

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 58

MIECZYŚLAW SZOSTAK

POCHODZENIE JEZIORA ŚNIARDWY  
I JEGO ZASOBY WODNE

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1967

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstoceńskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zalewska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.  
Biskup M., Opady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map. zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa. Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90, zł 25,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 110 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
17. Wełpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mragowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstoceńskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 14—18.IX.1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa. Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—

## E R R A T A

Strona	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
23		6	Ремька	Penka
29	16		Dębowej Górze	Dąbrowej Górze
34		4	Dębowej Góry	Dąbrowej Góry
35	2, 40		Dębowej Góry	Dąbrowej Góry
63		3	уровнем	уровнием

M. Szostak, *Pochodzenie Jeziora Śniardwy / i jego zasoby wodne.*

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

\*

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 58

Szanownemu Kolecie -  
- dr B. Wiszkowskiemu,  
sygnalowi na biurku i Przeski  
autor.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

Но 58

МЕЧИСЛАВ ШОСТАК

ОЗЕРО СНЯРДВЫ — ЕГО ГЕНЕЗИС  
И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

Nr 58

MIECZYŚLAW SZOSTAK

ORIGIN OF LAKE ŚNIARDWY  
AND ITS WATER RESOURCES

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 58

MIECZYŚLAW SZOSTAK

POCHODZENIE JEZIORA ŚNIARDWY  
I JEGO ZASOBY WODNE

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

WARSZAWA 1967

## Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA  
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI  
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL  
SEKRETARZ: J. WŁODEK-SANOJCA

## Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, J. GRZESZCZAK, Ł. GÓRECKA (sekretarz Rady),  
M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA (przewod. Rady), M. KLIMASZEWSKI,  
J. KOBENDZINA, J. KOSTROWICKI, ST. LESZCZYCKI

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE WARSZAWA 1967

---

Nakład 800 + 100 egz. Ark. wyd. 5,5. Ark. druk. 4,5 + 4 wkładki. Papier druk. sat. III kl. 80 g, 70 × 100 cm. Oddano do składania w listopadzie 1966. Podpisano do druku w marcu 1967. Druk ukończono w kwietniu 1967. Zam. nr 9412, T-77. Cena zł 20.—

---

Zakłady Graficzne „Dom Słowa Polskiego” — Warszawa



## SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp: cel pracy, metoda opracowania, przegląd literatury . . . . .	7
I. Batymetria i cechy morfometryczne . . . . .	15
II. Warunki hydrologiczne . . . . .	24
III. Budowa geologiczna podłoża . . . . .	26
IV. Utwory i formy zlodowacenia bałtyckiego . . . . .	28
V. Powstanie oraz ewolucja jeziora w późnym glacie i holocenie . . . . .	36
VI. Procesy morfologiczne w jeziorze . . . . .	43
VII. Projekt spiętrzenia i wykorzystania wód . . . . .	51
Zakończenie: podsumowanie chronologiczne, maksymalny i minimalny zasięg jeziora, jego znaczenie gospodarcze . . . . .	56
Spis literatury . . . . .	60
Резюме . . . . .	63
Summary . . . . .	67





## WSTĘP: CEL PRACY, METODA OPRACOWANIA, PRZEGLĄD LITERATURY

Praca została wykonana w pracowni Geografii Fizycznej Jezior Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk pod kierunkiem prof. dr J. Kondrackiego. Jestem wdzięczny Panu Profesorowi za wszechstronną pomoc, wskazówki, uwagi i za wskazanie mi tak eksponowanego pod względem morfologicznym i hydrograficznym obiektu, jak jezioro Śniardwy.

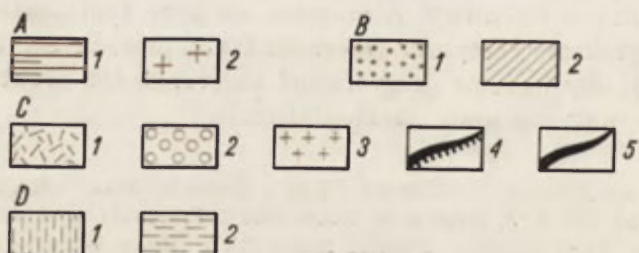
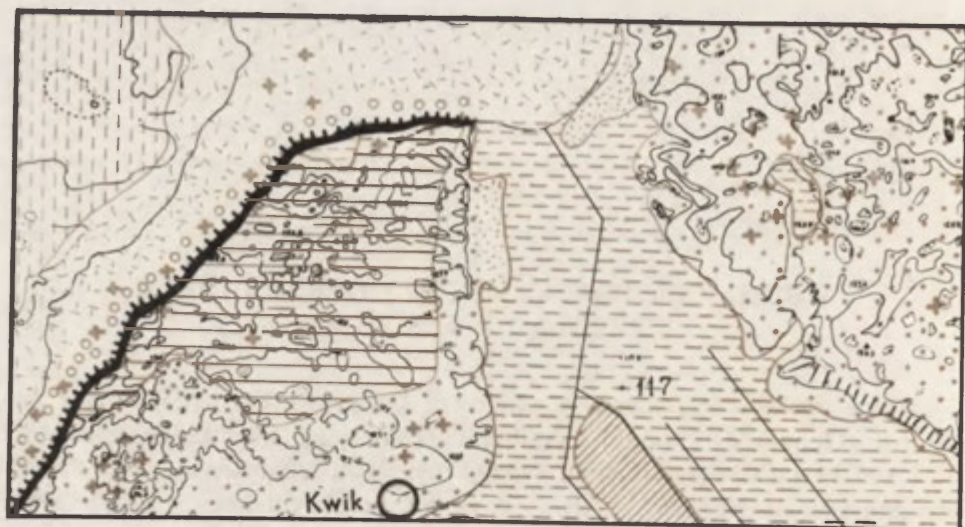
Popularność tego jeziora sprawia, że zbędny jest opis jego położenia. Stanowi ono poligon naukowy Instytutu Biologii Doświadczalnej PAN, Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego, Instytutu Zoologii PAN, Instytutu Geografii PAN, Instytutu Rybactwa Śródlądowego, Instytutu Geograficznego UW oraz różnych katedr wyższych uczelni. Cztery pierwsze Instytuty mają w okolicy Śniardw placówki naukowe.

Nie mniejszą aktywność we właściwym wykorzystaniu i zagospodarowaniu jeziora Śniardwy przejawiają: Państwowe Gospodarstwo Rybackie w Mikołajkach, Żegluga Śródlądowa, Wojewódzki Wydział Rolnictwa i Leśnictwa oraz Dyrekcja Rejonu Dróg Wodnych w Giżycku, która spowodowała budowę hydrowężła Karwik—Pisz—Kwik, realizując pierwszą część planu „Operacja Pisz”, którego zadaniem jest pełna regulacja rzeki Pisy<sup>1</sup>.

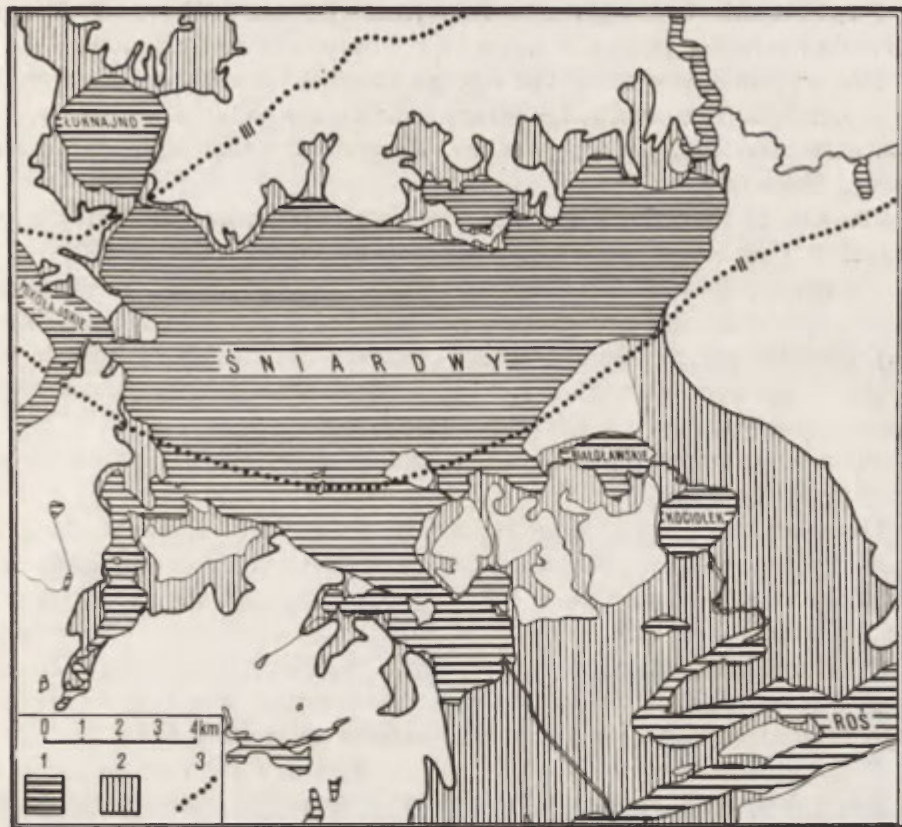
Celem pracy jest poznanie historii jeziora Śniardwy, wyjaśnienie jego genezy, zmian jakim uległo w późnym glacie i holocenie, oraz ocena stosunków wodnych w jeziorze i zlewni, z punktu widzenia przydatności dla celów praktycznych, co w znacznej mierze podyktowały wyżej wspomniane inwestycje wodne, zmierzające do planowego gospodarowania odpływem z jeziora Śniardwy. Kierowano się przy tym uzasadnionym zaleceniem Dyrektora Instytutu Geografii PAN, prof. dr St. Leszczyckiego [33], aby badania geograficzne ukierunkować praktycznie, a ich wyniki ujmować ilościowo i kartograficznie.

---

<sup>1</sup> Sukces olsztyńskiej inicjatywy; plan „Operacja Pisz” zatwierdzony, „Głos Olsztyński”, nr 174, s. 3; Regulacja. Nowe śluzy. Przerzuty wód. Dolina Narwi — bazą paszową. Rezerwy wody z jezior mazurskich, „Życie Warszawy” z 21.IV.1965.







Ryc. 2. Mapa maksymalnego zasięgu Śniardw

1 — zasięg współczesnych Jezior; 2 — zasięg maksymalny Śniardw; 3 — II i III faza stadium głównego zlodowacenia bałtyckiego.

W pracy wykorzystano obserwacje dokonane podczas kartowania geomorfologicznego w latach 1958—1960 i reambulacji w latach 1961—1962. W oparciu o te materiały opracowano mapę geologiczną, która przedstawia ukształtowanie powierzchni (metodą hipsometryczną) jej charakter litologiczny, częściowo również genezę. Fragmenty tej mapy zawiera ryc. 1. Uzupełnieniem mapy geologicznej stanowi mapa maksymalnego zasięgu Śniardw i faz stadium głównego zlodowacenia bałtyckiego (ryc. 2).

Ryc. 1. Wycinki mapy geologicznej

A. Utwory akumulacji lodowcowej: 1 — gliny zwałowe moreny dennej i czołowej; 2 — glazy narzutowe. B. Utwory akumulacji wodnolodowcowej: 1 — piaski i żwiry strefy marginalnej (morenowo-sandrowej); 2 — ily dryasowe. C. Utwory przeobrażone działalnością wody jeziornej: 1 — piaski i mulki w strefie platformy abrazyjnej (litoralnej); 2 — bruki kamieniste w strefie abrazyjnej (litoralnej i sublitoralnej); 3 — większe skupiska wyplukanych głazów w strefie abrazyjnej (litoralnej i sublitoralnej); 4 — krawędzie abrazyjne czynne; 5 — krawędzie abrazyjne utrwalone. D. Osady organogeniczne akumulacji jeziornej i roślinnej: 1 — gytia; 2 — torf.

Powierzchnia badanego obszaru wynosi 600 km<sup>2</sup>. W tym 28,6% powierzchni zajmują jeziora, z czego 18,3% przypada na Śniardwy.

Dla wyjaśnienia genezy tak dużego zbiornika nie wystarczyła znajomość morfologii otoczenia, konieczne okazały się badania zmierzające do poznania morfologii samego jeziora. Kluczem do tego była batymetria jeziora Śniardwy.

Znajomość morfologii dna na podstawie pomiarów batymetrycznych uzupełnił rekonesans podwodny, zorganizowany w czerwcu 1963 r.

Uważnie przestudiowano dokumentację wierceń licząc, że korelacja struktury plejstocenu z morfologią powierzchni pozwoli dokładniej i pewniej określić genezę Śniardw. Dla odtworzenia zmian, jakim jezioro uległo w późnym glacie i holocenie, posłużono się wynikami analiz pyłkowych, wykonanych przez J. Stasiakową.

Wiercenia, monolity, odkrywki i profile zlokalizowano na szkicu sytuacyjnym (ryc. 3).

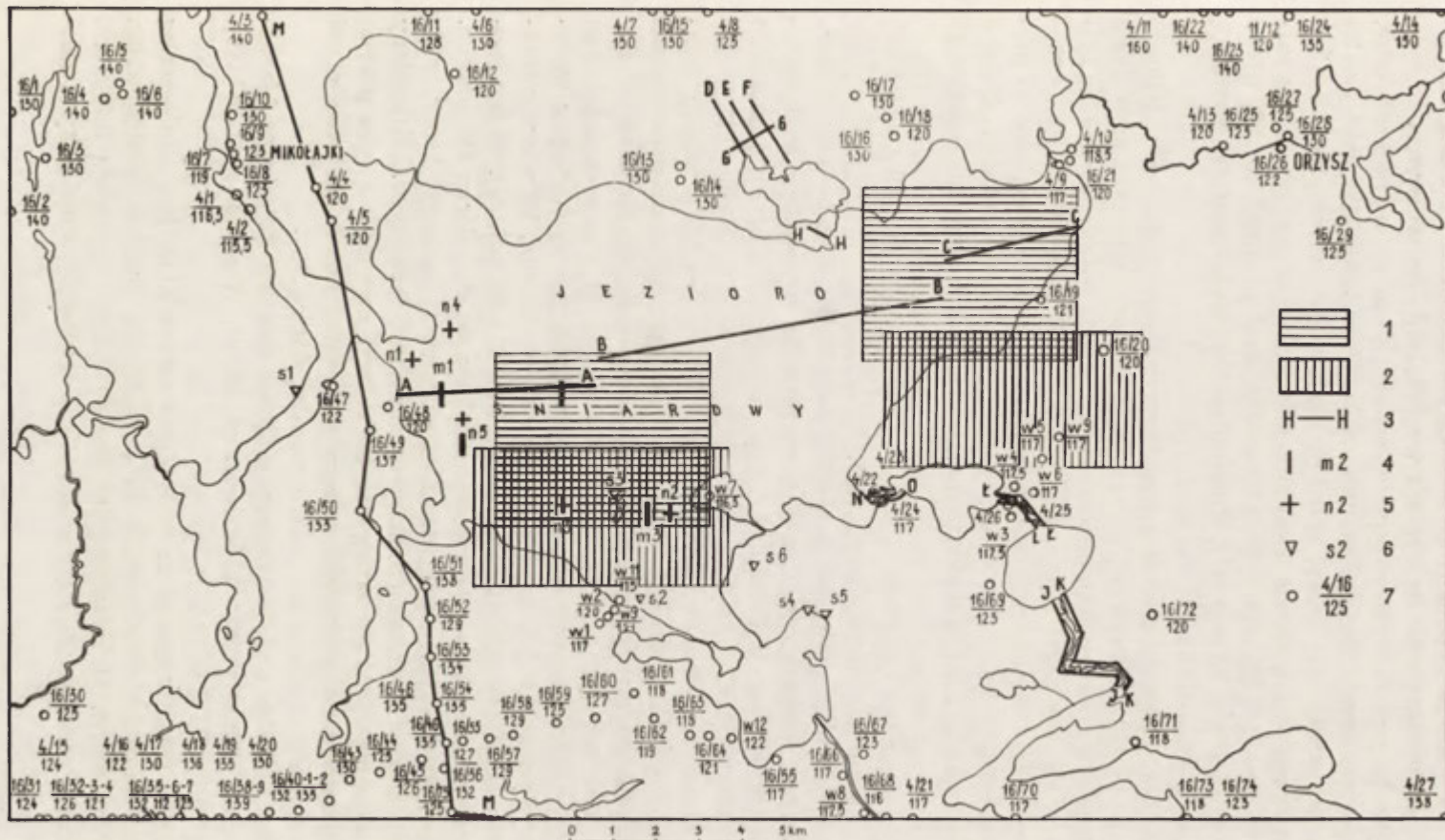
Dotychczas to największe jezioro w Polsce jest słabo zbadane. P. Olszewski [42] w wiadomościach z zakresu hydrochemii wód mazurek, w zakończeniu na s. 448 stwierdza: „Wśród niezbadanych znalazło się tak zasadnicze jezioro, jak największe w Polsce — Śniardwy”. Przyczyną takiego stanu rzeczy są chyba rozmiary tego jeziora, co wymaga stosowania bardziej skomplikowanych metod badawczych, specjalnego sprzętu, większej liczby ludzi, środków finansowych itp.

Z publikacji wymienionych w spisie literatury 68% wiąże się z niniejszą pracą problemowo, a tylko 32% dotyczy omawianego terenu. Brak prac poświęconych wyłącznie Śniardwom. Stosunkowo dużo jest publikacji dotyczących zagadnień hydrologicznych i hydrograficznych, zlewni jeziora Śniardwy, co wynika z gospodarczego zainteresowania po wojnie zasobami wód powierzchniowych, które zajmują ponad 1/3 powierzchni badanego obszaru. Projekty nawodnienia tymi wodami 50 tys. ha użytków zielonych na obszarze Równiny Kurpiowskiej opracowali W. Mikulski [37] i A. Obuchowski [40, 41]. Oceny bilansu wodnego całej zlewni Wielkich Jezior Mazurskich dokonali L. Skibniewski i Z. Mikulski [50].

Pojemność retencyjną Wielkich Jezior Mazurskich, o wyrównanym zwierciadle wody, w poziomie 116 m, na podstawie wieloletnich stanów wodowskazów w Maldaninie i Węgorzewie oraz pomiarów odpływu na Kanale Jeglińskim, obliczył J. Świątek [55].

Cechy morfometryczne jeziora Śniardwy zamieszczają w swoich pracach: K. Chmielewski [5], W. Halbfass [12], S. Srokowski [52], A. Willer [63] i W. Ule [59], który od 1889 r. przez 75 lat, był autorem jedyne opublikowanego planu jeziora Śniardwy. Mała dokładność tego planu spowodowała, że dane morfometryczne zawarte w niniejszej pracy różnią się od dotychczasowych.

Wstępne wiadomości o właściwościach fizyko-chemicznych wody



Ryc. 3. Szkic sytuacyjny

1 — wycinki planu batymetrycznego; 2 — wycinki mapy geologicznej; 3 — profile; 4 — monolity osadów dennych; 5 — obserwacje podwodne; 6 — odkrywki; 7 — wiercenia. Pierwsza cyfra w liczniku oznacza kolejny nr w spisie literatury, druga nr wiercenia. Cyfra w mianowniku określa położenie wiercenia n.p.m.



w jeziorze Śniardwy podają P. Olszewski i P. Paschalski [42, 43, 44]. Na podstawie pomiarów termiki wody i tlenu zaliczają oni jezioro Śniardwy do typu stawowego względnie polimiktycznego.

Genezą jeziora Śniardwy zajmowano się tylko na marginesie prac, omawiających morfologię całego lub części Pojezierza Mazurskiego. Ze względu na zwierciadło wody, które maskuje bogatą rzeźbę morfologiczną, traktowano je dotychczas pod względem genetycznym jako formę jednolitą. W pewnym stopniu sprzyjał temu mało dokładny plan W. Ulego [59] i mapy na nim oparte [24]. Nowy plan batymetryczny dał podstawę do zmiany poglądów na genezę Śniardw.

W 1935 r. próbę opracowania morfologii okolic Śniardw podejmuje Th. Hurtig [14]. Uważa on, że przyległe obszary posiadają morfologię martwego lodu z przewagą wzniesień o przebiegu południkowym, przyjmując ten kierunek form, nazwanych morenami radialnymi, jako przeważający, uległ przypuszczalnie sugestii nienajlepszej, przeglądowej mapie geomorfologicznej 1:200 000, znajdującej się w tekście. Genezę Śniardw kwituje stwierdzeniem, że „powstało z wytopienia martwego lodu”.

Zbliżony pogląd na genezę Śniardw reprezentuje M. Bogacki [3], dawniej i autor tego opracowania [57].

W pracach wcześniejszych zgodnie z ówczesnym stanem wiedzy morfologicznej panował pogląd, że jezioro Śniardwy wypełnia zagłębienie końcowe [5], którego powstanie wiązano na ogół ze stadium pomorskim [14, 23, 58].

W okresie powojennym problematyką Pojezierza Mazurskiego zainteresował się J. Kondracki, dzięki czemu powstało niniejsze opracowanie. J. Kondracki wiele uwagi poświęcił interpretacji moren na obszarze Pojezierza Mazurskiego [21, 22, 23, 25, 26]. W jednej z najwcześniejszych swoich prac [23], daje próbę usystematyzowania głównych ciągów morenowych. Wyróżnia 9 faz, odpowiadających tym ciągom. W miarę poznawania terenu są one uzupełniane nowymi subfazami [25, 27]. W ten sposób powstaje nowy obraz deglacjacji lądolodu na Pojezierzu Mazurskim. Autor ten dyskutując z poglądami dawniejszych badaczy, kwestionuje hipotezę szeroko rozprzestrzenionych tarasów jeziornych. Zakładany przez niego maksymalny zasięg pra-Śniardw i związany z tym poziom wody, oceniony na podstawie znacznie skromniejszych materiałów od posiadanych obecnie, znalazł potwierdzenie w tej pracy.

Zasięgi stadiów (faz) ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Mazurskim wyznaczają również: R. Galon [9, 10], P. Woldstedt [67, 68], B. Hoffman [13] i inni.

R. Galon [10] przyjmuje za S. Majdanowskim, że ogólnie zasięg zlodowacenia bałtyckiego wyznacza południowa granica występowania jezior rynnowych. Moreny stadium leszczyńskiego wyzieraają miejscami spod sandru piskiego. Zdają się to potwierdzać wychodnie gliny zwało-



wej z głazami w okolicy Lisiczyna. Fazie tej odpowiada stadium brandenburskie P. Woldstedta [67]. Nieco inaczej niż u J. Kondrackiego przebiega u niego stadium frankfurckie, któremu przypisuje usypanie sandru piskiego. Natomiast we wszystkich omawianych pracach istnieje zgodność co do przebiegu fazy pomorskiej w pobliżu północnego brzegu jeziora Śniardwy.

Najnowszym opracowaniem (1964), którego problematyka i przestrzenne ujęcie sięgnęło do obszaru Śniardw — jest praca M. Bogackiego [3] pt. *Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych*. Autor ten uważa, że najwcześniejsze osady fluwioglacjalne budujące wschodnią część sandru piskiego i kurpiowskiego wiążą się z fazą leszczyńską i zostały przykryte młodszymi osadami fazy poznańskiej i pomorskiej. Wschodni taras Śniardw, nazwany niższym poziomem sandrowym, miał powstać w fazie pomorskiej przez rozcięcie wodami fluwioglacjalnymi wysokiego poziomu sandrowego i nagromadzenia w nim osadów niskiego poziomu sandrowego. Pogląd ten różni się nieco od stanowiska przedstawionego w dalszym ciągu tej pracy. Natomiast istnieje zupełna zgodność obu autorów co do zjawisk zachodzących na tym tarasie w późnym glacie i holocenie. Przy omawianiu zmian morfologicznych, jakim ulegały Śniardwy od późnego glaciału do chwili obecnej, przeprowadzono korelację faktów pomiędzy doliną Pisy, odprowadzającą wody z jeziora Śniardwy na południe i jeziorem Kruklin, leżącym 30 km na północ, które palynologicznie opracowała J. Stasiakowa [54]. Historia tego jeziora została odtworzona na podstawie osadów strefy litoralnej, które występują nad zwierciadłem wody wskutek sztucznego obniżenia jego powierzchni.

Niezmiernie ważny, a nie zawsze doceniany wpływ podłoża na współczesną rzeźbę młodoglacjalną, podkreśla B. Krygowski [31] na przykładzie Niziny Wielkopolskiej. Na s. 206 pisze on: „Zrąb tej rzeźby opiera się głównie na założeniach morfologicznych starszych powierzchni”. Powstanie martwego lodu w Zalewie Szczecińskim B. Krygowski [31] przypisuje zakłębłości istniejącej przed transgresją ostatniego zlodowacenia. Pomiędzy tym basenem, który „w dużym stopniu jest formą przetrwałą”, a obszarem Śniardw, istnieje wiele analogii genetycznych.

W oparciu o prace K. Birkenmajera i A. Środonia [2], J.E. Mojskiego [39], A. Środonia [51], J. Stasiakowej [54] i P. Woldstedta [67], sporządzono tablicę stratygraficzną, zawierającą przebieg ważniejszych wydarzeń morfologicznych na obszarze Śniardw, podczas zlodowacenia bałtyckiego i w holocenie.

Nomenklaturę plejstocenu przeważnie brano z tablicy stratygraficznej zlodowacenia północnopolskiego J.E. Mojskiego 1964 r.

Z innych publikacji na uwagę zasługuje praca K. Patalasa [45] o podstawowym wpływie morfologii jeziora i długości rozbiegu fali na rozmiary mieszania wody oraz prace o morfologii glacialnej współczesnych lodowców Spitsbergenu [47], z których transponowano niektóre

obserwacje dla wyjaśnienia zjawisk morfotwórczych, jakie mogły zachodzić na obszarze Śniardw podczas ostatniego zlodowacenia. Mapy wykazane w spisie [17, 24, 36, 38] oraz topograficzne służyły do opracowania map załączonych do tej pracy.

Z dokumentacji, na szczególną uwagę zasługuje opracowanie wykonane pod kierunkiem J. Świątka [55], związane z budowlami wodnymi na obszarze Śniardw, których celem jest racjonalne wykorzystanie zasobów wodnych Wielkich Jezior Mazurskich. Zawiera ono opis inwestycji z określeniem usług i zakresu przewidywanej rozbudowy. Uzasadnia potrzebę tej inwestycji, której realizacja zapewni zasilanie Narwi w okresie niskich stanów wód, polepszy warunki żeglugi, zabezpieczy miasto Pisz przed wylewami Pisy, podniesie wydajność gospodarki rybnej na jeziorach i rolnej na wchodnim tarasie Śniardw.

