

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

10

MIROSŁAW BŁASZKIEWICZ

DOLINA WIERZYCY,
JEJ GENEZA ORAZ ROZWÓJ
W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE
I WCZESNYM HOLOCENIE



**WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN**

z ostatnich lat

1995

29. P. EBERHARDT – Zagadnienia ludnościowe obszaru byłych Prus Wschodnich, 41 s., z1 4,-
30. Z. BABIŃSKI, M. GRZEŚ – Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek, 79 s., z1 4,-
31. J. GRZESZCZAK – Przestrzenne zróżnicowanie społeczno-gospodarcze „północ-południe” w krajach Unii Europejskiej. Wielka Brytania, Niemcy, Francja, 60 s., z1 4,-
32. A. GAWRYSZEWSKI – Rynek pracy Warszawy i województwa warszawskiego 1990–1993, 131 s., z1 4,-
33. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, B. KRAWCZYK, K. BŁAŻEJCZYK – Warunki biometeorologiczne Supraśla, 68 s., z1 4,-
34. P. KORCELLI – Regional patterns in Poland’s transformation: the first five years, 62 s., z1 4,-
35. E. NOWOSIELSKA – Bezrobocie – przegląd aktualnych tendencji, problemów i wyników badań (w krajach rozwiniętych), 70 s., z1 4,-
36. R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski 1989–1992, 60 s., z1 4,-

1996

37. A. B. ADAMCZYK – Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce; J. BARANOWSKI – Wielkość zachmurzenia w Warszawie w zależności od cyrkulacji atmosferycznej, 71 s., z1 4,-
38. H. POWĘSKA, T. KOMORNICKI – Przejścia graniczne: Kostrzyn, Słubice, Świecko, Gubin – podstawowe funkcje i strefa oddziaływania na terenie Polski i Niemiec; J. PAPIS, T. KOMORNICKI – Miasto Duszniki Zdrój jako gmina przygraniczna, 50 s., z1 4,-
39. L. KOLENDOWICZ – Burze na obszarze Polski północno-zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery, 115 s., z1 4,-
40. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo i gospodarka żywnościowa w okresie restrukturyzacji 1989–1994, 47 s., 31 il., z1 4,-
41. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: I, 72 s., z1 4,-
42. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: II, 98 s., z1 4,-

1997

43. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: III, 68 s., z1 5,-
44. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: IV, 127 s., z1 5,-
45. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: V, 44 s., z1 5,-
46. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: VI, 96 s., z1 5,-
47. P. EBERHARDT – Problematyka narodowościowa Estonii, 44 s., z1 5,-
48. W. ZGLIŃSKI – Przekształcenia państwowego rolnictwa w Polsce – skutki społeczne, ekonomiczne i przestrzenne, 64 s., z1 5,-
49. B. GRABIŃSKA – Geografia płązów Europy na tle świata. Regionalizacja zoogeograficzna kręgowców Europy. Powierzchnia jednostki a bogactwo taksonomiczne ssaków, 46 s., z1 5,-

MIROSŁAW BŁASZKIEWICZ

DOLINA WIERZYCY,
JEJ GENEZA ORAZ ROZWÓJ
W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE
I WCZESNYM HOLOCENIE

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 10

MIROŚLAW BŁASZKIEWICZ

THE WIERZYCA VALLEY,
ITS GENESIS AND DEVELOPMENT
IN LATE PLEISTOCENE
AND EARLY HOLOCENE

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

10

MIROSŁAW BŁASZKIEWICZ

DOLINA WIERZYCY,
JEJ GENEZA ORAZ ROZWÓJ
W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE
I WCZESNYM HOLOCENIE



WYDAWNCTWO
Continuo

1998
WROCLAW

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor: Roman Szczęsny

Zastępca Redaktora: Jerzy Grzeszczak

Członkowie: Zygmunt Babiński, Krzysztof Błażejczyk,
Piotr Eberhardt, Marek Jerczyński, Adam Kotarba, Władysława Stola

Sekretarz: Ewa Jankowska

Recenzenci:

prof. dr hab. Wacław Florek

prof. dr hab. Jan Szupryczyński

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania

im. Stanisława Leszczyckiego

Polskiej Akademii Nauk

ul. Twarda 51/55

00-818 Warszawa

Autorzy fotografii:

Mirosław Błaszkieicz: 1–8, 11, 13–15, 17; Czesław Kuchta: 9, 10, 12, 16

Opracowanie redakcyjne: Ewa Jankowska

Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, Warszawa 1998

PL ISSN 0012-5032

ISBN 83-86682-26-4

Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej Polskiej Akademii Nauk

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

1. Wstęp	7
1.1. Cel i metody badań	7
1.2. Stan badań	9
2. Charakterystyka geologiczno-geomorfologiczna otoczenia doliny Wierzycy	12
2.1. Budowa geologiczna	12
2.2. Zasięg fazy pomorskiej	20
2.3. Recesja lądolodu fazy pomorskiej na obszarze zachodniego skrzydła lobu Wisły	27
3. Morfogenezą górnego odcinka doliny Wierzycy	35
3.1. Geneza obniżeń wykorzystywanych przez Wierzycę	35
3.2. Stosunek górnego odcinka doliny Wierzycy do odpływów sandrowych związanych z recesją lądolodu fazy pomorskiej i kaszubsko-warmińskiej	44
3.3. Formy kemowe	47
3.4. Fazy jeziorne w dolinie Wierzycy a wytapianie się brył martwego lodu	53
3.4.1. Osady i formy jeziorne w depresji końcowej koło Starej Kiszewy	54
3.4.2. Osady i formy jeziorne w rynn timer Maliki-Czysta Woda koło Czystej Wody	62
3.5. Efekty procesów fluwialnych w górnym odcinku doliny Wierzycy	72
3.5.1. Odcinki przełomowe	72
3.5.2. Transformacja fluwialna inicjalnych obniżeń	74
4. Morfogenezą dolnego odcinka doliny Wierzycy	76
4.1. Stosunek dolnego odcinka doliny Wierzycy do szlaków sandrowych w wewnętrznej części lobu Wisły	77
4.2. Kształtowanie się odpływu rzeczno-ego w dolnym odcinku doliny Wierzycy	85
4.2.1. Rzeczne terasy erozyjne	85
4.2.2. Równina zalewowa	93
5. Powiązanie rozwoju geomorfologicznego doliny Wierzycy z doliną dolnej Wisły	97
6. Podsumowanie – uwagi końcowe	100
Literatura	103
The Wierzyca Valley, its genesis and development in late Pleistocene and early Holocene (summary)	111

1. WSTĘP

1.1. CEL I METODY BADAŃ

Wierzyca, w swym biegu od południowych skłonów wschodniej części garbu pojeziernego po ujście do Wisły pod Gniewem, powiązała szereg obniżeń terenowych o różnorodnej genezie, między innymi fragmenty rynien subglacjalnych, obniżeń erozji glacialnej, obniżeń wytopiskowych, a także odcinki sandrów dolinnych. Stopień przeobrażenia inicjalnych obniżeń w wyniku działalności procesów fluwialnych jest różnorodny. Rzeźba doliny, w górnym odcinku, jest prawie całkowicie zdeterminowana morfogenezą pierwotnych zagłębień. Głównym czynnikiem morfotwórczym po powstaniu obniżeń było wytapianie się pogrzebanego, w ich obrębie, martwego lodu oraz powiązany z tym procesem rozwój jezior kilku generacji. Dolny odcinek doliny Wierzycy jawi się jako asymetryczna dolina rzeczna z erozyjnymi meandrami ześlizgowymi i wąską równiną zalewową. Tylko w ujściowym odcinku rzeka utworzyła dolinę z szeroką równiną zalewową, w obrębie której swobodnie meandruje. Jednakże rozwój ujściowego odcinka doliny Wierzycy odbywał się na bazie wcześniej istniejącego obniżenia dolinnego pochodzącego co najmniej z interstadiału grudziądzkiego.

Poligeneza doliny Wierzycy w dużej mierze wpłynęła na określenie następujących celów pracy badawczej:

1. Ustalenie genezy obniżeń wykorzystywanych przez Wierzycę, w powiązaniu z aktywnością i zanikiem lądolodu fazy pomorskiej.

2. Określenie roli wytapiania się brył martwego lodu i funkcjonowania faz jeziornych w rozwoju doliny Wierzycy.

3. Rekonstrukcja sposobów włączania inicjalnych obniżeń w jednolity szlak dolinny oraz ustalenie stopnia ich transformacji w wyniku działalności procesów fluwialnych.

4. Prześledzenie procesów fluwialnych w relacji do odpływów proglacjalnych w dolnym odcinku doliny Wierzycy.

5. Powiązanie rozwoju geomorfologicznego doliny Wierzycy w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie z ewolucją doliny dolnej Wisły.

Zarysowany powyżej zestaw celów wymagał zastosowania różnorodnych metod badawczych. Czynnością wstępną było zebranie wszelkiego rodzaju archiwalnych materiałów geologicznych z doliny Wierzycy oraz jej bliskiego otocze-

nia. Sporządzono odpisy około 300 wierceń, w większości hydrogeologicznych, z Centralnego Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie, Archiwum „Hydroprojektu” w Gdańsku i Geologa Wojewódzkiego w Gdańsku. Przy analizie budowy geologicznej czwartorzędu dla analizowanego obszaru korzystano także z istniejących kartograficznych opracowań geologicznych, a przede wszystkim ze *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000, arkusze: Gniew (Wrotek 1986) i Starogard Gdański (Rabek 1987). Zapoznano się także z istniejącymi dokumentacjami złóż surowców skalnych oraz dokumentacjami geologiczno-inżynierskimi. Szczególnie cenna okazała się wykonana przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Gdańsku dokumentacja ilów gniewskich i złóż kredy jeziornej „Kochanka” koło Starogardu Gdańskiego. Już w czasie zasadniczych badań terenowych sporządzono odpisy dokumentacji geologicznych wykonywanych pod nowe inwestycje, między innymi w ten sposób uzyskano odpisy interesujących wierceń wykonanych przez „Geoprojekt” Gdańsk na Górze Biskupiej koło Pelplina. Ponadto zebrano także archiwalne wiercenia torfowe z Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach. W tym miejscu autor chciałby złożyć wszystkim wyżej wymienionym instytucjom serdeczne podziękowania za możliwość bezpłatnego korzystania z ich archiwów.

Zasadniczą czynnością wykonywaną w terenie było szczegółowe kartowanie geomorfologiczne doliny Wierzycy wraz z jej najbliższym otoczeniem na podkładach topograficznych w skali 1:10 000 i 1:25 000. Przy ostatecznym konstruowaniu załączonych do pracy map geomorfologicznych w skali 1:25 000 (ryc. 1–7) korzystano także z istniejących kartograficznych opracowań geologicznych: *Mapy geologicznej Polski* w skali 1:200 000 arkusz Gdańsk, opracowanej przez J. E. Mojskiego i J. Sylwestrzaka (1978); arkusz Grudziądz, autorstwa A. Makowskiej (1972) oraz *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 arkusz Gniew (Wrotek 1986) i arkusz Starogard Gdański (Rabek 1987).

W terenie wykorzystywano wszelkie możliwości wglądu w budowę geologiczną form. Tam gdzie nie było naturalnych odśnieżeń wykonywano wkopy, sondy ręczne, a w kilkunastu przypadkach także wiercenia sondą mechaniczną. W ramach prac badawczych zmierzano, w miarę istniejących możliwości, do jak najpełniejszej analizy cech strukturalnych osadów, a także ich pozycji geomorfologicznej i stratygraficznej w celu określenia charakteru środowisk depozycyjnych oraz ustalenia genetycznych typów osadów i form. Przy analizie osadów wodnolodowcowych korzystano z szeroko obecnie stosowanego systemu kodowania litofacjalnego (Miall 1977, 1978; Rust 1978; Cant 1978; Brodzikowski 1993), z modyfikacjami T. Zielińskiego (1992, 1993).

Podczas analizy osadów morenowych odnoszono się do podziału genetycznego w nawiązaniu do prac G. S. Boultona, M. A. Paula (1976), L. Kasprzaka, S. Kozarskiego (1984), L. Kasprzaka (1988). Dla części prób w wybranych profilach wykonano analizy składu mechanicznego uzupełniające charakterystykę makroskopową oraz obliczono statystyczne parametry rozkładów uziarnienia stosując wzory podane przez R. F. Folka i W. C. Warda (1957).

System kodowania litofacialnego wg T. Zielińskiego (1992)

The system of lithofacial coding (by Zieliński 1992)

TEKSTURA

D	diamikton
G	żwir o zwartym szkielecie ziarnowym
GS	żwir piaszczysty o rozproszonym szkielecie ziarnowym
SG	piasek żwirowy
S	piasek
SF	piasek mułkowy
FS	mułek piaszczysty
F	mułek / ił

STRUKTURA

m	masywna
h	pozioma laminacja
r	przekątna laminacja riplemarkowa
p	płaskie (tabularne) warstwowanie przekątne
t	rynnowe warstwowanie przekątne
l	niskokątowe warstwowanie przekątne

Ważnym elementem pracy badawczej było wykonywanie przekrojów geologicznych dna doliny Wierzycy. Łącznie wykonano 20 przekrojów reprezentujących różne odcinki doliny. Stanowią one zasadnicze źródło informacji przy ustaleniu relacji pomiędzy aluwiami a osadami o innej genezie w obrębie dna doliny Wierzycy. Ze względu na brak technicznych możliwości poboru prób z nawodnionych utworów mineralnych możliwa była tylko makroskopowa ocena ich cech teksturalnych. Wpłynęło to w istotny sposób na mały stopień szczegółowości analizy wykształcenia aluwialnego równiny zalewowej Wierzycy. W wybranych miejscach przekrojów geologicznych pobierano, stosując sondę tłokową według konstrukcji K. Więckowskiego, rdzenie osadów organicznych, z których interesujące fragmenty były datowane palinologicznie, a 6 prób także radiowęglowo. Wszystkie analizy palinologiczne oraz analizy makroszczątków roślinnych dla potrzeb niniejszej pracy wykonała dr Bożena Noryśkiewicz z Instytutu Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, natomiast datowania radiowęglowe osadów organogenicznych są dziełem Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Stanowiska „Boże Pole Szlacheckie” i „Pałubin” koło Starej Kiszewy zostały opracowane pod względem faunistycznym przez mgr Jarmilę Krzymińską z Oddziału Geologii Morza w Sopocie.

1.2. STAN BADAŃ

Dolina Wierzycy nie była dotychczas przedmiotem szczegółowych badań geomorfologicznych. Pewne uwagi i spostrzeżenia dotyczące jej morfologii,

a także genezy znajdują się w pracy R. Galona (1934) o dolinie dolnej Wisły oraz w publikacjach poświęconych rozwojowi rzeźby na obszarach północno-wschodniej części Pomorza (Kotański 1956; Sylwestrzak 1973a, 1978, 1984; Augustowski 1974).

R. Galon (1934) wyróżnił w obrębie ujściowego odcinka doliny Wierzycy jeden poziom dolinny o wysokości 19 m n.p.m., tj. około 10 m ponad poziom równiny zalewowej. Poziom ten, według R. Galona, można korelować z dolną terasą (II) w dolinie Wisły.

Z. Kotański w niepublikowanych sprawozdaniach z lat 1949 i 1950 podzielił dolinę Wierzycy na kilka odmiennych morfologicznie odcinków. W niektórych z nich, jak np. na odcinku Pogódki–Czysta Woda, wyróżnił aż 10 teras. W omawianych sprawozdaniach znajduje się wiele cennych uwag stratygraficznych, które zostały przez tego autora wykorzystane w publikacji z 1956 r. W te same prace Z. Kotański łączy rozwój dziesięciometrowej terasy w dolinie Wierzycy z transgresją lityrówną.

B. Augustowski (1974) w środkowej części doliny Wierzycy, leżącej na obszarze Pojezierza Starogardzkiego, wyróżnił cztery systemy terasowe. Autor ten podaje, że ich cechą charakterystyczną jest zbieżność w górnym biegu rzeki.

O czterech poziomach terasowych w dolinie Wierzycy wypowiada się także J. Sylwestrzak (1973a, 1978, 1984). Trzy wyższe wiąże on z odpływem wód proglacialnych, natomiast najniższą określa jako akumulacyjną terasę wieku holocenijskiego. Terasę I, najwyższą, według J. Sylwestrzaka, można prześledzić wzdłuż całego biegu Wierzycy. Jej wysokość względna wyraźnie wzrasta z biegiem rzeki, do 20 m w ujściowym odcinku. Terasa II, zanikająca w górnym odcinku rzeki (na wschód od Starej Kiszewy), ma u wylotu doliny około 15 m, natomiast terasa III w ujściowym odcinku osiąga 8–10 m wysokości względnej. Terasa IV – zalewowa, zdaniem cytowanego autora, ma około 0,5 m wysokości w górnym i 3,5 m w dolnym odcinku doliny Wierzycy.

W ostatnich latach wykonano 2 arkusze *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 obejmujące dolinę Wierzycy od ujścia po Starogard Gdański: arkusz Gniew (Wrotek 1986) i arkusz Starogard Gdański (Rabek 1987). Autor arkusza Gniew, K. Wrotek (1986), wyróżnił w ujściowym odcinku doliny Wierzycy, powyżej równiny zalewowej, trzy rzeczne poziomy terasowe.

Prace badawcze w dolinie Wierzycy autor prowadził w drugiej połowie 1985 r. wspólnie z mgr. P. Gierszewskim (w obrębie ujściowego odcinka doliny) oraz samodzielnie w latach 1987–1992. Efektem wspólnych badań jest artykuł dotyczący morfogenezy ujściowego odcinka doliny Wierzycy (Błaszczewicz, Gierszewski 1989). Autorzy wyróżnili w badanym fragmencie doliny, obok równiny zalewowej, trzy poziomy o wysokościach względnych, kolejno: 19–15, 7–5 oraz 4–2,5 m. Pierwszy z nich określono jako poziom sandrowy, natomiast w przypadku dwóch niższych zasugerowano ich fluwialną genezę. Obok form związanych z odpływem fluwio-glacialnym i fluwialnym wyróżniono także formy powstałe przy współdziałaniu martwego lodu, takie jak: obszary zasypania kemowego oraz pagórki kemowe na zboczach doliny.

Pragnę w tym miejscu serdecznie podziękować Prof. dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu za wskazanie ciekawego tematu oraz dyskusję i krytyczne uwagi poczynione w czasie prowadzenia prac terenowych i pisania niniejszej pracy. Dr. B. Noryśkiewicz i mgr Jarmili Krzywińskiej dziękuję za wykonanie specjalistycznych analiz. Zespołowi Zakładu w Toruniu dziękuję za merytoryczną dyskusję, a także pomoc techniczną przy pracach wiertniczych oraz w przygotowaniu rysunków i maszynopisu pracy.

2. CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNA OTOCZENIA DOLINY WIERZYCY

2.1. BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar badań znajduje się w zasięgu pomorskiej części synklinorium brzeźnego, oddzielającego prekambryjską płytę krystaliczną od antyklinorium środkowopolskiego. Jest to rejon wyraźnego wzrostu miąższości osadów permsko-mezozoicznych słabo sfałdowanych podłużnie, z asymetrycznymi antyklinami pochylonymi ku osi jednostki (Pożaryski 1974). Charakterystycznym elementem dla trzeciorzędu analizowanego obszaru jest brak osadów plioceńskich w profilach wierceń.

Szkic powierzchni podczwartorzędowej otoczenia doliny Wierzyicy (ryc. 8) zestawiony został na podstawie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 arkusze: Gniew (Wrotek 1986), Starogard Gdański (Rabek 1987), Kwidziń (Kozłowska, Kozłowski 1985) oraz *Map geologicznych Polski* w skali 1:200 000 wyd. B arkusze: Grudziądz (Makowska 1972) i Gdańsk (Mojski, Sylwestrzak 1978).

Powierzchnię podczwartorzędową w zachodniej części obszaru badań aż po Starogard Gdański budują częściowo węgliste miocenijskie iły, mułki i piaski. We wschodniej części obszaru na powierzchni podczwartorzędowej odsłaniają się głównie piaski oligocenijskie, a lokalnie także utwory kredowe. W nachyleniu powierzchni podczwartorzędowej obserwuje się wyraźny spadek wysokości z zachodu na wschód od około 20 m n.p.m. w rejonie Kościerzyny do 80 m p.p.m. w ujściowym odcinku doliny Wierzyicy koło Gniewu. Jest to związane z występowaniem w rejonie badań rozległego obniżenia w powierzchni podczwartorzędowej, nawiązującego w części wschodniej do obniżenia doliny dolnej Wisły. We wcześniejszych opracowaniach kartograficznych było ono określone jako dolina Kościerzyna – Starogard Gdański (Sylwestrzak 1972). Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej została niewątpliwie w znacznym stopniu ukształtowana przez procesy egzaracyjno-erozyjne przebiegające w czasie najstarszych zlodowaceń. Przy obecnym stanie rozpoznania, w związku z brakiem dostatecznej ilości głębokich wierceń, bliższe wypowiedanie się na temat szczegółów w jej rzeźbie i wykształceniu litofacjalnym jest niemożliwe. Analiza przebiegu doliny Wierzyicy na tle morfologii powierzchni podczwartorzędowej (ryc. 8) nie wykazuje bezpośrednich związków pomiędzy nimi. Można jedynie wskazać na pewną zgodność obecnego, generalnego nachylenia terenu z nachyleniem powierzchni podczwartorzędowej.

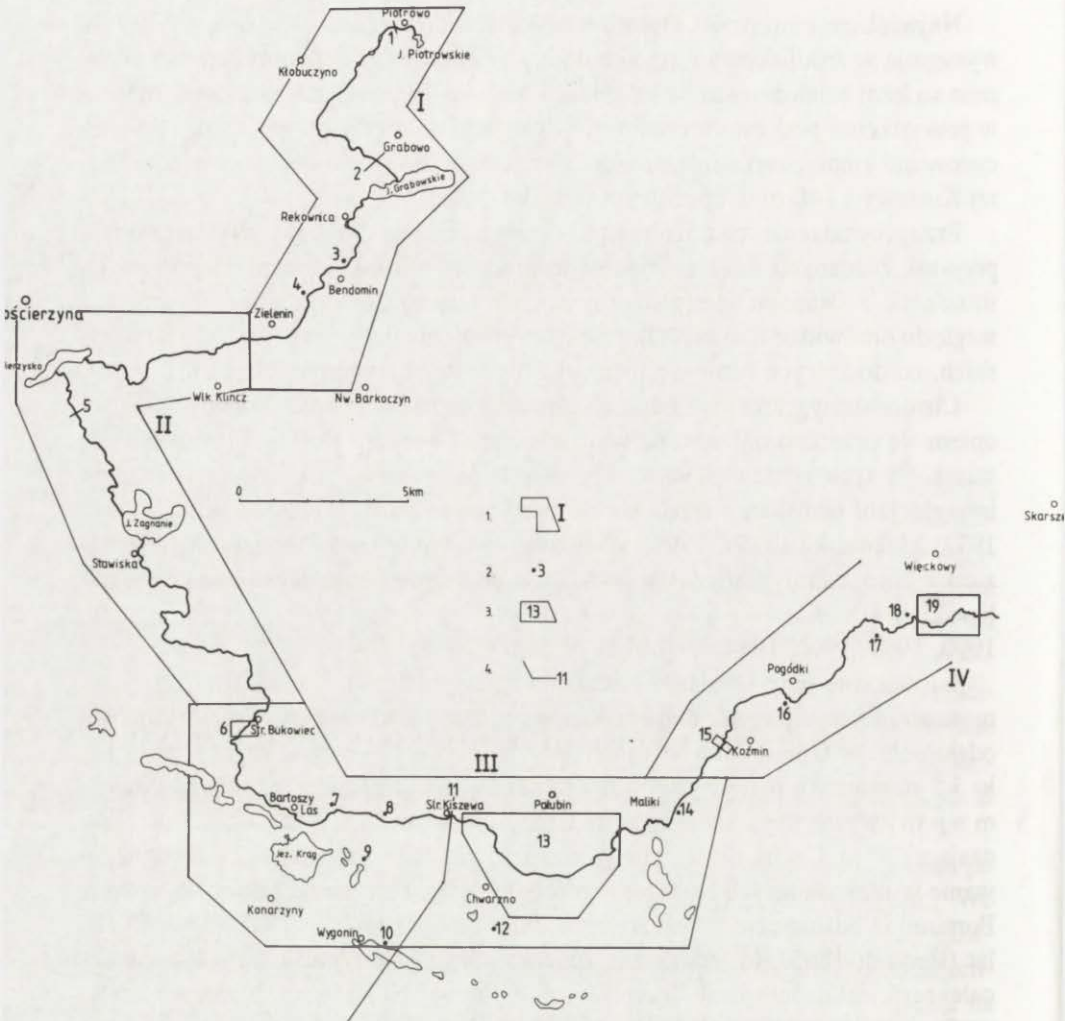
Największe miąższości utworów czwartorzędowych, dochodzące do 300 m, występują w źródłiskowym rejonie doliny Wierzycy. Tak duże miąższości związane są tutaj z nałożeniem się kulminacji we współczesnej rzeźbie oraz obniżenia w powierzchni podczwartorzędowej. Z biegiem doliny Wierzycy notuje się zdecydowane zmniejszenie miąższości czwartorzędu do około 160 m w rejonie Starej Kiszewy i 140 m w ujściowym odcinku doliny.

Przeprowadzenie charakterystyki stratygraficznej osadów plejstoceniowych, przy tak znacznych miąższościach i jednoczesnym braku dobrze rozpoznanych stanowisk z osadami interglacjalnymi, jest niezwykle utrudnione. Z tego też względu omówione zostaną tylko niektóre problemy dotyczące osadów vistuliańskich, co do których istnieje najwięcej danych na omawianym obszarze.

Chronostratygrafia vistulianu na obszarze centralnej części Polski Północnej opiera się przede wszystkim na wydzieleniach z obszaru Dolnego Powiśla. Podstawą dla tych wydzieleni stało się stwierdzenie morskich i lądowych osadów interglacjalu eemskiego leżących na pierwotnym złożu (Drozdowski, Tobolski 1972; Makowska 1979a, 1991). Aktualnie trwa bardzo ożywiona dyskusja związana z chronostratygraficznym podziałem nadległego kompleksu osadów vistuliańskich (Drozdowski 1979, 1980, 1986; Makowska 1979a, b, 1986, 1989, 1990, 1991, 1992, 1994; Mojski 1979, 1980, 1992).

Istotną rolę przy ustalaniu podziałów stratygraficznych vistulianu odegrało, usytuowane w krawędzi doliny Wierzycy około 1 km na zachód od Gniewu, odsłonięcie w Gniewskich Młynach. W odsłonięciu Gniewskie Młyny, pod około 3,5 m warstwą piaszczystej gliny morenowej, której strop leży na rzędnej 52 m n.p.m., występuje seria osadów piaszczysto-żwirowych, o miąższości przekraczającej 30 m. Cechą charakterystyczną serii piaszczysto-żwirowej jest występowanie w niej, mniej lub bardziej rozdrobnionych, skorup mięczaków kopalnych. Pomimo iż odsłonięcie to jest znane w literaturze geologicznej już od ponad 100 lat (Berendt 1865), to jednak zagadnienie pozycji stratygraficznej oraz genezy całej serii jest nadal różnie interpretowane. Pierwsi badacze zajmujący się stratygrafią vistulianu na tym obszarze przyjmowali z reguły pierwotne położenie fauny mięczaków (Galon 1934, 1938; Gadomska 1938). Aktualnie, w zasadzie panuje zgodność wśród autorów co do faktu redepozycji skorup mięczaków (Kotański 1956; Makowska 1979b; Drozdowski 1986). Różnice pojawiają się przy interpretacji pozycji stratygraficznej omawianej serii oraz określaniu jej genezy.

Według A. Makowskiej (1979b) są to osady fluwialne reprezentujące tzw. serię gniewską, korelowaną z II fluwioglacjałem (Galon 1938), a według nowszych podziałów – synchroniczne z interglacjałem krastudzkim (Makowska 1986, 1990, 1991, 1992). Autorka ta konsekwentnie określa nadległą glinę jako BIII (stadiał Świecie). Z kolei E. Drozdowski (1986), opierając się m.in. na datowaniach radiowęglowych skorup i datowaniach termoluminescencyjnych osadów, w których skorupy występują, wiąże środowisko życia większości gatunków fauny mięczaków z morzem rozwiniętym w czasie interstadiału grudziądzkiego, natomiast redepozycję skorup, a więc i powstanie serii osadów piaszczysto-żwirowych.



Ryc. 1. Mapa dokumentacyjna

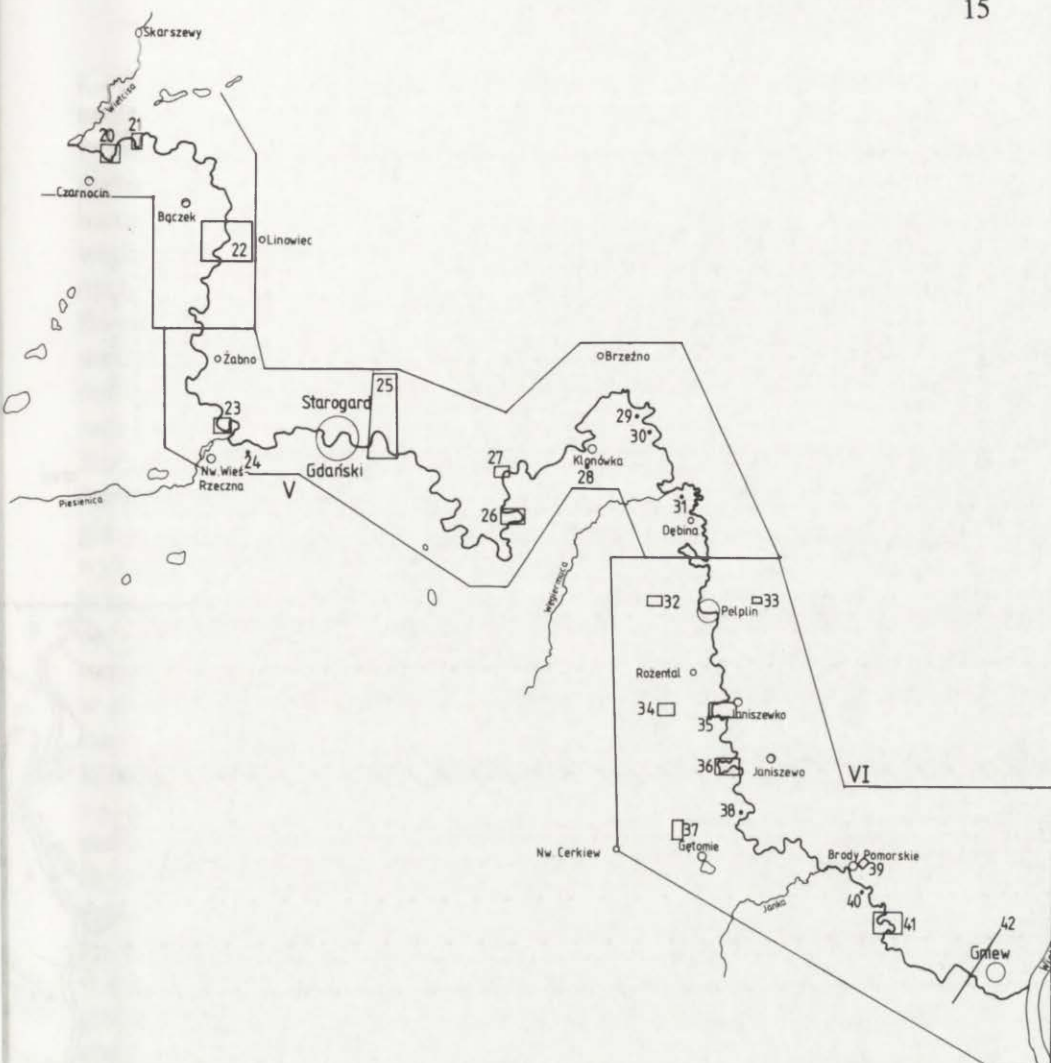
1 – mapy geomorfologiczne, 2 – stanowiska badawcze, 3 – rejony badawcze, 4 – przekroje geologiczne

Documentation map

1 – geomorphological maps, 2 – research stands, 3 – research areas, 4 – geological sections

wych, z transgresją morską nieznacznie poprzedzającą nasunięcie ostatniego lądolodu wistulianńskiego na ten obszar. Górną glinę autor ten zalicza więc do pierwszego poziomu glacialnego (BIV – wg podziału stratygraficznego A. Makowskiej).

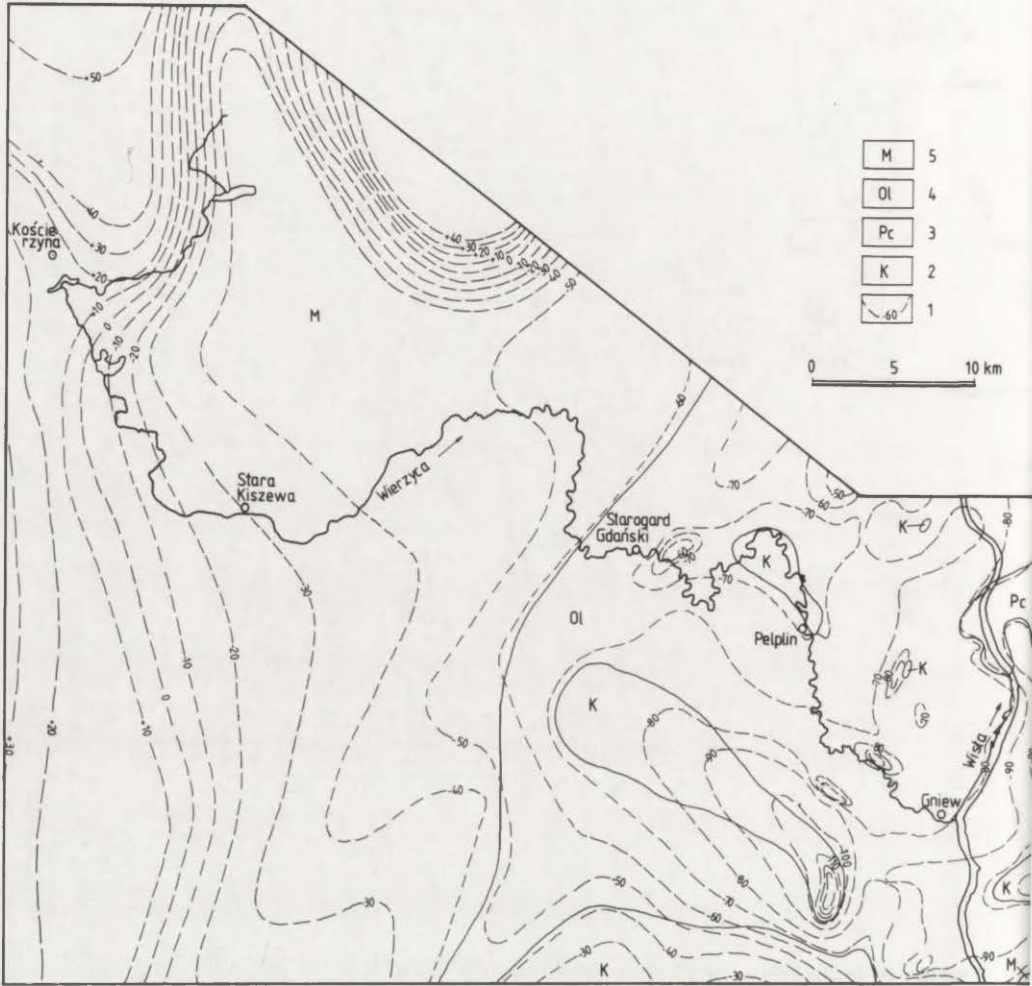
Odśnieżenie w Gniewskich Młynach jest obecnie, w związku z zaprzestaniem eksploatacji, prawie całkowicie zarośnięte, dlatego też autor nie miał możliwości jego sprofilowania. Jednakże porównując opisy odśnieżenia w literaturze (Kotkański 1956; Mrózek 1961; Makowska 1979b; Drozdowski 1986), można wskazać na stosunkowo dużą pionową i poziomą zmienność litofacjalną osadów piaszczysto-żwirowych: od laminowanych utworów ilasto-mułkowych poprzez warstwo-



wania riplemarkowe, przekątne warstwowania tabularne i rynnowe do horyzontalnie warstwowanych grubych żwirów. Taka zmienność litofacjalna jest jedną z cech charakterystycznych proglacialnych rzek roztokowych.

Fluwioglacjalne pochodzenie omawianej serii sugerował już Z. Kotański (1956). Ostatnio głos w dyskusji odnośnie genezy i pozycji serii w Gniewskich Młynach zabrał także J. Mojski (1992). Autor ten wskazuje na fluwioglacjalny charakter serii piaszczysto-żwirowej, natomiast pod względem stratygraficznym – zgodnie z poglądami E. Drozdowskiego (1986) – umiejscawia ją pomiędzy poziomami morenowymi BIII i BIV. Taka właśnie pozycja stratygraficzna oraz geneza opisywanej serii osadów, w świetle badań autora niniejszej rozprawy, jest najbardziej prawdopodobna. Wskazuje na to analiza odsłoneń znajdujących się w zboczu ujściowego odcinka doliny Wierzyca, a w szczególności odsłonięcia w Brodach Pomorskich.

W odsłonięciu tym występują zaburzone glaciotektonicznie piaszczysto-żwirowe utwory fluwioglacjalne o wykształceniu litofacjalnym zbliżonym do serii



Ryc. 8. Szkic powierzchni podzwartorzędowej rejonu badań zestawiony na podstawie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000, arkusze: Gniew (Wrotek 1986), Starogard Gdański (Rabek 1987), Kwidziń (Kozłowska, Kozłowski 1985) oraz *Mapy geologicznej Polski* w skali 1:200 000 arkusze: Grudziądz (Makowska 1973, 1974), Gdańsk (Mojski, Sylwestrzak 1978)

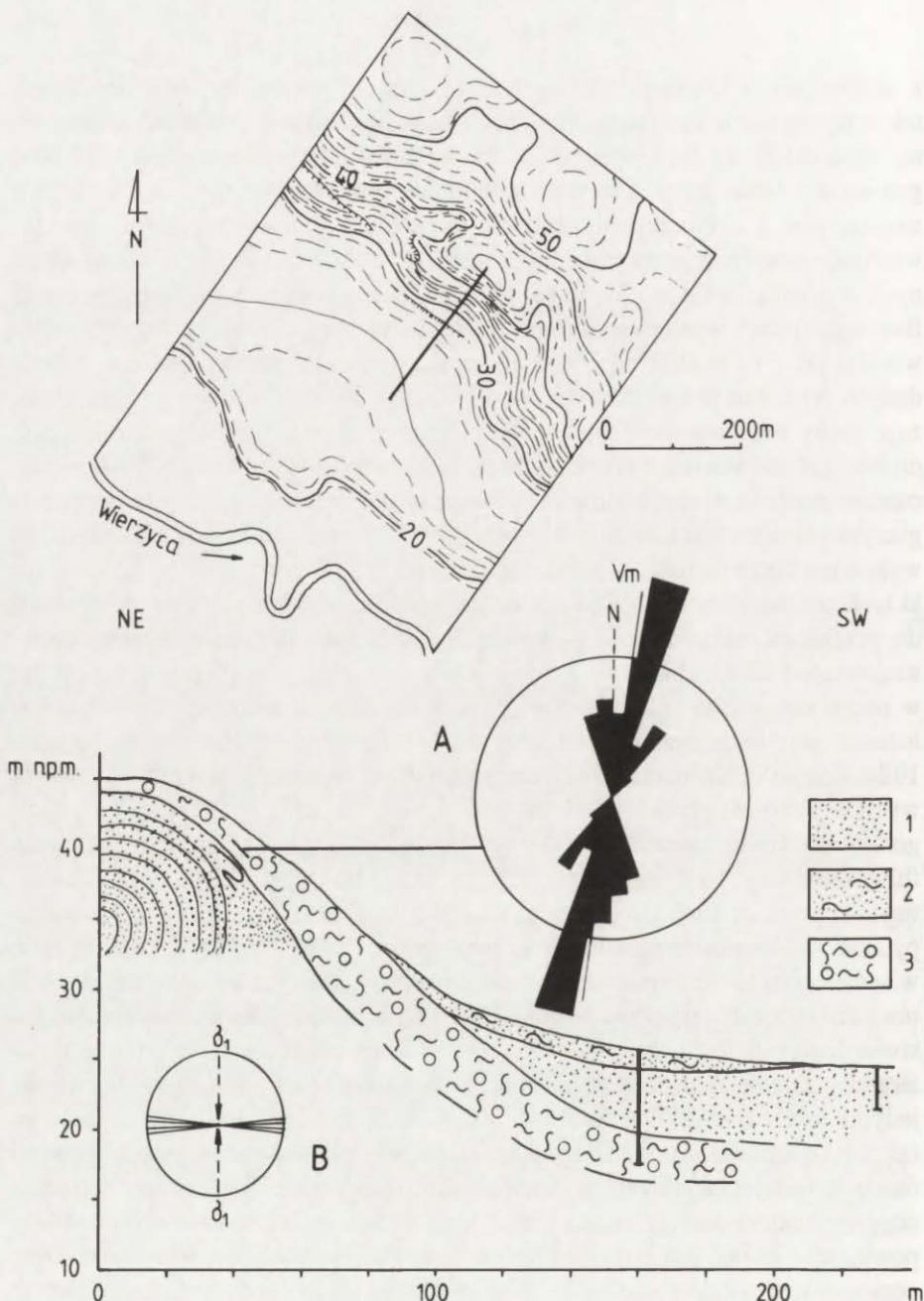
1 – izohipsy powierzchni podzwartorzędowej w metrach n.p.m., 2 – kreda, 3 – paleocen, 4 – oligocen, 5 – miocen

Sketch of underquaternary surface of the research area. Based on *Detailed Geological Maps of Poland* in the scale of 1:50 000, map sheets: Gniew (Wrotek 1986), Starogard Gdański (Rabek 1987), Kwidziń (Kozłowska, Kozłowski 1985), and *Geological Maps of Poland* in the scale of 1:200 000, map sheets: Grudziądz (Makowska 1973, 1974), Gdańsk (Mojski, Sylwestrzak 1978)

1 – isohyps of the underquaternary surface in m. above sea level, 2 – Cretaceous, 3 – Paleocene, 4 – Oligocene, 5 – Miocene

z odsłonięcia w Gniewskich Młynach (ryc. 9). W utworach fluwioglacjalnych także występuje liczna fauna. W ramach struktur glaciektectonicznych stwierdzono wielkoskalowy fałd obalony o osi przebiegającej na linii W–E. Skrzydło grzbietowe fałdu jest ścięte subhoryzontalną powierzchnią ścięcia i przykryte nasuniętymi i zaburzonymi osadami piaszczysto-żwirowymi. Obok struktur wielkoskalowych występują także drobne fałdy obalone (fot. 1) o osiach zgodnych z orientacją fałdu głównego. Powyżej zaburzonej glaciektectonicznie serii fluwioglacjalnej występuje masywna glina morenowa (fot. 1). Jej miąższość wzrasta od 1 m w strefie przykrawędziowej (powyżej górnego załomu zbocza doliny) do 5,2 m w kierunku osi doliny (ryc. 9). W partii spągowej glina wykazuje cechy warstwowe. Obserwuje się liczne przerosty drobnopiaszczyste oraz drobne zafałdowania i mikrołuski będące wyraźnym świadectwem inkorporacji osadów podłoża w obręb gliny i ich jednoczesnej deformacji, czyli tzw. procesu glacijomylonityzacji (Kozarski, Kasprzak 1992). Obok obserwacji strukturalnych wykonano także pomiary ułożenia osi dłuższej gładzików w glinie (ryc. 9). Wyniki tych pomiarów wskazują na prawie prostopadłe ułożenie gładzików w stosunku do przebiegu osi fałdów w utworach fluwioglacjalnych. Przedstawione cechy strukturalno-teksturalne gliny jednoznacznie wskazują, że była ona deponowana w stopie aktywnego lądolodu, a więc można ją określić jako glinę bazalną z nałożenia (ang. lodgement till) (Olszewski 1974; Krüger 1979; Kasprzak, Kozarski 1984; Kozarski, Kasprzak 1992; Kasprzak 1988). Stosunek elementów kierunkowych w glinie do przebiegu osi fałdów w zaburzeniach glaciektectonicznych sugeruje ich ścisłą zależność. Należy więc sądzić, że występujące w utworach fluwioglacjalnych zaburzenia powstały w czasie transgresji lądolodu, dokumentowanej przez opisaną glinę bazalną z nałożenia. Pozostaje jeszcze odpowiedź na pytanie o chronostratygraficzną przynależność gliny. Jest ona najwyższym, w sensie pozycji stratygraficznej, osadem bezpośredniej akumulacji lądolodu na obszarze otoczenia ujściowego odcinka doliny Wierzycy. Na jej powierzchni nie stwierdzono śladów erozji, które mogłyby sugerować zniszczenie wyższego poziomu glacialnego. Bezpośrednio na glinie, w kierunku północnym, występują jedynie osady zastoiskowe związane już z ostateczną deglacjacją całego obszaru (zastoisko gniewskie). We wszystkich badanych stanowiskach występuje ona na osadach fluwioglacjalnych zawierających bogatą faunę mięczaków, będących odpowiednikiem serii gniewskiej. Stąd też wydaje się, że omawianą glinę należy powiązać z poziomem BIV według podziału A. Makowskiej (1986), pierwszym poziomem glacialnym według E. Drozdowskiego (1986) oraz stadiem głównym według J. Mojskiego (1980). Kończąc rozważania stratygraficzne, autor chciałby jeszcze zasygnalizować brak obecności osadów bezpośredniej akumulacji lodowcowej na obszarze otoczenia ujściowego odcinka doliny Wierzycy, które odpowiadałyby glinie BV (faza pomorska), jako odrębnemu poziomowi glacialnemu.

Opisane stanowisko w Brodach Pomorskich ma bardzo istotne znaczenie, przy określaniu związków rzeźby preglacialnej na obecny przebieg doliny Wierzycy. Całe zbocze doliny w rejonie odsłonięcia jest zbudowane od powierzchni



Ryc. 9. Budowa geologiczna zbocza doliny Wierzyca w okolicy Brodów Pomorskich

A – diagram ułożenia osi dłuższej głazików w linii bazalnej, V_m – wektor wypadkowy – $V_m = 8,16^\circ$,

B – orientacja osi fałdów w utworach fluwioglacjalnych, δ_1 – kierunek osi naprężenia głównego,

1 – piaszczysto-żwirowe utwory fluwioglacjalne, 2 – utwory stokowe, 3 – glina bazalna (obszar nr 39 na ryc. 1)

Geological structure of the Wierzyca Valley slope in the Brody Pomorskie vicinity

A – diagram of the longer axis arrangement of base clay pebbles, V_m – resultant vector – $V_m = 8,16^\circ$,

B – orientation of the axis of folds in fluvioglacial sediments, δ_1 – axis direction of principal stress,

1 – sandy-gravel fluvioglacial deposits, 2 – slope deposits, 3 – base clay (area number 39 in fig. 1)

z gliny bazalnej. Odslonięcie pozwala na dokładne prześledzenie przebiegu spągu gliny w stosunku do zbocza doliny na prawie 50 m odcinku (ryc. 9). Można stwierdzić, iż pomiędzy tymi obiema powierzchniami zachodzi prawie całkowita zgodność. Malejące nachylenie zbocza doliny w stosunku do nachylenia powierzchni spągu gliny jest związane ze wzrostem miąższości gliny w kierunku osi doliny. Obecność omawianej gliny stwierdzono także w obrębie dna doliny Wierzycy. Nawiercono ją w poziomie sandrowym przylegającym do zbocza doliny Wierzycy, pod osadami deluwialnymi i sandrowymi, na głębokości 6–7,5 m (ryc. 9). Tego typu sytuacja morfologiczna wraz z faktem depozycji gliny w stopie aktywnego lądolodu wskazuje jednoznacznie na istnienie, w miejscu dzisiejszego zbocza, doliny stoku kopalnego obniżenia, najprawdopodobniej typu dolinnego. Powiązanie gliny bazalnej z Brodów Pomorskich z fazą leszczyńską pozwala odnieść przetrwanie ujściowego odcinka doliny Wierzycy do interstadiału grudziądzkiego. Stwierdzenie predyspozycji ujściowego odcinka doliny Wierzycy rzeźbą preglacialną potwierdzają także takie argumenty, jak występowanie w jego obrębie form, których akumulacja związana była z obecnością martwego lodu (Błaszkiwicz, Gierszewski 1989). Podobną wymowę mają też poziomy gliniaste występujące w dolinie Wierzycy na południe od Pelplina. Formy te będą przedmiotem analizy w dalszej części publikacji.

Problem związków współczesnej rzeźby dolinnej na obszarze Niziu Polskiego z konfiguracją starszych paleopowierzchni jest szeroko dyskutowany w literaturze geologicznej i geomorfologicznej. Dyskusja ta dotyczy szczególnie dużych form dolinnych i pradolinnych (Lencewicz 1927; Rühle 1955; Szupryczyński 1966; Galon 1972; Brykczyński 1986; Rachocki 1992). Ustosunkowanie się do problemu przetrwałości mniejszych dolin rzecznych napotyka na duże trudności wynikające przede wszystkim z braku odpowiedniej liczby głębokich wierceń. Jednakże udokumentowano już i takie przypadki. Przykładem mogą być niektóre fragmenty doliny Słupi, które przebiegają na linii obniżeń w powierzchni podczwartorzędowej (Mojski, Orłowski 1978; Orłowski 1981), czy też przetrwałość rynny goplańskiej odnosząca się do okresu sprzed ostatniego nasunięcia się lądolodu vistuliańskiego (Molewski 1995).

A. Makowska (1979a) udowodniła istnienie eemskiej doliny rzecznej na linii ujściowego odcinka doliny Wierzycy. Wymieniona autorka wiąże jej powstanie z drugą fazą formowania się dolin rzecznych na obszarze Dolnego Powiśla, w czasie recesji eemskiego morza sztumskiego. Stąd też można sformułować wniosek o funkcjonowaniu, na linii ujściowego odcinka doliny Wierzycy, doliny rzecznej w ciągu całego vistulianu. Oczywiście hipoteza ta dotyczy tylko ujściowego odcinka doliny i nie może zostać automatycznie przeniesiona na dalsze jej fragmenty. Z drugiej strony nie można też wykluczyć istnienia starszych założeń w przypadku włączonych w szlak doliny Wierzycy rynien subglacialnych, obniżeń glacialnych, czy też odcinków sandrów dolinnych. Jednakże obecność młodych rozcięć erozyjnych łączących te formy wskazuje, że początek tworzenia się doliny Wierzycy, traktowanej jako jednolitej drogi odpływu rzecznego, należy odnieść do okresu ostatniej deglacjacji analizowanego obszaru, czyli recesji lądolodu fazy pomorskiej.

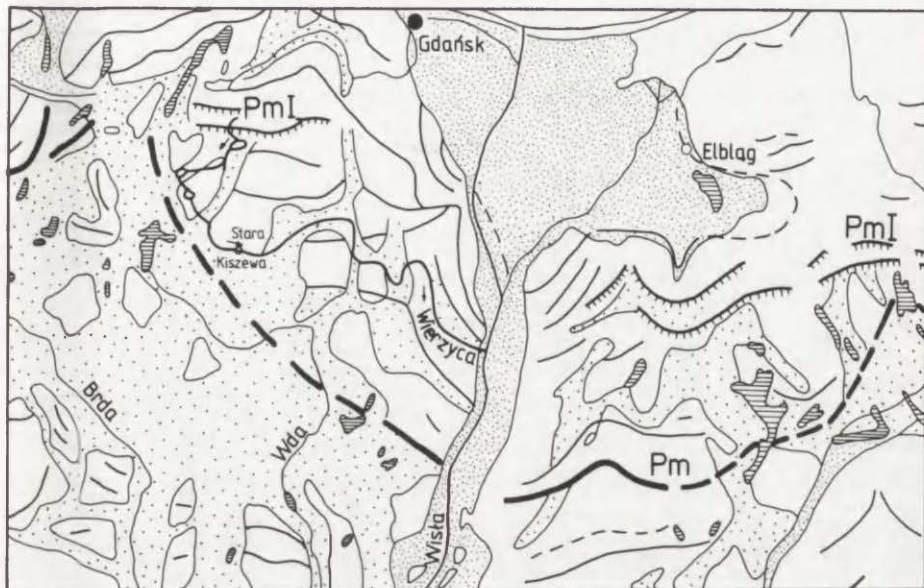
2.2. ZASIĘG FAZY POMORSKIEJ

Problematyka niniejszej pracy obejmuje m.in. ustalenie genezy obniżen włączonych w szlak doliny Wierzycy oraz określenie początku tworzenia się odpływu rzecznego. Zagadnienia te mogą być rozpatrywane jedynie na tle morfogenezy szerszego obszaru. Z tego też względu autor poczynił szereg obserwacji geomorfologicznych rzeźby w sąsiedztwie doliny Wierzycy. Jednakże skala doliny powoduje, że w dużej mierze dane te mają charakter niepełny i na ich podstawie nie zawsze można podjąć próbę weryfikacji istniejących poglądów, a tym bardziej budować własne koncepcje odnoszące się do morfogenezy tak dużego obszaru. Tym niemniej autor chciałby, w oparciu o istniejącą literaturę oraz przeprowadzone badania, przedstawić niektóre zagadnienia związane z recesją ostatniego lądolodu na analizowanym obszarze. Dopiero na tym tle można podjąć dyskusję na temat rozwoju geomorfologicznego doliny Wierzycy.

Duże wysokości bezwzględne, silnie rozwinięta rzeźba morenowa, jak również potężne pola sandrowe spowodowały, że przez pewien czas przyjmowano nawet możliwość istnienia odrębnego zlodowacenia na linii moren pomorskich (Pawłowski 1937). Obecnie dyskusja na temat rangi postoju lądolodu oscyluje pomiędzy pojęciami stadium (stadiów) i faza. Szeroki przegląd literatury dotyczący tego problemu zamieszcza P. Kłysz (1990). Autor ten uwzględniając fakt braku wyraźnego profilu z interstadialnymi osadami organicznymi proponuje przyjęcie określenia faza pomorska.

