje w dwóch strefach wymienionych wyżej. Geneza ich wiąże się z lodami martwymi, ale przede wszystkim z niewielkimi krami lodowymi unoszonymi przez wody sandrowe oraz z lodami zimowymi czy nawet z lodami sandrowymi /52/.

Na podstawie analizy pyłkowej osadów jeziornych i torfów z torfowiska Kulik /36/ oraz osadów wypełniających zagłębienia w okolicach Szerokiego Boru /47/ określono ich wiek na okres preborealny i borealny. A więc formy te istniały już na początku holocenu.

F o r m y   z w i ą z a n e   z   p a n o w a n i e m  
k l i m a t u   p e r y g l a c j a l n e g o

W południowo-wschodniej części arkusza, na południe od doliny Wincenty występuje północny skłon Wysoczyzny Kolneńskiej.

W okresie zlodowacenia bałtyckiego Wysoczyzna Kolneńska niszczona była w warunkach peryglacjalnych. Na Wysoczyźnie Kolneńskiej występują powszechnie pokrywy utworów peryglacjalnych oraz liczne struktury peryglacjalne /2, 3, 11/. Mimo silnego zdenudowania i zrównania zachowało się tu jeszcze wiele zamkniętych zagłębień bezodpływowych /25/, które w hipsometrii często w ogóle się nie zaznaczają. Głębokości tych zagłębień wahają się od 0,5 - 1,5 m, a średnica od 100 - 200 m, czasami znajduje się w nich woda. Położenie topograficzne tych form może być różne, występują one zarówno na płaskich grzbietach wysoczyzny jak i w dnach suchych dolin /8/. A. Kalniet określiła je jako interglacjalne jeziora kopalne /25/.

Północna część Wysoczyzny Kolneńskiej, występująca na arkuszu Pisz jest bardzo silnie zdenudowana. Na mapie geomorfologicznej została ona określona jako równina denudacyjna na morenie dennej zlodowacenia środkowo-polskiego. Deniwelacje na wierzchołwie wahają się od 1,0 do 2,0 m, spadki zaś rzadko przekraczają 0,5°.

### F o r m y   w y d m o w e

Formy wydmore według legendy<sup>x</sup> do mapy geomorfologicznej zostały zaliczone do holocenu, są związane z panowaniem klimatu suchego. Wydaje się, że takie ujęcie wieku wydmy nie jest całkiem słuszne. Wiadomo jest /15, 16, 57/, że wydmy w Polsce powstawały w miarę ustępowania lodowca ku północy, w różnych okresach.

<sup>x</sup> Instrukcja do szczegółowej mapy geomorfologicznej Polskiego Niżu. PAN Instytut Geografii, Zakład Geomorfologii i Hydrografii Niżu. Toruń 1962.

Wydmę są jednym z dominujących elementów morfologicznych na obszarze sandru kurpiowskiego i południowej części sandru piskiego.

Związek wydm z równiną sandrową jest oczywisty, tu bowiem był odpowiedni ilościowo i jakościowo materiał dla ich powstania. Silnemu zwydmieniu uległy piaski na tej równinie Kurpiowskiej oraz częściowo południowej części sandru piskiego. W okolicach Karpy, Turośli i Pogubia, a więc około 5,0 km na południe od Jeziora Niżakiego przebiega północna granica wydm na obszarze sandru. Zagadnienie północnej granicy wydm nie jest jasne. Na innych obszarach Polski, np. w Borach Tucholskich, wydmę sięgają znacznie dalej na północ. Na obszarze sandru kurpiowskiego i piskiego północna granica wydm pokrywa się mniej więcej z południową granicą występowania licznych, wielkich brył martwego lodu. Prawdopodobnie, znaczne ilości lodów zagrzebanych na różnych głębokościach w osadach glacyfluwialnych sprzyjały silnemu nawilgoceniu podłoża, uniemożliwiając w ten sposób działalność wiatru.

Wysokości względne wydm na omawianym arkuszu dochodzą do 10 - 15 m. Wydmę występują głównie po zachodniej stronie doliny Pisy. Można wyróżnić tu dwa większe skupienia wydm - jedno pomiędzy Barłogami i jeziorem Piskorzewskim, a doliną Pisy i drugie wzdłuż wschodnich brzegów jeziora Pogubie Wielkie. Obszary te wykazują odmienną morfologię. W pierwszej grupie przeważają wydmę o wyraźnych formach paraboli lub wałów. W okolicach Pogubia Wielkiego natomiast znajdują się nieregularne pagórki wydmowe. Wydmę paraboliczne osiągają największe wysokości względne. Ramiona północne najczęściej są dłuższe i mają przebieg z północnego zachodu na południowy wschód, podczas gdy ramiona południowe biegną prawie równoleżnikowo. Wydmę paraboliczne układają się często równolegle do siebie; czoło wydmę zachodniej wchodzi jakby w misę wywiania wydmę wschodniej, czasem znów parabole łączą się ramionami /36/.



Charakterystyczna jest asymetria zboczy - na-wietrzne /zachodnie/ są łagodne, a odwietrzne /wschodnie/ strome. Spadki na zboczach zachodnich wynoszą najczęściej 5-10°, wschodnich zaś od 6 do 20°.

Drugi obszar wydmy na wschód od jeziora Pogubie Wielkie stanowią nieregularne pagórki wydmy.

Obecnie południowa część sandru piskiego jest silnie zabagniona. Nie stwierdzono jednak nigdzie wkraczania wydmy na przyległe torfowiska, co świadczy, że są one starsze od torfowisk. Podobną sytuację stwierdziła J. Kobenzina /26/ w Puszczy Kampinoskiej i W. Okołowicz w okolicach Łeby /42/. Wydmy na tych terenach otoczone są bagnami i torfowiskami, ale na ogół nie pokrywają torfów.

Morfologia pojedynczych form wydmy jak również elipsowate kształty większych obszarów wydmy wskazują, że zostały one usypane przez wiatry wiejące z sektora zachodniego.

W okresie powstawania na badanym obszarze wydmy parabolicznych musiały panować wiatry stosunkowo stałe, gdyż przy zmiennych kierunkach wiatrów nie tworzą się parabole, ale formy wałowe /M.R. Pietrow/48/.

Wydmy w południowej części sandru piskiego zbudowane są z białożółtych piasków, głównie średnioziarnistych i drobnoziarnistych. Profile geologiczne wydmy są na ogół bardzo jednolite. W niektórych formach spotyka się bardzo wyraźny jeden poziom głębi kopalnej leżący na głębokości 0,5 - 1,0 m.

Nie obserwuje się wyraźnej zależności pomiędzy frakcją piasków, a częścią wydmy /zachodni stok, wierzchołek wydmy, wschodni stok/. W budowie wydmy udział piasków średnioziarnistych /0,5 - 0,25 mm/ przekracza 80%.

Opierając się na pomiarach wykonanych przez M.R. Pietrowa /48/, można przyjąć przez analogię, że wydmy

zostały w większości przypadków usypane przez wiatry o prędkościach od 0,2 - 7,4 m/sek. Grubsze frakcje, występujące tu w niewielkich ilościach unoszone były przez wiatry o większych prędkościach. Ziarna o średnicy 1,0 mm są unoszone według M.R.Pietrowa przez wiatry o prędkości 11,4 m/sek. Duże prędkości wiatrów w okresie tworzenia się wydym na tym terenie były rzadkie, o czym świadczy mały udział grubych frakcji w składzie mechanicznym piasków wydymowych.

Pewne ustalenie wieku wydym w południowej części sandru piskiego jest trudne. Wiek osadów organogenicznych w tej części sandru /jezioro Pogubie Wielkie/ został ustalony na okres preborealny /36/. Wydmy są starsze od torfów, a więc musiały tworzyć się co najmniej w młodszym dryasie. Niektóre formy mogą być starsze, ale obecnie brak na to dowodów w postaci struktur peryglacialnych, czy też osadów organogenicznych starszych od holocenijskich. Utrwalenie wydym, powstałych u schyłku ostatniego glacjału, nastąpiło w holocenie, gdy klimat był znacznie cieplejszy i wilgotny, sprzyjający rozwojowi roślinności.

Formy postglacialne /holocen/  
związane z akumulacyjną  
działalnością wód rzecznych

Badania tarasów rzecznych stanowią jeden z głównych problemów współczesnej geomorfologii. Tarasy są najlepszymi świadkami plejstocenijskich i holocenijskich zmian w morfologii terenu. Badania aluwii i poziomów tarasowych pozwalają scharakteryzować zmiany klimatyczne w przeszłości. Na omawianym arkuszu o tarasach można mówić jedynie w dolinie Pisy.

W dotychczasowej literaturze geomorfologicznej brak jest opracowań dolin rzek odwadniających sandr

piski i kurpiowski. H.Radlicz /50/ wyróżniła tylko taras zalewowy w tych dolinach. Nie ma również opracowań hydrologicznych tych rzek.

Pisa wypływa z Jeziora Roś, około 1 km na północ od Pisz, mając bezpośrednie połączenie z Jeziorem Śniardwy przez Kanał Jegliński, wpada natomiast do Narwi w okolicach Nowogrodu. Odwadnia ona wschodnią część sandru kurpiowskiego i piskiego oraz zachodnią część Wysoczyzny Kolneńskiej i Pojezierza Elckiego. Jest to rzeka nieuregulowana, silnie meandrująca w dolinie wysłanej aluwiami. Szerokość doliny jest zmienna, od około 100 m w północnej części do około 1,5 km w części środkowej. Wcięcie koryta w dno doliny jest niewielkie od 0,5 - 1,5 m. Szerokość koryta rzeki jest zmienna w zależności od stanów wody i tak w Pisz waha się od 28,0 - 45,0 m, a w Jezach od 24,0 - 25,0 m.

Wypływ rzeki z Jeziora Roś znajduje się na wysokości 115 m n.p.m., a ujście koło Nowogrodu na wysokości 102,3 m n.p.m. Średni spadek rzeki na całej długości wynosi około 0,17%. Największy spadek 0,44% ma Pisa w górnym biegu. Na tym odcinku ma stosunkowo proste koryto, częściowo sztucznie wyprostowane. Pisa rozcina tu najniższą część sandru o dość dużym spadku. W dół biegu rzeki spadek wyraźnie maleje. Od Dziadowa do Wincenty wynosi tylko 0,17%, toteż na tym odcinku rzeka zaczyna silnie meandrować.

W dolinie Pisy można wyróżnić dwa poziomy; dno doliny /taras zalewowy/ i taras II /nadzalewowy/, nie licząc najniższego tzw. tarasu meandrowego, występującego w zakolach rzeki. Taras zalewowy tworzy ciągłą powierzchnię po obu stronach koryta rzeki.

Taras II /nadzalewowy/ nie tworzy zwartej powierzchni w dolinie Pisy. Jest on silnie zniszczony, głównie przez erozję boczną. Jego fragmenty zachowały się przeważnie w meandrowych rozszerzeniach doli-

ny. W niektórych częściach doliny został on zniszczony całkowicie.