Plany batymetryczne jezior okolicy Śniardw pochodzą z Archiwum Planów Batymetrycznych Instytutu Geografii PAN [46]. Posłużyły one do wykreślenia w miejsce batymetrii — izohips uzupełniających podkład hipsometryczny.

Serdecznie dziękuję dr. K. Więckowskiemu za pobranie, swoją sondą, monolitu osadów dennych i wielokrotną pomoc podczas prac terenowych, dr J. Stasiakowej za wykonanie analiz palynologicznych, mgr A. Płachcińskiemu za udostępnienie sprzętu, naukę i udział w badaniach podwodnych, E. Kułakowi za skorygowanie nazewnictwa i współpracę przy pomiarach batymetrycznych oraz innym osobom, które pomogły mi w realizacji zadania.

## I. BATYMETRIA I CECHY MORFOMETRYCZNE

Dotychczasowym źródłem wiadomości o batymetrii i morfometrii jeziora Śniardwy była praca W. Ulego [59] z 1889 r., w której zamieszczono plan batymetryczny 1 : 100 000 z izobatami co 5 m oraz dane morfometryczne różniące się od zawartych w niniejszej pracy. Główną przyczyną niedokładności planu W. Ulego jest generalizacja wynikająca z niedostatecznej ilości pomiarów głębokości oraz mało precyzyjnej ich lokalizacji. Plan ten bardzo pobieżnie przedstawia obszary występowania toni i płyczn, natomiast nie oddaje on charakteru dna o bardzo urozmaiconej rzeźbie. Późniejsze prace W. Halbfassa [12], A. Willera [63], J. Kondrackiego [24] z braku innych źródeł opierają się przeważnie na pracy W. Ulego.

W 1894 r. Scriba [49] zestawiał plan jeziora Śniardwy z punktami głębokości naniesionymi w kwadratach o boku ca 250 m. Ponadto oznaczył 322 tonie nadające się do zastawiania sieci rybackich, nie zawsze jednoznaczne z tonią w pojęciu geograficznym.

Mała dokładność przytoczonych planów batymetrycznych jeziora Śniardwy nie pozwala na wykorzystanie ich do współczesnych badań naukowych zmierzających do pełnego poznania środowiska wodnego jeziora i jego genezy oraz do praktycznego wykorzystania ich dla celów urządzeniowych, żeglugowych, melioracyjnych, retencyjnych itp. Powstała zatem potrzeba nowych, szczegółowych pomiarów głębokościowych, dla sporządzenia nowego planu batymetrycznego i obliczenia ścisłych danych morfometrycznych.

Prace przygotowawcze do pomiarów batymetrycznych jeziora Śniardwy rozpoczęła konferencja w Mikołajkach w listopadzie 1958 r. Protektorat nad całością objął prof. dr J. Kondracki. Łącznie odbyło się 5 posiedzeń roboczych, z udziałem przedstawicieli Instytutu Rybactwa Śródlądowego z Olsztyna i Giżycka, Państwowego Gospodarstwa Rybackiego w Mikołajkach, Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego z Warszawy i Mikołajek, Akademii Górniczo-Hutniczej z Krakowa, Rejonu Dróg Wodnych z Giżycka i licznej grupy Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk z Warszawy i Mikołajek. Ustalono, że pomiary będą wykonane z lodu wg instrukcji IRS [15]. Zrezygnowano z pomiarów echosondą [35], ze względu na trudność dokładnej lokalizacji trasy łodzi z sondą oraz z powodu silnie rozbudowanej platformy abrazyjnej, gdzie



pomiary echosondą musiano by uzupełnić pomiarami tradycyjnymi. Pierwotnie planowano wykonać osnowę geodezyjną dla brzegów jeziora Śniardwy, musiano jednak z tego zrezygnować z powodu wysokich kosztów związanych z budową wież triangulacyjnych i trudności personalnych.

Przy organizowaniu pomiarów i opracowywaniu planu batymetrycznego bardzo pomogły doświadczenia nabyte przy wykonywaniu batymetrii kompleksu jeziora Mamry [56]. Pomiary głębokościowe na jeziorze Śniardwy wykonano w ciągu 3 zim, podczas gdy kompleks jeziora Mamry o nieco mniejszej powierzchni sondowano w ciągu 6 ziem. Zastosowano bowiem usprawnienia przy tyczeniu siatki kwadratów, zmniejszono do minimum załogi przy sondach do 2 osób, korzystnie działała też rutyna nabyta w ciągu kilkuletniej praktyki.

Zimą 1960 r. pomierzono 15,2% pow. obejmującej jezioro Seksty i południową część Śniardw, zamkniętej od północy linią biegnącą od Niedźwiedziego Rogu, przez Czarcia Wyspę do Szerokiego Ostrowia. W 1961 r. pomierzono zachodnią część Śniardw do granicy biegnącej od Szerokiego Ostrowia do północnego brzegu (250 m na wschód od wylotu Zimowej Drogi pod Dziubielami). Obszar pomierzony w tym roku stanowił 38,5% powierzchni jeziora. Pozostałe 46,3% przesondowano w 1962 r.

Granice stykową pomiędzy zachodnią i wschodnią częścią Śniardw ponad 6,5 km długą, odtworzono za pomocą nożycowej lornety artyleryjskiej z reperu ustabilizowanego uprzednio na wysokim brzegu Szerokiego Ostrowia. Na przeciwnym brzegu ustawiono sygnały w postaci dużej białej tkaniny na samotnym drzewie oraz przy pomocy dymu dużej pochodni nasyconej olejami. Użyte środki, pomimo idealnej pogody, przy tak dużej odległości okazały się niewystarczające. Odtworzona „granica styku” uległa przesunięciu na północnym brzegu o 25 m, na zachód od granicy z 1961 r. W ten sposób powstał wąski klin, który trzeba było dodatkowo pomierzyć.

Siatkę kwadratów o bokach 50 m zakładano w oparciu o bazy oddzielne dla każdej części jeziora. Wschodnia część miała 2 bazy, południowa — 1 i zachodnia — 1. Długość tej ostatniej wynosiła 9 km, od Niedźwiedziego Rogu do Łuknajna, co zmusiło do tyczenia jej według azymutu, zamiast według z góry zaplanowanych sygnałów. Prostopadłe do niej ciągi miały często po 5 km długości. W takiej sytuacji nawet minimalne skrzywienie bazy spowodowałoby duże deformacje planu.

Do tyczenia bazy i ciągów wykorzystano ponad 3,5 tys. palików z tarcicy. Odległości pomiędzy palikami mierzono 50-metrową linką stalową. Kierunki baz i ciągów były wyznaczane przy pomocy teodolitów. Pomiary głębokości robiono specjalnymi sondami [35, 56]. Ogółem wykonano ponad 40 000 otworów w lodzie przy pomocy rybackich pierzchni. Głębokość wybitych otworów wyniosła łącznie ponad 15 km.

Bezpośrednio w pomiarach batymetrycznych w sposób ciągły uczestniczyli: M. Szostak i K. Więckowski z Instytutu Geografii PAN z Warszawy, S. Chojnowski ze Stacji PIHM w Mikołajkach oraz studenci geografii UW, średnio po 20 osób w sezonie.

Do transportu po lodzie, a więc do przewożenia, rozwożenia na stanowiska i odwożenia ludzi oraz sprzętu używano głównie sani z zaprzęgiem konnym. Transport pochłaniał wiele czasu i energii z powodu znacznych odległości i niesprzyjającej pogody. Praca na lodzie łącznie z dojazdami trwała od wczesnego rana do wieczora, często do późnej nocy.

Codziennie w bazie nanoszono z dzienniczków polowych na szkic 1 : 5000 pomierzone w danym dniu głębokości i charakter osadów. W ten sposób uzyskiwano na bieżąco kontrolę pomiarów, ewentualne błędy natychmiast korygowano. Wzdłuż brzegów wyznaczano granicę oczeretów w oparciu o dodatkowe pomiary. Tak otrzymane szkice służyły do wykreślenia planu batymetrycznego w skali 1 : 5000 z izobatami co 1 m, składającego się z 8 części, które odpowiadają powierzchniom zawartym pomiędzy bazami i granicami z roku 1960/61 i 1961/62. Następnie zostały one fotomechanicznie zmniejszone do 1 : 25 000. Z negatywów poszczególnych części wykonano diapozytywy, które połączone wzdłuż baz i granic zachodziły na siebie dając w pobliżu styków kontrolę izobat wykreślonych niezależnie na każdej z 8 części.

Diapozytywy z powodu braku osnowy geodezyjnej zostały nałożone na kontury jeziora z nowych i starych map topograficznych w tej samej skali i stanowiły podstawę do wykreślenia jednolitego planu batymetrycznego 1 : 25 000 z izobatami co 1 m, którego fragmenty zawiera ryc. 4. Po konfrontacji trzech nałożonych na siebie konturów przerysowano te odcinki linii brzegowej, które na wszystkich konturach były jednakowe. Tam, gdzie występowały różnice przyjmowano ten kontur topograficzny, który był najbardziej zgodny z planem. W wyniku tego nieznacznie zmieniono (w stosunku do starych map) linię brzegową koło Suchego i Księdzowego Rogu oraz w południowo-wschodniej części jeziora Seksty, w stopniu, w jakim to zgodnie uwidoczniły plan i nowe mapy topograficzne. Na plan nie naniesiono dwóch wysp przybrzeżnych na południowo-zachód od Nowych Gut i trzeciej na wschód od Suchego Rogu zaznaczonych na nowych mapach, które w rzeczywistości są kępami oczeretów. Natomiast naniesiono na plan 3 faktyczne wysepki o łącznej powierzchni poniżej 1 ha, chociaż nie było ich ani na starych, ani na nowych mapach topograficznych.

Ogólnie plan batymetryczny wykazał dużą zgodność z konturami topograficznymi, co może być potwierdzeniem prawidłowo założonej siatki kwadratów na lodzie.

Tak sporządzony plan batymetryczny zimą 1963 r. skonfrontowano w terenie: w wyniku tego naniesiono drobne poprawki linii brzegowej,





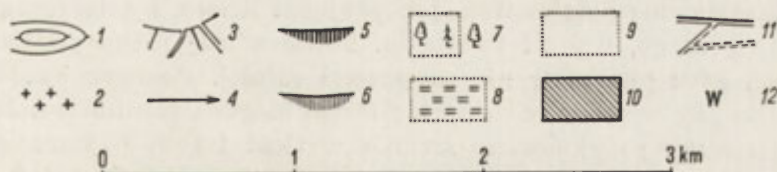
u wejścia na jezioro Warnołty, naprzeciw wyspy Rożek oraz uzupełniono kontrolnymi pomiarami głębokości, w pobliżu półwyspu Kusnort.

Jezioro Śniardwy o powierzchni 110 km<sup>2</sup> na dotychczasowych mapach [17, 24, 38, 62] pod względem nazewnictwa stanowi dużą białą plamę. Zwartość obszaru Śniardw w przeciwieństwie do kompleksu jeziora Mamry [56] utrudnia orientację i lokalizację, co komplikuje badania i praktyczne korzystanie ze zbiornika. Praktyka życiowa dawno już podyktowała rybakom podział Śniardw na tonie. Część nazw jest wspólna niejednokrotnie dla kilku toni, część powtarza się. Dwie nazwy — Płaszczarnia i Miałka Góra, tak trafnie charakteryzujące morfologię form, dla których zostały użyte, znalazły potwierdzenie na naszym planie. Pierwsza określa największy płaski obszar w zachodniej części Śniardw, wysłany osadami i pozbawiony gładów, co predysponuje go jako najlepszy teren połowu ryb. Druga określa najobszerniejsze gładowisko, niebezpieczne dla żeglugi i niedostępne dla połowów.

Plan jeziora Śniardwy uzupełniono nazwami toni, wysp, półwyspów i zatok. Adaptowano z planu Scriby [49] 93 nazwy toni, przeważnie mazurskiego pochodzenia. Lokalizacja ich, uwarunkowana większą dokładnością naszego planu, czasami jest nieco inna niż na planie Scriby. Wszystkie nazwy toni oraz około 50 innych kilkakrotnie konsultowano z miejscowymi rybakami. W wyniku tego ujawniły się pewne różnice pomiędzy nazwami praktycznie stosowanymi przez miejscową ludność i turystów a nazwami używanymi na mapach i w publikacjach, szczególnie gdy chodzi o wyspy.

Szeroki Ostrów po otrzymaniu sztucznego połączenia z lądem za pomocą grobli i drewnianego mostku, którego filary wskutek akumulacyjnej działalności wody zostały do połowy zasypane piaskiem, w zasadzie przestał być ostrowem, a stał się półwyspem. Ze względu na dużą po-

Ryc. 4. Wycinki planu batymetrycznego jeziora Śniardwy



1 — kierunki spadków; 2 — wypłukane gładz; 3 — ujścia rzek, kanałów i rowów; 4 — kierunki odpływu; 5 — brzegi klifowe czynne; 6 — brzegi klifowe utrwalone; 7 — lasy i pojedyncze drzewa; 8 — łąki i tereny podmokłe; 9 — ziemie orne; 10 — osiedla; 11 — drogi; W — wyspa.

Nazwy toni:

23. Wądołek	61. Blejówka	68. Łaskawa	81. Kajuszy
27. Kociołek	62. Słup	69. Wądołki	87. Zimnochy
28. Polaka	63. Słupik	70. Wąż	89. Węzówka
35. Sośnia	64. Sztuczka	71. Dziedziczka	90. Brzeczkowa
36. Pędzona	65. Szeroki Wądół	72. Księdzowa	91. Głęb
58. Pewna	66. Sędaczówka	73. Jedam	92. Wieliczka
60. Markwartka	67. Noworoczna	74. Jewa	93. Fiecowa



pularność tej nazwy [17, 24, 36, 62] użyto jej również na planie. Wyjątek stanowi wprowadzona na mapie Śniardw [24] nazwa Ostrów jako imię własne, bez przymiotnika Szeroki. Podobnie dla Wyspy Pajęczej, leżącej dosłownie i w przenośni w cieniu Wyspy Czarciej, użyto nazwy „Kępa” jako imię własne. Na nowej mapie topograficznej użyto nazwy „Wyspa Kępa”, co nie jest logiczne. Zarówno „Kępa” jak „Ostrów” oznaczają wyspę, czasami tylko o różnych cechach genetycznych. Tam, gdzie istnieje jedna wyspa, nazwy te mogą być użyte jako imiona własne, tam, gdzie jest ich więcej, jak w przypadku Śniardw, użyto jednoznacznego określenia „wyspa” z przymiotnikiem. Największą zgodność na mapach, w literaturze i wśród miejscowej ludności stwierdzono dla nazw najpopularniejszej na Śniardwach Wyspy Czarciej oraz dla Wyspy Kaczor, leżącej na granicy jeziora Śniardwy i Seksty. Dla tej ostatniej na mapie Śniardw użyto nazwy Ostrówek [24].

Dla trudno dostępnej wysepki leżącej na granicy jeziora Śniardwy i Warnołty przyjęto za leśnikami nazwę Rożek.

Przy północnym brzegu Śniardw, koło Suchego Rogu, znajdują się 3 maleńkie nowe wysepki nie wymieniane dotychczas ani na mapach, ani w literaturze. Na planie oznaczono je wspólną nazwą — Wyspy Nowe.

Pozostałe nazwy, szczególnie brzegów, zostały zapożyczone od rybaków. Nazwy osiedli naniesiono na podstawie map. Dla określenia 6 wyrebów, polan, i ciągnących się wzdłuż południowego brzegu Śniardw i Puszczy Piskiej, posłużono się terminem *binduga* używanym przez miejscową ludność, leśników i turystów. Na mapie Śniardw [24] nazwane są one *ładowniami*. W sezonie letnim bindugi stanowią najbardziej atrakcyjne miejsce biwaków.

Dane morfometryczne dla jeziora Śniardwy otrzymano z bezpośrednich pomiarów załączonego planu batymetrycznego bądź w wyniku przeliczeń za pomocą wzorów.

Powierzchnia jeziora Śniardwy łącznie z zatokami Seksty i Kacze-rajno pomierzona planimetrem precyzyjnym Reissa, z załączonego planu batymetrycznego, wynosi 10 970 ha. Powierzchnię planu podzielono na 3 części, gdyż planimetr nie obejmował całości. Pomiaru każdej części dokonano pięciokrotnie, z różnych położań bieguna planimetru. Jako wynik ostateczny przyjmowano średnią wartość trzech najbardziej zgodnych pomiarów. Wyżej podana powierzchnia odpowiada średniemu zwierciadłu wody 116 m n.p.m.

Średnie poziomy pokrywy lodowej, przy których wykonywano pomiary batymetryczne w latach 1960—1962, zawiera tabela 1.

Powierzchnie pomiędzy poszczególnymi izobatami zawiera tabela 2.

Jak z powyższej tabeli wynika, powierzchnie ograniczone izobatami poniżej 14 m wyrażają się zaledwie w drobnym ułamku powierzchni zerowej. Jeszcze wyraźniej widać to na krzywej batygraficznej (ryc. 5).

Porównywanie powierzchni Śniardw z wcześniejszymi opracowania-

mi jest utrudnione ze względu na różnie przyjmowany zasięg jeziora. W. Ule [59], a za nim W. Halbfass [12] podają dla Śniardw łącznie z przyległymi jeziorami powierzchnię 122,5 km<sup>2</sup>. Katalog Jezior Polskich [19] wymienia powierzchnię 106,6 km<sup>2</sup> z zatokami Seksty i Kaczerajno oraz Warnołtami. Taką samą powierzchnię podają L. Skibniewski i Z. Mikulski [50], a po wyłączeniu jeziora Łuknajno, Tuchlin i Tyrkło — 117,5 km<sup>2</sup>. Najczęściej cytowana jest powierzchnia 105,9 km<sup>2</sup> — S. Srokowski [52], K. Chmielewski [5], P. Olszewski [42], odnosząca się wyłącznie do

Tabela 1  
Średnie poziomy pokrywy lodowej w m n.p.m.

Wodowskaz	1960	1961	1962
Mikołajki	115,44	116,04	116,00
Jeglina	115,96	115,99	

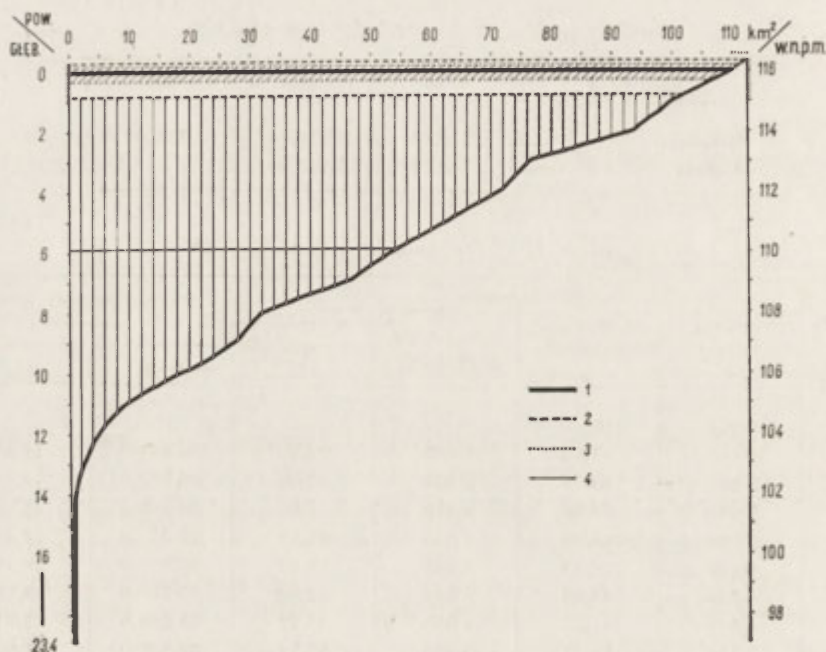
Tabela 2

Powierzchnia i objętość pomiędzy izotopami<sup>2</sup>

Izobata m	Powierzchnia				Objętość warstwy między izotopami	
	określona izobata ha	w stosunku do zwierciadła %	poła między izotopami	w stosunku do zwierciadła %	tys m <sup>3</sup>	%
0	10 970	100				
1	10 000	91,16	10 485	95,56	104 850,0	16,13
2	9 300	84,78	9 650	87,96	96 500,0	14,84
3	7 620	69,46	8 460	78,03	84 600,0	13,01
4	7 130	65,00	7 375	67,23	73 750,0	11,34
5	6 250	56,88	6 690	60,98	66 900,0	10,29
6	5 340	48,68	5 795	52,83	57 950,0	8,91
7	4 560	41,57	4 950	45,22	49 500,0	7,61
8	3 150	28,71	3 855	35,14	38 550,0	5,93
9	2 720	24,79	2 935	26,75	29 350,0	4,51
10	1 820	16,59	2 270	20,69	22 700,0	3,49
11	920	8,39	1 370	12,49	13 700,0	2,11
12	450	4,10	685	6,24	6 850,0	1,05
13	230	2,10	340	3,10	3 400,0	0,52
14	60	0,55	145	1,32	1 450,0	0,22
15	32	0,29	46	0,42	46,0	0,01
16	18	0,16	25	0,23	25,0	0,01
17	15	0,14	16,5	0,15	16,5	0,01
18	3	0,03	9,0	0,08	9,0	0,00
19	2	0,02	2,5	0,02	2,5	0,00
20	0,7	0,01	1,4	0,01	1,4	0,00
21	0,5	0,00	0,6	0,01	0,6	0,00
22	0,3	0,00	0,4	0,00	0,4	0,00
23	0,2	0,00	0,3	0,00	0,3	0,00
					650 151,7	100,00

<sup>2</sup> Śniardwy łącznie z zatokami Seksty i Kaczerajno.

Śniardw. Na naszym planie do jeziora Śniardwy włączona jest zatoka Seksty i Kaczerajno, wyraźnie się z nim komunikująca. Brak natomiast podstaw do włączenia jezior Tyrkła (210 ha), Tuchlin (240 ha) i Łuknajno (620 ha), gdyż są to zbiorniki izolowane, które kanałami łączą się ze Śniardwami. Jezioro Warnołty o powierzchni 471 ha<sup>3</sup> nie zostało włączone do Śniardw, ponieważ duże partie jeziora porasta roślinność wodna twarda [1], która ograniczyła połączenie ze Śniardwami do kilkunastu metrów.



Ryc. 5. Krzywa batygraficzna

1 — współczesny poziom zwierciadła wody; 2 — poziomy ekstremalne przy maksymalnej pojemności użytkowej; 3 — poziomy ekstremalne przy planowanej pojemności użytkowej; 4 — średnia głębokość.

Granicę pomiędzy jeziorem Śniardwy a Mikołajskim stanowi Przeczka, tj. największe zwężenie pomiędzy Dybowskim a Popielskim Rogiem.

Długość linii brzegowej z wyspami wynosi 83 km. Linia brzegowa wysp, bez Szerokiego Ostrowia, ma 5 km długości. Rozwój linii brzegowej wyliczony na podstawie wzoru:

$$\frac{\text{linia brzegowa}}{2\sqrt{\pi \cdot \text{powierzchnia}}}$$

<sup>3</sup> Według planu Instytutu Rybactwa Śródlądowego z 1958 r. powierzchnia wynosi 370,4 ha. Różnica wynika prawdopodobnie z różnie przyjętej granicy i znacznego zatorfienia brzegów.



wynosi 2,2. Na wysoki wskaźnik rozwoju linii brzegowej wpłynęła znaczna ilość zatok.

Linie brzegową zajmuje: w 15,8% las mieszany, w 2,4% las iglasty, w 3,6% las liściasty, 44,8% łąki i mokradła, w 29,0% grunty orne, w 3,6% osiedla i 0,8% granice wodne. Uwagę zwraca fakt, że prawie połowa brzegów jeziora Śniardwy jest niska i podmokła. Zwarte lasy występują wzdłuż brzegów południowo-zachodnich i częściowo północnych. Ziemi orne przeważają wzdłuż północno-wschodniego brzegu.

Na całej długości linii brzegowej, z wyjątkiem części wzdłuż Kępy Kwiku i Nowych Gut, ciągnie się strefa roślinności wodnej, twardej, głównie trzciny pospolitej. Zajmuje ona 750 ha, co stanowi 6,8% powierzchni zwierciadła wody.

Kształt jeziora Śniardwy, zbliżony do trójkąta, utrudnia ocenę maksymalnej długości i szerokości. Katalog Jezior Polskich [19] wymienia długość 16 750 m i szerokość 12 500 m. L. Skibniewski i Z. Mikulski [50] podają długość jeziora w kierunku N-S wraz z zatoką Seksty 16,1 km, szerokość 13,5 km. Maksymalna długość mierzona jako prosta o kierunku W-E, od Popielna do wschodniego brzegu zatoki Okartowskiej, wynosi 16,2 km. Prosta prostopadła do długości szerokość o kierunku N-S, od Dziadowej Góry do wyspy Kaczor wynosi 11,0 km. Maksymalna szerokość biegnąca od jeziora Łuknajno do Kanału Jeglińskiego (łącznie z zatoką Seksty) nie prostopadła do długości, wynosi 13,0 km.

Maksymalna głębokość jeziora Śniardwy, mierzona kilkakrotnie w 1961 r., wynosi 23,4 m i jest mniejsza o 1,6 m od głębokości uzyskanej przed 73 laty przez W. Ulego — 25 m. Ta wielkość była dotychczas stale cytowana w literaturze [12, 19, 24, 50, 63]. Maksymalną głębokość tworzy środkowy z trzech lejkowatych głęboczków, w zachodniej części jeziora, pomiędzy Płaszczarnią a Miałką Górą. Głębokość średnia wyliczona na podstawie objętości podzielonej przez powierzchnię wynosi 5,9 m i jest o 4 m mniejsza niż w kompleksie jeziora Mamry.

Głębokość względna według wzoru  $\frac{G_{\max}}{\sqrt{P}}$  wynosi 0,0022.

Wskaźnik głębokości otrzymamy z wzoru  $\frac{G_{\text{sr}}}{\tilde{G}_{\max}}$  wynosi 0,25.