Moreny fazy pomorskiej zostały rozpoznane przez geologów niemieckich (Berendt, Wahnschaffe 1887; Berendt 1888). Zdecydowana większość autorów uznaje fazę pomorską za transgresywną (m. in. Woldstedt 1950; Galon 1967; Roszko 1968; Sylwestrzak 1973a; Pasierbski 1984; Kłysz 1990). Odmienne stanowisko zajmują T. Bartkowski (1972), A. Marsz (1973), J. E. Mojski (1982) i A. Karczewski (1989) uważając, że faza pomorska jest wynikiem deglacjacji strefowej.

Jedną z cech charakterystycznych maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej, podkreślaną przez wielu autorów, jest jej lobalny przebieg. W przebiegu moren fazy pomorskiej najbardziej wyodrębniają się dwa loby wyróżnione już przez K. Keilhacka (1897, 1898, 1904): lob Wisły i lob Odry. O ile wschodnie skrzydło lobu Wisły w czasie maksymalnego nasunięcia lądolodu fazy pomorskiej ma dobrze udokumentowany przebieg (Roszkówna 1956; Roszko 1968), to lokalizacja jego zachodniej krawędzi jest nadal bardzo problematyczna. Główną przyczyną takiego stanu rzeczy jest prawie całkowite zniszczenie form czołowomorenowych przez sandry wschodniopomorskie (Roszko 1968). Na ogół krawędź zachodniego skrzydła lobu Wisły prowadzona jest od jezior raduńskich do moren okolic Nowego w postaci lekko zarysowującego się łuku poprzez analogię do przebiegu krawędzi we wschodniej części lobu (Roszkówna 1956, 1963; Roszko 1968). W takim ujęciu dolina Wierzycy znajduje się w całości na obszarze stanowiącym zaplecze maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej (ryc. 10). Zbliżony przebieg omawianej fazy w obrębie lobu Wisły widzi J. Sylwestrzak (1973a,



Ryc. 10. Położenie doliny na tle zasięgu lądolodu fazy pomorskiej wg L. Roszko 1968

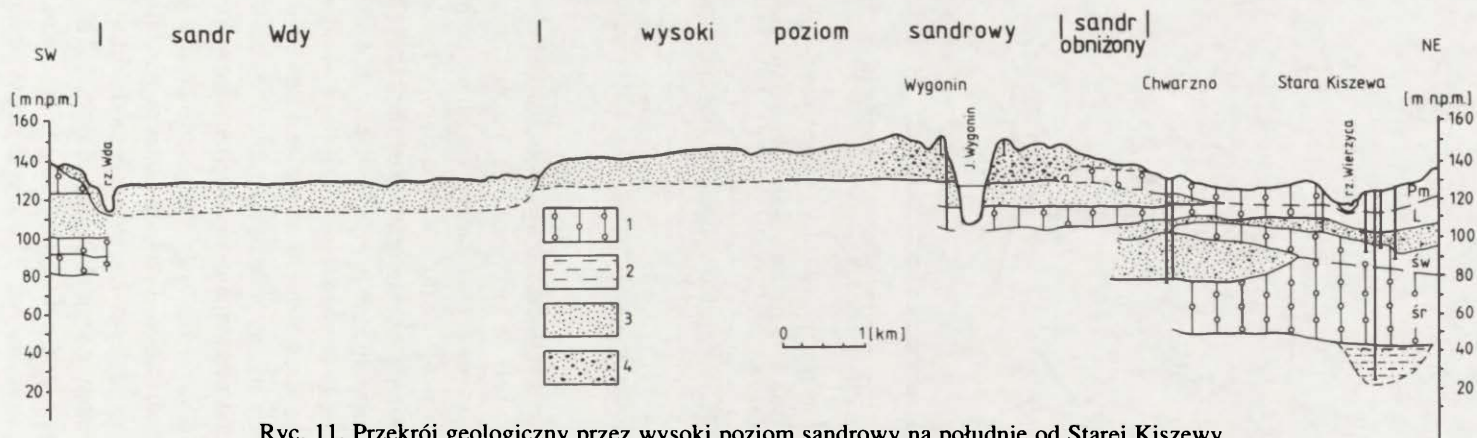
- 1 – zasięg lądolodu fazy pomorskiej (Pm), 2 – zasięg lądolodu fazy kaszubsko-warmińskiej (PmI),
3 – postoje recesyjne lądolodu, 4 – sandurs, 5 – doliny i pradoliny

The location of the valley towards the Pomeranian phase ice-sheet range according to L. Roszko 1968

- 1 – Pomeranian phase ice-sheet range (Pm), 2 – Kashubian-Warmian phase ice-sheet range (PmI),
3 – recessive stagnations of the ice-sheet, 4 – sandurs, 5 – valleys and marginal stream valleys

1984). Autor ten wyznaczając go wymienia nazwy miejscowości z pojedynczymi wysokościami wzgórz morenowych. W przypadku tej niezbyt precyzyjnie wyznaczonej granicy najbardziej wysunięty na zachód fragment doliny Wierzycy wraz z jeziorami Wierzysko, Zagnanie i Krąg znajduje się w przybliżeniu na linii maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej, natomiast pozostała część doliny już na obszarze jej zaplecza. Na podstawie badań przeprowadzonych w otoczeniu doliny Wierzycy można potwierdzić, że wymieniony wyżej fragment doliny, a szczególnie odcinek w rejonie jeziora Krąg z miejscowościami Stara Kiszewa i Boże Pole Szlacheckie, jest położony na bezpośrednim zapleczu strefy marginalnej związanej najprawdopodobniej z maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej.

Strefę marginalną w rejonie Starej Kiszewy wyznacza krawędź proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego. Przebiega ona w przybliżeniu na linii jezior Wygonin i Chwarzno oraz dalej w kierunku wschodnim po miejscowość Okonirki już poza zasięgiem mapy geomorfologicznej (ryc. 4). Wysokości bezwzględne w strefie korzeniowej sandru dochodzą do 155 m n.p.m. i stopniowo obniżają się w kierunku południowym (ryc. 11). Jest to najwyższa powierzchnia



Ryc. 11. Przekrój geologiczny przez wysoki poziom sandrowy na południe od Starej Kiszewy

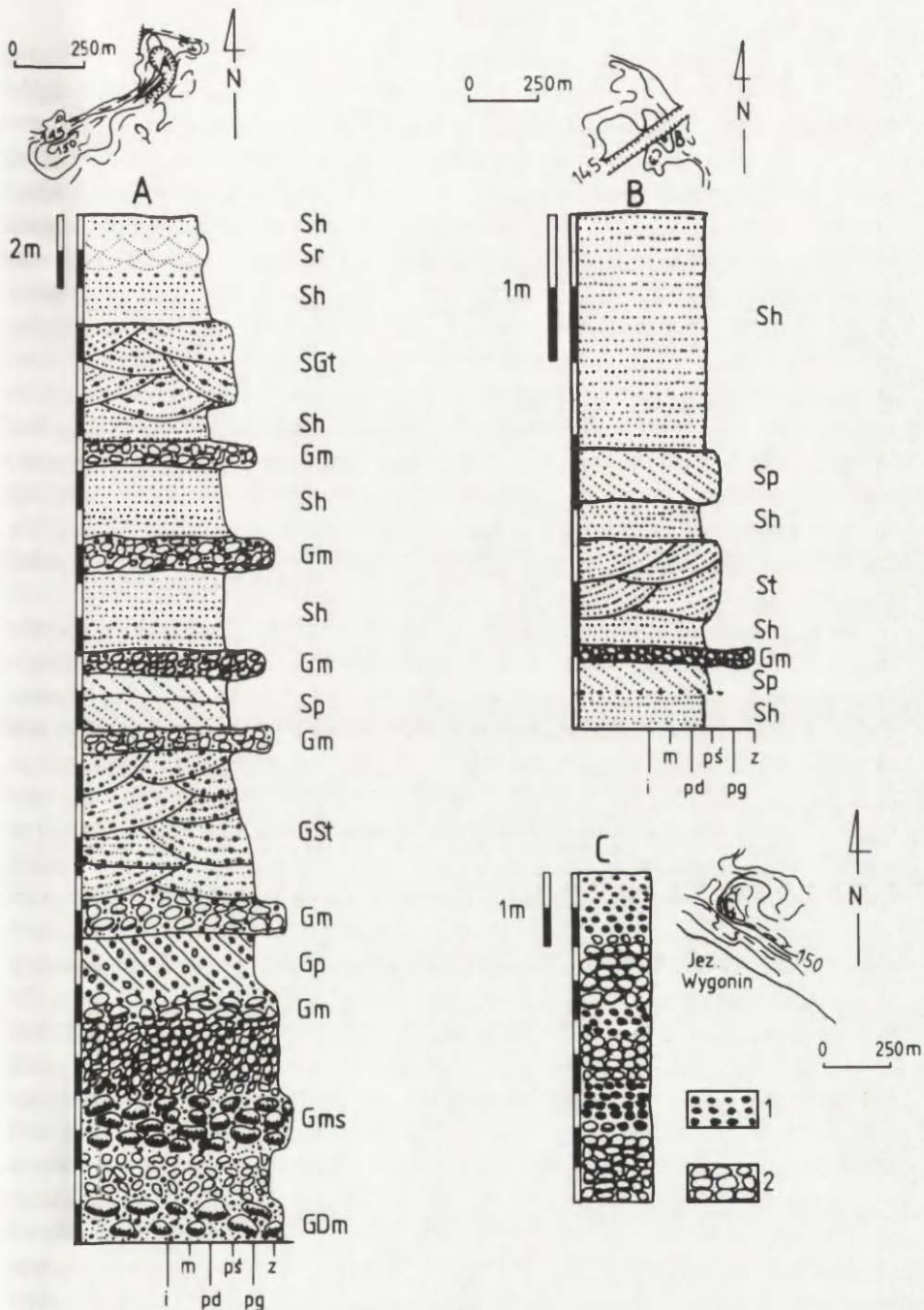
1 – glina zwałowa, 2 – mułki, 3 – piaszczyste utwory fluwiogłacialne, 4 – żwiry.

Gliny: Pm – pomorska, L – leszczyńska, Św – stadiu Świecia, Śr – środkowopolska (numer 11 na ryc. 1)

Geological section through the high sandur level to the south of Stara Kiszewa

1 – boulder clay, 2 – loams, 3 – sandy fluvioglacial sediments, 4 – gravels.

Clays: Pm – Pomeranian, L – Leszno, Św – of Świecie stage, Śr – Middle Poland (number 11 in fig. 1)



Życ. 12. Budowa geologiczna wysokiego poziomu sandrowego (A, C) i sandru obniżonego (B) na południe od Starej Kiszewy

1 – piaski gruboziarniste i żwir, 2 – utwory kamienisto-żwirowe (A – numer 12 na ryc. 1, B – nr 9 na ryc. 1, C – nr 10 na ryc. 1). System kodowania litofacjalnego w tabeli 1

Geological structure of the high sandur level (A, C) and lowered sandur (B) to the south of Stara Kiszewa

1 – coarse-grained sands and gravel, 2 – stony-gravel deposits (A – number 12 in fig. 1, B – number 9 in fig. 1, C – number 10 in fig. 1). The system of lithofacial coding in table 1

odpływu proglacialnego w tym rejonie. Od strony północnej sąsiaduje z dwoma dużymi obniżeniami terenowymi: niecką wytopiskową jeziora Krąg oraz zagłębieniem typu depresji końcowej na wschód od Starej Kiszewy, które są połączone ze sobą rynną marginalną. Powierzchnia wysokiego sandru jest oddzielona od wyżej wymienionych form krawędzią o wysokościach względnych dochodzących do 15 m. Krawędź ta jest bardzo wyraźnie zarysowana w rejonie jeziora Wygonin. W innych miejscach, szczególnie na kontakcie wysokiego poziomu sandrowego z fragmentami obniżonej powierzchni sandrowej, ma ona bardziej charakter niewielkiej strefy przejściowej, z licznymi załomami i spłaszczeniami, niż formy linijnej. Morfologia proksymalnej części sandru jest niezwykle urozmaicona. Występuje tutaj szereg obniżeń wytopiskowych i rynnowych, z których wyróżnia się duża rynna jeziora Wygonin. Dopiero na południe od jeziora Wygonin powierzchnia wysokiego sandru jest bardziej zwarta i wyrównana, z wyraźnie zaznaczającym się spadkiem w kierunku południowo-zachodnim. Od strony zachodniej i południowej wysoki poziom sandrowy obcięty jest krawędzią erozyjną o wysokości 5–7 m, poniżej której występuje poziom sandru Wdy związany już z odpływem proglacialnym od okolic Kościerzyny (ryc. 11).

Na podstawie wykonanych wierceń w proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego można wskazać, że w jej budowie dominują utwory żwirowo-kamieniste o miąższościach dochodzących do 5 m (ryc. 11, 12). Reprezentatywne dla analizowanej jednostki geomorfologicznej jest także prawie 30 m odsłonięcie zlokalizowane na południowy wschód od jeziora Chwarzno. Rejestruje ono budowę geologiczną wału marginalnego bezpośrednio łączącego się z krawędzią sedimentacyjną. Strop odsłonięcia znajduje się na wysokości około 150 m n.p.m. Cechą charakterystyczną odsłoniętej serii fluwioglacjalnej jest wyraźnie zaznaczająca się generalna tendencja drobnienia ziaren ku jej stropowi (ryc. 12). W partii serii spągowej zdecydowanie dominują masywne litofacje głazowo-żwirowe i żwirowe o rozproszonym szkielecie ziarnowym w materiale piaszczystym, bądź także piaszczysto-ilastym (diamiktyty ilaste) – Gm, GDm (fot. 2). Lokalnie, szczególnie w obrębie stropowych części litofacji masywnych, zaznacza się bardzo słabo wyrażone warstwowanie poziome. W górnej części partii stropowej odsłonięcia, litofacje masywne tworzą głównie gruboziarnste żwiry o zwartym szkielecie ziarnowym. W obrębie członu środkowego odsłoniętej serii fluwioglacjalnej żwiry litofacje masywne o zwartym szkielecie ziarnowym występują już sporadycznie, natomiast główną rolę przejmują żwirowo-piaszczyste litofacje przekątne, głównie rynnowe (fot. 3), rzadziej tabularne. Z kolei partia stropowa serii jest zdominowana przez litofacje piaszczyste o warstwowaniu poziomym. Obocznie, w zestawach rynnowych, występują żwiry drobnoziarniste rozproszone w piaskach drobno- i średnioziarnistych, a także żwiry masywne o niewielkiej miąższości.

Przedstawiona powyżej sekwencja litofacyjna reprezentuje pełny cykl depozycyjny proksymalnego odpływu proglacialnego. Występujące w dolnej części serii litofacje masywne o rozproszonym szkielecie ziarnowym są efektem spływów gra-

witacyjnych zachodzących przy bardzo dużym udziale wody, pozwalającym na ich niewielką, prądową resedymentację (Miall 1977, 1978; Zieliński 1992). Spływom podlegał częściowo przemyty i wzbogacony w najgrubsze frakcje supraglacialny materiał morenowy. Wskazany zestaw litofacjalny, występujący w dolnej części analizowanego profilu, odpowiada proksymalnej części stożka glacio-marginalnego, zdominowanego spływami grawitacyjnymi (P-1b) w wydzieleniach subsrodowisk moren czołowych dokonanych przez T. Zielińskiego (1992).

Występujące w nadległej części profilu litofacje są już w całości wynikiem sedymentacji prądowej. Masywne żwiry gruboziarniste o zwartym szkielecie ziarnowym oraz żwirowo-piaszczyste litofacje przekątne charakteryzują wysokoenergetyczne przepływy wezbraniowe. Charakterystyczna przemienność tych litofacji w profilu pionowym była odbiciem zmieniających się warunków ablacji. Górna część profilu jest już związana ze stabilizacją warunków hydrodynamicznych odpływu sandrowego, a następnie jego stopniowym zamieraniem.

Współwystępowanie litofacji związanych ze spływami grawitacyjnymi oraz litofacji charakteryzujących wysokoenergetyczne środowisko sandrowe jednoznacznie wskazuje na bezpośrednie sąsiedztwo akumulacji analizowanej serii z krawędzią lądolodu. Wniosek ten dodatkowo potwierdza fakt zlokalizowania w północnej części odsłonięcia, na kontakcie z obniżeniem końcowym, uskoków normalnych o wielkościach zrzutu dochodzących do 3 m. Bieg płaszczyzn uskokowych jest prawie zgodny z przebiegiem krawędzi sandru.

Przedstawiona powyżej analiza budowy geologicznej oraz sytuacji geomorfologicznej wskazuje, że korzeniową część wysokiego poziomu sandrowego można określić jako sedymentacyjną krawędź kontaktu lodowego. Podobnego rodzaju krawędzie zostały opisane m.in. z obszaru środkowej Wielkopolski (Kasprzak, Kozarski 1984) oraz Pojezierza Dobrzyńsko-Chełmińskiego (Wysota 1992). Akumulacja strefy krawędziowej wysokiego poziomu sandrowego zachodziła w warunkach stosunkowo długiego i stabilnego postoju lądolodu. Duży udział spływów grawitacyjnych w budowie proksymalnej części sandru pozwala sądzić, że depozycja odbywała się głównie przy udziale wód supraglacialnych. Hipotezę tą potwierdza także fakt występowania na niektórych fragmentach zaplecza krawędzi wysokiego poziomu sandrowego, obniżonej o około 5–20 m powierzchni sandrowej, np. w rejonie niecki wytopiskowej jeziora Krąg oraz na południowy zachód od niej (ryc. 4). Powierzchnia obniżonego sandru wykazuje bardzo duże zróżnicowanie morfologiczne. Występuje tutaj szereg równoległych w stosunku do siebie form wałowych, o wysokościach względnych dochodzących do 10 m, podkreślonych przez towarzyszące im podłużne wytopiska. Ich osie morfologiczne przebiegają z reguły na linii NW–SE. W tym też kierunku następuje stopniowy wzrost wysokości bezwzględnych od około 130 m n.p.m. w rejonie na wschód od jeziora Krąg do 145 m n.p.m. przy kontakcie z krawędzią wysokiego poziomu sandrowego.

W budowie wewnętrznej obniżonego sandru dominują poziomo i przekątnie warstwowane utwory piaszczyste z niewielkim udziałem żwirów, a lokalnie tak-

że mułków (ryc. 12; fot. 4.). Elementem charakterystycznym jest występowanie szeregu postsedymentacyjnych uskoków normalnych o dużych wartościach zrzu- tu dochodzących do 1 m (fot. 4). Pomiary upadu lamin w przekątnych warstwowa- niach tabularnych wskazują na przepływ wód fluwioglacjalnych w sektorze południowo-wschodnim, czyli zgodnym z przebiegiem osi morfologicznych form wałowych. Osady piaszczyste na obniżonej powierzchni sandrowej niejed- nokrotnie pokryte są ablacyjnymi utworami spływowymi. Sytuację tego typu obserwowano m.in. w odsłonięciu koło Bartoszego Lasu (fot. 5). Na piaszczys- tych utworach sandrowych występuje ponad metrowa seria warstwowych osa- dów gliniasto-piaszczysto-mułkowych z soczewkami żwirów. Występowanie utworów ablacyjnych nie ma charakteru ciągłej pokrywy, lecz niewielkich obsza- rowo soczew. Były one deponowane wskutek spływów materiału ablacyjnego, zachodzących przy bardzo dużym udziale wody pozwalającym na znaczną segre- gację materiału, z degradowanych brył martwego lodu na uprzednio złożone utwory fluwioglacjalne. Przedstawione powyżej fakty wskazują, iż powierzchnia obniżonego sandru genetycznie była związana z akumulacją wysokiego poziomu sandrowego. Dopiero wytopienie się lodu lodowcowego podpierającego wysoki poziom sandrowy oraz lodu pokrytego przez akumulację sandrową na zapleczu krawędzi spowodowało dzisiejsze hipsometryczne zróżnicowanie tych powierzchni.

Fakt występowania krawędzi sedymentacyjnej kontaktu lodowego pomocny jest także przy określeniu genezy rozległego nieckowatego obniżenia, znajdują- cego się na wschód od Starej Kiszewy i włączonego w szlak doliny Wierzycy (ryc. 4). Ma ono ponad 4 km długości i prawie 3 km szerokości. Oś obniżenia ma kształt lekko zarysowującego się łuku, otwartego ku północy. Różnica wyso- kości pomiędzy dnem mineralnym obniżenia (po odrzuceniu miąższości wypeł- nienia organicznego) a wysokością górnego załomu krawędzi wysokiego poziomu sandrowego przekracza 55 m. Morfologia obniżenia, w połączeniu z faktem jego występowania na zapleczu krawędzi sedymentacyjnej wysokiego poziomu sandrowego, uzasadnia określenie tej formy jako depresji końcowej. Potwierdze- niem tego wniosku jest także fakt występowania w obrębie depresji końcowej, obniżonych o około 10–15 m w stosunku do wysoczyzny morenowej, poziomów glacialnych zbudowanych z masywnej gliny morenowej o miąższościach prze- kraczających 3 m. W depresji końcowej występuje ponadto cały inwentarz form, których geneza jest już związana z fazą ostatecznej deglacjacji analizowanego obszaru i będzie przedmiotem analiz w kolejnych rozdziałach pracy.

Podsumowując powyższe rozważania, można stwierdzić, że w rejonie Starej Kiszewy występuje strefa marginalna z dynamiczną równowągą czoła lądolodu. Wyrazem tego jest sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego wysokiego poziomu sandrowego oraz stowarzyszone z nią obniżenie egzaracyjne. Wyrazistość mor- fologiczna strefy marginalnej, bardzo duża miąższość osadów proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego, świadcząca o stabilnym i długotrwałym postoiu lądolodu, oraz stosunek powierzchni wysokiego poziomu sandrowego do sandru Wdy sugerują, że w omawianym rejonie przebiega linia maksymalnego zasięgu fazy

pomorskiej. Na obecnym etapie badań nie można w sposób jednoznaczny rozstrzygnąć czy przed postojem łądolodu, określonym przez strefę marginalną, nastąpiła jego transgresja, czy też był to tylko postój łądolodu na tle jego ogólnej recesji. Analizując budowę geologiczną rejonu Starej Kiszewy zasugerowano występowanie, na krótkim odcinku pomiędzy Chwarzmem a Wygoninem, odrębnego pokładu pomorskiej gliny morenowej, oddzielonego od poniżej leżącej gliny leszczyńskiej serią utworów fluwioglacjalnych (ryc. 11). Jednakże ustosunkowanie się do omawianej kwestii wymagałoby przeprowadzenia przede wszystkim szczegółowych badań utworów gliniastych znajdujących się na przedpolu i zapleczu strefy marginalnej oraz określeniu relacji pomiędzy nimi. W świetle wykonanych badań z całą pewnością można wskazać tylko na aktywność łądolodu fazy pomorskiej w tym rejonie.

2.3. RECESJA ŁĄDOLODU FAZY POMORSKIEJ NA OBSZARZE ZACHODNIEGO SKRZYDŁA LOBU WISŁY

Rozpowszechniony jest pogląd, że łob Wisły, usytuowany na linii tektoniczno-erozyjnego obniżenia bruzdy bałtyckiej, wykazywał bardzo dużą dynamikę (Galon 1967). Z tego też względu wśród autorów poruszających problematykę deglacjacji na analizowanym obszarze panuje przekonanie, że była ona przerywana licznymi transgresjami łądolodu. L. Roszko (1968) obok transgresywnej fazy pomorskiej, z którą wiąże moreny okolic Nowego i Gardeji, wyróżnia także transgresywną fazę kaszubsko-warمیńskiej na linii moren szymbarskich z masywem Wieżycy oraz po wschodniej stronie na morenach waplewskich, dzierzgońskich i morąskich. O transgresywnym charakterze fazy kaszubsko-warمیńskiej, według L. Roszko, świadczą nie tylko deformacje glaciotektoniczne w budowie moren, ale także ich odrębność petrograficzna wyrażająca się obfitością okruchów margla senońskiego wyegzarnowanego przez łądolód z Zatoki Gdańskiej. L. Roszko (1968) sugeruje, że w zachodniej części lobu Wisły nastąpiła młodsza oscylacja, która przekroczyła moreny fazy kaszubsko-warمیńskiej, jednakże bliżej nie określa jej przebiegu. Ponadto autorka ta na schematycznej mapce typów deglacjacji wyróżnia w zachodniej części analizowanego obszaru deglacjację oscylacyjno-lobalną, natomiast w części wschodniej dwa typy deglacjacji związanej ze stagnującym i martwym lodem: deglacjację przez ablację oraz deglacjację przez topnienie bez odpływu (Roszko 1968).

O licznych oscylacjach łądolodu na terenie objętym lobem Wisły wypowiada się również J. Sylwestrzak (1973a, 1984). Autor ten ustosunkowując się do genezy pola drumlinowego pod Gniewem przyjmuje kilka faz nawrotu łądolodu (Sylwestrzak 1984). Ponadto wyróżnia także mniejsze pole drumlinowe w okolicach Kursztyna (na północny zachód od Gniewu) zamknięte od południa wieńcem moren czołowych. Moreny te, według tego autora, są oddzielone od głównego pola drumlinowego rynną marginalną, wykorzystywaną przez Wierzycę. J. Sylwestrzak (1978) wyróżnia także moreny czołowe w okolicy Pelplina, sugerując jednocześnie ich przynależność do fazy kaszubsko-warمیńskiej.

Problemem deglacjacji w centralnej partii łobu Wisły zajmował się także E. Drozdowski (1992). Autor ten na obszarze od moren końcowych fazy pomorskiej po moreny tczewskie wyróżnia dwie oscylacje łądolodu. Starszą, z którą wiąże powstanie pola drumlinowego pod Gniewem, wytycza na linii moren okolic Pieniążkowa. Moreny końcowe kolejnej oscylacji przebiegają według tego autora na linii Pelplin–Kursztyn koło Gniewu. Granica tej oscylacji pokrywa się częściowo z nakreślonym przez wcześniej już cytowanego J. Sylwestrzaka (1978) przebiegiem fazy kaszubsko-warمیńskiej.

Z zaprezentowanego przeglądu literatury można wnosić, iż recesja łądolodu fazy pomorskiej na obszarze zachodniego skrzydła łobu Wisły przerywana była jego licznymi transgresjami. Przeprowadzone przez autora badania osadów i form na obszarach sąsiadujących z doliną Wierzycy nie potwierdzają tego wniosku. Pierwszy wyraźny postój łądolodu miał miejsce dopiero na północ od doliny Wierzycy. Można go wyznaczyć na linii równoleżnikowo przebiegającego ciągu wzgórz od Tczewa na wschodzie poprzez Sworożyn, Trzcińsk, Skarszewy oraz dalej w kierunku północno-zachodnim przez okolice Grabowskiej Huty ku Wzgórzom Szymbar skim (Mojski 1979). Wschodnią część tego ciągu stanowią znane z literatury moreny tczewskie (Roszko 1961; Sylwestrzak 1973a; Mojski 1979; Drozdowski 1992). Autor nie prowadził tutaj badań, jednakże z analizy przebiegu sandrów towarzyszących dolinie Wierzycy i powiązanych z omawianą strefą wynika, że można ją wiązać najprawdopodobniej z fazą kaszubsko-warمیńską. Problem odplywów proglacialnych tej fazy ze względu na ścisłe związki z rozwojem geomorfologicznym doliny Wierzycy będzie przedmiotem szczegółowych rozważań w kolejnych rozdziałach pracy. Natomiast w tym miejscu przedstawione zostaną niektóre zagadnienia związane z zanikiem łądolodu na obszarach bezpośredniego otoczenia doliny Wierzycy znajdujących się pomiędzy maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej a wskazaną powyżej linią przebiegu fazy kaszubsko-warمیńskiej.

Analiza form występujących w otoczeniu doliny Wierzycy wskazuje, że w większości powstawały one w lodzie stagnującym i martwym. Elementem dominującym w rzeźbie otoczenia, szczególnie środkowego i dolnego odcinka Wierzycy, są formy kemowe występujące w kilku dużych zespołach. Największy i zarazem najbardziej zwarty zespół form kemowych znajduje się na obszarach wysoczyznowych sąsiadujących z dolnym odcinkiem Wierzycy od Brzeźna na północy aż po pole drumlinowe pod Gniewem na południu (ryc. 6, 7). Największe formy z tego zespołu, jak na przykład Góra Biskupia koło Pelplina oraz formy wałowe koło Rożentala, były w dotychczasowych opracowaniach klasyfikowane jako moreny czołowe, często o spiętrzonem charakterze (Roszko 1961; Sylwestrzak 1984; Rabek 1987; Drozdowski 1992).

Autor miał możliwość wglądu w budowę geologiczną Góry Biskupiej położonej na zachód od Pelplina (ryc. 7), w czasie prowadzenia tam prac ziemnych związanych z instalacją rezerwuaru wody pitnej dla Pelplina. Góra Biskupia stanowi wschodnią część potężnej, urozmaiconej morfologicznie formy wałowej o przebiegu NEE–SWW. W jej obrębie można wyróżnić szereg drugorzędnych

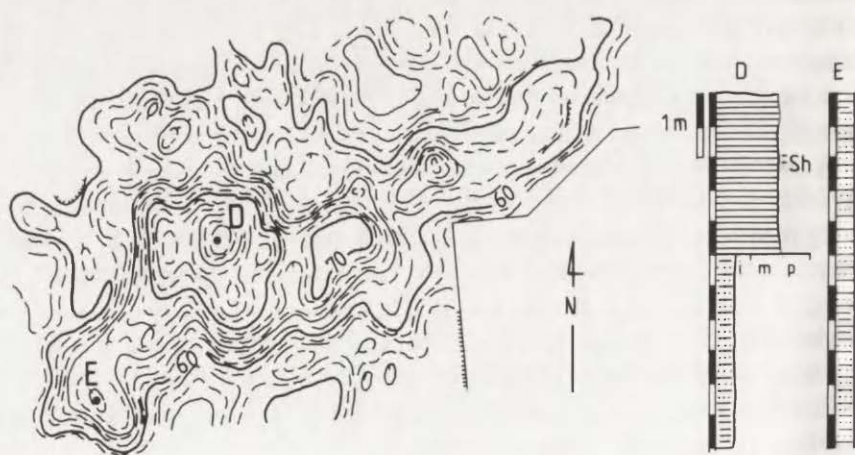
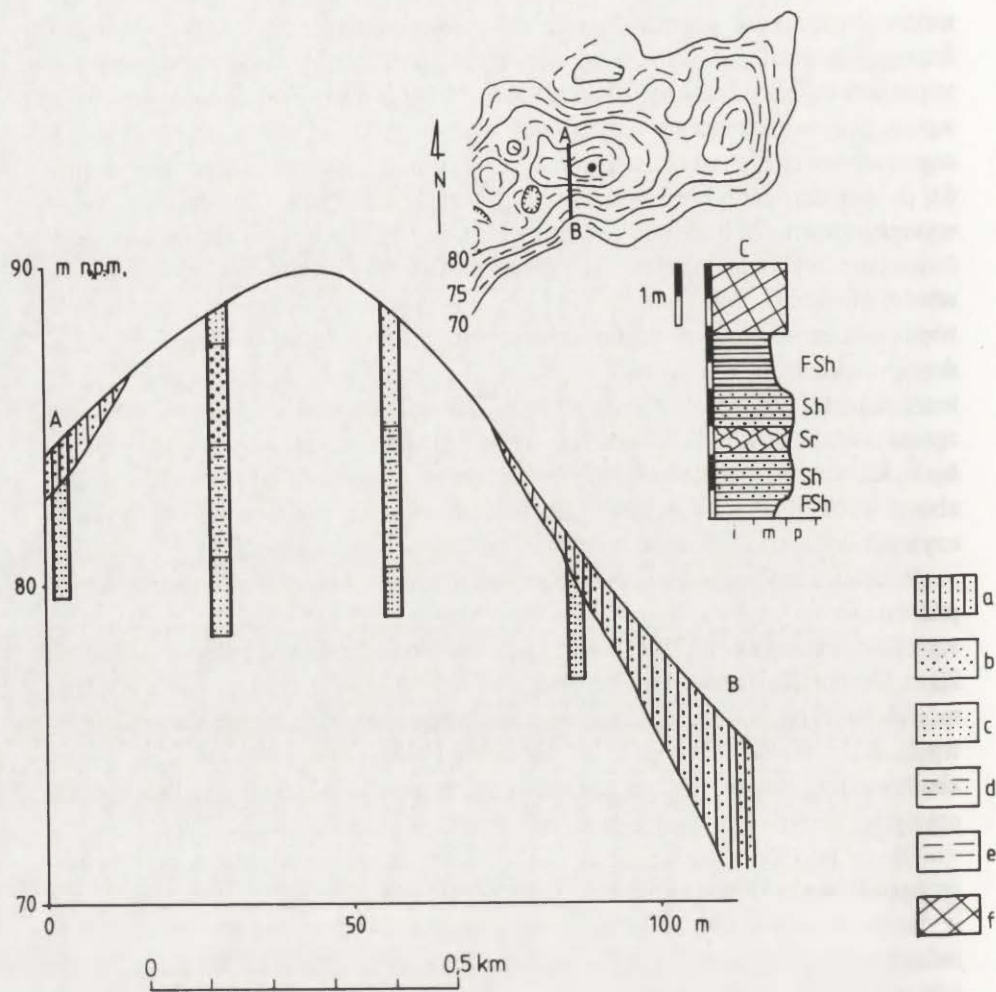
wałów i pagórków pooddzielanych od siebie zagłębieniami wytopiskowymi. Szczególne nasilenie występowania zagłębień wytopiskowych obserwuje się w partiach brzeźnych formy. Maksymalna wysokość Góry Biskupiej wynosi 98 m n.p.m., przy wysokościach względnych – w stosunku do powierzchni wysoczyzny morenowej – przekraczających 30 m. Forma ta w części zachodniej dochodzi do ozu starogardzkiego, od którego jest oddzielona tylko dużym obniżeniem wytopiskowym. W budowie geologicznej Góry Biskupiej, do głębokości 10 m (wiercenia wykonane przez „Geoprojekt” Gdańsk), zdecydowanie dominują utwory mułkowo-drobnopiaszczyste (ryc. 13). Są one wykształcone, co obserwowano w czterometrowym odsłonięciu, w postaci równoległej laminacji, przechodzącej niekiedy w warwowość oraz struktury riplemarków wstępujących. Cały ten kompleks porozcinany jest licznymi uskokami normalnymi o wielkościach rzutu dochodzących do 40 cm. Nie stwierdzono natomiast struktur deformacyjnych, których powstanie mogłoby być wiązane z naporem lodolodu. W partiach zboczowych lokalnie występuje pokrywa ablacyjnych utworów gliniasto-piaszczystych, których miąższość wyraźnie wzrasta w kierunku podstawy.

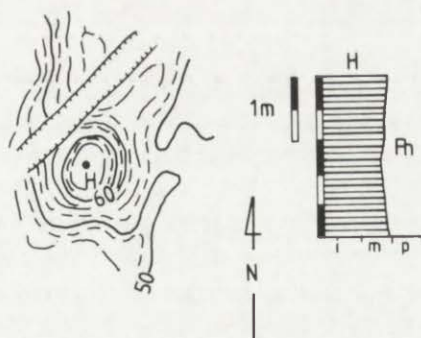
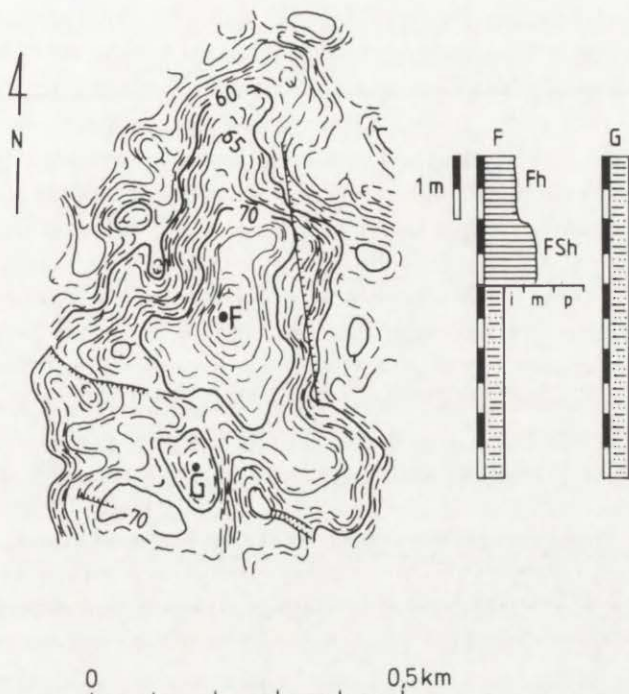
W okolicach Rożentala, około 2,5 km na południe od Góry Biskupiej, występuje podobna forma wałowa, ale już o mniej rozbudowanej morfologii. Jej maksymalna wysokość wynosi około 78 m n.p.m., natomiast wysokości względne przekraczają 20 m. Oś morfologiczna formy przebiega na linii NE–SW. Cechą charakterystyczną morfologii jej bezpośredniego otoczenia jest bardzo duża ilość zagłębień wytopiskowych. Jak wykazały wykonane tu wiercenia forma ta do głębokości 5,5 m jest zbudowana z piasków mułkowatych z licznymi przewarstwieniami mułków piaszczystych i ilastych tworzących kompleks rytmitów glacialimicznych (ryc. 13).

Obszar pomiędzy wyżej opisanymi formami charakteryzuje się pagórkowato-wytopiskową rzeźbą i pomimo że poszczególne pagórki nie indywidualizują się wyraźnie w morfologii, to jednak wysokości względne są tu też znaczące i niejednokrotnie przekraczają 10 m. Większość pagórków zbudowana jest z utworów drobnopiaszczysto-mułkowych, z lokalnie występującą pokrywą ablacyjnych utworów piaszczysto-gliniastych. Opisany powyżej typ rzeźby występuje w kierunku południowym, aż po okolice Nowej Cerkwii i Morzeszczyna, gdzie kontaktuje się z polem drumlinowym (ryc. 7). W budowie pagórków sąsiadujących z obszarem drumlinowym, z których niektóre na *Szczegółowej mapie geologicznej Polski* arkusz Starogard Gdański (Rabek 1987) znaczone są już jako kemy, zdecydowanie dominują utwory mułkowo-ilaste (ryc. 13).

Także po wschodniej stronie doliny Wierzycy, w okolicach Pelplina występuje szereg pagórków i wzgórz kemowych. Przykładem może być kopulaste wyniesienie o wysokości 67 m n.p.m., zlokalizowane na wschód od Pelplina, zwane Głową Cukru. W wykonanym w górnej części wzgórza wkopie stwierdzono występowanie do głębokości 3 m serii glacialimicznej z charakterystycznym rytmicznym układem lamin mułkowo-ilastych i lamin drobnopiaszczystych (ryc. 13).

Przedstawiona powyżej analiza morfologii i budowy geologicznej form wskazuje, iż są one efektem depozycji osadów mułkowo-ilastych oraz drob-





Ryc. 13. Budowa geologiczna form kemowych w okolicach Pelplina

A–B–C – Góra Biskupia. Przekrój A–B wykonano na podstawie wierceń wykonanych przez „Geoprojekt” Gdańsk, D–E – wał koło Rożental, F, G – wzgórze kemowe na północ od Nowej Cerkwi, H – Głowa Cukru koło Pelplina, a – glina piaszczysta i piasek gliniasty, b – piasek średnioziarnisty, c – piasek drobnoziarnisty, d – piasek mułkowy, e – mułki, f – nasyp (A–B, C – nr 32 na ryc. 1, D, E – nr 34 na ryc. 1, F, G – nr 37 na ryc. 1, H – nr 33 na ryc. 1). System kodowania litofacialnego w tabeli 1

Geological structure of kame forms in the Pelplin vicinity

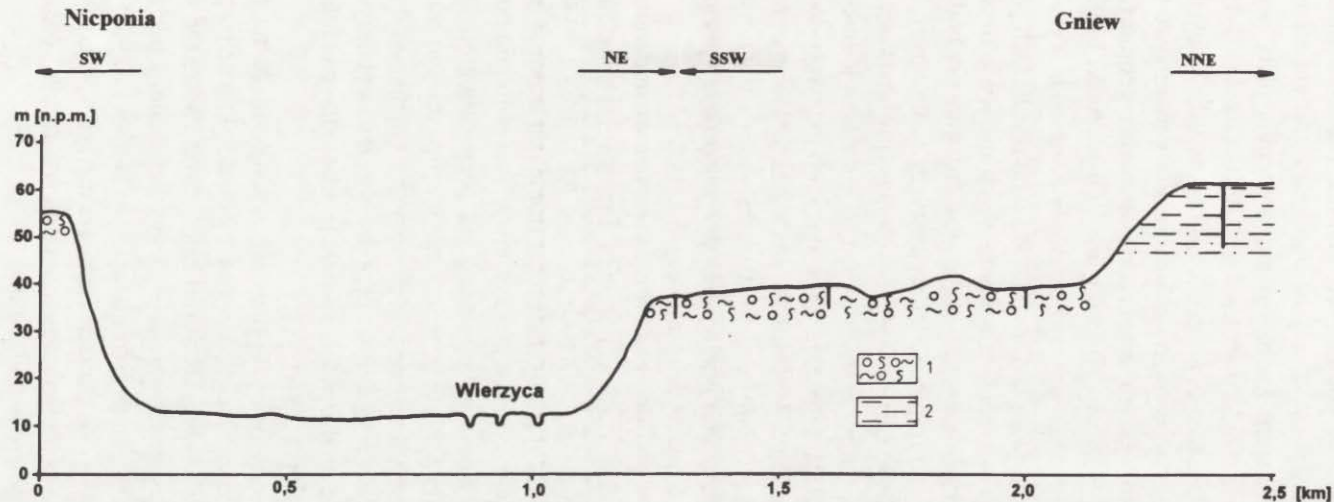
A–B–C – Góra Biskupia. A–B cross-section was based on drillings done by “Geoprojekt” Gdańsk, D–E – rampart near Rożental, F, G – kame hill to the north of Nowa Cerkiew, H – Głowa Cukru near Pelplin, a – sandy clay and loamy sand, b – medium-grained sand, c – fine-grained sand, d – loamy sand, e – loams, f – embankment (A–B, C – number 32 in fig. 1, D, E – number 34 in fig. 1, F, G – number 37 in fig. 1, H – number 33 in fig. 1). The system of lithofacial coding in table 1

nopiaszczystych w jeziorach usytuowanych w szczelinach i rozpadlinach lodowych. Niezwykle urozmaicona morfologia niektórych form, np. Góry Biskupiej, sugeruje, że depozycja osadów zachodziła nie tylko w obrębie stopniowo cofających się ścian lodowych, ale także częściowo na podłożu lodowym. W końcowej fazie sedymentacji, w wyniku wytopiania się ścian lodowych nastąpiło częściowe przykrycie osadów glacialimnicznych przez spływowo osady ablacyjne. Tak określone środowisko sedymentacji pozwala zaliczyć zarówno Górę Biskupią, Głowę Cukru, jak i formy koło Rozentala do wałów i pagórków kemowych, które łącznie z otoczeniem tworzą obszar o nałożonej na wysoczyznę rzeźbie kemowo-wytopiskowej. Jednocześnie zaprezentowane powyżej cechy strukturalno-teksturalne osadów sugerują przynależność większości analizowanych form do kemów limnoglacialnych (Niewiarowski 1961, 1963).

W ostatnich latach w polskiej literaturze geomorfologicznej ożyła dyskusja na temat kemów jako wskaźników deglacjacji (Kasprzak 1988; Kłysz 1990). Zdaniem autora ugruntowany został ogólnie przyjęty pogląd uznający kemy za wyznaczniki deglacjacji arealnej (Bartkowski 1968; Niewiarowski 1965). Stąd też powszechne występowanie form kemowych w rejonie Pelplina i Rozentala wskazuje na arealny zanik lądolodu fazy pomorskiej na tym obszarze.

Potwierdzeniem wniosku o dużej roli brył martwego lodu w morfogenezie analizowanego obszaru jest także występowanie, na zachód od przedstawionego zespołu wałów i pagórków kemowych, dużej formy ozowej znanej w literaturze pod nazwą oz starogardzki (kolincki) (Roszkówna 1963; Sylwestrzak 1973a, 1984; Gierszewski 1990), która wcześniej była określana jako wał morenowy znaczący przebieg krawędzi lobu Wisły (Okołowicz 1956). Forma ta o długości 18,5 km, nie licząc jej przedłużenia na północ od doliny Wierzycy, ma przebieg południkowy, przy czym część północna odchyła się lekko w kierunku wschodnim (ryc. 6). P. Gierszewski (1990), biorąc pod uwagę złożoność morfologiczną formy oraz cechy strukturalno-teksturalne utworów ją budujących, określił ją jako kompleks owo-kemowy powstały na linii odpływu wód roztopowych w szczelinach i rozpadlinach istniejących w martwym i stagnującym lodzie lodowcowym. Wyróżniony kompleks ma swoje przedłużenie – jak sugeruje P. Gierszewski (1990) – na północ od doliny Wierzycy, aż po moreny lubiszewskie (moreny tczewskie). Przedstawiony typ genezy całej tej formy wskazuje na warunki deglacjacji arealnej.

Obok wyżej wymienionych form, towarzyszących dolnemu odcinkowi doliny Wierzycy, szczególnie interesująco przedstawia się sytuacja geomorfologiczna zastoiska gniewskiego (ryc. 7). Obszerny przegląd literatury na jego temat zamieścił Z. Kotański (1956). Morfologia powierzchni zastoiska jest bardzo urozmaicona. Występuje tu szereg wyniosłości i zagłębień wytopiskowych. To zapewne stało się przyczyną błędnego wyróżnienia na obszarze zastoiskowym w rejonie Kursztyna drugiego pola drumlinowego wraz z wieńcem moren czołowych oraz określenia ujściowego odcinka doliny Wierzycy jako doliny marginalnej powiązanej z tymi morenami (Sylwestrzak 1984). Szczególnym urozmaiceniem zastoiska gniewskiego jest obniżenie rynnowe przebiegające na linii Gniewskie Młyny–Szpru-



Ryc. 14. Przekrój geologiczny przez obniżone płyty wysoczyzny morenowej występujące pomiędzy ujściowym odcinkiem doliny Wierzyca a zastoiskiem gniewskim

1 – glina morenowa, 2 – utwory zastoiskowe (nr 42 na ryc. 1)

Geological section through lowered patches of morainic plateau between the outlet section of the Wierzyca Valley and Gniew marginal lake area

1 – boulder clay, 2 – marginal lake deposits (number 42 in fig. 1)

dowo, wraz z występującymi w jego obrębie pagórkami kemowymi z nałożoną czapą utworów zastoiskowych (Błaszkiwicz, Gierszewski 1989) (ryc. 7).

Znamiennie przedstawia się południowa granica zastoiska przebiegająca wzdłuż ujściowego odcinka doliny Wierzycy. Pomiedzy górnym załomem zbocza doliny Wierzycy a obszarem zastoiskowym występują płaty wysoczyzny morenowej obniżone w stosunku do powierzchni zastoiska około 10–15 m, czyli w przybliżeniu o wielkość miąższości utworów zastoiskowych. Krawędź oddzielająca je od zastoiska ma bardzo wyraźny charakter. Płaty morenowe występują nie tylko w rejonie Gniewu, jak to zaznaczono na mapie geomorfologicznej ujściowego odcinka doliny Wierzycy (Błaszkiwicz, Gierszewski 1989), ale także dalej w kierunku północno-zachodnim aż po Brody Pomorskie (ryc. 7). Są one zbudowane od góry z piaszczystej gliny morenowej o miąższościach przekraczających 3 m (ryc. 14). Na powierzchniach morenowych nie stwierdzono jakichkolwiek śladów erozji wodnej mogących sugerować erozyjne pochodzenie krawędzi pomiędzy zastoiskiem a fragmentami wysoczyzny morenowej. Wszystkie zebrane fakty jednoznacznie wskazują na jej sedymentacyjny charakter. Powstała ona w wyniku akumulacji osadów zastoiskowych na kontakcie lodowym.

Zebrany materiał upoważnia do podkreślenia dużej roli martwego lodu w morfogenezie zastoiska pod Gniewem. Wniosek ten był już akcentowany przez Z. Kortańskiego (1956), K. Wrotka (1986) oraz M. Błaszkiwicza i P. Gierszewskiego (1989). W dalszej części pracy autor omówił stosunek zastoiska do poziomów sandrowych występujących w dolnym odcinku doliny Wierzycy.

Także w otoczeniu górnego odcinka doliny Wierzycy stwierdzono występowanie form i osadów związanych z obecnością brył martwego lodu. Są to przede wszystkim zespoły form kemowych znajdujące się na zapleczu wcześniej już opisaney krawędzi sedymentacyjnej wysokiego poziomu sandrowego (ryc. 4) koło Starej Kiszewy oraz na obszarach wysoczyznowych na południe od Jaroszew (ryc. 5) i na zachód od Jeziora Grabowskiego już poza zasięgiem mapy geomorfologicznej (ryc. 2). Jednakże nie mają one już tak dużego zasięgu, jak w przypadku form kemowych towarzyszących dolnemu odcinkowi doliny Wierzycy. Formy kemowe występują też w obrębie obniżeń wykorzystywanych przez Wierzycę. Będą one analizowane w trakcie ustalania morfogenezy poszczególnych fragmentów doliny Wierzycy.

Reasumując przedstawiony powyżej materiał, wydaje się, że na analizowanym obszarze zaplecza maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej aż po prawdopodobną linię przebiegu fazy kaszubsko-warمیńskiej można wskazać na arealny zanik łądolodu jako wiodący typ deglacjacji. Oczywiście należy także brać pod uwagę możliwość istnienia deglacjacji frontalnej, tym bardziej że – co podkreślił P. Kłysz (1990) – zmiana typu deglacjacji zachodzi nie tylko w przestrzeni, ale także i w czasie. Jednakże w świetle badań autora na wskazanym obszarze można wykluczyć występowanie oscylacji łądolodu.

3. MORFOGENEZA GÓRNEGO ODCINKA DOLINY WIERZYCY

3.1. GENEZA OBNIŻEŃ WYKORZYSTYWANYCH PRZEZ WIERZYCĘ

Wierzyca wypływa z niewielkiego Jeziora Piotrowskiego, którego lustro wody znajduje się na wysokości 225 m n.p.m., natomiast uchodzi do Wisły pod Gniewem na wysokości 9,3 m n.p.m. Długość dna doliny wynosi około 143 km, a średni spadek 1,51‰ (ryc. 15). Podstawową cechą charakterystyczną doliny Wierzycy jest jej poligeneza. Wierzyca w swym biegu połączyła szereg różnogenetycznych obniżeń. Biorąc pod uwagę ich genezę oraz stopień transformacji w wyniku procesów fluwialnych podzielono dolinę Wierzycy na dwa główne odcinki: górny, od źródeł do ujścia do Wierzycy jej największego dopływu Wietcisy, oraz dolny, od ujścia Wietcisy do ujścia Wierzycy do Wisły.

W górnym odcinku doliny Wierzycy wyróżniono 12 odrębnych morfologicznie fragmentów. Są to w zależności od genezy oraz w kolejności występowania zgodnie z biegiem Wierzycy:

1. międzymorenowe obniżenie wytopiskowe z Jeziorem Piotrowskim (ryc. 2),
2. rynna subglacjalna na wschód od Kłobuczyna (ryc. 2),
3. rynna subglacjalna z Jeziorem Grabowskim (ryc. 2),
4. obniżenie glacialne koło Będmina (ryc. 2),
5. odcinek przełomowy na południe od Będmina (ryc. 2),
6. rynna subglacjalna z jeziorem Wierzysko (ryc. 2, 3),
7. rynna subglacjalna z jeziorem Zagnanie (ryc. 3),
8. ciąg obniżeń wytopiskowych od jeziora Zagnanie do Bartoszego Lasu (ryc. 3, 4),
9. rynna subglacjalna Bartoszy Las–Stara Kiszewa (ryc. 4),
10. obniżenie egzaracyjne na wschód od Starej Kiszewy (ryc. 4),
11. odcinek przełomowy Boże Pole Szlacheckie–Maliki (ryc. 4),
12. rynna subglacjalna Maliki–ujście Wietcisy (Czysta Woda) (ryc. 4, 5).

Jak wynika z powyższego zestawienia, przeważającym typem genetycznym obniżeń włączonych w szlak górnego odcinka doliny Wierzycy są rynny subglacjalne. Wyróżnione rynny subglacjalne są formami bardzo wyraźnie zaznaczającymi się w morfologii terenu. Różnice wysokości pomiędzy przylegającą do

rynien powierzchnią wysoczyzn morenowych, po uwzględnieniu miąższości wypełnienia organicznego, wynoszą średnio 30–35 m. Pod tym względem zdecydowanie wyróżnia się rynna Maliki–ujście Wietcisy, gdzie różnica ta przekracza 40 m, natomiast w przypadku rynny jezior Grabowskiego i Zagnanie, przy uwzględnieniu głębokości jezior, wynosi około 50 m.

Jak już powyżej wspomniano, rynny wypełnione są utworami biogenicznymi, torfem i gytia, o maksymalnych miąższościach, w większości przypadków znacznie przekraczających 13 m (ryc. 16). Niestety, ze względów technicznych głębsze sondowania były niemożliwe. Topografia mineralnego dna rynien jest bardzo urozmaicona. Wynika to przede wszystkim z faktu częstego występowania zakorzenionych wysp osadów mineralnych zarówno wystających ponad powierzchnią równin biogenicznych, jak i zupełnie zatopionych w tych osadach. Formy te będą poddane szczegółowej analizie w kolejnym rozdziale pracy. W tym miejscu należy jednak zaznaczyć, że w zdecydowanej większości badanych przypadków są to formy akumulacyjne, związane już z dalszą ewolucją rynien po ich powstaniu. Z tego też względu bliższe wypowiedanie się na temat podłużnego profilu pierwotnego dna rynien, bez sieci wierceń przebijających zarówno osady organiczne jak i osady mineralne włożone w rynny, jest niemożliwe.

Przy tych znacznych głębokościach wcięcia rynny charakteryzują się jednocześnie niezbyt okazałymi szerokościami, średnio w granicach 300–700 m. Największą szerokość, dochodzącą w rozszerzeniach do 1 km, mają rynny jezior Grabowskiego i Zagnanie oraz rynna Maliki–ujście Wietcisy. Zbocza rynien z reguły charakteryzują się dużym nachyleniem, osiagającym 35–40°.