W górnym odcinku doliny, od Pisz do Jeży, taras nadzalewowy występuje najczęściej w postaci pojedynczych, niewielkich wysp na tarasie zalewowym w okolicach Szparek i Dziadowa. Jedynie w okolicach Jeży taras nadzalewowy zajmuje większą, zwartą powierzchnię po prawej stronie doliny.

Profil podłużny II tarasu jest wyrównany i prawie równoległy do profilu dna doliny. Spadek wynoszący 0,23% jest tylko nieznacznie mniejszy od spadku dna doliny /0,24 %/. Wysokości względne tarasu nadzalewowego wynoszą 2,0 - 3,2 m /tabela 3/.

W okolicach wsi Borki, na szóstym kilometrze od wypływu z jeziora, wysokość względna II tarasu wynosi 2,8 m /116 m n.p.m./, w dół rzeki wysokości nieznacznie wzrastają i koło Jeży, na 20,5 km biegu rzeki, II taras wznosi się nad poziom wody w korycie Pisy 3,2 m /114 m n.p.m./. Dalej w dół rzeki wysokości względne stopniowo maleją.

Brak ciągłości występowania tarasu nadzalewowego w dolinie Pisy, pojawianie się go w rozszerzeniach meandrowych świadczy, że oprócz erozji wgłębnej dużą rolę w wykształceniu tego poziomu odgrywała erozja boczna.

Taras II ma charakter akumulacyjny. Rozcięcie poziomu sandrowego sięgnęło do głębokości około 4,0 m. W następnym okresie wskutek zmian klimatycznych, które wpłynęły na zmianę poziomu bazy erozyjnej, nastąpiła akumulacja w dolinie Pisy. Miąższość osadów II tarasu /głównie piaszczystych/ jest niewielka, waha się w granicach 2,0 - 3,0 m, co świadczy, że okres akumulacji był raczej krótkotrwały.

Osady tarasu nadzalewowego w górnym odcinku doliny zostały odłożone przeważnie w fazie sedymentacji płaskiej.

Osady tarasu nadzalewowego charakteryzują się drobniejszą frakcją, niż piaski niskiego poziomu sandrowego /tabela 1/. W Dziadowie frakcje bardzo gruboziarniste nie występują, a piaski gruboziarniste /1,0 - 0,5 mm/ stanowią zaledwie 0,15%. Ilość piasków średnioziarnistych przekracza 12,0%, piaski drobnoziarniste stanowią 82,57%, a bardzo drobnoziarniste 4,30%.

Współcześnie obserwuje się w korycie Pisy transport i akumulację materiału piaszczystego o różnej frakcji. W czasie powodzi odbywa się akumulacja głównie materiału pylastego na obszarze dna doliny. Miąższość osadów powodziowych, osadzonych w czasie jednego wylewu, dochodzi czasami do 20 cm. Oprócz tego w zagłębieniach starorzeczy zachodzi akumulacja osadów ilastych i torfu. Osady aluwialne są więc zróżnicowane facjalnie. Można w nich wyróżnić trzy facje: 1/ korytową, piaszczystą o różnej frakcji w zależności od spadku i wielkości przepływu, 2/ pylasto-piaszczystą fację powodziową i 3/ ilasto-torfową fację starorzeczy.

Podobne procesy miały miejsce niewątpliwie i w przeszłości, a więc także u schyłku ostatniego glacjału i w różnych okresach holocenu. Fakty świadczące, że rzeczywiście akumulacja tarasowa reprezentowana jest przez wymienione trzy facje, znajdujemy w budowie tarasów doliny Pisy. Fację korytową reprezentują piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, fację powodziową - piaski mułkowate. Miąższość osadów II tarasu wykształconych w facji korytovej jest znacznie większa, niż miąższość osadów wykształconych w facji powodziowej /ryc.8/. Osady tych dwóch facji nakładają się na siebie, co świadczy o okresowych wylewach wód Pisy w czasie formowania się II tarasu.

Sporadycznie w utworach tarasu II spotyka się także osady ilastotorfowe facji starorzeczy. Analiza pyłkowa tych osadów wykonana przez dr J.Stasiakową

wskazuje, że akumulacja osadów II tarasu odbywała się w młodszym dryasie.

Taras zalewowy stanowi jeden z głównych elementów charakterystycznych w morfologii doliny. Niewiele wzniesiony nad średni stan rzeki jest on żywą częścią doliny. Tu odbywa się wymiana materiału: z jednej strony ma miejsce akumulacja osadów, z drugiej strony erozja i wynoszenie materiału. Wydaje się, że dopóki poziom ten znajduje się w strefie działalności rzeki, lepiej jest nie nazywać go tarasem doliny, lecz raczej dnem doliny.

Dno doliny Pisy czyli tak zwany taras zalewowy da się prześledzić bez trudu na całej długości doliny. Dno doliny opada równomiernie z północy na południe, jego profil podłużny jest wyrównany na całej długości. W okolicach Pisz a dno doliny leży na poziomie 116 m n.p.m., koło Jeży na wysokości 111,6 m n.p.m. Spadek dna wynosi około 0,24%. Wzniesienie dna doliny nad średni poziom wody w korycie rzeki jest minimalne i nie wykazuje większych różnic na całej długości doliny. Przy stanie wody w Pisie +0,91 na wodowskaziu w Ptakach, dno doliny wznosiło się tylko 0,8 m nad ten poziom we wszystkich pomierzonych punktach, między innymi także w Pisz u i w Jeżach.

Głębokość koryta Pisy od poziomu wody do dna jest zmienna i waha się od 0,5 m na płyciznach, a szczególnie w miejscach odsypów meandrowych, do 3,0 i 3,5 m w miejscach intensywnego podcinania dna doliny przez meandry. Średnia głębokość koryta Pisy wynosi około 1,5 - 2,0 m.

Dno doliny, pomijając wyspy wyższego poziomu czy też świadki poziomu sandrowego, nie jest równą powierzchnią. Posiada własną niejednokrotnie bardzo urozmaiconą mikrorzeźbę, która z normalnej mapy topograficznej przy cięciu poziomem co 2,0 m jest trudna do odczytania. Wielką usługę mogłyby tu oddać zdjęcia lotnicze. <http://rcin.org.pl>

W mikrorzeźbie dna doliny wyróżnić można przede wszystkim najniższy, przejściowy poziom między zwierciadłem wody w korycie a dnem koryta. Poziom ten występuje głównie we wklęsłych odcinkach meandrów. Po wypukłej stronie meandrów następuje niszczenie brzegów, po wklęsłym odbywa się odsypywanie materiału piaszczystego. Proces ten w przypadku Pisy, która silnie meandruje, jest bardzo wyraźny. Szerokość "tarasów meandrowych" jest zmienną, średnio wynosi około 20 m. Zależy ona od stanów wody w rzece, od wielkości meandrów oraz od wielkości przepływów. Im przepływ w rzece jest większy i silniejsze meandrowanie rzeki, tym proces odcinania brzegów jest intensywniejszy, a za tym i szybsze odkładanie materiału piaszczystego po wklęsłej stronie meandru. "Tarasy meandrowe" nie są pokryte roślinnością, a ich powierzchnia łagodnie pochyla się w kierunku koryta rzeki. Przy każdym wyższym stanie wody w rzece poziomy te znajdują się pod wodą, a piaski z ich powierzchni są porywane i unoszone przez prąd wody w dół rzeki.

Osady aluwialne wypełniające dno doliny Pisy wykształcone są w trzech facjach: powodziowej, korytowej i starorzeczycy /ryc. 9, 10/. Pod względem granulometrycznym są one wyraźnie drobniejsze od piasków glacyfluwialnych i od piasków tarasu II. Obserwuje się także wyraźne drobnienie frakcji osadów piaszczystych w dół rzeki.

Rozcięcie osadów tarasu nadzalewowego i osadów glacyfluwialnych sięga 7,0 - 9,0 m. Rozcięcie przypada na okres preborealny, czego dowodzi analiza pyłkowa osadów organogenicznych wypełniających starorzecze na północ od Kozła /9/.

Formy postglacialne /holocen/  
związane z erozyjną  
działalnością wód rzecznych

Charakterystycznym elementem mikrorzeźby dna doliny są starorzecza. Mogą się one znajdować na różnym etapie rozwoju, w zależności od długości okresu, który upłynął od przzerwania kontaktu z rzeką. Mogą to być całkiem świeże formy wypełnione wodą, które stosunkowo niedawno zostały odcięte od rzeki. Dalej starorzecza zarastające i wreszcie całkowicie zarosnięte — i wypełnione osadami ilasto-organogenicznymi: łąkami, gytiami i torfami. Postępując od współczesnego koryta rzeki w kierunku krawędzi doliny, można śledzić całą generację form starorzeczy, od bardzo świeżych przez zarastające do całkowicie zarosniętych. Miąższość osadów wypełniających starorzecza dochodzi często do 5,0 m. Profil poprzeczny dna starorzecza jest prawie identyczny z profilem poprzecznym współczesnego dna koryta Pisy /ryc. 11, 12/.

Formy utworzone  
przez roślinność

Równiny torfowe zostały już częściowo omówione przy okazji opisywania innych form. Równiny torfowe występują zarówno na obszarze równiny sandrowej jak i na wysoczyźnie. Większe i zwarte obszary utworów organogenicznych spotyka się na obszarze sandru. Równiny torfowe towarzyszą bądź istniejącym jeziorom, bądź wypełniają całkowicie stare niecki jeziorne. W dolinach rzecznych torfy zajmują na ogół niewielkie starorzecza. Największe obszary torfów występują wokół jeziora Pogubie Wielkie, torfowisko Kulik i



torfowisko Barłogi położone na południowy wschód od tego jeziora oraz w sąsiedztwie jeziora Roś. W północno-zachodniej części arkusza występuje dość duży i zwarty obszar torfów, który łączy się z torfowiskami w okolicach jeziora Seksty i Śniardwy. Największy kompleks torfów, tzw. Piskie Wody ciągnie się wzdłuż krawędzi wysoczyzny.

Wymienione wyżej torfowiska należą do typu torfowisk niskich lub przejściowych. Torfowisko wysokie występuje jedynie w środkowej partii Barłogów i na niewielkim obszarze pomiędzy Pogubiem Wielkim a doliną Pisy.

Roślinność typu torfowiska przejściowego występuje płatami wśród torfowisk niskich w okolicach Pogubia Wielkiego oraz na obszarze torfowisk Barłogi.

Torfy najczęściej podściela gytia, rzadziej piaski. Miąższość torfu jest bardzo różna, waha się mniej więcej w granicach od 1 do 5 m. Płytkie torfy do 1 m występują na południowym krańcu obiektu Piskie Wody, podściela je warstwa gytii, a następnie piasek. Ku północy w okolicach Mast miąższość torfu wzrasta do 2 - 4 m. W tych też granicach waha się warstwa torfu na torfowisku Barłogi.