Objętość jeziora Śniardwy stanowiąca sumę objętości warstw pomiędzy izobatami (tab. 2) wynosi 650 151,7 tys. m<sup>3</sup>. Dla porównania obliczona wzorem Simpsona pojemność wyniosła 664 523,0 tys. m<sup>3</sup>, a więc o 2,2% więcej od przyjętej. Natomiast mniej o 6,8% od przyjętej wyniosła pojemność wyliczona wzorem Pemcka — 605 917,0 tys. m<sup>3</sup>.

W dotychczasowej literaturze [12, 19] cytowana jest objętość jeziora 780 mln m<sup>3</sup>, a więc o 20% większa od wyliczonej przez autora. Ta znaczna różnica spowodowana jest różnie przyjętymi wartościami dla powierzchni i głębokości. W. Halbfass [12] podaje średnią głębokość dla Śniardw 6,5 m, czyli o 10,2% większą.

Okazuje się, że największe w Polsce pod względem powierzchni jezioro Śniardwy pod względem pojemności znacznie ustępuje drugiemu co do wielkości jezioru, tzn. kompleksowi jeziora Mamry [56], w stosunku 1 : 1,6. Różnica ich objętości wynosi aż 464 848 tys. m<sup>3</sup> wody.

## II. WARUNKI HYDROLOGICZNE

Z chwilą przekopania w XIX w. kanału łączącego jezioro Śniardwy przez rynnę mikołajską i jezioro Niegocin z kompleksem jeziora Mamry przestało ono funkcjonować jako odrębna jednostka hydrograficzna. Powstał połączony system Wielkich Jezior Mazurskich o wyrównanym zwierciadle wody w poziomie ca 116 m, regulowany przez jazy na Węgorapie i Kanale Jeglińskim, przekopany w latach 1845—1849 [28]. Wododziały przeprowadzone pomiędzy zlewnią jeziora Śniardwy i kompleksem jeziora Mamry, jednocześnie granica pomiędzy zlewnią Wisły i rzek Przymorza, najpierw przez wodowskaz Kula, w przesmyku pomiędzy jeziorem Jagodnym i Niegocin [60], a później przez Giżycko [50], są konwencjonalne, nie mają znaczenia praktycznego<sup>4</sup>. Nie mogą też być stałe, gdyż są wypadkową tak zmiennych czynników, jak stosunek odpływu pomiędzy Węgorapą a Kanalem Jeglińskim i związanymi z tym zasięgami depresji zwierciadła wody oraz kierunku i siły wiatru. Stosunki wodne na jeziorze Śniardwy można rozpatrywać tylko w powiązaniu z całą zlewnią Wielkich Jezior Mazurskich, od ujścia Węgorapy do ujścia Pisy, łącznie z jeziorem Roś (ryc. 6). Powierzchnia zlewni Wielkich Jezior Mazurskich, od ujścia Pisy do ujścia Węgorapy, wynosi 3540 km<sup>2</sup>. Powierzchnia ta zaczerpnięta z minimalnymi poprawkami z pracy L. Skibniewskiego i Z. Mikulskiego (według zaktualizowanej przez nich „Wasserkarte der Norddeutschen Stromgebiete”), wymagałaby dalszej weryfikacji.

Zlewnia Wielkich Jezior Mazurskich zawiera 252 jeziora o powierzchni powyżej 1 ha. Powierzchnia tych jezior stanowi 14,2% zlewni i zajmuje 504 km<sup>2</sup>, tj. tylko o 4 km więcej, niż to podają w swojej pracy L. Skibniewski i Z. Mikulski. Pomimo tej pozornej zgodności znaczne różnice występują w powierzchni poszczególnych jezior, dla których aktualne dane zaczerpnięto z najnowszych planów batymetrycznych [46].

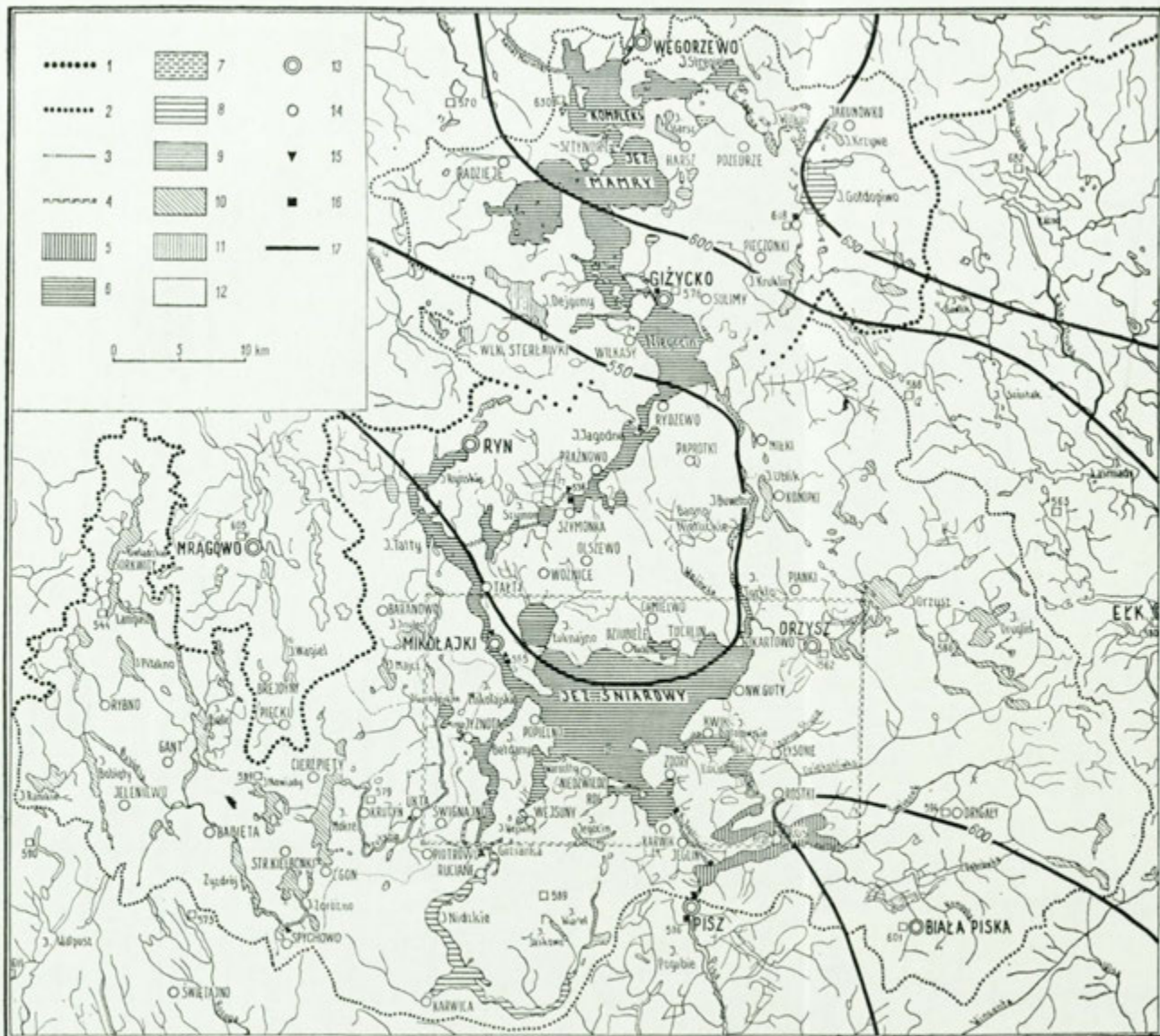
Jezioro Śniardwy zajmuje 21,8% powierzchni wszystkich jezior tej zlewni, a 3% powierzchni zlewni Wielkich Jezior Mazurskich.

Oprócz powierzchni, dla obliczenia bilansu wodnego zlewni zasadnicza wartość ma wielkość opadu, który wyliczono metodą izohiet (linii

---

<sup>4</sup> Mgr inż. M. Ćwiklik, dyrektor Rejonu Dróg Wodnych w Giżycku oświadczył podczas konsultacji, że tak przeprowadzony dział wodny jest niesłuszny i sprawił wiele kłopotu przy zatwierdzaniu planów hydrowęzła Karwik—Kwik—Pisz.





Ryc. 6. Zlewnia Wielkich Jezior Mazurskich

1 — dział wodny pomiędzy zlewnią Wisły a rzekami Przymorza; 2 — granica zlewni Wielkich Jezior Mazurskich; 3 — granica zlewni rzeki Krutyni; 4 — granica terenu opracowanego morfologicznie; 5 — jeziora o zwierciadle wody 115 m n.p.m.; 6 — jeziora o wyrównanym zwierciadle wody 116 m n.p.m.; 7 — jeziora o zwierciadle wody 117 m n.p.m.; 8 — 118 m n.p.m.; 9 — 119 m n.p.m.; 10 — powyżej 120 m n.p.m.; 11 — jeziora bez odpływu powierzchniowego; 12 — jeziora poza granicami zlewni; 13 — miasta; 14 — ważniejsze osiedla; 15 — stacje wodowszawcze; 16 — stacje opadowe; 17 — izohiety.

równej wysokości opadu). Dla zastosowania tej metody niezbędne jest sporządzenie mapy opadów, na której rozkład ilości opadów byłby przedstawiony za pomocą izohiet. W tym celu z Atlasu Wiszniewskiego [65] zawierającego opady atmosferyczne za okres 1892—1930, naniesiono na mapkę zlewni Wielkich Jezior Mazurskich (ryc. 6) wielkości średnich opadów rocznych dla 25 stacji opadowych leżących na terenie zlewni albo w pobliżu jej granic. Następnie wykreślono izohiety w przedziałach co 50 m. Powierzchnie pomiędzy poszczególnymi izohietami, pomierzone planimetrem precyzyjnym Reissa, zestawiono w tabeli 3.

Tabela 3

Wysokość średniego opadu zlewni Wielkich Jezior Mazurskich

Pola zlewni	Powierzchnia $A$		Śr. wysokość opadu	Całkowita ilość opadu
			$\frac{H_n + H_{n+1}}{2}$	$A \frac{H_n + H_{n+1}}{2}$
nr	km <sup>2</sup>		mm	tysiące m <sup>3</sup>
I	90	2,8	675	60 750
II	530	14,9	625	331 250
III	2420	68,3	575	1 391 500
IV	500	14,0	525	262 500
Suma	3540	100,0	—	2 046 000

W oparciu o powyższą tabelę średnia wysokość opadu dla całej powierzchni zlewni, obliczona według wzoru:

$$H_{sr} = \frac{\sum A \frac{H_n + H_{n+1}}{2}}{\sum A n} = \frac{Q}{\sum A n} \text{ mm}$$

w ostatecznym rachunku  $\frac{2\,046\,000 \text{ m}^3}{3540 \text{ km}}$ , wynosi 578 mm.

Całkowity opad w zlewni równa się sumie iloczynów pól zlewni i średnich wartości izohiet ograniczających te pola.

Dla porównania — opad otrzymany jako średnia arytmetyczna opadów rocznych za ten sam okres, z 22 stacji leżących na terenie zlewni bądź w pobliżu jej granic, wynosi 584 mm. Dla dalszych obliczeń bilansu wysokość średniego opadu zaokrąglono do 580 mm.

Średnia roczna wysokość opadów dla całej zlewni, przyjęta przez L. Skibniewskiego i Z. Mikulskiego, wynosi 600 mm.

Przy opadzie 580 mm na zlewnię Wielkich Jezior Mazurskich o powierzchni 3540 km<sup>2</sup> spada rocznie 2 053,2 mln m<sup>3</sup> opadu. Z tego tylko około 35% opadu tj. 718,6 mln m<sup>3</sup> sływa powierzchniowo do Pisy i Węgorapy [50]. Pozostałe 65%, tj. 1 334,6 mln m<sup>3</sup> — wyparowuje.

Jeziora w zlewni o połączonym zwierciadle wody wynoszącym 335,0



km<sup>2</sup> — łącznie z jeziorami Roś, Nidzkim i kanałami (ryc. 6) — otrzymują w ciągu roku, przy spływie 718,6 mln m<sup>3</sup>, warstwę wody wysokości 2143 mm. W przeliczeniu na objętości sekundowe dopływu wyniesie to 22,7 m<sup>3</sup>/sek. Łączny średni przepływ w Węgorzewie i Piszcu obliczony przez J. Świątkę [55] na podstawie średnich miesięcznych za okres 1947—1961 wynosi 21,1 m<sup>3</sup>/sek.

W północnej części jeziora Śniardwy, na platformie przybrzeżnej, występuje horyzont kilkunastu źródeł, ciągnący się wzdłuż Dziadowej i Dziubielskiej Góry. W zimie w tych miejscach, wśród grubej pokrywy lodowej utrzymuje się niezamarznięta powierzchnia wody, z bijącymi w dnie źródłami. Latem źródła te nie są widoczne i mają charakter „młaków” [20]. Występowanie ich tutaj wyznacza rdzawy kolor wody oraz karłowata roślinność wodna, występująca przeważnie w postaci sitowia błotnego i turzyc. Pas właściwych oczeretów z trzciny pospolitej ciągnie się dopiero w głębi platformy.

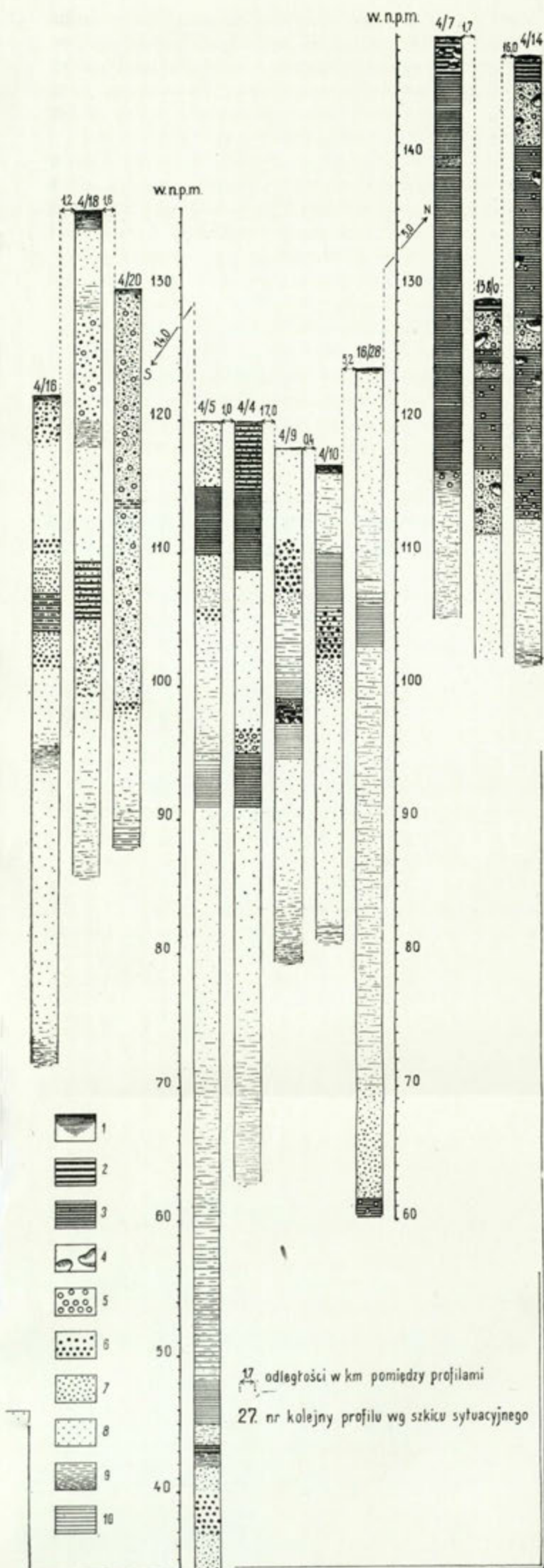
O zasilaniu wodami wgłębnymi świadczy również wcześniejsze ustępowanie, miejscami, pokrywy lodowej. Szczególnie uwydatnia się to na jeziorze Warnołty, którego cechą jest niewielka zlewnia wód powierzchniowych i stosunkowo duża zlewnia wód gruntowych. Wyższa temperatura wód gruntowych oraz przepływ powodują późniejsze tworzenie się pokrywy lodu na tym jeziorze i wcześniejszy jej zanik.

Znajomość wód gruntowych, ich ilości i wielkości poziomów jest dotychczas bardzo słaba. Stosunkowo najlepiej poznana jest wierzchówka ze studni, dokumentacji torfowych i geologicznych [4, 16] oraz pomiarów stacji wód gruntowych. Absolutna amplituda wahań tego poziomu wynosi 157 cm w Mikołajkach do 317 cm w Ukcie. Wierzchówka zalegając współkształtnie do powierzchni terenu występuje tym głębiej, im dalej od jeziora, tzn. na wododziale może zalegać na głębokości kilku metrów, a przy jeziorze — na wysokości podpierającego ją zwierciadła wody. Dlatego stacja wód gruntowych w Ukcie, leżąca 2 km od rzeki Krutyni na wysoczyźnie, kontroluje przypuszczalnie ten sam poziom, co leżąca nad jeziorem stacja w Mikołajkach. Mniejsza amplituda wahań wód gruntowych w tej ostatniej jest wynikiem względnej stabilności poziomu wody w jeziorach.

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA

Analiza danych geologicznych wskazuje, że pod Krainą Wielkich Jezior Mazurskich rozciąga się niecka kredowa o założeniu tektonicznym [48].

We wschodniej części omawianego terenu w okolicy Orzysza utwory kredowe (senon i emszer), podścielają bezpośrednio czwartorzęd, którego miąższość tutaj wynosi 180 m. Grubość czwartorzędu w kierunku połud-



Ryc. 7. Zestawienie najgłębszych wierzeń okolic jeziora Śniardwy  
 1 - gleba; 2 - glina brunatna; 3 - glina szara; 4 - gładziki; 5 - otoczaki; 6 - żwir; 7 - piasek gruboziarnisty; 8 - piasek drobnoziarnisty; 9 - pył; 10 - il.

niowo-zachodnim maleje i w Wejsunach, w odległości 4,5 km od południowego brzegu Śniardw wynosi 145 m [69]. Ponownie wzrasta w kierunku północnym osiągając w Giżycku 176 m i w Węgorzewie 206 m. Wszędzie podłoże czwartorzędu leży poniżej poziomu morza, tworząc łagodną nieckę nachyloną w kierunku północnym [27].

Dla omawianego obszaru zebrano łącznie ponad 400 wierceń (ryc. 3), z czego ponad 80 otworów osiąga głębokość 15—30 m, 24 wiercenia 30—60 m i jedno wiercenie 1354 m. Pozostałe 300 wierceń mają głębokość poniżej 15 m. Większość z nich została wykonana na wschodnim tarasie Śniardw, wzdłuż planowanego kanału pomocniczego, łączącego Śniardwy z Pisą przez jezioro Białoławskie, Kociołek i Roś [55]. Ponadto prawie wszystkie znaczniejsze torfowiska na badanym terenie są już przesondowane, co dostarcza blisko 2 tysiące nowych otworów.

Dla stratygrafii czwartorzędu zasadnicze znaczenie mają wiercenia najgłębsze. Największe zaufanie budzi większość nowych otworów studziennych, które mają najczęściej oznaczenia konsystencji materiału oraz niektórych właściwości fizykochemicznych wody. Niestety, żadne z tych wierceń nie przebiło plejstocenu. Dokumentacja wiercenia, które go przebija, wykonana przed wojną w Wejsunach, jest obecnie niedostępna.

Badania sejsmiczne w 1956 r. [16] również nie wyznaczają zasięgu plejstocenu, stwierdzając jedynie, że wszędzie do głębokości 200 m zalegają serie warstw czwartorzędu i trzeciorzędu.

Analiza zebranych profilów wykazuje, że większość najgłębszych wierceń rozmieszczonych dookoła jeziora Śniardwy dociera a w dwu wypadkach przebija grubą serię utworów ilasto-pylasto-piaszczystych (ryc. 7) <sup>5</sup>.

Podobieństwo materiału oraz znaczna jego miąższość nasuwają przypuszczenie, że mógł on powstać w tym samym, rozległym zbiorniku wody stanowiącym być może, pośrednio sukcesję po wspomnianej już niecce o założeniu tektonicznym.

Na zachodzie zbiornik ten nie sięgałby do Starej Ukty, która leży w odległości 8 km od zachodniego brzegu Śniardw, gdzie w 120-metrowym wierceniu (16/30) w poziomie serii ilasto-pylasto-piaszczystej występuje 74 m warstwa marglu zwałowego, zalegająca od 38—112 m n.p.m. Dopiero poniżej 38 m leży warstwa 10 m łu i 4 m piasku.

Osady tego zbiornika na południe od Śniardw w Rucianem i Nidzie rejestrują wiercenia nr: 4/16, 4/18, 4/19, 4/20. Dopiero 94 m wiercenie nr 4/27 w Kaliszkach, które leżą około 6 km na południo-wschód od jeziora Roś, nie napotyka tej serii.

---

<sup>5</sup> Wiercenia na ryc. 7 zestawiono w ten sposób, że środkowa część grupuje wiercenia z linii Mikołajki—Orzysz, biegnącej mniej więcej wzdłuż północnego brzegu Śniardw. Lewa — reprezentuje wiercenia wykonane na sandrze piskim, około 5 km na południe od jeziora Śniardwy, w okolicy Rucianego, i prawa strona wiercenia z północnego skraju badanego terenu.



Na wschodzie jeszcze w odległości 27 km od Śniardw, 104 m wiercenie w Talusie koło Ełku, na głębokości 92 m n.p.m., dotarło do nieprzebitej serii 40 m piasku pylastego, przedzielonego w środkowej części dwiema półmetrowymi wkładkami iłu warwowego.

Wreszcie w Węgorzewie, w profilu na północnym krańcu Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, na głębokości 50 m n.p.m. stwierdzono występowanie 100 m serii jeziornych utworów piaszczysto-ilastych, zaliczonych do interglacjału mazowieckiego [27].

Wielkość frakcji materiału, który występuje w profilach z okolic Śniardw, sugeruje, że osadzał się on z dala od lodowca. Stropowa część tej serii, widoczna we wszystkich profilach (ryc. 7), musiała powstać w okresie poprzedzającym bezpośrednio stadiał główny zlodowacenia bałtyckiego, gdyż w niej tkwią rynny mikołajska i okartowska, powstałe w czasie tego stadiału.

Dno zbiornika, w którym osadził się ten materiał, było urozmaicone, wznosząc się w Dybowie, w pobliżu północno-zachodniego brzegu Śniardw do około 48 m n.p.m. i w pobliżu północno-wschodniego brzegu w Mikołajkach, do 70 m n.p.m. Nie jest wykluczone, że gdzieś pośrodku istniały głębokości znacznie większe. W pierwszym przypadku dno buduje cienka warstwa piasku ilastego, leżąca na glinie, w drugim dno tkwi w kilkumetrowej warstwie fluwiogłajału, podesłanego również gliną.

Leżąca w spągu w poziomie 48—64 m n.p.m. 16 m warstwa, oznaczona jako „pył ilasty, ciemno-szary” (4/5), zabarwieniem wskazuje na udział substancji organicznych. Nie wykluczone, że jest to po prostu gytia. W dokumentacjach geologiczno-inżynierskich termin ten nie jest używany nawet dla gytii holocenijskiej [55]. O utworach interglacialnych poprzedzających transgresję lodowca B. Krygowski [30] pisze, że w ogóle mogą one być pozbawione wszelkich szczątków organicznych.

W końcu interstadiału brörup nastąpiło oziębienie klimatu związane z transgresją stadium głównego zlodowacenia bałtyckiego. W wyniku tego poczęły się osadzać drobnoziarniste piaski, przechodzące stopniowo w miarę zbliżania się lodowca w coraz grubszy materiał, co widać w stropie prawie wszystkich profili. W niektórych otworach 4/5, 4/9, 4/16, 4/20, 4/28 na tych piaskach w poziomie 90—100 m występuje ił o przeciętnej grubości 3 m, który może się wiązać z recesją lodowca przypadającą chyba na interfazę paudorfską (amersfordzką), poprzedzającą fazę leszczynską.

#### IV. UTWORY I FORMY ZŁODOWACENIA BAŁTYCKIEGO

W końcowej fazie istnienia interstadialnego jeziorzyska zastoiskowego, podczas długich zim, tworzyła się na wodzie pokrywa lodowa, która, jak twierdzi K. G r i p p [63], w rzekach sandrowych zamarzała do samego

dna. O powstawaniu lodów zimowych na podstawie obserwacji przeprowadzonych na Spitsbergenie i Grenlandii pisze również S. Zb. R ó ż y c k i [47]. Już w okresie wiosennym lód zimowy zostaje przysypany fluwioglacjałem, który chroni go przed całkowitym stopnieniem w ciągu lata. Proces ten mógł narastać stopniowo w ciągu wielu zim, aż do czasu całkowitego wyrównania zastoiska przekładancom z lodu zimowego i piasku ekstramarginalnego lub aż do czasu nasunięcia się lodowca fazy leszczyńskiej. Lód zimowy wraz z nadległą, bardzo różnorodną, akumulacją późniejszych faz przetrwał do holocenu, wpływając — po wytapieniu — na powstawanie depresji Śniardw.

Średnia miąższość plejstocenu bez utworów stadium głównego zlodowacenia bałtyckiego, liczona do średniej prestadialnej powierzchni, leżącej około 105 m n.p.m. — wynosi ponad 145 m. Grubość materiału przypadająca na stadium główne, liczona od tego samego poziomu, wynosi zaledwie od kilku metrów na Śniardwach, do 30 m na sandrze koło Rucian, około 40 m na Dębowej Górze i przeszło 55 m na wzniesieniach morenowych ciągnących się na północnym krańcu omawianego terenu.

Na południe od Śniardw do głębokości powierzchni przedbałtyckiej przeważają utwory fluwioglacjalne, przedzielone jedną szarą gliną zwalową, miąższości 0,2—7,0, o spągu leżącym powyżej 104 m n.p.m. Na jej ślad prowadzą wszystkie wiercenia z obszaru sandru: 4/5, 4/16, 4/18, 4/20, 4/35, oraz profil M, przecinający sandr piski z południa na północ (wykonany na podstawie wierceń do badań sejsmicznych), w którym glina została określona jako szary ił z otoczkami. Potwierdza to znany z literatury fakt [9, 10, 22, 23, 25, 26, 67, 68], że miała tu miejsce jedna transgresja, która odpowiada fazie leszczyńskiej.