Cechą charakterystyczną analizowanych rynien jest także ich duża krętość, wyrażająca się częstymi zmianami kierunku przebiegu. Najlepszym tego przykładem jest rynna Maliki–ujście Wietcisy, mająca w planie kształt podwójnej litery S. Niektóre rynny mają też dużo wąskich, ślepo kończących się odnóg, m.in. odcinek rynnowy pomiędzy jeziorami Wierzysko i Zagnanie. Rynny niejednokrotnie krzyżują się ze sobą tworząc niezwykle skomplikowane układy, rodzaje węzłów paleohydrograficznych. Największe z nich znajdują się przy jeziorze Zagnanie oraz w okolicy Pogódek.

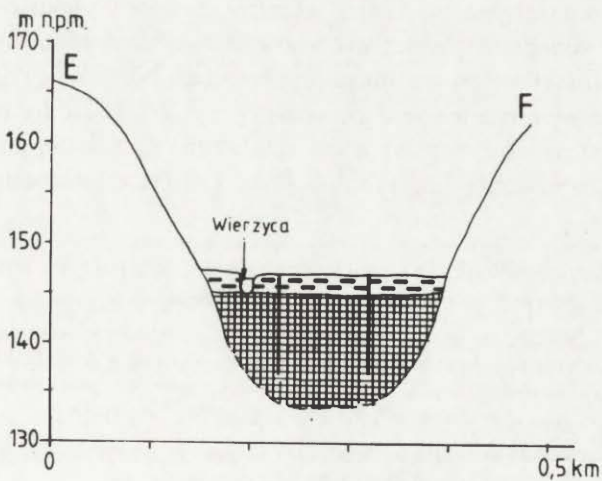
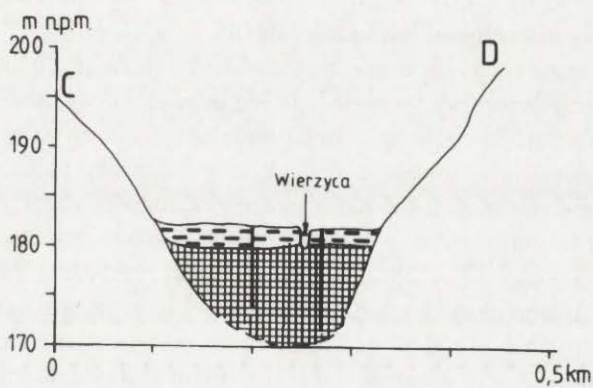
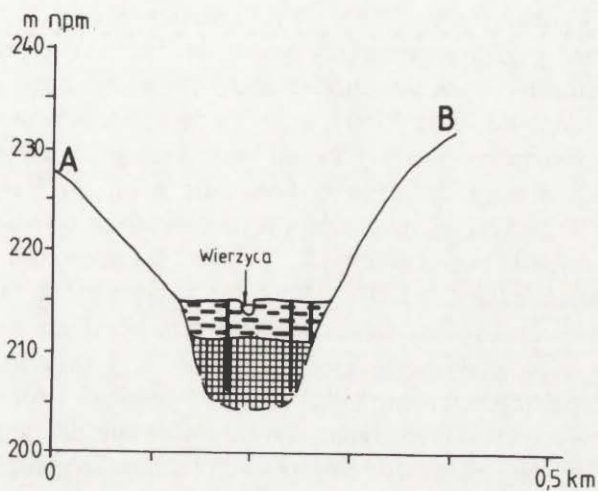
Rynny subglacjalne są traktowane jako jeden z głównych elementów wskaźnikowych krajobrazu młodoglacjalnego (Majdanowski 1947). Od momentu rozpoznania rynien w połowie XIX w. (Kozarski 1966) trwa ożywiona dyskusja na temat ich genezy. Jej podsumowania znajdują się m.in. w pracach R. Ga-

Ryc. 16. Przekroje poprzeczne przez rynnę koło Kłobuczyna (A–B), rynnę Jeziora Grabowskiego (C–D), rynnę jeziora Wierzysko (E–F)

1 – torf, 2 – gytia (A–B – nr 1 na ryc. 1, C–D – nr 2 na ryc. 1, E–F – nr 5 na ryc. 1)

Cross-sections through a channel near Kłobuczyn (A–B), Grabowski channel (C–D), Wierzysko channel (E–F)

1 – peat, 2 – gyttia (A–B – number 1 in fig. 1, C–D – number 2 in fig. 1, E–F – number 5 in fig. 1)



łona (1965), S. Kozarskiego (1966), W. Niewiarowskiego (1988). Najwięcej zwolenników ma pogląd przypisujący powstanie rynien erozyjnej działalności wód subglacjalnych w warunkach ciśnienia hydrostatycznego (Majdanowski 1950; Galon 1965; Kozarski 1966 i in.). Wiodącym argumentem jest przede wszystkim zróżnicowany przebieg rynien oraz nieuregulowany profil ich dna. Odmienne poglądy na genezę rynien przyjmują m.in. P. Woldstedt (1952), K. Gripp (1964) wskazując na erozję glacialną wąskich wypustów lodowych jako główny czynnik morfotwórczy. K. Gripp (1964) powstałe w ten sposób formy nazywa terminem *Glaziellen*. Mogą one przechodzić w zagłębienia typu nieckowatego tworząc rodzaj depresji końcowych. Niektórzy autorzy próbują pogodzić oba te poglądy wskazując na złożoność genetyczną, szczególnie w przypadku większych rynien (Liedtke 1975; Pasierbski 1979; Niewiarowski 1993). W. Niewiarowski (1993) zaproponował stosowanie dla rynien powstałych wskutek subglacjalnej erozji wód roztopowych terminu subglacjalne rynny fluwioglacjalne. Z kolei formy rynnowe związane z erozją lodowcową autor ten nazywa rynnami glacialnymi lub lodowcowymi.

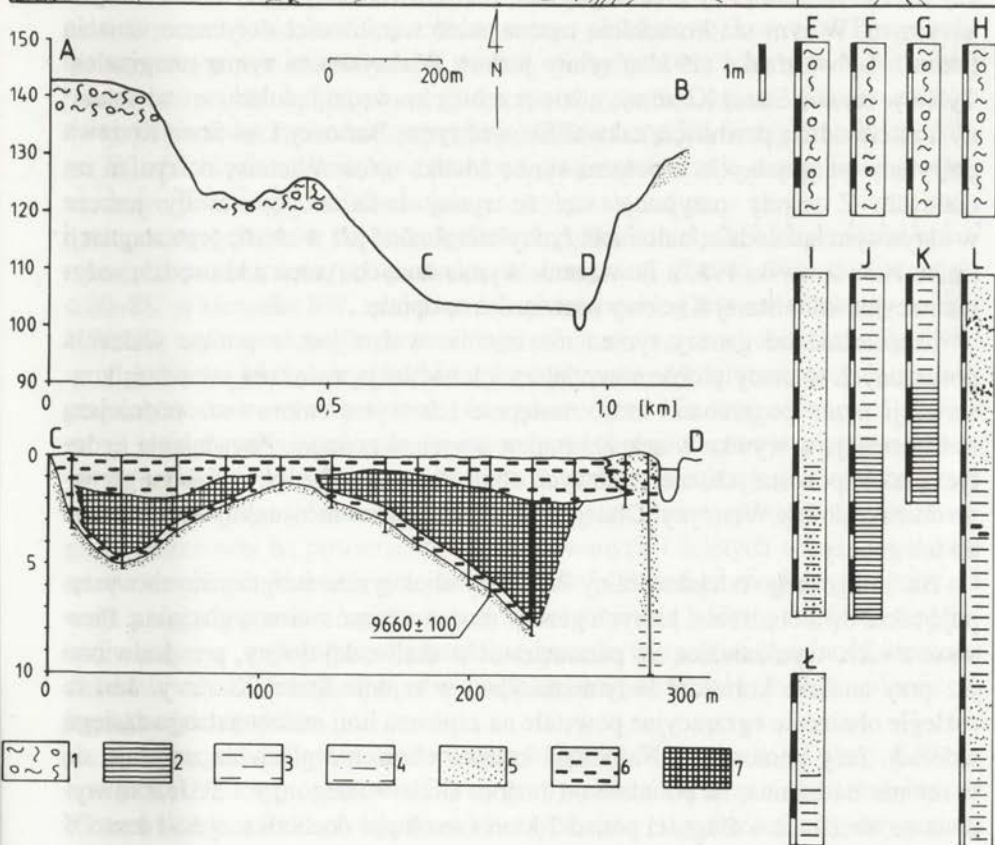
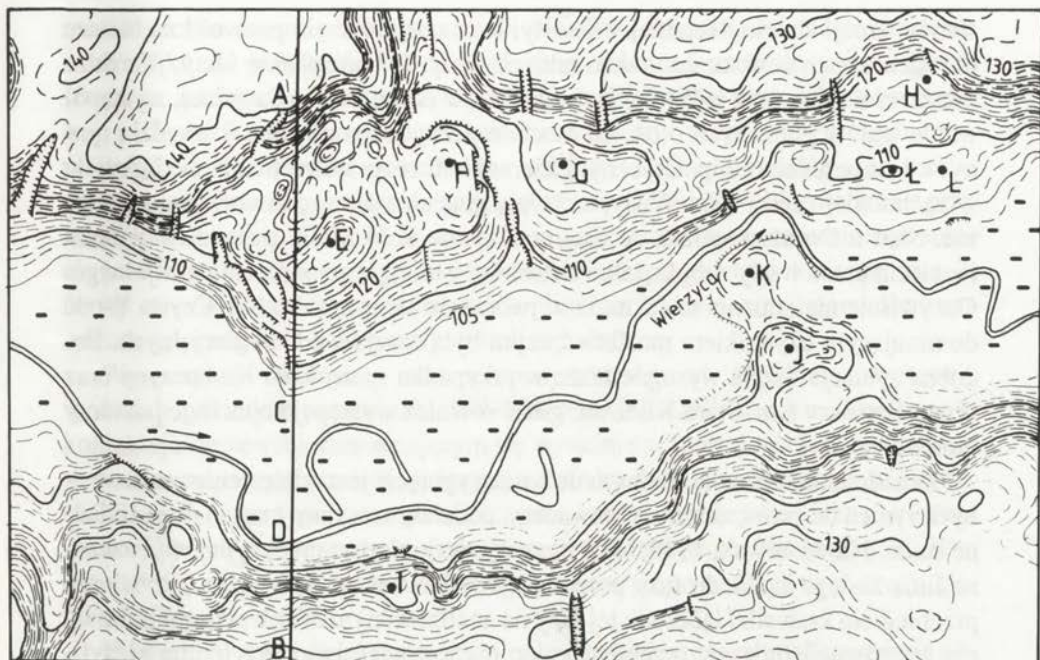
Zaprezentowane cechy morfologiczne rynien występujących na szlaku górnego odcinka doliny Wierzycy wskazują, że ich genezę należy upatrywać w erozji wód subglacjalnych. Są to więc w myśl podziału W. Niewiarowskiego (1993) subglacjalne rynny fluwioglacjalne. Jednakże w przypadku niektórych fragmentów form rynnowych można mówić o pewnej złożoności genetycznej. Dotyczy to szczególnie fragmentu rynny Maliki–Czysta Woda w rejonie Malar. Na jej zboczu, na wysokości 122–128 m n.p.m. występuje wyraźnie zaznaczające się spłaszczenie. Ma ono około 1 km długości i 100–250 m szerokości. Spłaszczenie jest oddzielone od zatorfionego dna rynny bardzo wyraźnym załomem o wysokości ponad 20 m. Załom pomiędzy spłaszczeniem a przylegającą do rynny wysoczyzną morenową jest już mniej wyraźny, a jego wysokość wynosi około 10–15 m. W obrębie spłaszczenia występuje kilka wydłużonych pagórków o osiach morfologicznych przebiegających na linii NE–SW, czyli mniej więcej zgodnie z lokalnym przebiegiem krawędzi rynny. Wszystkie formy występujące w ramach analizowanego spłaszczenia zbudowane są z ilastej gliny morenowej o miąższości co najmniej 3 m (ryc. 17). Powierzchnia spłaszczenia nie wskazuje

Ryc. 17. Budowa geologiczna form rzeźby w rynnie Maliki–Czysta Woda, w reonie Więckowy–Czysta Woda

A–B, C–D – przekroje geologiczne przez rynnę, E, F, G, H – wiercenia w obniżonym poziomie morenowym, I – wiercenie w terasie kemowej, J, K, L, Ł – wiercenia w przedallerozdkiem poziomie jeziornym, 1 – glina morenowa, 2 – il, 3 – mułek, 4 – mułek piaszczysty i piasek mułkowy, 5 – piasek drobnoziarnisty, 6 – torf, 7 – gytia (nr 19 na ryc. 1)

Geological structure of the relief forms in the Maliki–Czysta Woda channel in the vicinity of Więckowy–Czysta Woda

A–B, C–D – geological sections through the channel, E, F, G, H – drillings in lowered morainic level, I – drilling in kame terrace, J, K, L, Ł – drillings in Prealleröd lake level, 1 – boulder clay, 2 – silt, 3 – loam, 4 – sandy loam and loamy sand, 5 – fine-grained sand, 6 – peat, 7 – gyttia (number 19 n fig. 1)



śladów erozji fluwioglacjalnej. Niestety, brak odśnieżeń nie pozwolił na bliższe określenie cech strukturalno-teksturalnych gliny. Jednakże takie fakty, jak: duże miąższości gliny oraz jej litologia, brak śladów erozji fluwioglacjalnej, występowanie wałów gliniastych o osiach morfologicznych zgodnych z krawędzią rynny, a jednocześnie z hipotetycznym kierunkiem rozprzestrzeniania się lądolodu w zachodniej części lobu Wisły, sugerują glacialną genezę omawianego poziomu. Stąd też można sądzić, że fragment rynny koło Malar powstał w wyniku rozcięcia przez wody subglacjalne wcześniej istniejącego obniżenia glacialnego. Oczywiście nie zmienia to faktu, iż w tworzeniu się rynny Maliki–Czysta Woda dominującym czynnikiem morfotwórczym była erozja wód subglacjalnych. Podobna sytuacja mogła wystąpić także w przypadku rynny koło Kłobuczyna oraz rynny Bartoszy Las–Stara Kiszewa, gdzie również występują obniżone poziomy morenowe.

Zagadnieniem równie trudnym do rozstrzygnięcia jest odniesienie analizowanych rynien do powszechnie stosowanego podziału na rynny marginalne i radialne (m.in. Niewiarowski 1983). Jest to związane z niezbyt precyzyjnie wyznaczoną linią zasięgu lądolodu fazy pomorskiej. Jednocześnie w związku z lobaralnym przebiegiem krawędzi lądolodu tej fazy na analizowanym obszarze, południkowy czy też równoleżnikowy przebieg rynien nie jest właściwym kryterium klasyfikacyjnym. W tym też kontekście można mieć wątpliwości dotyczące uznania przez J. Sylwestrzaka (1973b) rynny jeziora Wierzysko za rynnę marginalną. Tylko w rejonie Starej Kiszewy, gdzie przebieg krawędzi lądolodu został ustalony, można z dużą pewnością zakwalifikować rynnę Bartoszy Las–Stara Kiszewa do rynien marginalnych, a potężną rynnę Maliki–ujście Wietcisy do rynien radialnych. Z reguły przyjmuje się, że rynny radialne powstawały jeszcze w aktywnym lądolodzie, natomiast rynny marginalne już w czasie jego stagnacji (m.in. Niewiarowski 1983). Powiązanie wymienionych rynien z krawędzią sedymentacyjną koło Starej Kiszewy potwierdza tę opinię.

Niezależnie od genezy rynien niezmiernie ważna jest, z punktu widzenia poruszonych w pracy problemów, dalsza ich ewolucja związana już z fazą konserwacji przez pogrzebane lody, następnie ich wytopieniem oraz późniejszą transformacją w wyniku włączenia rynien w system rzeczny. Zagadnienia te dotyczą także pozostałych, nierynnowych obniżen występujących na szlaku górnego odcinka doliny Wierzycy. Dlatego też autor najpierw ustosunkuje się pokrótce do ich genezy.

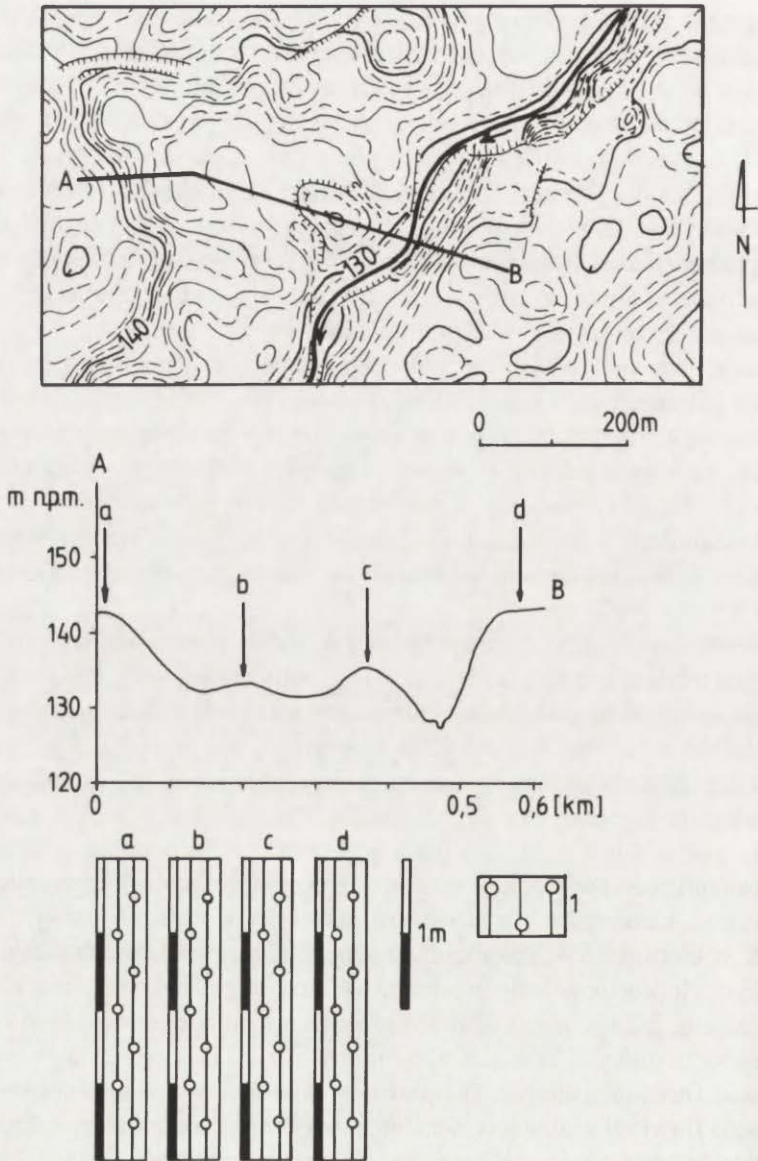
Na linii górnego odcinka doliny Wierzycy obok rynien subglacjalnych występują także dwa obniżenia, których genezę można wiązać z erozją glacialną. Pierwsze z nich, wyróżniające się parametrami w skali całej doliny, przedstawiono już przy analizie krawędzi sedymentacyjnej w rejonie Starej Kiszewy. Jest to rozległe obniżenie egzaracyjne powstałe na zapleczu linii maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej. Natomiast kolejne obniżenie glacialne znajduje się w rejonie Będmina, na południe od Jeziora Grabowskiego (ryc. 2). Jest to wydłużone obniżenie o długości ponad 2 km i szerokości dochodzącej do 1 km. Oś

morfologiczna formy przebiega na linii NE–SW. Średnia głębokość obniżenia w stosunku do przyległej wysoczyzny morenowej od zachodu wynosi około 10–15 m, a od strony wschodniej prawie 20 m. W obrębie wysoczyzny morenowej, na zachód od analizowanego obniżenia występuje zespół niewysokich, równoległych w stosunku do siebie wałów gliniastych. Osie morfologiczne wałów przy części północnej obniżenia są zorientowane na linii NE–SW, natomiast przy części południowej NW–SE. W związku z całkowitym brakiem odsłoneń autor nie przeprowadził tutaj szczegółowych badań. Na mapie geomorfologicznej (ryc. 2) formy te oznaczono ze względu na ich gliniastą budowę oraz uporządkowaną orientację przestrzenną jako wały drumlinopodobne.

Wysoczyzna morenowa na północny-wschód od obniżenia występuje w dwóch głównych poziomach: 194–204 oraz 208–218 m n.p.m. Poziomy te kontaktują się ze sobą zaznaczającym się wyraźnie w morfologii kilkumetrowym załomem, przy czym poziom wyższy ma charakter wydłużonej wyspy w kierunku NE–SW. Tego typu załomy są interpretowane z reguły jako efekt nierównomiernej akumulacji w warunkach deglacjacji arealnej (m.in. Niewiarowski, Wysota 1986), z uwzględnieniem także wpływu starszego podłoża oraz erozji glacialnej (Wysota 1992).

Elementem najbardziej pomocnym przy ustaleniu genezy analizowanego obniżenia jest odsłonięcie zlokalizowane w jego południowej krawędzi. Powierzchnia wysoczyzny w bezpośrednim rejonie odsłonięcia ma lekko falisty charakter bez wyraźnie różnicujących się form morenowych. Dopiero kilkaset metrów dalej, w kierunku zachodnim występują wspomniane już formy drumlinopodobne. W odsłonięciu ukazują się zaburzone glajotektonicznie osady fluwioglacjalne, które pod względem litofacjalnym wykształcone są w postaci warstwowych poziomo piasków drobno-, średnio- i gruboziarnistych, z kieszeniami utworów żwirowo-kamienistych o strukturze masywnej (fot. 6). Warstwy zapadają o 80–88° w kierunku SW, natomiast ich generalny bieg jest zorientowany na linii NW–SE, czyli prostopadle do przebiegu osi morfologicznej obniżenia. Zarówno w odsłonięciu, jak i w jego najbliższym otoczeniu na zdeformowanych osadach piaszczysto-żwirowych brak jest gliny morenowej. Nie stwierdzono też śladów erozji wód fluwioglacjalnych. Najprawdopodobniej, ta prawie pionowo postawiona seria fluwioglacjalna jest elementem większej struktury glajotektonicznej typu fałdu, którego górna część została ścięta przez transgredujący lądolód. Brak gliny morenowej na powierzchni zdeformowanych i ściętych osadów wskazuje na dominującą rolę erozji glacialnej. Biorąc pod uwagę morfologię obniżenia wraz z jego otoczeniem, spiętrzoną glajotektonicznie budowę strefy krawędzowej obniżenia w południowej części, a przede wszystkim zgodność kierunku działania siły zaburzającej z osią morfologiczną obniżenia, można wskazać na jego glacialną genezę.

Kolejną grupą obniżeń zaadoptowanych przez Wierzycę w jej górnym odcinku są obniżenia wytopiskowe. Do tej grupy zakwalifikowano obniżenie Jeziora Piotrowskiego, z którego wypływa Wierzyca, oraz ciąg obniżeń od rynny jeziora



Ryc. 18. Przekrój geologiczny przez obszar wytopiskowy w rejonie Starego Bukowca

1 – masywna glina morenowa (nr 6 na ryc. 1)

Geological section through marginal lake depression in the Stary Bukowiec vicinity

1 – massive boulder clay (number 6 in fig. 1)

Zagnanie do rynny marginalnej koło Bartoszeego Lasu. Charakterystycznym elementem morfologii źródłiskowego obszaru Wierzycy są wzgórza morenowe o wysokościach dochodzących do 250 m n.p.m. (ryc. 2). Stanowią one południowy skraj tzw. Wzgórz Szymbarskich (Augustowski 1974). Wzgórza Szymbarskie, z najwyższym wzniesieniem na Nizinie Polskiej Wieżycą (329 n.p.m.),

zawdzięczają głównie swe powstanie interlobalnemu położeniu pomiędzy lobem bytowskim od zachodu i lobem Wisły od wschodu (Roszko 1968). Powszechny jest pogląd, że nałożyła się tu akumulacja glacialna, limnoglacialna oraz fluwio-glacialna z kilku zlodowaceń, natomiast na rzeźbie obszaru ostateczne piętno wywarła faza kaszubsko-warمیńska (Roszko 1968; Sylwestrzak 1973a). W związku z brakiem odśnieżeń w rejonie obniżenia Jeziora Piotrowskiego jedynym sposobem wgłębnej penetracji były wkopy i wiercenia. Na ich podstawie można tylko stwierdzić, że w budowie wzgórz morenowych do głębokości 2–2,5 m występuje glina morenowa z bardzo dużą zawartością frakcji piaszczystych i jednocześnie bez wyraźnie zaznaczających się struktur. Elementem charakterystycznym jest występująca w niej duża ilość gładów o średnicach niejednokrotnie przekraczających 1 m. Informacje te nie upoważniają do wyciągania istotnych wniosków dotyczących morfogenezy wspomnianych wzgórz, wskazują jedynie na supraglacialne środowisko depozycyjne utworów powierzchniowych.

Pomiędzy poszczególnymi wzgórzami występuje szereg obniżeń o bardzo zróżnicowanej morfologii. Jednym z większych jest obniżenie Jeziora Piotrowskiego, którego powierzchnia lustra wody znajduje się aktualnie na wysokości 225,2 m n.p.m. Obniżenie to w układzie poziomym jest formą bardzo nieregularną (ryc. 2). Występuje tu kilka palczastych odgałęzień. Zbocza obniżenia Jeziora Piotrowskiego są stosunkowo poлогіe. W ich obrębie występuje szereg drugorzędnych zagłębień. Jest to jednocześnie forma niezbyt głęboka. Różnice wysokości pomiędzy najwyższymi wzgórzami morenowymi bezpośrednio otaczającymi obniżenie a jego dnem, nawet po uwzględnieniu miąższości wypełnienia organicznego (do 3 m), nie przekraczają 20 m. Pod względem morfometrii opisywane obniżenie wyraźnie kontrastuje z położoną w jego sąsiedztwie głęboko wciętą, liniową formą rynny koło Kłobuczyna. Morfologia obniżenia Jeziora Piotrowskiego oraz jego położenie w otoczeniu wzgórz morenowych skłaniają ku określeniu go jako międzymorenowego obniżenia wytopiskowego.

Odmienne pod względem morfologii przedstawia się ciąg obniżeń wytopiskowych zaadoptowanych przez Wierzycę na odcinku od rynny jeziora Zagnanie aż po rynnę marginalną Bartoszy Las–Stara Kiszewa (ryc. 3, 4). Na południe od jeziora Zagnanie w otoczeniu tych obniżeń początkowo występuje falista wysoczyzna morenowa, następnie od Małych Stawisk do Nowego Bukowca powierzchnia sandrowa. Od Nowego Bukowca pojawia się ponownie falista wysoczyzna morenowa, a już w bezpośrednim sąsiedztwie rynny marginalnej Bartoszy Las–Stara Kiszewa sandr. Analizowane obniżenia w przeciwieństwie do wytopiskowego obniżenia Jeziora Piotrowskiego tworzą formę liniową o generalnym przebiegu NNW–SSE. Jednakże lokalnie występuje szereg załamań dochodzących do 90°. Taki łamany przebieg obniżeń jest szczególnie widoczny na odcinku Małe Stawiska–Nowy Bukowiec, gdzie w ich otoczeniu występuje powierzchnia sandrowa. Obniżenia wytopiskowe charakteryzują się zmienną szerokością od niespełna 100 m w przewężeniach do 500 m w rozszerzeniach oraz stosunkowo niewielką głębokością, średnio około 10 m. Zbocza obniżeń są z reguły poлогіe.

W ich obrębie, szczególnie na odcinkach rozszerzeń, występują drugorzędne obniżenia oraz drobne falistości. Wyjątkiem jest tylko, znajdujący się w rejonie Małych Stawisk, niewielki fragment analizowanego odcinka doliny Wierzycy, będący końcową częścią rynny jeziora Zakrzewie, z wyraźnie zaznaczającymi się zboczami o dużym nachyleniu.

Zarówno zbocza obniżeń wytopiskowych, jak i ich dna, oczywiście wyłączając wąski pas równiny zalewowej, zbudowane są z gliny morenowej bez śladów erozji wodnej. Przykładem może być obniżenie wytopiskowe w rejonie Starego Bukowca (ryc. 18).

3.2. STOSUNEK GÓRNEGO ODCINKA DOLINY WIERZYCY DO ODPŁYWÓW SANDROWYCH ZWIĄZANYCH Z RECESJĄ ŁĄDOŁODU FAZY POMORSKIEJ I KASZUBSKO-WARMIŃSKIEJ

Wzdłuż zachodnich granic doliny Wierzycy, poczynając od jeziora Wierzysko aż po obniżenie egzaracyjne koło Starej Kiszewy, występuje rozległy obszar sandrów wschodniopomorskich (sandry Wdy). Sytuacja geomorfologiczna tego obszaru jest bardzo skomplikowana, natomiast prowadzone badania obejmowały głównie niewielkie jego fragmenty (Okołowicz 1956; Churska 1961; Sylwestrzak 1973a; Augustowski, Sylwestrzak 1973; Szupryczyński 1987). Stąd też ustalanie kontynuacji poziomów sandrowych poza obszarami, których wspomniane prace dotyczą, bez szczegółowych badań, jest wręcz niemożliwe. Na ogół, w proksymalnej części sandrów wschodniopomorskich, na północny zachód od Kościerzyny wyróżnia się od trzech (Okołowicz 1956; Szupryczyński 1967, 1987)), pięciu (Augustowski, Sylwestrzak 1973) do ośmiu poziomów sandrowych (Sylwestrzak 1973b). J. Sylwestrzak (1973b) wyróżnione poziomy sandrowe wiąże z odrębnymi fazami postoju łądolodu. Jednakże powiązania te mogą budzić pewne wątpliwości. Na ten temat wcześniej wypowiadał się już W. Okołowicz (1956). Autor ten zaznaczył, iż w przypadku niektórych, zróżnicowanych topograficznie, poziomów sandrowych nie ma specjalnych podstaw do łączenia ich z odrębnymi postojami łądolodu, lecz bardziej ze zmieniającymi się w czasie warunkami odpływu wód proglacialnych.

J. Sylwestrzak (1973b), w bezpośrednim sąsiedztwie doliny Wierzycy, od jeziora Wierzysko po obszar na południe od jeziora Zagnanie (Małe Stawiska), wydzielił trzy poziomy sandrowe (VI, VII i VIII), które wiąże z kolejnymi fazami recesyjnymi łądolodu z linii maksymalnego zasięgu fazy kaszubsko-warمیńskiej. W świetle przeprowadzonych badań wyróżnienie VII i VIII poziomu sandrowego nie znajduje uzasadnienia. Zdaniem autora niniejszej pracy przy wydzieleniu odrębnych poziomów sandrowych w tym rejonie nie zawsze uwzględniano spadek powierzchni topograficznej sandru w kierunku jego odpływu, a przytaczane wysokości poszczególnych poziomów sandrowych pochodzą niejednokrotnie z różnych miejsc tej samej powierzchni sandrowej. Obszar sandrowy szczególnie w części zachodniej ma charakter sandru dziurawego, z lic-

nie występującymi fragmentami sandru obniżonego na skutek akumulacji na powierzchni lodowej. Ponadto J. Sylwestrzak (1973b, 1978) przyjmuje, że poziomy sandrowe VII i VIII przechodzą w I i II terasę doliny Wierzycy. Autor w dalszej części pracy wykaże, że wyróżnione przez J. Sylwestrzaka terasy w górnym odcinku Wierzycy nie są drogami odpływu wód roztopowych.

Do sandrów wschodniopomorskich dochodzą boczne odnogi sandrowe z wewnętrznej części lobu Wisły. Niektóre z nich przebiegają w strefie przykrawędziowej inicjalnych form włączonych w szlak górnego odcinka doliny Wierzycy. Są to dwa rozgałęzienia sandru barkocińskiego, z których jedno towarzyszy rynnie jeziora Wierzysko (ryc. 2, 3), drugie jest rozcięte przez obniżenia wytopiskowe pomiędzy Małymi Stawiskami a Nowym Bukowcem (ryc. 3) oraz sandr przebiegający wzdłuż rynny radialnej na odcinku Pogódki–Maliki (ryc. 5). Prawdopodobnie wszystkie wymienione powyżej szlaki sandrowe są związane z postojem lądolodu fazy kaszubsko-warمیńskiej. Świadczyć może o tym lokalizacja ich stref proksymalnych na linii przypuszczalnego przebiegu krawędzi lądolodu tej fazy. W sąsiedztwie doliny Wierzycy, w rejonie Starej Kiszewy występują dwa poziomy sandrowe: wysoki oraz obniżony, powiązane z recesją lądolodu fazy pomorskiej. Zostały one już wcześniej przedstawione na marginesie analizy krawędzi sedymentacyjnej koło Starej Kiszewy.

Przeptyw wód sandrowych miał znaczący wpływ na morfologię wcześniej powstałych form. Jest to szczególnie widoczne w przypadku rynien bezpośrednio sąsiadujących ze szlakami sandrowymi (rynny: jeziora Wierzysko, radialnej na odcinku Pogódki–Maliki oraz marginalnej koło Bartoszego Lasu). Sandr towarzyszący rynnie jeziora Wierzysko stanowi zachodnią odnogę sandru barkocińskiego (Okołowicz 1956). Występuje on po obu stronach rynny. Szerokość sandru zwiększa się od niespełna 800 m przy wschodniej części rynny do ponad 3 km przy jeziorze Wierzysko, w miejscu połączenia z VI poziomem sandrowym (Sylwestrzak 1973b) na obszarze sandrów wschodniopomorskich. Jednocześnie w tym samym kierunku obserwuje się stopniowe zmniejszanie wysokości bezwzględnych odpowiednio od 182–177 do 165–158 m n.p.m. Powierzchnia sandru jest urozmaicona licznymi zagłębieniami wytopiskowymi, które tworzą morfologię tzw. sandru dziurawego (Szupryczyński 1968; Wiśniewski, Karczewski 1978). W stosunku do wysoczyzny morenowej sandr zalega od kilku do kilkunastu metrów niżej i jest od niej oddzielony mniej lub bardziej zaznaczającymi się załomami. Zdarzają się jednakże sytuacje, w których powierzchnia sandru przechodzi w wysoczyznę bez większych różnic hipsometrycznych.

W dnie rynny, w otoczeniu równiny torfowej, stwierdzono występowanie dużych form pagórkowatych o wysokościach względnych około 15 m. Pod względem wysokości bezwzględnych formy te nawiązują do wysokości powierzchni sandrowej w strefie przykrawędziowej rynny. Także budowa geologiczna przedstawionych form wykazuje bardzo duże podobieństwo do sandru w strefie przykrawędziowej. Wymienione powyżej fakty wskazują, że są to włożone w rynnę formy akumulacyjne, powstałe w czasie przepływu na jej linii wód fluwioglacjal-

nych. Jest też wielce prawdopodobne, że osady sandrowe występują także w dnie rynny pod przykryciem utworów organicznych. Tego typu sytuacje są często opisywane w przypadku rynien zlokalizowanych na szlakach sandrowych, m.in. rynny strzyżyńskiej na sandrze Brdy (Lankauf 1982) oraz rynny jeziora Sośno na sandrze zachodniobrodnickim (Niewiarowski 1986a).

Analogiczne, pod względem genezy, formy występują także w rynnie radialnej Maliki–ujście Wietcisy na odcinku stowarzyszonym ze szlakiem sandrowym. Są to wydłużone, zgodnie z przebiegiem osi rynny, piaszczysto-żwirowe pagóry o wysokościach zbliżonych do przyległego sandru. Ich bezpośrednie otoczenie stanowią z reguły osady biogeniczne wypełniające dno rynny. Szczególne nagromadzenie tych form znajduje się w rozszerzeniu rynnowym koło Pogódek, w miejscu gdzie szlak sandrowy dochodzi do rynny (ryc. 5).

Jednakże, zarówno rynna jeziora Wierzysko jak i rynna radialna na odcinku Pogódki–Maliki, pomimo występowania w ich obrębie pagórków sandrowych, zachowały swój pierwotny wygląd. Takiego wniosku nie można wysunąć w przypadku rynny marginalnej Bartoszy Las–Stara Kiszewa (ryc. 4). Występują tu dwa odmienne morfologicznie fragmenty: wschodni koło Starej Kiszewy i zachodni w rejonie Bartoszego Lasu. Pierwszy z nich, wykształcony w obrębie wysoczyzny morenowej, charakteryzuje się stosunkowo wyraźnie zaznaczającymi się zboczami o prostolinijnym przebiegu. W strefie przykrawędziowej zachodniego fragmentu rynny znajduje się sandr. Jest to wcześniej już opisany sandr obniżony, występujący na zapleczu krawędzi sedimentacyjnej wysokiego poziomu sandrowego koło Starej Kiszewy. Przepływ wód sandrowych w kierunku NWW–SEE, skośnie w stosunku do osi morfologicznej rynny (E–W), w sposób istotny zmienił morfologię wcześniej utworzonej formy subglacjalnej. Niektóre z form wałowych na obszarze obniżonego sandru występują także częściowo w obrębie rynny. Z tego też względu zbocza rynny mają, na analizowanym fragmencie, nieregularny przebieg. Fakt ten stwarza pewne utrudnienia przy określaniu granic rynny. W obrębie zatorfionego dna rynny występuje kilka wydłużonych pagórków o osiach morfologicznych zgodnych z kierunkiem przepływu wód sandrowych. Formy te są zbudowane z podobnych utworów piaszczysto-żwirowych, jak sandr w strefie przykrawędziowej rynny. Brak odśnieżeń w omawianym rejonie badań nie pozwolił na przeprowadzenie porównawczej analizy litofacjalnej osadów, jednakże na podstawie przedstawionych faktów można z dużą pewnością formy te wiązać z akumulacją sandrową zachodzącą w obrębie martwego lodu wypełniającego rynnę.

Już samo zachowanie się rynien na szlakach sandrowych jednoznacznie wskazuje, iż były one, w czasie funkcjonowania odpływów proglacjalnych, konserwowane lodem. Można jednocześnie przypuszczać, że szczególnie rynna jeziora Wierzysko oraz rynna radialna Pogódki–Maliki, pomimo występowania w nich pogrzebanego lodu, stanowiły dogodne obniżenia dla ukształtowania się szlaków odpływów wód proglacjalnych. Konsekwencją przepływu wód sandrowych na liniach rynien są znajdujące się w ich obrębie osady sandrowe.

3.3. FORMY KEMOWE

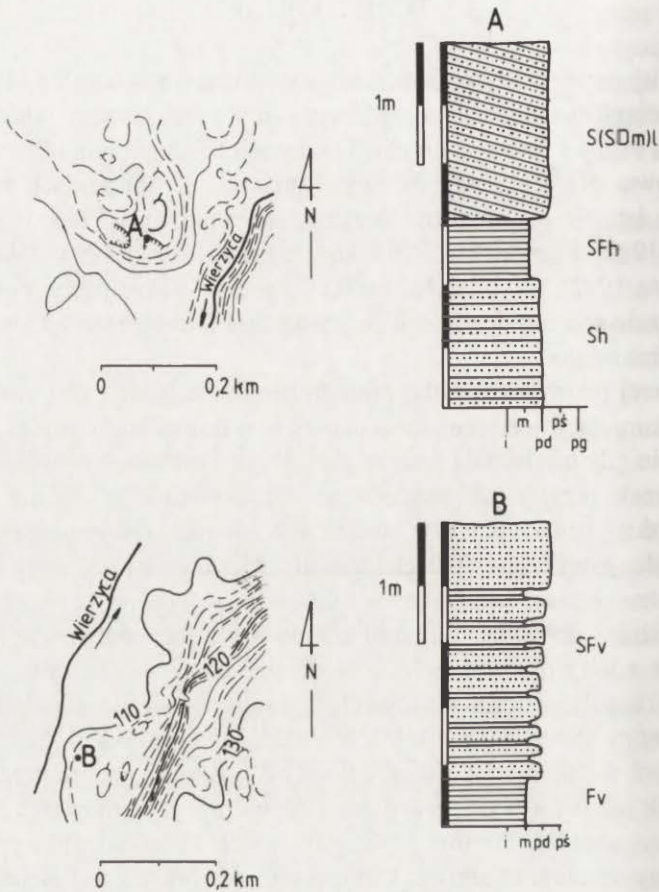
Najbardziej powszechnym elementem występującym w obrębie obniżeń rynnowych i obniżeń erozji glacialnej, włączonych w szlak górnego odcinka doliny Wierzycy, są osady i formy akumulacji jeziornej. Szczególnym ich rodzajem są formy kemowe. Na temat kemów występujących w obniżeniach rynnowych i glacialnych istnieje już obszerna literatura (Niewiarowski 1965, 1986b, 1987; Kozłowska 1972; Lamparski 1979; Andrzejewski 1984, 1994; Błaszkwicz 1988; Wysota 1992). Wymienieni autorzy zgodnie wskazują na powstawanie kemów w czasie procesu degradacji pogrzebanego w obniżeniach lodu lodowcowego bądź zimowego.

W niniejszej pracy zakwalifikowano do kemów te formy, które tworzyły się w wyniku akumulacji jeziornej zachodzącej w warunkach obecności martwego lodu, w czasie gdy nie istniała jeszcze możliwość akumulacji biogenicznej. Ten ostatni warunek przyjęto ze względu na występowanie w dolinie Wierzycy przedallerödskiej generacji jezior związanych również z wytapianiem się brył martwego lodu, jednakże w osadach których stwierdza się już utwory biogeniczne. Problem ten zostanie szczegółowo wyjaśniony w następnym rozdziale pracy.

Istotna różnica pomiędzy formami kemowymi a formami *stricte* jeziornymi wynika także z ich rozprzestrzenienia w obrębie obniżeń. Zbiorniki, w których zachodziła akumulacja form kemowych, ograniczały się do niewielkich przestrzeni pomiędzy zboczami obniżeń a wypełniającym go lodem, bądź też drobnych zagłębień w obrębie lodu (por. Flint 1949). Z kolei jeziora przedallerödskiej generacji, jak autor wykaże w dalszej części pracy, zajmowały już z reguły całe szerokości obniżeń. Pomimo wskazanych różnic postawienie wyraźnej granicy pomiędzy osadami i formami kemowymi a jeziornymi jest niejednokrotnie bardzo trudne. Jest prawdopodobne, iż część z wyróżnionych przez autora form kemowych może się okazać, w trakcie dalszych badań, formami jeziornymi. Dotyczy to w sposób szczególny form kemowych znajdujących się w początkowej części rynny Maliki–Czysta Woda na odcinku Maliki–Kozmin.

Formy kemowe występują najczęściej w postaci nieregularnych poziomów na zboczach obniżeń oraz izolowanych form wypukłych, pagórków i wzgórz, w obrębie ich den. Jeden z ciekawszych zespołów form kemowych, a jednocześnie najbardziej rozbudowany, występuje w rynnach Maliki–Czysta Woda. W ramach tego zespołu wyróżniono szereg teras kemowych wykształconych w postaci listew, półek i nieregularnych spłaszczeń znajdujących się na zboczach rynny oraz pagórków i wzgórz kemowych zlokalizowanych w obrębie jej zatorfionego dna (ryc. 4, 5). Występują one praktycznie na całej długości rynny. Rysuje się jednakże pewna zależność lokalizacji form kemowych od miejsc dochodzenia do rynny dolinek wód roztopowych oraz drobnych dolinek wytopiskowych. Cechą charakterystyczną form kemowych w rynnach radialnych Maliki–Czysta Woda są występujące w ich budowie wewnętrznej rytmy glacialolimniczne.

Przykładem może być terasa kemowa występująca w postaci niewielkiego



Ryc. 19. Budowa geologiczna form kemowych w obniżeniach występujących na linii górnego odcinka doliny Wierzyca

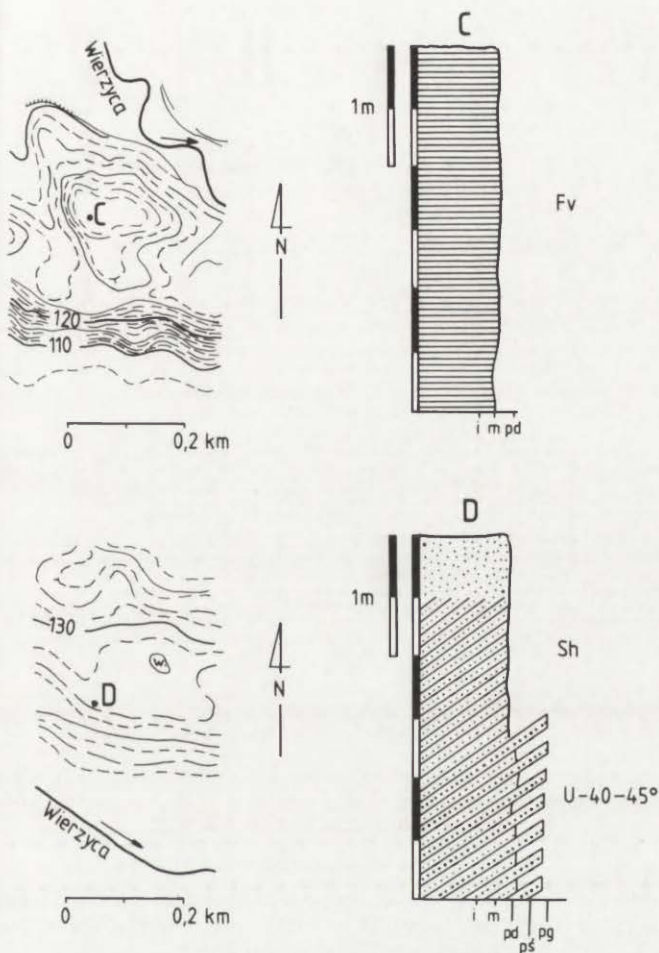
A – pagórek kemowy w obniżeniu glacialnym koło Będolina, B – terasa kemowa w rynn timer koło Maliki, C – pagórek kemowy w rynn timer koło Pogódek, D – terasa kemowa w rynn timer koło Bartoszego Lasu (A – nr 3 na ryc. 1, B – nr 14 na ryc. 1, C – nr 16, na ryc. 1, D – nr 8 na ryc. 1). System kodowania litofacialnego w tabeli 1

Geological structure of kame forms in the depressions along the upper section of the Wierzyca Valley

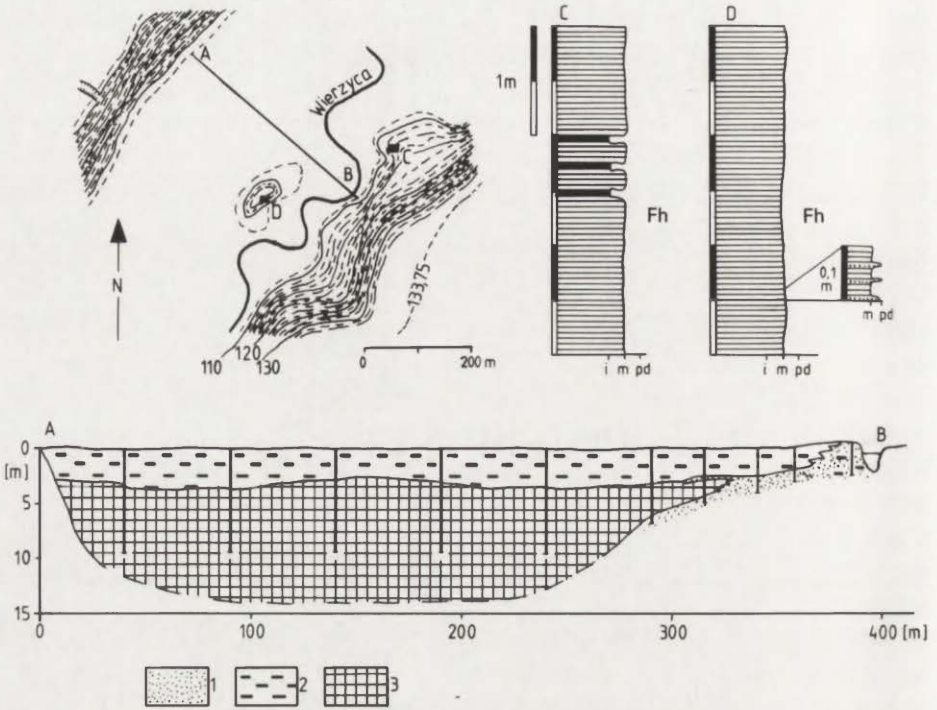
A – kame hummock in the glacial depression near Będomin, B – kame terrace in the channel near Maliki, C – kame hummock in the channel near Pogódkki, D – kame terrace in the channel near Bartoszy Las (A – number 3 in fig. 1, B – number 14 in fig. 1, C – number 16 in fig. 1, D – number 8 in fig. 1).

The system of lithofacial coding in table 1

spłaszczenia, o długości 200 m i maksymalnej szerokości 100 m, znajdującego się na zboczu rynn timer w rejonie Koźmina. Powierzchnia terasy jest wyraźnie nachylona w kierunku osi rynn timer, od 116 m n.p.m. w strefie wewnętrznej przy zboczu rynn timer do 110 m n.p.m. przy załomie kontaktującym się z dnem rynn timer. Rów-



nina torfowa przy terasie kemowej występuje na wysokości 108 m n.p.m. Osady glacialimniczne budujące omawianą formę są reprezentowane przez rytmicznie laminowane utwory ilasto-mułkowe (ryc. 20-C; fot. 7). Poszczególne rytmy, odpowiadające kolejnym cyklom depozycyjnym, składają się z warstwy mułku ilastego o średniej miąższości 3–4 cm oraz cienkiej laminy drobnopiaszczystej, tylko lokalnie osiągającej miąższość kilku milimetrów. W górnej części serii glacialimnicznej pojawiają się przewarstwienia masywnego iłu o miąższościach dochodzących do 10 cm. Jak wskazuje struktura osadów, dominującym procesem sedymentacyjnym było swobodne opadanie ziaren (sedymentacja parapelagiczna), tylko w nieznaczny sposób modyfikowane przez bardzo słabe prądy turbidytowe o dystalnym charakterze (Brodzikowski 1993). Cała wyróżniona seria osadów poroczcinana jest siecią uskoków normalnych o wielkościach zrzutu nie przekraczających 10 cm. Orientacja płaszczyzn uskoków jest zbliżona do przebiegu zbocza rynny. Poszczególne warstwy w obrębie serii glacialimnicznej są nachylone około 20° w kierunku osi rynny.



Ryc. 20. Rynna Maliki-Czysta Woda koło Koźmina

A-B – przekrój geologiczny przez równinę jeziorno-aluwialną, C – budowa geologiczna terasy kemowej,
 D – budowa geologiczna pagórka kemowego, 1 – piasek, 2 – torf, 3 – gytia (nr 15 na ryc. 1).
 System kodowania litofacialnego w tabeli 1

Maliki-Czysta Woda channel near Koźmin

A-B – geological section through lake-alluvial plain, C – geological structure of kame terrace,
 D – geological structure of kame hummocks, 1 – sand, 2 – peat, 3 – gyttia (number 15 in fig 1).
 The system of lithofacial coding in table 1

W niewielkiej odległości od opisanej terasy kemowej, już w obrębie utworów biogenicznych wypełniających dno rynny, występuje izolowany pagórek o wysokości 113 m n.p.m. Wysokość względna pagórka w stosunku do otaczającej go równiny torfowej wynosi 5 m. Jest on zbudowany do głębokości co najmniej 3 m również z rytmicznie laminowanych utworów mułkowo-iłastych (ryc. 20-D). Na powierzchniach obu zaprezentowanych form brak jest jakichkolwiek śladów mogących sugerować ich erozyjne pochodzenie.

Przedstawiona dokumentacja dowodzi, iż są to formy akumulacyjne powstałe w jeziorze rozwiniętym ponad pogrzebanym w rynn timerzymym lodem. Charakter oraz struktura osadów budujących te formy pozwala zaliczyć je do kemów limnoglacialnych (Niewiarowski 1963).

Pozostałe, wyróżnione w rynn timerzy Maliki-Czysta Woda, formy kemowe występują w podobnych sytuacjach geomorfologicznych i posiadają zbliżoną budowę geologiczną. Różnią się tylko relacjami osadów deponowanych z zawiesiny

w stosunku do osadów prądowych. Jako odmienne przykłady służyć mogą: terasa kemowa w rynn timer koło Malik oraz terasa kemowa w Pogódkach.

Pierwsza z nich występuje na wysokości 110–115 m n.p.m. – w formie spłaszczenia na zboczu rynny. Analizowana terasa kemowa ma około 500 m długości i 100 m szerokości. Cechą charakterystyczną w jej morfologii są drobne zagłębienia wytopiskowe występujące na kontakcie ze zboczem rynny. O takiej relacji wytopisk do teras kemowych pisał m.in. R. F. Flint (1949). Analizowany poziom jest zbudowany z serii glacialimnicznej o miąższości co najmniej trzech metrów (ryc. 19-B). Osady tej serii wskazują na charakterystyczną dla środowisk glacialimnicznych rytmiczność sedymentacji. Poszczególne cykle sedymentacyjne składają się z cienkiej, rzędu 1–2 cm, masywnej laminy mułku ilastego oraz grubszej, 5–20 cm, warstwy piasku mułkowatego o poziomej laminacji z licznie występującymi przewarstwieniami piasków drobnziarnistych. Miąższość poziomo laminowanej warstwy piaszczysto-mułkowej wyraźnie wzrasta w kierunku stropu serii. W przypadku analizowanej serii występuje więc wyraźna przewaga osadów akumulowanych prądowo nad osadami związanymi z sedymentacją parapelagiczną. Zasygnalizowana zmiana cykli depozycyjnych może być efektem zarówno zwiększania dostawy materiału do zbiornika jak i stopniowej proksymalizacji strefy sedymentacji (Gruszka 1992). Seria glacialimniczna porozi-nana jest siecią uskoków normalnych o wielkościach zrzutu dochodzących do 10 cm. Deformacje te oraz fakt występowania wytopisk na powierzchni poziomu jednoznacznie wskazują na obecność martwego lodu w czasie jego akumulacji.

Zgoła odmienne proporcje w cyklach depozycyjnych występują w osadach poziomu kemowego koło Pogódek (ryc. 19-C). Cykl depozycyjny składa się tu z laminy ilastej o miąższości 2–3 cm oraz bardzo cienkiej laminy drobnopiaszczystej. W kierunku spągu serii glacialimnicznej następuje stopniowe zanikanie wskazanej rytmiczności i pojawia się masywny, monolityczny il. Wykształcenie litofacjalne osadów wskazuje, że absolutnie dominującym procesem depozycyjnym była sedymentacja parapelagiczna, nieznacznie modyfikowana przez działalność słabych prądów turbiditytowych i to tylko w czasie akumulacji górnej części profilu.