#### IV. PRÓBA WYJAŚNIENIA MORFOGENEZY

W rozwoju rzeźby omawianego obszaru zasadniczą rolę odegrały trzy okresy: glacjał bałtycki, schyłek ostatniego glacjału i okres holoceni /54/.

W okresie zlodowacenia bałtyckiego powstał obszar sandrowy jako powierzchnia inicjalna, na której w późniejszych okresach tworzyły się formy obecnie towarzyszące obszarom sandrowym.

Lodowiec fazy leszczyńskiej /ryc.13/ zatrzymał się na północ od obecnej doliny Wincenty, a dalej na zachód w okolicach Wądołka i Łachy. Zasięg tej fazy wyznaczają moreny czołowe na wysoczyźnie morenowej, albo rynny i jeziora na obszarze sandru.

Moreny czołowe fazy poznańskiej /ryc.14/ przebiegają na południe od Jeziora Śniardwy. Po wycofaniu się lodowca na linię tych moren nastąpiła akumulacja piasków i żwirów glacyfluwialnych budujących obecny wysoki poziom sandrowy w Puszczy Piskiej i na wschód od Pizsa w okolicach Babrost. Wody glacyfluwialne spływały na południe od pradoliny Narwi.

Problem interstadiu mazurskiego jest w dalszym ciągu dyskutowany w literaturze geomorfologicznej i geologicznej /14, 17, 21, 28, 35, 53/. Na omawianym terenie brak jest dowodów, które wskazywałyby na dłuższą przerwę pomiędzy fazą poznańską i pomorską.

Po wycofaniu się lodowca na linię moren fazy pomorskiej, na północ od jeziora Śniardwy, następuje akumulacja osadów glacyfluwialnych na przedpolu tych moren. Wody glacyfluwialne odpływają na południe po martwym łodzie, wypełniającym olbrzymie zagłębienie jeziora Śniardwy. Na południe od Śniardw wody te łączyły się rozcinając usypane wcześniej piaski i żwiry glacyfluwialne. W rozcięciu tym zostały nagromadzone utwory niskiego poziomu sandrowego. Akumulacja osadów tego poziomu odbywała się w dwóch fazach: starszej i młodszej, przedzielonych okresem zastoju w odpływie wód sandrowych. W czasie zastoju, w obniżeniach na powierzchni niskiego poziomu sandrowego osadzały się mułki, zawierające pyłki i szczątki roślin.

Schyłek ostatniego glacyaju odegrał ważną rolę w rzeźbie omawianego terenu. W okresie tym rozpoczął się intensywny proces wydymotwórczy w południowej części sandru piskiego i wytapianie się martwych lodów zagrzebanych w osadach glacyfluwialnych. W tym też

czasie rozpoczął się proces tworzenia się współczesnych dolin rzecznych, odwadniających obszar sandrowy. Na Litwie, sieć rzeczna zaczęła formować się pod koniec najstarszego dryasu i w Bölingu. Początkowy okres schyłku ostatniego glaciału do Allerödu jest słabo poznany i z braku faktów trudno jest ocenić zmiany, jakim w tym czasie uległa rzeźba.

W Allerödzie, w ostatnim interstadiale ostatniego glaciału, nastąpiło ogólne ocieplenie klimatu i wzrost opadów. Rzeki zaczęły intensywnie wcinać się w powierzchnię sandru. Rozpoczął się proces wytapiania martwych i zimowych lodów oraz kier lodowych zarzebanych w osadach glacyfluwialnych.

W młodszym dryasie nastąpiło ogólne pogorszenie warunków klimatycznych w Polsce Północnej. Lasy wycofują się na południe. W dolinie Pisy odbywa się akumulacja aluwioów. Na powierzchni sandru powstają wydmy.

Z początkiem holocenu rozpoczęło się konsekwentne ocieplanie się klimatu. Towarzyszył temu rozwój roślinności, która odegrała bardzo dużą rolę w przebiegu procesów i rozwoju rzeźby. W holocenie wykształciła się ostatecznie współczesna sieć rzeczna. Zakończył się całkowicie proces wytapiania się martwych lodów /41, 43/. Zakończył się także proces formowania wydm, a rozpoczął się następnie okres niszczenia tych form. Na młodszych osadach glacyfluwialnych pod wpływem roślinności leśnej wykształciły się gleby. W dolinach rzecznych trwał natomiast proces akumulacji mad rzecznych. Wreszcie w najmłodszym okresie duże zmiany w morfologii wprowadził człowiek, świadomie bądź nieświadomie.

LITERATURA

1. Basalikas A.B., Niekatoryje woprosy rozwitija reliefa Litwy w pozdnieliednikowoje wremja. Woprosy Gołocena. Wilno 1961.
2. Bogacki M., Próba opracowania środowiska geograficznego doliny Pisy na odcinku Ptaki - Dobrylas. *Kat. Geogr. Fiz. IGUW. Warszawa 1955. Niezwygodnie.*
3. Bogacki M., Struktury glacytektoniczne i peryglacialne okolic Łomży. *Dok. Geogr. z.4. IG PAN. Warszawa 1958.*
4. Bogacki M., Kumielsk. Marginal forms of the Leszno stage. *Guide - Book of Excurs. D. North - East Poland. VI-th Congr. INQUA. Poland 1961.*
5. Bogacki M., Mapa geomorfologiczna 1:50 000. Ark. Kolno, N 34-92-D. IG PAN 1961.
6. Bogacki M., Mapa geomorfologiczna 1:50 000. Ark. Pisz. N 34-92-B. IG PAN 1961.
7. Bogacki M., Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. *Prace i Studia IGUW /w druku/.*
8. Bogacki M., Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000. Arkusz Kolno N 34-92-D. *Dok. Geogr. z.4. IG PAN. Warszawa 1961.*
9. Bogacki M., Bitner K., Wincenta. The Pisa terraces, ages of the recent valley cutting. *Guide - Book of Excurs. D. North - East Poland. VI-th Congr. INQUA. Poland. 1961.*
10. Bülow K., Die Rolle Toteisbildung beim letzten Eisbrückzug in Norddeutschland /Mit 2 Taxtabbildungen/. *B. Zeitschr. der Deutsch. Geolog. Gessell. /Abhandlungen und Monatsberichte/. Berlin 1928.*

11. Czajkowski L., Próba opracowania środowiska geograficznego okolic Dobregolasu i Nowogrodu n/Narwią. Kat. Geogr. Fiz. IGUW. Warszawa 1957. Maszynopis.
12. Dokumentacja geologiczna złoża piasków do produkcji cegły wapienno-piaskowej. Przeds. Górniczo-Geologiczne Przemysłu Ceramiki Budowlanej. Warszawa 1957. Maszynopis.
13. Galon R., Geologia i morfologia Prus Wschodnich. Słownik Geograficzny Państwa Polskiego. Warszawa 1937.
14. Galon R., The problem of the last glaciation in Poland. Przegl. Geogr. t.XXVIII. Supplement. Warszawa 1956.
15. Galon R., Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce. Wydmy śródlądowe. Studium zbiorowe red. R. Galon. PWN. Warszawa 1958.
16. Galon R., New Investigations of Inlanddunes in Poland. Przegl. Geogr. t.XXXI. Supplement. Warszawa 1959.
17. Galon R., Roszkówna L., Extents of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the Territory of Poland in the light of an analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. Przegl. Geogr. t.XXXIII. z.3. Warszawa 1961.
18. Gołąb J., Zasady zdjęć geologicznych. Katowice 1951.
19. Górecka Ł., Rozmieszczenie i ogólna charakterystyka złóż piasków jako surowców cegielni wapienno-piaskowych na obszarze Polski. Dok. Geogr. z.4. IG PAN. Warszawa 1958.
20. Górski J., Sprawozdanie z prac sejsmicznych wykonanych na obszarze Pisz - Ełk - Suwałki. Inst. Geol. Zakład Dokum.Geolog. Maszynopis.

21. Halicki B., Zagadnienie interstadiu Mazurskiego. Zbiór prac i komunikatów treści geologicznej pod red. B.Halickiego. WG. Warszawa 1960.
22. Hoffman B., Masuren Grundzüge einer Morfologie der masurischen Landschaft. Der Nordosten, L. Veröffentlich. d. geograph. Seminars der Techn. Hochschule, Danzig. 1931.
23. Hurtig T., Das Spirdingsee-Gebiet und des Schippenbeiber. Bechen-Schrift. d. Phys. Ökonom. Gesellsch. zu Königsberg Pr. 68 z.3/4. Königsberg 1935.
24. Jewtuchowicz S., Struktura sandru. LTN. Łódź 1955.
25. Kalniet A., Międzylodowcowe jeziora kopalne w południowej części Niżu Polskiego. Acta Geol. Pol. vol.3. PWN. Warszawa 1955.
26. Kobendzina J., Próba datowania wydm Puszczy Kampinoskiej. Przegl.Geogr. t.XXXIII. z.3. Warszawa 1961.
27. Kondracki J., Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. Geogr. w szkole. Warszawa 1950.
28. Kondracki J., Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Z bad. Czwartorzędu w Polsce t.I, PIG. Biul.65. Warszawa 1952.
29. Kondracki J., Problematyka fizyczno-geograficzna regionalizacji Polski. Przegl. Geogr. t. XXVII. z.2. Warszawa 1955.
30. Kondracki J., Neue Ergebnisse der geomorphologischen Erforschung der Masurischen Seenplatte. Wissensch. Zeitschr. d. Univ. Greifswald. Jahrgang VII, Math-naturwiss. Reihe 1/2. 1958.
31. Kondracki J., Mikulski Z., Hydrografia dorzecza Krutyni. Prace Geogr. IG PAN. Warszawa 1958.
32. Kondracki J., Studies on the Natural Landscape of the Masurian Lake District. Przegl.Geogr. t.XXXI. Supplement 1959.

33. Kondracki J., Pietkiewicz St., Guide-Book of Excursion D. North-East Poland. VI-th Congr. INQUA. Poland 1961.
34. Kondracki J., Pietkiewicz St., The problem of the extension of the last /Würmian/ glaciation in North-Eastern Poland. Abstracts of Papers. VI-th Congr. INQUA. Poland 1961.
35. Kondracki J., Szostak M., Zarys geomorfologiczny i hydrograficzny jezior okolic Węgorzewa. Roczn. Nauk Rolniczych. t. LXXVII-B-1. 1960.
36. Kotarska E., Próba charakterystyki środowiska geograficznego dorzecza Piły na odcinku Szparki - Jeże. Lat. Geogr. Fiz. IGUW. Warszawa 1960. Maszynopis.
37. Krygowski B., Z badań granulometrycznych nad utworami plejstoceniowymi w Polsce Zachodniej. Z Bad. Czwartorzędu w Polsce. t. VII. Biul. IG 100. Wg. Warszawa 1956.
38. Liberacki M., Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. Zesz. Nauk. UMK w Toruniu z. 4. 1958.
39. Majdanowski S., Zagadnienie rynien jeziornych na Nizinie Północno Europejskiej. Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. nr 2 z. 1. Poznań 1950.
40. Maruszczak H., Peryglacjalne utwory pokrywowe na obszarze Wzgórz Szeskich. Ślady środowiska peryglacjalnego w strefie zasięgu stadium ponorskiego ostatniego Lądowacenia. Biul. Perygl. Nr 7. 1960.
41. Okołowicz W., Kryteria klimatyczne w badaniach geomorfologicznych Niziny Północno-europejskiej. Biul. FIG. 65. Warszawa 1952.
42. Okołowicz W., Morfogenezę wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. Biul. IG 100. Warszawa 1956.