W Lisiczynie, po wschodniej stronie jeziora Nidzkiego, glina tej fazy z dużą ilością pokaźnych erratyków wychodzi na powierzchnię spod fluwioglacjału, budującego sandr piski. Stanowi ona ciąg morenowy mający przedłużenie, po zachodniej stronie jeziora Nidzkiego, w morenie biegnącej przez Piotrowo, Osiniak, Ładne Pole, Swignajno i Uktę; ją również buduje glina z dużą ilością erratyków. Ciąg ten odpowiada I fazie J. Kondrackiego [23, 25]. Pomiędzy tą fazą a maksymalnym zasięgiem fazy II (poznńskiej), występującej po zachodniej stronie Śniardw, zaznaczyły się dwie subfazy, zbudowane głównie z materiału piaszczysto-żwirowego [14, 25, 57, 58].

Fluwioglacjał spod gliny, przechodzący w utwory interstadialne, pochodzi z transgresji fazy leszczyńskiej. Glinę ze względu na jej niewielką miąższość należy chyba uznać za morenę denną, a leżące bezpośrednio na niej gruboziarniste żwiry i otoczaki, często przemieszane z gliną — za morenę ablacyjną. Dopiero leżący nad tym materiał piaszczysto-żwirowy stanowi właściwy sandr, utworzony w czasie późniejszych faz i subfaz.

Wiercenia, ciągnące się w pobliżu południowego brzegu Śniardw, da-

jące poprzeczny przekrój sandru piskiego, prostopadły do profilu M, zawierają w spągu materiał zwałowy w postaci gruboziarnistych żwirów z otoczkami i głazikami: 16/31, 32, 33, 34, 36, 37, 39, 40, 41, 43, 44, 57, 58, 60, 64, 66, 73, często silnie zglinionymi: 16/42, 55, 59, 61, 62, 63, 65, 67, 70 oraz zróżnicowanymi w sposobie zalegania. W wierceniach ciągnących się przez wschodni taras Śniardw w kierunku sandru orzyskiego, następuje ponownie segregacja materiału, podobnie jak w profilu M. Poziom gliny układa się mniej więcej tak jak pod sandrem piskim. W tym samym poziomie leży glina w wierceniach 16/69 znajdujących się na zachód od jeziora Kociołek. Miąższość jej w pierwszym utworze wynosi 4 m, w drugim 1 m. Jak wszędzie, pod gliną występuje drobnoziarnisty piasek, odpowiadający frakcją i poziomem zalegania materiałowi prebałtyckiemu.

Zwałowy charakter materiału w pobliżu południowego brzegu Śniardw, częściowo zamaskowany cienką warstwą piasku sandrowego, wskazywałby na bliskie sąsiedztwo moreny, której wychodnie spod sandru, w postaci gliny zwałowej z głazami, widać w Głodowie i Niedźwiedzim Rogu. Ponadto ślad jej znaczą wypłukane erratyki na platformie abrazyjnej, wzdłuż południowego brzegu Śniardw, szczególnie w okolicy Niedźwiedziego Rogu, Zagonu, Wyspy Kaczor i Kępy Kwiku. Erratyki leżą na bruku z otoczków, różnej wielkości. Nad zatoką Seksty w Leśniczówce Wart (w/12), glina leży na głębokości 5 m, pod warstwą fluwioglacjału.

Morenie towarzyszy szeroka strefa martwych lodów. Szczególnie duży płat takiego lodu powstał w obrębie wschodniego tarasu Śniardw. Sprzyjała temu obecność dużych kotłów eworsyjnych, a szczególnie złożony kształt rynny jeziora Roś. Martwy lód nie mógł się odłamać w kształcie odpowiadającym rynnie jeziora Roś. Powstała jednolita bryła przykrywająca nie tylko jezioro Roś, ale i kotły eworsyjne jeziora Kociołek, Białoławskiego, bramę pomiędzy Kępą Kwiku a sandrem orzyskim, stanowiącą przedłużenie rynny okartowskiej oraz prawdopodobnie zatokę Seksty. Zasięg bryły lodu wyznaczają krawędzie osiadania ciągnące się wzdłuż Kępy Zdorskiej, Kwiku i sandru orzyskiego na zachód od Szwejkowa. Krawędź została nieco zmodyfikowana, wskutek abrazyjnej działalności wody pra-Śniardw, co szczególnie wyraźnie widać na północ od Łysoni, gdzie towarzyszą jej fragmenty platformy abrazyjnej.

Dzięki przeszkodzie, jaką stanowił martwy lód dla akumulacji fluwioglacjalnej, po wytopieniu zachował się niezdeformowany kształt kotłów, o dużej głębokości względnej. Cały ten taras pod pokrywą postglacjalnych piasków drobnoziarnistych, pylastych i ilów (dryasowych) oraz holocenńskich osadów organogenicznych posiada morfologię martwego lodu, charakteryzującą się niedużymi deniwelacjami gliniastej moreny dennej i żwirzasto-piaszczystej ablacyjnej. Wskazuje na to część głębszych wierceń w profilach J, K, L, Ł, N, O na wschodnim tarasie Śniardw oraz otwory 16/67, 16/69, 16/70 i 16/77. Wychodnie tej moreny w postaci wypłukanych erratyków występują nad północnym brzegiem jeziora Roś.



M. Bogacki [3] uważa, że wschodni taras Śniardw wiąże się genetycznie z doliną Pisy i powstał w fazie pomorskiej, w następstwie rozcięcia przez wody fluwioglacjalne wysokiego poziomu sandrowego, w którym nastąpiła akumulacja osadów niskiego poziomu sandrowego. Wydaje się temu przeczyć morfologia tarasu. Przy odpływie na południe nie mogła powstać prostopadle do kierunku tego odpływu krawędź erozyjna Kępy Zdorskiej, pomiędzy jeziorem Seksty i Kociołek. Ponieważ pozostałe krawędzie ograniczające ten taras niczym się od niej nie różnią, sądzić należy, że również nie są erozyjne. W przypadku rozcięcia wysokiego poziomu sandrowego i usunięcia pokrywy fluwioglacjalnej nastąpiłoby odsłonięcie martwego lodu, znajdującego się na tym tarasie. Doszłoby do szybkiego topnienia i zasypania kotłów eworsyjnych leżących tu jezior w czasie akumulacji tzw. niskiego poziomu sandrowego. Występujące na tym tarasie piaski drobnoziarniste, pylaste i il driasowy (w/3, w/4, w/5, w/6) powstały w późnym glacie i holocenie w płytkim zbiorniku wodnym. Często przeplatają się one z gytia. Powierzchnia tych utworów zarówno jak i podścielających jest urozmaicona i nie posiada cech erozji ani akumulacji liniowej. Brak jakichkolwiek śladów wymycia (w postaci bruku), jak to mamy w innych wierceniach z badanego obszaru (4/5, 4/9, 4/10, 4/16, 16/36), znajdujących się poza obrębem tarasu Śniardw. Wreszcie powierzchnia tarasu nie wykazuje spadku w kierunku południowym. Świadczy o tym nie tylko hipsometria, ale różny kierunek i silne meandrowanie naturalnych cieków wodnych. Odpływ z jeziora Śniardwy do jeziora Roś odbywa się, dzięki różnicy w poziomie zwierciadła wody, która jest uwarunkowana depresją związaną z wpływem Pisy z jeziora Roś.

Następny znaczniejszy obszar po martwym lodzie znajduje się pomiędzy Popielnem, Głodowem i Wejsunami. W części południowej, w okolicy Wejsun, pozostawił on płat gliny zwałowej, grubości około 1 m, słabo przykrytej fluwioglacjałem. W kierunku północnym, zgodnie z ogólną tendencją południowego obszaru Śniardw, wytopisko się obniża. Środek jego zajmuje płytkie jezioro reliktowe Warnoły, które podściela 20 m warstwa piasku (ryc. 8). Na powierzchni wytopiska występują osady organogeniczne w postaci torfu i gytii. Pomiedzy jeziorem Warnoły a Kończewem znajduje się duże gytowisko nie przykryte torfem tylko bujającym się koczuchem z poplątanych korzeni turzyc, gdzie maksymalna miąższość gytii wynosi 11,5 m, zaś średnio ok. 7 m [16].

Pomiedzy fazą I (leszczyńską) i II (poznąską) na obszarze Śniardw osadziły się piaski drobnoziarniste, pylaste i ilaste. Wielkość frakcji sugeruje, że lodowiec w tym czasie znajdował się w znacznej odległości od miejsca sedymentacji, szczególnie jeśli istnieje związek pomiedzy tymi utworami i podobnymi w wierceniach 4/4 i 4/5 z okolic Dybowa. Występują one pomiedzy dolną gliną zaliczoną do fazy leszczyńskiej a gliną fazy poznąskiej. W podobnych warunkach znajduje się 6-metrowa war-



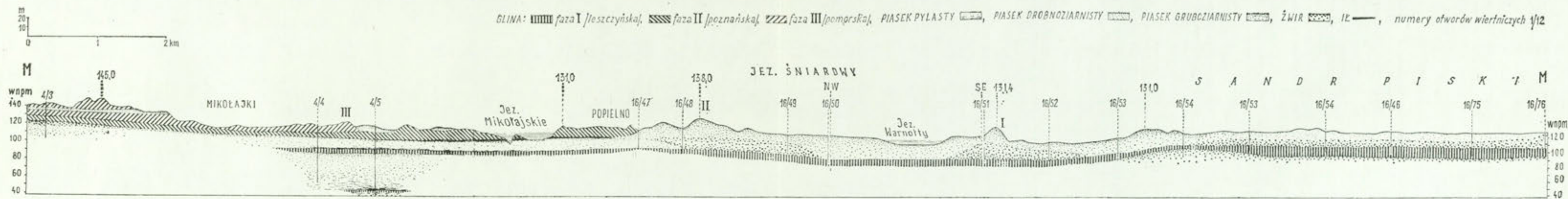
stwa piasku pylastego w otworze 4/9 w Okartowie. Właściwie ślady tej interfazy dadzą się prześledzić w większości wierceń w okolicy Śniardw (16/16, 16/18, 16/48, 4/5, 4/10). Widać je również w Zdorach na wysokości 120 m n.p.m. jako warstwowany piasek pylasto-ilasty o miąższości ponad 4 m, w którym występują ślady osiadania w postaci licznych spękań i przesunięć.

Na wysokości bindugi Anula, w poziomie 120 m, piasek pylasty, w stropie pylasto-ilasty (s. 2), schodzi znacznie poniżej zwierciadła wody w jeziorze. W wierceniach (w/2) w odległości 80 m od brzegu już go nie stwierdzono. Strop tego utworu o grubości 0,5 zawiera ponad 70%  $\text{CaCO}_3$  i wizualnie czyni wrażenie kredy jeziornej. Zalega on współkształtnie do powierzchni bindugi. W odległości 20 m od brzegu, na głębokości 1,5 m od powierzchni, całkowicie wyklinowuje się. Brak pyłków lub innych śladów pochodzenia organicznego skłania do przypuszczenia, że jest to wyjątkowo dobrze wykształcony poziom iluwialno-węglanowy, w czym niemałą rolę musiały odegrać wody jeziora, zawierające dużo związków węglanu wapnia. Spąg tych utworów, w poziomie zwierciadła wody, nosi cechy oglejenia. Podobny, lecz nieco słabiej wykształcony poziom iluwialno-węglanowy, występujący w podobnych warunkach, ciągnie się wzdłuż Niedźwiedziego Rogu i bindugi o tej samej nazwie. Miejscami widać go również wzdłuż południowego brzegu Szerokiego Ostrowia. Na Kępie Zdorskiej pod darnią łąkową, miąższość tego poziomu przekracza 0,5 m (s. 6). Cechą charakterystyczną opisanych utworów, obok braku pyłków i szczątków organicznych, jest brak zwartych lasów na powierzchni. Tam, gdzie występują lasy, nigdzie nie stwierdzono takiego utworu.

Podczas tej interfazy, prawdopodobnie głównie w zagłębieniach, osadzili się ily niebieskie, których miąższość w Popielnie wynosi 3 m (16/48), w Okartowie i Orzyszu 3 m (4/10, 16/19) i Nowych Gutach ponad 2 m (16/28). Po wschodniej stronie Śniardw ily leżą w poziomie około 105 m i na ogół są przykryte piaskami pylasto-ilastymi, po zachodniej — w Popielnie — ily leży w poziomie 115 m, podścielając bezpośrednio brunatną glinę zwałową, wiązaną z fazą II. Pod ilyem występuje 13 m warstwa fluwioglacjału, na 1,5 m warstwie żwiru gliniastego, pochodzącego przypuszczalnie z fazy leszczyńskiej. Pod tym, w poziomie 102 m, leży piasek mułkowy, budujący powierzchnię przedbałtycką.

Po przeciwnej stronie Przeczki, na tej samej wysokości, na Półwyspie Dybowskim, leży ily podścielający brunatną glinę zwałową z głazami dużych rozmiarów. Na przedłużeniu tego półwyspu glina występuje w dnie jeziora Śniardwy, na głębokości 5 m, z wypłukanymi olbrzymimi głazami. Świeża ma kolor niebieski, po wysuszeniu — szary.

Na platformie brzegowej w poziomie 115 m wzdłuż Dziadowej i Dziubielskiej Góry, widoczny jest ily, który przykrywa około 0,3 m warstwa piasku i mułu.



Ryc. 8. Profil górnego plejstocenu

W podobnych warunkach występuje ń na platformie wzdłuż zachodniego brzegu Szerokiego Ostrowia.

Na te utwory powstałe w interfazie nasunął się lodowiec, którego dłuższy postój wyznacza wał kamienisty, pochodzący z rozmycia moreny czołowej, wskutek abrazyjnej działalności wody jeziornej. Stanowi on fragment ciągu biegnącego przez rynnę Jeziora Mikołajskiego, Popielno, Wyspę Czarcia i Pajęczą, Szeroki Ostrów, Kępę Kwiku, Nowe Guty w kierunku Orzysza (ryc. 2). Ciąg ten na obszarze Śniardw tworzy obszerny łuk, co podkreśla łobowy charakter lodowca, w którego wyniku powstał, i potwierdza fakt, że w okresie poprzedzającym nasunięcie lodowca istniało tu obniżenie, w którym nastąpiła akumulacja osadów interfazalnych. Na zachód od rynny mikołajskiej ciąg ten został częściowo rozmyty i przykryty fluwioglacjałem z późniejszych subfaz i faz. Ślady jego, w postaci brunatnej gliny i głazów, są widoczne w zachodnim brzegu Jeziora Mikołajskiego. W pobliżu Popielna, na kontakcie z sandrem, jest on uformowany w typowy wał morenowy, o przebiegu równoleżnikowym i zbudowany również z brunatnej gliny oraz głazów. Wyobrażenie o jego pierwotnej budowie na obszarze Śniardw dają relikty tego ciągu w postaci Wyspy Pajęczej, Czarciej i Szerokiego Ostrowia. Wyspa Pajęcza pod względem morfologicznym i genetycznym różni się od Czarciej. Od strony południowo-zachodniej buduje ją wąski wał z głazów tkwiących w piasku. Pozostała, niższa i obszerniejsza część wyspy jest zbudowana z przemytego piasku, który prawdopodobnie, przy wyższym stanie wód i wiatrach zachodnich oraz północo-zachodnich, był наносzony przez fale z rozmywanej moreny. Zaznaczył się tu także przypuszczalnie wpływ sąsiedztwa Wyspy Czarciej, wystającej ponad 20 m z wody. Wśród olch rosnących w środkowej części wyspy występują resztki trzciny pospolitej. Warstwa próchniczna, leżąca bezpośrednio na białym piasku, wynosi niecałe 5 cm. Na głębokości 0,9 m piasek jest przewarstwiony makroszczątkami trzciny i muszli (s. 3).

Wyspa Czarcia zbudowana jest z gliny, głazów i piasku. Niewielka jej powierzchnia została zupełnie przeobrażona przez człowieka. W środku zachowały się ślady dawnych fortyfikacji w postaci owalnego wału z dużych głazów, uszczelnionych kamieniem łupanym. Wszystko porasta starodrzew. W czasach przedhistorycznych wyspa ta służyła kultowi religijnemu i celom grzebalnym [52]. Platforma abrazyjna, wzdłuż brzegów wyspy, jest słabo wykształcona, szczególnie od strony Wyspy Pajęczej, co łącznie z wysokim i stromym brzegiem podkreśla rynnowy charakter przejścia pomiędzy wyspami. Platformę Wyspy Czarciej porasta obecnie pas oczeretów. Zupełnie brak jest czynnej abrazyj, pomimo że ze wszystkich stron wyspa jest narażona na działanie fal.

W przeciwieństwie do Wyspy Czarciej, brzegi Szerokiego Ostrowia prawie na całej długości są klifowe i dotychczas podlegają intensywnej abrazyj. W związku z tym powstała rozległa platforma abrazyjna, z rzad-



kimi kępami trzciny pospolitej. Natomiast powierzchnia półwyspu zachowała świeżość cech młodoglacjalnej rzeźby, mało przeobrażonej przez procesy naturalne i antropogeniczne. Brak tu cieków wodnych, a pod uprawę zajął człowiek tylko południowo-wschodnią część półwyspu. Część północno-zachodnią, zbudowaną z brunatnej gliny z gładzami, ma bardzo urozmaiconą rzeźbę. Zarysowują się tutaj cztery równoległe wały morenowe, o przebiegu NE — SW, przedzielone głębokimi, podłużnymi obniżeniami. Wiercenie (w/7), wykonane w jednym z nich na poziomie 116,5 m, zawiera pod 0,1 m warstwą torfu, 0,2 m gytii piaszczystej oraz 0,7 m łu i 1,5 m łu piaszczystego, przechodzącego w piasek ilasty. Południowa część półwyspu tworzy stożek sandrowy, opadający równomiernie w kierunku NW — SE.

Zbliżoną budowę posiada Kępa Kwiku, z tym że brak na niej tak klasycznie ukierunkowanych wałów morenowych.

Ten wyraźnie zarysowujący się ciąg morenowy odpowiada II fazie J. Kondrackiego [23, 25] i na ogół jest wiązany z fazą poznańską [3, 23, 23, 25, 67, 68]. Nie jest wykluczone, że maksymalny zasięg tej fazy na południe jest nieco większy. Wskazywałyby na to: niewielki płat gliny zwałowej na Kępie Zdorskiej, grubości 3 m (otw. 16/69), żwiry gliniaste w Zdorach, przykrywające warstwowane osady pylasto-ilaste, oraz piaski i żwiry grubości 0,4 m z gładzami, leżące na osadach pylasto-ilastych bindugi Anula.

Przyjmując w dalszym ciągu za kryterium ilości faz — ilość poziomów glin na Półwyspie Dybowskim, w wierceniach 4/4 i 4/5 da się stwierdzić ślady dwóch nasunięć, reprezentowanych przez dwie gliny szare, przedzielone 10 m serią materiału, o drobnej frakcji. Dolną glinę zaliczono poprzednio do fazy I, wobec czego górna przypada na fazę II. Dwie gliny występują również w PGR Osa, nad jeziorem Łuknajno (16/12), przedzielone 15 m warstwą fluwioglacjału. Dalej na wschód, w okolicy Dziubiel, na skraju rozległego plateau, w otworze 16/13 są widoczne także dwie gliny, przedzielone 16 m warstwą fluwioglacjału. Natomiast tylko jedną górną glinę widać w otworze 16/14. Jeszcze bardziej na wschód, w Zdęgowie, w wierceniach 16/16 i 16/8 występuje jedna, ale dolna szara glina z gładzami, o miąższości 11 m, podesłana 14 m warstwą piasków droбноziarnistych, leżących w poziomie stropu utworów prebałtyckich.

Gliny występujące na powierzchni obszarów wytopiskowych, które ciągną się wzdłuż północnego brzegu Śniardw, przez Dziubiele, Suchy Róg, Zdęgowo i Nowe Guty, wypada uznać jako morenę denną, fazy poznańskiej. Wobec tego plateau kemowe Dziubiel i Dębowej Góry, wypełniające szczeliny pomiędzy stagnującymi lodami, musiały powstać również w fazie poznańskiej. Przedłużenia tych kemów można by się dopatrywać w Miałkiej Górze, na Śniardwach. Odpowiada im układ trzech basenów: Płaszczarni, zatoki Łukniańskiej i jeziora Łukajno.

Począwszy od zachodniej granicy badanego terenu przez rynną mikołajską, Łuknajno na północ od Dębowej Góry i Chmielewa, biegną piaszczysto-żwirowe wały, układające się w wyraźny ciąg morenowy, któremu od południa towarzyszy strefa sandrów. Ciąg ten odpowiada fazie III J. Kondrackiego [23, 25] i został zaliczony do tak zwanej głównej moreny bałtyckiej, powszechnie związanej z fazą pomorską [3, 10, 22, 25, 56, 69, 68]. Moreny tej fazy zostały osadzone przez nasuwający się lodowiec, po interfazie mazurskiej [27]. Transgresywny charakter fazy pomorskiej podkreśla P. Woldstedt [67], przemawiają za tym wyciśnięte (spiętrzone) gliny nad zachodnim brzegiem Jeziora Mikołajskiego, w Mikołajkach. Na badanym terenie, poza wcześniej wspomnianą interfazą, charakteryzującą się osadami pylasto-ilastymi i łem niebieskim, nie natrafiono na charakterystyczne ślady interfazy mazurskiej.

W wierceniach 4/7, 4/8, 4/14, 16/4, 16/6, leżących w zasięgu fazy pomorskiej, zgodnie występują trzy poziomy gliniaste, bardzo różnej miąższości, przedzielone materiałem luźnym. Górna glina jest zawsze brunatna, dolne są szare. Niestety bardzo różna miąższość materiału przedzielająca gliny (w granicach 1—9 m), często o charakterze zwałowym, w postaci piasku, żwiru i głazów, nie daje podstawy do stwierdzenia, czy te trzy poziomy gliniaste odpowiadają trzem omawianym fazom. Poza tym z powodu nieprzewiercenia leżących w spągu drobnoziarnistych piasków ilasto-pylastych nie ma pewności, czy pochodzą one z interfazy paudorskiej lub brörupskiej, sprzed stadium głównego zlodowacenia bałtyckiego, czy z interfaz późniejszych: przedpoznańskiej lub mazurskiej.

Moreny fazy pomorskiej leżą poza obszarem właściwych Śniardw i w przeciwieństwie do moren fazy II przebiegają równoleżnikowo z nieznacznym odchyleniem na północo-wschód. W pobliżu północnych brzegów Śniardw nie zmieniają kierunku, nie tworzą lobu, co może oznaczać, że obszar Śniardw w tym czasie pod względem ukształtowania nie różnił się od terenów sąsiednich i że morfologia glacialna tego terenu została uformowana już w fazie poznańskiej, stanowiąc przeszkodę dla akumulacji fazy pomorskiej. Stąd nasuwa się wniosek, że udział fazy pomorskiej w genezie Śniardw był raczej minimalny, chyba że ciąg morenowy związany z fazą II (poznańską) stanowi maksymalny zasięg fazy pomorskiej. Wtedy osady mineralne, przypisane interfazie przedpoznańskiej, należałyby do interfazy mazurskiej. Podczas deglacjacji lob lodowca Śniardw mógł się oddzielić w postaci martwego lodu. W szczelinach, pomiędzy martwym lobem Śniardw a czołem żywego lodowca, usytuowanego na linii Mikołajki—Chmielewo, doszłoby do akumulacji fluwioglacjału, czego następstwem są potężne plateau kemowe Dziubiel i Dębowej Góry oraz wał morenowy na północ od Chmielewa. Po stopieniu lobu Śniardw, na północ od ciągu morenowego biegnącego przez wyspy Czarcia i Pajęczą, powstała morfologia martwego lodu, której charakterystyczną cechą są pojedyncze, chaotycznie rozrzucone wzgórza, zbudowane głów-

nie z gliny i erratyków koło toni: Rękawiczka, Czocherka, Bogów, Lendaczówka, Tubiska, Wężówka itd.

W tej chwili trudno rozstrzygnąć, które założenie jest bliższe prawdy. Przyjmując drugie, trzeba byłoby na obszarze Śniardw znacznie na południe przesunąć zasięg fazy pomorskiej, której dotychczasowy przebieg na omawianym terenie nie podlegał dyskusji w literaturze.

Przez analogię do terenów okalających Śniardwy, które w dużo mniejszym stopniu uległy przeobrażeniu w późnym glacie i holocenie, można wnioskować, że glacialny krajobraz obszaru Śniardw przy końcu fazy pomorskiej posiadał bardzo urozmaiconą powierzchnię, nie podobną do współczesnej. Biorąc pod uwagę względne wysokości przyległych sandrów i form szczelinowych oraz przypuszczalne wysokości martwych lodów, które były ich negatywami (w związku z czym musiały je przynajmniej przewyższać), można sądzić, że powierzchnia przy końcu tej fazy wznosiła się średnio co najmniej 20 m ponad współczesne zwierciadło wody. Obecna średnia głębokość powierzchni mineralnej jest około 7 m niższa od zwierciadła wody. Może to oznaczać, że od fazy pomorskiej powierzchnia obniżyła się średnio o ok. 27 m (w przypadku Markwartki o przeszło 50 m). Osiadanie to było raczej większe niż mniejsze, gdyż nie odliczono późnoglacialnych osadów mineralnych, których grubość w monolicie (m.1) pobranym z Płaszczarni wynosi 0,7 m. Ponieważ osiadanie było wynikiem wytapiania się martwych lodów, stąd średnia grubość ich wynosiłaby ponad 27 m, co jest niewiele, jeśli się zważy, że na to składał się przekładaniec z zimowych lodów jeziorzyska przedbałtyckiego, interfazy przedpoznajskiej lub mazurskiej oraz brył martwych lodów pochodzących z deglacjacji fazy I i II.

W ten sposób, przy końcu fazy pomorskiej, utwory akumulacji glacialnej tworzyły swoisty przekładaniec z martwymi lodami, a poziom powierzchni nie różnił się od poziomu otaczających terenów.