Obok powyżej wymienionych zespołów, pojedyncze formy kemowe występują także w pozostałych obniżeniach rynn timer i glacialnych. Ze względu na duże podobieństwo warunków sedymentacji omówiona zostanie tylko jedna z większych form kemowych, występująca w rynn timer Bartoszy Las–Stara Kiszewa oraz w obniżeniu glacialnym koło Będomina. W rynn timer Bartoszy Las–Stara Kiszewa formą tą jest terasa kemowa o wysokości 125–130 m n.p.m. znajdująca się przy jej północnym zboczu na zachód od Starej Kiszewy. Terasa jest oddzielona wyraźnymi załomami zarówno od strony przylegającej do rynny wysoczyzny morenowej występującej na wysokości 135–138 m n.p.m., jak i od dna rynny o wysokości około 120 m n.p.m. Analizowany poziom cechuje się znaczącymi parametrami morfometrycznymi – długością około 1,2 km i średnią szerokością w granicach 150 m. Na powierzchni terasy kemowej występuje duża ilość drobnych zagłębień wytopiskowych.

Budowę analizowanej formy dokumentuje odsłonięcie zlokalizowane w jej strefie krawędziowej kontaktującej się z dnem rynny. W odsłonięciu ukazuje się około trzymetrowa seria warstwowanych utworów piaszczystych (ryc. 19-D). Do głębokości 2 m są to piaski drobnoziarniste, poniżej występują naprzemianległe warstwy piasków drobnoziarnistych i warstwy piasków średnioziarnistych z niewielką domieszką gruboziarnistych. Cała zaprezentowana seria piaszczysta przechylona jest około 35–40° na SSE, czyli w kierunku osi rynny. Niewątpliwie to nachylenie warstw związane jest z istnieniem podparcia lodowego od strony rynny. Rodzaj występujących w odsłonięciu osadów wskazuje, iż były one akumulowane w warunkach niezbyt intensywnego przepływu na kontakcie pomiędzy zboczem rynny a zalegającym w jej dnie martwym lodem. O obecności brył martwego lodu w czasie akumulacji poziomu świadczy nie tylko postsedymentacyjne przechylenie warstw oraz występowanie zagłębień wytopiskowych na powierzchni, ale także fakt bezpośredniego kontaktu poziomu kemowego z występującym o 1–2 m niżej poziomem morenowym. Na powierzchni poziomu morenowego, zbudowanego z gliny morenowej o miąższości co najmniej 2,5 m, nie stwierdzono żadnych śladów akumulacji glacialimnicznej.

Równie interesująco przedstawia się budowa pagórka kemowego o wysokości 180 m n.p.m., usytuowanego w centralnej części obniżenia glacialnego koło Będmina (ryc. 2). Wysokość względna pagórka, ponad poziom dna obniżenia, wynosi 5 m. W budowie wewnętrznej omawianej formy występuje glacialimniczna seria piaszczysto-mułkowa o miąższości co najmniej 3 m (ryc. 19-A; fot. 8). Pod względem wykształcenia litofacjalnego różnicuje się ona na dwa kompleksy. W kompleksie dolnym dominują poziomo warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste. W stropowej części tego kompleksu zaznacza się charakterystyczna dla środowisk glacialimnicznych cykliczność sedymentacji wyrażająca się naprzemianległym ułożeniem grubszych warstw piaszczysto-mułkowych, o miąższościach do 10 cm, oraz drobniejszych, miąższości niespełna 1 cm, warstewek mułkowo-ilastych. W ramach warstw piaszczysto-mułkowych, obok laminacji poziomej, obecna jest także laminacja smużysta i draperyjna (Gustavson, Ashley, Boothroyd 1975) oraz lokalnie riplemarki wstępujące. Kompleks górny tworzą nachylone, średnio 13–18°, warstwy piaszczyste o wyraźnie grubszej frakcji w porównaniu z osadami kompleksu dolnego. Dominują tutaj kilkucentymetrowej miąższości masywne piaski od drobno- do gruboziarnistych z dużym udziałem części mułkowo-ilastych, które można określić jako piaski diamiktytowe (SDm) oraz piaski masywne nadbudowane piaskami drobnoziarnistymi o równoległej laminacji. Sporadycznie w profilu występują także niewielkiej miąższości litofacje piaszczyste o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym. Kontakt pomiędzy wskazanymi kompleksami jest niewyraźny i ma charakter niewielkiej strefy przejściowej.

Analiza budowy geologicznej pagórka pozwala wnioskować, że jest on efektem akumulacji niewielkiej delty rozbudowywującej się w małym zbiorniku jeziornym. Rytmity glacialimniczne występujące w obrębie kompleksu dolnego

są przede wszystkim wynikiem ząębienia się działalności prądów turbidytowych oraz swobodnego opadania ziaren, czyli tzw. akumulacji parapelagicznej (Brodzikowski 1993). Poszczególne sekwencje turbidytowe (Bouma 1962) ograniczone są tutaj tylko do górnych ogniów (C, D, E). Są one reprezentowane przez struktury riplemarków wstępujących, poziomą laminację oraz masywne warstewki mułkowo-ilaste będące już efektem zamierania prądu i sedymentacji związanej ze swobodnym opadaniem ziaren. Tego typu niepełne sekwencje świadczą o dystalnym charakterze prądów zawiesinowych i są typowe dla strefy prodeltowej (Guistavson, Ashley, Boothroyd 1975; Brodzikowski 1992, 1993).

Kompleks górny reprezentuje już skłon delty. Cechy strukturalno-teksturalne poszczególnych warstw nachylonych wskazują, iż akumulacja na skłonie delty zachodziła przede wszystkim w wyniku spływów grawitacyjnych, wśród których dominowały laminarne spływy kohezyjne oraz prądy zawiesinowe o proksymalnym charakterze. Efektem pierwszych z nich są litofacje piasków diamiktytowych. Z kolei świadectwem działalności prądów zawiesinowych są zachowane dolne człony sekwencji turbidytowych – litofacje masywne nadbudowane piaskami o równoległej laminacji. Obok wyżej wymienionych mechanizmów depozycji osadów występowały także spływy ziarnowe prowadzące z reguły do powstania warstw piaszczystych o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym. Omówienie mechanizmu poszczególnych rodzajów spływów grawitacyjnych, przebiegu depozycji, a także charakterystyka litofacjalna osadów spływowych wraz z obszernym przeglądem literatury znajduje się w pracy K. Brodzikowskiego (1993).

Powszechne występowanie form akumulacji glacialimnicznej w obrębie obniżień rynnowych i glacialnych włączonych w szlak górnego odcinka doliny Wierzycy pozwala na krytyczną ocenę poglądów J. Sylwestrzaka (1973a i b, 1978) dotyczących dużej roli doliny Wierzycy w odprowadzaniu wód roztopowych. Jak już wcześniej zaznaczono, J. Sylwestrak wyróżnił w dolinie Wierzycy, w tym także w obrębie aktualnie prezentowanego górnego odcinka, trzy terasy związane z odpływem wód proglacialnych. Występujące w ramach górnego odcinka doliny Wierzycy poziomy nie są, w świetle badań autora niniejszej rozprawy, erozyjnymi powierzchniami wód roztopowych, lecz formami akumulacyjnymi włożonymi we wcześniej powstałe obniżenia rynnowe i glacialne. Geneza tych form jest ściśle związana z etapem konserwacji pierwotnych obniżień przez bryły martwego lodu. Określenie ram czasowych procesu wytapiania się brył martwego lodu oraz ustalenie jego roli w morfogenezie doliny Wierzycy stało się zatem jednym z najważniejszych zagadnień niniejszej publikacji.

3.4. FAZY JEZIORNE W DOLINIE WIERZYCY A WYTAPIANIE SIĘ BRYŁ MARTWEGO LODU

Geneza form kemowych jest ściśle powiązana z początkowym okresem wytapiania się brył martwego lodu, które konserwowały obniżenia rynnowe i gla-

cialne występujące na linii doliny Wierzycy. Jak wskazuje analiza osadów jeziornych w dolinie Wierzycy proces wytapiania się brył martwego lodu był bardzo złożony i przebiegał z różnym natężeniem od momentu ustępowania łądolodu z badanego obszaru aż po wczesny holocen. Z procesem tym łączy się bezpośrednio występowanie w dolinie Wierzycy kilku generacji jezior. Najpełniejszej informacji na temat rozwoju faz jeziornych w dolinie Wierzycy dostarczyła szczegółowa analiza osadów i form występujących w depresji końcowej koło Starej Kiszewy oraz w rynnie radialnej Maliki–Czysta Woda koło Więckowych.

3.4.1. OSADY I FORMY JEZIORNE W DEPRESJI KOŃCOWEJ KOŁO STAREJ KISZEWEY

Uprzednio wykazano, iż depresja końcowa koło Starej Kiszewy swe powstanie zawdzięcza aktywności łądolodu fazy pomorskiej. Jednakże już sam zanik łądolodu na tym obszarze nosi wyraźne znamiona deglacjacji arealnej. Dowodzą tego silnie rozwinięte obszary o rzeźbie kemowo-wytopiskowej znajdujące się na wschód i północny wschód od depresji końcowej oraz rozległe powierzchnie obniżonego sandru zlokalizowane na zapleczu krawędzi sedymentacyjnej (ryc. 4). Występowanie form, których geneza powiązana jest z obecnością martwego lodu, nie ogranicza się tylko do wyżej wymienionych obszarów, ale dotyczy przede wszystkim samej depresji końcowej.

W obrębie depresji końcowej, obok powierzchni równiny utworów organogenicznych (112–113 m n.p.m.) wypełniających mineralne dno obniżenia, występują dwa bardzo wyraźnie zaznaczające się poziomy o wysokościach kolejno: 126–129 i 115–123 m n.p.m. Wyróżnione poziomy są pooddzielane od siebie wyraźnymi załomami.

Wyższy z nich (126–129 m n.p.m.) występuje w kilku fragmentach, w północnej części depresji końcowej, na kontakcie z wysoczyzną morenową, od której oddzielony jest kilkumetrowym załomem (ryc. 4). Największy z tych fragmentów, znajdujący się w północno-wschodniej części depresji, ma około 2,3 km długości i 0,2–0,3 km szerokości. Jego powierzchnia jest stosunkowo wyrównana, tylko w strefie wewnętrznej, przy kontakcie z wysoczyzną morenową, występują drobne zagłębienia wytopiskowe. Analizowany poziom jest zbudowany z serii poziomo warstwowanych piasków drobnziarnistych (Sh), przewarstwianych piaskami mułkowatymi, o średniej miąższości 3–4 m (ryc. 21-C, D). Występują tu niewielkie zaburzenia normalnego układu warstw w postaci uskoków normalnych o wielkościach zrztu do 10 cm. Seria piaszczysta zalega z reguły na glinie zwałowej. Kontakt pomiędzy nimi ma akumulacyjny charakter. Zaprezentowane cechy litofacjalne osadów wskazują na ich akumulację w środowisku glacialolimnicznym, w płytkim zbiorniku z niewielkim udziałem słabego przepływu. Warunki sedymentacji w połączeniu z morfologią i usytuowaniem opiswanej formy pozwalają na określenie jej jako terasy kemowej.

Kolejny poziom 115–123 m n.p.m. jest najbardziej charakterystycznym elementem morfologicznym w depresji końcowej (ryc. 4). Został on już wstępnie scharakteryzowany w artykule M. Błaszkiwicza i J. Krzymińskiej (1992). Pub-

likacja ta powstała na bazie niniejszej rozprawy. Współautorka, mgr J. Krzymińska, z Oddziału Geologii Morza PIG w Sopocie, wykonała do niej szczegółową analizę gatunków malakofauny oraz określiła na tej podstawie warunki środowiska, w którym żyła fauna.

Prezentowany poziom występuje w kilku dużych fragmentach okalających prawie całe dno depresji końcowej. Także w obrębie dna niecki, już w otoczeniu równiny biogenicznej występuje kilka pagórkowatych form o wysokościach wierzchołków korespondujących z wysokością poziomu. Poziom jest oddzielony zarówno od wysoczyzny morenowej, jak i wcześniej opisanego poziomu kemowego (126–129 m n.p.m.) wyraźnymi załomami o wysokościach przekraczających niekiedy 10 m. Tylko granica z obszarem o rzeźbie kemowo-wytopiskowej, znajdującym się na wschód od depresji końcowej, jest mało wyraźna. Z kolei załom na kontakcie poziomu z zatorfionym dnem depresji jest łagodniejszy, aczkolwiek także wyraźnie zaznacza się w morfologii. Jego średnia wysokość, bez uwzględnienia wielkości wypełnienia organicznego dna depresji, wynosi 5 m. Cechą charakterystyczną w morfologii powierzchni poziomu są licznie występujące zagłębienia wytopiskowe. Średnica niektórych zagłębień dochodzi do 200 m. Szczególną koncentrację wytopisk obserwuje się w wewnętrznej części poziomu, przy kontakcie z wysoczyzną morenową. Poziom w części północnej jest erozyjnie rozcięty przez dopływ Wierzycy – Małą Wierzycę, natomiast w części wschodniej przez Wierzycę. Właśnie w tych rozcięciach są zlokalizowane prezentowane dalej odsłonięcia, dające dobry wgląd w budowę geologiczną poziomu.

Pierwsze z nich znajduje się w Bożym Polu Szlacheckim, w podcięciu poziomu przez Wierzycę. Ukazuje się tu 7-metrowa seria osadów drobnopiaszczystych, mułkowych oraz węglanowych (ryc. 21–J; fot. 9, 10). Całą serię podzielono na dwa główne kompleksy, które oddzielone są od siebie powierzchnią erozyjną zaznaczoną wyraźnie grubszym materiałem – niewielką warstewką piasków różnoziarnistych z gładzikami.

1. Kompleks dolny o miąższości około 1,5 m składa się z naprzemianlegle ułożonych litofacji masywnych mułków piaszczysto-ilastych o średniej miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów oraz litofacji piasków masywnych o zbliżonych miąższościach. Charakterystyczna jest tutaj, malejąca ku górze kompleksu, miąższość poszczególnych litofacji. Warstwy drobnopiaszczyste zawierają bardzo dużą ilość intraklastów ilasto-mułkowych będących rezultatem erozji i redepozycji osadów ilasto-mułkowych w ramach tego samego środowiska sedymentacyjnego. Występowanie interklastów w obrębie masywnych piasków wskazuje na dużą rolę spływów kohezyjnych w akumulacji osadów (Brodzickowski 1993). Osady kompleksu dolnego porożcinane są siecią uskoków normalnych o wielkościach zrzutu dochodzących do 20 cm.

W spągowej części kompleksu, na głębokości 6,6 m, w obrębie warstwy mułku ilastego, występuje nieciągła warstewka torfu o maksymalnej miąższości dochodzącej do 2 cm. Próba torfu została wydatowana w laboratorium C-14 w Gliwicach. Jej wiek określono na $13\ 010 \pm 220$ lat (Gd-6311). Uzyskana data została

poparta przez analizę palinologiczną oraz analizę makroszczątków roślinnych, które wykonała dr B. Noryśkiewicz z Instytutu Geografii UMK. Pomimo niskiej frekwencji stwierdzono ziarna pyłków roślin reprezentujących chłodny okres typu interstadialnego. Z pyłków roślin zielnych na uwagę zasługuje *Selaginella selaginoides*, która jest charakterystyczna dla chłodnych okresów późnego glacjału. W ramach analizy makroszczątków roślinnych znaleziono dwie gałązki *Salix*, orzeszki i liście *Betula nana* oraz liść *Dryas octopetala*. Jest to roślinność wybitnie tundrowa, typowa dla klimatu subarktycznego.

2. Kompleks górny, o miąższości 5,5 m, składa się, obok osadów piaszczysto-mułkowych, także z osadów węglanowych. Kompleks górny rozpoczyna się około 20 cm warstwą laminowanych mułków piaszczystych i piasków mułkowatych deponowanych głównie w wyniku suspensji oraz słabych prądów zawieszonych. Wyróżnione osady w sposób gradacyjny przechodzą w najbardziej wyodrębniającą się w odsłonięciu, ze względu na białą barwę, warstwę mułkowo-węglanową. Ma ona około 40 cm miąższości. Stosując klasyfikację utworów węglanowych zaproponowaną przez P. Rzepeckiego (1983) można tu wyróżnić dwa rodzaje utworów. W spągowej części warstwy węglanowej występuje margiel mułkowy zawierający około 40% węglanu wapnia, natomiast w jej stropie margiel kredowy o ponad 70% zawartości węglanu wapnia. Z warstwy węglanowej pobrano próby do analizy palinologicznej, jednakże dr B. Noryśkiewicz nie stwierdziła występowania w nich pyłków roślinnych. Warstwę węglanową pokrywa seria mułkowo-piaszczysta o miąższości około 5 m. W obrębie serii występuje odwrócona sekwencja frakcjonowana, wyróżniająca się stopniowym wzrostem średniej średnicy ziaren ku jej stropowi. W spągowej części serii występują rytmicznie laminowane mułki ilaste i mułki piaszczyste. Przechodzą one stopniowo w warstwowane horyzontalnie piaski drobnoziarniste z coraz większym udziałem piasków średnioziarnistych, które w partii stropowej profilu są już utworem dominującym. Uskoki rozcinające kompleks dolny mają swoje przedłużenie w kompleksie górnym, ale tylko w jego spągowej części. W warstwie węglanowej uskoki stopniowo zanikają. W jej dolnej części na linii uskoków pojawiają się deformacje ciągłe w postaci niewielkich wygięć, natomiast stropowa część warstwy węglanowej ma już nie zaburzony przebieg.

Charakterystycznym elementem prezentowanego odsłonięcia jest fauna jeziorna występująca w obrębie warstwy węglanowej oraz w jej bezpośrednim sąsiedztwie. Fauna jeziorna w opisywanym profilu pojawia się już na początku kompleksu górnego, w obrębie utworów mułkowych podścielających warstwę węglanową. Jest ona tutaj reprezentowana wyłącznie przez zimnolubne gatunki ostrakofauny, wśród których dominują: *Limnocythere inopinata* (Baird), *Candona lozeki* (Absolon), *Candona neglecta* (Sars), *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson), *Potamocypris villosa* (Jurine). Bezpośrednio pod warstwą węglanową obok ostrakofauny reprezentowanej głównie przez *Cytherissa lacustris* (Sars) i *Candona neglecta* (Sars), pojawiają się także małże. Są to *Pisidium nitidum*, *Jenyns* oraz *Pisidium milium* (Held). Pod względem liczebności małże zdecydo-

wanie dominują w warstwie węglanowej (*Pisidium* sp., *Unio* sp.). Na szczególną uwagę zasługuje bardzo duża ilość małży z gatunku *Unio* sp. Wyróżniają się one dużymi rozmiarami. Przeciętna długość ich skorupki wynosi około 4–5 cm. Obok małży w warstwie węglanowej występują również pojedyncze egzemplarze małżoraczków (*Cytherissa lacustris* – Sars, *Limnocythere inopinata* – Baird i *Candona neglecta* – Sars).

Fauna jeziorna występuje także w mułkowych utworach przykrywających serię węglanową, ale tylko do głębokości 4,5 m. Tuż ponad warstwą węglanową przeważają małżoraczkę z gatunków *Cytherissa lacustris* (Sars) i *Candona neglecta* (Sars) oraz małże reprezentowane przez *Pisidium* sp. i *Pisidium amnicum* (Müller), *Pisidium milium* (Held), *Pisidium nitidum* (Jenyns). Ku górze profilu następuje stopniowe zmniejszanie ilości gatunków oraz liczebności fauny. Na głębokości 4,6–4,5 m występują już tylko pojedyncze fragmenty skorup *Pisidium* sp. oraz małżoraczków z gatunków *Limnocythere inopinata* (Baird) i *Candona candida* (Müller).

Wyróżniony w odsłonięciu Boże Pole Szlacheckie zespół małżów i małżoraczków zasiedla jeziora słodkowodne wód stojących i wolno płynących. Zawiera on przede wszystkim gatunki zimnolubne o zasięgu holarktycznym (Sywula 1974; Piechocki 1979). Głębokość zasiedlania poszczególnych gatunków jest różna, ale prawdopodobnie był to zbiornik stosunkowo głęboki, przyjmując, że *Cytherissa lacustris* (Sars) zasiedla głębsze partie jeziora (profundal). Obecność w osadach poniżej serii węglanowej wyłącznie małżoraczków i to bez udziału *Cytherissa lacustris* (Sars) wskazuje, że początkowo był to zbiornik płytki, który ulegał stopniowemu pogłębianiu. Występujący w odsłonięciu zespół fauny jest zbliżony do zespołów malakofauny opisywanych w osadach Zatoki Pomorskiej, Ławicy Słupskiej i Zatoki Gdańskiej, datowanych ^{14}C na okres późnego glacjału – wczesnego holocenu (Krzyżmińska 1990).

Kolejne odsłonięcie, reprezentujące budowę geologiczną analizowanego poziomu 115–123 m n.p.m., zlokalizowane jest w podcięciu poziomu przez Małą Wierzycę, w miejscowości Pałubinek. Występuje tu zbliżona sekwencja osadów jak w uprzednio opisanym odsłonięciu (ryc. 21-K; fot. 11). W spągowej części odsłonięcia na głębokości 6–5 m ukazują się horyzontalnie warstwowane piaski drobnoziarniste i mułkowate, porozcinane siecią uskoków normalnych o wielkościach zrzutu do kilkunastu cm. Ponad nimi, do głębokości 4 m, występują rytmicznie laminowane utwory ilasto-mułkowe. Występujące poniżej uskoki normalne ulegają tutaj stopniowemu wygaszeniu. Przeważający udział iłłów w składzie frakcjonalnym rytmitów glacialimnicznych oraz brak wyraźnych struktur prądowych wskazują, iż dominującym procesem sedymentacyjnym było przede wszystkim swobodne opadanie ziaren (akumulacja parapelagiczna) przy bardzo niewielkim udziale prądów zawieszinowych wyłącznie o dystalnym charakterze. W obrębie wskazanej serii glacialimnicznej występuje niespełna dwudziestocentymetrowa warstwa węglanowa o zawartości węglanu wapnia około 35%. Seria warwowa przechodzi ku górze stopniowo w horyzontalnie warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste ze sporadycznie występującymi, w stropowej partii

odsłoneńcia, piaskami gruboziarnistymi. Generalnie, można wskazać, iż występujące ponad warstwą węglanową osady tworzą odwróconą sekwencję frakcjonowaną.

Podobnie jak i w Bożym Polu Szlacheckim, w osadach węglanowych i w ich najbliższym sąsiedztwie występuje zespół małżów i małżoraczków, jednakże zdecydowanie uboższy w liczbę gatunków. Małże są tutaj reprezentowane przez: *Pisidium* sp., zaś małżoraczki przez: *Candona neglecta* (Sars), *Candona* sp., *Limnocythere inopinata* (Baird), *Candona candida* (Müller), *Iloocypris lacustris* (Kaufmann), *Cycloocypris ovum* (Jurine). Charakterystyczny jest brak, w porównaniu z uprzednio opisanym stanowiskiem, *Cytherissa lacustris* (Sars). Fakt ten może wskazywać na płytszą część zbiornika jeziernego w tym miejscu.

Ciekawych informacji na temat morfogenezy omawianego poziomu dostarcza także odsłoneńcie zlokalizowane w strefie krawędziowej poziomu na kontakcie z zatorfionym dnem niecki. Ukazuje się tu ponad trzymetrowa seria piaszczysta, różnicująca się na dwa kompleksy osadów (ryc. 21-L; fot. 12). Kompleks dolny, o miąższości około 1,5 m tworzą warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste o nachyleniu od 40 do 80° w kierunku osi niecki. Dodatkowym urozmaiceniem są bardzo licznie występujące deformacje nieciągłe w postaci uskoków normalnych o wielkościach zrzutu dochodzących do 20 cm. Zarówno skala deformacji nieciągłych, jak i wielkość nachylenia warstw piaszczystych wyraźnie wzrasta w kierunku południowym, czyli w kierunku osi depresji. Drobnopiaszczyste warstwy kompleksu górnego wykazują już zdecydowanie mniejsze nachylenie rzędu 10–25°. Wielkość nachylenia warstw tego kompleksu jest zbliżona do nachylenia zbocza poziomu. Nie stwierdzono tutaj także deformacji nieciągłych.

Występująca w opisanym odsłoneńciu sekwencja osadów reprezentuje skłon delty rozbudowującej się w jeziorze będącym środowiskiem sedymentacyjnym poziomu 115–123 m n.p.m. Narastanie delty następowało u ujścia do jeziora południkowej dolinki wód roztopowych wykorzystywanej obecnie przez Małą Wierzycę. Początkowo akumulacja delty w miejscu odsłoneńcia odbywała się na bryłach martwego lodu. Wytapianie się tego lodu spowodowało znaczne przechylenie warstw kompleksu dolnego w kierunku osi obniżenia. Dopiero nachylenie osadów kompleksu górnego jest związane najprawdopodobniej już tylko z akumulacją na skłonie delty (warstwowanie foresetowe).

Budowa geologiczna opisywanego poziomu 115–123 m n.p.m. została rozpoznana także na podstawie całej sieci wierceń, z których najbardziej reprezentatywne przedstawiono na rycinie 21 (E, F, G, H, I).

W obrębie dna niecki, już w otoczeniu równiny torfowej, występuje kilka izolowanych pagórków o wysokościach względnych dochodzących do 7 m (ryc. 4). Pod względem wysokości bezwzględnych korespondują one z poziomem 115–123 m n.p.m. Również budowa geologiczna pagórków wykazuje bardzo duże podobieństwo do poziomu 115–123 m n.p.m. (ryc. 21-L, M, N). Przykładem może być pagórek o maksymalnej wysokości 119,5 m n.p.m., położony w centralnej części obniżenia. We wierceniu wykonanym na wierzchołku pagórka stwierdzono występowanie, pod około dwumetrową serią piaszczystą, war-

stwy węglanowej o miąższości rzędu 10–15 cm (ryc. 21-M). Podobnie jak w odsłonięciach w Bożym Polu Szlacheckim i Pałubinku warstwa węglanowa zawiera fragmenty fauny jeziornej, m.in. skorupki *Unio* sp. Przedstawione fakty pozwalają łączyć genezę zaprezentowanych form pagórkowatych z jeziorem, które było środowiskiem sedymentacji poziomu 115–123 m n.p.m.

Wart odnotowania jest także fakt, iż w północno-zachodniej części depresji końcowej, na wysokościach zbliżonych do analizowanego poziomu, występuje obniżony poziom moreny dennej zbudowany z masywnej gliny morenowej o co najmniej trzymetrowej miąższości (ryc. 21-A). Jest on oddzielony od powyżej leżącej wysoczyzny morenowej bardzo wyraźnym załomem o wysokości ponad 10 m. Lokalnie, na powierzchni obniżonej moreny dennej występuje niewielka pokrywa (do 1,5 m miąższości) rytmicznie laminowanego mułku ilastego (ryc. 21-B). Występowanie obniżonej powierzchni morenowej w takiej pozycji geomorfologicznej, kilka metrów poniżej poziomu terasy kemowej (126–129 m n.p.m.), jednoznacznie wskazuje na obecność brył martwego lodu zarówno w czasie akumulacji tejże terasy, jak i przedallerödskiego poziomu jeziornego 115–123 m n.p.m. Jednocześnie i tutaj lokalnie zachodziła sedymentacja osadów mułkowo-ilastych w niewielkich zbiornikach w obrębie brył martwego lodu (lokalne pokrywy rytmików glaciolimnicznych).

Przedstawiona powyżej analiza usytuowania poziomu 115–123 m n.p.m., jego morfologii oraz budowy geologicznej pozwala na określenie go jako przedallerödskiego poziomu jeziornego. Geneza poziomu była ściśle związana z obecnością martwego lodu wypełniającego depresję końcową. Bezpośrednim dowodem na jego istnienie są zagłębienia wytopiskowe znajdujące się w obrębie omawianego poziomu oraz struktury deformacyjne występujące w osadach jeziornych. Jezioro, które było środowiskiem sedymentacyjnym analizowanego poziomu, należy traktować jako kolejną fazę jeziorną w depresji końcowej, po akumulacji najwyższego poziomu glaciolimnicznego (126–129 m n.p.m.). Pomiędzy obydwoma poziomami (126–129 oraz 115–123 m n.p.m.) łączy obecność, w czasie ich akumulacji, brył martwego lodu, to w przypadku aktualnie opisywanego poziomu pojawia się zupełnie nowy element akumulacji jeziornej – osady biogeniczne. Element ten jest nieobecny w osadach opisanych już przez autora form kemowych w górnym odcinku doliny Wierzycy.

W morfogenezie poziomu 115–123 m n.p.m. można wyróżnić dwa główne etapy rozwoju:

1. Okres płytkiego zbiornika wodnego, rozlewiska jeziorno-bagiennego, rozwinętego na podłożu lodowym, w którym dominującym procesem sedymentacyjnym były laminarne sploty kohezyjne. Jak wskazuje datowanie radiowęglowe torfu ze stanowiska w Bożym Polu Szlacheckim ($13\ 010 \pm 220$ lat BP – Gd-6311), poparte analizą palinologiczną oraz analizą makroszczałków roślinnych, etap ten wiąże się ze schyłkiem najstarszego dryasu. Uzyskana data jest jedną z najstarszych dat radiowęglowych określających osady organiczne zalegające na utworach glacialnych bezpośredniego zaplecza fazy pomorskiej. W świetle do-

tychczasowych poglądów (m. in. Petelski 1985) można byłoby ją korelować z okresem zaniku lądolodu fazy gardzieńskiej. Jednakże przeprowadzone w ostatnim czasie badania w rejonie Niziny Gardzieńsko-Łebskiej wskazują, iż recesja lądolodu fazy gardzieńskiej miała miejsce, około tysiąca lat wcześniej, w przedziale 14 300–14 000 lat BP (Rotnicki, Borówka 1995). Podobną wymowę mają także datowania torfów z Zatoki Pomorskiej (Kramarska, Jurowska 1991). Stąd też początek tworzenia się poziomu jeziornego 115–123 m n.p.m. w depresji końcowej koło Starej Kiszewy należy odnieść do końcowego etapu deglacjacji południowego Bałtyku. Niezależnie od występujących korelacji można wskazać, że na obszarze bezpośredniego zaplecza maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej już w najstarszym dryasie były warunki pozwalające na rozwój roślinności i akumulację biogeniczną w obrębie zbiorników uformowanych na martwym lodzie konserwującym zagłębienia terenowe.

2. Okres funkcjonowania stosunkowo głębokiego zbiornika jeziornego ulegającego stopniowemu zasypywaniu przez rozbudowujące się delty. Etap ten rozpoczyna się akumulacją osadów mułkowo-ilastych z fauną jeziorną wymagającą stosunkowo dużych głębokości, m.in. *Cytherissa lacustris*. Osady te przechodzą stopniowo w margiel mułkowy, a następnie w margiel kredowy z bogactwem bardzo dużych okazów *Unionidae*. Akumulacja wymienionych osadów jeziornych następowała w warunkach stałej, syndepozycyjnej subsydencji podłoża wynikającej z wytopiania się brył martwego lodu. Proces ten znacznie sprzyjał powstaniu dużych miąższości osadów jeziornych. W rejonie odsłoneń w Bożym Polu Szlacheckim i Pałubinku całkowite wytopienie się podłoża lodowego nastąpiło już w czasie akumulacji serii węglanowej, na co wskazuje wygaszenie w jej obrębie uskoków normalnych. Należy przyjąć, że seria węglanowa akumulowana była w warunkach zdecydowanego ocieplenia klimatu, najprawdopodobniej na początku böllingu. Intensywne wytopianie się brył martwego lodu w depresji końcowej oraz w okolicznych obniżeniach prowadziło do zwiększania dostawy materiału klastycznego do jeziora. W jeziorze rozwijały się delty. Wzrost średniej średnicy ziaren ku górze obserwowany w większości odsłoneń występujących w obrębie poziomu jest wyraźnym wskaźnikiem progradacji delt. Najważniejsze kierunki dostawy materiału klastycznego do jeziora związane były z równoleżnikową rynną marginalną Bartoszy Las–Stara Kiszewa oraz południkową dolinką wód roztopowych wykorzystywaną obecnie przez Małą Wierzycę. Warto zaznaczyć, iż wysokość dna rynny marginalnej w pełni koresponduje z wysokością poziomu 115–123 m n.p.m. Istnieje także hipsometryczna zbieżność pomiędzy poziomem kemowym w depresji końcowej (126–129 m n.p.m.) a poziomem kemowym w rynnie marginalnej (125–130 m n.p.m.). Najprawdopodobniej jezioro w drugim etapie miało także połączenie z rynną radialną Maliki–Czysta Woda. Śladami tego połączenia może być zawieszona w stosunku do odcinka przełomowego, łączącego depresję końcową z rynną radialną, sucha dolinka, której dno znajduje się na wysokości 119–120 m n.p.m. oraz występujące na zbliżonej wysokości, na zboczu odcinka przełomowego, niewielkie spłaszczenie.

Okres tworzenia się poziomu 115–123 m n.p.m. kończy się wraz z częściowym spływem wód z jeziora w kierunku rynny radialnej. Impulsem, który zapoczątkował ten proces, było najprawdopodobniej wytapianie się brył martwego lodu w rynnę powodujące udrożnienie odpływu wód. Spływające wody rozcięły wschodnią część poziomu i utworzyły klasyczny przełom przelewowy o długości około 3 km, łączący depresję końcową z rynną radialną Maliki–Czysta Woda. Poziom wody w jeziorze, w wyniku spływu, obniżył się około 6–7 m. Do nowej bazy erozyjno-akumulacyjnej dostosował się dopływ Wierzycy – Mała Wierzycza, rozcinając poziom 115–123 m n.p.m.

Po spływie wód w depresji końcowej rozpoczął się okres funkcjonowania jeziora przepływowego, którego pozostałością są osady biogeniczne wypełniające dno depresji do wysokości 112–113 m n.p.m., tworzące poziom współczesnej równiny torfowej. Na podstawie wykonanych sond można stwierdzić, iż miąższość wypełnienia osadami biogenicznymi przekracza niejednokrotnie 13 m (ryc. 21-O-P, R-S). W skład tych osadów wchodzi od kilku do ponad dziesięciometrowa warstwa gytii jeziornej pokryta torfem o przeciętnej miąższości rzędu 2–3 m. W profilu R-S w jednej z sond pod wymienionymi osadami, a bezpośrednio na utworach mineralnych, na głębokości 11,6 m od powierzchni równiny torfowej, występuje niewielka warstewka mułku torfiastego o miąższości 3 cm (ryc. 21). Jej wiek określono metodą ^{14}C na $12\ 600 \pm 240$ lat BP (Gd-4620) – próba została wydatowana w laboratorium C-14 w Gliwicach. Analiza palinologiczna wykonana przez dr B. Noryśkiewicz wykazała występowanie w mułku torfiastym zestawu ziaren pyłków charakterystycznego dla roślinności lasotundry rozwijającej się w późnym glacie. Wyniki przeprowadzonych datowań wskazują, iż początek wypełnienia dna niecki przez osady biogeniczne należy wiązać ze środkowym böllingiem. Jednocześnie wiek tego utworu określa dolną granicę akumulacji poziomu 115–123 m n.p.m. Fakt występowania utworu torfowego na głębokości 11,6 m, w spągu gytii jeziornej, jednoznacznie wskazuje na obecność brył martwego lodu w dnie niecki w czasie jego akumulacji. Wytapianie się lodu doprowadziło do rozwoju w depresji końcowej jeziora kolejnej generacji. Zostało ono w holocenie całkowicie wypełnione osadami jeziornymi – gytią i torfem oraz na linii rzeki Wierzycy także aluwiami rzecznyymi.

Związek pomiędzy powstawaniem jezior na obszarach młodoglacialnych a wytapianiem się brył martwego lodu jest powszechnie przyjmowany w literaturze (m.in. Niewiarowski 1989; Nowaczyk 1994a). Zauważa się jednakże duże zróżnicowanie przy określaniu ram czasowych tego procesu. Część autorów (m.in. Stasiak 1971) uważa, że początek wytapiania się brył martwego lodu i rozwoju jezior wiąże się dopiero z ciepłym okresem allerödskim. Inny pogląd sformułował W. Niewiarowski (1986b, 1989). Autor ten, opierając się na badaniach osadów i form jeziornych występujących w rynnach Pojezierzy Brodnickiego i Dobrzyńskiego, wyróżnił starszą generację jezior, które istniały już od najstarszego dryasu. W ostatnich latach pojawia się coraz więcej doniesień potwierdzających możliwość istnienia przedallerödskiej generacji jezior. W tym

miejscu należy przywołać m.in. prace Z. i J. Muchowskich (1989) z Pojezierza Mazurskiego, J. Szupryczyńskiego (1987) z Pojezierza Kaszubskiego, B. Nowaczyka (1994a i b) z Borów Tucholskich, L. Andrzejewskiego (1994) z Pojezierza Dobrzyńskiego. Na uwagę zasługują także badania S. Chroboka, A. Nass i B. Nitza (1986) w Kotlinie Biesenthal położonej niedaleko Berlina, na zapleczu fazy frankfurckiej (poznańskiej) ostatniego zlodowacenia. Wymienieni autorzy wyróżnili w tym obniżeniu trzy wyraźne poziomy jeziorne. Osady najniższego z nich, leżącego 5 m ponad poziomem współczesnego dna obniżenia, zawierają faunę, która żyła w chłodnym jeziorze. Skład gatunkowy fauny z Kotliny Biesenthal, datowany metodą radiowęglową na $13\ 210 \pm 120$ lat BP, jest bardzo zbliżony do tej, która znajduje się w stanowiskach Boże Pole Szlacheckie i Pałubinek.

Analiza osadów i form akumulacji jeziornej w obrębie depresji końcowej koło Starej Kiszewy w pełni potwierdza możliwość istnienia przedallerödskiej generacji jezior. Można tutaj wyróżnić co najmniej trzy fazy jeziorne. Pierwsza z nich była związana z akumulacją poziomu kemowego o wysokości 126–129 m n.p.m. Na podstawie stosunku tego poziomu do form kemowych występujących w sąsiedztwie depresji końcowej można przypuszczać, iż rozpoczęła się ona już z chwilą ustępowania lądolodu z fazy pomorskiej wyznaczonej tu przez krawędź sedymentacyjną wysokiego poziomu sandrowego. Podczas kolejnej fazy jeziornej kształtowany był poziom 115–123 m n.p.m. Jak wskazują wykonane datowania miała ona miejsce u schyłku najstarszego dryasu i na początku böllingu. W tym czasie zaistniała już możliwość jeziornej akumulacji biogenicznej. W böllingu nastąpił spływ wód tego jeziora i rozpoczęła się już ostatnia faza jeziorna związana z wytapianiem się brył martwego lodu zalegających w dnach depresji, w najgłębszych jej partiach. Intensywna akumulacja osadów biogenicznych – gyttii i torfu oraz częściowo także aluwiiów rzecznych doprowadziła do całkowitego zaniku tego jeziora w holocenie. Nasuwa się więc wniosek wskazujący na ciągłość sedymentacji zbiornikowej w depresji końcowej, trwającej od momentu ustąpienia lądolodu aż po okres holoceni, na różnych poziomach uwarunkowanych w znacznej mierze fazami wytapiania się brył martwego lodu. Podobny mechanizm rozwoju rzeźby został przedstawiony przez A. Rachockiego i L. Koutaniemiego (1993) dla górnego odcinka doliny Raduni. Duża rola jezior w ewolucji dolin rzecznych jest również przyjmowana dla młodoglacjalnych obszarów Białorusi (Kalicki, San'ko 1997).

3.4.2. OSADY I FORMY JEZIORNE W RYNNIE MALIKI-CZYSTA WODA KOŁO CZYSTEJ WODY

Wschodnia część rynny Maliki-Czysta Woda stanowi końcowy fragment górnego odcinka doliny Wierzycy. W rejonie Czystej Wody Wierzycy opuszcza rynnę subglacjalną i dalej płynie w wyerodowanej przez siebie formie. Z tego też względu analiza form i osadów w tym fragmencie rynny ma szczególnie istotne znaczenie dla ustalenia morfogenezy całej doliny. Elementem wyróżniającym się

w morfologii prezentowanej części rynny Maliki–Czysta Woda jest, wcześniej już omówione, gliniaste spłaszczenie znajdujące się na północnym zboczu rynny (ryc. 17). Forma ta genetycznie związana jest z etapem tworzenia się rynny subglacjalnej. Pozostałe formy rzeźby powiązane są już z fazą konserwacji rynny przez bryły martwego lodu oraz jej późniejszą fluwialną transformacją. Są to kolejno: terasa kemowa (118–122 m n.p.m.), przedallerödski poziom jeziorny (108–114 m n.p.m.) oraz holoceniński poziom jeziorno-aluwialny w dnie rynny (103–103,5 m n.p.m.) (ryc. 5, 17).

Terasa kemowa (118–122 m n.p.m.) występuje w postaci dwóch spłaszczeń usytuowanych na południowym zboczu rynny. Większe z nich ma 300 m długości i około 80–100 m szerokości, mniejsze odpowiednio 150 oraz 50 m. Powierzchnia mniejszego spłaszczenia jest bardzo wyrównana, z kolei w obrębie większego spłaszczenia występuje kilka wyraźnie zaznaczających się zagłębienia wytopiskowych. W budowie wewnętrznej terasy kemowej dominują utwory piaszczysto-mułkowe. W wierceniu wykonanym na mniejszym spłaszczeniu, do głębokości 6 m występują piaski mułkowate, które ku spagowi przechodzą w mułki piaszczyste (ryc. 17-I). Utwory te wykazują poziomą laminację. Morfologia terasy, jej usytuowanie oraz cechy litofacjalne osadów wskazują na glacialimniczne środowisko jej sedymentacji.

Przedallerödski poziom jeziorny (108–114 m n.p.m.) jest reprezentowany przez formy znajdujące się przy obu zboczach rynny. Przy zboczu południowym występuje nieregularne spłaszczenie złożone z zespołu dwóch pagórków, o stosunkowo płaskich wierzchołkach, tworzącego swego rodzaju półwysep otoczony osadami organogenicznymi wypełniającymi dno rynny. Istotnym elementem w morfologii spłaszczenia jest zagłębienie wytopiskowe, o ponad stumetrowej średnicy, zlokalizowane na kontakcie ze zboczem rynny. W budowie geologicznej prezentowanej formy, do głębokości 6 m występują utwory mułkowato-ilaste (ryc. 17-J, K). Część stropowa tej serii jest rytmicznie laminowana. Poszczególne cykle składają się z bardzo cienkiej laminy piasku drobnoziarnistego, bądź mułkowego oraz grubszej, rzędu 0,5–3 cm masywnej warstwy mułku ilastego. Cechą charakterystyczną całej nawierconej serii jest wyraźnie zaznaczające się drobnienie ziaren ku jej spagowi. W partii serii spagowej, poniżej głębokości 3,5 m, występują już prawie monolityczne, masywne utwory ilaste.

Zaprezentowane cechy litofacjalne osadów wskazują, że początkowo w ich powstaniu brały udział wyłącznie procesy typowo zawieszinowej sedymentacji – sedymentacja parapelagiczna. Dopiero w obrębie górnego odcinka profilu można uwzględnić także sedymentację na skutek działalności prądów turbidytowych, jednakże wyłącznie o dystalnym charakterze. Wskazane mechanizmy depozycji są typowe dla stref akumulacji w zbiorniku jeziornym, które są znacznie oddalone od miejsc dostawy materiału.

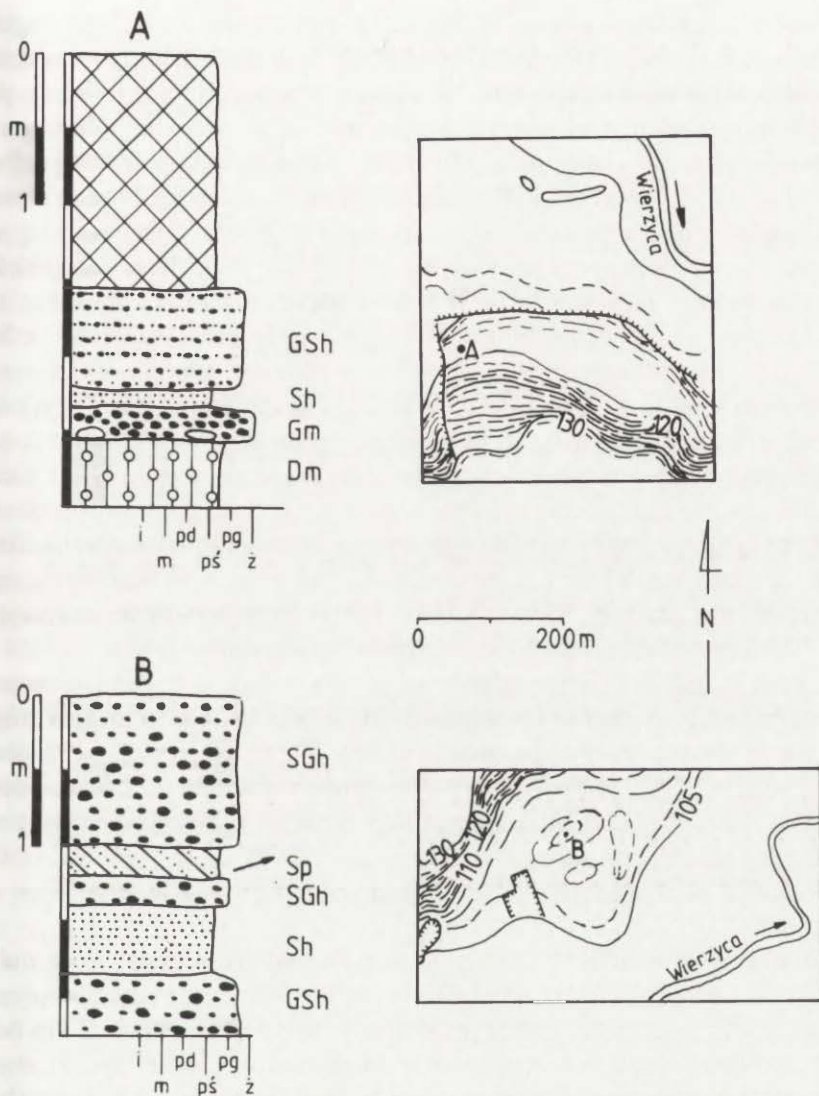
Naprzeciwko przedstawionej formy, na północnym zboczu rynny występuje spłaszczenie o wysokości 108–111 m n.p.m., które jest kolejnym elementem analizowanego poziomu jeziornego. Forma ta ma prawie 0,5 km długości i ponad

100 m szerokości. Powierzchnia spłaszczenia łagodnie nachyla się w kierunku osi rynny. Od zatorfionego dna rynny oddzielone jest stosunkowo wyraźnym załomem o wysokości około 5 m. W obrębie spłaszczenia występuje wytopisko o średnicy około 80 m. W budowie geologicznej formy do głębokości 4 m występują piaski drobnoziarniste, z niewielką domieszką piasków średnioziarnistych, ku spągowi przechodzące w piaski mułkowate (ryc. 17-L, Ł). Zalegają one na sześciometrowym kompleksie mułków piaszczystych i ilastych z drobnymi przewarstwieniami piasków mułkowatych i sporadycznie drobnoziarnistych.

Niezmiernie istotnym elementem tego kompleksu jest występująca na głębokości 4,5 m, w obrębie mułków piaszczystych, drobna warstewka torfu. Ma ona maksymalną miąższość rzędu 1–2 cm. Analiza palinologiczna tego torfu wykonana przez dr B. Noryskiewicz z Instytutu Geografii UMK wykazała, iż osad torfowy odkładał się w warunkach chłodnego klimatu. Świadczą o tym takie fakty jak brak w składzie spektrum pyłkowego taksonów roślin o wyższych wymaganiach termicznych, dominujący udział brzoź, których ziarna pyłku w większości należą do typu *Betula nana*, duży udział roślin zielnych (35%) oraz obecność wskaźników późnoglacialnych, m.in. dębika (*Dryas octopetala*) i rokitnika (*Hippophae*). Niestety analiza pyłkowa jednej próby nie dała podstaw dla ściślejszego określenia czasu, w jakim powstał badany osad. Jednakże B. Noryskiewicz stosując metodę wykluczenia młodszego dryasu (brak ziaren pyłku jałowca) i allerödu (dominacja brzozy, duże wartości roślin zielnych) zasugerowała jego przedallerödski wiek. Litologia utworów, w obrębie których występuje torf, jak i jednorodny, pod względem wymagań klimatycznych, skład gatunkowy pyłków, wskazują, iż torf znajduje się na pierwotnym złożu.

Przedstawiony materiał dokumentacyjny dotyczący morfologii i budowy geologicznej poziomu 108–114 m n.p.m. pozwala jednoznacznie łączyć jego genezę z jeziorem rozwiniętym ponad pogrzebanym w rynnie martwym lodem. W czasie funkcjonowania tego jeziora pojawiła się już możliwość akumulacji osadów organogenicznych, czego dowodem jest warstewka torfu występująca na pierwotnym złożu, w obrębie jeziornych utworów mułkowo-ilastych. Datowanie palinologiczne sugeruje pewne odniesienie, pod względem chronostratygraficznym, prezentowanego poziomu do przedallerödskiego poziomu jeziornego znajdującego się w depresji końcowej koło Starej Kiszewy. Duże miąższości osadów mułkowo-ilastych, osiągające co najmniej 10 m, związane były przede wszystkim z intensywną dostawą materiału klastycznego do zbiornika jeziornego oraz ze stałą, syndepozycyjną subsydencją dna wynikającą z wytapiania się podłoża lodowego. Jezioro będące środowiskiem sedymentacji poziomu 108–114 m n.p.m. miało charakter przepływowy. Śladami dopływu do jeziora są występujące na zachód od badanego fragmentu rynny, w rejonie Jaroszew i Malar, dwie półki terasowe zbudowane z utworów piaszczysto-żwirowych (ryc. 22).

Pierwsza z nich położona jest w pobliżu Jaroszew na południowym zboczu rynny. Ma ona około 350 m długości i 60 m szerokości i występuje na wysokości 113,5–115 m n.p.m. Jej powierzchnia jest płaska, a zarazem wyraźnie nachy-



Ryc. 22. Budowa geologiczna poziomów w rynnie Maliki-Czysta Woda stanowiących drogi odpływu wód do jeziora przedallerodzkiego koło Czystej Wody

A – nr 17 na ryc. 1, B – nr 18 na ryc. 1. System kodowania litofacialnego w tabeli 1

Geological structure of the levels, which were routes of Prealleröd lake waters outflow, in the Maliki-Czysta Woda channel

A – number 17 in fig. 1, B – number 18 in fig. 1. The system of lithofacial coding in table 1

lona zgodnie z obecnym spadkiem w rynnie. Od zatorfionego dna rynny oddzielona jest wyraźnym załomem o wysokości 7 m. Poziom ten ma erozyjno-akumulacyjny charakter. Jest on zbudowany z 2,5–3-metrowej serii żwirowo-piaszczystej zalegającej na glinie (ryc. 22-A). Strop gliny nosi wyraźne ślady rozmywania. Seria żwirowo-piaszczysta złożona jest z poziomo warstwowanych litofacji

zwirowo-piaszczystych (GSh). Występujący tutaj zestaw litofacjalny sugeruje istnienie intensywnego przepływu. Nachylenie powierzchni poziomu wskazuje na wschodni kierunek przepływu. Pod względem wysokości powierzchnia półki w pełni koresponduje z wysokością przedallerödzkiego poziomu jeziornego.

Po drugiej stronie rynny, przy południowym zboczu występuje kolejna forma rejestrująca dopływ wód do analizowanego zbiornika jeziornego. Jest to nieregularne spłaszczenie o wysokości około 109 m n.p.m. W części wewnętrznej spłaszczenia, przy zboczu rynny znajdują się dwa płytkie zagłębienia wytopiskowe. Równina torfowa przy spłaszczeniu ma wysokość 104 m n.p.m. Także tutaj w budowie formy występują litofacje wskazujące na istnienie przepływu, jednakże już o mniejszej energii (ryc. 22-B). Są to głównie poziomo warstwowane litofacje piaszczyste z niewielkim udziałem drobnoziarnistych żwirów. Akcesorycznie występuje także piaszczysta litofacja o przekątnym warstwowaniu tabularnym. Wykonane w niej pomiary upadu lamin wskazują na przepływ w kierunku ENE, czyli w kierunku występowania poziomu jeziornego. Istotnym elementem w budowie geologicznej półki terasowej są uskoki normalne o wielkościach rzutu w granicach kilkunastu centymetrów. Deformacje te oraz występujące w obrębie analizowanej formy drobne zagłębienia wytopiskowe sugerują, iż przepływ odbywał się ponad pogrzebanymi bryłami martwego lodu.

Z kolei wyraźnym śladem odpływu z jeziora będącego środowiskiem sedymentacyjnym poziomu 108–114 m n.p.m. jest najwyższa terasa erozyjna znajdująca się w obrębie erozyjnego odcinka doliny Wierzycy. Wysokość tej terasy (108–110 m n.p.m.) w początkowym fragmencie erozyjnego odcinka doliny Wierzycy, bezpośrednio kontaktującym się z rynną, w pełni koresponduje z analizowanym przedallerödzkim poziomem jeziornym (ryc. 15). Wzmiankowana powierzchnia odpływu zostanie szerzej scharakteryzowana w następnym rozdziale pracy.

Poziom jeziorny 108–114 m n.p.m. w rynn timer Maliki–Czysta Woda ma też swój odpowiednik w ujściowym odcinku doliny Wietcisy będącej dopływem Wierzycy. W rozszerzeniu dolinnym Wietcisy, w odległości około 2 km od jej ujścia do Wierzycy, już poza zasięgiem mapy geomorfologicznej (ryc. 5), stwierdzono występowanie rozległego poziomu o długości około 1 km i szerokości dochodzącej do 0,5 km. Charakterystycznym elementem w morfologii jego powierzchni są stosunkowo rozległe zagłębienia wytopiskowe. Poziom ten znajduje się na wysokości 112–114 m n.p.m., około 4–5 m ponad poziomem równiny zalewowej Wietcisy. Pod względem wysokości w pełni koresponduje on z poziomem jeziornym 108–114 m n.p.m. w rynn timer Maliki–Czysta Woda.