43. Okołowicz W., Disappearance of ice relicts as a factor of development of post-glacial morphology in North Poland. Abstracts of Papers. VI-th Congr. INQUA. Poland 1961.
44. Opracowanie fizjograficzne miasta Pisz. Geoprojekt Warszawa. 1961. Maszynopis.
45. Pacowska J., Zagadnienie podziału i terminologii utworów czwartorzędowych. Biul. IG. 70. Warszawa 1955.
46. Pawoniak T., Charakterystyka morfologiczna okolic Kumielska. Kat. Geogr. Fiz. IGUW. Warszawa 1961. Maszynopis.
47. Pertkiewicz A., Torfowiska okolic Szerokiego Boru. Kat. Geogr. Fiz. IGUW. Warszawa 1962. Maszynopis.
48. Pietrow M.R., Relief barchannych pískow pustyni i zakonomiernosti jowo formirowanija. Probl. Geomorfologii. Trudy Inst. Geogr., Wyp. 39. Moskwa-Leningrad. 1948.
49. Pinkow H., Geologie und Böden im Gebiet des Narew - Sandr /Südostpreusen/. Schriften der Albertus-Universität. Ost - Europa Verlag. Königsberg. /Pr. und Berlin. W. 62. 1942.
50. Radlicz H., Studium morfologiczne Puszczy Kurpiowskiej. Przegl. Geogr. t. XV. Warszawa 1936.
51. Roszkówna L., Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. Studia Societ. Scient. Torun. vol. II. Nr 2. Toruń 1955.
52. Różycki S. Zb., Strefowość rzeźby i zjawisk peryglacialnych na Ziemi Torella /Spitsbergen/. Biul. Perygl. nr 5. ŁTN. Łódź 1957.
53. Różycki S. Zb., Guide - Book of Excursion from the Baltic to the Tatras. vol. I. Part II. VI-th Congr. INQUA. Poland 1961.



54. Różycki S.Z., Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Raport of the VI-th Intern. Congr. on Quaternary. Warsaw 1961. Vol. II. Łódź 1965.
55. Rühle E., Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Niżu Polskiego. Biul. IG. 70. Warszawa 1955.
56. Stankowski W., Z metodyki badań nad wydmami na przykładzie wydm Basenu Szczecińskiego. Czasop. Geogr. t. XXXII. z. 1. Warszawa-Wrocław 1961.
57. Stankowski W., Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej. t. IV. z. 1. Poznań 1963.
58. Szostak M., Charakterystyka morfologiczna i hydrograficzna południowej części Rynny Mikołajskiej. Dok. Geogr. z. 2. 1961.
59. Tołpa S., Charakterystyka złóż torfowych wschodniego dorzecza rzeki Pisy. Dokum. Geologiczno-przyrodnicza /kategoria badań C<sub>2</sub>/ wykonana przez Katedrę Botaniki WSR we Wrocławiu. Wrocław 1959. Maszynopis.
60. Woldstedt P., Geologisch - morphologische Übersichtskarte von Norddeutschland Vereisungsgebietes. Preus. Geol. Landesanstalt. Berlin 1935.
61. Woldstedt P., Norddeutschland u. angrenzende Gebiete im Eiszetalter. Stuttgart. 1956.
62. Zwierz St., Materiały archiwum wierceń. Ark. Ol-sztyn. t. III. PIG. Warszawa 1951.

### Spis tabel

- Tabela 1 Wyniki wybranych analiz granulometrycznych piasków sandrowych i tarasowych w procentach.
- Tabela 2 Zestawienie biegów i upadów.
- Tabela 3 Zestawienie wysokości tarasów i poziomów sandrowych /wysokości mierzone przy stanie wody + 0,91 na wodowskazie w Itakach/.

Tabela 1

Wyniki wybranych analiz granulometrycznych piasków sandrowych i tarasowych  
w procentach

| Lp. | Lokalizacja | świry i świrki | piaski bardzo gruboziarniste |                   |        |                   | piaski gruboziarniste |                   |        |                   | piaski średnioziarniste |                    |        |                    | piaski drobnoziarniste |                    |        |            | piaski bardzo drobnoziarniste |
|-----|-------------|----------------|------------------------------|-------------------|--------|-------------------|-----------------------|-------------------|--------|-------------------|-------------------------|--------------------|--------|--------------------|------------------------|--------------------|--------|------------|-------------------------------|
|     |             | $> 2,0$<br>mm  | 2,0-<br>1,5<br>mm            | 1,5-<br>1,0<br>mm | $\leq$ | 1,0-<br>0,8<br>mm | 0,8-<br>0,6<br>mm     | 0,6-<br>0,5<br>mm | $\leq$ | 0,5-<br>0,4<br>mm | 0,4-<br>0,3<br>mm       | 0,3-<br>0,25<br>mm | $\leq$ | 0,25-<br>0,2<br>mm | 0,2-<br>0,15<br>mm     | 0,15-<br>0,1<br>mm | $\leq$ | $< 0,1$ mm |                               |
| 1   | Rybitwy     | 6,27           | 0,83                         | 5,20              | 6,03   | 8,40              | 20,30                 | 18,50             | 47,20  | 20,00             | 14,80                   | 3,90               | 38,70  | 1,30               | 0,50                   | -                  | 1,80   | -          |                               |
| 2   | Czysta      | -              | -                            | 2,00              | 2,00   | 1,30              | 4,20                  | 3,60              | 9,10   | 9,00              | 22,00                   | 20,40              | 51,40  | 14,30              | 12,10                  | 10,90              | 37,30  | 0,30       |                               |
| 3   | Dziadowo    | -              | -                            | -                 | -      | 0,02              | 0,04                  | 0,09              | 0,15   | 0,20              | 0,50                    | 10,28              | 12,38  | 36,09              | 27,80                  | 18,68              | 82,57  | 4,30       |                               |

Nazwy frakcji według J.Pacowskiej /45/.

## Zestawienie biegów i upadów

## Wysoki poziom sandrowy

|                    |           |
|--------------------|-----------|
| 1. Pisz .....      | 264/4 S   |
| 2. " .....         | 90/13 S   |
| 3. " .....         | 311/10 SW |
| 4. Jabłoń .....    | 312/9 SW  |
| 5. Pogubie .....   | 45/7 SE   |
| 6. " .....         | 68/8 S    |
| 7. Rybitwy .....   | 262/4 S   |
| 8. " .....         | 25/22 SE  |
| 9. " .....         | 52/4 SE   |
| 10. Babrosty ..... | 38/4 SE   |
| 11. " .....        | 261/24 S  |
| 12. " .....        | 29/10 SE  |
| 13. " .....        | 27/10 SE  |