## V. POWSTANIE ORAZ EWOLUCJA JEZIORA W PÓŻNYM GLACJALE I HOLOCENIE

W historii Śniardw krótko trwająca interfaza böllingu i faza starszego dryasu nie zaznaczyła się w sposób czytelny. Można tylko przypuszczać, że był to okres przejściowy, w którym ustała sedymentacja ekstramarginalna, a zaczynało się powolne wytapianie martwych lodów. W zachodniej części Śniardw, w obrębie Płaszczarni, formuje się rozległe, choć płytkie jezioro, do którego spływają wody z otaczającego terenu, niosąc drobnoziarniste i pylaste piaski. Prawdopodobnie największą ich ilość transportuje woda wypływająca z równocześnie powstającej rynny mikołajskiej, co powoduje tworzenie się na Płaszczarni warstw osadu mine-





Ryc. 9. Diagram pylkowy osadów jeziornych

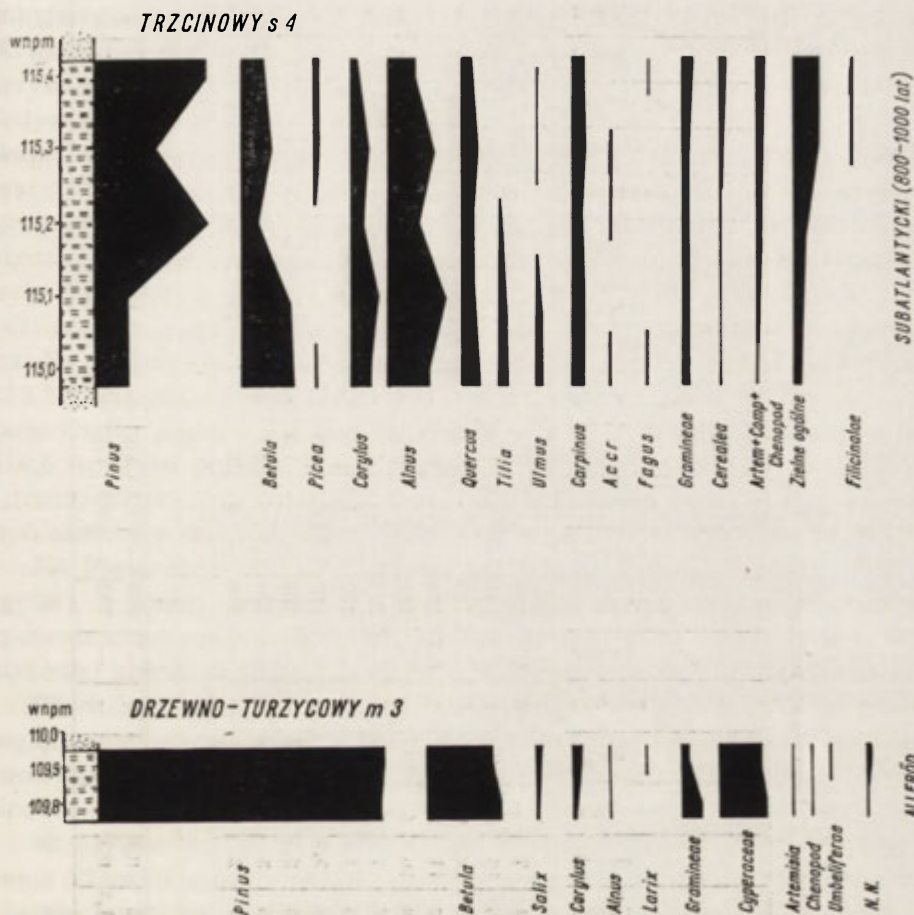
ralnego. Przemieszanie piasków drobnoziarnistych i pylastych może świadczyć o jednoczesnym dopływie materiału z różnych stron (m.1).

W allerödzie gwałtowne topnienie lodu [54] doprowadziło do pogłębienia jeziora Płaszczarnia. Spowodowało to obniżenie bazy erozyjnej i wzmogło erozję powierzchni ziemi, co w osadach mineralnych zaznacza się domieszką materiału organicznego. (m.1) datowanego na podstawie analizy pyłkowej na alleröd (ryc. 9, tabela 4). Głębiej dominują pyłki sosny (*Pinus*) — 70% i brzozy (*Betula*) — 6,5%, płycej przeważają pyłki brzozy — 53,0% i sosny — 42,0%.

Przez analogię do Płaszczarni należy przypuszczać, że morfologicznie podobne, środkowa oraz wschodnia część Śniardw, miały również podobną historię i łączyły się przez tonie: Słupik, Stucza i Szeroki Wądół. Natomiast wał morenowy łączący wyspy Czarcia, Pajęcza, Szeroki Ostrów, Miałką Górę oraz wzniesienia morenowe, rozrzucone na wschód od niej, porastał las. Potwierdza to obecność dobrze rozłożonego torfu drzewno-mszystego, pobranego z dna jeziora. Leżał on na głębokości 5 m na skraju toni Sośnia i rozmytego wału morenowego, w miejscu stanowiącym jak gdyby taras lub płytką zatokę jeziora odpowiadającego toni Sośnia. Analiza palynologiczna wykazała, że torf ten utworzył się w allerödzie (ryc. 10). Wśród pyłków dominuje sosna (*Pinus*) — 78% z domieszką brzozy (*Betula*) — 19% i turzyc (*Cyperaceae*) — 12%. W leżącym 30 km na północ od jeziora Śniardwy jeziorze Kruklin J. Stasiakowa [54] w spągu osadów strefy litoralnej stwierdziła pnie drzew sosny i brzozy. Wiek drewna określony metodą C<sup>14</sup> wyniósł 11390 ± 210 lat przed rokiem 1950, wskazując na alleröd. Podobnie dobrze rozłożony torf drzewno-mszysty z pniami drzew występuje w profilach D, E, F, G, wykonanych w złożu kredy jeziornej koło Chmielewa [16]. Leży on mniej więcej na takiej samej głębokości jak torf w Śniardwach (tzn. 111 m n.p.m.). Podściela go cienka warstwa łu na piaskach. Na torfie zalega kreda jeziorna (gytia), a na niej słabo rozłożony torf drzewno-turzycowy. W podobnych warunkach występują pnie drzew w torfowiskach z okolic Zdor [16]. W tym czasie w dolinie Pisy [3], odprowadzającej wody z obszaru Śniardw, wskutek wzrostu ilości wód, następuje erozja osiągająca wartość około 4 m.

W czasie młodszego dryasu, ostatniego, a zarazem najdłuższego okresu późnego glacjału, trwającego około 800 lat [39, 54, 67], nastąpiło ochłodzenie i transgresja lodowca na linię moren Salpausselka. Spowodowało to podpiętrzenie wód bałtyckiego jeziora lodowego, wskutek czego podniosła się baza erozyjna. Na obszarze Śniardw powstało jezioro, większe od współczesnego. W zbiorniku tym w warunkach klimatu peryglacyjnego nastąpiła sedymentacja osadów mineralnych. Grubość ich na Płaszczarni w monolicie m.1 wynosi 0,7 m. Są to piaski drobnoziarniste i pylaste. Do powstania podobnych osadów piaszczysto-pylastych, przechodzących miejscami w łu, na wschodnim tarasie Śniardw, przy-

czyniły się w znacznym stopniu uchodzące tu strumienie. Szczególną aktywnością odznaczały się Dziękiłowka i Czarna Struga, spływające z sandru orzyckiego. Sądząc na podstawie szerokich i głębokich dolin, musiały one nieść dużą obfitość wody. Pierwsza utworzyła rozległą deltę w Rostkach, druga w Łysoniach. Słabiej zachowała się delta utworzona



Ryc. 10. Diagramy pyłkowe torfów z dna jeziora

przy krawędzi Kępy Kwiku przez wody wypływające z doliny rozcinającej tę Kępę. Wody odpływające z Płaszczarni przez Seksty usypały deltę, której reliktów występują w okolicy Karwiku i Trzonek. W obniżeniach północnej części wschodniego tarasu, stanowiącego bramę pomiędzy Kępą Kwiku i sandrem orzyckim, utworzył się ił przechodzący w spąg w piasek ilasty (w/3, 4, 5). Przepuszczalnie w tym okresie powstał również ił na północnych tarasach Śniardw, w okolicy Tuchlina i Zdęgowa. Iły późnoglacialne koło Chodzieży i Sołacza, posiadające w stropie bogatą florę dryasową, opisał B. Krygowski [30]. Również ily okolic Śniardw



Tabela 4

## Procentowy zestaw pyłków i spor w monolocie m.1

Nr próbki	Głęb. próbki w (m)	<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Betula</i>	<i>Saxif</i>	<i>Alnus</i>	<i>Cory us</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Suma A, P</i>	<i>Humulus</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Gramina</i>	<i>Urtica</i>	<i>Campanula</i>	<i>Chenopod, + Artemisida</i>	<i>Typha</i>	<i>Compositae</i>	<i>Ericaceae</i>	<i>Ranunculus</i>	<i>Nuphar</i>	<i>Epilobium</i>	<i>Varia</i>	<i>Polygod</i>	<i>Muced</i>	<i>Pedicularium</i>	
1	25	40	1	20	—	22	4	7	—	—	10	1	220	—	—	—	—	0,5	0,5	0,5	—	—	—	1,5	—	—	—	—	5	15,5
2	50	40	5	10	—	30	20	13	2	2	1	1	246	—	1,5	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	2	—	6,5	
3	75	35	3,5	6	—	22	16	18,5	6	6	1	—	229	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	0,5	—	2,5	
4	100	36	1,5	8,5	—	28	12	11	2,5	8	0,5	0,5	216	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,5	—	—	—	—	2,5	—	3	
5	125	30	1	12	—	30	30	16	4	10	—	—	266	—	—	0,5	—	—	—	1	—	1,0	—	—	—	—	—	—	4	
6	150	30	2	15	—	31	17	7	3	9,5	—	—	213	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	
7	175	55	—	7	—	25	15	4,5	5	5	—	—	232	2	1,5	—	0,5	0,5	0,5	0,5	—	—	0,5	—	—	—	1,5	—	1,5	
8	180	35	—	12	—	33	24	3,5	5,5	13	—	—	252	1,5	0,5	1,5	0,5	—	0,5	—	0,5	—	—	—	—	1	0,5	—	—	
9	185	54	—	11	—	22	35	2,5	3,5	6,5	—	—	269	—	—	1,5	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	0,5	—	—	
10	190	65	—	18	—	6	25	3	—	9,5	—	—	254	1,5	—	1	—	—	0,5	—	—	—	—	0,5	—	3,5	2	—	—	
11	195	88,5	—	8	1,5	1	35	2	0,5	1	—	—	206	—	3	1	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	1	2	—	—	
12	210	piasek drobnoziarnisty																												
13	250	piasek drobnoziarnisty																												
14	260	42	2,5	53	—	3,5	2	0,5	—	1	—	—	209	—	1,5	5,5	—	—	1	—	1,5	1,5	0,5	—	2	1	2,5	4	—	
15	270	90	1,5	6,5	—	0,5	1,5	0,5	—	—	—	—	202	—	5,5	2,5	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1,5	1,5	4	1	

i Krukлина [54] mają w stropie makroszczątki flory, głównie korzenie turzyc i trzcin.

Na wschodnim tarasie strop ilów dryasowych<sup>6</sup> przechodzi w osady organogeniczne o miąższości 0,2 m (w/4), datowane na podstawie analizy palynologicznej na okres preborealny. Oznacza to, że przynajmniej na początku tego okresu poziom wody był nieco wyższy niż przy końcu młodszego dryasu. Zgadza się to z tym, co J. Stasiakowa pisze o jeziorze Kruklin [34 s. 55]. Ponadto stwierdza ona, że okres preborealny charakteryzują duże wahania poziomu wody, czego dowodem jest różnorodna sedymentacja. Na obszarze Śniardw zdają się to potwierdzać warstwowane żwiry, leżące na preborealnej kredzie jeziornej przykryte 0,3 m warstwą torfu (w/4). W spągu przeważa żwir średnioziarnisty, w środku gruboziarnisty i w stropie drobnoziarnisty. Znajdują się one w zasięgu rzeczki Kociołek, która je tu przypuszczalnie osadziła, gdy warunki były zbliżone do współczesnych, tzn. poziom wody obniżył się o tyle, że odsłonił wschodni taras, lecz pozostał nieco wyższy od poziomu obecnego. Na podstawie wysokości zalegania żwirów, których spąg leży około 116,2 m n.p.m., można przypuszczać, że przy końcu okresu preborealnego zwierciadło wody w jeziorze Śniardwy utrzymało się na wysokości około 116,5 m. Taki poziom najbardziej sprzyjał intensywnemu przypiływowi i transportowi tak grubego żwiru. Stropowy najdrobniejszy żwirek mógł być osadzony w późniejszych okresach.

Na Płaszczarni (m.l) w tym okresie tworzą się osady organogeniczne (gytia), o małej miąższości. Wpłynęły na to przerwy w sedymentacji spowodowane często zbyt niskimi stanami wody, które według J. Stasiakowej powodowały rozpuszczanie się już osadzonej gytii.

W dolinie Pisy okres preborealny wyraził się intensywną erozją wgłębną, wiązaną z obniżeniem bazy erozyjnej w okresie yoldii, co doprowadziło do wcięcia Pisy na głębokość około 4 m poniżej współczesnego dna doliny.

W okresie borealnym i na początku atlantyckiego następuje zwilgocenie klimatu oraz podniesienie bazy erozyjnej, spowodowane wyższym stanem wody najpierw w jeziorze ancylusowym, następnie w morzu litorynowym. W dolinie Pisy rozpoczyna się akumulacja aluwiiów, która trwa od końca okresu preborealnego, przez cały okres borealny i atlantycki.

Na obszarze Śniardw poziom wody regulowany bezpośrednim odpływem Pisy, nie wykazuje nagłych i znacznych zmian. Wschodni taras stanowi rozległą platformę abrazyjną (litoral), na którym akumulacja osadów organicznych odbywa się tylko w zagłębieniach. Na Płaszczarni

---

<sup>6</sup> Wykonane przez dr J. Stasiakową analizy granulometryczne tego iltu dla celów porównawczych z iltami dryasowymi jeziora Kruklin wykazały zupełne ich podobieństwo.

tworzy się gytia, o niewielkiej miąższości, co w przypadku jeziora Kruklin J. Stasiakowa uzasadnia wysokim stanem wody.

W drugiej połowie okresu atlantyckiego w Śniardwach tworzy się gytia o największej miąższości (m.1); na wschodnim tarasie obniża się poziom wody, miejscami wynurzają się fragmenty tarasu, na którym zaczyna się odkładać torf (w/4). Duży przyrost gytii trwa jeszcze na początku okresu subborealnego, lecz przy końcu tego okresu i na początku subatlantyckiego poziom wody tak się obniżył, że zupełnie ustaje sedymentacja gytii (m.1). Na jeziorze Kruklin w części przybrzeżnej nastąpiło nawet wynurzenie górnej warstwy osadów. Również w dolinie Pisy następuje częściowe zniszczenie odsłoniętych osadów organogenicznych. Okres ten charakteryzuje się zastojem erozji i akumulacji.

W tym czasie poziom wody w jeziorze Śniardwy jest niższy od współczesnego. Na platformie abrazyjnej, na piasku, tworzy się torf trzcinowo-turzycowy, który w zatoce Seksty osiąga miąższość ponad 0,5 m (s. 2 i 3), w Jeziorze Mikołajskim 0,4—0,6 m [4]. Na podstawie analizy palynologicznej wiek torfu z Sekst został określony na 800—1000 lat (rys. 10). Oznacza to, że przy końcu XII wieku nastąpiło znaczne podniesienie poziomu wody ponad współczesne zwierciadło, co spowodowało przykrycie torfu piaskiem, średnio 0,3 miąższości (s. 4, 5). Podniesienie się poziomu wody na jeziorze Kruklin J. Stasiakowa wiąże z dużym zwilgotnieniem klimatu w okresie subatlantyckim.

W dolinie Pisy starorzecza wypełnione częściowo torfem i porośnięte lasem olchowym zalała woda i zamieniła je w izolowane zbiorniki wodne. „W tej fazie powstaje dzisiejszy obraz doliny. Następuje wcięcie koryta na głębokość 3—4 m w aluwia wypełniające dno doliny i uformowanie się zorganizowanego odpływu rzeki odwadniającej Wielkie Jeziora Mazurskie” [3 s. 107].

Rekapitulując powyższe fakty należy przypuszczać, że ostateczne ukształtowanie się jeziora Śniardwy miało miejsce na początku holocenu, w okresie preborealnym. Dopiero od tego momentu można próbować ocenić maksymalny poziom wody na obszarze Śniardw. Do ścisłego określenia tego poziomu nie wystarczają same przesłanki palynologiczne. Natomiast cechy morfologiczne przekształcone wielokrotnymi zmianami zwierciadła wody zachowały się tylko fragmentarycznie w poziomie 119,5 m n.p.m. w postaci wyższego tarasu abrazyjnego, ciągnącego się wzdłuż krawędzi sandru orzyckiego i Dziadowej Góry. Poziom wody powodujący abrazję musiał być co najmniej o 0,5 wyższy.

Na wschodnim tarasie Śniardw, na wysokości niecałych 116 m n.p.m., zachowały się ślady osadów organogenicznych, w postaci kredy jeziornej, datowanej na okres preborealny. Powstanie tych osadów uwarunkowane było dostateczną głębokością zbiornika w tym miejscu. We współczesnym jeziorze Śniardwy granica osadów w części środkowej zaczyna się dopiero na głębokości 5—6 m, w zatokach, pod osłoną brzegów, już na



głębokości 2,5 m. Przez analogię dla omawianego stanowiska w/4, znajdującego się częściowo pod osłoną Kępy Kwiku, trzeba przyjąć głębokość pośrednią, rzędu 4 m, czyli około 120 m nad współczesny poziom morza, co odpowiada poziomowi, w którego wyniku powstał taras abrazyjny u krawędzi sandru orzyskiego. Według J. Kondrackiego [23] maksymalne spiętrzenie wody na tym tarasie wynosiło 5 m, J. Stasiakowa dla jeziora Kruklin przyjmuje w okresie preborealnym poziom wody wyższy od współczesnego również o 4 m.

Ściślej określenie najniższego poziomu w jeziorze Śniardwy jest możliwe dopiero dla okresu subatlantyckiego. Przed tysiącem lat poziom wody obniżył się o przeszło 1 m, tzn. do wysokości około 115 m n.p.m. W czasie niskiego stanu wody w 1963 r. wykonano na platformie abrazyjnej zatoki Seksty dwie odkrywki, s. 2 i 3. Stwierdzono w nich torf trzcinowo-turzycowy, którego spąg zalega 0,8 m poniżej powierzchni platformy leżącej w poziomie ca 115,8 m. Na tej samej głębokości w stonsunku do powierzchni platformy leży spąg torfu trzcinowo-turzycowego w Jeziorze Mikołajskim [4] oraz makroszczątki trzciny i muszli na Wyspie Pajęczej (s. 3).

W dwieście lat później nastąpiło dość nagłe podwyższenie zwierciadła wody do około 117 m n.p.m. Przymuszczalnie z tym okresem wiąże się powstanie niższego tarasu abrazyjnego, występującego dość powszechnie wzdłuż brzegów jeziora Śniardwy na wysokości 116,5 m. Na południowym brzegu Śniardw porasta go przeważnie las. W poziomie tego tarasu leży cała zachodnia i środkowa część Wyspy Pajęczej. Relikty tego tarasu występują również wzdłuż Dziubielskiej Góry, Kępy Kwiku itd. Taki mniej więcej poziom wody utrzymywał się do czasu przekopania w latach 1845—1849 [60] Kanału Jeglińskiego. 31.VIII.1848 r. poziom wody, według wodowskazu nad Jeziorem Mikołajskim i zatoką Seksty, wynosił 117,2 m n.p.m. [60], czyli był o przeszło 1,2 m wyższy od obecnego. Tak więc zaledwie 115 lat temu, na rok przed przekopaniem Kanału Jeglińskiego, przeważająca część wschodniego tarasu Śniardw była pod wodą. W 1595 r. [52] przez Śniardwy i Piśę spławiano drzewo z okolic Krutyni do Gdańska. Po wykopaniu Kanału Jeglińskiego, lecz jeszcze bez śluzy (którą zbudowano dopiero po 1910 r.), poziom wody obniżył się średnio o 1,4 m.

## VI. PROCESY MORFOLOGICZNE W JEZIORZE

Zmiany morfologiczne zachodzące w jeziorze Śniardwy wskutek abrazyjnej działalności wody jeziornej są przede wszystkim uwarunkowane zasięgiem mieszania. Wielkość mieszania zależy od siły wiatru oraz od rozmiaru i kształtu zbiornika lub, jak to określił K. Patalas [45], od „długości rozbiegu fali”. Uważa on, że wartość, która w najwłaściwszy sposób charakteryzuje przeciętną długość rozbiegu fali, stanowi średnia

efektywna długość osi jeziora, obliczona z maksymalnej, efektywnej długości i szerokości. Maksymalna, efektywna długość jest to linia prosta, łącząca najbardziej oddalone punkty, po której działanie wiatru i fal nie napotyka przeszkód w postaci wysp, półwyspów itp. [61].

Dla jeziora Śniardwy przeciętna długość rozbiegu fali, będąca średnią arytmetyczną efektywnej długości i szerokości, wynosi 13,6 km

$\left( \frac{16,2+11,0}{2} \text{ km} \right)$ . Podstawiając tę wielkość do empirycznego wzoru:

$E = 4,4 \sqrt{D}$  [45], okaże się, że teoretyczna głębokość mieszania wody wynosi 16,3 m. Przekracza to blisko trzykrotnie średnią głębokość Śniardwy wynoszącą 5,9 m i chociaż jest ona o 7,1 m mniejsza od maksymalnej, znajdującej się w toni Markwartka, to jak wykazały pomiary termiki wody oraz tlenu prowadzone przez P. Olszewskiego i P. Paschalskiego [43, 44], nawet w tym najgłębszym miejscu brak istotnej stratyfikacji termicznej. Z tej prawdopodobnie przyczyny jedną ze swoich prac P. Olszewski zatytułował: „Śniardwy jezioro bez termokliny”, co nie jest zupełnie ściśle. Nie w całym jeziorze Śniardwy panuje homotermia. Wyraźna termoklina została stwierdzona podczas nurkowania w głęboczkach pomiędzy wyspami: Czarcia i Pajęczą<sup>7</sup>. Termoklina jest doskonale widoczna jako wyraźna warstwa wody o zabarwieniu sinawym i wyczuwalna nawet przez kostium termiczny nurka. Występowanie termokliny w tym miejscu uzasadnia fakt, że głęboczki ze wszystkich stron są osłonięte przed działaniem wiatru. Przypuszczalnie z podobnych względów należy również spodziewać się stratyfikacji termicznej w toni Sośnia, leżącej pomiędzy Wyspą Czarcia a Szerokim Ostrowiem.

W czasie kiedy P. Olszewski prowadził pomiary techniki wody w Śniardwach, nie było jeszcze dokładnego planu batymetrycznego, co przy tak rozległym jeziorze i ograniczonej ilości pomiarów nie wystarczyło na wykrycie tak niewielkich lokalnych zjawisk, tym bardziej że jedynie dostępny w tym czasie plan W. Ulego w miejscu wspomnianych toni pokazuje płycizny poniżej 5 m głębokości. Nie ulega wątpliwości, że poza tymi wyjątkami, w całym jeziorze intensywność wymiany wody z dnem jest duża i może zachodzić nawet przy niezbyt silnym wietrze.

28 lipca 1964 r. według Stacji PIHM w Mikołajkach szybkość wiatru z kierunku NW wynosiła 4 m/sek, co przy ocenie wizualnej dawało falę o wysokości 30—40 cm. Długość fali wyliczona przy pomocy empirycznego wzoru Andrejewa ( $L = 0,304 \sqrt{W \cdot D}$ ) [45] wyniosła 4,4 m ( $0,304 \cdot 4 \cdot \sqrt{13,6}$ ). Podczas nurkowania w tym czasie na zachód od toni Polaka, skutki falowania były wyczuwalne jeszcze na głębokości 1,5 m. Poniżej 3 m woda była idealnie spokojna, tak że na głębokości 8 m powierzchnia osadów dennych nie była zaburzona i odcinała się wyraźną granicą od wody.

<sup>7</sup> A. Tumiałojc podczas nurkowania w lipcu 1960 r.



Wysokość fali na Śniardwach według S. Srokowskiego [52] może dochodzić do 1,3 m, według W. Kowalskiego [28] do 1,5 m. W lipcu 1964 r. zaobserwowano podczas burzy, jak w niespełna 8 minut z idealnie gładkiej powierzchni powstała fala znacznie przekraczająca wysokość 1 m. W listopadzie 1963 r., przy wietrze północno-zachodnim, o sile kilkunastu metrów na sekundę, fala w połowie drogi pomiędzy Czarcią Wyspą a Przeczką chwilami przekraczała wysokość 1,5 m. Nagła i wysoka fala stanowi poważne niebezpieczeństwo dla mniejszych łodzi, o czym mieliśmy możliwość przekonać się podczas badań.

Współczesne ukształtowanie obszaru Śniardw i terenów przyległych przedstawione na mapie geologicznej (ryc. 1) wykazuje różnice w szczegółach. W kontraście z otaczającymi terenami, o bardzo urozmaiconej rzeźbie, obszar Śniardw zmodyfikowany działalnością wody oraz wyrównany osadami mineralnymi i organogenicznymi ma rzeźbę o wiele łagodniejszą. Trzeba podkreślić, że hipsometria Śniardw, wykonana na podstawie batymetrii (izobat), opartej o siatkę kwadratów o bokach  $50 \times 50$  m, w porównaniu ze zdjęciem topograficznym jest bardziej zgeneralizowana i nie oddaje wielu szczegółów, których istnienie zostało stwierdzone podczas rekonesansu podwodnego przy końcu lipca 1963 r.

Do swobodnego nurkowania użyto akwalungów „Ukraina” i „Standard” oraz termicznych skafandrów elastycznych typu mokrego. W czasie pierwszego zanurzenia na wschód od Przeczki na wysokości podwodnego pagórka pomiędzy toniami Rydzek i Okunówka (n.1, ryc. 3) woda miała kolor mleczny oraz dużą ilość kwitnącego planktonu. Pomimo słońca widoczność była bardzo ograniczona. Z powierzchni wody przezroczystość wynosiła niecały 1 m, pod wodą 2 m, i to zarówno na głębokości 6 m, jak i w pobliżu powierzchni. Rzeczywista przezroczystość wody jest więc większa od tej, jaką się uzyskuje z pomiaru znad powierzchni, przy pomocy krążka Secchiego. Zniknięcie krążka z pola widzenia nie zawsze oznacza, że poniżej niego jest gorsza widoczność. Na kulminacji pagórka, na głębokości 3 m, zalegał bruk ze średnich otoczków, przechodzący głębiej w gruby żwir, następnie w drobny piasek, widoczny jeszcze na głębokości 6 m. Na powierzchni występowało mnóstwo pokruszonych muszelek. Na bruku tkwiły przymocowane kolonie racicznic. Roślinność wodna występowała skąpo w postaci rzadkiej rdestnicy kędzierzawej, wysokiej ponad 3 m.