W wykonanym na powierzchni poziomu wierceniu, pod serią piaszczysto-mułkową o miąższości 2,4 m, występuje centymetrowa warstewka torfu datowana palinologicznie przez dr B. Noryśkiewicza na okres przedallerödski. Pod torfem do głębokości 4,5 m nawiercono już wyłącznie utwory ilaste. W innych miejscach opisywanego poziomu jeziornego w dolinie Wietcisy w obrębie glajolimnicznej serii piaszczysto-mułkowej występuje około półmetrowa warstwa

kredy jeziornej. Szczegółowa analiza poziomu jeziornego w dolinie Wietcisy będzie przedmiotem odrębnego opracowania. Jednakże, już wyżej podane fakty wskazują na pewną spójność morfogenetyczną doliny Wierzycy i również poligenetycznej doliny Wietcisy.

Poziom jeziorno-rzeczny (103–103,5 m n.p.m.) stanowi morfologiczne dno rynny (ryc. 5). W jego obrębie ukształtowane jest koryto Wierzycy. Powierzchnia poziomu pod względem morfometrycznym jest równiną zalewową Wierzycy. Jednakże, jak wskazują wykonane tutaj wiercenia, występowanie aluwioów rzecznych ogranicza się tylko do stosunkowo wąskiej strefy przykorytowej (ryc. 17-C–D). W skład serii aluwialnej wchodzi namuły piaszczysto-torfiste zalegające na piaskach drobnoziarnistych. Pozostałą, zdecydowanie większą część poziomu budują jeziorne osady biogeniczne o maksymalnych miąższościach przekraczających 8 m. W ramach tych osadów, bezpośrednio na podłożu mineralnym (piaski drobnoziarniste), występuje ciągła warstwa torfu o średniej miąższości 20–40 cm. Jest ona pokryta gytą o miąższości dochodzącej do 6 m. W górnej części profilu osadów biogenicznych znajduje się ponownie torf o miąższości 1–2 m. Spągową część dolnej warstwy torfu (głębokość 5,95–6,0 m) poddano datowaniu radiowęglowemu. Jej wiek został określony ^{14}C przez laboratorium w Gliwicach na 9660 ± 100 lat BP (Gd-5937). Data radiowęglowa została w pełni potwierdzona analizą palinologiczną wykonaną przez dr B. Noryśkiewicz z Instytutu Geografii UMK.

Zaprezentowany powyżej materiał dokumentacyjny wskazuje, iż analizowana rynna, podobnie jak to miało miejsce w depresji końcowej koło Starej Kiszewy, zanim stała się drogą odpływu rzecznoego spełniała funkcję misy jeziornej dla kilku generacji jezior. Z istnieniem najstarszej fazy jeziornej łączy się akumulacja poziomu kemowego. Zasięg tego jeziora ograniczał się jedynie do stosunkowo wąskiej strefy pomiędzy zboczem rynny a wypełniającym rynnę martwym lodem. Z tego też względu powstałe w nim formy akumulacyjne w pełni odpowiadają definicji terasy kemowej zaproponowanej przez R. F. Flinta (1949).

Takiego wniosku nie można już postawić w przypadku poziomu 108–114 m n.p.m. Jezioro będące środowiskiem sedymentacji tego poziomu zajmowało już praktycznie całą szerokość rynny. Ponadto w czasie jego funkcjonowania zaistniała już możliwość akumulacji biogenicznej, o czym świadczy warstewka torfu występująca w obrębie laminowanych mułków jeziornych. Z tych też względów, pomimo iż poziom 108–114 m n.p.m. akumulowany był także w warunkach obecności w podłożu brył martwego lodu, można z całą pewnością mówić już o poziomie jeziornym. Jak wskazuje datowanie palinologiczne, rozwój jeziora należy odnieść do okresu przedallerödskiego. Jezioro to na skutek intensywnych procesów erozyjnych (w znajdującym się poniżej niego odcinku erozyjnym doliny Wierzycy) oraz akumulacji mineralnej w obrębie misy jeziornej uległo całkowitemu zanikowi. Nastąpiło to z całą pewnością przed akumulacją dolnej warstwy torfu, znajdującej się w obrębie osadów najniższego poziomu (103–103,5 m n.p.m.), czyli przed preboreałem.

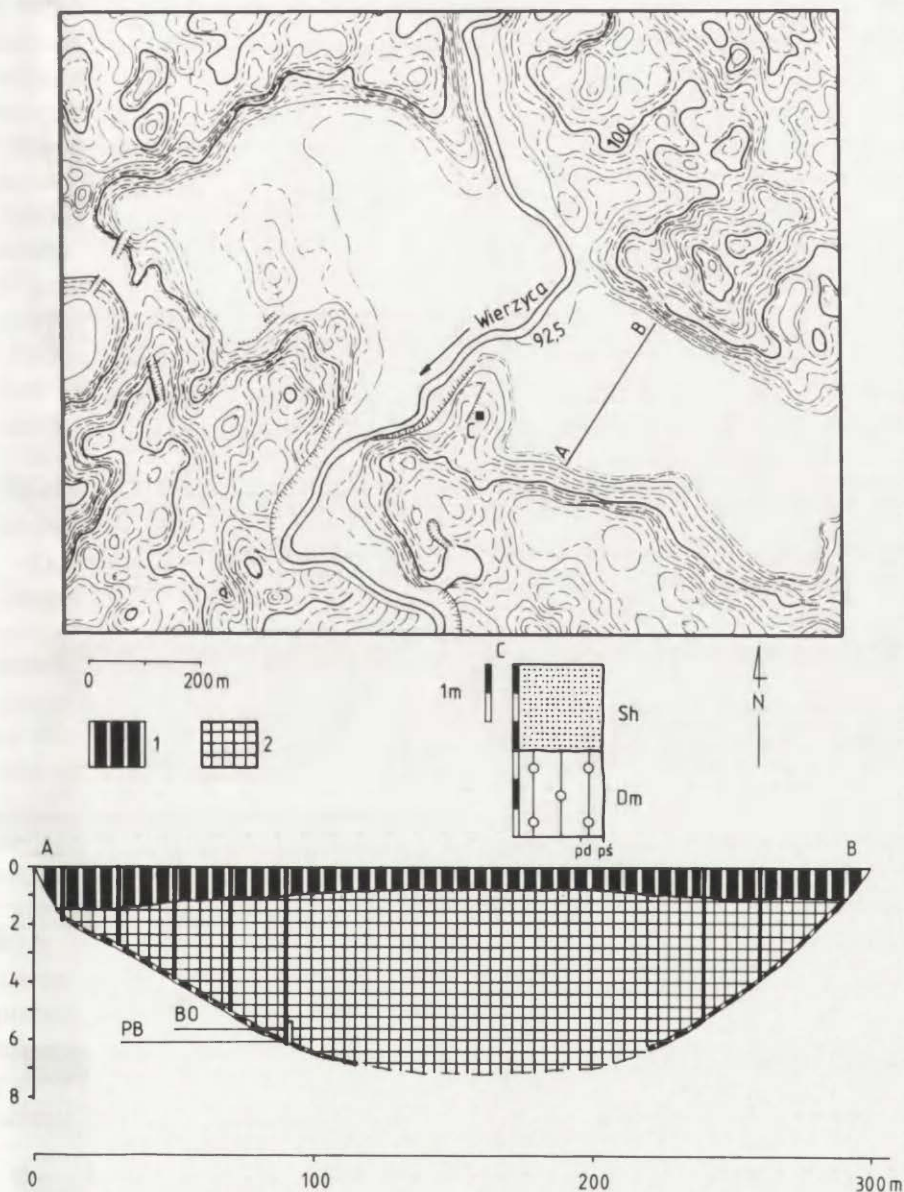
Ostatnią, najmłodszą fazę jeziorną dokumentują osady biogeniczne wypełniające dno rynny. Datowanie radiowęglowe dolnej warstwy torfu potwierdzone analizą palinologiczną pozwala na odniesienie początku rozwoju jeziora tej fazy do środkowej części okresu preborealnego. W tym też czasie nastąpiło stosunkowo szybkie pogłębienie jeziora, wynikiem czego stało się przykrycie preborealnego torfu przez grubą warstwę gytii. Obok akumulacji osadów biogenicznych w jeziorze zachodziła także sedimentacja delty rzecznej. Doprowadziło to w efekcie do zaniku jeziora i utworzenia się poziomu jeziorno-rzecznego 103–103,5 m n.p.m.

W tym momencie bardzo istotnym zagadnieniem staje się ustosunkowanie do przyczyn rozwoju jeziora i przykrycia preborealnego torfu przez gytie węglanową. W literaturze poświęconej zmianom poziomu wody w jeziorach na obszarach młodoglacjalnych podkreśla się bardzo niskie stany wody w okresie preborealnym (Niewiarowski 1987; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1987; Bogazewicz-Adamczak 1990; Florek 1991), bądź też na przełomie okresu preborealnego i borealnego (Kondracki 1969; Stasiak 1971). Jednocześnie część autorów zaznacza, iż przyczyną niskiego zalegania torfów preborealnych mogła być nie tylko zmiana warunków klimatyczno-hydrologicznych, ale także wytapianie się brył martwego lodu (Gołębiewski 1976; Florek 1991; Nowaczyk 1994a, b).

Na podstawie przeprowadzonych badań można z całą pewnością wiązać występowanie torfów preborealnych pod jeziornymi osadami węglanowymi w stanowisku Więckowy z wytapianiem się przetrwałych do początku holocenu brył martwego lodu. W środkowej części preboreału, w wyniku podtopienia dna rynny spowodowanego wytapianiem się brył martwego lodu, nastąpiła akumulacja utworów torfowych. Intensyfikacja wytapiania się brył martwego lodu w młodszej części preboreału doprowadziła do pogłębienia jeziora i zatopienia wcześniej utworzonej warstwy torfu.

Decydującym argumentem przemawiającym za takim wnioskowaniem jest pozycja hipsometryczna warstwy torfów preborealnych w stosunku do poziomu erozyjnego dna w sąsiadującym z rynną dolnym odcinkiem doliny Wierzycy. Najniżej leżąca w przekroju warstwa torfów preborealnych zalega około 5 m poniżej aktualnego dna erozyjnego w początkowym fragmencie dolnego odcinka doliny Wierzycy. Zakładając, że obecna pozycja geomorfologiczna analizowanej warstwy torfowej uwarunkowana jest tylko obniżeniem poziomu jeziora na skutek przyczyn klimatycznych, należałoby automatycznie przyjąć całkowity brak przepływu rzecznej w owym czasie, w całej dolinie Wierzycy, co jest w świetle występujących w niej zdarzeń całkowicie nieprawdopodobne. Autor użył tutaj pojęcia cała dolina Wierzycy, dlatego że także w obrębie dolnego, erozyjnego odcinka doliny Wierzycy występują dwa stanowiska mające podobną wymowę paleogeograficzną.

Pierwsze z nich jest zlokalizowane w Linowcu, około 5 km na północ od Starogardu Gdańskiego. Dolina Wierzycy rozcina tu prostopadle ułożoną w stosunku do niej, równoleżnikową rynną (ryc. 5). Rynna obecnie jest w całości wypełniona utworami biogenicznymi. Pod względem wysokości powierzchnia

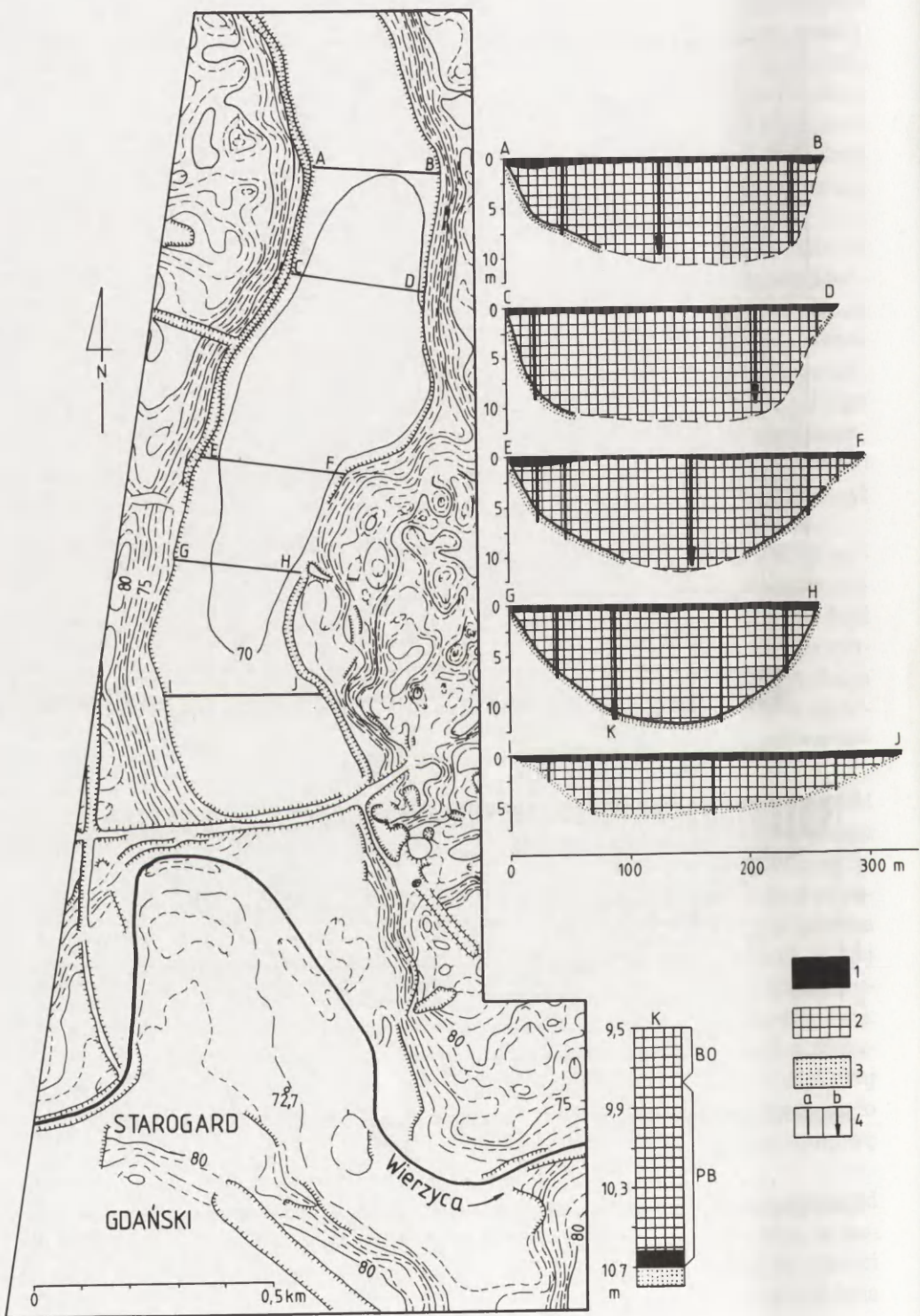


Ryc. 23. Przekrój geologiczny przez rynnę koło Linowca (A-B) i budowa geologiczna terasy kameowej w rynnie (C)

1 – torf, 2 – gyttia (nr 22 na ryc. 1). System kodowania litofacjalnego w tabeli 1

Geological section through the channel near Linowiec (A-B) and geological structure of the kame terrace in the channel (C)

1 – peat, 2 – gyttia (number 22 in fig. 1). The system of lithofacial coding in table 1



równiny torfowej w rynnę nawiązuje do poziomu erozyjnego dna w obrębie doliny Wierzycy. W ramach biogenicznego wypełnienia dna rynnę występuje od dołu: około 20–30 cm ciągłej warstwy torfu pokrytej 6 m warstwą gytii i górnym torfem o średniej miąższości 1,5 m (ryc. 23). Warstwa dolnego torfu oraz spągowa część gytii poddana została analizie palinologicznej (dr B. Noryśkiewicz). Pyłki występujące w dolnym torfie są charakterystyczne dla okresu preborealnego. Spektrum pyłkowe charakteryzuje się obecnością sosny (*Pinus* 34,6%) i brzozy (*Betula* 21,6%) przy dominujących wśród roślin zielnych trawach (*Gramineae* 39,9%). Tak duży udział *Gramineae* odzwierciedla lokalne warunki związane z tworzeniem się torfowiska. Akumulacja torfu odbywała się na wilgotnym podłożu, co umożliwiło rozwój niektórych roślin np. *Typha latifolia* i *Polypodiaceae*. Z kolei spektrum pyłkowe ze spągowej partii gytii dokumentuje obok dominującej sosny obecność ziaren pyłku drzew liściastych. Obecne są ziarna pyłku brzozy *Betula* (34,3%), jesionu (*Fraxinus* 0,7%), dębu (*Quercus* 0,4%), wiązu (*Ulmus* 0,4%) i topoli (*Populus* 0,2%). Wyższe niż dla torfu wartości leszczyny (*Corylus* 1,7%) pozwalają przyjąć, że akumulacja tej partii gytii dokonana się na początku okresu borealnego.

Drugie stanowisko usytuowane jest na wschodnich peryferiach Starogardu Gdańskiego. Sytuacja geomorfologiczna jest tu bardzo zbliżona do uprzednio opisanego stanowiska. Równoleżnikowo przebiegająca dolina Wierzycy rozcina południkową rynnę Kochanka (ryc. 6). Wysokość powierzchni utworów biogenicznych wypełniających dno rynnę nawiązuje do wysokości erozyjnego dna doliny Wierzycy. Także i tutaj w profilu pionowym utworów biogenicznych występuje sekwencja torf–gytía–torf (ryc. 24). Dolna warstwa torfu ma średnią miąższość 10–30 cm. Największą głębokość zalegania dolnego torfu, około 11 m poniżej powierzchni współczesnej równiny torfowej, notuje się w centralnej części rynnę. Analizie pyłkowej (dr B. Noryśkiewicz) poddano warstwę dolnego torfu (próbą z głębokości 10,7 m) oraz spągową partię gytii (próby z głębokości 10,6; 10,4; 10,3; 10,2; 10,1; 10,0; 9,9; 9,8; 9,7 m). Charakterystyczny skład ziaren pyłków drzew pozwala określić czas powstania tych osadów na okres preborealny. Sosna (*Pinus*) i brzoza (*Betula*) są gatunkami dominującymi wymiennie w badanych spektrach. Pojedynczo spotykane ziarna pyłku topoli (*Populus*) i wierzby (*Salix*) świadczą o panowaniu w starszej części okresu preborealnego lasów złożonych głównie z brzozy i sosny z domieszką topoli i wierzby.

Ryc. 24. Przekroje geologiczne przez rynnę Kochanka, wszystkie przekroje oprócz G–H zostały sprządzone na podstawie wierceń wykonanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Gdańsku

1 – torf, 2 – gytía, 3 – piasek, 4a – wiercenia przebijające wypełnienie organiczne rynnę,
4b – wiercenia zakończone w osadach organicznych (nr 25 na ryc. 1)

Geological sections through Kochanka channel, all but G–H cross-section were based on drillings by Przedsiębiorstwo Geologiczne in Gdańsk

1 – peat, 2 – gyttia, 3 – sand, 4a – drilling getting through organic filling of the channel, 4b – drillings not getting through organic deposits (number 25 in fig. 1)

W spektrach od głębokości 10,3 m regularnie występują ziarna pyłku leszczyny (*Corylus*) i wiązu (*Ulmus*), a od głębokości 9,8 m obserwuje się wyraźny wzrost ich krzywej procentowej. Ten fragment profilu reprezentuje już schyłek okresu preborealnego lub nawet początek okresu borealnego.

Pozycja dolnej warstwy torfów w stosunku do współczesnego erozyjnego poziomu dna doliny Wierzycy, zarówno w przypadku stanowiska Linowiec (około 6 m niżej), jak i stanowiska Kochanka (ponad 10 m niżej), jednoznacznie wskazuje na jej akumulację na pogrzebanych w dnach rynien bryłach martwego lodu. Ostateczne już wytopienie się pogrzebanych brył martwego lodu, które miało miejsce u schyłku okresu preborealnego, a być może także na początku okresu borealnego, doprowadziło do rozwoju jezior najmłodszej generacji. Jeziora te w wyniku akumulacji biogenicznej i fluwialnej, a także intensywnej erozji wgłębnej w dolnym odcinku doliny Wierzycy uległy w holocenie całkowitemu zanikowi. Aktualnie jedynym śladem ich istnienia są wypełniające dna rynien osady jeziorno-rzeczne.

3.5. EFEKTY PROCESÓW FLUWIALNYCH W GÓRNYM ODCINKU DOLINY WIERZYCY

3.5.1. ODCINKI PRZEŁOMOWE

W górnym odcinku doliny Wierzycy obok zaprezentowanych już obniżen rynnowych, glacialnych oraz wytopiskowych występują także dwa wyraźnie wyodrębniające się odcinki o wybitnie erozyjnym charakterze. Spełniają one bardzo ważną rolę jako elementy scalające obniżenia inicjalne w jednolity szlak dolinny. Pierwszym z nich jest półtorakilometrowy fragment doliny pomiędzy obniżeniem glacialnym koło Będmina a rynną subglacialną jeziora Wierzysko (ryc. 2). Dolina ma tutaj prawie prostolinijny przebieg na linii NNE–SSW. Jej szerokość waha się w granicach 100–150 m, natomiast szerokość dna 20–50 m. Zbocza doliny charakteryzują się dużymi nachyleniami dochodzącymi do 40, a lokalnie nawet 50°. Głębokość wcięcia formy w stosunku do przylegającej wysoczyzny wynosi średnio 15 m. Dno doliny na tym krótkim odcinku ma spadek 6‰. Tak duży spadek wynika ze znacznej różnicy wysokości zalegania dna obniżenia glacialnego i dna rynny jeziora Wierzysko.

Na kontakcie z rynną jeziora Wierzysko występuje starsze ujście doliny, zawieszane około 5–6 m w stosunku do współczesnego dna. Dno dawnego ujścia koresponduje z poziomem niewielkich teras kemowych występujących w rynnach. Można więc sądzić, że tworzenie się omawianego odcinka erozyjnego rozpoczęło się już w czasie funkcjonowania fazy kemowej w rynnach oraz w obniżeniu glacialnym. Jednocześnie należy przypuszczać, iż analizowany fragment doliny Wierzycy powstał w drodze erozyjnego rozcięcia wcześniej istniejącego tu obniżenia. Świadczy o tym występowanie na kontakcie z wysoczyzną, tuż powyżej erozyjnej krawędzi formy, szeregu obniżen. Wierzyca na omawianym odcinku

wykazuje stałą tendencję erozyjną. Współczesne koryto rzeki jest wcięte 2–3 m w dno doliny. Tylko lokalnie wzdłuż koryta wykształciły się niewielkie listwy równiny zalewowej o szerokości do 5 m.

Kolejny odcinek erozyjny znajduje się pomiędzy depresją końcową koło Starej Kiszewy a rynną Maliki–Czysta Woda (ryc. 4). Ma on ponad 2 km długości, szerokość jego dna wynosi 60–100 m. Zbocza formy wykazują się bardzo dużymi wartościami nachyleń, lokalnie nawet ponad 60°. Prezentowany odcinek erozyjny rozpoczyna się już w obrębie niecki depresyjnej, gdzie rozcina do głębokości 6–7 m przedallerödski poziom jeziorny 115–123 m n.p.m. Największą głębokość wcięcia, ponad 20 m, notuje się w miejscu przełamania się doliny przez wysoczyznę morenową i obszary akumulacji kemowej. O genezie opisywanego odcinka przełomowego wstępnie wypowiedziano się już na marginesie analizy poziomu 115–123 m n.p.m. w niecce depresyjnej. Reprezentuje on typ klasycznego przełomu przelewowego, powstałego pod koniec funkcjonowania w depresji końcowej jeziora, które było środowiskiem sedymentacji poziomu 115–123 m n.p.m.

Spadek dna przełomu jest niewielki i wynosi zaledwie 0,5‰. Fakt ten oraz stosunkowo duża szerokość dna przełomu, szczególnie na kontakcie z niecką depresyjną, sprzyjały wytworzeniu się na tym odcinku koryta o ograniczonym meandrowaniu. Obecnie rzeka ma tu prawie prostolinijny przebieg, co jest wynikiem przeprowadzonych pod koniec ubiegłego stulecia prac regulacyjnych. Morfologicznym świadectwem kształtowania równiny zalewowej przez rzekę meandrującą są półkoliste podcięcia erozyjne poziomu jeziornego 115–123 m n.p.m. Wniosek ten potwierdza także zmienność osadów występująca w budowie geologicznej równiny zalewowej (ryc. 21-W-Z). W profilu pionowym występuje tu, charakterystyczne dla serii aluwialnych utworzonych przez rzekę meandrującą, drobnienie ziaren ku górze, czyli tzw. cykl frakcjonowany prosty (Allen 1970, 1977; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Florek 1991; Andrzejewski 1994). Partię spągową serii aluwialnej tworzą gruboziarniste osady dennokorytowe. Są one pokryte drobnopiaszczystymi osadami odsypów meandrowych oraz piaszczysto-organicznymi madami. Powierzchnia równiny zalewowej nadbudowana została warstwą torfów o średniej miąższości 1,5 m. Analiza palinologiczna (dr B. Noryśkiewicz) wykazała, że początek powstawania pokrywy torfowej należy wiązać z przełomem okresów subborealnego i subatlantyckiego. Torfy wieku subatlantyckiego stwierdzono także m.in. w dolinie Słupi koło Słupska (Florek 1989). Cytowany autor tego typu sytuację wiąże ze zwilgotnieniem dna doliny na początku okresu subatlantyckiego.

Przedstawione powyżej odcinki erozyjne ukształtowane zostały przede wszystkim poprzez działalność procesów fluwialnych. Jednakże pomimo wspólnego czynnika morfotwórczego znajdują się one w różnych stadiach rozwojowych. Stosując klasyfikację odcinków dolin rzecznych zaproponowaną przez E. Fałkowskiego (1971, 1984) odcinek koło Będomina należy zaliczyć do typu Ia, tj. rzek młodych, erozyjnie modelujących swą dolinę. Wierzyca na tym odcinku wykazuje stałą tendencję erozyjną, przy zdecydowanie dominującej roli erozji wgłęb-

nej nad erozją boczną. Duży spadek oraz mała szerokość dna doliny 1a tym odcinku powodują, że rzeka nie ma tutaj możliwości swobodnego rozwinięcia się meandrów. Z kolei odcinek przełomowy Boże Pole–Maliki znajduje się aktualnie w fazie przejściowej pomiędzy przedstawionym typem 1a a typem II. Typ II w klasyfikacji E. Falkowskiego reprezentuje rzekę dojrzałą z możliwością swobodnego kształtowania meandrów, których wielkość jest determinowana przede wszystkim aktualnymi warunkami przepływu. Wzmiankowana przejściowość odcinka Boże Pole–Maliki wyraża się tym, iż z jednej strony osiągnięty tu został profil równowagi pomiędzy erozją a akumulacją rzeczna, wyrazem czego jest ukształtowanie się aluwialnej równiny zalewowej, natomiast z drugiej strony szerokość równiny zalewowej, na większej części odcinka, nie jest wystarczająca do pełnego (swobodnego) rozwinięcia koryta rzecznego. Tego typu sytuację za J. W. Popowem (1968) można określić jako meandrowanie ograniczone.

3.5.2. TRANSFORMACJA FLUWIALNA INICJALNYCH OBNIŻEŃ

Włączone w system odpływu rzecznego obniżenia podlegały transformacji fluwialnej. Najmniejsze zmiany morfologii pierwotnych obniżeń na skutek istnienia przepływu rzecznego obserwuje się w górnej części górnego odcinka doliny Wierzycy. Przykładem może być rynna Jeziora Grabowskiego. Dno rynny, o szerokościach dochodzących do 0,5 km, wypełnione jest osadami biogenicznymi, torfem i gytą, o miąższościach co najmniej 11 m (ryc. 2, 16). Dla prezentowanego fragmentu doliny Wierzycy jedynym elementem fluwialnym jest koryto o prostolinijno-zygzakowatym układzie, wypreparowane w osadach biogenicznych. W dnie koryta na jeziornych utworach węglanowych występuje tylko niewielka piaszczysta warstwa dennokorytowa. Opisany rodzaj koryta E. Falkowski (1984) określa nazwą „topiel” podając m.in. przykłady z górnego biegu Narwii.

Również w obniżeniach znajdujących się w dolnej części górnego odcinka doliny Wierzycy, które spełniały w przeszłości funkcję mis jeziornych (rynna Bartoszy Las–Stara Kiszewa, depresja końcowa koło Starej Kiszewy oraz rynna Maliki–Czysta Woda), zmiany morfologii na skutek procesów fluwialnych są mało zauważalne. Ograniczają się one do sporadycznie występujących podcięć brzegowych. Jednakże, w przeciwieństwie do górnej części górnego odcinka w dnach wymienionych obniżeń obserwuje się znaczny procent udziału utworów aluwialnych w stosunku do utworów jeziornych (ryc. 17; 20; 21–T–U, O–P, R–S). W wyniku jednoczesnej sedymentacji jeziornej i rzecznej utworzyły się tutaj równiny jeziorno-aluwialne, które pod względem hydrologicznym stanowią obecnie współczesną równinę zalewową Wierzycy. Utworami dominującymi w ich budowie są nadal torfy i gytie będące efektem sedymentacji jeziornej. Jednakże w obrębie strefy przykorytowej występują już utwory aluwialne od piasków grubo- i średnioziarnistych po namuły piaszczysto-torfowe. W wierceniu wykonanym przy korycie Wierzycy w rynnice Maliki–Czysta Woda koło Więckowych (ryc. 17), pod aluwiami o miąższości 3 m znajduje się około

5 m seria piaszczysta złożona z piasków średnio- i drobnoziarnistych. W wiercieniu oddalonym o niespełna 50 m w kierunku osi rynny, na wysokości wspomnianej serii piaszczystej, występuje już gytia węglanowa. Należy więc sądzić, że akumulacja utworów piaszczystych związana była z wkraczaniem do jeziora delty rzecznej. Delta ta stanowiła później bazę dla rozwoju procesów fluwialnych, których efektem są osady aluwialne.

Najmniejszy udział utworów aluwialnych w stosunku do utworów jeziornych w ramach dolnej części górnego odcinka doliny Wierzycy występuje w dnie depresji końcowej koło Starej Kiszewy (ryc. 21-O-P, R-S), zaś największy w rynnach Bartoszy Las-Stara Kiszewa (ryc. 21-T-U). Włożone w dna obniżeń osady fluwialne pozwoliły na ukształtowanie się w ich obrębie pasa meandrowego, w ramach którego rzeka swobodnie meandruje. Morfologicznym świadectwem meandrowania Wierzycy w omawianych obniżeniach są liczne paleomeandry. Aktualnie koryto Wierzycy we wszystkich obniżeniach znajdujących się w dolnej części górnego odcinka doliny ma prawie prostolinijny przebieg, co jest związane z przeprowadzonymi pod koniec XIX wieku pracami regulacyjnymi.

Odnosząc dolną część górnego odcinka doliny Wierzycy do typologii dolin rzecznych zaproponowanej przez E. Fałkowskiego (1971, 1984), napotyka się na pewną niespójność klasyfikacyjną. Zespół występujących tutaj obniżeń powstał w wyniku procesów pozafluwialnych, a rzeka nie doprowadziła do istotnych zmian w ich morfologii. Jednakże w wyniku częściowego wypełnienia dna obniżeń przez osady fluwialne rzeka uzyskała możliwość swobodnego meandrowania. Z jednej więc strony mamy tutaj do czynienia z rzeką młodą wykorzystującą wcześniej powstałe obniżenia (typ Ib w podziale E. Fałkowskiego), z drugiej natomiast Wierzycyca na omawianym odcinku spełnia też warunki pozwalające na włączenie jej do typu II – rzek dojrzałych, swobodnych. Na podobnego typu trudności związane ze stosowaniem podziału dolin rzecznych E. Fałkowskiego (1971, 1984) zwrócił już wcześniej uwagę W. Florek (1991).

Najbardziej widoczne w morfologii efekty działania procesów fluwialnych występują w ciągu obniżeń wytopiskowych od jeziora Zagnanie po rynnę Bartoszy Las-Stara Kiszewa. Sprzyjało temu stosunkowo wąskie dno obniżeń wytopiskowych oraz ich duży spadek, średnio 1,6%. Na skutek stałej erozji wgłębnej nastąpiło wcięcie koryta rzecznoego od 2 do 3 m w dno obniżeń. Z kolei efektem współdziałania erozji bocznej są wąskie, o średniej szerokości 5 m, półki inicjalnej równiny zalewowej oraz liczne erozyjne podcięcia zboczowe. Wierzycyca na analizowanym odcinku ma lekko kręty przebieg uwarunkowany przede wszystkim morfologią dna obniżeń wytopiskowych.

Jak wynika z przedstawionej powyżej analizy, obniżenia włączone w tym samym czasie przez Wierzycę w jednolity szlak odpływu rzecznoego wykazują odmienny stopień transformacji fluwialnej. Jest on uzależniony przede wszystkim od morfologii obniżeń, charakteru ich den oraz wielkości przepływu. Im większe występuje niedopasowanie pomiędzy skalą obniżeń a wielkością przepływu, tym stopień fluwializacji jest mniejszy.

4. MORFOGENEZA DOLNEGO ODCINKA DOLINY WIERZYCY

Dolny odcinek doliny Wierzycy rozpoczyna się w okolicach Czystej Wody, w miejscu opuszczenia przez rzekę rynny Maliki–Czysta Woda, kończy się przy ujściu Wierzycy do Wisły pod Gniewem. Długość dna doliny na tym odcinku wynosi około 69,7 km, natomiast średni spadek 1,34‰ (ryc. 15). Dolny odcinek doliny Wierzycy charakteryzuje się zdecydowanie odmiennym obliczem morfologicznym od zaprezentowanego już górnego odcinka. Dolina Wierzycy ma tutaj na ogół cechy typowej erozyjnej formy rzecznej z wyraźnie zarysowanymi zboczami oraz stosunkowo wąskim dnem. Głębokość wcięcia doliny w stosunku do otaczających ją obszarów sandrowych i wysoczyznowych wynosi średnio około 20 m.

Tylko w nielicznych sytuacjach obserwuje się wykorzystanie przez rzekę płytkich i wąskich fragmentów rynien. Jednakże są one tak znacząco przeobrażone przez procesy fluwialne, że pod względem morfologii nie odbiegają od typowo fluwialnych odcinków doliny. Ponadto w dwóch przypadkach dolina Wierzycy rozcina poprzecznie ułożone w stosunku do niej duże rynny subglacialne (rynnę koło Linowca oraz rynnę Kochanka koło Starogardu Gdańskiego), które były już prezentowane w poprzednim rozdziale niniejszej publikacji.

Dolny odcinek doliny Wierzycy cechuje się bardzo zmiennym przebiegiem. Obserwuje się tutaj zmiany przebiegu doliny pierwszego i drugiego rzędu. W ramach zmian pierwszego rzędu występuje charakterystyczny schodowy układ wyrażający się naprzemianległym ułożeniem fragmentów o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego (Czysta Woda–Bączek; Starogard Gdański–Brzeźno; Gętomie–Gniew) oraz fragmentów o przebiegu południkowym (Bączek–Starogard Gdański; Brzeźno–Gętomie) (ryc. 5–7). Przedstawione zmiany przebiegu pierwszego rzędu związane są przede wszystkim ze specyficznym nachyleniem obszarów otaczających dolny odcinek doliny Wierzycy. Występuje tutaj nakładanie się dwóch tendencji w rozkładzie wysokości, a mianowicie zmniejszanie wysokości z północy na południe oraz z zachodu na wschód. Spadek wysokości w tym ostatnim kierunku ma wyraźnie skokowy charakter. Wiąże się to z występowaniem południkowo przebiegających stopni morfologicznych (Sylwestrzak 1984). Przykładem takich stopni morfologicznych są załomy wysoczyznowe występujące w rejonie Czarnocina i Bączka (ryc. 5). Zmiany przebiegu doliny drugiego rzędu wyrażają się stosunkowo regularnym występowaniem zakoli dolinnych typu meandrów ześlizgowych. Formy te są najbardziej charakterystycznym

elementem w morfologii dolnego odcinka doliny Wierzycy. Zostaną one szczegółowo przedstawione w dalszej części pracy.

4.1. STOSUNEK DOLNEGO ODCINKA DOLINY WIERZYCY DO SZLAKÓW SANDROWYCH W WEWNĘTRZNEJ CZĘŚCI LOBU WISŁY

Dolnemu odcinkowi doliny Wierzycy, na przeważającej jego długości, towarzyszą obszary sandrowe. Jednakże nie występuje tutaj taka sytuacja jak np. w przypadku doliny Wdy, która została założona na jednym dużym szlaku sandrowym złożonym z kilku poziomów (Sylwestrzak 1978; Szupryczyński 1987; Andrzejewski 1994). Dolina Wierzycy na analizowanym odcinku rozcina trzy odrębne szlaki sandrowe, pooddzielane od siebie wąskimi pasami wysoczyzn morenowych. Sandry te były przedmiotem badań B. Augustowskiego (1974) oraz J. Sylwestrzaka (1978, 1984). Są one związane z formami czołowomorenowymi występującymi na linii Tczew–Skarszewy, zaliczanymi do fazy kaszubsko-warmińskiej ostatniego zlodowacenia.

Najbardziej na zachód wysunięty szlak sandrowy towarzyszy dolinie Wierzycy od ujścia Wietcisy po Nową Wieś Rzeczną (na zachód od Starogardu Gdańskiego) (ryc. 5, 6). Sytuacja geomorfologiczna tego sandru jest niezwykle skomplikowana. Najprawdopodobniej składa się on z dwóch różnowiekowych szlaków: starszego na południe i młodszego na północ od Linowca. Ponadto w znacznej swej części akumulacja sandrowa odbywała się na martwym lodzie. Dowodzą tego znajdujące się na powierzchni sandru liczne nieregularne zagłębienia wytopiskowe. W niektórych sytuacjach, np. w rejonie Bączka (ryc. 5), sandr występuje znacznie powyżej sąsiadującej z nim wysoczyzny morenowej, co świadczy o istnieniu podparcia lodowego w czasie funkcjonowania odpływu fluwioglacialnego.

Szczegółowa analiza prezentowanego obszaru sandrowego wykracza poza ramy niniejszej pracy. Dla zagadnień rozwoju geomorfologicznego doliny Wierzycy ważne jest ustalenie jej stosunku do powierzchni sandrowych. J. Sylwestrzak (1973a, 1978) wyróżnił w dolinie Wietcisy dwa poziomy sandrowe, które przechodzą następnie w I i II terasę w dolinie Wierzycy. Cytowany autor nie podaje jednak dokładnej lokalizacji poszczególnych poziomów sandrowych, ani ich wysokości. Na podstawie analizy map hipsometrycznych rejonu Skarszew można sądzić, że wyróżniony przez J. Sylwestrzaka (1973a, 1978) niższy poziom sandrowy odpowiada wcześniej już opisanemu przez autora niniejszej rozprawy, przedallerödzkemu poziomowi jeziornemu. Jednocześnie najwyższa stwierdzona terasa, w rozpatrywanym fragmencie doliny Wierzycy (koło Czystej Wody), o wysokości 108–110 m n.p.m. (6–8 m ponad poziom równiny zalewowej) w pełni koresponduje z przedallerödzkim poziomem jeziornym w rynn timerki–Czysta Woda oraz w dolinie Wietcisy (ryc. 15). Stąd też ani najwyższa terasa,

a tym bardziej niższe poziomy, na rozpatrywanym odcinku doliny Wierzycy od Czystej Wody do Starogardu Gdańskiego, nie były związane z odpływem wód proglacjalnych. Problem ten będzie jeszcze szczegółowo rozpatrywany w związku z analizą teras w dolinie Wierzycy. W tym miejscu autor chciałby tylko podkreślić, iż dolina Wierzycy na analizowanym odcinku (Czysta Woda–Starogard Gdański) rozcina wcześniej powstałe obszary sandrowe, nie pozostając jednocześnie z nimi w bezpośrednim związku genetycznym.

W rejonie Nowej Wsi Rzecznej koło Starogardu Gdańskiego dolina Wierzycy zmienia swój przebieg z południkowego na równoleżnikowy, przełamuje się przez wąski pas wysoczyzny morenowej i w dalszym swym biegu na wschód od Starogardu Gdańskiego rozcina kolejny, południkowo przebiegający szlak sandrowy, znany w literaturze pod nazwą sandru trzcinińskiego (Augustowski 1974) (ryc. 6). W rejonie doliny Wierzycy sandr trzciniński ma ponad 3 km szerokości i rozciąga się pomiędzy rynną Kochanka a ozem kolinckim. W topografii powierzchni sandrowej, obok rynien subglacjalnych i izolowanych obniżień wytopiskowych, występują wydłużone zagłębienia ciągnące się na przestrzeni kilku kilometrów (ryc. 6). Kierunek przebiegu tych form jest zgodny z generalnym, południowym kierunkiem spływu wód proglacjalnych w czasie sypania sandru. Cechą charakterystyczną omawianych form jest występowanie naprzemianlegle ułożonych rozszerzeń (do 600 m szerokości) i przewężeń o średniej szerokości 50 m. Zatorfione z reguły dna obniżień leżą około 2–4 m poniżej powierzchni sandrowej, od której pooddzielane są bardzo niewyraźnymi załomami. Zaprezentowane cechy tych form wskazują, że są to systemy paleokoryt roztokowych, które w ujęciu P. F. Williamsa i B. R. Rusta (1969) oraz A. D. Mialla (1983) stanowią pierwszy poziom topograficzny sandru, czyli nieprzerwanie aktywne główne koryta roztokowe, nawet w czasie niskich stanów wody. Pozostałą część sandru należy traktować jako wyższy poziom topograficzny, aktywny w czasie wezbrań. Występowanie poziomów topograficznych w obrębie powierzchni sandrowej jest charakterystyczne dla proksymalnych stref sandrów (Miall 1983; Wysota 1992). Na niewielkim odcinku od rynny Kochanka po okolice Kolińcza przebieg doliny Wierzycy pokrywa się częściowo z przebiegiem niższego poziomu topograficznego sandru trzcinińskiego. Jednakże już w dalszej części od Kolińcza po Rywałd dolina przebiega poprzecznie, a nawet przeciwnie do południowego kierunku odpływu wód proglacjalnych kształtujących sandr trzciniński.

Dolina Wierzycy rozcina obydwa wyróżnione poziomy topograficzne sandru trzcinińskiego do głębokości ponad 10 m. Podobnie jak w przypadku uprzednio opisanego szlaku sandrowego, nie ma tutaj bezpośredniego związku genetycznego pomiędzy tworzeniem doliny a odpływem wód proglacjalnych. Rozwój doliny na tym odcinku rozpoczął się dopiero po zakończeniu akumulacji sandrowej.

Na krótkim odcinku pomiędzy Rywałdem a Brzeźnem dolina Wierzycy przełamuje się przez wąski pas wysoczyzny morenowej z licznymi formami kemoowymi (ryc. 6). W rejonie Brzeźna do doliny Wierzycy, która zmieniła tutaj swój przebieg z równoleżnikowego na południkowy, dochodzi kolejny, ostatni już

szlak sandrowy zwany sandrem swarożyńskim (Augustowski 1974; Sylwestrzak 1984). Towarzyszy on dolinie Wierzycy już do samego ujścia do Wisły (ryc. 6, 7, 15). Strefa korzeniowa sandru swarożyńskiego, podobnie jak uprzednio opisanych, związana jest z formami marginalnymi Tczew–Skarszewy, a konkretnie z morenami okolic Swarozyna (stąd nazwa sandru), będących częścią lobu lubiszewskiego (Sylwestrzak 1984). Sandr swarożyński na północ od doliny Wierzycy jest formą bardzo skomplikowaną. Składa się z kilku urozmaiconych morfologicznie poziomów. Szczególnie interesującym elementem są, występujące w otoczeniu powierzchni sandrowej, wysokie formy wałowe stanowiące północne skrzydło starogardzkiego kompleksu kemowo-ozowego (Gierszewski 1990).

Prezentowany sandr przy kontakcie z doliną Wierzycy, w okolicy Brzeźna, ma wysokość rzędu 50–55 m n.p.m., natomiast jego szerokość dochodzi do 2,5 km (ryc. 6). Wraz z biegiem doliny obserwuje się zdecydowane zmniejszanie szerokości sandru, przy jednoczesnym obniżaniu jego wysokości. Na północ od Pelplina szlak sandrowy ma już niespełna 0,5 km szerokości i wysokość około 40–42 m n.p.m. Od okolic Pelplina pozostałościami sandru swarożyńskiego są już tylko wąskie półki znajdujące się na zboczach doliny Wierzycy. Występuje więc tutaj interesujący przykład przejścia sandru dolinnego, rozumianego jako wąskiego szlaku, obniżonego w stosunku do przylegających wysoczyzn (odcinek Brzeźno–Pelplin) w dolinę sandrową (odcinek Pelplin–ujście do Wisły). Przejście to nastąpiło w wyniku wykorzystania przez wody fluwioglacjalne formy starszego obniżenia dolinnego. Odcinek doliny Wierzycy poniżej Pelplina można też określić jako fluwioglacjalną dolinę dystalną (Basalykas 1968), bądź też dolinę dystalną na obszarze peryglacjalnym (Bogacki 1976). Problem ten został poniżej szczegółowo omówiony.

Cechą charakterystyczną sandru dolinnego (odcinek Brzeźno–Pelplin), obok systematycznego zmniejszania się szerokości, jest jego niższe, od kilku do prawie 20 metrów, położenie w stosunku do przyległych powierzchni wysoczyzn morenowych. Granica pomiędzy sandrem a wysoczyzną morenową jest zaznaczona z reguły wyraźną krawędzią o erozyjnym charakterze. Lokalnie krawędź wysoczyzny posiada charakterystyczne łukowate wygięcia, jak np. na południe od ujścia Węgiermucy do Wierzycy (ryc. 6). Jednakże istnieją także odcinki, gdzie granica ta jest morfologicznie niewidoczna (np. w rejonie Klonówki) i wyznacza ją tylko zasięg utworów fluwioglacjalnych. Topografia powierzchni sandru dolinnego urozmaicona jest licznymi zagłębieniami wytopiskowymi, z których zdecydowana większość cechuje się wydłużonym kształtem. Osie morfologiczne tych wydłużonych zagłębień są zgodne z południowym kierunkiem odpływu wód proglacjalnych. Można więc sądzić, że powstawały one w wyniku wytapiania się nalodzi, zasypanych przez utwory fluwioglacjalne (Kozarski 1975, 1977).

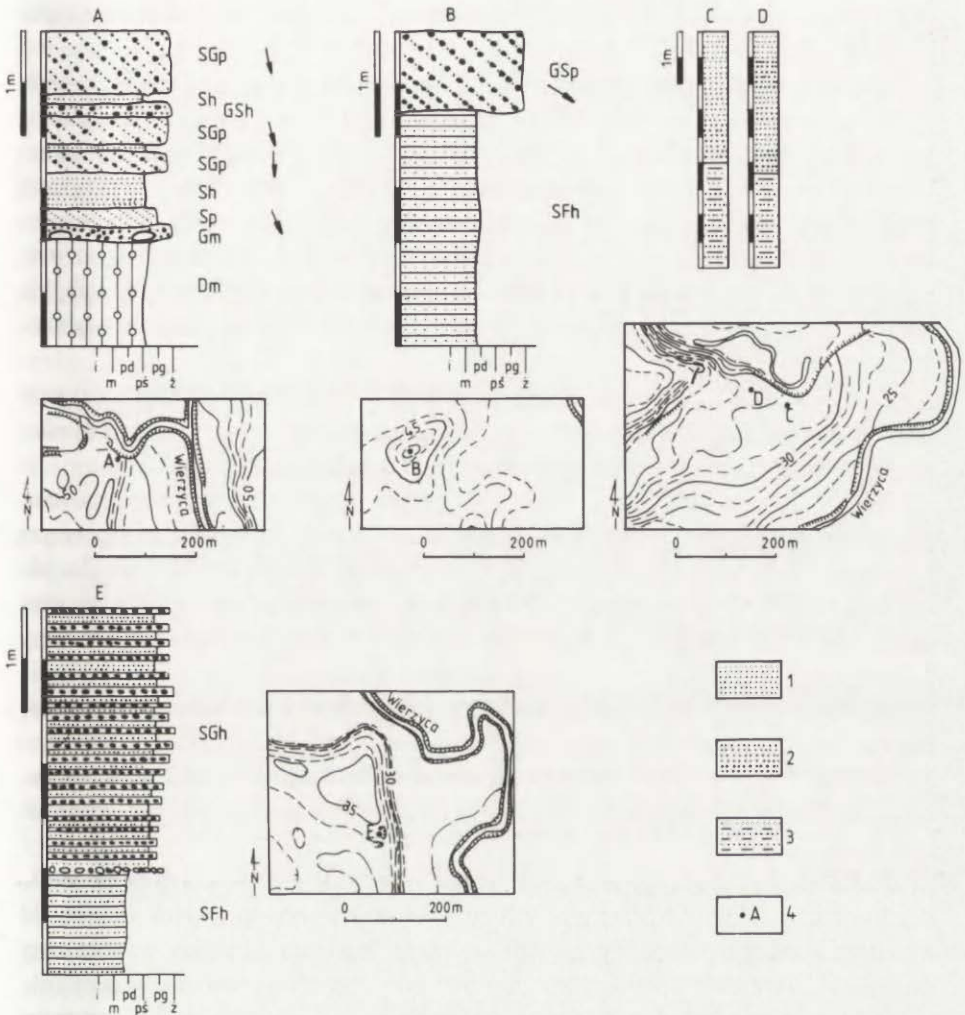
Sandr dolinny na odcinku Brzeźno–Pelplin jest zbudowany z warstwowych utworów piaszczysto-zwirowych o średniej miąższości 1–3 m, zalegających z reguły na brązowej, leszczyńsko-pomorskiej glinie morenowej (ryc. 25-A).

W większości badanych przypadków kontakt pomiędzy serią utworów fluwioglacjalnych a gliną morenową ma erozyjny charakter (fot. 13; ryc. 25-A). Jest on wyznaczony poprzez występującą w stropie gliny warstwę bruku residualnego. W obrębie serii fluwioglacjalnej dominują piaszczysto-żwirowe i żwirowo-piaszczyste litofacje o przekątnym warstwowaniu tabularnym (SGp, GSp) oraz warstwowaniu poziomym (SGh). Utwory żwirowe są z reguły rozproszone w matriksie grubopiaszczystym. Akcesorycznie występują także piaszczyste i piaszczysto-żwirowe litofacje o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Cała przedstawiona seria fluwioglacjalna, w większości badanych przypadków jest silnie zdeformowana występującymi w jej obrębie sieciami uskoków normalnych o wielkościach zrzutu od kilku do kilkudziesięciu cm (fot. 14).

Dominacja litofacji SGp w budowie sandru wskazuje na sedymentację w warunkach wysokoenergetycznych przepływów w korytach roztokowych z odsypami poprzecznymi jako podstawowymi formami dna (Cant, Walker 1978; Zieliński 1992). Występujące tutaj zestawy litofacyjne wraz z określającymi je warunkami sedymentacji, przy jednoczesnym braku masywnych litofacji żwirowych, określają dystalną strefę sandru, a konkretnie w pełni odpowiadają litotypowi D-3 w podziale osadów sandrowych T. Zielińskiego (1993), czyli piaskodennym korytom roztokowym z odsypami poprzecznymi.

Bardzo interesująco przedstawia się budowa sandru dolinnego na północ od Dębiny, w pobliżu ujścia Węgiermucy do Wierzycy. Wcześniej wskazano już na zaznaczający się tutaj w morfologii erozyjny kontakt sandru z wyżej położoną wysoczyzną morenową. Powierzchnia sandru w opisywanym rejonie jest bardzo urozmaicona. Występuje tutaj szereg niewielkich, wydłużonych pagórków poddzielanych zagłębieniami wytopiskowymi. W wykonanym wkopie, na wierzchowinie jednej z takich form, stwierdzono występowanie dwóch odrębnych genetycznie kompleksów osadów (ryc. 25-B; fot. 15).

Kompleks dolny o miąższości co najmniej 2 m składa się z naprzemianlegle ułożonych lamin drobnopiaszczystych i lamin piaszczysto-mułkowych. Charakterystyczną cechą tego kompleksu są występujące w osadach zaburzenia normalnego układu warstw. Lamin zapadają tutaj pod kątem do 70° w kierunku zachodnim. Towarzyszy temu sieć uskoków normalnych o wielkościach zrzutu od kilku do 20 cm. Kompleks górny o miąższości około 80 cm tworzą żwiry rozproszone w matriksie grubopiaszczystym, o przekątnym warstwowaniu tabularnym (GSp). W obrębie serii żwirowej nie stwierdzono występowania struktur deformacyjnych. Wykonane pomiary kierunków paleoprądów informują o południowo-wschodnim kierunku sływu wód. Kontakt pomiędzy wyróżnionymi kompleksami ma erozyjny charakter. Najprawdopodobniej są tutaj zarejestrowane dwie fazy rozwoju rzeźby: kemowa i sandrowa. Na istnienie przerwy sedymentacyjnej pomiędzy tymi fazami w obrębie serii żwirowej wskazuje brak kontynuacji struktur deformacyjnych występujących w dolnym kompleksie. Drobnopiaszczysto-mułkowe osady kompleksu dolnego akumulowane były w środowisku glacialimicznym. Z kolei akumulacja kompleksu górnego była



Ryc. 25. Budowa geologiczna sandru swarozynskiego w dolinie Wierzyca

A – koło Klonówki, B – w okolicy Dębiny, C, D – wiercenia w półce sandrowej koło Stockiego Młyna, E – odsłonięcie w Brodach Pomorskich, 1 – piasek drobnoziarnisty, 2 – piasek średnio- i gruboziarnisty, 3 – piasek mułkowy i mułek piaszczysty, 4 – punkty badawcze (A – nr 30, B – nr 31, C, D – nr 38, E – nr 40 na ryc. 1). System kodowania litofacialnego w tabeli 1

Geological structure of the Swarozyn sandur in the Wierzyca Valley

A – near Klonówka, B – in the Dębiny neighbourhood, C, D – drillings in the sandur shelf near Stocki Młyn, E – exposure in Brody Pomorskie, 1 – fine-grained sand, 2 – medium- and fine-grained sand, 3 – loamy sand and sandy loam, 4 – research points (A – number 30, B – number 31, C, D – number 38, E – number 40 in fig. 1). The system of lithofacial coding in table 1

związana z wtargnięciem wód sandrowych na wcześniej zdeponowane osady glacialimiczne oraz ich częściową erozję. Warto jeszcze zwrócić uwagę na stosunkowo niewielką miąższość serii sandrowej we wkopie. W otoczeniu bada-

nego stanowiska miąższość utworów sandrowych zwiększa się, jednakże z reguły nie przekracza 2 m.