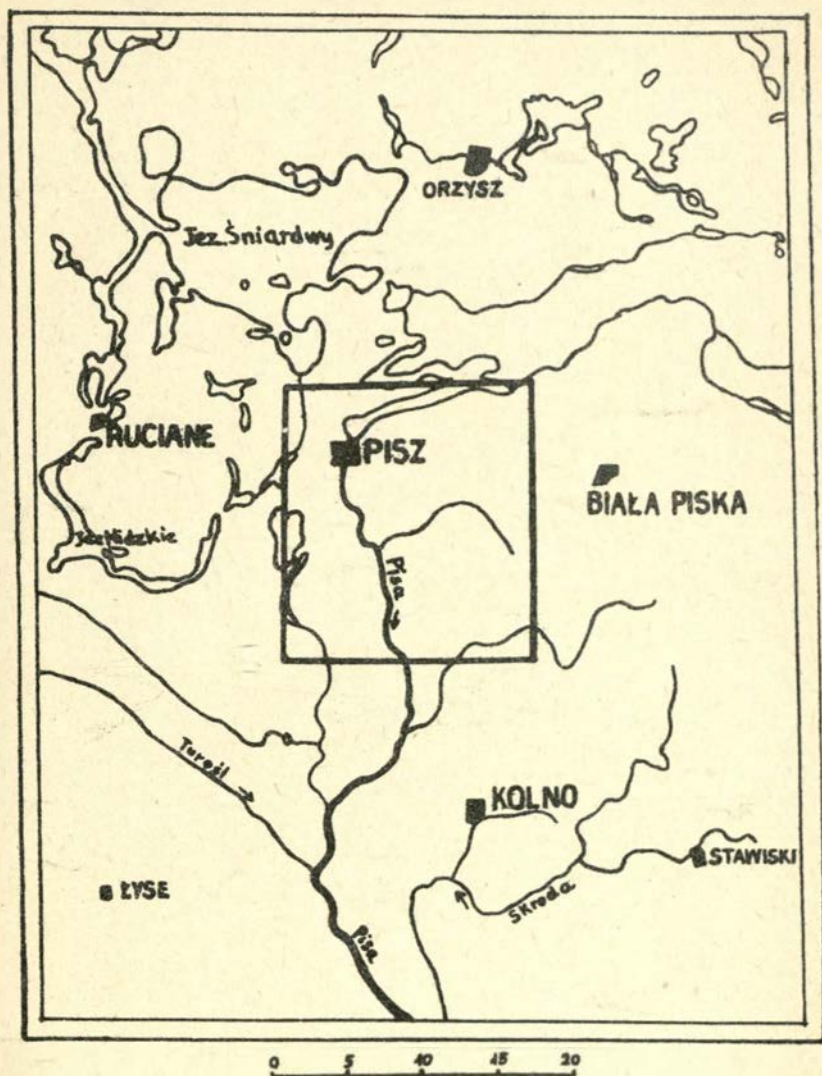
## Niski poziom sandrowy

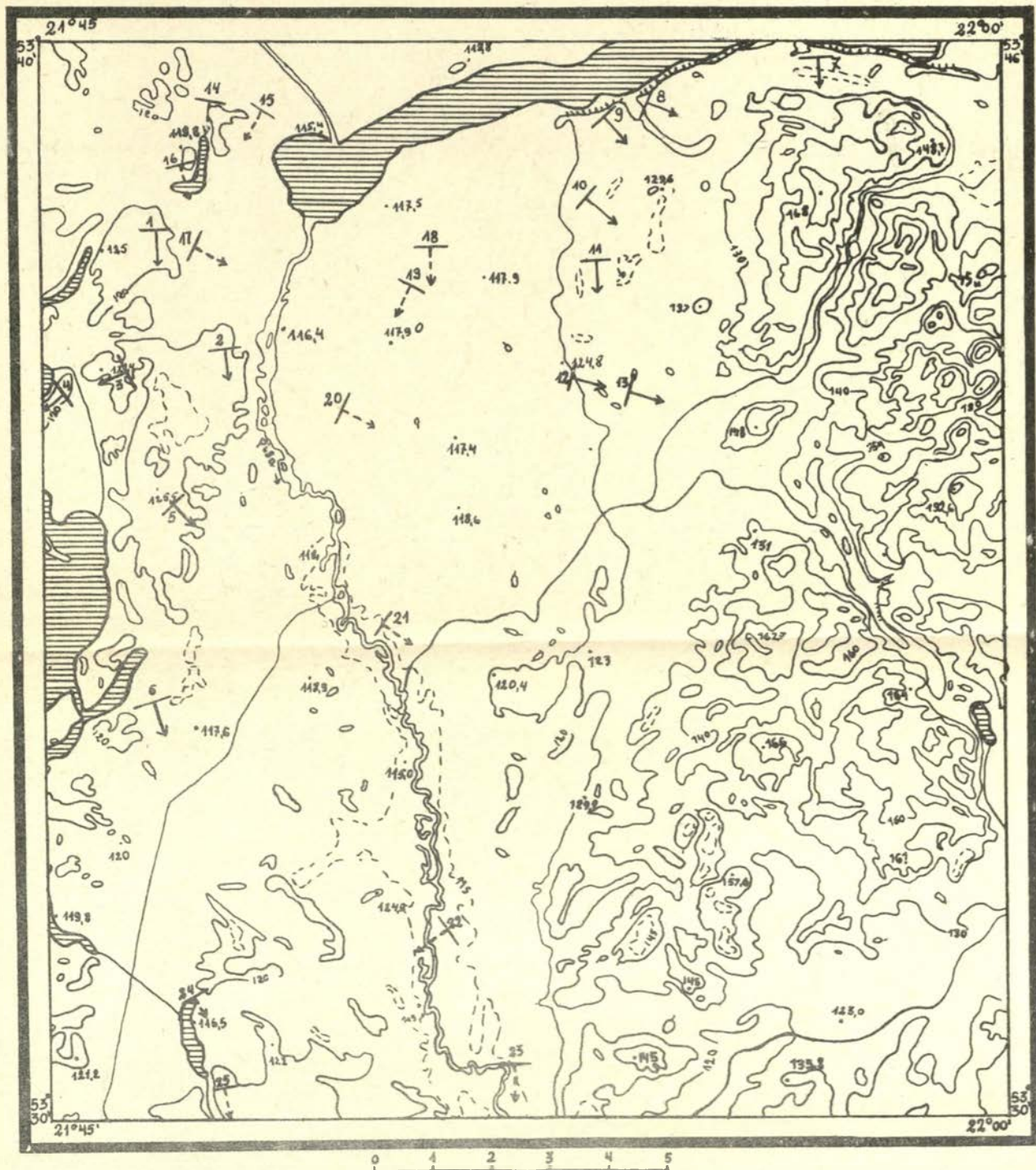
|                      |           |
|----------------------|-----------|
| 14. Imielin .....    | 285/20 SW |
| 15. " .....          | 306/14 SW |
| 16. Maldanin .....   | 264/4 SE  |
| 17. Pisz .....       | 210/34 SE |
| 18. Łupki .....      | 273/4 S   |
| 19. " .....          | 296/6 SW  |
| 20. Czyste .....     | 31/9 SE   |
| 21. Pisz Woda .....  | 38/16 SE  |
| 22. Dziadowo .....   | 329/16 SW |
| 23. " .....          | 276/25 S  |
| 24. Piskorzewo ..... | 52/2 SE   |
| 25. " .....          | 75/1,5 SE |

Zestawienie wysokości tarasów i poziomów sandrowych  
/wysokości mierzone przy stanie wody +0,91 na wodowskazie w Ptakach/

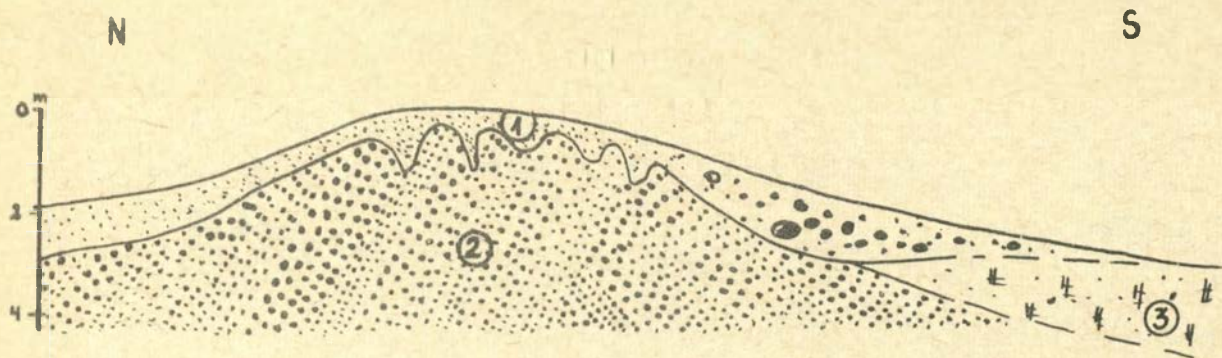
|                    |   | Taras I<br>/dno doliny/           |               | Taras II              |               | Niski poziom<br>sandrowy |               | Wysoki poziom<br>sandrowy |               |
|--------------------|---|-----------------------------------|---------------|-----------------------|---------------|--------------------------|---------------|---------------------------|---------------|
| Miejsce<br>pomiaru | Odległość<br>od miejsca<br>wypływu z<br>jeziora Roś | W y s o k o ś c i w m e t r a c h |               |                       |               |                          |               |                           |               |
|                    |   | bez-<br>względ-<br>ne             | względ-<br>ne | bez-<br>względ-<br>ne | względ-<br>ne | bez-<br>względ-<br>ne    | względ-<br>ne | bez-<br>względ-<br>ne     | względ-<br>ne |
| Pisz<br>/Borki/    | 0   | 116                               | 0,8           | 116                   | 2,8           | 119                      | 3,8           | 130                       | 14,8          |
| Jeże               | 19,5  | 112                               | 0,8           | 114                   | 3,2           | 117,6                    | 6,8           | 122,8                     | 11,6          |

Ryc.1. SZKIC SYTUACYJNY ARKUSZA „PISZ”





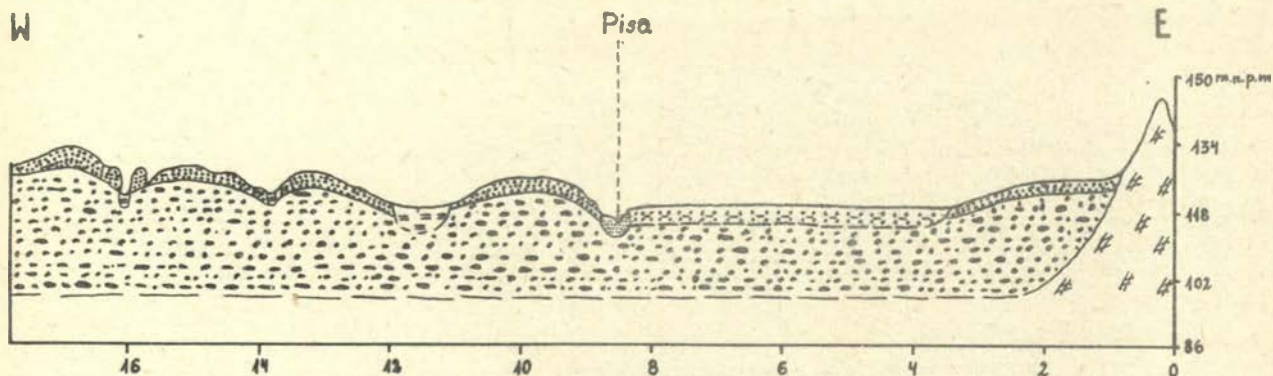
Ryc. 3. Budowa geologiczna moreny czołowej w Kumielsku









- 1. Piaski i żwiry niewarstwowane
- 2. Piaski i żwiry warstwowane
- 3. Gлина zwałowa