Im dalej na wschód, tym woda stawała się klarowniejsza i mniej było w niej kwitnącego planktonu.

Podwodny krajobraz pomiędzy Czarcią Wyspą a Szerokim Ostrowiem (n.2) na granicy wału podwodnego i toni Sośnia był urzekający i we wszystkim różnił się od poprzednio opisanego. Widoczność była doskonała ponad 6 m. Bezbarwne światło słoneczne, zmieniające pod wodą jak w pryzmacie jakościowy skład swego widma, przekształciło się w warunkach homotermicznych w światło chromatyczne, o tonacji żółto-zielono-



nej. Następnie łamane falą, dawało nie spotykane na powierzchni efekty. Wykonano szereg barwnych fotografii podwodnych obudowaną kamerą „Zorkij I”.

W kierunku toni Sośnia w strefie sublitoralu na głębokości 5—6 m miejsce głazów zajęły zwarte łąki podwodne z *Chara* sp., wśród których miejscami połyskiwały płyty jasnożółtego piasku. Z tych łąk, jak wysokie drzewa, wyrastały pojedyncze, pięciometrowe rdestnice kędzierzawe. Jak wykazały w następnym roku obserwacje z powierzchni wody, taki krajobraz jest typowy dla strefy sublitoralnej południowych Śniardw, wybiegającej rozległymi wałami w głąb jeziora. Należy się spodziewać, że mniej więcej podobnie wygląda cały sublitoral Śniardw.

Krajobraz oglądany trzeciego dnia (n.3), na zachód od Wyspy Pajęcznej, poza tonią Polaka, tak pod względem morfologicznym jak i biologicznym bardzo się różnił od dwu poprzednich. Wielka ilość głazów, znaczących opisany poprzednio ciąg morenowy, czyniła wrażenie jakiejś pustyni kamienistej. Wrażenie to potęguje brak roślinności wodnej z wyjątkiem mchu i bardzo licznych kolonii racicznic, pokrywających powierzchnie głazów. Widoczność osiągała 4—5 m. Podobnie wyglądał litoral wschodniej części półwyspu Kusnort, oglądany czwartego dnia. Tego samego dnia została pobrana do analizy pyłkowej z Płaszczarni pomiędzy toniami Rozbójna i Kruska z głębokości 9 m, przy pomocy metrowej rury z plexsi, 60-centymetrowa próba stropu osadów dennych.

Rekonesans ten pozwolił ocenić dużą przydatność swobodnego nurkowania do bezpośrednich badań morfologii dna i środowiska wodnego. Dokładne poznanie tak urozmaiconej morfologii, jak w jeziorze Śniardwy, skutków abrazji, litologii oraz roślinności wodnej jest możliwe tylko podczas badań podwodnych, które poza tym dają możliwość kartowania pod wodą, pobierania prób osadów dennych organicznych i mineralnych, pomiarów morfometrycznych, ocenę zjawisk fizycznych wody itp.

Obserwacje podwodne i analiza planu batymetrycznego wykazały, że morfologia dna jeziora Śniardwy ulegała silnemu przeobrażeniu, zwłaszcza formy najwyższe, sięgające do powierzchni wody, przez co znalazły się w zasięgu najintensywniejszego falowania. Powodowało to wypłukiwanie i segregację materiału budującego te formy. Na kulminacjach pozostawały głazy, leżące najczęściej na bruku, niżej grube żwiry przechodzące w obniżeniach w piaski drobnoziarniste. Intensywność abrazji w jeziorze zależała od poziomu wody. W przeciwieństwie do strefy brzegowej, największe zmiany zachodziły przy niskich stanach wody.

Obecny poziom wody jest średnio o 1 m wyższy od najniższego sprzed 1000 lat. Stąd zapewne nie udało się stwierdzić wyraźnych śladów współczesnych zmian w jeziorze. Nawet najsilniejsze falowanie, przy obecnym poziomie wody, nie jest w stanie naruszyć zwałów olbrzymich głazów lub przemieszczać otoczaki tworzące bruk. Następuje jedynie rozdrabnianie ogromnych ilości muszelek racicznic. O ustabilizowanej powierzchni form

świadczy dobrze rozwinięta roślinność miękka, pokrywająca w postaci łąk, głównie z *Chara* i rdestnic, większość litoralu i sublitoralu.

Podobnie i w strefie brzegowej zmniejszyły się rozmiary abrazji. Tylko 30% (6 km) brzegów abrazyjnych podlega współcześnie niszczeniu wzdłuż Kępy Kwiku i Szerokiego Ostrowia eksponowanych w kierunku przeważających wiatrów północo-zachodnich. Zbudowane z materiału związłego tworzą one typowe klify (falezy).

Abrazja tych brzegów następuje nie na skutek falowania, lecz pod wpływem naporu kry lodowej w okresie wiosennym.

Pokrywa lodowa na jeziorze, z powodu różnej struktury powierzchni, grubości i pokrycia śniegiem, niejednakowo reaguje na różnicę temperatur pomiędzy dniem i nocą oraz na bezpośrednie działanie promieni słonecznych. Powoduje to ciągle, choć niejednakowe kurczenie i rozszerzanie się lodu, co słuchowo wyraża się nieustającym, przeciągłym trzaskiem pokrywy lodowej. Powstają kilkunastokilometrowe wały spiętrzonego lodu. Wiosną wiatr spycha lód w stronę brzegu, który napotkawszy przeszkodę — łąd, rozpada się wzdłuż spękań na kry, często znacznych rozmiarów. Kra, podcinając falezy, powoduje spełzywanie silnie nawodnionego materiału.

Inaczej przebiega niszczenie brzegów, gdy w czasie wiosny pokrywa lodowa przez dłuższy czas pozostaje pod wodą, co powoduje rozluźnienie kryształów. Pod naporem przesuwanego się lodu wzdłuż brzegów powstają kipiele z tych kryształów, tworząc po kilka minut na 2 m wysokie wały lodu, które niszczą brzeg.

Podczas lata fale uprzątają ten materiał w głąb jeziora. U podnóża brzegów gromadzą się tylko największe głazy. Mniej odporne ulegają wietrzeniu mechanicznemu i z czasem rozpadają się. Fale nawet podczas silnego wiatru, z powodu niskich stanów wody, zaledwie docierają do podstawy klifu nie powodując abrazji. Swoisty typ abrazji powstał w ostatnich latach w związku z masowym pojawieniem się turystów. Tak np. wzdłuż bindugi Anula w ciągu 4 lat brzeg uległ zniszczeniu na głębokość przeszło 1 m.

Pozostałe 70% (14 km) brzegów abrazyjnych jest utrwalone drzewami i krzewami bądź tylko trawą z pojedynczymi krzewami.

Ważnym czynnikiem wpływającym na morfologię jeziora Śniardwy są osady organogeniczne (gytia). Rzetelne poznanie osadów w Śniardwach, ze względu na ich nietypowość, jest prawie nieosiągalne, bez specjalnych pracochłonnych i kosztownych badań. Niemniej istnieją skromne podstawy do wstępnej oceny rzędu wielkości przeobrażeń, jakim w ich wyniku uległo jezioro.

Rozmieszczenie osadów dennych w Śniardwach jest uwarunkowane morfologicznymi właściwościami jeziora oraz rozmiarami mieszania, którego teoretycznie wyliczona głębokość wynosi 16,3 m. Tylko 18 ha dna, co stanowi zaledwie 0,16% powierzchni jeziora leży poniżej tej granicy.



Podczas pomiarów batymetrycznych, wykonywanych sondą z pręta żelaznego o długości 105 cm, pobierano jednocześnie osady dennie przy pomocy umieszczonych na nim, w odstępach co 20 cm, szczelinek. Odczyty pomiarów naniesione na szkic (1 : 5000) posłużyły do wykreślenia granicy osadów w tej samej skali. Po zmniejszeniu do 1 : 40 000 naniesiono je na mapę geologiczną (ryc. 1). Niekompletne pomiary 15,2% powierzchni, sondowanej w zimie 1960 r., obejmującej południową część Śniardw, uzupełniono pomiarami w lecie 1963 r. przy pomocy sondy uderzeniowej, wykonanej na Stacji Naukowej Instytutu Geografii PAN w Mikołajkach.

Z mapy geologicznej widać, że granica osadów dennych zaczyna się na głębokości 6 m, a więc w poziomie średniej głębokości jeziora. Przeważnie leżą one poza zasięgiem osłony brzegowej i z zasady w miejscach najgłębszych. Wyjątek stanowią osady leżące pod osłoną brzegów Zatoki Zdęgowskiej, Kaszorańskiej, Łukniańskiej i Dybowskiego Rogu. Granica ich zaczyna się już często na głębokości 1 m, tak jak w jeziorze Warnołty, Łuknajno i Tuchlin.

Oddziaływanie brzegów szczególnie wysokich i zalesionych jako osłony przed wiatrem i jego skutkami jest duże, nie tylko dla małych zbiorników, ale i dla znacznej strefy brzeżnej jeziora Śniardwy. Jak wynika z badań Wilusza [64], początkowa szybkość wiatru w odległości równej sześciu wysokościami osłony zmniejszona zostaje do połowy. Ponownie swoją pierwotną szybkość uzyskuje dopiero w odległości równej szesnastu wysokościami osłony.

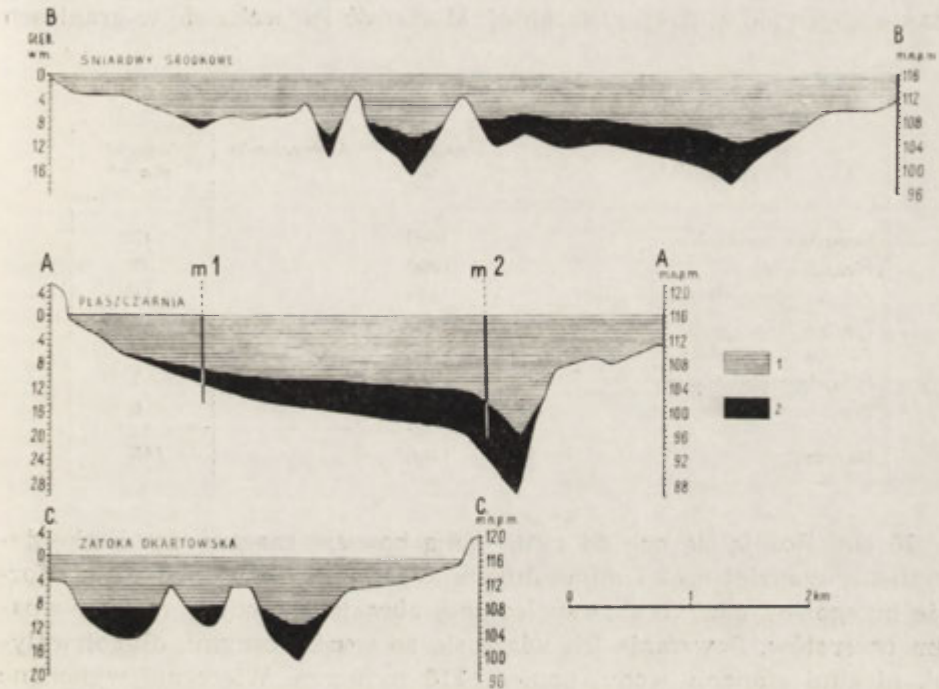
Łączna powierzchnia osadów, pomierzona planimetrem precyzyjnym Reissa z mapy geomorfologicznej, wynosi 4440 ha, zajmując 41% powierzchni jeziora. Zasięg osadów wyznacza w przybliżeniu granicę profundalu. Stąd powierzchnia jego będzie równa powierzchni osadów. Ponieważ maksymalna powierzchnia litoralu liczona do głębokości 3 m wynosi 3350 ha, tj. 31% powierzchni Śniardw, dlatego pozostałe 3000 ha, stanowiące 28% powierzchni jeziora, przypada na powierzchnię sublitoralu. Rzeczywiste powierzchnie, szczególnie profundalu i sublitoralu, jako najbardziej zróżnicowane pod względem morfologicznym, są nieco większe od powierzchni wyżej podanych, liczonych jako rzuty płaskie na powierzchnię Śniardw.

Z najbardziej zwartej powierzchni osadów dennych na Śniardwach, jaką stanowi Płaszczarnia, K. Więckowski pobrał swoją sondą kilka monolitów. W jednym przypadku, w pobliżu toni Markwartka, grubość osadów przekraczała 9 m. W toni Uriana na głębokości 7 m miąższość osadów organogenicznych wynosi 2 m. Pod nimi do głębokości 3 m występuje drobnoziarnisty piasek, który w poziomie 2,70—2,75 m posiada dużą domieszkę części organicznych, co go zabarwia na prawie czarny kolor.

W pozostałej części Śniardw, z braku pomiarów sondą, przybliżoną ocenę osadów oparto na analizie cech morfologicznych dna mineralnego,



podścielającego osady, oraz na podstawie analogii do osadów pomierzonych. Wykonano szereg profili pomocniczych, których przykłady zawiera ryc. 11. Dla środkowej części Śniardw, posiadającej najobszerniejszą powierzchnię osadów, rozbitą wychodnymi podłoża mineralnego, skonstruowano, na podstawie planu batymetrycznego, cztery charakterystyczne profile. Było to tym łatwiejsze, że obszar ten jest bardzo urozmaicony pod względem morfologicznym. Na planie batymetrycznym wyraźnie zarysowuje się charakter form i spadków, co niezmiernie ułatwiło rekonstrukcję podłoża mineralnego. Uwzględniając jednocześnie dokumentację



Ryc. 11. Profile osadów dennych

1 — woda; 2 — gytia (przewiększenie 12,5-krotne)

gytii, leżących u północnych brzegów Śniardw [4, 16], które pod względem morfologicznym stanowią przedłużenie środkowej części Śniardw, można było z dużym prawdopodobieństwem ocenić reprezentatywną miąższość osadów.

W podobny sposób postępowano przy ocenie miąższości osadów dla obszarów wymienionych w tabeli 5, która zawiera dane zmierzające do oceny minimalnej objętości osadów dennych (gytii), w oparciu o powierzchnię otrzymaną z pomiarów i przybliżoną miąższość, uzyskaną drogą pośrednią.

Do szacunku objętości osadów stosowano wzór:  $V=2/3 P \times H$  ( $P$  — powierzchnia,  $H$  — maksymalna miąższość).

Rzeczywista objętość gytii może być większa tylko o ewentualny błąd, jaki mógł powstać wskutek zbyt wstrzemięźliwej oceny maksymalnej miąższości osadów oraz precyzji zastosowanego wzoru. Błąd nie powinien być duży, biorąc pod uwagę fakt, że podstawowy współczynnik objętości — powierzchnia otrzymana z pomiaru, gwarantuje przynajmniej połowę dokładności wyniku. Maksymalne miąższości dla poszczególnych obszarów nie mogą być mniejsze niż 60 cm, co wynika z pomiarów sondą, i niewiele większe niż 10 m, gdyż deniwelacje form na badanym obszarze rzadko przekraczają 15 m.

W powyższej ocenie nie uwzględniono „osadów mieszanych” [53], znajdujących się w strefie litoralnej. Miąższość ich waha się w granicach

Tabela 5

O b s z a r	Powierzchnia ha	Grubość maks. m	Objętość mln m <sup>3</sup>
Śniardwy środkowe	1600	4	43
Plaszczarnia	1090	7	51
Zatoka Seksty i Kaczerajno	550	5	18
Zatoka Okartowska	384	5	13
Zatoka Łukniańska	264	4	7
Śniardwy południowe	256	4	7
Pozostałe	296	3	6
Razem	4440	—	145

0—30 cm. Różnią się one od gytii, mają bowiem znaczną domieszkę detrytusu i rzadziej części mineralnych. Występują zazwyczaj na platformie brzegowej, gdzie brak współczesnej abrazji pomiędzy brzegiem a pasem oczeretów. Powstanie ich wiąże się ze współczesnymi, długotrwałymi, niskimi stanami wody, poniżej 116 m n.p.m. Wiercenia wykonane w platformie brzegowej, na wysokości bindugi Anula, nie natrafiły na podobne osady, pochodzące z wcześniejszego okresu.

Prawdopodobnie podczas falowania, gytia wynoszona jest z profundalu w strefę litoralną, gdzie pas trzcin hamuje stopniowo impet nacierających fal, które trafiając na płyciznę, wskutek tarcia, tracą resztę siły transportowej i osadzają niesioną zawieszinę. Ten typ osadów jest najbardziej charakterystyczny dla południowego brzegu Śniardw, w okolicy Niedźwiedziego Rogu oraz brzegu północnego, na wysokości Dziubielskiej i Dziadowej Góry.

Podobna jest geneza osadów występujących w oczkach pomiędzy trzcinami, z tym że miąższość ich dochodzi do 0,5 m oraz że posiadają one znaczną domieszkę detrytusu, pochodzącego z obumarłych makrofitów. Przy długo utrzymującym się poziomie wody, powyżej 116 m, nastąpi uprzątnięcie tych osadów z litoralu.

Średnia miąższość gytii w Śniardwach wynosi 3,3 m:

$$\frac{V}{P} = \frac{145\,000\,000\text{ m}^3}{44\,400\,000}$$

Średnia głębokość do stropu osadów mineralnych, tzn. łącznie z nadległą wodą, wynosi 7,2 m:

$$\frac{Vw+Vo}{P} = \frac{650\,151\,700 + 145\,000\,000}{109\,700\,000\text{ m}}$$

( $Vw$  — objętość wody,  $Vo$  — objętość osadu,  $P$  — powierzchnia).

Tak więc, średnia pierwotna głębokość Śniardw, bez gytii, była co najmniej o 1,4 m większa od średniej głębokości w społecznej.

## VII. PROJEKT SPIĘTRZENIA I WYKORZYSTANIA WÓD

Ostatni rozdział w historii Śniardw otwierają budowle wodne, zmierzające do regulacji stosunków wodnych na Wielkich Jeziorach Mazurskich oraz do planowego gospodarowania odpływem. Będą one stanowiły już o przyszłej historii tego jeziora, dyktowanej planową działalnością człowieka.

Zasoby wody w zlewni Wielkich Jezior Mazurskich stanowią podstawowe naturalne bogactwo tego regionu. Nic więc dziwnego, że od dawna zastanawiano się nad właściwym jego wykorzystaniem, przez rybactwo, rolnictwo, leśnictwo, żeglugę i turystykę. Zgodnie z zaleceniami planu perspektywicznego gospodarki wodnej w Polsce powstało szereg projektów wykorzystania wód jezior mazurskich.

Obecnie na zlecenie Rejonu Dróg Wodnych w Giżycku, z inicjatywy dyr. inż. M. Ćwiklika, planowane są inwestycje wodne, których dokumentacje opracowano w „Hydroprojekcie” pod kierunkiem inż. J. Świątki. Przewidują one w pierwszym etapie budowę stopnia wodnego w Piszku i Kwiku. W skład stopnia w Piszku wchodzi: jaz z przepławką i węgornią, śluza z awanportami, przebudowa 5 km Pisy oraz drogi dojazdowe z placem i strażnicówką. Na stopień w Kwiku składają się: jaz i most w Kwiku, kanał pomocniczy łączący Śniardwy z jeziorem Roś przez jezioro Białoławskie i Kociołek, jaz i most na skrzyżowaniu kanału z drogą Pisz—Orzysz, jaz i most „Wilkus”, jaz i most „Rostki” oraz dojazdy do mostu w Kwiku z placem i strażnicówką.

Stopień w Piszku będzie regulował łączne przepływy Kanałem Jeglińskim i pomocniczym (obecnie budowanym). Decyzja budowy tego hydrowęzła została podjęta w związku z narastającymi potrzebami rozbudowującego się nad Narwią przemysłu, przewozów wodą, rolnictwa, gospodarki rybnej, ochrony przed powodzią itd. Należy się liczyć z tym, że pierwszy etap tej inwestycji nie da jeszcze pełnych efektów gospodar-



czych, których osiągnięcie będzie możliwe po realizacji drugiego etapu. obejmującego regulację całej Pisy. Pierwszy etap poprawi warunki gospodarki rybnej na jeziorach, wpłynie na stabilizację gospodarki rolnej i leśnej, szczególnie na wschodnim tarasie Śniardw, przez który pobiegnie kanał ulgowy, poprawi warunki wodne w rejonie miasta Pisu oraz wyrówna przepływy na Pisie, umożliwiając wykorzystanie jej dla żeglugi.

Koszt magazynowania 1 m<sup>3</sup> wody w jeziorach mazurskich wyniesie zaledwie około 10 groszy.

W projekcie J. Świątka [55] jako zasadnicze poziomy wody przyjęto maksymalne 116,3 i minimalne 115,2 m n.p.m., co daje warstwę użytkową wody o grubości 1,1 m.

W pierwszym etapie realizacji, po wybudowaniu kanału ulgowego, warstwa użytkowa wyniesie 0,5 m wody i zostanie zawarta pomiędzy maksymalnym poziomem 116,2 m i minimalnym 115,7 m n.p.m.

Powierznię jezior podlegających spiętrzeniu łącznie z jeziorem Nidzkim i Roś, J. Świątek ocenia na 347 km<sup>2</sup>. Rzeczywista powierzchnia tych jezior, obliczona na podstawie najnowszych planów batymetrycznych, wynosi 334,6 km<sup>2</sup>. W tym 301,8 km<sup>2</sup> stanowią jeziora o zwierciadle wody w poziomie 116 m, zaznaczone na mapie zlewni Wielkich Jezior Mazurskich najgrubszą poziomą szrafurą (ryc. 6). Jezioro Nidzkie, którego powierzchnia leży 1,5 wyżej i jest regulowana przez służę w Guziance, wynosi 18,3 km<sup>2</sup>. Powierzchnia jeziora Roś wynosi 14,5 km<sup>2</sup> i leży poniżej 116 m n.p.m.

Po uwzględnieniu kanałów około 20 km długości i średniej szerokości 20 m (planowany kanał ulgowy w dnie będzie miał szerokość 19 m), co daje powierzchnię 0,4 km<sup>2</sup> — łączna powierzchnia podlegająca spiętrzeniu wyniesie 335 km<sup>2</sup>.

Dla jeziora Śniardwy średnia powierzchnia pomiędzy izobata 0 i 1 m jest o 4,4% niższa od tej pierwszej tzn. od zwierciadła wody leżącego w poziomie 116 m (tab. 2). Przez analogię dla całości Wielkich Jezior Mazurskich, przyjęto średnią powierzchnię o 4% niższą od zwierciadła wody, biorąc pod uwagę fakt, że w jeziorach rynnowych z powodu słabiej rozbudowanej platformy abrazyjnej, wskaźnik ten może być nieco mniejszy jak na Śniardwach.

Mnożąc grubość warstwy użytkowej wody przez średnią powierzchnię pomiędzy ekstremalnymi poziomami zwierciadła wody, uzyskamy pojemność użytkową.

Przy warstwie wody 1,1 m  $\left( \frac{1,1 \times 335 \times 96}{100} \right)$  pojemność użytkowa Wielkich Jezior Mazurskich wyniesie 353,8 mln m<sup>3</sup> wody, tzn. prawie dwukrotnie więcej niż pojemność użytkowa największego dotychczas w Polsce zbiornika zaporowego w Rożnowie i 16 razy więcej niż zbiornika w Porąbce.

Dla potrzeb rolnictwa, do nawodnienia łąk nad kanałem pomocniczym w maju i lipcu, przewidziano 93 mln m<sup>3</sup> wody.

Stałe minimalne zasilanie Węgorapy wynosi 3 m<sup>3</sup>/sek, co w przeliczeniu na odpływ roczny daje 93,3 mln m<sup>3</sup> wody ( $12 \times 30 \times 86400 \times 3$  m<sup>3</sup>/sek). Zabiera to 13% całkowitego odpływu z Wielkich Jezior Mazurskich.

Jak wynika z obliczonej pojemności użytkowej, Wielkie Jeziora Mazurskie, przy stanach ekstremalnych, są w stanie zretencjonować 49,2% całego spływu zlewni, z czego samo jezioro Śniardwy 16,1%, co wynosi 115,4 mln m<sup>3</sup> wody.

W tabeli 2 powierzchnia izobaty 115 m n.p.m. (1) jest mniejsza od powierzchni zwierciadła wody w poziomie 116 m (izobata 0) o 970 ha. Obniżając zwierciadło wody o 1 cm do głębokości 1 m powierzchnia zwierciadła będzie się zmniejszała średnio o 9,7 ha. Po obniżeniu zwierciadła wody do minimalnej, planowanej rzędnej 115,2 m n.p.m. powierzchnia jeziora Śniardwy zmniejszy się o 776,0 ha — tj. 7,1% (80 cm  $\times$  9,7 ha). Czyni to więcej niż cała powierzchnia takiego jeziora jak Łuknajno, Tałty lub Jagodne. W efekcie tego na powierzchni pojawiają się głazowiska Miałkiej Góry oraz fragmenty wału morenowego koło wyspy Pajęczej, Szerokiego Ostrowia, pomiędzy Popielnem i Głodowem itd. Przepuszczalnie w tych miejsca odżyłaby abrazja.

W wyniku maksymalnego obniżenia do 115,2 m n.p.m. pogorszyłyby się warunki żeglugowe, uniemożliwiając (bez bagrowania) wjazd do zatoki Seksty i na jezioro Warnoły. Do tak niskich stanów musiano by dostosować przystanie żeglugowe. Katastrofalne byłoby takie obniżenie zwierciadła wody dla jeziora Łuknajno chyba że zostanie zrealizowana budowa jazu w Łuknajnie, planowana przez Państwowe Gospodarstwo Rybackie w Mikołajkach.