Również w końcowej części sandru dolinnego, na północ od Pelplna, miąższość piaszczysto-żwirowej serii sandrowej nie jest wielka i wynosi średnio od kilkudziesięciu cm do 2 m (dane na podstawie własnych wierceń oraz dokumentacji pod osiedle domków jednorodzinnych „Leśna II” w Pelplinie wykonanej przez „Geoprojekt” w Gdańsku). Znamienny jest fakt wzbogacenia partii spągowej serii sandrowej, leżącej bezpośrednio na glinie, we frakcje żwirowo-głazowe. Tutaj także w morfologii powierzchni sandrowej występują liczne niewysokie formy wałowe, pooddzielane od siebie wydłużonymi zagłębieniami wytopiskowymi.

Zaprezentowana powyżej analiza morfologii oraz budowy geologicznej sandru towarzyszącego dolinie Wierzycy od Brzeźna po Pelplin pozwala ra określić go mianem sandru dolinnego o erozyjno-akumulacyjnym charakterze.

Na południe od Pelplina diametralnie zmienia się oblicze morfologiczne sandru swarżyńskiego. Szeroki, dotychczas, sandr dolinny gwałtownie się zwęża i staje się elementem samej doliny Wierzycy. Śladem odpływu wód lądolacjalnych są już tylko bardzo wąskie półki terasowe znajdujące się lokalnie na zboczach doliny, na wysokości średnio 5–8 m ponad poziom współczesnej równiny zalewowej. Formy te na południkowym odcinku doliny od Pelplina po Gętomie występują z reguły przy zachodnim zboczu doliny. Są one zbudowane z utworów piaszczystych z niewielkim udziałem frakcji żwirowych. Miąższość serii sandrowej wynosi średnio 2–3 m. Niestety, w związku z brakiem odsłoneń wykonywano tylko wkopy i sondy, co uniemożliwiało przeprowadzenie szczegółowej analizy litofacjalnej.

Najlepiej wyrażona w morfologii półka sandrowa jest zlokalizowana około 0,5 km na południe od Stockiego Młynu. Występuje ona na wysokości 31–34 m n.p.m. i jest oddzielona wyraźnymi załomami zarówno od strony wysoczyzny morenowej (wysokość załomu ok. 10 m), jak i od terasy nadzalewowej (ok. 3 m) oraz zalewowej (5 m). Terasa sandrowa jest zbudowana z 2,5-metrowej serii piasków średnio- i drobnziarnistych o dobrej selekcji, z niewielkim udziałem frakcji grubszych i drobnych głazików (ryc. 25-C, D). Pod tą serią nawiercono kompleks utworów mułkowo-drobnopiaszczystych o miąższości co najmniej 2 m. Występuje więc tutaj sytuacja zbliżona do uprzednio przedstawionego stanowiska w Dębinach, w pobliżu ujścia Węgiermucy do Wierzycy, gdzie osady związane z odpływem sandrowym zalegają bezpośrednio na osadach kemowych. Warto jeszcze zaznaczyć, że utwory sandrowe w aktualnie prezentowanym stanowisku są zdecydowanie drobniejsze od osadów sandrowych w Dębinach.

Z kolei większość spłaszczeń występujących przy wschodnim zboczu doliny Wierzycy na odcinku Pelplin–Gętomie, o wysokościach zbliżonych do poziomu półek sandrowych, zbudowana jest z gliny morenowej (ryc. 7). Na powierzchniach spłaszczeń gliniastych brak jest jakichkolwiek śladów erozyjnego rozmy-

wania. Jedna z największych tego typu form jest zlokalizowana na zachód od Janiszewka. Ma ona około 250 m szerokości i prawie 400 m długości. Spłaszczenie znajduje się na wysokości 37–41 m n.p.m. i jest oddzielone kilkumetrowym załomem od powierzchni erozyjnej terasy nadzalewowej (32–34 m n.p.m.) oraz ponad 10 m załomem od wysoczyzny morenowej znajdującej się w strefie przykrawędziowej doliny. Jest ono od góry zbudowane z masywnej gliny morenowej o miąższości co najmniej czterech metrów (ryc. 27-C–D, b). Przy zachodnim zboczu doliny Wierzycy, na wysokości przedstawionego spłaszczenia gliniastego znajduje się terasa sandrowa zbudowana z utworów piaszczysto-żwirowych.

Kontynuacją opisywanej terasy sandrowej w ujściowym odcinku doliny Wierzycy (pomiędzy Gętomiem a Gniewem) jest rozległy poziom 5–8 m ponad powierzchnię równiny zalewowej. Został on wstępnie scharakteryzowany w artykule M. Błaszkiwicza i P. Gierszewskiego (1989). W cytowanej publikacji zasugerowano rzeczną genezę poziomu 5–8 m. Jednakże wniosek ten został sformułowany tylko na podstawie penetracji ujściowego odcinka doliny. Badania porównawcze przeprowadzone w dalszych częściach doliny oraz nowe stanowiska określające budowę geologiczną poziomu 5–8 m wskazują, iż jego geneza jest najprawdopodobniej związana z odpływem wód proglacjalnych tworzących sandr swarożyński.

Poziom 5–8 m jest reprezentowany przez kilka dużych fragmentów występujących przy obu zboczach doliny (ryc. 7). Największy z nich, o przeciętnej szerokości około 0,5 km, znajduje się przy południowym zboczu doliny i ciągnie się od ujścia Janki aż po Brodzkie Młyny na długości ponad 2 km. Powierzchnia formy jest stosunkowo płaska, lekko nachylająca się zgodnie z obecnym spadkiem dna doliny. Tylko lokalnie występują w jej obrębie słabo zaznaczające się wydłużone zagłębienia. Analizowany fragment poziomu 5–8 m jest oddzielony od równiny zalewowej wyraźnym 5 m załomem. W budowie geologicznej poziomu występuje średnio około 2–3 m sandrowa seria piaszczysto-żwirowa zalegająca na utworach mułkowo-drobnopiaszczystych, bądź też bezpośrednio na glinie morenowej.

W wyrobisku w Brodach Pomorskich seria piaszczysto-żwirowa ma maksymalnie 2,5 m miąższości. Jest ona złożona z przemiennie ułożonych, horyzontalnie laminowanych osadów piaszczystych, głównie piasków gruboziarnistych (Sh, SGh) (ryc. 25-E; fot. 16). Całość składa się na charakterystyczne rytmy piaszczysto-żwirowe z przejściami: SGh-Sh. Niejednokrotnie spotyka się w obrębie pojedynczych rytmów sekwencje normalnego uziarnienia frakcjonalnego. Poszczególne warstwy cechują się niewielką, kilkucentymetrową miąższością, i jednocześnie dużym zasięgiem poziomym. Cała przedstawiona seria osadów jest przechylona od 30 do 60° oraz silnie porozcinana siecią uskoków normalnych o wielkościach zrztu od kilku do kilkunastu centymetrów.

Kompleks osadów sandrowych oddzielony jest powierzchnią erozyjną od poniżej leżących utworów mułkowo-piaszczystych o horyzontalnej laminacji poziomej. W topografii tej powierzchni, wyznaczającej spąg osadów sandrowych,

zaznaczają się wyraźne struktury kanałowe (zarysy paleokoryt) (fot. 16). Na podkreślenie zasługuje fakt zapadania zdeformowanych warstw piaszczysto-żwirowych w kierunku osi paleokoryt. Należy także zaznaczyć, że deformacje występujące w obrębie serii sandrowej nie mają swojej kontynuacji w poniżej leżących utworach mułkowo-piaszczystych. Tego typu sytuacja wskazuje na związek struktur deformacyjnych z wytapianiem się zagrzebanych nalodzi w centralnych partiach paleokoryt. Prawie wyłączość występowania zestawu litofacjalnego (Sh, SGh) w ramach serii sandrowej pozwala zaliczyć ją do litotypu D-4 w podziale T. Zielińskiego (1993), czyli dystalnych, płytkich koryt roztokowych z płaskim dnem. Akumulacja odbywała się tutaj w warunkach stosunkowo płytkich przepływów zbliżonych do zalewów warstwowych.

Pozostałe fragmenty poziomu 5–8 m w obrębie ujściowego odcinka doliny Wierzycy cechują się zbliżoną morfologią oraz budową geologiczną. Maksymalna, stwierdzona miąższość serii sandrowej w obrębie poziomu 5–8 m występuje w okolicy Brodów Pomorskich. W strefie wewnętrznej poziomu, przy zboczu doliny, pod około dwumetrową warstwą utworów deluwialnych, nawiercono prawie czterometrową serię piaszczystych osadów sandrowych zalegających bezpośrednio na glinie morenowej (ryc. 9). Warto zaznaczyć, że kontakt pomiędzy serią sandrową a gliną w miejscu wiercenia ma akumulacyjny charakter.

Zaprezentowana charakterystyka geomorfologiczno-geologiczna poziomu 5–8 m w ujściowym odcinku doliny Wierzycy pozwala na łączenie jego genezy z odpływem wód proglacialnych kształtujących sandr swarożyński. Decydującym argumentem popierającym ten wniosek jest pełna zbieżności hipsometryczna sandru dolinnego (Brzeźno–Pelplin) z terasą sandrową na odcinku Pelplin–Gętomię oraz poziomem 5–8 m w ujściowym odcinku doliny Wierzycy (ryc. 15). Także analiza budowy geologicznej wskazuje dobitnie, że prezentowany poziom jest kontynuacją sandru swarożyńskiego. W porównaniu z odcinkiem sandru dolinnego na północ od Pelplina, gdzie dominowały stosunkowo głębokie koryta z odsypami poprzecznymi, w ujściowym odcinku doliny Wierzycy obserwuje się wyraźnie zaznaczającą się dystalizację strefy akumulacji sandrowej. Można więc tutaj zastosować model następstwa aluwiów rzek proglacialnych w zależności od energii przepływów, determinowanej odległością od lodowca (Boothroyd, Ashley 1975).

Kończąc analizę poziomu sandrowego w ujściowym odcinku doliny Wierzycy, autor chciałby wyraźnie podkreślić, iż jego usytuowanie, od kilkunastu do ponad 20 m poniżej powierzchni wysoczyzny morenowej, nie było w sposób decydujący związane z erozyjnym wcięciem, lecz przede wszystkim z wykorzystaniem przez wody proglacialne wcześniej istniejącej tutaj formy dolinnej. Już na początku niniejszej pracy wskazano na predysponowanie ujściowego odcinka doliny Wierzycy starszą rzeźbą dolinną. Wydaje się, że taką predyspozycję należy także przyjąć dla południkowego odcinka doliny Wierzycy od Pelplina po Gętomię, gdzie sandr swarożyński zaznacza się w postaci niewielkich półek na zboczach doliny. Wskazuje na to występowanie w tej części doliny, na wysoko-

ściach zbliżonych do poziomu sandrowego, spłaszczeń gliniastych bez śladów erozji wodnej.

Analiza form i osadów występujących w obrębie ujściowego odcinka doliny Wierzycy dowodzi, że przepływ wód sandrowych, tworzących poziom 5–8 m ponad równinę zalewową, nie był pierwszym etapem w jej postglacialnym rozwoju. Średnio około 10 m powyżej poziomu 5–8 m znajdują się jeszcze formy, których obecność dodatkowo potwierdza tezę o istnieniu starszej predyspozycji ujściowego odcinka doliny. Są to rozległe obszary o rzeźbie kemowo-wytopiskowej związane z wytapianiem się zagrzebanego w obniżeniu dolinnym martwego lodu. Zostały one w sposób szczegółowy scharakteryzowane w artykule M. Błaszkiwicza i P. Gierszewskiego (1989).

W cytowanej powyżej publikacji wyróżniono jeszcze, w obrębie ujściowego odcinka doliny Wierzycy, poziom sandrowy o wysokości 15–19 m ponad równinę zalewową. Jednakże wydzielenie tego poziomu w świetle dalszych badań w dolnym odcinku doliny Wierzycy nie znajduje uzasadnienia. Przede wszystkim nie ma on żadnej kontynuacji poza ujściowym odcinkiem doliny Wierzycy, natomiast w odsłonięciu Brodzkie Młyny, dokumentującym budowę geologiczną poziomu (Błaszkiwicz, Gierszewski 1989), występuje ponad 10 m seria piaszczysto-żwirowa wskazująca na intensywny i długotrwały odpływ wód fluwioglacjalnych. Ponadto stała eksploatacja kruszywa w odsłonięciu ujawniła istnienie zaburzeń glaciotektonicznych całej odsłaniającej się tam serii osadów. Z tych też względów osady te nie mogą być wiązane z postglacialnym odpływem sandrowym, lecz są to starsze utwory fluwioglacjalne odpowiadające najprawdopodobniej serii gniewskiej.

W bezpośrednim sąsiedztwie doliny Wierzycy, na wysokości 50–70 m n.p.m., występuje rozległy obszar zastoiska gniewskiego (ryc. 7). Autor przedstawił w pierwszej części pracy jego krótką charakterystykę. W tym miejscu chciałby tylko ustosunkować się do poglądów przedstawionych przez J. Sylwestrzaka (1978), według którego terasy sandrowe występujące w dolinie Wierzycy powiązane były z funkcjonowaniem zastoiska gniewskiego. Pozycja zastoiska w stosunku do wyróżnionego przez autora niniejszej pracy poziomu sandrowego całkowicie zaprzecza jakimkolwiek związkom pomiędzy nimi. Zastoisko gniewskie jest jednostką starszą, związaną z pierwszą fazą deglacjacji analizowanego obszaru.

4.2. KSZTAŁTOWANIE SIĘ ODPIYWU RZECZNEGO W DOLNYM ODCINKU DOLINY WIERZYCY

4.2.1. RZECZNE TERASY EROZYJNE

Najbardziej charakterystycznym elementem w morfologii dolnego odcinka doliny Wierzycy są zakola dolinne typu meandrów ześlizgowych. Formy te zaznaczają się w sposób bardzo regularny na całej długości analizowanego odcinka, poza fragmentem ujściowym (Gętomie–Gniew) (ryc. 5–7). Występują zarówno

no tam, gdzie dolina Wierzycy rozcina obszary sandrowe, jak też i wyszczyżnowe. Z obecnością zakoli dolinnych wiąże się asymetryczność profilu poprzecznego doliny. Zbocze po wewnętrznej, wypukłej stronie zakoli dolinnych jest z reguły stosunkowo łagodnie nachylone, średnio 2–4°. Z kolei zbocze znajdujące się po zewnętrznej, wklęsłej stronie meandru ześlizgowego (zbocze aktualnie podcinane) jest bardzo strome (30–50°).

O ześlizgowym charakterze prezentowanych zakoli dolinnych informują przede wszystkim znajdujące się w ich obrębie rzeczne terasy erozyjne. Cechą charakterystyczną wszystkich teras występujących w dolnym odcinku doliny Wierzycy jest wyraźnie zaznaczające się nachylenie ich powierzchni w kierunku osi doliny oraz najczęściej bardzo niewyraźny przebieg załomów pomiędzy poszczególnymi terasami, a także załomów oddzielających je od równiny zalewowej i strefy przydolinnej (ryc. 26, 27). Niejednokrotnie w obrębie meandrów ześlizgowych obserwuje się zamiast wyraźnych powierzchni terasowych tylko niewielkie załamania spadku. Tego typu sytuacja znacznie utrudnia powiązanie teras rzecznych na linii dolnego odcinka doliny Wierzycy. Ze względu na ilość teras i ich rozmieszczenie, dolny odcinek doliny Wierzycy podzielono na dwa fragmenty: Czysta Woda–Starogard Gdański oraz Starogard Gdański–ujście Wierzycy pod Gniewem.

Na odcinku Czysta Woda–Starogard Gdański meandry ześlizgowe najlepiej są wyrażone tam, gdzie dolina ma równoleżnikowy przebieg, czyli w rejonie Czystej Wody oraz Nowej Wsi Rzeczej i Starogardu Gdańskiego (ryc. 5, 6). Są to jednocześnie miejsca występowania najpełniejszej liczby teras rzecznych. W rejonie Czystej Wody, w obrębie trzech kolejnych meandrów ześlizgowych, zaznaczają się dwa poziomy terasowe: wyższy o wysokości 6–8 m ponad powierzchnię równiny zalewowej oraz niższy o wysokości względnej 2–4 m (ryc. 15). Obydwa wyróżnione poziomy mają charakter klasycznych teras ześlizgowych. Ich powierzchnie są zdecydowanie nachylone w kierunku osi doliny, natomiast oddzielające je załomy są z reguły tylko miejscami o nieco większym spadku (ryc. 26).

W budowie obu wyróżnionych teras od powierzchni występują utwory piaszczysto-żwirowo-kamieniste o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 1 m. Zalegają one z reguły na glinie morenowej, bądź piaszczystych utworach sandrowych. We wszystkich wkopach i wierceniach wykonanych w obrębie analizowanych teras kontakt pomiędzy serią rzeczną a poniżej leżącymi utworami jest wybitnie erozyjny. W przypadku gliny morenowej zaznaczony jest on brukiem residualnym, a w przypadku utworów sandrowych – wyraźną powierzchnią ścięcia (ryc. 26).

Zaprezentowana analiza morfologii i budowy geologicznej teras rzecznych w rejonie Czystej Wody jednoznacznie wskazuje na ich wybitnie erozyjny charakter. Występowanie teras erozyjnych w obrębie zakoli dolinnych typu meandrów ześlizgowych sugeruje, że wcinanie się rzeki było procesem ciągłym, przebiegającym jedynie z różnym natężeniem w zależności od zmieniających się warunków klimatyczno-hydrologicznych oraz lokalnej budowy geologicznej.

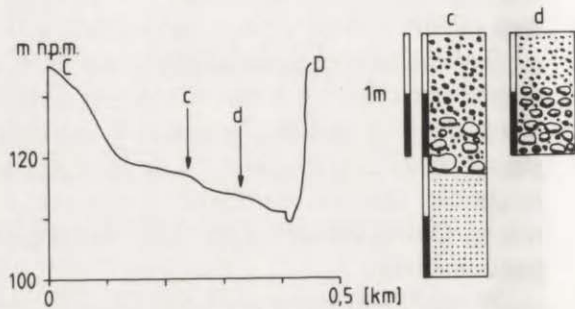
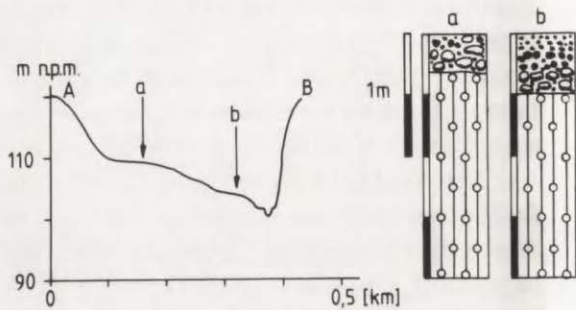
Początek tworzenia się odpływu rzecznego na analizowanym odcinku należy odnieść do okresu funkcjonowania przedallerödskiej generacji jezior w rynnie Maliki–Czysta Woda. Wskazuje na to ściśle powiązanie przedallerödskiego poziomu jeziornego w rynnie koło Czystej Wody z najwyższą powierzchnią odpływu rzecznego w dolinie na wschód od Czystej Wody (ryc. 15).

Zbliżony układ teras występuje także w końcowej części odcinka Czysa Woda–Starogard Gdański w rejonie Nowej Wsi Rzeczej i Starogardu Gdańskiego. W obrębie występujących tutaj meandrów ześlizgowych wyróżniono dwa główne poziomy terasowe: wyższy o wysokości 8–10 m ponad poziom równiny zalewowej oraz niższy o wysokości względnej 2–5 m. Obydwa poziomy terasowe, podobnie jak to miało miejsce w rejonie Czystej Wody, mają charakter typowych teras ześlizgowych, o powierzchniach nachylonych w kierunku osi doliny. Również załomy pomiędzy poszczególnymi terasami są bardzo niewyraźne.

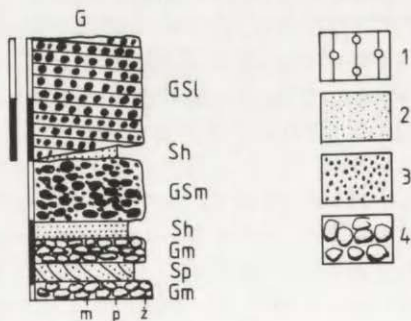
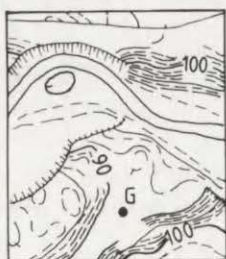
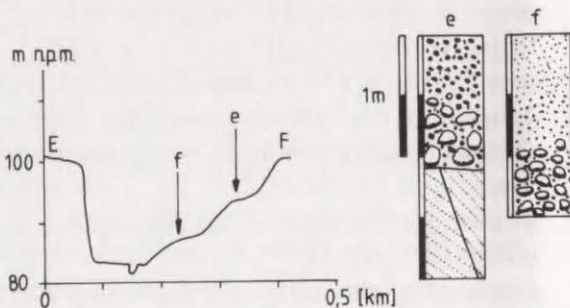
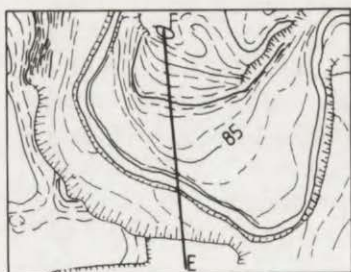
Budowa geologiczna obu wyróżnionych poziomów terasowych jednoznacznie wskazuje na ich wybitnie erozyjny charakter. We wszystkich wykonywanych wkopach i wierceniach od powierzchni stwierdza się warstwę żwirowo-kamienną o średniej miąższości od 0,5 do 1,5–2 m (ryc. 26; fot. 17). Z reguły mniejsze miąższości utworów rzecznych są związane z terasą wyższą, większe z terasą niższą. Omawiana seria fluwialna ścina poniżej leżące utwory fluwioglacjalne bądź morenowe.

W rejonie miejscowości Nowa Wieś Rieczna występuje sucha, obustronnie odcięta odnoga dolinna (ryc. 6). Dno tej formy jest zawieszane około 9 m w stosunku do obecnego dna doliny Wierzycy wyznaczonego przez powierzchnię równiny zalewowej. Pod względem wysokości w pełni koresponduje z wyższą terasą rzeczna w obrębie meandrów ześlizgowych (8–10 m ponad poziom równiny zalewowej). W przekopach, wykonanych pod studzienki kanalizacyjne, zlokalizowanych w centralnej części dna suchej odnogi dolinnej ukazuje się ponad dwumetrowa seria żwirowa i żwirowo-piaszczysta złożona głównie z litofacji masywnych o zwartym i rozproszonym szkielecie ziarnowym (Gm, GSm) oraz żwirów piaszczystych o niskokątowym i płaskim warstwowaniu przekątnym (GS1, GSp) (ryc. 26-G). Sporadycznie występują także niewielkiej miąższości (rzędu kilku centymetrów) litofacje piaszczyste o warstwowaniu poziomym (Sh). Wskazana budowa geologiczna charakteryzuje koryto roztokowe ze żwirowymi i żwirowo-piaszczystymi odsypami, które kształtowane były w warunkach wysokoenergetycznych przepływów (odpowiednik litotypu P-2 w klasyfikacji aluwów rzek roztokowych T. Zielińskiego, 1993).

W kolejnym fragmencie dolnego odcinka doliny Wierzycy od Starogardu Gdańskiego aż po ujście Wierzycy do Wisły występuje już tylko jeden, nadzalewowy poziom terasowy o średniej wysokości względnej 2–4 m ponad równinę zalewową. Nie stwierdza się tutaj odpowiednika wyższej terasy z odcinka Czysa Woda–Starogard Gdański. Na jej wysokości, uwzględniając spadek dna doliny Wierzycy, występuje powierzchnia sandru trzcinińskiego (ryc. 15). Podobnie jednak jak we wspomnianym fragmencie, terasa nadzalewowa jest nieodłącznym



0 200m



elementem zakoli dolinnych. Ma ona również typowy, ześlizgowy charakter. Jej powierzchnia jest wyraźnie nachylona, średnio 2–3°, w kierunku osi doliny. Krawędź oddzielająca terasę nadzalewową zarówno od równiny zalewowej, jak i wyższych elementów rzeźby w dolinie jest bardzo niewyraźna.

W budowie geologicznej terasy występuje od 0,5 do ponad 2 m miąższości seria żwirowo-piaszczysto-kamienista, zalegająca z reguły na brązowej glinie morenowej (ryc. 27). Strop gliny we wszystkich badanych przypadkach nosi znaczne ślady erozyjnego ścięcia, podkreślone obecnością bruku residualnego. Najniższe miąższości serii fluwialnej są związane z najwyższymi partiami terasy. Z reguły jest to tylko silnie rozmyta powierzchnia morenowa.

Interesujących danych dotyczących budowy geologicznej terasy nadzalewowej dostarcza żwirownia usytuowana w obrębie odciętego zakola dolinnego w miejscowości Klonówka. Terasa nadzalewowa występuje tutaj w formie płaskiego pagórka meandrowego. Seria rzeczna ukazująca się w żwirowni ma średnią miąższość od 0,6 m do maksymalnie 3 m (ryc. 27-G). Składają się na nią głównie litofacje żwirowo-piaszczyste o przekątnym warstwowaniu rynnowym (GSt) oraz przekątnym warstwowaniu płaskim (GSp). Dużą rolę, szczególnie w stropowej części kompleksu, odgrywają poziomo warstwowane żwiry (Gh). Akcesorycznie występują także poziomo warstwowane utwory piaszczyste (Sh). Cała przedstawiona seria rzeczna zalega erozyjnie na brązowej glinie morenowej. Zaprezentowana budowa geologiczna wskazuje na rzekę roztokową z wysokoenergetycznymi przepływami i akumulację odsypów podłużnych (Gh) i gruboziarnistych megariplemarków (GSt) jako podstawowych mezoform korytowych. W klasyfikacji aluwii roztokowych T. Zielińskiego (1993) opisana sytuacja odpowiada typowi pośredniemu pomiędzy P-2 a P-3.

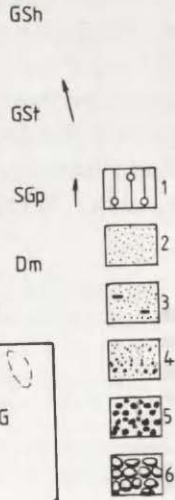
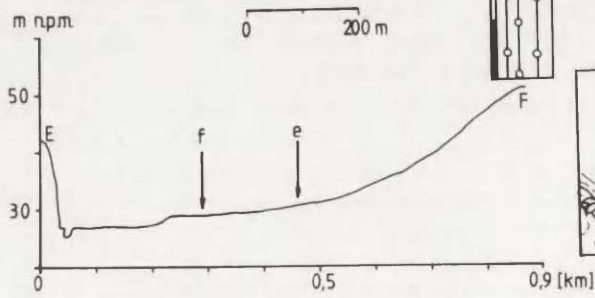
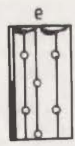
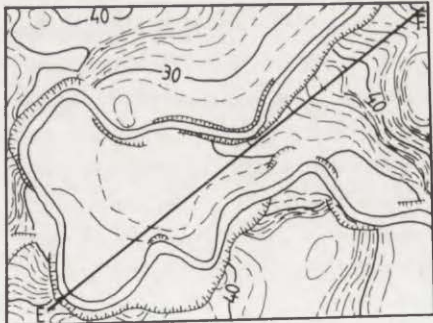
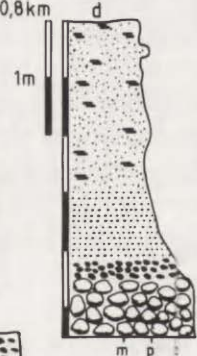
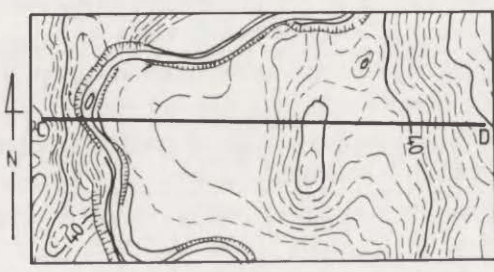
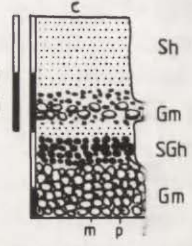
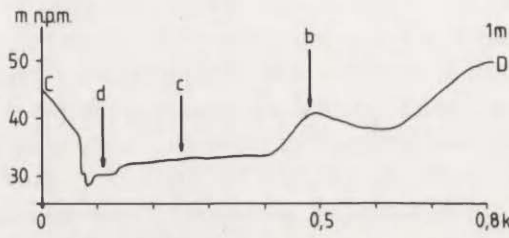
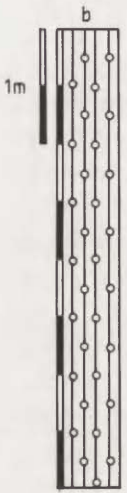
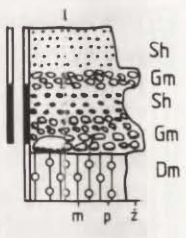
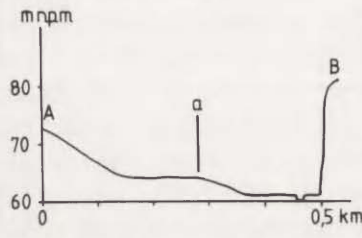
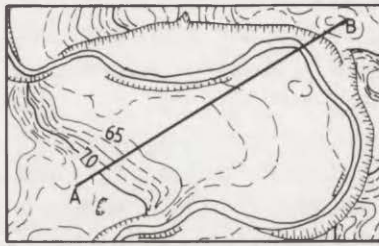
W trakcie badań terenowych udało się także znaleźć przesłanki pozwalające na przybliżone określenie czasu powstania terasy nadzalewowej. W rejonie Kolińcza – w obrębie powierzchni terasy nadzalewowej – występują, przy zboczu kontaktującym się z sandrem, niewielkie, wydłużone zagłębienia całkowicie zamaskowane poprzez wypełniające je utwory organiczne. Formy te można, z dużą dozą prawdopodobieństwa, interpretować jako ślady paleokoryt. Średnia miąższość wypełnienia organicznego nie przekracza z reguły 2,3 m (ryc. 28). W centralnej części formy bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje około

Ryc. 26. Przekroje geologiczne przez meandry ześlizgowe występujące na odcinku Czysta Woda–Starogard Gdański (A–B, C–D, E–F) oraz budowa geologiczna dna suchej odnogi dolinnej koło Nowej Wsi Rzecznej (G)

1 – glina morenowa, 2 – piasek drobnoziarnisty, 3 – piasek różnoziarnisty, 4 – warstwa kamienisto-żwirowa (A–B – nr 20, C–D – nr 21, E–F – nr 23, G – nr 24 na ryc. 1). System kodowania litofacjalnego w tabeli 1

Geological sections through slip-off meanders in the section from Czysta Woda to Starogard Gdański (A–B, C–D, E–F) and geological structure of the dry side valley bottom near Nowa Wieś Rzeczna (G)

1 – boulder clay, 2 – fine-grained sand, 3 – variously grained sand, 4 – sandy-gravel layer (A–B – number 20, C–D – number 21, E–F – number 23, G – number 24 in fig. 1). The system of lithofacial coding in table 1



20 cm warstwa gytii przykryta torfem o miąższości 2,1 m. Spągowa część tego profilu (ostatnie 0,5 m) poddana została ekspertyzie palinologicznej. Dr B. Noryskiewicz określiła czas akumulacji gytii oraz spągowej warstwy torfu na młodszymi dryas. Torf na głębokości 1,8–1,7 m akumulowany był już w okresie prebo-realnym. Datowanie palinologiczne wskazuje, że pełne ukształtowanie się terasy nadzalewowej nastąpiło już co najmniej przed młodszym dryasem. Wniosek ten potwierdza także analiza wieku równiny zalewowej, która zostanie przeprowadzona w następnym rozdziale niniejszej pracy.

Zaprezentowana analiza teras rzecznych sugeruje asynchroniczność początku rozwoju procesów fluwialnych w wydzielonych fragmentach dolnego odcinka doliny Wierzycy. Podczas gdy na odcinku Czysta Woda–Starogard Gdański na poziomie terasy wyższej kształtował się już odpływ rzeczny, na zachód od Starogardu Gdańskiego odbywało się sypanie sandru trzcinińskiego. W akumulacji tego sandru pewien udział miały więc także wody rzeczne Wierzycy. Dopiero po ustaniu odpływu wód fluwioglacjalnych można mówić o początku rozwoju doliny rzecznej Wierzycy także w jej dalszym przebiegu na zachód od Starogardu Gdańskiego. Warto zwrócić uwagę na wcześniej zasygnalizowany fakt powiązania wyższej terasy z odpływem wód z jeziora przedallerödskiej generacji w rynie Maliki–Czysta Woda, a jednocześnie na jej synchroniczność z odpływem wód fluwioglacjalnych kształtujących sandr trzciniński. Powiązania te mogą wskazywać na brak jakiejś istotnej czasowo przerwy pomiędzy ustępowaniem lądolodu z badanego obszaru (odpływy sandrowe) a rozwojem jezior najstarszej generacji.

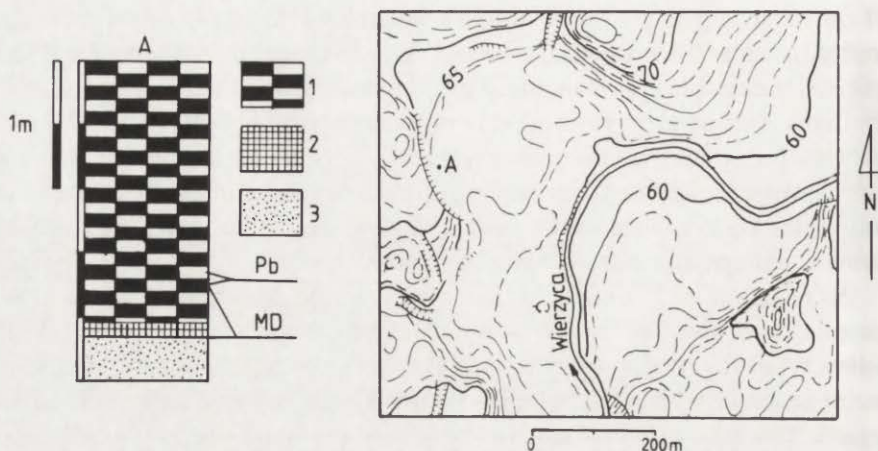
Z momentem powstawania odpływu rzeczego w dolinie Wierzycy rozpoczął się proces intensywnego wcinania się rzeki. Morfologicznym efektem tego procesu są dobrze rozwinięte zakola dolinne typu meandrów ześlizgowych wraz z występującymi w ich obrębie erozyjnymi terasami rzecznyymi. Ześlizgowy charakter wyróżnionych poziomów terasowych, obecność w ich budowie geologicznej tylko niewielkiej miąższości utworów żwirowo-piaszczystych, przy prawie całkowitym braku osadów pozakorytowych, świadczą o stałej tendencji erozyjnej w dolnym odcinku doliny Wierzycy. Tendencja ta utrzymywała się aż do

Ryc. 27. Przekroje geologiczne przez meandry ześlizgowe występujące na odcinku Starogard Gdański–Gętomie (A–B, C–D, E–F), G – budowa geologiczna terasy nadzalewowej w odcieym zakolu dolinnym koło Klonówki

1 – glina morenowa, 2 – piasek drobnoziarnisty, 3 – piasek drobnoziarnisty z materią organiczną, 4 – piasek średnio- i gruboziarnisty, 5 – żwir, 6 – horyzont kamienisty (A–B – nr 26, C–D – nr 35, E–F – nr 36, G – nr 28 na ryc. 1). System kodowania litofacialnego w tabeli 1

Geological sections through slip-off meanders in the section from Starogard Gdański to Gętomie (A–B, C–D, E–F), G – geological structure of the meadow terrace in the cut-off valley bend near Klonówka

1 – boulder clay, 2 – fine-grained sand, 3 – fine-grained sand with organic matter, 4 – medium- and coarse-grained sand, 5 – gravel, 6 – stony horizon (A–B – number 26, C–D – number 35, E–F – number 36, G – number 28 in fig. 1). The system of lithofacial coding in table 1



Ryc. 28. Osady organiczne na terasie nadzalewowej koło Kalińcza

1 – torf, 2 – gytia, 3 – piasek drobnziarnisty (nr 27 na ryc. 1)

Organic deposits on the meadow terrace near Kalińcz

1 – peat, 2 – gyttia, 3 – fine-grained sand (number 27 in fig. 1)

momentu wcięcia się rzeki do poziomu równiny zalewowej, co nastąpiło już przed młodszym dryasem.

Morfologia oraz budowa geologiczna erozyjnych meandrów ześlizgowych wskazuje, że ich rozwój związany był z jednoczesnym działaniem erozji wgłębnej i bocznej Wierzyca. W wyniku stałego wcinania się koryta rzecznoego w utwory morenowe, bądź też fluwioglacjalne tworzy się trudno rozmywalne residuum korytowe wymuszające jednokierunkowe, boczne przesuwanie koryta. W ten sposób powstaje z jednej strony podcinane, wklęsłe zbocze, natomiast z drugiej – zbocze ześlizgowe, pokryte brukiem korytowym, a dolina uzyskuje charakterystyczną asymetryczność profilu poprzecznego (Tricart 1960).

Występowanie terasy nadzalewowej wzdłuż prawie całego profilu podłużnego dolnego odcinka doliny Wierzyca, w połączeniu z niewyrównanym spadkiem dna doliny z licznymi progami, sugerują ograniczoną rolę Wisły jako bazy erozyjno-akumulacyjnej Wierzyca. Przyczyn intensywnego wcinania się rzeki należy upatrywać przede wszystkim w zmianach klimatyczno-roślinnych zachodzących w późnym wistulianie i związanych z tym zmianach reżimu hydrologicznego (Kozarski 1962, 1986; Kozarski, Rotnicki 1978; Starkel 1988; Florek 1991). Oczywiście dużą rolę odgrywały także czynniki lokalne, takie jak: budowa geologiczna (podatność na erozję) oraz obecność naturalnych łapaczek sedymentacyjnych, jakimi były dawne jeziora występujące na linii dolnego odcinka doliny Wierzyca (wy wpływ z jeziora w rynnie koło Czystej Wody oraz jeziora w rynnie koło Linowca i rynnie koło Starogardu Gdańskiego). Jeziora te przechwytywały materiał transportowany przez rzekę znacznie sprzyjały utrzymywaniu się ten-

dencji erozyjnej. Nie należy także zapominać o ruchach kompensacyjnych, które niewątpliwie wystąpiły na badanym obszarze po ustąpieniu lądolodu (Piasecki 1982; Florek 1991) i ich możliwym wpływie na rozwój erozji w dolinie Wierzycy. Jednakże w świetle przeprowadzonych badań nie znaleziono przekonujących dowodów na istnienie związków pomiędzy rozwojem doliny Wierzycy a glacjaizostazją.

4.2.2. RÓWNINA ZALEWOWA

Równina zalewowa jest powszechnie występującym elementem w obrębie dolnego odcinka doliny Wierzycy. Jednakże biorąc pod uwagę morfologię oraz budowę geologiczną zauważa się wyraźną różnicę w stopniu rozwoju równiny zalewowej pomiędzy fragmentem dolnym i środkowym (Czysta Woda–Gętomie) a ujściowym (Gętomie–Gniew) analizowanego odcinka doliny Wierzycy.

W pierwszym z nich równina zalewowa jest formą bardzo wąską. Jej największe szerokości, średnio około 50 m, są związane z wewnętrzną stroną zakoli dolinnych. Pomiedzy poszczególnymi zakolami dolinnymi obserwuje się znaczne zmniejszenie szerokości równiny zalewowej aż do, niejednokrotnie, jej całkowitego zaniku. Koryto rzeczne na omawianym odcinku charakteryzuje się stosunkowo małą krętością. Meandry swobodne pojawiają się sporadycznie tylko tam, gdzie w ramach dużego zakola dolinnego ukształtowała się stosunkowo szeroka równina zalewowa, bądź też tam, gdzie rzeka wykorzystuje wcześniej istniejące obniżenia.

Równina zalewowa na analizowanym odcinku zbudowana jest generalnie z osadów składających się na jeden cykl frakcjonowany prosty (ryc. 27-CD-d). W spągu, na średniej głębokości 2,8–2,4 m, występuje litofacja bruku korytowego wyznaczona przez utwory zwirowo-kamieniste. Gruboziarniste osady denno-korytowe są piaszczystymi osadami odsypów bocznych o miąższości średnio około 1,5 m. Są to głównie piaski średnio- i gruboziarniste przechodzące ku stropowi w piaski drobnoziarniste. Ponad nimi występują piaski mułkowate z licznymi przewarstwieniami organicznymi, tworzące wyraźną serię osadów powodziowych. Zaprezentowana budowa geologiczna jest typowa dla odcinków doliny o względnie wyrównanym spadku. We fragmentach o zwiększonym spadku w budowie równiny zalewowej od góry występują utwory piaszczysto-zwirowo-kamieniste praktycznie pozbawione przykrycia osadami powodziowymi.

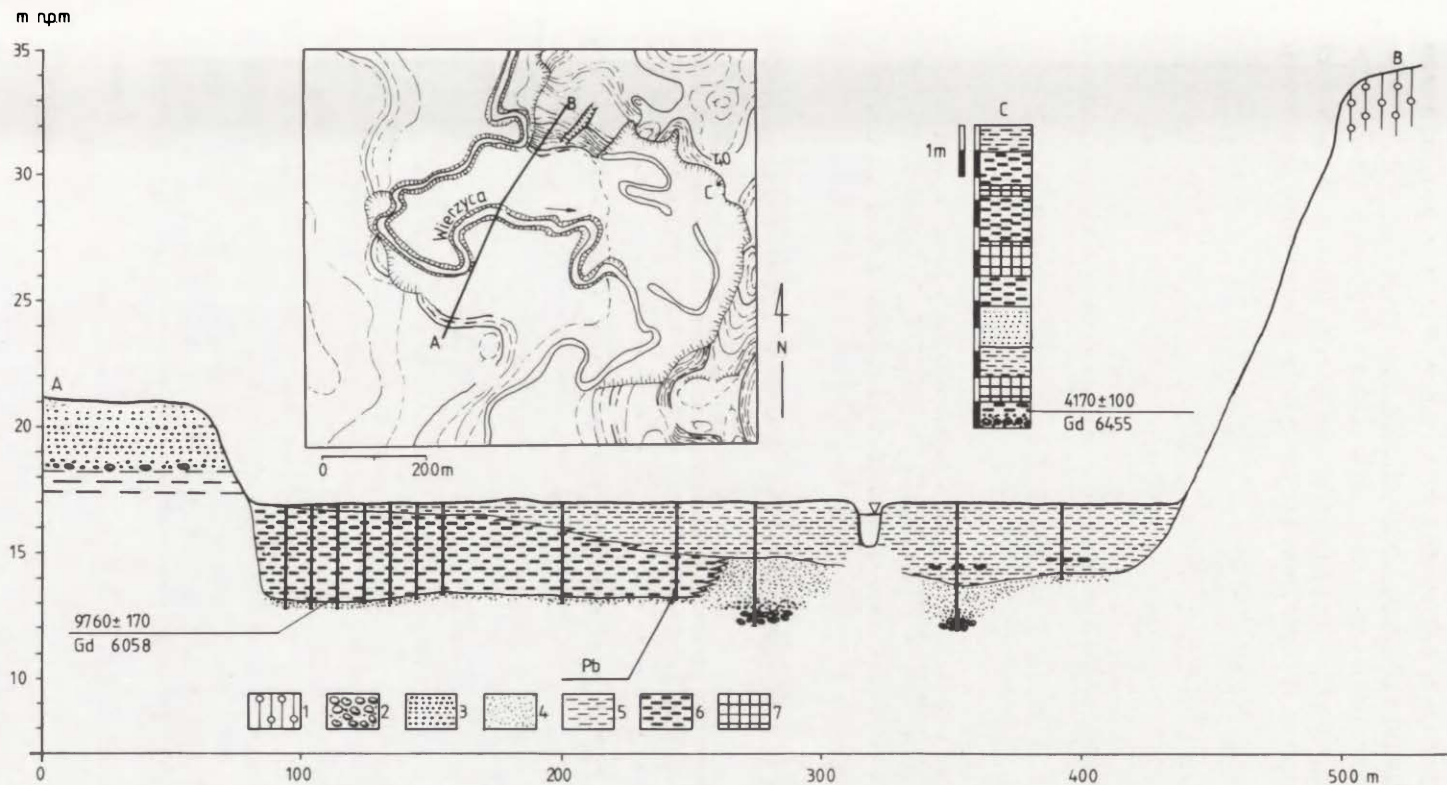
Z przedstawionej charakterystyki równiny zalewowej wynika, że nie jest ona jeszcze rozwinięta na tyle, aby rzeka mogła swobodnie kształtować swoje koryto tylko w zależności od warunków hydrologicznych. Stosując, wcześniej już omówioną, klasyfikację E. Falkowskiego (1971) analizowany odcinek Wierzycy można zaliczyć do podtypu Ia, czyli rzek młodych, erozyjnie modelujących swoją dolinę. Nadal utrzymuje się tutaj tendencja erozyjna w rozwoju doliny rzecznej. Jednakże z chwilą zejścia rzeki do poziomu równiny zalewowej nastąpiła jakościowa zmiana procesów erozyjnych. Dominującą rolę erozji wgłębnej

w modelowaniu doliny przejęła erozja boczna rzeki. Dopiero po poszerzeniu dna rzeka może przejść w stadium dojrzałości.

Taka faza rozwoju została osiągnięta przez rzekę w jej ujściowym odcinku od Gętomia po Gniew. Szerokość równiny zalewowej waha się od 0,5 km w przewężeniach do prawie 1 km w rozszerzeniach dna doliny. Na powierzchni równiny, pomimo znaczącego stopnia przeobrażenia antropogenicznego (wyrównywanie terenu pod łąki i pastwiska), zachowały się liczne ślady meandrowania rzeki, głównie w postaci meandrowych łąch wałowych i odciętych paleomeandrów. Część z nich pochodzi z okresu atlantyckiego i subborealnego, na co wskazują datowania osadów organicznych wypełniających paleomeandry (ryc. 29-C). Obok morfologii także budowa geologiczna równiny zalewowej informuje o tym, że została ona ukształtowana przez rzekę meandrującą. Średnia miąższość aluwii wynosi około 5–5,5 m (ryc. 29). Ich spąg wyznaczony jest przez utwory kamieniste i kamienisto-żwirowe tworzące litofację bruku korytowego. Ponad brukiem występuje litofacja odsypów meandrowych złożona z piasków średnio- i gruboziarnistych przechodzących ku górze w piaski drobnoziarniste. Osady korytowe przykryte są przez mady pylasto-piaszczyste o średniej miąższości około 2 m.

Ważną rolę w budowie równiny zalewowej odgrywają osady biogeniczne, głównie torfy. Obok osadów biogenicznych wypełniających paleomeandry występują także pokrywy torfowe zajmujące znacznie większe przestrzenie. Z reguły są one położone przy kontakcie równiny zalewowej z poziomem sandrowym (ryc. 29), bądź też bezpośrednio z wysoczyznowym zboczem doliny Wierzycy. Osady pokryw torfowych zazębiają się z aluwiami tworząc łącznie równinę madowo-torfową, świadczącą o okresowym zabagnieniu równiny zalewowej spowodowanym podniesieniem się poziomu wód gruntowych (Żurek 1995). Datowanie radiowęglowe spągu torfu w przekroju A–B (ryc. 29) z głębokości 3,6 m poniżej powierzchni równiny zalewowej na 9760 ± 170 lat BP (Gd-6058) jest najstarszą datą określającą wiek równiny zalewowej Wierzycy (ryc. 29). Została ona w pełni potwierdzona analizą palinologiczną wykonaną przez dr B. Noryśkiewicz.

Poza zebraniem zaprezentowanej dokumentacji autor niniejszej pracy nie prowadził bardziej szczegółowych badań w obrębie równiny zalewowej, na podstawie których stałoby się możliwe określenie dokładnego przebiegu procesów fluwialnych w holocenie z uwzględnieniem także wpływu działalności człowieka, co jest aktualnie jednym z głównych kierunków badawczych dotyczących ewolucji den dolinnych (Kozarski, Rotnicki 1978; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Starkeł 1988, 1991; Florek 1991; Andrzejewski 1994). Wynikało to przede wszystkim z braku możliwości technicznych wykonywania wierceń w nawodnionych osadach mineralnych oraz z dużej liczby już zaprezentowanych problemów dotyczących morfogenezy innych bardzo ciekawych elementów w rzeźbie doliny Wierzycy. Wskazanemu zagadnieniu winna być poświęcona odrębna rozprawa, chociaż należy zaznaczyć, że niezbyt rozległa i jednocześnie znacznie przekształcona antropogenicznie równina zalewowa Wierzycy nie jest zbyt wdzięcz-



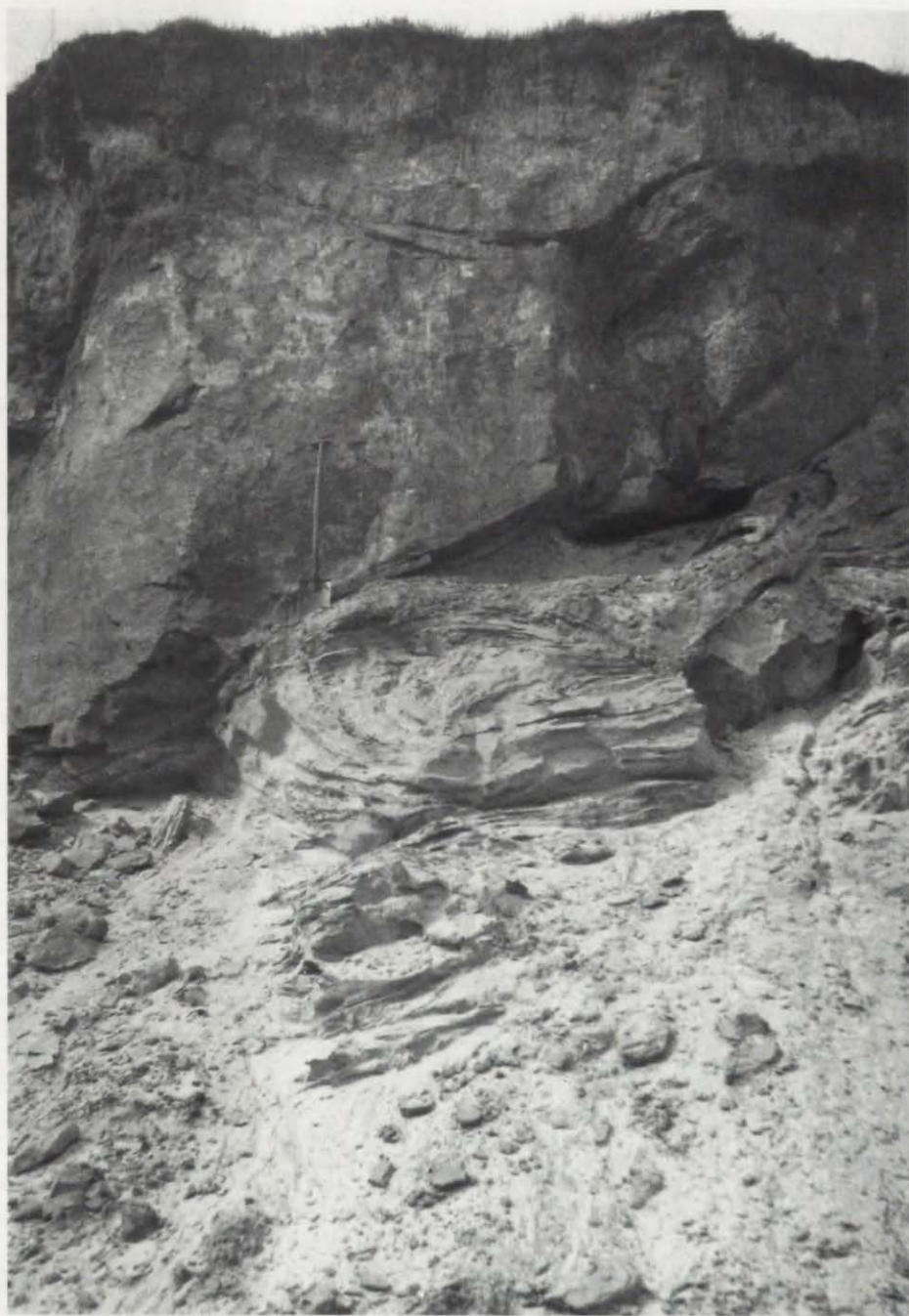
Ryc. 29. Przekrój geologiczny przez równinę zalewową w ujściowym odcinku doliny Wierzyca koło Brodzkich Młynów (A–B) C – budowa wypełnienia paleomeandru koło Brodzkich Młynów

1 – glina morenowa, 2 – bruk korytowy, 3 – piasek grubo- i średnioziarnisty, 4 – piasek drobnoziarnisty, 5 – mułki, 6 – torf, 7 – gytia (nr 41 na ryc. 1)

Geological section through floodplain in the outlet section of the Wierzyca Valley near Brodzkie Młyny (A–B), C – structure of the palaeomeander filling near Brodzkie Młyny

1 – boulder clay, 2 – bed residual material, 3 – coarse- and medium-grained sand, 4 – fine-grained sand, 5 – loams, 6 – peat, 7 – gyttia (number 41 in fig. 1)

nym przedmiotem do rozpatrywania tego typu zagadnień. Przeprowadzone badania równiny zalewowej w ujściowym odcinku doliny Wierzycy, pomimo swego pilotażowego charakteru, wskazują na względną stabilizację fluwialnych procesów erozyjno-akumulacyjnych po osiągnięciu przez rzekę poziomu współczesnego dna, co nastąpiło już co najmniej przed młodszym dryasem. Wyrazem tej równowagi jest jeden cykl frakcjonowany prosty w budowie równiny zalewowej.