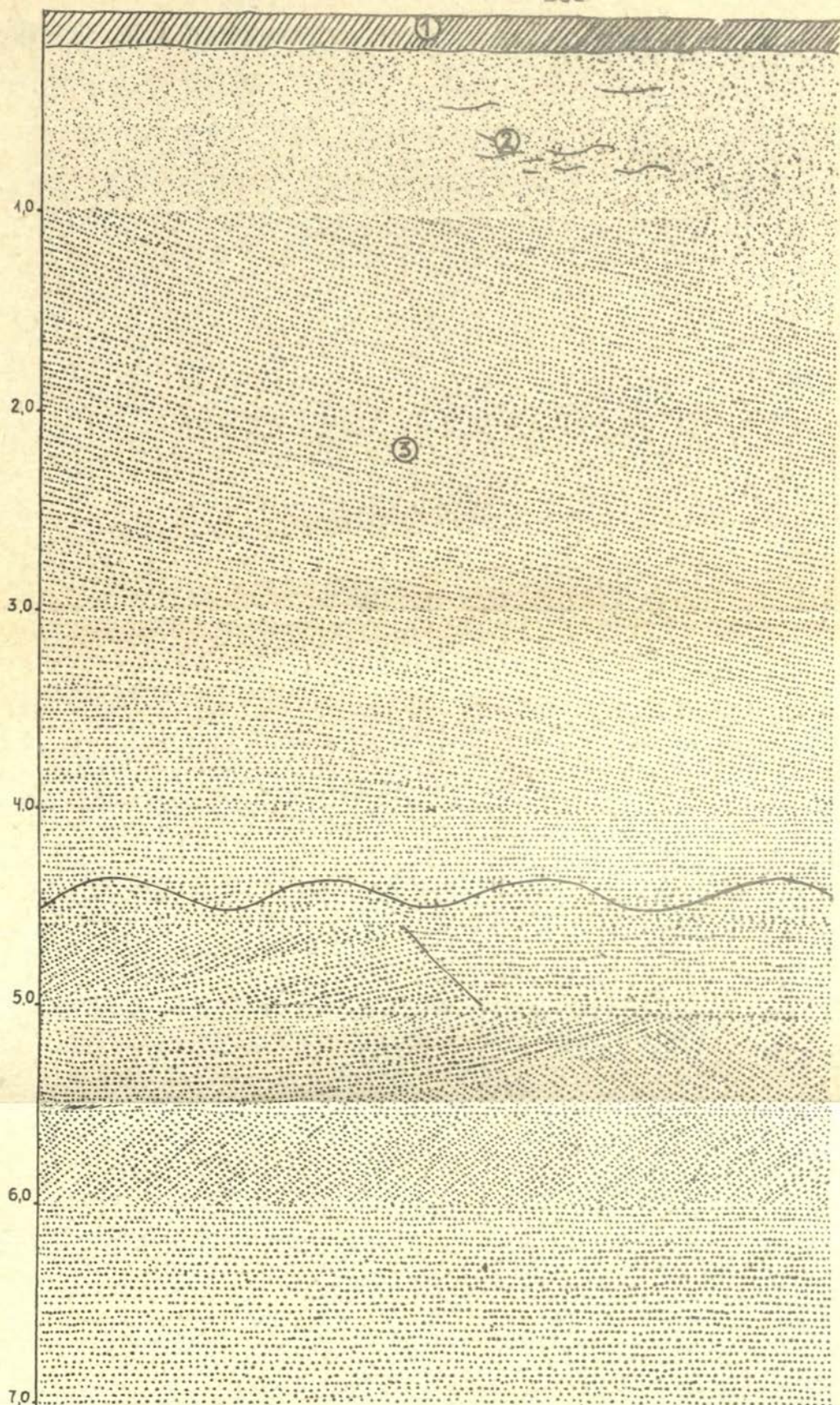


Ryc. 4. Profil geologiczny na Sod Pizze



Legenda

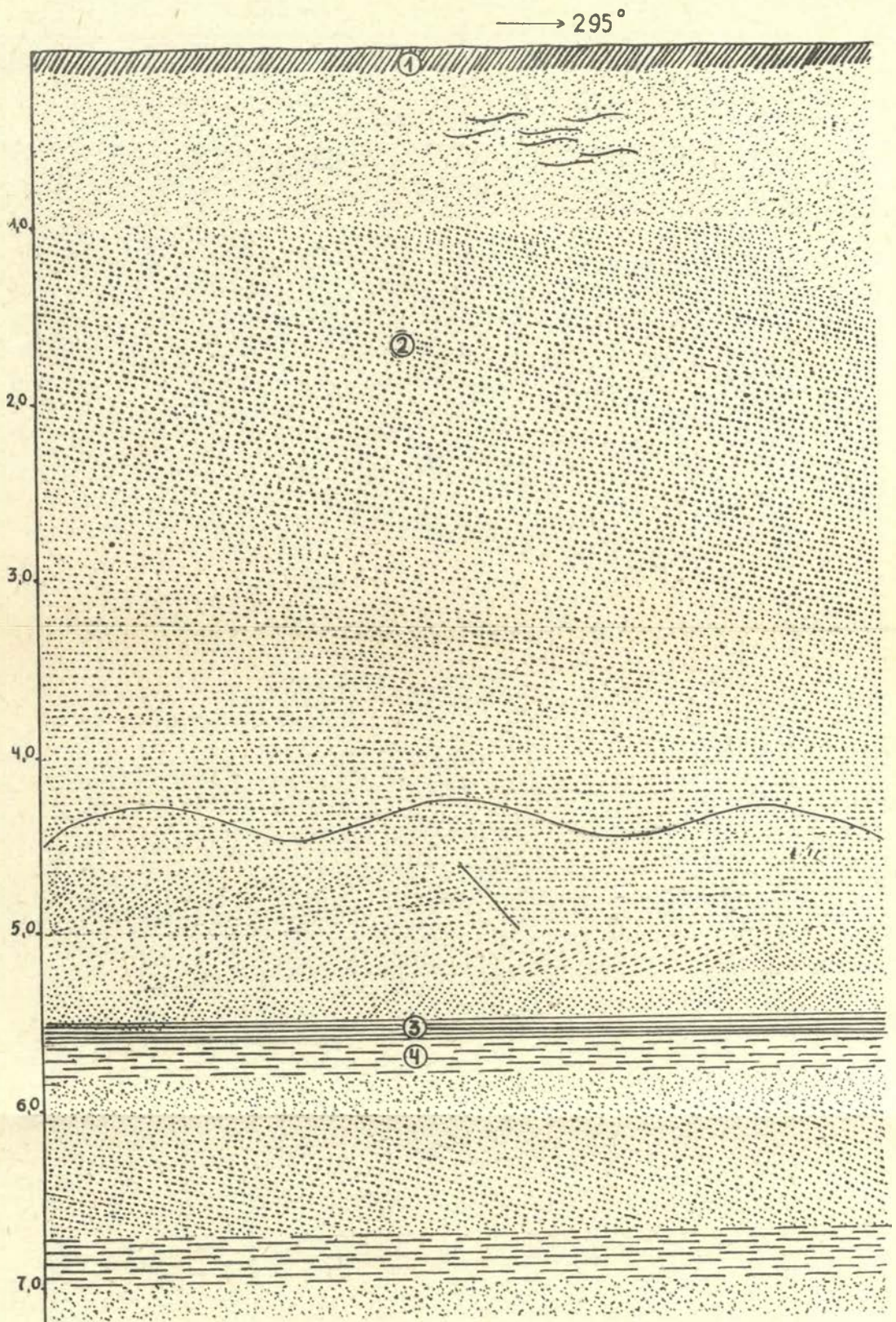
- |   |  |   |   |                              |
|---|--|---|---|------------------------------|
|  | Piaski drobne i mułki<br>niskiego poziomu sandrowego |  | Torfy   |                              |
|  | Piaski grube   | } Wysoki<br>poziom<br>sandrowy  |  | Piaski drobne w dolinie Pizy |
|  | Piaski b. grube z żwirami                            |   |  | Gлина                        |



1. GLEBA

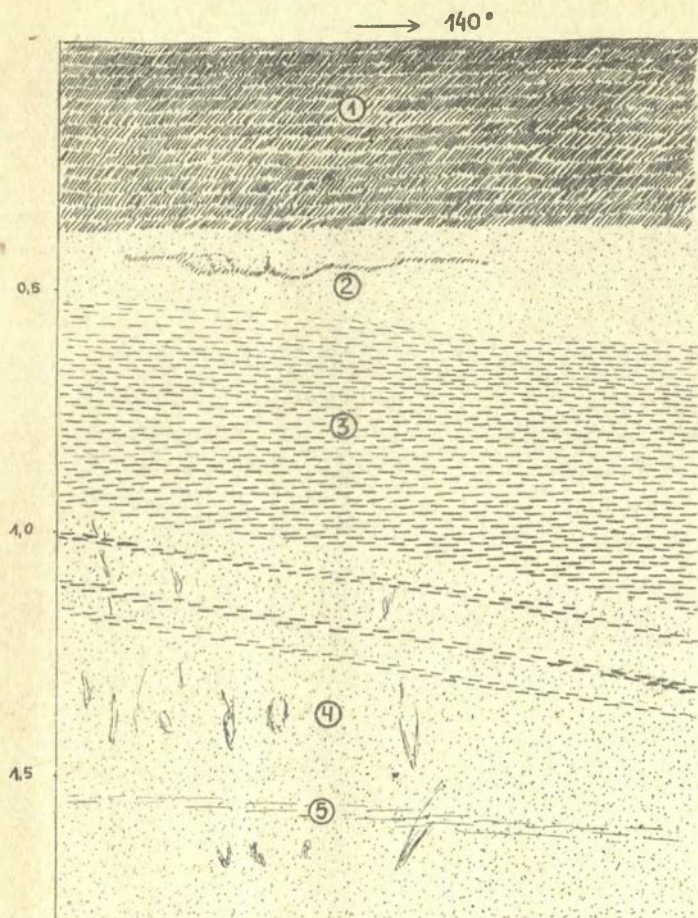
2. PIASKI DROBNE W STROPIE NIWARSTWOWANE

3. WARSTEWKI ORSZTYNU <http://rcin.org.pl>



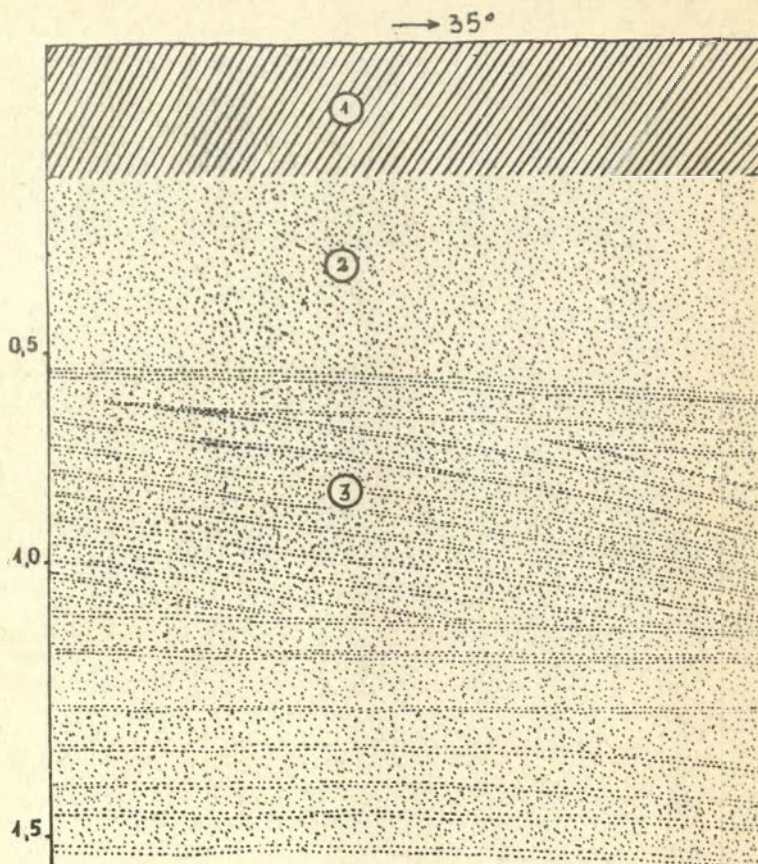
1. GLEBA
2. PIASKI DROBNE W STROPIE NIEWARSTWOWANE
3. ILY
4. MUŁKI

Ryc.7 Budowa poziomu sandrowego w okolicach wsi Czyste.