Przy poziomie 115,2 ponad 700 ha litoralu ulegnie odsłonięciu, w tym 3/4 roślinności twardej oraz znaczne obszary łąk podwodnych, z roślinnością podwodną miękką. Zachodzi pytanie, jaki to wywrze wpływ na tę roślinność? A. Lityński [34], opierając się częściowo na pracach Lillienrotha z 1950 r. i Kreitmanna z 1937 r., na s. 86 pisze: „Ogólnie można powiedzieć, że umiarkowane<sup>8</sup> obniżenie zwierciadła wody w jeziorze wpływa korzystnie na rozwój makrofitów nie tylko w kierunku zwiększenia się ich składu ilościowego, ale i jakościowego. Na podstawie zmian zachodzących po obniżeniu wody w składzie planktonu można ogólnie stwierdzić, że warunki pokarmowe w jeziorze ulegają wtedy wprawdzie lekkiej, ale niemniej wyraźnej poprawie”.

Nieszkodliwość niskich stanów wody dla oczeretów zdaje się również potwierdzać S. Bernatowicz [1], który na s. 63 pisze: „W wypad-

<sup>8</sup> W tym pojęciu mieści się planowana na Śniardwach maksymalna wysokość warstwy użytkowej 1,1 m wody.

ku trwałego obniżenia poziomu wody, niektóre rośliny wchodzące w skład oczeretów, jak np. trzcina pospolita (*Phragmites communis*) przez długie jeszcze lata rosną na łądzie, a czasami nawet na polach uprawnych wśród zbóż i okopowych". Na Śniardwach, poza Wyspą Pajęczą (o czym już wspomniano), trzcina pospolita rośnie bardzo często wśród szuwarów na niższym tarasie abrazyjnym, w miejscach, gdzie na powierzchni lub tuż pod nią występuje piasek.

Stany ekstremalne poziomu wody w Śniardwach będą krótkotrwałe, a co za tym idzie i szkodliwość ich będzie ograniczona, przy czym stan minimalny będzie przypadał na koniec okresu wegetacyjnego. Ponadto makrofity częściowo przystosowały się do znacznych zmian poziomu wody, dotychczas częściowo regulowanego przez jazy i służę na Kanale Jeglińskim i w Węgorzewie.

Na 18 km powierzchni platformy przybrzeżnej, co stanowi 22% długości całej linii brzegowej, leżącej w zasięgu zmian poziomu wody, a pozbawionej roślinności wodnej, będą zachodziły zmiany podobne do tych, jakie zaobserwowano na przełomie lipca i sierpnia 1963 r. Na południowym brzegu Śniardw, naprzeciw bindugi Anula, wskutek obniżenia zwierciadła wody do 115,5 m (według wodowskazu w Mikołajkach), a więc o 50 cm poniżej przeciętnego poziomu 116 m, a 35 cm wyżej od planowanego minimum 115,2 m, doszło do odsłonięcia kilkudziesięciometrowej szerokości platformy przybrzeżnej, z osadami typu mineralnego na powierzchni. W czasie wiatrów północno-zachodnich nastąpiło falowanie i spiętrzenie wody, która kilkunastocentymetrową warstwą zalała odsłoniętą część platformy. W niespełna 3 dni utworzyła się w tym miejscu kilkucentymetrowa warstwa osadu podobnego do gytii. Po ustaniu wiatru i cofnięciu się wody jeziornej, powstała obszerna, mulista, nieprzepuszczalna powierzchnia, odgradzona od strony jeziora słabo zarysowanym wałem mułowym. Podczas opadu deszczu zbierała się tutaj woda, która od tego osadu nabierała mlecznej barwy i pozostawała aż do czasu wyparowania w dni słoneczne. Osad okazał się absolutnie nieprzepuszczalny.

Zmiany zachodzące na platformie przybrzeżnej wskutek wahań zwierciadła wody bardzo trafnie i krótko scharakteryzował A. Lityński [34]: „Obniżenie poziomu jeziora powoduje zbliżenie się ku linii brzegowej granicy osadów pochodzenia organicznego i redukcję powierzchni osadów pochodzenia mineralnego. Zawsze jednak sztuczna zmiana poziomu wody w jeziorze wywołuje w nim daleko idące zaburzenia i dlatego powzięcie decyzji o obniżeniu poziomu wody w jeziorze powinno być uzależnione od odpowiedniego orzeczenia limnologa, co w niektórych krajach zagwarantowane jest już w sposób prawny. Takie postawienie sprawy jest szczególnie konieczne w państwach o planowej gospodarce” (s. 86—87).

Dobrze się stało, że w pierwszym etapie po wybudowaniu kanału po-



mocniczego przewidziany poziom minimalny ma wynosić 115,7 m, a maksymalny 116,2 m n.p.m. Pozwoli to na uzyskanie doświadczeń potrzebnych do właściwego zaplanowania następnego etapu, zmierzającego do pełnej regulacji Pisy. Przy tych rzędnych pojemność użytkowa Wielkich Jezior Mazurskich będzie mniejsza o ponad połowę i wyniesie 160,8 mln m<sup>3</sup> wody. W ten sposób zostanie zretencjonowane tylko 22,4% wody dostarczonej przez zlewnię, z czego samo jezioro Śniardwy, zretencjonuje 7,1%, tj. 52,7 mln m<sup>3</sup>. Przy obniżeniu wody do poziomu 115,7 m, powierzchnia Śniardw zmniejszy się o 241 ha, tj. o 2,7%.

Podniesienie zwierciadła wody do maksymalnego poziomu 116,3 m spowoduje częściowe podtopienie brzegów niskich, które stanowią 45% ogólnej ich długości. W południowej części Sekst linia brzegowa przekroczy granice podane na przedwojennej mapie topograficznej w skali 1 : 25 000. Przy tym poziomie nastąpi wzmożenie abrazji Kępy Kwiku i Szerokiego Ostrowia. Dojdzie do uprzątnięcia platformy przybrzeżnej z mułu, co podniesie walory turystyczne Śniardw i znacznie poprawi warunki żeglugi. Takie same korzyści pozostaną przy poziomie 116,2 m, natomiast poważnie zmaleją skutki ujemne.

W południowej części Śniardw, łączącej wyloty obydwu kanałów, nawet maksymalnie (116,3 m) podniesienie poziomu wody nie wystarczy na pełną poprawę warunków żeglugowych. Jak wynika z planu batymetrycznego i szerokiej praktyki, najkrótsza droga prowadząca z Kanału Jeglińskiego, przez zatokę Seksty, do kanału pomocniczego, przez zatokę Wyszkę jest zamknięta groblą łączącą Szeroki Ostrów z brzegiem. Stąd istnieje potrzeba przebudowy istniejącego tu, lecz zasypanego, mostku w takim stopniu, aby pod nim mogły przepływać większe jednostki. Opływanie w obecnej sytuacji Szerokiego Ostrowia, nawet daleko poza Wyspę Czarcią i Pajęczą, jest niebezpieczne z powodu ciągnących się tu wałów kamienistych, poza tym jest najmniej czterokrotnie dłuższe. W tej sytuacji najekonomiczniej byłoby w najdogodniejszych miejscach wybrać głazy, przynajmniej na przestrzeni niezbędnej dla żeglugi. Ułatwiłoby to niezmiernie wyjście na środkową część Śniardw, a stąd na północ i wschód. Z kolei, wybrane głazy mogłyby posłużyć jako budulec przy budowie kanału pomocniczego i kanalizacji Pisy.

Łączna powierzchnia zajęta przez głazy, znajdujące się w łatwo dostępnym litoralu, pomierzona z planu batymetrycznego, przekracza 1490 ha, tj. 13,6% powierzchni Śniardw.

Zakładając w oparciu o ocenę wizualną dokonaną podczas nurkowania, że średnia grubość gładzowisk ma  $\pm 0,5$  m, da to łączną objętość ponad 7,5 mln m<sup>3</sup>.

Największe skupiska gładzów występują w pobliżu Wyspy Czarciiej i Pajęczej, o powierzchni około 450 ha — 2,3 mln m<sup>3</sup>, Miałkiej Góry 340 ha — 1,7 mln m<sup>3</sup> i Głodowa 300 ha — 1,5 mln m<sup>3</sup>. Pozostałe 400 ha — 2 mln m<sup>3</sup> jest przeważnie zgromadzone w zachodniej części

Śniardw. w zatoce Łukniańskiej, na przedłużeniu Półwyspu Dybowskiego oraz przy Wyspie Kaczor.

Możliwości pionowej retencji Wielkich Jezior Mazurskich są dość ograniczone. Stosunkowo duża pojemność użytkowa jest wynikiem rozległej powierzchni jeziornej, w jednym poziomie. Przy tej powierzchni podniesienie lub obniżenie zwierciadła wody nawet o 1 cm zmienia pojemność użytkową o przeszło 3,5 mln m<sup>3</sup> wody.

#### ZAKOŃCZENIE: PODSUMOWANIE CHRONOLOGICZNE, MAKSYMALNY I MINIMALNY ZASIĘG JEZIORA, JEGO ZNACZENIE GOSPODARCZE

Jezioro Śniardwy powstało w wyniku wielu złożonych procesów morfogenicznych, działających w różnym czasie. Położenie w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich było uwarunkowane predyspozycją terenu, stanowiącą przypuszczalnie sukcesję po olbrzymiej niecce kredowej o założeniu tektonicznym.

Morfologia jeziora, podobna do morfologii otaczającego terenu, została ukształtowana głównie podczas fazy I i II głównego stadium zlodowacenia bałtyckiego. Podstawowe znaczenie dla genezy Śniardw miały martwe lody, które miejscami tworzyły swoisty przekładaniec z materiałem mineralnym, akumulacji glacialnej i fluwioglacjalnej. W spągu tego przekładania znajdowały się lody zimowe, utworzone w jeziorze zastoisku, poprzedzającym fazę leszczyńską. Zasięg lodu zimowego, szczególnie w kierunku południowym, znacznie wykraczał poza współczesne jezioro Śniardwy. Zostały one przykryte piaskiem i żwirem z transgresji fazy leszczyńskiej oraz szarą gliną z erratykami, żwirem, piaskiem i bryłami martwego lodu, z regresji tej fazy.

W zagłębieniach osadziły się piaski pylaste i łył niebieskie interfazy przedpoznajskiej lub mazurskiej. Możliwe, że przy końcu tej interfazy ponownie powstały zimowe lody, tylko o znacznie mniejszym zasięgu i miąższości. Zostały one przykryte gliną z potężnymi głazami oraz piaskami, żwirami i bryłami martwego lodu ostatniej transgresji, która nastąpiła podczas II fazy.

Wytapianie martwych lodów rozpoczęło się w późnym glacialu i trwało do początku holocenu. Przebieg ważniejszych wydarzeń morfologicznych na obszarze Śniardw podczas zlodowacenia bałtyckiego i w holoceenie przedstawia w układzie chronologicznym tab. 6.

Stwierdzono korelację zjawisk morfogenicznych obszaru Śniardw z terenami sąsiednimi: jeziorem Kruklin [54] i doliną Pisy [3], w późnym glacialu i holoceenie.

Ostateczne powstanie jeziora nastąpiło w okresie preborealnym, podobnie jak wielkich zagłębień jeziornych na sandrze Brdy [8].



Wiek	Lata	Okresy	Czas trwania	Przebieg zjawisk morfologicznych	Materiał		Zmiany poziomu wody			
					nazwa	miąższość	m n. p. m.			
							115	116	118	120
H O L O C E N	+1000	SUBATLANTYCKI	2700	Regulowany poziom wody ca 116 m. W r. 1000 na platformie odkłada się torf trzecinowy. Po r. 800 nagłe podniesienie poziomu. Powstaje taras 116,5 m n.p.m.	Piaski abrazyjne	0,3				
	±0				Torf trzecinowy	0,5				
	-1000	SUBBOREALNY	2250	Z końcem okr. ustaje sediment. gytii. Na początku jak w okr. atlantyckim.	Gytia	0,6				
	-2000									
	-3000	ATLANTYCKI	2500	Wskutek korzystnego poz. największy przyrost gytii.	Gytia	1,2				
	-4000									
	-5000	BOREALNY	2000	Słaba akumulacja gytii związ. z wys. stanem wody. Rozwija się wyższa platforma abrazyjna.	Gytia	0,3				
-6000	Piaski abrazyjne									
-7000	PREBOREALNY	600	Wytapianie. Pojawia się gytia.	Gytia	0,2					
-8000										
P L E Y S T O C E N	Z L O D O W A C E N I E B A Ł T Y C K I E	e n n e	MŁODSZY DRYAS	750	Ust. wyt. Sedym. os. mineral.	piaski dr. pyl. il.	0,7-6			
			ALLERÖD	950	Top. m. l. Dom. cz. org. Torf drz.	Torf. Os. m. i org.				
			STARSZY DRYAS							
			BÖLLING	600	Początki wytapiania m. l.	Piaski dr. i pyl.				
		ó w	FAZA POMORSKA		Przebieg tej fazy wyznaczają wały morenowe na północ od Śniardw.	Głównie piaski różnoziarniste i żwiry.				
			INTERFAZA MAZURSKA		Nie natrafiono na ślady.					
			FAZA POZNAŃSKA		Zasięg nasunięcia wyznaczają relikty wału morenowego ciągnącego się przez południowe Śniardwy.	Gliny zwalowe z eratykami oraz piaski i żwiry fluwioglacjalne.	1,0 — 20,0			
		g i	INTERFAZA PRZEDPOZNAŃSKA		Regresja lodowca. W zastoiskach osadzają się piaski pylastoilaste (Zdory, Anula) i ily (Dyb. i Popielski Róg oraz wzdłuż Dziadowej i Dziub. Góry, Szer. O.	Iły Piaski pylasto-il.	2,0 7,0			
			FAZA LESZCZYŃSKA		Transgresja lodowca stadium głównego. Powstają rynny Mikołajska i Okartowska. Martwe lody na tarasie wsch.	Szare gliny zwalowe, bryły m. l. przykryte fluwioglacjałem.	0,2 — 7,0			
		u m	INTERFAZA PAUDORFSKA		Rozległe jez. w którym tworzy się 16 m ciemnego os. pylastego. W miarę zbliżania się lodowca przechodzi w zastoisko olgotroficzne w którym osadzają się coraz grubsze piaski. W końcu tworzą się lody zimowe.	Piaski drobne przechodzące niżej w mat. pylasto-il. W spągu 16 m pyłu ciemnego.				
FAZA PRZED-PAUDORFSKA										
S t a d i a	INTERSTADIAŁ BRORUP (ORYNIACKI)									
	60000									



W wyniku wytapiania martwych lodów powstała obszerna depresja, której charakterystyczną cechą jest koncentryczne obniżanie się terenu, z zachowaniem ciągłości form. Cechę tę dobitnie podkreśla sieć hydrograficzna. Wszystkie ciekі wodne uchodzą koncentrycznie do Śniardw, bądź do jezior połączonych z nim bezpośrednio. Nawet najdalej wysunięte na południe, w kierunku generalnego odpływu wód mazurskich, jezioro Nidzkie, odprowadza wody nie bezpośrednio do Pisy, lecz przez jezioro Beldany do Śniardw. Do czasu wykonania śluzy w Guziance różnica poziomów wynosiła 2,5 m obecnie 1,5 m [14]. Mapa geomorfologiczna i profil topograficzny, o kierunku północ—południe, biegnący od jeziora Śniardwy do jeziora Nidzkiego, przez jezioro Jegocin wykazują, że nieznaczny spadek w kierunku południowym zaczyna się dopiero od jeziora Jegocin i nie przekracza 1‰. Na północ od tego jeziora spadek jest w kierunku północnym (przeciwnym do kierunku i opadu warstw podanych w pracy M. Bogackiego) i wynosi ponad 3‰. Na północ od linii jezioro Jegocin—Wielka Guzianka istnieje nachylenie sandru ku północy, a na południu ku południowi. Spadek od tej linii do najniżej położonego zagłębienia na Śniardwach — Markwartki, leżącego 96,6 m. n.p.m., wynosi średnio 4‰. Ta część sandru, obok ogólnego nachylenia w kierunku Śniardw, ma niezmiernie urozmaiconą powierzchnię (pagórkowaty sandr)<sup>9</sup>, spowodowaną wytapianiem się martwego lodu w strefie morenowej fazy leszczyńskiej.

Morfologia powierzchniowa obszaru Śniardw, kształtowana pod wpływem wytapiania się martwych lodów, jest chaotyczna. Najbardziej wyraźny pod względem hipsometrycznym wał morenowy II fazy znalazł się częściowo 10 m poniżej utworów interfazalnych z okolic Zdor i 20 m poniżej iłów z terenu stacji PIHM w Mikołajkach. Skrzydła tego ciągu, na wschód i zachód od Śniardw, leżą przeszło 25 m wyżej niż część środkowa zatopiona w Śniardwach. O osiadaniu powierzchni obszaru Śniardw świadczą dyslokacje wzdłuż uskoków, w utworach warstwowych.

Współkształtnie do powierzchni depresji Śniardw układają się w przekroju pionowym utwory akumulacji glacialnej, stadium głównego zlodowacenia bałtyckiego. Szczególnie sugestywnie charakter obniżenia Śniardw powtarza poziom szarej gliny wiązanej z fazą leszczyńską. Stąd przyczyny, które przede wszystkim zdecydowały o powstaniu depresji, pochodzić muszą sprzed fazy leszczyńskiej. Prawdopodobnie w głównej mierze były to lody zimowe, utworzone w jeziorze poprzedzającym tę fazę, ale działały tu również i inne czynniki, jak kompakcja kilkudziesięciometrowej serii osadów ilasto-pylasto-piaszczystych, pod-

---

<sup>9</sup> Jesienią 1964 r., podczas wycieczki naukowej pod kierunkiem prof. dr S. Pietkiewicza, k.n. N. S. Czebotarjewa z Akademii Nauk ZSRR określiła ten typ sandru jako „chołmisty sandr”.

ścielającej utwory glacialne obszaru Śniardw. Wiadomo, że im drobniejsza frakcja, tym większą ilość wody (molekularnej, kapilarnej i grawitacyjnej) zawiera. Przemarznięcie takich osadów prowadziło do powiększenia objętości, stopienie do kompaktacji.

Tak więc przytoczone wyżej czynniki wpłynęły głównie na ogólne obniżenie podłoża Śniardw, a płyty martwego lodu pochodzące z deglacjacji, przede wszystkim na morfologię powierzchniową. Natomiast o zasięgu jeziora decydował poziom wody wypełniającej depresję Śniardw.

W ciągu ponad 12 tysięcy lat późnego glacjału i holocenu zasięg jeziora ulegał częstym wahaniom, wpływając na morfologię dna i brzegów jeziora. Na pewno nie wszystkie zmiany poziomu, szczególnie krótkotrwałe, zdołały się trwale zapisać w morfologii strefy brzegowej i osadach organogenicznych.

Maksymalny zasięg Śniardw, przedstawiony na mapie genetycznej (ryc. 2), wyznaczają występujące wzdłuż brzegów osady organogeniczne, ograniczone izohipsą 120 m n.p.m. Na taki zasięg pra-Śniardw wskazują również fragmenty wyższego tarasu abrazyjnego oraz przesłanki wynikające z analiz palynologicznych osadów jeziornych. Przy tym poziomie pra-Śniardwy na południe sięgały do doliny Pisy, a na północy łączyły się przez Jałckie Bagno z jeziorem Tałtowisko i Szymońskim. Należy przypuszczać, że również z Bagnami Nietlickimi istniało połączenie, wzdłuż doliny Wężówki.

Osady organogeniczne, znaczące maksymalny zasięg Śniardw, nie są jednorodne i często maskują urozmaiconą powierzchnię mineralną. Na wschodnim tarasie, stanowiącym dno (litoral) pra-Śniardw, miejscami zupełnie brak osadów organogenicznych. Na północo-zachód od jeziora Kociołek i Białoławskiego, bezpośrednio na powierzchni występują łąki dryasowe, użytkowane eksperymentalnie pod uprawę roślin pastewnych. Duże powierzchnie tego tarasu, w okolicy Rostek, Łysoni, Karwiku, Jęglina i Szczech Wielkich, pokrywają piaski deltowe. Kulminacje delt miejscami wznoszą się ponad maksymalny poziom pra-Śniardw: 3 m w Łysoniach i 1 m w Rostokach. Na każdej z nich rozlokowała się wieś. Pozostała część tarasu zajmują rozległe łąki, dla których po wybudowaniu kanału pomocniczego przewidziano w okresie wegetacyjnym, do celów nawodnienia, ponad 93 mln m<sup>3</sup> wody.

Wreszcie relikty pra-Śniardw stanowią jeziora: Warnołty, Łuknajno, Tuchlin, Białoławskie, Kociołek i Roś, otoczone przeważnie torfowiskami. Trzy pierwsze, spłycone silnie osadami, ulegają szybkiemu zatorfieniu. Nie grozi to trzem pozostałym, nawet w przypadku znacznego obniżenia poziomu wody, gdyż są głębokie o charakterze eworsyjnym.

Minimalny poziom na obszarze Śniardw wystąpił pomiędzy X a XII wiekiem i wynosił 115 m n.p.m. Odpowiada to na planie batymetrycznym izobacie 1 m. W wyniku tego powierzchnia Śniardw była mniejsza od współczesnej o 90% i wynosiła 10 tys. ha.

Amplituda pomiędzy ekstremalnymi poziomami wody w jeziorze Śniardwy na przestrzeni późnego glacjału i całego holocenu wynosiła niecałe 5 m.

Budowa kanału pomocniczego i regulacja Pisy stwarzają nowe perspektywy dla Śniardw i okolic. Powstaje możliwość gospodarczego wykorzystania występujących tu w nadmiarze takich materiałów użytkowych, jak: piasek, żwir, kamienie, ił, torf oraz kreda jeziorna, jako wapno nawozowe. „Znaczenie wapna dla podwyższenia plonów jest olbrzymie. Szybkie zwiększenie nawożenia wapnem — to jedno z naczelnych zadań. Zachodzi potrzeba, ażeby na terenie każdego województwa zrobić bilans zasobów surowców wapiennych”<sup>10</sup>. Obecna produkcja wapna nawozowego w Polsce pokrywa zaledwie 20% stale rosnącego zapotrzebowania rolnictwa. Sejmowa komisja rolnictwa w 1964 r. wypowiedziała się za podjęciem nowej uchwały rządu, postulując takie zwiększenie wapna nawozowego, aby można było zaspokoić rzeczywiste potrzeby gospodarki rolnej<sup>11</sup>. Na omawianym terenie kreda jeziora występuje w bardzo dużych ilościach. Niestety, najczęściej strop kopaliny leży poniżej poziomu wody, co wymagałoby stosowania specjalnej techniki eksploatacji. Badania kredy jeziornej z brzegów jeziora Śniardwy postawiły ją w rzędzie dobrych surowców nawozowych. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  wynosi około 77% i maleje na ogół w kierunku spągu, natomiast wzrasta zawartość części nierozpuszczalnych. W złożu znajdują się niewielkie ilości metali ciężkich i arsenu. Średni ciężar objętościowy kredy wynosi  $1,33 \text{ g/cm}^3$  [4].

Bardzo wysoko ocenione zostały walory turystyczne jeziora Śniardwy, czego dowodzi z roku na rok wzrastająca liczba turystów. Na bindugach, ciągnących się wzdłuż południowego brzegu Śniardw, w sezonie letnim panuje niebywały tłok. Budowa nowych kanałów jeszcze bardziej uatrakcyjni Śniardwy. W związku z tym zachodzi potrzeba planowej organizacji turystyki na tym terenie. Zapobiegnie to dewastacji przyrody, pożarom lasów, niepożądanym przypadkom zatonięć itd.

W zachodniej części Śniardw, w okolicy Popielna, nad jeziorem Warnoły, Beldany i Mikołajskim wydzielono tereny do celów naukowo-dosлідawczych placówkom Polskiej Akademii Nauk. Jezioro Łuknajno stanowi ścisły rezerwat łabędzi.

Należy mieć nadzieję, że wzrastające zainteresowanie instytutów naukowych i jednostek gospodarczych Śniardwami doprowadzi wkrótce do pełnego poznania i właściwego wykorzystania wartości tego pięknego jeziora.

---

<sup>10</sup> Program rolnictwa na najbliższe lata. Przemówienie W. Gomułki na naradzie RN w Warszawie, „Życie Warszawy” z 29.I.1964.

<sup>11</sup> Więcej wapna dla rolnictwa. Posłowie postulują u Premiera. „Życie Warszawy” z 27.III.1964.



## LITERATURA

- [1] Bernatowicz S., Metody badań roślinności naczyniowej w jeziorach. Roczn. Rol., t. 77—B-1, Warszawa 1960.
- [2] Birkenmajer K., Środoń A., Interstadial Oryniacki w Karpatach. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 9, Warszawa 1960.
- [3] Bogacki M., Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych (mpis pracy doktorskiej).
- [4] Centralny Urząd Geologiczny. Departament Planowania i Dokumentacji. Wydział Dokumentacji i Informacji, Warszawa.
- [5] Chmielewski K., Hydrografia Pomorza i Prus Wschodnich. Odb. z t. I Słownika Geograficznego Państwa Polskiego, Warszawa 1937.
- [6] Der Wasserbaninspektor. Stanlage im Jeglinner Kanal. Längenschnitt der Schifffahrtsstrasse zwischen Mikolaiken u. Johannsburg. Lotzen 1906. (Archiwum Rejonu Dróg Wodnych w Giżycku).
- [7] Dobrowolski A., Historia naturalna lodu, Warszawa 1923.
- [8] Galon R., Morfologia doliny i sandru Brdy, Toruń 1953.
- [9] Galon R., Roszkówna L., Extents of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the Territory of Poland in the light of an analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. Przegl. geogr., t. 33, z. 3, Warszawa 1961.
- [10] Galon R., The problem of the last glaciation in Poland. Przegl. Geogr., t. 33, Suppl., Warszawa 1956.
- [11] Galon R., Zjazd Towarzystwa Geograficznego w NRD w 1958 r. Czas. geogr., t. 30, z. 1, Warszawa 1959.
- [12] Halbfass W., Die Seen der Erde., Jena 1922.
- [13] Hoffman B., Masuren Grundzüge einer Morphologie der masurischen Landschaft. Der Nordosten, L. Veröff. d. geogr. Semin. Techn. Hochsch., 1931.
- [14] Hurlig Th., Das Spirdinsee-Gebiet und das Schippenbeiler Becken. Schrift. d. Phys. Ekonom. Gesell. zu Königsberg Pr. 88, z. 3/4, 1935.
- [15] Instrukcja Nr 1 dotycząca przeprowadzenia pomiarów głębokości jeziora oraz opracowania szkicu planu batymetrycznego. Inst. Ryb. Śródląd., Olsztyn 1957.
- [16] Instytut Geologiczny. Zakład Dokumentacji Geologicznej. Archiwum Dokumentacji Źródłowej, Warszawa.
- [17] Jezioro Śniardwy. Mapa turystyczna 1 : 75 000. Państw. Przeds. Wyd. Kartogr. (wyd. tymczasowe), Warszawa.
- [18] Karłowicz J., Kryński A., Niedźwiecki W., Słownik języka polskiego, t. 3, Warszawa 1904.
- [19] Katalog Jezior Polskich. Dokum. geogr. IG PAN, Warszawa 1953.
- [20] Klimaszewski M., Zagadnienia mapy hydrograficznej Polski. Dokum. geogr., IG PAN, z. 3, Warszawa 1958.
- [21] Kondracki J., Neue Ergebnisse der geomorphologischen Erforschung der Masurischen Seenplatte. Wissensch. Zeitschr. d. Univ. Greiswald. Jahrgang VII, Math.-naturwiss. Reihe 1/2, 1958.