Fot. 1. Budowa geologiczna zbocza doliny Wierzyca w Brodach Pomorskich. Zaburzone glaciotektonicznie utwory fluwioglacjalne występują pod gliną bazalną BIV

Geological structure of the Wierzyca Valley slope in Brody Pomorskie. Glacitectonically disturbed fluvio-glacial deposits appear under BIV basal clay



Fot. 2. Budowa geologiczna proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego.
Litofacie żwirowo-głazowe o zwartym szkieletcie ziarnowym
Geological structure of the proximal part of the high sandur level. Gravel-boulder
lithofacies of a clast-supported bed



Fot. 3. Budowa geologiczna proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego
– piaszczysto-żwirowe zestawy rynnowe

Geological structure of the proximal part of the high sandur level – sandy-gravel channel
combination



Fot. 2. Budowa geologiczna proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego.
Litofacie żwirowo-głazowe o zwartym szkieletcie ziarnowym
Geological structure of the proximal part of the high sandur level. Gravel-boulder
lithofacies of a clast-supported bed



Fot. 3. Budowa geologiczna proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego
– piaszczysto-żwirowe zestawy rynnowe

Geological structure of the proximal part of the high sandur level – sandy-gravel channel
combination



Fot. 4. Budowa geologiczna obniżonego sandru, uskoki normalne
Geological structure of the lowered sandur, normal fault

Fot. 5. Budowa geologiczna obniżonego sandru na kontakcie z wysoczyzną koło
Bartoszego Lasu – osady spływowe

Geological structure of the lowered sandur at the contact with the plateau near Bartoszy
Las – flow sediments





Fot. 6. Budowa geologiczna południowej krawędzi obniżenia glacialnego koło Będmina
– spiętrzone glajotektonicznie utwory fluwioglacjalne

Geological structure of the of the southern edge of the glacial depression near Będmin
– fluvioglacial deposits glacitectonically lifted



Fot. 7. Budowa geologiczna terasy kemowej w rynnie Maliki–Czysta Woda koło Koźmina
– rytmy glacialimniczne

Geological structure of the kame terrace in the Maliki–Czysta Woda channel near Koźmin
– glacialimnic rhythmites

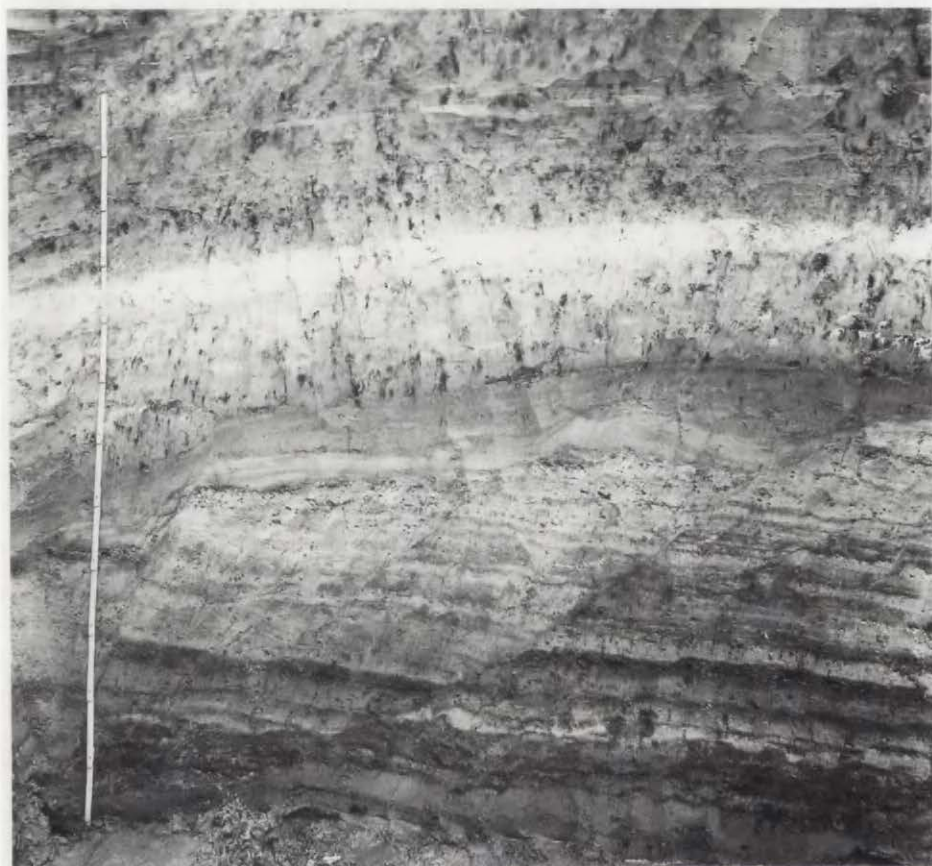


Fot. 8. Budowa pagórka kemowego w obniżeniu glacjalnym koło Będolina
Geological structure of the kame hummock in the glacial depression near Będolina



Fot. 9. Budowa poziomu jeziornego 115–123 m n.p. m. w depresji końcowej. Stanowisko Boże Pole Szlacheckie. Na wysokości trzonka od szpadla występuje część spągowa warstwy węglanowej. Dobrze widoczne skorupki *Unionidae* w spągowej partii warstwy węglanowej

Geological structure of the lake level of 115–123 m. above sea level in the ice lobe depression. A stand in Boże Pole Szlacheckie. At the level of the spade handle the is the carbonate layer floor. *Unionidae* shells well seen in the floor part of the carbonate layer



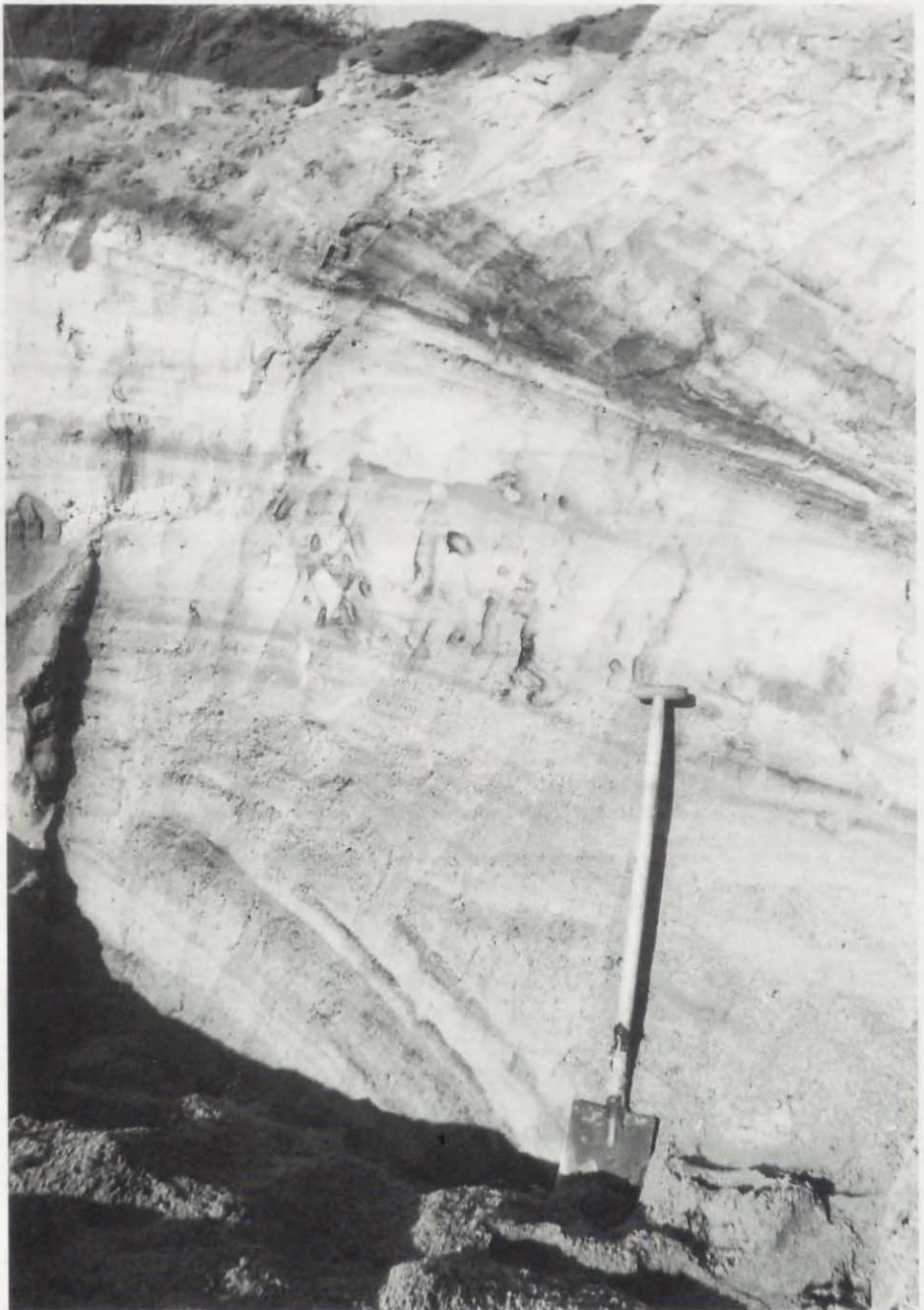
Fot. 10. Budowa poziomu jeziornego 115–123 m n.p.m. w depresji końcowej. Stanowisko Boże Pole Szlacheckie, widoczne struktury deformacyjne (uskoki normalne) w osadach poniżej warstwy węglanowej i niezaburzony układ lamin powyżej warstwy węglanowej

Geological structure of the lake level of 115–123 m. above sea level in the ice lobe depression. A stand in Boże Pole Szlacheckie. Deformation structures well seen (normal faults) in the sediments beneath the carbonate layer and a non-deformed laminae arrangement above the carbonate layer



Fot. 11. Budowa poziomu jeziornego 115–123 m n.p.m. w depresji końcowej. Stanowisko w Pałubinku, warstwa węglanowa występuje około 20 cm poniżej trzonka od szpadła

Geological structure of the lake level of 115–123 m. above sea level in the ice lobe depression. A stand in Pałubinek, carbonate layer is about 20 cm below the spade handle



Fot. 12. Budowa poziomu jeziornego 115–123 m n.p.m. w depresji końcowej. Stanowisko w Pałubinku. Delta glaciolimniczna, w partii spagowej widoczne struktury deformacyjne
Geological structure of the lake level of 115–123 m. above sea level in the ice lobe depression. A stand in Pałubinek. Glaciolimnic delta; in the floor part deformation structures visible



Fot. 13. Budowa geologiczna sandru swarożyńskiego w dolinie Wierzyca koło Klonówki
– seria fluwioglacjalna na brązowej glinie morenowej

Geological structure of the Swarożyn sandur in the Wierzyca Valley near Klonówka
– fluvio-glacial series on brown boulder clay



Fot. 14. Budowa geologiczna sandru swarżyńskiego w dolinie Wierzycy koło Klonówki
– struktury deformacyjne w piaszczysto-żwirowych utworach fluwioglacjalnych
Geological structure of the Swarżyn sandur in the Wierzyca Valley near Klonówka
– deformation structures in the sandy-gravel fluvio-glacial deposits



Fot. 15. Budowa geologiczna sandru swaroczyńskiego w dolinie Wierzycy koło miejscowości Dębiny – fluwiogłacjalna seria żwirowo-piaszczysta na piaszczysto-mułkowych utworach limnoglacialnych

Geological structure of the Swaroczyn sandur in the Wierzyca Valley near Dębiny-Sandy – gravel fluvioglacial series on sandy-loam limnoglacial deposits



Fot. 16. Budowa geologiczna sandru swaroczyńskiego w ujściowym odcinku doliny Wierzycy (poziom 5–8 m ponad równinę zalewową). Widoczny kontakt erozyjny piaszczysto-żwirowych utworów fluwioglacjalnych z piaszczysto-mułkową serią limnoglacialną

Geological structure of the Swarozyn sandur in the outlet section of the Wierzyca Valley (5–8 m. above floodplain). Erosive contact of sandy-gravel fluvio-glacial deposits with sandy-loam limnoglacial series well visible



Fot. 17. Budowa geologiczna wyższej terasy rzecznej w obrębie meandru ześlizgowego koło Żabna. Warstwa bruku ścinająca poniżej leżące utwory fluwioglacjalne
Geological structure of the upper river terrace within slip-off meander near Żabno. A layer of residual material shearing fluvioglacial deposits beneath
<http://rcin.org.pl>

5. POWIĄZANIE ROZWOJU GEOMORFOLOGICZNEGO DOLINY WIERZYCY Z DOLINĄ DOLNEJ WISŁY

Zagadnienia związane z ewolucją doliny dolnej Wisły są już od wielu lat przedmiotem burzliwej dyskusji w literaturze geomorfologicznej (Galon 1934, 1961, 1965, 1967, 1972; Drozdowski 1974, 1982; Augustowski 1982; Brykczyński 1986; Niewiarowski 1987; Wiśniewski 1976, 1982, 1985, 1990; Andrzejewski 1994). Podstawą do tej dyskusji stało się opracowanie R. Galona (1934). Autor ten w następnych latach na podstawie własnych badań w dolinie dolnej Wisły, w pradolinie Noteci–Warty i dolinach sąsiednich oraz w oparciu o prace innych badaczy (Kozarski, Szupryczyński 1958; Kozarski 1962, 1965) stworzył spójny schemat rozwoju sieci dolinnorzecznej Nizżu Polskiego na tle przebiegu recesji ostatniego lądolodu (Galon 1953, 1961, 1968). Schemat ten, pomimo iż był wielokrotnie poddawany krytyce (Brykczyński 1986; Koutaniemi, Rachocki 1987; Rachocki, Koutaniemi 1993), nie ma dotychczas wyraźnie zarysowanej alternatywy. Oczywiście, wraz z zastosowaniem nowych metod badawczych, a szczególnie datowań wieku bezwzględnego, ulegał znacznym modyfikacjom, głównie związanych z przynależnością chronostratygraficzną poszczególnych poziomów terasowych (Drozdowski 1974; Drozdowski, Berglund 1976; Wiśniewski 1985).

Najnowszym podsumowaniem badań w dolinie Wisły jest praca E. Wiśniewskiego (1990). Cytowany autor poddał w wątpliwość przyjmowaną przez R. Galona (1961) bifurkację wód pod Fordonem (terasy IX, VIII, VII w dolinie dolnej Wisły) i jednocześnie zasugerował, iż Wisła skierowała się na północ dopiero w poziomie terasy 55 m n.p.m. (terasa VI). Interesujące wnioski dotyczące tendencji fluwialnych w dolinie dolnej Wisły na podstawie badań w dolinach rzek bocznych przedstawił L. Andrzejewski (1994). Autor ten przypuszcza, że w dolinie Wisły po osiągnięciu przez rzekę obecnego dna nastąpiła stabilizacja procesów erozyjno-akumulacyjnych. Ponadto L. Andrzejewski przyjmuje większą rolę czynnika klimatycznego nad eustatycznym w rozwoju doliny dolnej Wisły.

Przeprowadzone badania geomorfologiczne w dolinie Wierzycy nie tylko nie rozjaśniają obrazu ewolucji doliny dolnej Wisły wynikającego z cytowanych powyżej publikacji, a wręcz wprowadzają szereg nowych wątpliwości, które go znacznie komplikują. Najistotniejsza wątpliwość wynika z bardzo niskiego położenia poziomu sandrowego (5–8 m ponad poziom równiny zalewowej) w ujściowym odcinku doliny Wierzycy. Poziom ten pod względem hipsometrycznym

koresponduje z II, nadzalewową terasą w dolinie dolnej Wisły (R. Galon 1934). Poziom sandrowy (5–8 m) w ujściowym odcinku doliny Wierzycy jest najprawdopodobniej powiązany ze strefą marginalną Tczew–Skarszewy, pochodząca przypuszczalnie z fazy kaszubsko-warمیńskiej. Z kolei II nadzalewowa terasa w dolinie dolnej Wisły, datowana na okres przedallerödski (Drozdowski 1974), reprezentuje już schyłek bałtyckiej, ostatniej fazy rozwoju doliny.

Związek obu tych poziomów może wskazywać na odmienny od dotychczas przyjmowanego (Roszko 1968; Sylwestrzak 1973a, 1984) przebieg krawędzi wycofującego się lądolodu z linii maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej w centralnej części lobu Wisły. Należy sądzić, iż recesja lądolodu na obszarze Żuław Wiślanych przebiegała w zdecydowanie szybszym tempie niż na przylegających wysoczyznach morenowych. Główną przyczyną różnego tempa recesji była z pewnością termoabrazyjna działalność wód zastoiska gdańskiego. Można przypuszczać, że w momencie tworzenia się strefy marginalnej w rejonie Tczewa zastoisko gdańskie sięgało już co najmniej po Sopot. Wskazuje na to usytuowanie rozległego poziomu 17–20 m n.p.m., ciągnącego się wzdłuż zachodniego brzegu Żuław od Tczewa aż po Sopot, do którego nawiązuje poziom sandrowy 5–8 m z ujściowego odcinka doliny Wierzycy. Z. Kotański (1956) na podstawie szczegółowych badań budowy geologicznej interpretuje go jako platformę abrazyjną związaną z zastoiskiem gdańskim, bądź też z transgresją litorynową Bałtyku. W świetle aktualnych poglądów na wahania poziomu Bałtyku (Tobolski 1987, 1989) tą drugą możliwość można wykluczyć. W związku z tym odpływ wód sandrowych tworzących poziom 5–8 m w ujściowym odcinku doliny Wierzycy oraz powstanie II terasy nadzalewowej w dolinie dolnej Wisły należy wiązać z funkcjonowaniem zastoiska gdańskiego, którego morfologicznym śladem jest występująca wzdłuż zachodniej krawędzi Żuław platforma abrazyjna o wysokości 17–20 m n.p.m.

Powiązanie poziomu sandrowego w ujściowym odcinku doliny Wierzycy z II nadzalewową terasą w dolinie dolnej Wisły stawia także szereg pytań dotyczących fluwialnej, późnoglacialnej genezy wyższych poziomów terasowych w dolinie dolnej Wisły. Odpowiedzi na te pytania mogą być możliwe tylko po przeprowadzeniu dalszych szczegółowych badań wszystkich elementów rzeźby w dolinie dolnej Wisły oraz w dolinach bocznych.

Kolejnym etapem w rozwoju obu dolin było intensywne wcinanie się Wisły i Wierzycy do poziomu współczesnych równin zalewowych. W dolinie Wierzycy tworzą się meandry ześlizgowe wraz z erozyjną terasą nadzalewową, natomiast w dolinie dolnej Wisły – terasa nadzalewowa I. Nieuregulowany spadek dna dolnego odcinka doliny Wierzycy oraz występowanie terasy nadzalewowej wzdłuż całego jego profilu wskazują na ograniczony wpływ Wisły jako bazy erozyjno-akumulacyjnej Wierzycy. Należy zatem przypuszczać, że zarejestrowana w obu dolinach tendencja erozyjna była przede wszystkim reakcją na zmiany klimatyczne zachodzące w późnym glacie (Kozarski 1986)

Wierzycą osiągnęła poziom współczesnego dna w ujściowym odcinku co

najmniej przed młodszym dryasem. Wniosek ten koresponduje z badaniami wieku równiny zalewowej prowadzonymi w obrębie doliny dolnej Wisły oraz w jej dolinach bocznych (Drozdowski 1974, 1982; Drozdowski, Berglund 1976; Wiśniewski 1990; Andrzejewski 1994). Z kolei występowanie w budowie równiny zalewowej ujściowego odcinka doliny Wierzycy jednego cyklu frakcjonowanego prostego potwierdza sugestię L. Andrzejewskiego (1994) o względnej stabilizacji pionowej Wisły w czasie holocenu.

6. PODSUMOWANIE – UWAGI KOŃCOWE

Przeprowadzone badania geomorfologiczne i geologiczne w dolinie Wierzycy wykazały bardzo duże zróżnicowanie morfologiczne poszczególnych jej fragmentów. Ze względu na udział procesów fluwialnych w powstawaniu doliny wyróżniono dwa główne odcinki: górny (Piotrowo–Czysta Woda) i dolny (Czysta Woda–ujście Wierzycy do Wisły).

Górny odcinek doliny Wierzycy jest klasycznym przykładem młodej formy dolinnej powstałej z połączenia szeregu różnogenetycznych obniżen terenowych, obniżen erozji glacialnej, rynien subglacialnych i obniżen wytopiskowych. Badania geomorfologiczne prowadzone w otoczeniu doliny Wierzycy, a szczególnie udokumentowanie strefy marginalnej koło Starej Kiszewy wraz z krawędzią sedymentacyjną wysokiego poziomu sandrowego, pozwoliły na odniesienie genezy poszczególnych form, włączonych przez rzekę w jednolity system odpływu rzeczny, do okresu fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia. Z aktywnością lądolodu tej fazy wiąże się powstanie dwóch dużych obniżen glacialnych występujących na linii górnego odcinka doliny Wierzycy: obniżenia glacialnego koło Będmina oraz depresji końcowej koło Starej Kiszewy. Z kolei w czasie stagnacji oraz recesji lądolodu tej fazy utworzyły się rynny subglacialne i obniżenia wytopiskowe. Większość rynien występujących na linii doliny Wierzycy jest przede wszystkim efektem erozyjnej działalności wód subglacialnych. Tylko w przypadku największej z nich, rynny Maliki–Czysta Woda, należy uwzględnić także pewien udział erozji glacialnej.

Analiza osadów i form występujących w obrębie poszczególnych obniżen rynnowych, glacialnych i wytopiskowych pozwala na krytyczne odniesienie się do dotychczasowych poglądów wskazujących na dużą rolę doliny Wierzycy jako drogi odpływu wód proglacialnych. Ewolucja górnego odcinka Wierzycy była ściśle związana z konserwacją poszczególnych obniżen przez pogrzebane bryły martwego lodu. Proces wytapiania się brył martwego lodu był bardzo złożony i przebiegał z różnym natężeniem już od momentu ustępowania lądolodu aż po wczesny holocen (przełom okresu preborealnego i borealnego). Z procesem tym bezpośrednio łączy się występowanie w dolinie Wierzycy kilku generacji jezior.

Morfologicznym efektem najstarszej fazy jeziornej są występujące powszechnie w dolinie Wierzycy formy kemowe zbudowane z rytmitów glacialimnicznych. Zbiorniki wodne, w których zachodziła akumulacja form kemowych nie były duże. Ograniczały się z reguły do niewielkich przestrzeni pomiędzy zbocza-

mi obniżen a wypełniającymi te obniżenia martwym lodem, bądź też drobnych zagłębień na powierzchni lodu. Jeziora kolejnej generacji zajmowały już praktycznie całe szerokości obniżen. Najpełniej udokumentowane osady i formy tych jezior znajdują się w obrębie depresji końcowej koło Starej Kiszewy oraz w rynie Maliki–Czysta Woda. Wśród osadów tych jezior występują już niewielkiej miąższości osady biogeniczne. Przeprowadzone analizy malakologiczne, palinologiczne oraz datowania radiowęglowe tych osadów informują o przedalle-ródzkim wieku jezior będących środowiskiem ich sedimentacji. Jeziora tej generacji niewątpliwie funkcjonowały na pogrzebanych bryłach martwego lodu. Właśnie stałej, syndepozycyjnej subsydencji podłoża, wynikającej z wytapiania się podłoża lodowego należy przypisać duże miąższości osadów jeziornych (nawet ponad 10 m).

Ostateczne wytapianie się brył martwego lodu pogrzebanych w obniżeniach włączonych w szlak doliny Wierzycy nastąpiło dopiero pod koniec okresu preborealnego. Wskazuje na to budowa geologiczna równin jeziorno-aluwialnych w rynnach Maliki–Czysta Woda, Linowiec oraz Kochanka koło Starogardu Gdańskiego. We wszystkich przedstawionych przypadkach pod górnym torfem i grubą serią gytii węglanowej, bezpośrednio na podłożu mineralnym, na głębokościach 6–12 m, występuje warstwa torfów preborealnych. Pozycja geomorfologiczna tej warstwy jednoznacznie wskazuje na akumulację na martwym lodzie. Wytapianie się podłoża lodowego u schyłku okresu preborealnego spowodowało rozwój jezior ostatniej już generacji w dolinie Wierzycy.

Początki kształtowania się odpływu rzecznoego na linii górnego odcinka doliny Wierzycy związane były z tworzeniem się połączeń pomiędzy poszczególnymi obniżeniami zajętyymi przez jeziora. Proces ten rozpoczął się już w czasie funkcjonowania fazy kemowej w dolinie. W jego efekcie powstało kilka odcinków przelomowych typu przelewowego. Największe z nich znajdują się pomiędzy obniżeniem glacialnym koło Będomina a rynną jeziora Wierzyisko oraz pomiędzy depresją końcową a rynną Maliki–Czysta Woda.

Obniżenia rynnowe, glacialne i wytopiskowe włączone przez rzekę Wierzycę w system dolinny podlegały transformacji fluwialnej. Stopień tej transformacji zależy przede wszystkim od morfologii pierwotnych obniżen oraz wielkości przepływu rzecznoego. Im większe występuje niedopasowanie wielkości obniżen do wielkości przepływu rzecznoego, tym stopień fluwializacji jest mniejszy.

Również dolny odcinek doliny Wierzycy, pomimo iż jest młodą formą erozyjną powstałą przede wszystkim w wyniku działalności procesów fluwialnych, wykazuje duże zróżnicowanie morfogenetyczne. Dolina od Czystej Wody aż po Gniew rozcina trzy południkowo przebiegające szlaki sandrowe podzielane od siebie pasami wysoczyzn morenowych z licznymi formami kemowymi. W przypadku dwóch pierwszych szlaków sandrowych (Czysta Woda–Starogard Gdański oraz Starogard Gdański–Brzeźno) dolina Wierzycy tylko je rozcina nie pozostając jednocześnie z nimi w bezpośrednim związku genetycznym. Z kolei w przypadku sandru swarożyńskiego (na północ od Pelplina) zarejestrowano

bardzo interesujący przykład „wejścia” szlaku sandrowego we wcześniej istniejącą na linii ujściowego odcinka doliny Wierzycy formę dolinną pochodzącą co najmniej sprzed ostatniego zlodowacenia. Efektem erozyjnej działalności wód rzecznych w dolnym odcinku doliny Wierzycy są regularnie występujące, niezależnie od genezy rozcinanych przez Wierzycę obszarów, zakola dolinne typu meandrów ześlizgowych. W ich obrębie stwierdzono występowanie dwóch wybitnie erozyjnych teras o ześlizgowym charakterze. Terasa wyższa występuje tylko do Starogardu Gdańskiego. Jest ona związana z odpływem wód z jeziora najstarszej generacji w rynn timer Maliki–Czysta Woda i jednocześnie nawiązuje do niższego poziomu topograficznego sandru trzecińskiego. Terasa niższa, nadzalewowa występuje już na całej długości dolnego odcinka doliny Wierzycy. Jej kształtowanie zakończyło się co najmniej przed młodszym dryasem. Jest to jednocześnie moment osiągnięcia przez rzekę poziomu równiny zalewowej.

Równina zalewowa na większej długości dolnego odcinka doliny Wierzycy nie jest jeszcze na tyle rozwinięta, aby rzeka mogła swobodnie meandrować. Jedynie w ujściowym odcinku doliny jest to forma w pełni dojrzała, pozwalająca na pełne rozwinięcie koryta rzecznoego, którego układ zależy tylko od warunków hydrologicznych. Równina zalewowa w ujściowym odcinku doliny Wierzycy była cały czas kształtowana przez względnie ustabilizowaną pionowo rzekę meandrującą.

Dokonana próba powiązania rozwoju doliny Wierzycy z doliną dolnej Wisły wskazuje na szereg wątpliwości w dotychczasowym obrazie ewolucji doliny dolnej Wisły. Związek poziomu sandrowego, rozpoczynającego się na przedpolu strefy marginalnej koło Tczewa, z II nadzalewową terasą w dolinie dolnej Wisły zasugerował autorowi odmienny od dotychczas przyjmowanego przebieg recesji lądolodu w centralnej części lobu Wisły. Jednocześnie sytuacja ta stawia także pod znakiem zapytania genezę wyższych poziomów terasowych w dolinie dolnej Wisły.

LITERATURA

- Allen J. R. L., 1970, *Physical Processes of Sedimentation*, University Books, London.
- 1977, *Changeable rivers: some aspects of their mechanics and sedimentation*, [w:] *River Channel Changes*, K. J. Gregory (red.), Wiley, Chichester, s. 15–45.
- Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie*, Dok. Geogr., 3.
- 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Augustowski B., 1974, *Rzeźba terenu*, [w:] J. Moniak (red.), *Studium przyrodnicze i ekonomiczne województwa gdańskiego*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, s. 37–90.
- 1982, *Charakterystyka geomorfologiczna*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina dolnej Wisły*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Wrocław, s. 61–79.
- Augustowski B., Sylwestrzak J., 1973, *Z morfogenezy centralnej części Pojezierza Kaszubskiego*, Przegł. Geogr., 45, 1, s. 51–64.
- Bartkowski T., 1968, *Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 21, s. 7–77.
- 1972, *Strefa marginalna stadiu pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej na wybranych przykładach z pojezierzy: Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 25, Ser. A, Geografia Fizyczna, s. 7–60.
- Basalykas A. B., 1968, *Różnorodność morfogenetyczna dolin krajobrazu polodowcowego na przykładzie terenów Litewskiej SSR*, Przegł. Geogr., 40, 4, s. 771–781.
- Berendt G., 1865, *Marine Diluvialfauna in Westpreussen*, Schr. K. Phys.-Ökon. Ges. Königsberg.
- 1888, *Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal*, Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 9, s. 301–310.
- Berendt G., Wahnschaffe F., 1887, *Ergebnisse eines Ausfluges durch die Ückermark und Mecklenburg-Strelitz*, Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 8, s. 363–371.
- Błaszkiwicz M., 1988, *Formy kemowe w rynnice Rużca*, Przegł. Geogr., 60, 1–2, s. 127–141.
- Błaszkiwicz M., Gierszewski P., 1989, *Ewolucja rzeźby ujściowego odcinka doliny Wierzyca w świetle analizy form rzeźby*, Przegł. Geogr., 61, 3, s. 319–341.
- Błaszkiwicz M., Krzywińska J., 1992, *Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzyca*, Przegł. Geogr., 64, 3–4, s. 369–380.
- Bogacki M., 1976, *Współczesne sandry na przedpolu Skeidararjokull (Islandia) i plejstocenijskie sandry w Polsce północno-wschodniej*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, 93.
- Bogaciewicz - Adamczak B., 1990, *Paleolimnologia jezior Borów Tucholskich w świetle badań kopalnych okrzesek*, Zeszyty Naukowe UG, Rozprawy i Monografie, 150.
- Boothroyd J. C., Ashley G. M., 1975, *Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, NE Gulf of Alaska*, [w:] A. V. Jopling, B. C. McDonald (red.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, SEPM Spec. Publ., 23, s. 193–222.

- Boulton G. S., Paul M. A., 1976, *The influence of genetic processes on some geo-technical properties of glacial tills*, Q. J. Engng. Geol., 9, s. 159–194.
- Bouma A. H., 1962, *Sedimentology of some Flysch Deposits*, Amsterdam, Elsevier.
- Brodzickowski K., 1992, *Przestrzenne zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w zbiornikach glacialimicznych*, [w:] *Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992*, U. Ł., s. 89–119.
- 1993, *Sedymentacja glacialimiczna, część I, Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacjalna*, Acta Geogr. Lodz., 62.
- Brodzickowski K., Zieliński T., 1992, *Cechy transgresywnych, zastoiskowych osadów terminoglacjalnych w warunkach drobnofrakcyjnej dostawy materiału (na przykładach z obszaru rowu Kleszczowa)*, [w:] *Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992*, U. Ł., s. 167–186.
- Bryczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Nizy Polskiego w czwartorzędzie*, Przegł. Geogr., 53, 3, s. 411–440.
- Cant D. J., 1978, *Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation*, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5, s. 627–639.
- Cant D. J., Walker R. G., 1978, *Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada*, Sedimentology, 25, s. 625–648.
- Churska Z., 1961, *The so-called Porta Cassubica (Kashubian Gate), beginnings of the outwash of the Pommeranian stage*, [w:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I: North Poland*, VI International Congress on Quaternary, Łódź, s. 70–72.
- Chrobok S., Nass A., Nitz B., 1986, *Litologische Charakteristik spätpleistozaner bis holozaner karbonatischer Sedimentation im Rückland der Frankfurter Eisrandlage (Biesenthaler Becken/Barmin)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 21, s. 97–102.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geogr., IG PAN, 104.
- 1979, *Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów*, Prace Geogr., IGiPZ PAN, 132.
- 1980, *Chronostratigraphy of the Vistulian Glaciation on the lower Vistula River*, Quater. Stud. Poland, 2, s. 13–20.
- 1982, *The evolution of the Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 1, s. 131–148.
- 1986, *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 146.
- 1992, *Geomorphological effects of the ice sheet activity in lower Vistula region during the Pomeranian Phase*, Quaest. Geogr., Special Issue, 3, s. 43–52.
- Drozdowski E., Berglund B. E., 1976, *Development and chronology of lower Vistula valley, North Poland*, Boreas, 5, s. 95–107.
- Drozdowski E., Tobolski K., 1972, *Stanowiska interglacjalnego w Basenie Grudziądzkim*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 25, Ser. A, Geografia Fizyczna, s. 75–91.
- Falkowski E., 1971, *Historia i prognoza rozwoju koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biul. Geol., 12, s. 5–121.
- Falkowski E., 1984, *Sposoby poziomego rozwinięcia koryta rzecznoego w morfogenetycznie zróżnicowanych odcinkach dolin rzecznych*, Przegł. Geof., 29, 4, s. 497–501.
- Flint R. F., 1949, *Glacial geology and the pleistocene epoch*, New York.
- Florek W., 1989, *Postglacjalna ewolucja doliny Stupi*, Stud. Mater. Ocean., 56, Geologia Morza, 4, s. 237–249.
- 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, WSP, Słupsk.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, Jour. Sed. Petrol., 27, s. 3–26.

- G a d o m s k a A., 1936, *Die Eemfauna an der unteren Weichsel*, III Intern. Quartär-Konf. in Wien, Verh.
- G a l o n R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Bad. Geogr. nad Polską Półn.-Zach., 12–13.
- 1938, *Stratygrafia dyluwium wzdłuż prawego brzegu doliny Wisły od Gardei do Malborka i w okolicy Elbląga*, Poznań.
- 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, Stud. Soc. Sc. Tor., C, 1, 6, Toruń.
- 1961, *Morphology of the Noteć–Warta (or Toruń–Eberswalde) ice marginal streamway*, Geograph. Studies Inst. of Geography PAS, 29.
- 1965, *Some new problems concerning subglacial channels*, Geogr. Polon., 6, s. 19–28.
- 1967, *Czwartorzęd Polski Północnej*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, s. 106–166.
- 1968, *New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć–Warta Pradolina and the valleys linked with it*, Przegl. Geogr., 40, 2, s. 307–315.
- 1972, *Geomorfologia Polski*, tom II, PWN, Warszawa.
- G i e r s z e w s k i P., 1990, *Geneza zespołu form wałowych pomiędzy Starogardem Gdańskim a Skórczem*, Przegl. Geogr., 62, 1–2, s. 151–169.
- G o ł ę b i e w s k i R., 1976, *Osady denne jezior Raduńskich*, GTN, Gdańsk.
- G r i p p K., 1964, *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*, Wachholtz-Verlag, Neumünster.
- G r u s z k a B., 1992, *Wstępna charakterystyka transgresywnych osadów zastoiskowych formacji Kuców w rowie Kleszczowa (w świetle badań w okresie 1991–1992)*, [w:] *Materiały I Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, U. Ł., s. 187–198.
- G u s t a v s o n T. C., A s h l e y G. M., B o o t h r o y d J. C., 1975, *Depositional sequences in glaciolacustrine deltas*, [w:] *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, SEMP, Spec. Publ., 23, s. 264–280.
- K a l i c k i T., S a n ’ k o A. F., 1997, *Ewolucja doliny Łuczosa w późnym glacie i holocenie*, [w:] T. Kalicki (red.), *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*, Dok. Geogr., 6, s. 53–82.
- K a r c z e w s k i A., 1989, *Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze łobu Parsęty w wustulianie (Pomorze Środkowe)*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Geografia, 44, s. 1–48.
- K a s p r z a k L., 1988, *Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej*, Dok. Geogr., 5–6.
- K a s p r z a k L., K o z a r s k i S., 1984, *Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce*, UAM, Geografia 29, s. 1–54.
- K e i l h a c k K., 1897, *Glaziale Hydrographie*, [w:] *Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland erläutert an einigen Beispielen*, Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 18, Berlin.
- 1898, *Die Stillstandlagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes*, Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 10, Berlin, s. 90–152.
- 1904, *Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 56, Monatsber., s. 132–141.
- K l y s z P., 1990, *Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Geografia, 47.
- K o n d r a c k i J., 1969, *Changements du niveau des lacs comme resultant des oscillations du climat pendant l’Holocene (sur l’exemple du NE de la Pologne)*, Geogr. Polon., 17, s. 119–131.
- K o t a ń s k i Z. J., 1956, *Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław*, Biul. Inst. Geol., 100, Z. Badań Czwartorzędu w Polsce, 7, s. 291–354.
- K o u t a n i e m i L., R a c h o c k i A., 1981, *Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland*, Fennia, 159:2, s. 335–342.
- K o u t a n i e m i L., R a c h o c k i A. H., 1987, *Origin of pradolinas*, Zeitschr. für Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 23, s. 65–76.

- K o z a r s k i S., 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci–Warty*, Prace Kom. Geogr.-Geol., PTPN, 2, 3, Poznań.
- 1965, *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradliny Noteci–Warty*, Prace Kom. Geogr. -Geol. PTPN, 5, 1, Poznań.
- 1966, *The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain*, Bulletin de la Societe des Amis des Sciences et des Lettres de Poznań, Serie B, Livraison 20, s. 21–36.
- 1975, *Oriented kettle holes in outwash plains*, Quaest. Geogr., 2, s. 99–112.
- 1977, *Ukierunkowane wytopiska na sandrach*, Stud. Geol. Polon., 52, s. 234–248.
- 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziu Polskim*, Czas. Geogr., 57, 2, s. 247–270.
- K o z a r s k i S., K a s p r z a k L., 1992, *Glacyndynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro- i mezoglacitektonicach Niziny Wielkopolskiej*, Przegl. Geogr., 64, 1–2, s. 95–119.
- K o z a r s k i S., R o t n i c k i K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niziu Polskim*, Prace Kom. Geogr.-Geol., PTPN, 19.
- K o z a r s k i S., S z u p r y c z y Ń s k i J., 1958, *Terasy pradliny Noteci między Nakłem a Milczem*, Przegl. Geogr., 30, 4, s. 671–681.
- K o z ł o w s k a M., 1972, *Morfogeneza rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej w okolicach Sierpca*, Acta Geol. Pol., 22, 1, s. 159–168.
- K o z ł o w s k a M., K o z ł o w s k i I., 1985, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, ark. Kwidzyna, Inst. Geol., Warszawa.
- K r a m a r s k a R., J u r o w s k a Z., 1991, *Objaśnienia do Mapy geologicznej dna Bałtyku 1:200 000*, arkusz Dziwnów, Szczecin, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- K r ü g e r J., 1979, *Structures textures in till indicating subglacial deposition*, Boreas 8, s. 323–340.
- K r z y m i ń s k a J., 1990, *Późnoglacialne i holocenijskie mięczaki słodkowodne na obszarze Bałtyku południowego*, Kwart. Geol., 34, 3, s. 566.
- L a m p a r s k i Z., 1979, *Geneza i rozwój rynny janoszczyckiej na Wysoczyźnie Płockiej*, Biul. Geol., 23, s. 103–116.
- L a n k a u f K. R., 1982, *Budowa geologiczna rynny (podwójnej) Strzyżynskiej wraz z jej najbliższym otoczeniem w Borach Tucholskich oraz charakterystyka sedymentologiczna osadów profilu Zamrzenica*, Ann. Univ. Nicolae Copernici, Geografia, 17, s. 10–26.
- L e n c e w i c z S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace PiG 2, 2.
- L i e d t k e H., 1975, *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Erläuterung zu einer farbigen Übersichtskarte im Masstab 1:1 000 000*, Bonn–Bad Godesberg.
- M a j d a n o w s k i S., 1947, *Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niziu Polskim*, Przegl. Geogr., 21, 1–2, s. 37–71.
- 1950, *Zagadnienie rynien jeziornych na Niziu Europejskim*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 2, 1.
- M a k o w s k a A., 1972, *Mapa Geologiczna Polski 1:200 000*, Arkusz Grudziądz wraz z objaśnieniami, Inst. Geologiczny.
- 1979a, *Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły*, Stud. Geol. Pol., 63, s. 1–90.
- 1979b, *Gniew*, [w:] *Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979*, Guide-book of excursion, Warszawa, (5.18–5.22).
- 1986, *Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia*, Pr. Inst. Geol., 120.
- 1989, *Dziewięć plejstocenijskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu*, Stud. Mater. Ocean., 56, Geologia Morza 4, s. 83–92.
- 1990, *Nowe stanowisko plejstocenijskich osadów morza krastudzkiego na Dolnym Powiślu*, Kwart. Geol., 34, 3, s. 465–488.
- 1991, *Profil geologiczny otworu w Pagórkach koło Elbląga oraz znaczenie wyników badań pyłkowych jego osadów dla stratygrafii młodszego plejstocenu w Polsce*, Przegl. Geol., 39, 5–6, s. 262–268.

- 1992, *Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation based on mapping and boreholes*, Kwart. Geol., 36, 1, s. 97–120.
- 1994, *Climatic variation in the pre-glacial part of the Toruń Glaciation in the Lower Vistula Region and the Elbląg Elevation (preliminary report)*, Kwart. Geol., 38, 1, s. 133–154.
- M a r s z A., 1973, *Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiatu pomorskiego na Pojezierzu Drawskim*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 26, Ser. A, Geografia Fizyczna, s. 97–143.
- M i a l l A. D., 1977, *A review of the braided river depositional environment*, Earth Sci. Rev., 13, s. 1–62.
- 1978, *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits*, [w:] *Fluvial sedimentology*. A. D. Miall (red.), Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5, s. 597–604.
- 1983, *Glaciofluvial transport and deposition*, [w:] *Glacial geology*, An introduction for engineers and Earth scientists, s. 168–183.
- M o j s k i J. E., 1979, *Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w rejonie gdańskim*, Biul. Inst. Geol., 317, Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 22, s. 5–50.
- 1980, *Vistulian stratigraphy in the glaciated area of the Polish Lowlands*, Quatern. Stud., 2, s. 77–98.
- 1982, *Geologiczne warunki powstania i rozwoju Doliny Dolnej Wisły*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina Dolnej Wisły*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, s. 19–60.
- 1992, *On the stratigraphy of the Last Glaciation in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation (Northern Poland)*, Kwart. Geol., 36, 2, s. 221–232.
- M o j s k i J. E., O r l o w s k i A., 1978, *Późnoplejstoceńska forma rynnowa okolic Słupska*, Kwart. Geol., 20, 1, s. 171–179.
- M o j s k i J. E., S y l w e s t r z a k J., 1978, *Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gdańsk wraz z objaśnieniami*, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- M o l e w s k i P., 1995, *Przedvistuliańskie założenia rynny goplańskiej w świetle cech geologiczno-strukturalnych jej podłoża*, III Zjazd Geomorfologów Polskich, *Procesy geomorfologiczne, zapis w rzeźbie i osadach*, Sosnowiec 1995, s. 58–59.
- M r ó z e k W., 1961, *Pleistocene profile with Eemian fauna at Gniew*, [w:] *From the Baltic to the Tatras. Part I. North Poland, Guide-book of excursion*, PWN, Łódź, s. 81–84.
- M u c h o w s k a Z., M u c h o w s k i J., 1989, *Warunki występowania młodoglacjalnych osadów jeziornych w okolicach Sterławek Wielkich koło Giżycka (Pojezierze Mazurskie)*, *Studia i Mater. Ocean.*, 56, *Geologia Morza* 4, s. 293–300.
- N i e w i a r o w s k i W., 1961, *Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi*, *Przeł. Geogr.*, 33, 3, s. 443–476.
- 1963, *Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland and their compared with kames known from other regions*, Report VIth INQUA Congress, Warsaw 1961, Łódź, s. 475–487.
- 1965, *Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia*, *Zesz. Nauk. UMK, Nauki Mat.* -Przyr., 11.
- 1983, *The origins and development of marginal channels and valleys: a case study of the Kuyavian Lake District*, [w:] *Studies in Quaternary Geomorphology*, (red.) D. J. Briggs, R. S. Waters, International Symposia Series.
- 1986a, *Morfogeneza sandru brodnickiego na tle innych form polodowcowych Pojezierza Brodnickiego*, *Ann. Univ. N. Copernici, Geografia*, 19, s. 3–30.
- 1986b, *The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: a case study of the Lower Vistula Region*, *Ann. Univ. N. Copernici, Geografia*, 21, s. 61–72.
- 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unistaw Basin and the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. *Geogr. Stud., Spec. Iss.*, 4, s. 233–252.
- 1988, *Levels in subglacial channels and their significance in determining the channel origin and evolution*, *Geogr. Polon.*, 55, s. 113–127.

- 1989, *Wahania poziomu jezior w późnym glacie i w holocenie na przykładzie jezior Pojezierza Brodnickiego*, Stud. Mater. Ocean., 56, Geologia Morza, 4, s. 277–288.
- 1993, *Geneza i ewolucja rynny żnińskiej w okresie pełnego i późnego wistulianu*, Ann. Univ. N. Copernici, Geografia, 25, s. 3–30.
- Niewiarowski W., Wysota W., 1986, *Poziomy wysoczyznowe Wysoczyzny Brodnickiej i ich geneza*, Ann. Univ. N. Copernici, Geografia, 19, s. 31–46.
- Nowaczyk B., 1994a, *Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy*, Ann. Univ. N. Copernici, Geografia 27, s. 97–110.
- 1994b, *Geomorfologia rynny glacialnej jezior Małe Głuche i Duże Głuche; cechy fizykochemiczne kredy jeziornej: przyczyny zaniku jezior Małe Głuche i Duże Głuche*, [w:] *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*; Warsztaty terenowe, Charzykowy, 6–10 września 1994, Poznań, s. 67–70.
- Okółowicz W., 1956, *Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego*, Biul. Inst. Geol., 100, Z Badań Czwartorzędu w Polsce 7, 355–394.
- Olszewski A., 1974, *Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur*, Studia Soc. Sci. Torunensis, 8, 2, Sec. C.
- Orłowski A., 1981, *Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej w dolinie Stupi i obszarach przyległych*, Koszalińskie Studia i Mater. 2, s. 191–203.
- Pasierbski M., 1979, *Remarks on the genesis of subglacial channels in northern Poland*, Eisz. u. Gegenw., 29, s. 185–200.
- 1984, *Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce*, Rozprawy UMK.
- Pawłowski S., 1937, *Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza*, Słownik Geogr. Państwa Polskiego, 1, Warszawa, s. 10–29.
- Petelski K. 1985, *Budowa geologiczna moreny czołowej i niecki końcowej lobu gardzieńskiego*, Biul. Inst. Geol., 348, s. 89–121.
- Piasecki D., 1982, *Ewolucja dolin rzek Przymorza*, Przegl. Geogr., 54, 1–2, s. 49–68.
- Piechocki A., 1979, *Fauna stódkowowodna Polski*, Mięczaki, 7.
- Popow J. W., 1968, *Typy rzecznych pojmi i ich swjazy z opriedielajuszczimi faktorami*, [w:] *Morfologiczeskije i gidrowliczeskije isledowanija riek i wodojemow*, Trudy wyp. 155, Leningrad.
- Pożaryski W., (red.), 1974, *Budowa geologiczna Polski*, T. 4, Tektonika, cz. 1, *Niz Polski*, Inst. Geol., Warszawa.
- Rabek W., 1987, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Starogard Gdański, Inst. Geol., Warszawa.
- Rachocki A., 1992, *Przetrawność pradolin Pobrzeża Kaszubskiego*, Uniwersytet Gdański, Zeszyty Naukowe – Geografia, 18, s. 97–118.
- Rachocki A. H., Koutaniemi L., 1993, *The origin of pradolinas: A reassessment*, Zeitschr. fur Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 27–28, s. 37–50.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1987, *Record of the hydrological changes during the Holocen in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*, Folia Quaternaria, 57, s. 91–127.
- Rotnicki K., Borówka K., 1995, *The last cold period in the Gardno–Leba Coastal Plain*, Journal of Coastal Research, Special Issue, 22, s. 225–229.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989, *Późnowistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowe w dolinie środkowej Proсны i ich paleohydrologiczna interpretacja*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Geografia, 43.
- Roszkó L., 1961, *End moraines near Tczew. From the Baltic to the Tatras*, Part 1, VI INQUA Congr., Warszawa, s. 84–86.
- 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, Prace Geogr., IG PAN, 74, s. 65–100.
- Roszkówna L., 1956, *Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą*, Stud. Soc. Sci. Torun., Sect. C, 3.

- 1963, *L'influence de la surface sousquaternaire sur le developpement du relief de la Pomeranie*. Rep. VI th Intern. Cong. Quatern., Warsaw 1961, s. 309–314.
- R ü h l e E., 1955, *Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Nizy Polskiego*, Biul. Inst. Geol. 70, s. 159–173.
- R u s t B. R., 1978, *A classification of alluvial channel systems*, [w:] *Fluvial sedimentology*, (red.) A. D. Miall, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5, 187–198.
- R z e p e c k i P., 1983, *Klasyfikacja i główne typy litologiczne osadów jeziornych*, Zesz. Nauk., AGH, Geol., 9, 1, s. 73–91.
- S t a r k e l L., 1988, *Historia dolin rzecznych w holocenie*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica PAN, Ossolineum, s. 87–107.
- S t a r k e l L., 1991, *Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone*, [w:] *Temperate Paleohydrology*, Wiley, Chichester, s. 473–491.
- S t a s i a k J., 1971, *Holocen północno-wschodniej*, Rozprawy UW, 47.
- S y l w e s t r z a k J., 1972, *Paleomorfologia powierzchni podczwartorzędowej północno-wschodniej części Pomorza*, Rozprawy Wydziału III GTN, 9, s. 301–326.
- 1973a, *Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza*, Uniwersytet Gdański, Praca habilitacyjna 14.
- 1973b, *Z zagadnień czwartorzędu Kościerzyny*, Roczn. PTG, 43, 4, s. 535–543.
- 1978, *Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- 1984, *Zagadnienie recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły na Pojezierzu Kociewskim*, Kwart. Geol., 28, 2, s. 367–386.
- S y w u l a T., 1974, *Fauna słodkowodna Polski*, Mażoraczki, 24.
- S z u p r y c z y Ń s k i J., 1966, *Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000 Arkusz N-33-107-C Szamocin*, Dok. Geogr., 1, s. 1–44.
- 1967, *Die Entwicklung kleiner rezenter Erosionstäler an den Stufen des Wda-Sanders (Polen)*, Union Geographique Internationale – Symposium international de géomorphologie, Vol. I, Evolution des Versants. Cartographie géomorphologique. Dynamique fluviale, Liege-Louvain, s. 299–303.
- 1968, *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*, Prace Geogr., IG PAN, 71.
- 1987, *Reliefentwicklung des Wda-Sanders*, Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe, 36, 2–3, s. 15–19, Greifswald.
- T o b o l s k i K., 1987, *Holocene vegetational development based on the Kluki reference site in the Gardno–Leba Plain*, Acta Paleobotanica, 27, 1, s. 179–222.
- 1989, *Holocenne transgresje Bałtyku w świetle badań paleoekologicznych Niziny Gardziensko-Łebskiej*, Stud. i Mater. Ocean., 56, Geologia Morza, s. 257–265.
- T r i c a r t J., 1960, *Zagadnienia geomorfologiczne*, Warszawa, PWN.
- W i l l i a m s P. F., R u s t B. R., 1969, *The sedimentology of a braided river*, J. Sediment. Petrol., 39, s. 649–679.
- W i ś n i e w s k i E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 119.
- 1982, *The geomorphological evolution of the Vistula river valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley, part I*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 1, s. 93–108.
- 1985, *Wiek terasy zalewowej Wisły pomiędzy Wyszogrodem a Płockiem w świetle datowań metodą radiowęglową*, Przegl. Geogr., 57, 4, s. 553–559.
- 1990, *The lower Vistula Valley*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 5, s. 146–153.
- W i ś n i e w s k i E., K a r c z e w s k i A., 1978, *O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie*, Przegl. Geogr., 50, 2, s. 269–292.
- W o l d s t e d t P., 1950, *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*, Stuttgart.
- 1952, *Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten*, Eisz. u. Gegenw., 2, s. 146–153.

- W r o t e k K., 1986, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Gniew, Inst. Geol., Warszawa.
- W y s o t a W., 1992, *Morfogeneza środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Do-brzyńskiego w świetle badań osadów i form zlodowacenia vistuliańskiego*, maszynopis w Instytucie Geografii UMK w Toruniu.
- Z i e l i Ń s k i T., 1992, *Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Ż u r e k S., 1995, *The development of the peat forming processes versus the lowland relief of Poland and hydrological changes in the Postglacial period*, *Quaest. Geogr.*, 17/18, s. 95–100.

THE WIERZYCA VALLEY, ITS GENESIS AND DEVELOPMENT IN LATE PLEISTOCENE AND EARLY HOLOCENE

S u m m a r y

The Wierzyca Valley, which bottom has the length of about 143 km and the average river gradient of 1.51‰, lies in the southern part of Kashubian Lake District and in the middle part of Starogard Lake District. The Wierzyca in its route from the southern slopes of the eastern part of the lakeland ridge to its mouth to the Vistula River near Gniez has connected a number of land depressions of various origin. The transformation degree of the initial depressions due to fluvial processes is diverse.

The valley relief in its upper part is almost completely determined by the morphogenesis of the original depressions. When the depressions came into being, the major morphological agent was the process of melting of the dead ice buried within their limits as well as the related development of the lakes of several generations.