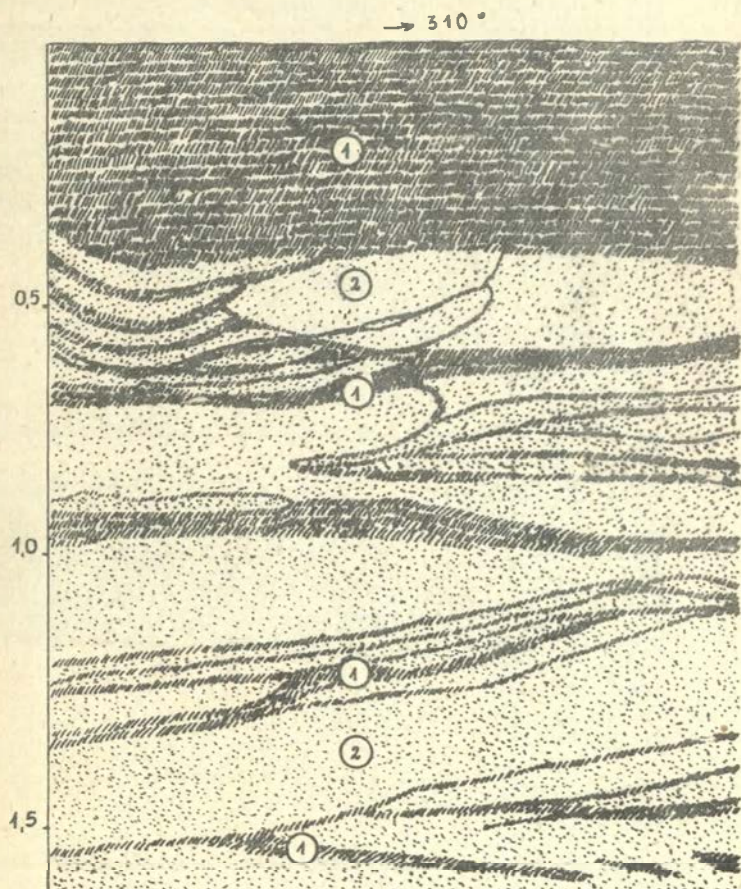
1. Piaski bardzo silnie humusowe
2. Piaski drobne, niewarstwowane
3. Ił w stropie czekoladowo-szary, w spągu niebieski
4. Piaski drobne z przewarstwieniami iłów
5. Piaski drobne zamulone

Ryc. 8. Wkop na II tarasie Pisy na N od rz. Pisa Woda



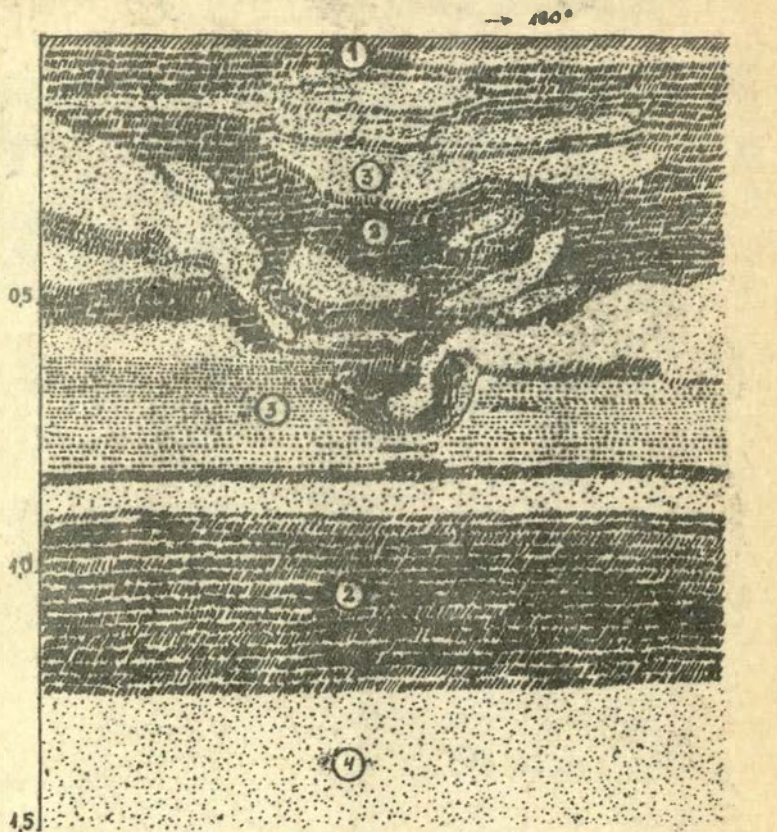
1. Gleba - PH 4.
2. Piasek drobny /śr. 0,1-0,4mm/, niewarstwowany, jasno-żółty.
3. Piasek drobny /śr. 0,1-0,6mm/, szary.

Ryc.9. Odsłonięcie w tarasie zalewowym Pisy na M od  
Dziadowa /po prawej stronie rzeki/.



1. Piaski bardzo silnie humusowe, w niektórych partiach torfy spiaszczone.
2. Piaski drobne biało-żółte, bardzo słabo widoczne warstwowanie poziome.

Ryc.10. Odsłonięcie w tarasie salowym Pisy na N od Jety



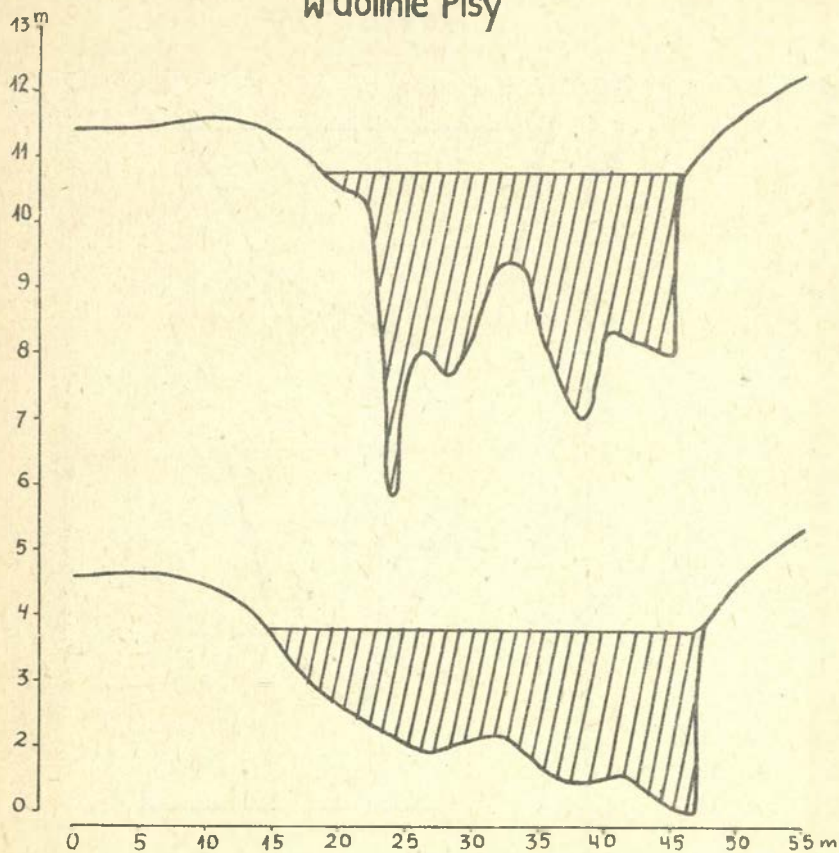
1. Gleba.

2. Piaski bardzo silnie humusowe, w niektórych partiach  
terf spiaszczony .

3. Seckewki i warstewki piasków drobnych, białych,  
w spęgu warstwowane pesłome.

4. Piaski drobne /średnica 0,1 - 0,3mm/, szare,  
warstwowanie niewidoczne-woda.

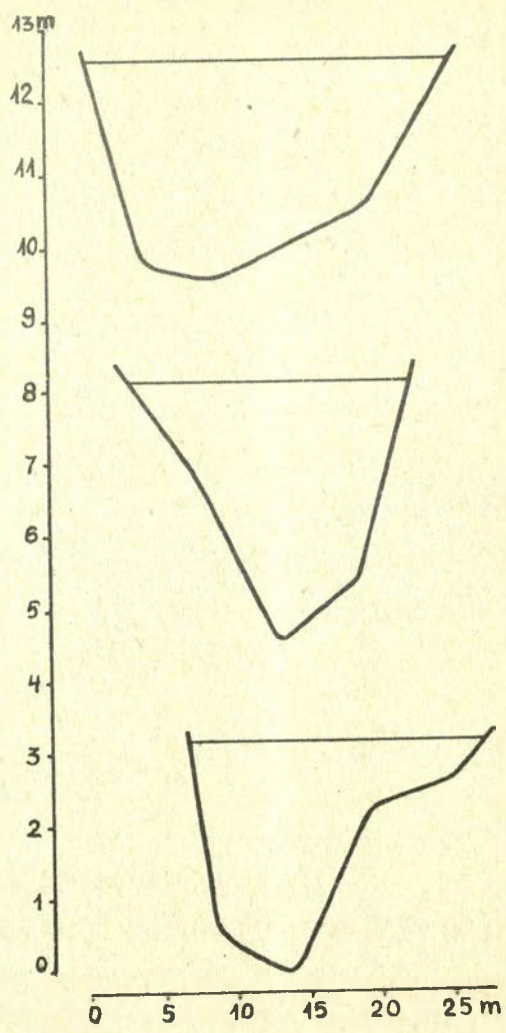
Ryc. 11. Profil przez zatorfione starorzecze  
w dolinie Pisy