The lower part of the Wierzyca Valley is a typical example of an asymmetric river valley with erosive slip-off meanders and a narrow floodplain. The river has created a wide floodplain, where it meanders freely, only near its outlet. Yet the development of that part of the river took place on the basis of the previously existing valley created at least during Grudziądz Interstadial.

The polygenesis of the Wierzyca Valley influenced strongly in determining the following research objectives:

1. assigning of the origin of the depressions used by the Wierzyca in connection with the activity and retreat of the ice cap in Pomeranian phase;
2. determining the role of the buried dead ice melting and lake phases functioning in the development of the Wierzyca Valley;
3. reconstructing the ways of integration of the initial depressions into a homogenous valley route as well as determining the scale of their transformation due to fluvial processes;
4. investigating fluvial processes in relation to the proglacial outflows in the lower section of the Wierzyca Valley;
5. correlating of the geomorphological development of the Wierzyca Valley in late Pleistocene and early Holocene with the lower Vistula Valley evolution.

The above list of the objectives required a wide range of the research methods. Before the field researches were carried out, the archival geological materials from the Wierzyca Valley and its closest vicinity had been collected and analysed as well as the own author's geological and geomorphological studies. The fundamental activity of the field work was detailed geomorphological and geological mapping of the area based on the topographic maps in 1:10 000 and 1:25 000 scale. As a result the enclosed 1:25 000 scale geomorphological map of the whole of the Wierzyca Valley and its surroundings was created (figs 2-7).

The geological structure of the individual land forms was documented through the analysis of outcrops, diggings and manual as well as mechanical borings. There were over 1000 points documented altogether. The author, while carrying out the research, aimed at the most possible complete lithofacial analysis of sediments as well as their geomorphological and

stratigraphic position in order to determine the character of the depositional environment and genetic types of the sediments and forms.

An essential element of the research work was carrying out twenty geological profiles across the bottom of the Wierzyca Valley, which represented its various sections. They were a fundamental source of information for determining the relation between alluvium and the deposits of different origin in the bottom of the Wierzyca Valley. With the help of a piston sampler (construction after K. Więckowski), the cores of the sediments were collected in the chosen places of the geological profiles. Next, the most interesting parts of those deposits were palynologically dated by Dr B. Noryskiewicz from Geography Department of UMK. Moreover, 6 samples were dated with the use of a radiocarbon method by Prof. M. Pazdur from the C-14 Laboratory of Silesian Polytechnics in Gliwice. Along with the above mentioned, the plant macro-remains (by Dr B. Noryskiewicz) and molluscs (by J. Krzymińska M. Sc. from PIG) were analysed for Prealleröd lake sediments of three sites.

The Wierzyca Valley has not been a subject of detailed geomorphological research so far. Some notes and observations connected with its morphology and origin can be found in the paper on the lower part of the Vistula Valley by R. Galon (1934) as well as in the publications devoted to the north-eastern Pomerania relief development (Kotański 1956; Sylwestrzak 1973, 1978, 1984; Augustowski 1974).

The research work was carried out by the author and P. Gierszewski M. Sc. in the second part of 1985 (in the outlet section of the valley) and by the author himself between 1987 and 1994. The result of the field work was a paper on morphogenesis of the mouth part of the Wierzyca Valley (Błaszczewicz, Gierszewski 1989).

Taking into consideration the relationship between the modern Wierzyca Valley relief and the older palaeosurfaces configuration, the two following conclusions were formulated:

1. The analysis of the Wierzyca Valley course and its subquaternary surface morphology does not prove direct connections between them (fig. 8). Only the general conformity of the present terrain inclination with the inclination of the subquaternary surface can be shown.

2. On the line of the Wierzyca Valley outlet section from Gniew to Pelplin an older river valley had existed before the period of glacial till accumulation connected with the Leszno phase. This thesis is supported by the lower levels of ground moraine present in this valley section. Besides, there are the forms which accumulation was connected with the process of dead ice blocks melting. A valid argument is the analysis of the outcrop in Brody Pomorskie where the valley slope is built of basal tilt. Its floor runs accordingly with the slope inclination (fig. 9; photo 1).

The conclusion that the reproduction of the older valley relief took place refers only to the outlet section of the present Wierzyca Valley. It cannot be automatically spread over the other parts of the river. On the other hand, the existence of the older forms correlated with the subglacial channels, glacial depressions or parts of the valley sandurs incorporated in the Wierzyca Valley cannot be excluded. However, the presence of young erosional cuttings connecting the above mentioned forms clearly shows that the beginning of the creation of the Wierzyca Valley, treated as a uniform route of the river outflow, should be referred to the last deglaciation phase, that is the Pomeranian phase ice-sheet retreat.

During geomorphological research of the area surrounding the Wierzyca Valley, the Pomeranian phase maximum was localised in the vicinity of Stara Kiszewa. It is delimited by a complex of well documented marginal landforms, including, among others, a sedimentational escarpment of the high sandur level and a vast ice lobe depression used by the Wierzyca at present (figs 4, 11, 12; photos 2-5). The above marginal zone indicates a dynamic balance of the ice cap front in that region.

In the light of the existing literature analysis the recession of the Pomeranian phase ice-sheet in the area of the west side of the Vistula lobe was disrupted by numerous transgressions. However, the carried out research of the landforms existing in the vicinity of the Wierzyca Valley do not confirm that opinion. The dominating element of the land relief,

especially in the middle and lower section of the Wierzyca, are kame forms grouped in a few large sets (figs 5–7). The analysis of the individual forms' morphology and geological structure indicates that they are the result of muddy-clayey and fine sands sediments deposition in the lakes situated in ice clefts and cracks (fig. 13). The presented kame forms as well as other facts as, for instance, the existence of the kames and eskers complex near Starogard Gdański and the relationship between morainal uplands and ice-dammed lake near Gdańsk suggest that in the analysed area of behind the Pomeranian phase maximum and as far as a probable line of the Kashubian-Warmian phase course (Tczew moraines) the areal type of deglaciation predominated.

As it was explained above, the basic feature of the Wierzyca Valley is its polygenesis. Taking into consideration the influence of fluvial agents on the valley development, the Wierzyca Valley was divided into two main sections:

I. the upper one – from the springs to the outlet of the biggest Wierzyca's tributary – the Wietcisa River (figs 2–5);

II. the lower one – from the mouth of the Wietcisa to the outlet of the Wierzyca to the Vistula River (figs 5–7).

Within the upper section of the Wierzyca Valley 12 morphologically different parts were distinguished. The most numerous group consists of subglacial channels; the next ones include glacial depressions and melt-out depressions. The origin of the glacial depression near Będomin and the ice lobe depression near Stara Kiszewa was connected with the activity of the Pomeranian phase ice-sheet. The subglacial channels and the melt-out depressions came into being during the stagnation and retreat of the ice-sheet of that phase. Most of the channels existing along the course of the Wierzyca Valley are mainly the result of the erosive activity of subglacial waters. Some of them, however, were to a certain degree influenced also by glacial erosion. An example of such a form is the Maliki–Czysta Woda channel in which glacial levels of massive boulder clay exist (fig. 17).

The detailed analysis of the deposits and forms existing within the individual channel, glacial and melt-out depressions allows for criticism as far as the views about the Wierzyca Valley's important role as the route of proglacial waters outflow are concerned (Sylwestrzak 1978). The evolution of the upper section of the Wierzyca Valley was tightly connected with the conservation of the depressions by buried dead ice blocks. The process of melting out of the buried dead ice blocks was very complicated and showed changeable intensity from the very beginning of the ice-sheet retreat up till early Holocene – the turn of Preboreal and Boreal periods. The existence of the lakes of a few generations within the Wierzyca Valley is directly connected with the above process.

The morphological effect of the older lake phase are kame forms built of glaciolimnic rhytmities commonly found in the Wierzyca Valley (fig. 19; photos 9, 10). The water reservoirs in which the accumulation of the kame forms took place were not large. They were generally limited to small free spaces existing between the edges of the depressions and the dead ice blocks filling them up (kame terraces), or tiny lowerings on the ice surface (kame hummocks).

The lakes of the next, Prealleröd generation, occupied practically the entire depressions. The most completely documented deposits and forms of those lakes are to be found within the ice lobe depression near Stara Kiszewa and in the Maliki–Czysta Woda channel.

In the ice lobe depression, besides the level of biogenic sediments filling the bottom of the depression up, two distinctly visible levels are found. The upper one was classified as a kame terrace, while the lower one as a Prealleröd lake level (figs 4, 21). A characteristic feature of the Prealleröd lake level surface morphology are numerous melt-out lowerings. In the structure of that level within the inverted fractional sandy-loam series there is a carbonate stratum (chalky marl), which includes molluscs fauna with the species tolerating low temperatures of the Holarctic range (fig. 21; photos 11, 12). An extremely crucial element is a discontinuous layer of peat beneath carbonaceous sediments. It was dated with palynological,

plant macro-remains and radiocarbon method. According to the results the peat comes from the latest Dryas – 13010±220 years BP. The sequence of the sediments in the level structure represents a full development cycle of a Prealleröd lake – from a shallow peat swamp in which laminated cohesive flows predominated, through a gradual deepening of the lake basin due to melting out of the ice basis, then shallowing of the lake as a result of intense delivery of clastic material.

The remains of the next generation lake are the biogenic deposits not more than 13 m. thick (fig. 21), which can be found in the bottom of the depression. The date of the peaty silt – 12600±240 years BP – which exists in the gyttia bottom at the depth of 11.6 m., indicates that the beginning of that lake phase existence should be referred to the middle of Bolling period. That lake totally disappeared in Holocene due to biogenic and alluvial accumulation.

A similar mechanism of the relief development took place in the Maliki–Czysta Woda channel, where 3 distinct lake levels can be found as well: kame terrace, Prealleröd lake level with a discontinuous layer of peat within muddy-clayey rhythmites, and a lake-alluvial level in the channel bottom, the accumulation beginning of which was dated both palynologically and with the radiocarbon method for the middle part of Preboreal period (figs 5, 17).

The final melting out of the dead ice blocks in the Wierzyca Valley did not take place before the end of Preboreal period. It is unambiguously supported by the geological structure of lake-alluvial plain in the Maliki–Czysta Woda channel, and in the Liniowiec and Kochanka channels near Starogard Gdański. In those channels, at the depth of 6–12 m. under the upper peat and a thick series of gyttia, there is a layer of Preboreal peat (figs 17, 23, 24). The location of that peat several to a dozen or so meters beneath the present erosive valley level forcibly indicates that its accumulation took place on the surface of dead ice. The melting out of the ice basement at the end of Preboreal period made the youngest generation lakes develop, covering the Preboreal peat with a thick series of lake-alluvial sediments.

The beginnings of the river outflow formation along the course of the upper section of the Wierzyca Valley were connected with creating connections between individual depressions occupied by the lakes. This process began as early as during the kame phase in the valley. As a result a few sections of overspill water gaps came into being. The largest ones exist between the glacial depression near Będomin and the channel of Wierzysko Lake (fig. 2), and between the ice lobe depression near Stara Kiszewa and the Maliki–Czysta Woda channel (fig. 4).

The depressions incorporated into a uniform valley system underwent fluvial transformation. The larger lack of adjustment of the depressions size to the river flow the degree of this transformation slighter. The slightest changes in the morphology of the original depressions due to river flow can be observed in the upper part of the upper section of the valley. One of the fluvial elements there is a channel with rectilinear-zig-zaggy pattern formed in biogenic deposits (fig. 16). In the depressions in the lower part of the upper section of the Wierzyca Valley, which played a role of lake basins in the past, the changes in the morphology due to fluvial processes are also not clearly visible. However, in this part lake-river plains came into being thanks to simultaneous lake and river sedimentation. Hydrologically the plains are nowadays used as the Wierzyca's floodplain (figs 17, 20, 21).

The largest morphological consequences of the fluvial processes activity are found in a series of melt-out depressions from Zaganie Lake to a channel near Bartoszy Las. The degree of the changes was the effect of a relatively narrow bed of the depressions as well as their high gradient, 1.6‰ on average. A 2–3 m incision of the river bed into the bottom of the depression was a result of constant down-cutting erosion (fig. 18). However, the arrangement and the route of the river bed is totally determined by the morphology of the melt-out depression.

The lower section of the Wierzyca Valley begins in the Czysa Woda vicinity, where the river leaves the Maliki–Czysta Woda channel, and ends at the outflow of the Wierzyca to the Vistula River near Gniew. It is characterized by a completely different morphological appearance from the section presented above. In general, the valley in its lower section represents

typical features of a river erosive form with clearly distinguished edges and relatively narrow bottom. Only in few places can the use of shallow and narrow fragments of channels in the flow route be observed.

The lower section of the Wierzyca Valley nearly along its entire course is accompanied by three meridional outwash routes separated by narrow belts of morainic plateau (figs 5–7). The Wierzyca Valley cuts through the two sandur areas neighbouring the upper and middle fragments of its lower section not being in direct genetic connection with them. As far as the third outwash route is concerned, the so called Swarożyn sandur, it was inserted into the reproduced older valley form. In the outlet section of the valley that outwash route is represented by a vast level rising 5 to 8 m. above the floodplain level, which refers to the II meadow terrace in the lower Vistula Valley. The Swarożyn sandur represents a fill-and-cut type of outwash. It must be clearly stated that its location in the valley, from a dozen or so to more than twenty meters below the morainic plateau, was not to a high degree connected with the erosive incision but mainly with the use of the earlier existing valley form by proglacial waters (fig. 25; photos 15–19).

The most characteristic element in the morphology of the lower section of the Wierzyca Valley are valley bends of slip-off meander type (figs 5–7). These forms appear regularly along nearly the entire length of the discussed section. Such bends cause asymmetric nature of the valley cross-profile. The bends' slip-off character is mainly supported by the river erosive terraces within their limits. A common feature of all the terraces found in the lower section of the Wierzyca is inclination of their surfaces towards the valley-line as well as a very unclear course of the individual terraces limits in most cases. Their geological structure is represented by residual material on glacial till or older fluvioglacial deposits (fig. 26, 27; photo 20). The morphology of the slip-off meanders and the geological structure of the erosive terraces within their limits indicate that they are the result of simultaneous activity of down-cutting erosion and unidirectional side movement of the river bed following the creation of the residual material difficult to wash away.

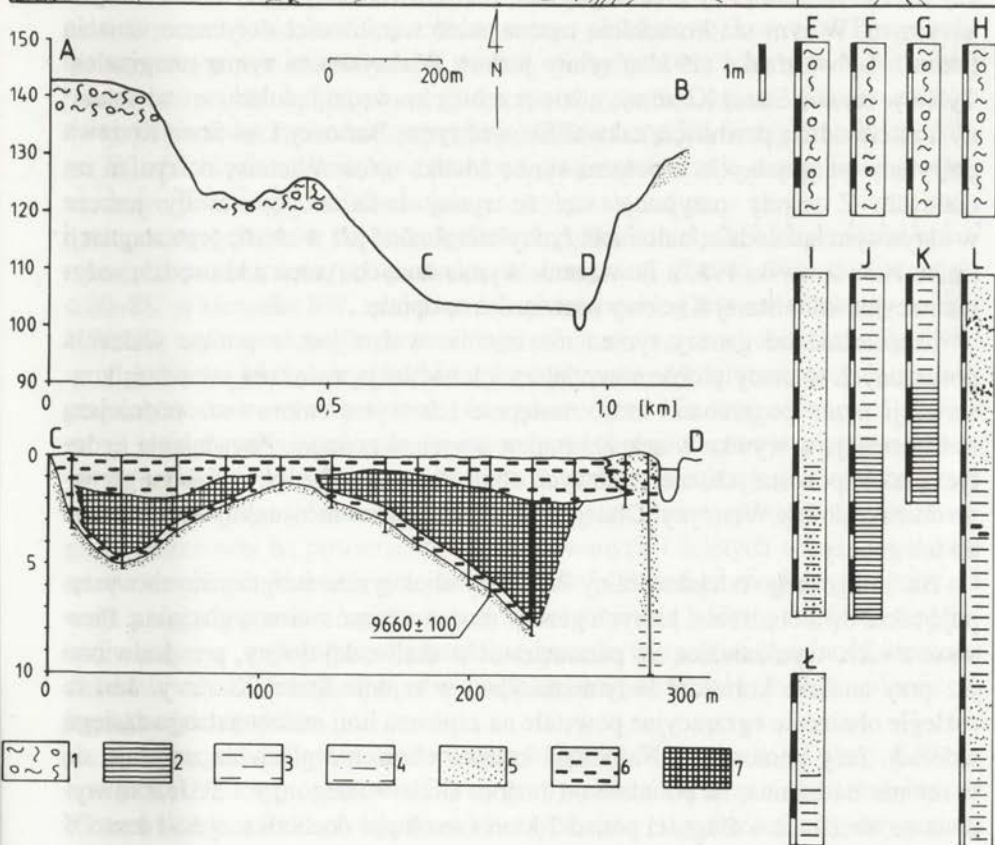
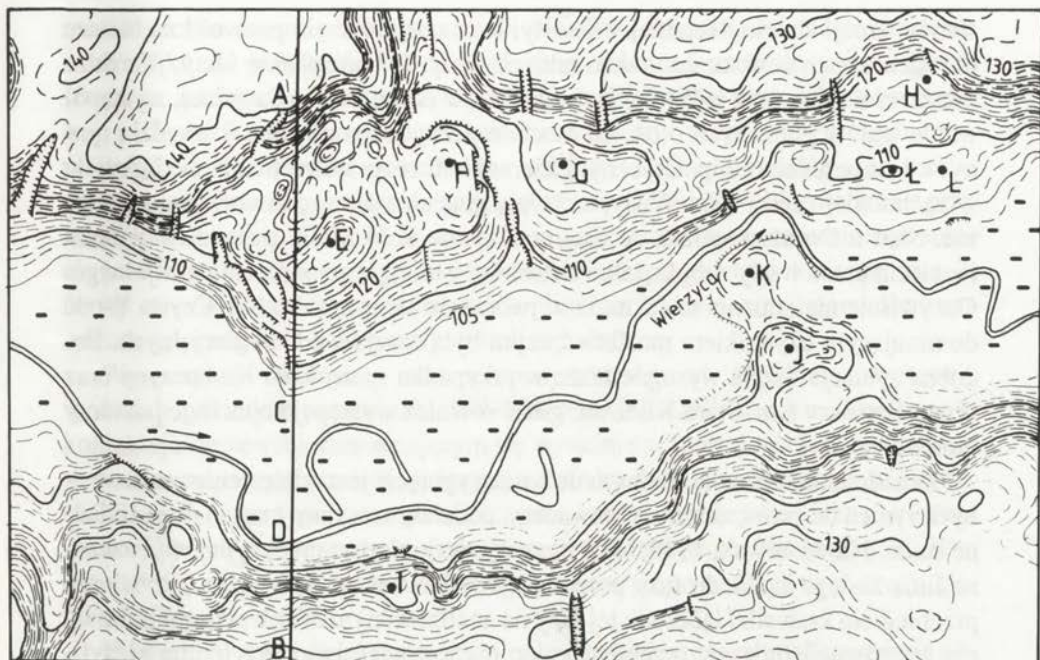
The lower section includes two different parts according to the number of terraces. There are two terraces up-stream from Starogard Gdański: the upper one 6 to 8 m. above the floodplain level, relevant to Prealleröd lake level in the channel near Czysła Woda and at the same time to Trzcina sandur near Starogard Gdański, and the lower terrace 2 to 4 m. Down-stream from Starogard Gdański there appears only low erosive terrace (fig. 15). This suggests different periods of time of coming into being of the two parts of the valley. Palynological tests of the organic sediments filling up the palaeochannels located on the low terrace prove that it was created in Alleröd at the latest (fig. 28).

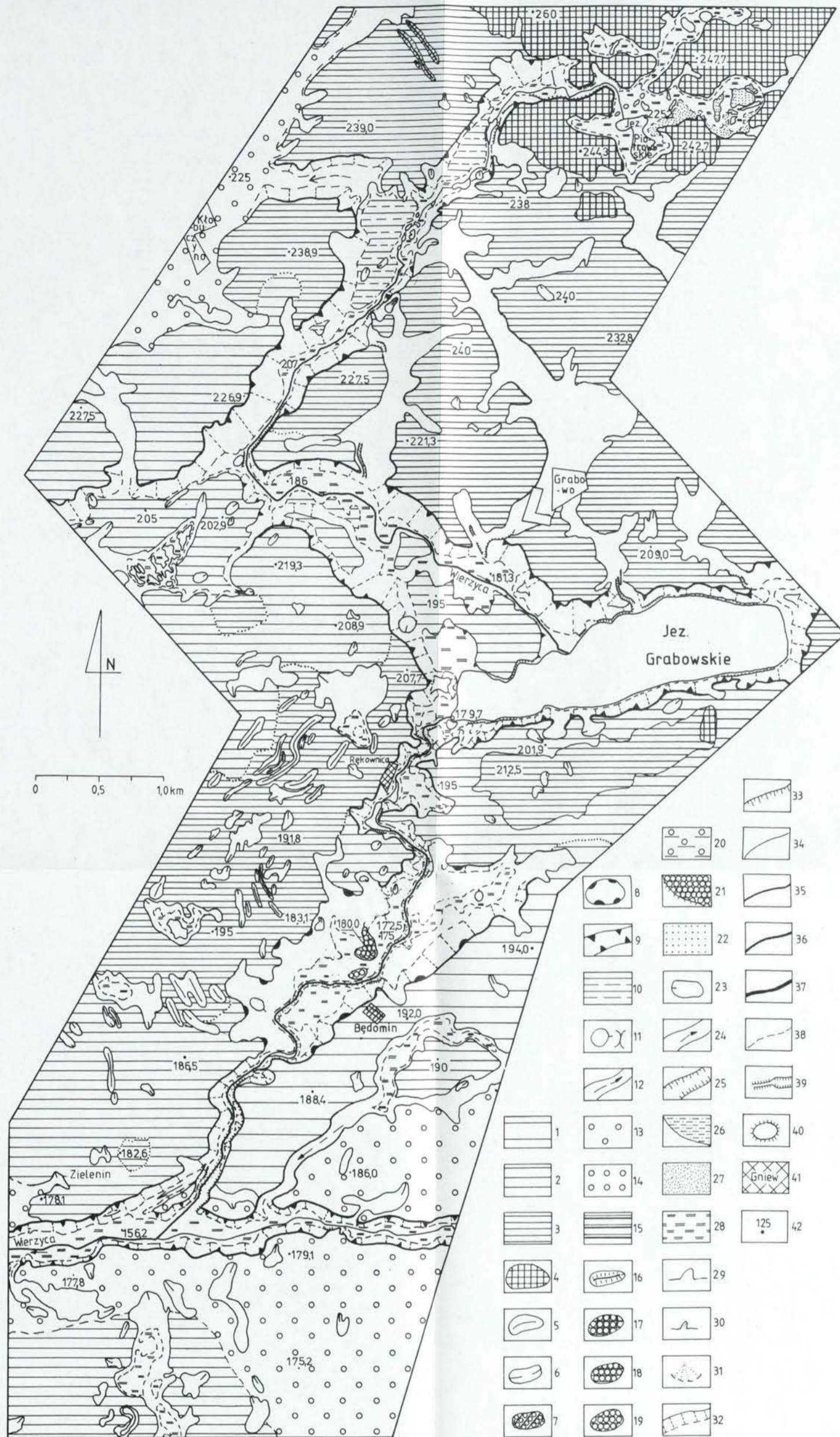
The floodplain is a very narrow form along the most of the lower section of the Wierzyca Valley. It is not developed to the degree allowing the river for unconstrained shaping of its bed only according to hydrological conditions. Such a level of floodplain development was reached only in the mouth section where the river has a chance for undisturbed meandering. The geological structure of the floodplain in this part of the valley is represented by one simple fractional cycle indicating a relative vertical stabilization of the Wierzyca during the entire Holocene (fig. 29).

An attempt at connecting the Wierzyca Valley development with the lower Vistula Valley gives rise to a number of doubts as far as the evolution of the lower Vistula Valley has been viewed. The relationship of the Swarożyn sandur route, which begins at the forefield of the marginal zone near Tczew and finds its continuation in the valley level of 5 to 8 m in the outlet section of the Wierzyca Valley, with the II meadow terrace in the lower Vistula Valley suggests a different course of the ice-sheet retreat in the central part of the Vistula lobe from the one accepted so far. At the same time this situation questions the origin of the terrace levels above the meadow one in the lower Vistula Valley as well. The next stage of the both valleys' development was intensive cutting of the Vistula and the Wierzyca down to the level of modern floodplains. It was then that the slip-off meanders in the lower section of the

Wierzyca Valley and the I meadow terrace in the lower Vistula Valley were formed. The inclination of the bottom of the lower Wierzyca Valley section, which is not regulated, and the existence of the meadow terrace along its whole profile indicate a restricted influence of the Vistula as a base-level of erosion and accumulation of the Wierzyca. One can presume that the erosive tendency recorded in both valleys was, most of all, a reaction to climatic changes taking place in late glacial period. The level of the modern bottom in the outlet section was reached by the Wierzyca at least before younger Dryas. This conclusion corresponds with the results of the age tests of the floodplain undertaken in the lower Vistula Valley as well as in its side valleys.

Translated by Aleksandra Zaparucha





Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna doliny Wierzycy na odcinku Piotrowo-Zielenin (I – na ryc. 1)

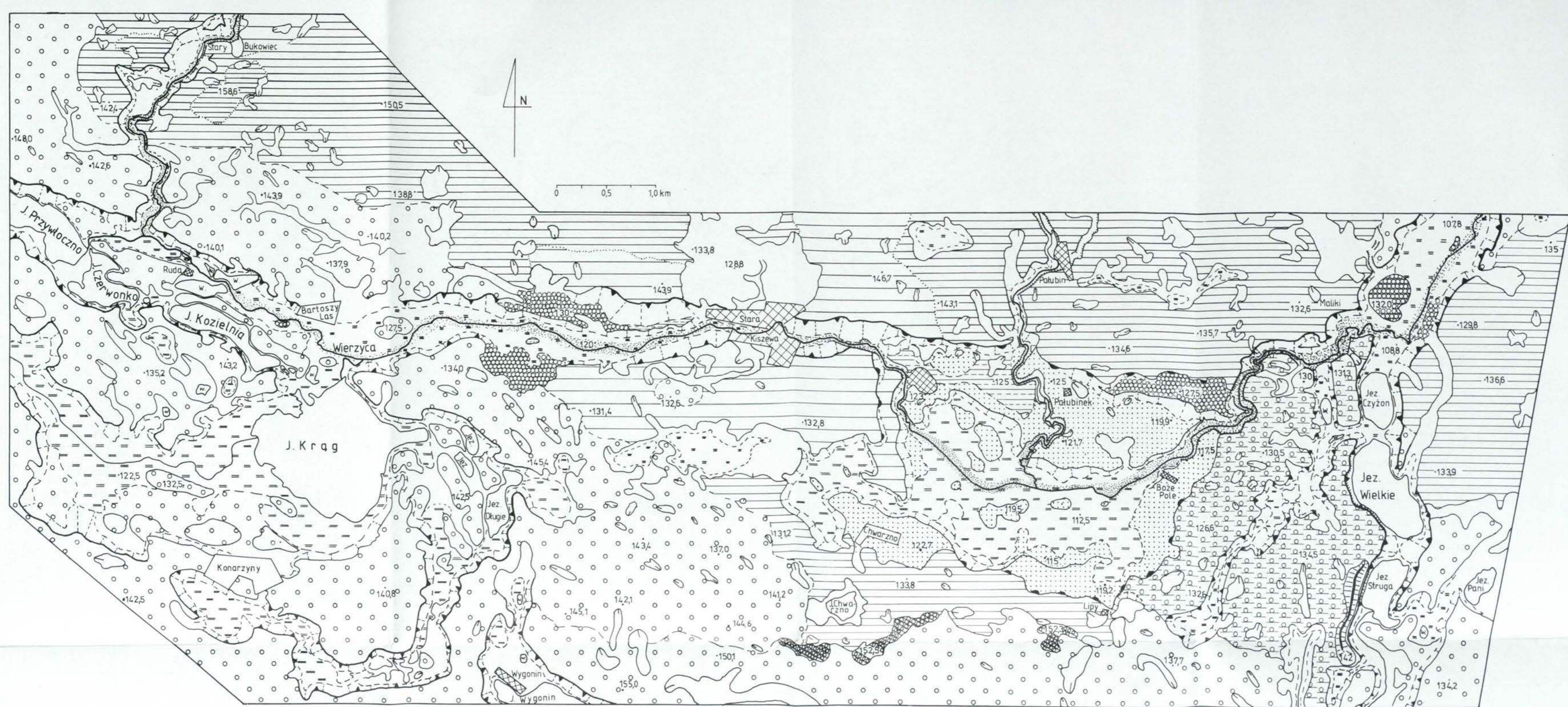
1 – wysoczyzna morenowa płaska, 2 – wysoczyzna morenowa falista, 3 – wysoczyzna morenowa falisto-pagórkowata, 4 – wzgórza morenowe, 5 – wały i pagórki drumlinów i form drumlinopodobnych, 6 – zagłębienia międzydrumlinowe, 7 – stożki i wały marginalne, 8 – obniżenia glacialne, 9 – rynny subglacialne, 10 – poziomy morenowe w obrębie obniżień, 11 – wyniosłości i progi w dnach rynien, 12 – doliny wód roztopowych, 13 – obszary sandrowe, 14 – poziomy sandrowe w dolinie, 15 – powierzchnie zastoiiskowe, 16 – ozy, 17 – wzgórze kemowe (o wysokości względnej ponad 10 m), 18 – pagórki kemowe, 19 – pagórki kemowe z czapą utworów zastoiiskowych, 20 – obszary o rzeźbie kemowo-wytopiskowej, 21 – poziomy kemowe w obrębie obniżień, 22 – poziomy jeziorne, 23 – zagłębienia wytopiskowe, 24 – suche odcinki dolin, 25 – przełomy rzeczne, 26 – rzeczne terasy erozyjne, 27 – równina zalewowa, 28 – równiny biogeniczne, 29 – dolinki i niecki denudacyjne, 30 – dolinki erozyjne, 31 – stożki napływowe, 32 – stoki, 33 – strome krawędzie, 34 – załomy do 5 m, 35 – załomy od 5 do 10 m, 36 – załomy od 10 do 20 m, 37 – załomy ponad 20 m, 38 – załomy niewyraźne, 39 – nasypy i przekopy, 40 – grodziska, 41 – obszary o zwartej zabudowie, 42 – punkty wysokościowe w m n.p.m.

Geomorphological map of the Wierzyca Valley at the Piotrowo-Zielenin section (I – in fig. 1)

1 – flat morainic plateau, 2 – rolling morainic plateau, 3 – rolling and hummocky morainic plateau, 4 – morainic hills, 5 – ramparts and hummocks of drumlins and drumlin-like forms, 6 – interdrumlin lowerings, 7 – marginal ramparts and fans, 8 – glacial depressions, 9 – subglacial channels, 10 – morainic levels within depressions, 11 – elevations and steps on channel beds, 12 – thaw waters valleys, 13 – sandur levels in the valley, 14 – sandur levels in the valley, 15 – glacialacustrine levels, 16 – eskers, 17 – kame hills (relative altitude over 10 m.), 18 – kame hummocks, 19 – kame hummocks with glacialacustrine cover, 20 – areas of kame-glacialacustrine relief, 21 – kame levels within depressions, 22 – lake levels, 23 – melt-out depressions, 24 – dry sections of the valleys, 25 – water gaps, 26 – erosive river terraces, 27 – floodplain, 28 – biogenic plain, 29 – troughs and valleys of denudation type, 30 – erosive valleys, 31 – alluvial cone, 32 – slopes, 33 – steep edges, 34 – steps up to 5 m., 35 – steps from 5 to 10 m., 36 – steps from 10 to 20 m., 37 – steps over 20 m., 38 – vague steps, 39 – embankments and cross-cuts, 40 – old ramparts, 41 – built-up areas, 42 – spot height in m. above sea level



Ryc. 3. Mapa geomorfologiczna doliny Wierzycy na odcinku Zielonin–Bukowiec
 Objaśnienia jak na ryc. 2 (II – na ryc. 1)
 Geomorphological map of the Wierzycy Valley from Zielonin to Bukowiec
 Key as for fig. 2 (II – in fig. 1)

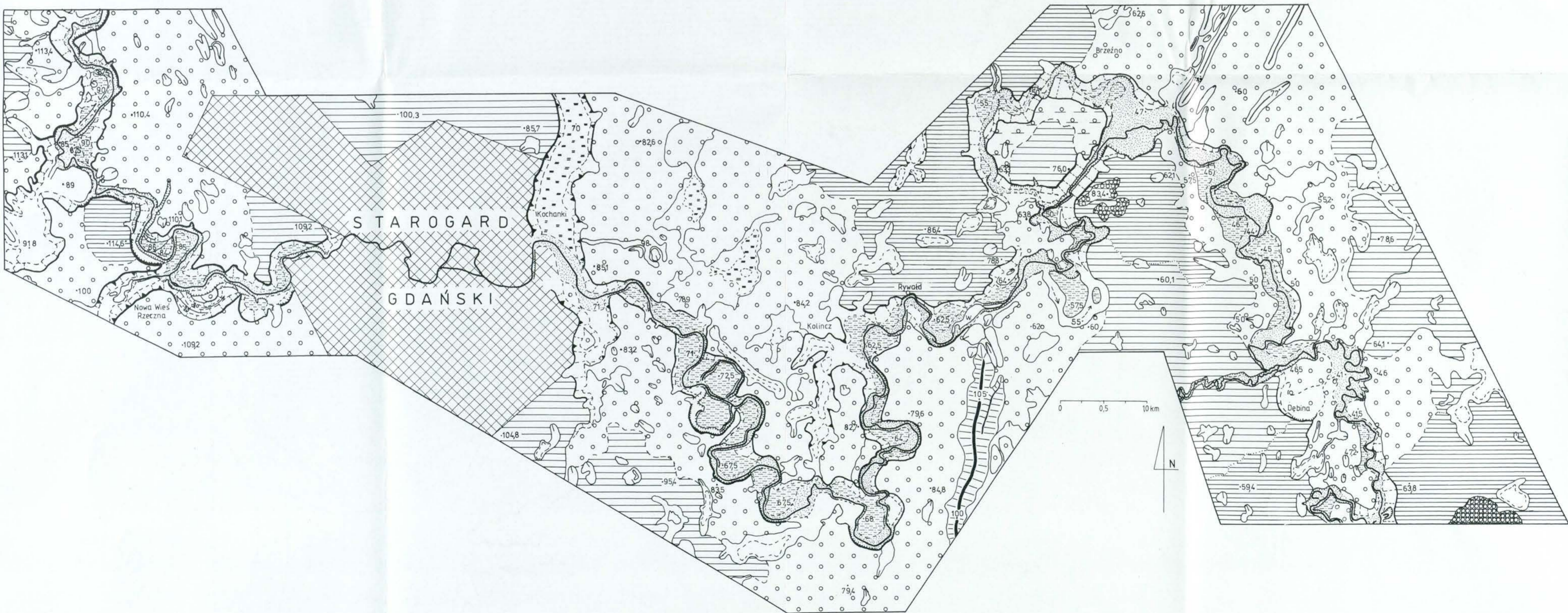


Ryc. 4. Mapa geomorfologiczna doliny Wierzyca na odcinku Bukowiec–Maliki

Objaśnienia jak na ryc. 2 (III – na ryc. 1)

Geomorphological map of the Wierzyca Valley from Bukowiec to Maliki

Key as for fig. 2 (III – in fig. 1)

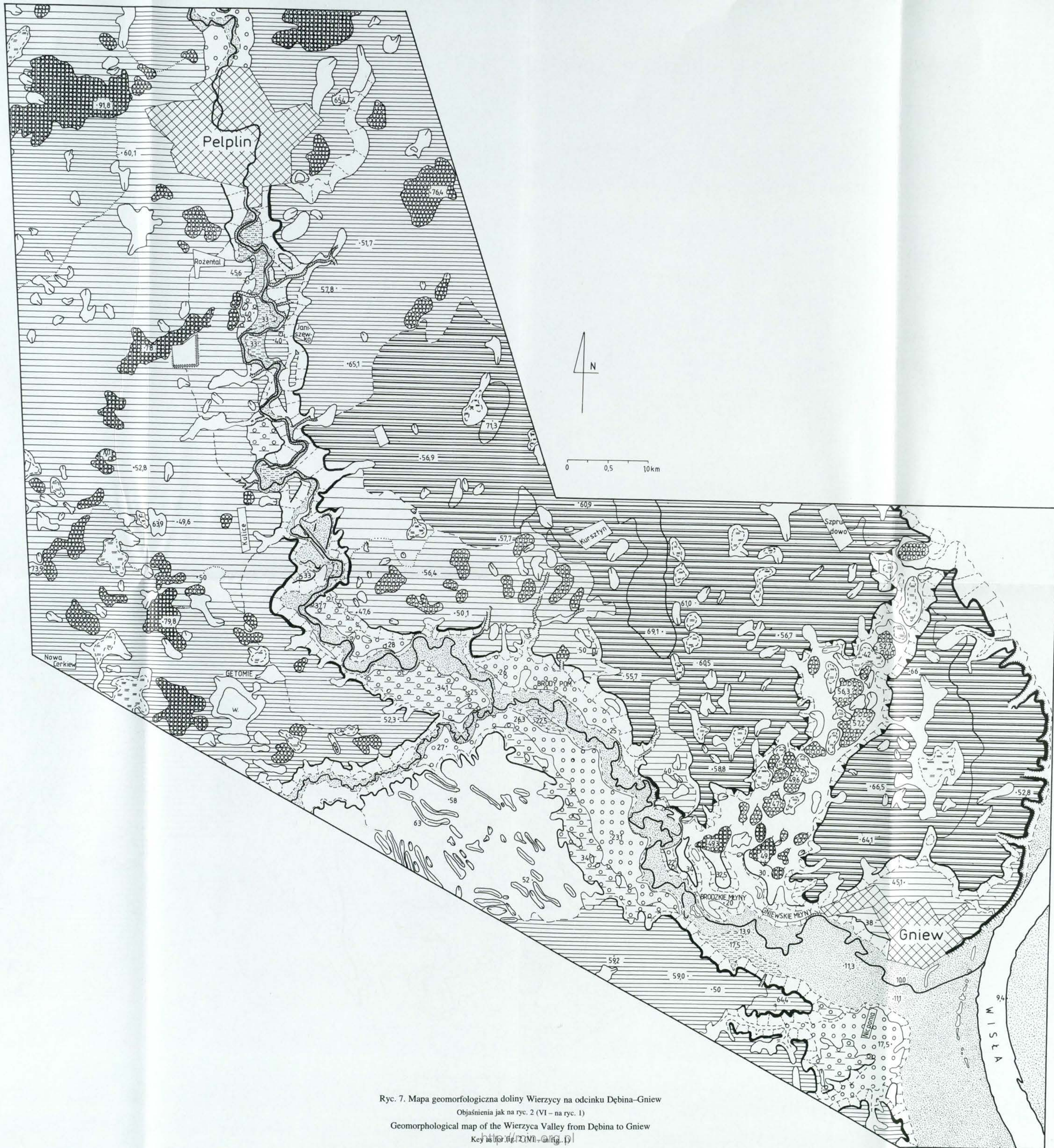


Ryc. 6. Mapa geomorfologiczna doliny Wierzycy na odcinku Linowiec-Dębina
 Objasnienia jak na ryc. 2 (V - na ryc. 1)

Geomorphological map of the Wierzyca Valley from Linowiec to Dębina

Key as for fig. 2 (V - in fig. 1)

<http://icm.org.pl>

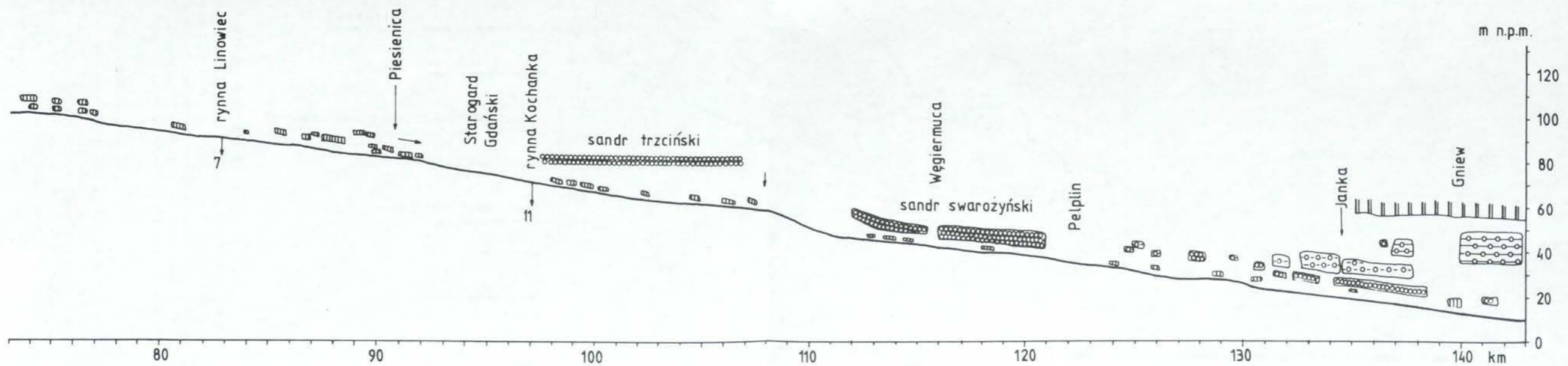
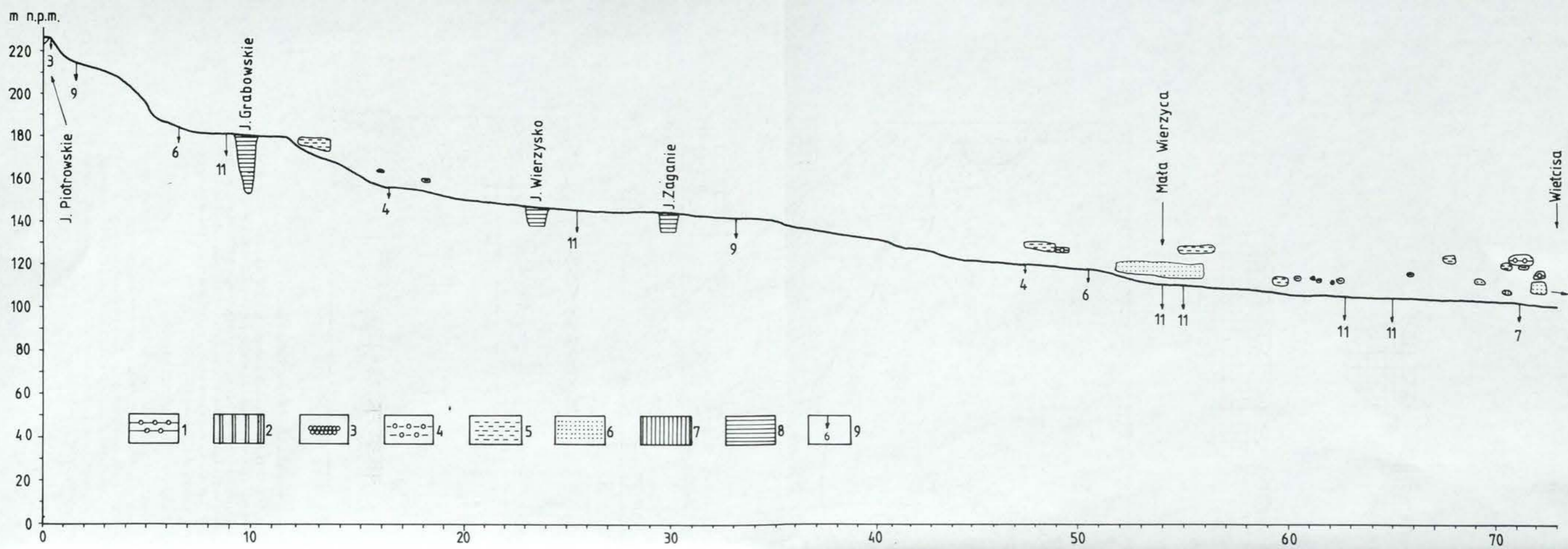


Ryc. 7. Mapa geomorfologiczna doliny Wierzyca na odcinku Dębina–Gniew

Objaśnienia jak na ryc. 2 (VI – na ryc. 1)

Geomorphological map of the Wierzyca Valley from Dębina to Gniew

Key as for fig. 2 (VI – on fig. 1)

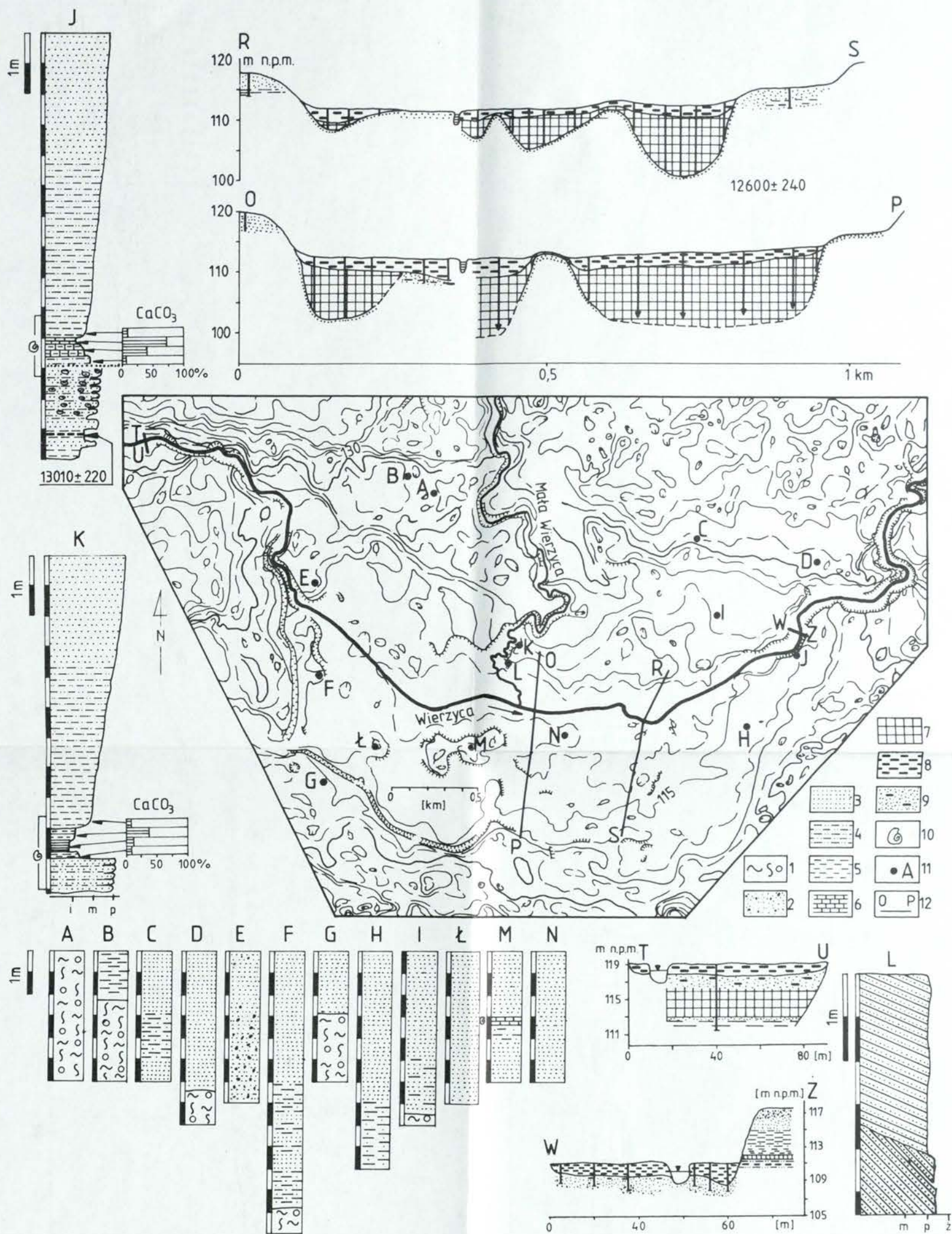


Ryc. 15. Profil podłużny doliny Wierzyca

1 – obniżone poziomy morenowe, 2 – zastoiisko gniewskie, 3 – poziomy sandurów, 4 – obniżone obszary zasypania kemowego, 5 – poziomy kemowe, 6 – poziomy jeziorne, 7 – erozyjne terasy rzeczne, 8 – jeziora, 9 – miąższość wypełnienia organicznego w metrach.

Long profile of the Wierzyca Valley

1 – lowered moraine levels, 2 – Gniew marginal lake area, 3 – sandur levels, 4 – lowered areas of kame filling, 5 – kame levels, 6 – lake levels, 7 – river erosive terraces, 8 – lakes, 9 – the thickness of organic filling in m.



Ryc. 21. Budowa geologiczna form rzeźby w obrębie obniżenia glacialnego koło Starej Kiszewy

A, B – obniżony poziom morenowy, C, D – wiercenia w terasie kemowej 126–129 m n.p.m., E, F, G, H, I – wiercenia w poziomie 115–123 m n.p.m., J – odsłonięcie w Bożym Polu Szlacheckim, K – odsłonięcie w Pałubinku, L – odsłonięcie w Pałubinku, Ł, M, N – wiercenia w pagórkach występujących w otoczeniu równiny torfowej, O–P, R–S – przekroje geologiczne przez dno obniżenia glacialnego, T–U – przekrój przez dno rynny Bartoszy Las–Stara Kiszewa przy kontakcie z obniżeniem glacialnym, W–Z – przekrój przez dno odcinka przełomowego pomiędzy obniżeniem glacialnym a rynną Maliki–Czysta Woda; 1 – glina morenowa, 2 – piasek różnoziarnisty, 3 – piasek drobnoziarnisty, 4 – piasek mułkowy, 5 – mułki, 6 – kreda jeziorna, 7 – gytia, 8 – torf, 9 – piasek drobnoziarnisty z materią organiczną, 10 – małakofauna, 11 – punkty badawcze, 12 – linie przekrojów geologicznych (nr 13 na ryc. 1)

Geological structure of land forms within the glacial depression near Stara Kiszewa

A, B – lowered morainic level, C, D – drillings in kame terrace of 126–129 m. above sea level, E, F, G, H, I – drillings in the level of 115–123 m. above sea level, J – exposure in Boże Pole Szlacheckie, K – exposure in Pałubinek, L – exposure in Pałubinek, Ł, M, N – drillings in hummocks neighbouring peat plain, O–P, R–S – geological sections through the bottom of a glacial depression, T–U – cross-section through the bottom of the Bartoszy Las–Stara Kiszewa channel at the contact with glacial depression, W–Z – cross-section through bottom of the water gap section between the glacial depression and the Maliki–Czysta Woda channel; 1 – boulder clay, 2 – variously grained sand, 3 – fine-grained sand, 4 – loamy sand, 5 – loams, 6 – lake chalk, 7 – gyttia, 8 – peat, 9 – fine-grained sand with organic matter, 10 – molluscs, 11 – research stand, 12 – routes of geological sections (number 13 in fig. 1)

WYDAWNICTWA IGiPZ PAN
VARIA

- Bibliografia Geografii Polskiej 1991, 1997, 290 s.
Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12, –
Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. Mapy XVIII wieku. Oprac. T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25, –

WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS

1. Restructuring of economies and regional development, 1988, 156 s.
2. Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, 1988, 184 s.
3. The state, modes of production and world political map, 1989, 186 s.
4. Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topoclimatology, 1990, 226 s.
5. Agricultural classifications. A review of methodology, 1990, 69 s.
6. Global change regional research centres, 1990, 181 s.
7. The impact of urbanization upon rural areas, 1990, 272 s.
8. The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, 1990, 322 s.
9. Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health, 1990, 322 s.
10. Evolution of population and economic activities in urban regions, 1990, 168 s.
11. Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility, 1991, 123 s.
12. Restructuring and spatial strategy, 1991, 203 s.
13. Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe, 1991, 215 s., zł 2, –
14. Sesja naukowa IGiPZ PAN 1991 / Annual Conference 1991, 1991, 156 s., zł 2, –
15. Housing and urban policy in transition, 1992, 112 s., zł 2, –
16. Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, 1992, 158 s., zł 2, –
17. Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography, 1993, 128 s., zł 2, –
18. Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18. 1991, 1993, 188 s., zł 3, –
19. Climate and atmospheric deposition studies in forests. International Conference, Nieborów, October 6–9. 1992, 1994, 276 s., zł 15,–
20. Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins, 1995, 124 s., zł 9,–
21. EURO–MAB IV. Mountain zonality facing global change, 1995, 176 s., zł 10,–/18,–
22. Polish eastern border. Past and present problems, 1995, 96 s., zł 8,–/14,–
23. Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą / Recent Polish climatological investigations in Poland and abroad, 1995, 236 s., zł 16,–/24,–
24. Urban and regional issues in geographical research in Poland and Italy, 1995, 168 s., zł 10,–/18,–
25. Przemiany struktury przestrzennej obszarów wiejskich w strefach podmiejskich Polski i Rumunii. Materiały seminarium polsko-rumuńskiego, Warszawa 12–16 VI 1995, 1996, 116 s., zł 8,–/14,–

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
z ostatnich lat

1993

1. T. LIJEWSKI, E. S. SUJKO – Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, 94 s., zł 3,-
2. A. MISZCZUK – Wyludnianie się wsi a rolnictwo wschodniej Lubelszczyzny, 86 s., zł 3,-
3. W. STOLA – Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, 66 s., zł 3,-
- 4-5. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach, 81 s., zł 4,-
6. B. WYŻGA – Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach, 93 s., zł 4,-

1994

- 1-2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,-
 - 3-4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970-1988, 77 s., zł 10,-
 - 5-6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953-1993, 138 s., 8 zał.
- SUPLEMENT (5-6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953-1993, 69 s., zł 10,-

1995

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,-
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie, 92 s., zł 5.20,-
3. A. GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846-1967), s. 102, zł 6,-

1996

4. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II, s. 70, zł 6,-

1997

5. E. CZYŻOWSKA – Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu, s. 74, zł 7,-
6. T. KALICKI (red.) – Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I, s. 111, zł 10,-
7. A. GAWRYSZEWSKI – Przestrzenna ruchliwość ludności Polski. Bibliografia (lata 1896-1990), s. 160, zł 12,-
8. L. STARKEL (red.) – Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku), s. 108, zł 15,-

1998

9. M. BANACH – Dynamika brzegów dolnej Wisły, s. 76, zł 15,-