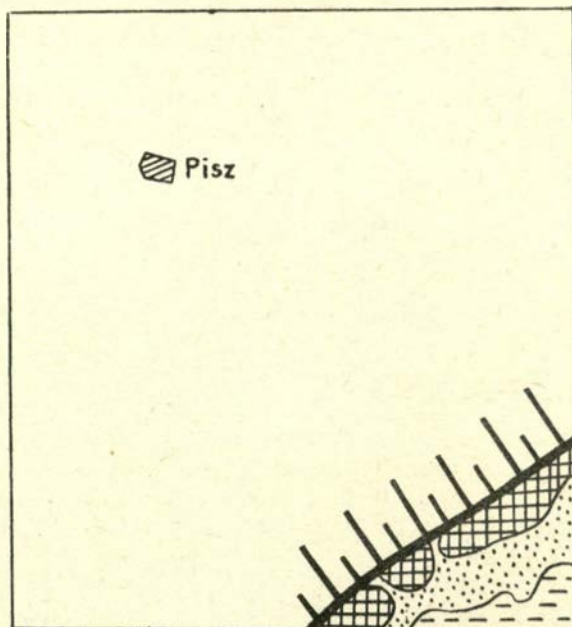
 Torf



Ryc.12. Przekroje poprzeczne przez współczesne koryto Pisy

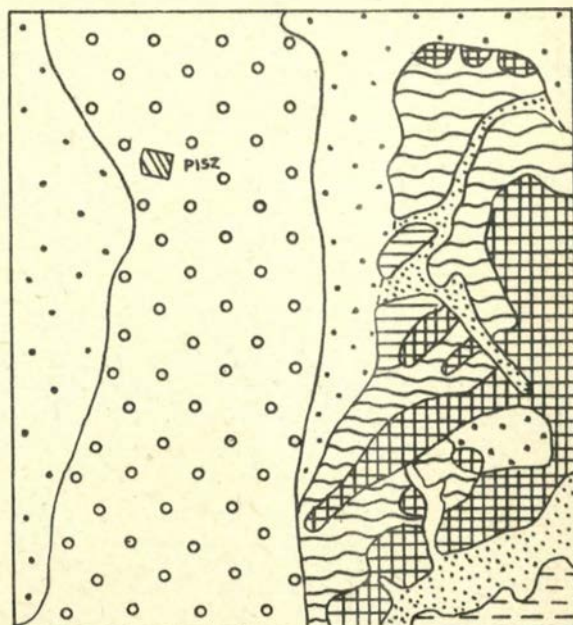


Ryc. 13. Mapa Paleomorfologiczna  
Faza leszczyńska



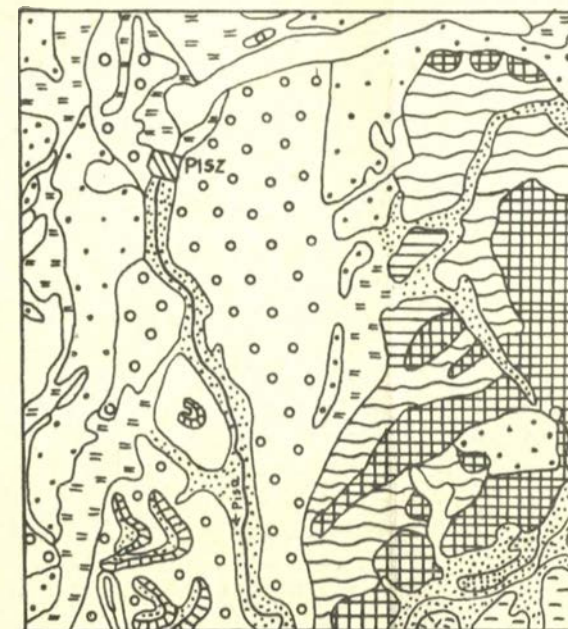
Skala 1:200 000

Ryc. 15. Mapa Paleomorfologiczna  
Faza pomorska



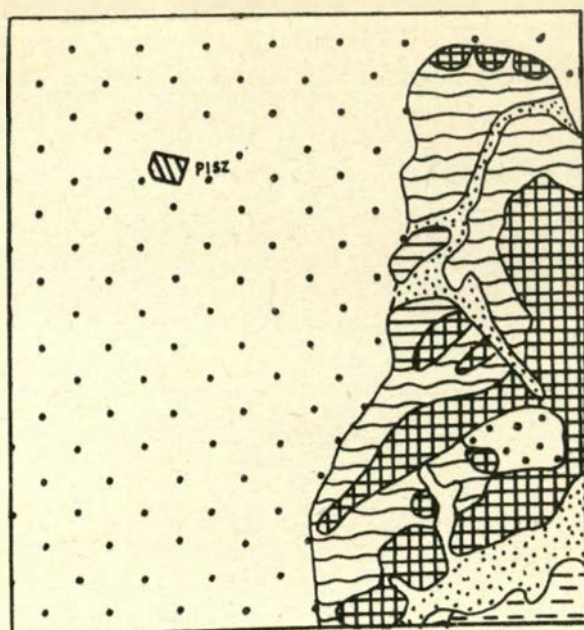
Skala 1:200 000

Ryc. 17. Mapa Geomorfologiczna  
Stan współczesny



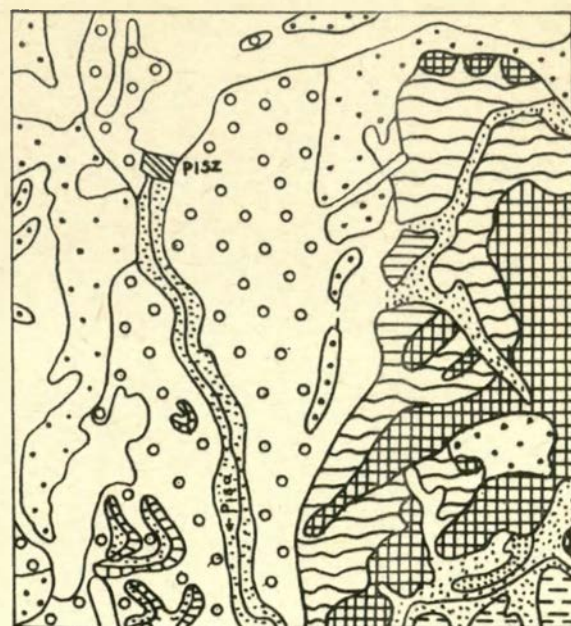
Skala 1:200 000

Ryc. 14. Mapa Paleomorfologiczna  
Faza poznańska














Skala 1:200 000

Ryc. 16. Mapa Paleomorfologiczna  
Okres preborealny - okres atlantycki



Skala 1:200 000

Legenda do ryc. 13-17

-  Moreny czołowe
-  Morena denna falista
-  Morena denna płaska
-  Równina sandrowa - poziom wyższy
-  Równina sandrowa - poziom niższy
-  Równina denudacyjna
-  Wydmy
-  Wytopiska
-  Tarasy pradolinne i dna dolin rzecznych
-  Równiny torfowe
-  Czoło lodowca

### Spis rycin

1. Szkic sytuacyjny ark. Pisz..
2. Hipsometria ark. Pisz..
3. Budowa geologiczna moreny czołowej w Kumielsku.
4. Profil geologiczny na S od Pizsa.
5. Budowa sandru w okolicach Pizsa.
6. Budowa sandru w okolicach Pizsa.
7. Budowa poziomu sandrowego w okolicach wsi Czyste.
8. Wkop na II tarasie Pisy na N od rzeki Pisa Woda.
9. Odsłonięcie w tarasie zalewowym Pisy na N od Działowa /po prawej stronie rzeki/.
10. Odsłonięcie w tarasie zalewowym Pisy na N od Jeży.
11. Profil przez zatorflone starorzecze w dolinie Pisy.
12. Przekroje poprzeczne przez współczesne koryto Pisy.
13. Mapa paleomorfologiczna /faza leszczyńska/.
14. Mapa paleomorfologiczna /faza poznańska/.
15. Mapa paleomorfologiczna /faza pomorska/.
16. Mapa paleomorfologiczna /okres preborealny - okres atlantycki/.
17. Mapa geomorfologiczna /stan współczesny/.

Spis treści

|  | str |
|--|-----|
| I. Wstęp .....   | 45  |
| II. Ogólna charakterystyka terenu .....                | 49  |
| III. Opis form terenu, ich systematyka i analiza ..... | 54  |
| IV. Próba wyjaśnienia morfogenezy .....                | 79  |
| Literatura .....                                       | 82  |
| Spis tabel .....                                       | 88  |
| Spis rycin .....                                       | 89  |

# WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1961

- 1 PRACA ZBIOROWA — Klimat Hall Gąsienicowej tekst s. 20, 29 tabel, 44 ryc., z1 7.—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Z badań Stacji Naukowej IG PAN nad Jeziorom Mikołajskim, s. 135+nlb. 28 ryc.+mapa+2 tab., z1 7.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Materiały do geografii przemysłu Polski, s. 245, z1 7.—
- 4 M. BOGACKI — Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000 Arkusz N 34-93 Kolno, s. 50, z1 7.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Materiały do geografii zaludnienia Polski i Czechosłowacji
- 6 E. TOMASZEWSKI — Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000 Arkusz N 33-143 — A KÓRNIK s. 50+1 tab. nlb., z1 7.— (poz. 2, 4, 5, 6 do użytku służbowego)

1962

- 1 PRACA ZBIOROWA — Economic Regionalization. Materials of the First General Meeting of the Commission held in Utrecht, the Netherlands, from 8 till 9 Sept. 1961, s. 120, z1 7.—
- 2 T. LIJEWSKI — Geografia komunikacji woj. białostockiego, s. 206 + mapy, z1 7.— (do użytku służbowego)
- 3 PRACA ZBIOROWA — Instrukcja szczegółowego zdjęcia użytkowania ziemi. Wydanie II poprawione i uzupełnione s. 130, z1 7.—
- 4 E. GÓRCEKA — Związek przemysłu cementowego w Polsce ze środowiskiem geograficznym, s. 171+36 nl. (ryc. i fot.), z1 7.— (służb.)
- 5 E. TOMASZEWSKI — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000. Arkusz N 33-131-C KOSTRZYŃ s. 63+ryc. n-b, z1 7.— (do użytku służbowego)
- 6 PRACA ZBIOROWA — Studia nad użytkowaniem ziemi — IV. Sprawozdania z prac w powiatach: koszalińskim, suwalskim i olsztyńskim, s. 120+ryc. nlb. z1 7.—

1963

- 1 S. ŻYNDĄ — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000. Arkusz N-33-139-B. TOPORÓW s. 70+nlb. ryc., z1 7.— (do użytku służbowego).
- 2 D. KOSMOWSKA — Objaśnienia do mapy hydrograficznej 1 : 50 000 arkusz Ożarów, s. 80+mapy, z1 7.— (do użytku służbowego).
- 3 PRACA ZBIOROWA — Bibliografia geografii polskiej — 1960 str. 320, z1 7.—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Studia nad wymianą ciepłą na Stacji Naukowej IG PAN w Wojcieszowie, s. 40+ryc. nlb z1 7.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Zagadnienia z geomorfologii i hydrografii, s. 54+ryc. nlb., z1 7.—
- 6 J. BĄCZYK — Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej, s. 180+28 ryc.+36 fot. nlb., z1 7.— (do użytku służb.).

## 1964

- 1 PRACA ZBIOROWA — National and Regional Atlases, s. 155, zł 24.—
- 2 J. KOSTROWICKI — The Polish Detailed Survey of Land Utilization. Methods and Techniques of Research. s. 100+ulb., zł 18.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Instrukcja do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000, wydanie III, s. 83 + zał. nlb., zł 24.—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Materiały do monografii geograficzno-gospodarczej Chełmży  
Wpływy podziału spadkowego komasacji i parcelacji na zmianę układów przestrzennych wsi w powiecie puławskim od połowy XIX wieku, s. 152 + ryc. ulb., zł 24.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Badania klimatu lokalnego, s. 94+ryc.nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Zagadnienie geografii przemysłu, s. 81+ryc. ulb., zł 15.—

## 1965

- 1 M. STOPA — Rejony burzowe w Polsce, s. 100 + ryc. ulb., zł 18.—
- 2 B. OLSZEWICZ, Z. RZEPA — Katalog rękopisów geograficznych, s. 107, zł 24.—
- 3 T. KRZEMIŃSKI — Objaśnienia do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000, arkusz STREKOWA GÓRA, s. 36+nlb., zł 12.— (do użytku służbowego)
- 4 PRACA ZBIOROWA — Polskie mapy rozmieszczenia ludności. Charakterystyka i przegląd bibliograficzny. Zasięg wpływów szkół średnich w rejonie Piły, s. 100+ryc. i tab. nlb., zł 21.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Studia nad użytkowaniem ziemi — V, s. 65 + ryc. 2 tab. nlb., zł 18.—
- 6 A. PROCHOWNIK — Przemiany struktury osadniczo-agrarnej wsi powiatu proszowickiego od połowy XIX wieku do 1960 r. (w druku)

## 1966

- 1 J. SZUPRYCZYŃSKI — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000, arkusz SZAMOCIN  
M. BOGACKI — Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1:50 000, arkusz PISZ (w druku).