- [22] Kondracki J. Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. Geogr. w szkole, Warszawa 1950.
- [23] Kondracki J., Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. P.I.G. Biul. 65. Z badań czwartorzędu, I, Warszawa 1952.
- [24] Kondracki J., Jeziora Mazurskie — arkusz Śniardwy 1 : 50 000. Biuro Kartograficzne GUPK, Warszawa 1948.
- [25] Kondracki J., Pietkiewicz St., Guide-Book of Excursion D. North-East Poland. Vith Congr. INQUA, Poland 1961.
- [26] Kondracki J., Pietkiewicz St., The problem of the extension of the last (Wurmian) glaciation in North-Eastern Poland. Abstracts of Papers. Vith Congr. INQUA, Poland 1961.
- [27] Kondracki J., Szostak M., Zarys geomorfologiczny i hydrograficzny jezior okolic Węgorzewa. Roczn. N. Roln., t. 77—B—1, Warszawa 1960.
- [28] Kowalski W., Dolina Wielkich Jezior Mazurskich. Przewodnik turystyczny, Warszawa 1954.
- [29] Körnke B., Leztglazialer Eisabbau und Flussgeschichte im nordlichen Ostpreussen und seinen Nachbargebieten. Zeitschr. d. geol. Gesellsch., 82, Berlin 1930.
- [30] Krygowski B., Materiały do chronologii dyluwium. Badania fizjogr. nad Polską Zach., nr 2, z. 1, Poznań 1950.
- [31] Krygowski B., O związkach rzeźby powierzchni ze strukturą podłoża. Geografia, nr 2, Poznań 1959.
- [32] Krygowski B., Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 2, Warszawa 1952.
- [33] Leszczycki St., Geografia stosowana czy zastosowanie badań geograficznych dla celów praktycznych. Przegl. geog., t. 34, z. 1, Warszawa 1962.
- [34] Lityński A., Hydrobiologia ogólna. PWN, Warszawa 1952.
- [35] Łaniewski A., Zastosowanie echosondy do pomiarów batymetrycznych jeziora Mamry. Przegl. geogr., t. 31, z. 3/4, Warszawa 1959.
- [36] Mapa powiatu piskiego 1 : 100 000. Państw. Przeds. Wyd. Kartogr., Warszawa 1959.
- [37] Mikulski W., Projekt generalnego piętrzenia jezior mazurskich do nawodnień użytków zielonych. Gosp. wod., z. 9, Warszawa 1957.
- [38] Mojski J. E., Rzeźba podczwartorzędowa. Atlas Polski, Warszawa 1964.
- [39] Mojski J. E., Tablica stratygraficzna zlodowacenia północno-polskiego (mpis).
- [40] Obuchowski A., Możliwości techniczne dostosowania sieci rzecznej do potrzeb rolnictwa. Gosp. wod., z. 6, Warszawa 1954.
- [41] Obuchowski A., Przeobrażenia rzek w Polsce a potrzeby rolnictwa. Gosp. wod., z. 2, Warszawa 1953.
- [42] Olszewski P., Dotychczasowe wiadomości z zakresu chemizmu jezior na Mazurach. Odb. z „Kosmosu”, seria A, t. 56, z. 4, Warszawa 1948—1951.
- [43] Olszewski P., Śniardwy jezioro bez termokliny. Wszechświat, Kraków 1951.
- [44] Olszewski P., Paschalski P., Wstępna charakterystyka limnologiczna niektórych jezior Pojezierza Mazurskiego. Zesz. Nauk. WSR w Olsztynie, z. 4, Olsztyn 1959.
- [45] Patalas K., Mieszanie wody jako czynnik określający intensywność krążenia materii w różnych morfologicznie jeziorach okolic Węgorzewa. Roczn. N. Roln., t. 77—B—1, Warszawa 1960.
- [46] Plany batymetryczne. Archiwum Planów Batymetrycznych IG PAN, Warszawa.

- [47] R ó ż y c k i S. Zb., Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Tarella (Spitsbergen). Biul. perygl. ŁTN, nr 5, Łódź 1957.
- [48] R ü h l e E., Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wsch. części Niżu Polskiego. Inst. Geol. Z badań czwartorzędu, t. 6, Warszawa 1955.
- [49] S c r i b a, Spirding See 1 : 25 000. Zusammengestellte und entwurfen von Scriba, Oberfischmeister u. Hauptman d.D., 1894.
- [50] S k i b n i e w s k i L. i M i k u l s k i Z., Hydrologia Wielkich Jezior Mazurskich. Wiad. Służby hydrol. i meteorol., t. 4, Warszawa 1954.
- [51] Ś r o d o Ń A., Roślinność, klimat i stratygrafia późnego plejstocenu Polski. Wszechświat, z. 10, Kraków 1964.
- [52] S r o k o w s k i S., Jeziora i moczary Prus Wschodnich. Wojsk. Inst. Nauk.-Wyd., Warszawa 1930.
- [53] S t a n g e n b e r g M., Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny. Inst. Bad. Las. Państw., ser. A, nr 31, Warszawa 1938.
- [54] S t a s i a k J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. Prac. geogr. IG PAN, nr 42, Warszawa 1963.
- [55] Ś w i a t e k J., Hydrologia i gospodarka wodna na jeziorach. „Hydroprojekt”, Warszawa 1963.
- [56] S z o s t a k M., Nowe pomiary batymetryczne i morfometria kompleksu jeziora Mamry. Przegl. geogr., t. 34, z. 3, Warszawa 1962.
- [57] S z o s t a k M., Ruciane. Marginal zone of the Leszno stage, lakes: Śniardwy, Mikołajki, Bełdany and Guzianka. Guide-Book of Excursion D. North-East Poland. Vith Congr. INQUA, Poland 1961.
- [58] T o r n q u i s t A., Geologie von Ostpreussen, Berlin 1910.
- [59] U l e W., Tiefenverhältnisse der Masurischen Seen. Jahrb. d. Pr. Geolog. Landesanstalt, 1889.
- [60] Wasserkarte in der Norddeutschen. Stromgebiete, Berlin 1893.
- [61] W e l c h P. S., Limnological Methods, Philadelphia, Toronto 1948.
- [62] Wielkie Jeziora Mazurskie. Mapa turystyczna 1 : 120 000. Państw. Przeds. Wyd. Kartogr., Warszawa 1961.
- [63] W i l l e r A., Die stehenden Gewässer der Provinz Ostpreussen. Verzeichniss der Seen in den Regierungsbezirken Allenstein, Gumbinnen, Königsberg, Westpreussen, Berlin 1931.
- [64] W i l u s z Z., Wstępne doniesienia z badań zadrzewień ochronnych w Turwi. Biul. nr 3 Komitetu Ekologicznego PAN, Warszawa 1954.
- [65] W i s z n i e w s k i W., Atlas opadów atmosferycznych w Polsce za 1891—1930. Państwowy Inst. Hydrol.-Meteorol., Warszawa 1953.
- [66] W o l d s t e d t P., Geologisch-morphologische Übersichtkarte von Norddeutschland Vereisungsgebietes. Preus. Geol. Landesanstalt, Berlin 1935.
- [67] W o l d s t e d t P., Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 2 B, Stuttgart 1958.
- [68] W o l d s t e d t P., Norddeutschland u. angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart 1956.
- [69] Z w i e r z S t., Materiały Archiwum Wierceń, t. 3, PTG, Warszawa 1951.



## ОЗЕРО СНЯРДВЫ ЕГО ГЕНЕЗИС И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

### Резюме

Озеро Снярдвы является самым большим естественным водоёмом Польши. До последнего времени оно было слабо изученным, что в значительной степени было обусловлено его большой площадью. В связи с этим для проведения любых исследований нужно было располагать специальным оборудованием, значительным числом сотрудников и большими денежными средствами. В настоящее время в исследованиях озера Снярдвы принимают участие 6 научных институтов. Четыре из них имеют в районе озера научноисследовательские станции.

Большую активность в деле правильного хозяйственного освоения и использования озера Снярдвы проявляют также государственно-хозяйственные учреждения, строя сооружения для планового регулирования стока из этого озера.

Целью настоящей работы было познание истории озера Снярдвы, объяснение его генезиса а также эволюции в позднегляциальное и голоценовое время. Кроме того автор даёт характеристику водного режима и прогноз изменений в зоне берега и литорали, которые должны наступить вследствие колебания уровня воды после построения вспомогательного канала соединяющего озеро Снярдвы с рекой Писой.

Для достижения этой цели автором были использованы наблюдения, проведенные в 1958—1962 годах во время составления геоморфологической карты и проведения подводной разведки. Использованы были тоже результаты спорово-пыльцевого анализа донных отложений (рис. 9), торфов извлеченных со дна озера (рис. 10), документационные материалы более чем 400 геологических буровых скважин разной глубины, многочисленные карьеры (рис. 3), карты, литература и батиметрический план составленный автором на основании 40 000 промеров глубины проведенных с поверхности льда по методу 50-метровых четырёхугольников.

Этот батиметрический план, а также морфометрические данные полученные на его основании и вытекающие из дальнейших расчётов отличаются значительным образом от прежних морфометрических данных и батиметрического плана с конца XIX века.

Площадь озера Снярдвы равняется 10 970 га., максимальная глубина 23,4 м, средняя глубина 5,9 м, максимальные: длина 16 750 м, ширина 12 500 м а объём водной массы 650 151,7 тыс. м<sup>3</sup>.

В XIX веке озеро Снярдвы было соединено с комплексом озера Мамры каналами в одну большую водную систему с общим уровнем вод расположенном на высоте 116 м. Площадь водосборного бассейна системы так называемых „Великих Мазурских Озер” составляет 3540 км<sup>2</sup> (рис. 6). Средняя годовая

сумма осадков, вычисленная по методу изогет, равняется 580 мм. Таким образом водосборный бассейн системы Великих Мазурских Озер получает в течение года 2053,2 млн м<sup>3</sup> воды.

На основании анализа буровых скважин были обнаружены четыре горизонта грунтовых вод, из которых три более высокие находятся в контакте с озером Снярдвы. Вдоль северного берега на дне озера существуют многочисленные источники.

Озеро Снярдвы образовалось в результате многочисленных сложных морфологических процессов, протекающих в разное время. Местоположение озера обусловлено главным образом predisпозицией подстилающей дочетвертичной поверхности. Возникновение самой котловины озера произошло вследствие термокарстовых процессов — таяния погреблённых мёртвых льдов.

Морфология (рельеф) дна озера обусловлена гляциальной и флювиогляциальной аккумуляцией во время познаньской (франкфуртской) фазы, главного балтийского оледенения. Его размеры зависели от уровня воды. Косвенно озеро Снярдвы является наследствием обширного тектонического понижения мелового возраста. В гипсометрическом отношении оно является обширным понижением, возникшим в результате таяния погреблённых мёртвых льдов. Характерными признаками этого понижения являются: наклон поверхности к центру озера и непрерывность форм рельефа, ясно подчеркнутые типом гидрографической сети.

В конце померанской фазы поверхность, на которой в более позднее время образовалось озеро Снярдвы, находилась примерно на 20 м выше современного уровня воды. Ниже этой поверхности распространялся особый комплекс слоистых отложений с чередованием минерального материала гляциальной и флювиогляциальной аккумуляции с прослойками зимних льдов оставшихся от предпознаньской фазы, а также глыб мёртвого льда погреблённого во время регрессии ледника померанской фазы.

Термокарстовые процессы начались в позднем гляциале. В течение аллерёда значительную часть площади, занятой в современное время озером Снярдвы покрывали сосново-березовые леса. Об этом свидетельствуют древесно-моховые торфа найденные на глубине 5 м на дне озера. Как показал спорово-пыльцевой анализ, торфа эти накапливались в аллерёдское время. В западной части озера Снярдвы на поверхности и так называемой „Плащарни” в минеральных отложениях этого периода находится значительная примесь органической субстанции, пыльцевой анализ показал, что она также аллерёдского возраста.

В течение верхнего Дриаса уровень воды в озере находился выше современного. На „Плащарни” отложились тогда мелкозернистые пески мощностью в 0,8 м. Одновременно на восточной террасе озера Снярдвы отлагались мелкозернистые пески и алевроиты, местами кверху переходящие в серо-голубоватые глины.

В пребореальное время уровень воды подвергался колебаниям. На „Плащарни” и на восточной террасе озера Снярдвы отлагалась гиттия. Впоследствии на вышеупомянутой террасе гиттию перекрыли: гравий и пески.

В течение бореального и в начале субатлантического периода уровень воды понизился в такой степени, что нарастание гиттии прекратилось, а на абразионной платформе начал накапливаться торф тростниково-осоковый.

После 1100 года нашей эры уровень воды внезапно значительно повысился по отношению к современному, что привело к прикрытию этого торфа песком. Одновременно образовалась более низкая терраса на уровне 116,5 м.

Приблизительно такой же уровень воды удерживался вплоть до сооружения в 1849 году Еглинского канала. Как известно по материалам водоизмерительных постов, 31. VIII. 1848 года, уровень воды озера Снярдвы равнялся

117,2 м, значит был на 1,2 м выше современного. Таким образом ещё в половине прошлого века большая часть восточной террасы находилась ниже уровня воды.

Самый низкий уровень воды в озере Снярдвы удерживался в период от 1000 до 800 года и равнялся 115 м. Вследствие того площадь озера сократилась на 9% и занимала примерно 10 000 га. Самого высокого уровня воды — почти 120 м достигнуло озеро Снярдвы в начале голоцена. Его площадь была тогда почти дважды больше чем современная.

Вследствие разрушительной деятельности воды первичный рельеф дна озера Снярдвы подвергался значительным изменениям в течение голоцена. Коллебания уровня воды и волнение привели к частичному размыву подводных возвышенностей, площадь которых покрывают в современное время нагромождения больших валунов и мелковалунника. В общем валуны выступают на площади примерно в 1500 га, а их объём достигает 7,5 млн м<sup>3</sup>. В прошлом более, чем 50% берега было подвергнуто абразии. В настоящее время абразия проявляется только на участке 6 км берега, главным образом как следствие разрушительного действия ледяного покрова.

Более чем 41% (4400 га) площади дна озера Снярдвы покрыто донными отложениями типа „гиттии“, средняя мощность которых = 3,5 м. На основании этого факта можно прийти к заключению, что первичная средняя глубина озера Снярдвы была на 1,4 м больше, чем современная.

Хронологическую последовательность более важных морфологических событий в районе озера Снярдвы в течение балтийского оледенения и голоцена представляет таблица 7.

Последний раздел истории озера Снярдвы начинается со строительства гидротехнических сооружений для регулирования водного режима всей системы Великих Мазурских Озер и планомерного распределения стока в течение года. Суммарная площадь подпружанных озер составляет 335 км<sup>2</sup>, что при повышении уровня только на 1 см даёт уже 3,6 млн м<sup>3</sup> воды. При планировании использования слоя воды мощностью в 1,1 м, находящегося между отметками 115,2—116,3 м, получится 353,8 млн м<sup>3</sup> воды, то есть в двое больше чем полезная водовместительность искусственного — Рожновского водохранилища, самого большего в Польше.

Система Великих Мазурских Озер при экстремальных уровнях может вместить 50,8% годового стока их водосборного бассейна. Но само только озеро Снярдвы 16,1%, что равняется 115,8 млн м<sup>3</sup> воды. Понижение уровня воды озера Снярдвы на каждый 1 см вызовет соответственное сокращение его площади на 9,7 га. Максимальное понижение уровня воды этого озера до планированной отметки 115,2 м приведёт к сокращению его площади на 776 га, то есть на 7,1%. При этом минимальном уровне воды будут выступать, выше его зеркала, обширные нагромождения валунов в окрестности сёл Попельно и Глодово, а также на „Мелкой горе“ и моренной гряде между островами „Паенчим“ и „Широким“. Во время минимального уровня воды условия плавания будут ухудшаться, так что без проведения углубительных работ станет невозможным вход водного транспорта на озеро Варнолты и в бухту Сексты. Необходимой станет также перестройка всех причалов и сооружение переката предохраняющего спуск озера Лукнайно — известного лебединого заповедника.

Во время этого минимального уровня воды (115,2 м) более чем 700 га литорали (в том 75% зоны макрофитов) будет находиться выше зеркала воды. В связи с этим на береговой платформе будет в это время происходить уменьшение количества минеральных и рост органогенных отложений. При максимальном уровне воды — 116,3 м, наоборот — будет происходить размыв прибрежной платформы, усиление абразии вдоль клифовых берегов и частичный



залив низких берегов водой. Эти низкие берега занимают 44,8% окружности озера.

Вредное влияние экстремальных уровней будет лимитировано коротким сроком их существования. Минимальные уровни воды будут выступать в конце вегетационного периода и после нереста рыб.

Сооружение нового — добавочного канала и регулировка реки Писы, откроют новые возможности хозяйственного развития озера Снярдвы и его окрестностей. Возникнет возможность использования имеющихся здесь в избыточных количествах гравия, песков, камней, глин, торфа и озерного мергеля содержащего свыше 75%  $\text{CaCO}_3$ .

Высокую оценку имеют тоже туристские достоинства озера Снярдвы. Наглядным подтверждением этого факта является всё растущее число посещающих его туристов.

## ORIGIN OF LAKE ŚNIARDWY, AND ITS WATER RESOURCES

### Summary

Lake Śniardwy is the largest natural water basin in Poland. Until recently this lake was little investigated, which is due, to a large degree, to its wide extent. Research there required a suitable equipment, a large staff, financial means, etc. At present, Lake Śniardwy is the sphere of scientific activity of six institutions, 4 of which have established their own field stations in the vicinity of this lake.

Intensively active in an appropriate economic development of Lake Śniardwy are the local authorities; the result are investments in hydrotechnical works intended to bring about a planned utilization of the lake outflow.

The purpose of the present paper is to study the history of Lake Śniardwy and to elucidate its origin, as well as to investigate the evolution this lake underwent in the Late Glacial and the Holocene. Further, this research is to take in the study of hydrological conditions and of forecasts of the morphological changes expected to occur in the shore line and the littoral zone as the consequence of a change of the water level, following the construction of a drainage canal connecting Lake Śniardwy with River Pisa.

For these studies were utilized: observations made during a geomorphological mapping carried out in 1958 to 1962, a subaqueous examination made in 1963, results of palynological studies of bottom deposits (Fig. 9) and submerged peats (Fig. 10), the documentation of more than 400 drillings, some outcrops (Fig. 3), various maps and literature, as well as a bathymetric map compiled on the basis of 40 000 depth soundings made from the ice surface, with a network of 50 m squares as basis.

This new bathymetric map and other morphometric data, obtained either from direct measurements or from computations performed from mathematical formulae, differ considerably from the data known so far, dated from the end of the 19th century.

The water surface of Lake Śniardwy covers 10 970 ha; the maximum depth of the lake is 23.4 m, the mean depth 5.9 m. The maximum length is 16 750 m, the maximum width 12 500 m; the capacity is 650 151,7 million cubic metres of water.

In the 19th century, Lake Śniardwy was connected by means of canals with the complex of Lake Mamry, so that they formed one large system with the water level at a constant even altitude of 116 m a.s.l. The drainage basin of the Great Masurian Lakes is 3540 sq. (Fig. 6). Its mean annual precipitation computed by the isohyet method is 580 mm. Annually, 2053.2 million cubic m of precipitation fall upon the drainage basin.

Bore holes revealed four ground water horizons, of which the three upper horizons are in connection with Lake Śniardwy. Numerous springs issue at the lake bottom, along its northern shore.

Lake Śniardwy came into existence as the result of a number of complex

morphological processes acting at different times. The situation of this lake was predetermined principally by its Pre-Quaternary substratum, the formation of the lake basin by dead ice blocks, the morphology (relief) of the lake bottom by glacial and fluvioglacial accumulation of the Poznań stage of the Baltic Glaciation, and the extent of the lake by the altitude of the water level. Indirectly, the lake constitutes the heritage after an extensive Cretaceous basin of tectonic origin. It its contours, Lake Śniardwy forms a wide-spread depression created by dead ice melting; a characteristic feature of this basin is the concentric lowering of the ground surface, with the continuity of land forms unchanged. This feature is markedly emphasized by hydrographical pattern.

Towards the decline of the Pomeranian stage the area of Lake Śniardwy emerged presumably some 20 m above today's water level. Underneath the surface, a peculiar medley of deposits was laid down, consisting of mineral material of glacial and fluvioglacial accumulation, interbedded with winter ice of the Pre-Poznań phase and with blocks of dead ice from deglaciation processes of the Poznań stage.

Dead ice melting began in the Late Glacial. During the Allerød, a considerable part of the Śniardwy area became covered by a pine-birch forest, as confirmed by the presence of well decomposed tree-and-moss peat, extracted from the lake bottom at 5 m depth. Palynological analyses indicate this peat to have developed during the Allerød. In the western part of Lake Śniardwy, in a region called „Płaszczarnia”, the mineral deposits of the Allerød disclose a large admixture of organogenic material, on the basis of palynological examinations also dated from the Allerød.

In the Younger Dryas, the water level stood higher than it is today. On Płaszczarnia, finegrained sands were deposited, 0.8 m thick. In a similar way mineral deposits were laid down on the eastern Śniardwy terrace, in the shape of fine-grained and silty sands, locally in its top layer passing into a greyish-blue clay.

In the Preboreal period the water level underwent oscillations. On Płaszczarnia and on the eastern terrace a gyttia developed, which on the terrace was covered by a gravel and sand sheet.

During the Boreal and the beginning of the Atlantic the high water level persisted. On Płaszczarnia there continued to be deposited a gyttia layer of minor thickness. The thickness of the gyttia bed in the second became greatest half of the Atlantic period.

Towards the decline of the Subboreal and the beginning of the Subatlantic, the water level in the lake subsided to such extent that gyttia sedimentation ceased, and on the abrasive platform a carex-reed peat developed.

After 1100 A.D., the water level abruptly rose higher than today's level, causing the peat to be covered by sand. It was at that time that a lower terrace was formed at about 116.5 m altitude.

The water level of the lake remained more or less unaltered until 1849, when the Jegliński Canal was dug. On August 31, 1848, the water gauge indicated an altitude of the water level of 117.2 m a.s.l., that is, more than 1.2 m higher than today's level. Thus, in the middle of the past century, the major part of the eastern terrace was still submerged.

Lowest was the level in Lake Śniardwy some 1000 to 800 years ago, being then 115 m. This caused the lake surface to be 9% less extensive and to amount to about 10 000 ha. The highest level occurred at the beginning of the Holocene, reaching as much as 120 m a.s.l., and due to this the lake surface was close on twice today's extent.

The initial morphology of the bottom of Lake Śniardwy during the Holocene suffered considerable changes due to the action of the lake water. As the result



of level oscillations and waves, underwater elevations were washed away. On higher points of the lake bottom, boulders and pavement stones remained. The total surface of gravel sheets is about 1500 ha, their total volume approximates 7.5 million cubic m. More than 50% of the shore line was subject to abrasion; today's abrasion is effective only on a shore length of about 6 km (30% of the total), principally due to the destructive action of the ice cover.

More than 4400 ha (41%) of the surface of the lake bottom are covered by organogenic deposits ("gyttia"), with a mean thickness of 3.5 m; in other words, the initial mean water depth, without deposits, was 1.4 m greater than it is today. The course of the most important morphological events in the Śniardwy region that occurred during the Baltic Glaciation and the Holocene is presented in chronological sequence in Table 7.

The last chapter of the History of Lake Śniardwy is inaugurated by hydrotechnical works intended to put in order the hydrological conditions of the Great Masurian Lakes, and to bring about a planned economy in the water runoff. The total lake surface to be dammed up is 335 sq. km. With a surface of this size, lowering or raising the water level 1 cm is equivalent to a change in capacity by 3.6 million cu. m of water. With an available water layer 1.1 m high between the planned limit levels of 115.2 and 116.3 m, the useful capacity of the Great Masurian Lakes will be 353.8 million cu. m — almost twice the capacity of the Rożnów storage basin, so far the largest in Poland.

The Great Masurian Lakes are of a capacity to retain, under extreme conditions, 50.8% of the total runoff of their drainage basin; Lake Śniardwy alone accounts for 16.1%, that is, for 115.8 million cubic m of water. Any lowering of the water level in Lake Śniardwy by 1 cm will reduce, at the average, its water surface by 9.7 ha. The lowering of the level to its minimum, 115.1 m a.s.l., will reduce the surface of Lake Śniardwy by 776.0 ha, equalling 7.1%. As the result of this, there will be uncovered gravel sheets near Popielno, Głodowo, Miałka Góra, as well as a morainic ridge between Pajęczna Island and Szeroki Ostrów. Navigation conditions will suffer and, unless dredging is resorted to, it will become impossible for navigation to enter Sekst Bay and Lake Warnoity. Landing piers will also require adaptation. Unless first a weir is built in the canal connecting Lake Śniardwy, lowering of the water level to such extent will result in an escape of the water from Lake Łuknajno, a swan preserve.

With the water level at 115.2 m a.s.l., more than 700 ha littoral zone will emerge from the water, 3/4 of which contain macrophytes. On the shore platform, the lowering of the water level will cause a reduction in deposits of mineral origin, in favour of deposits of organogenic origin. The opposite process is bound to take place when the water rises to the 116.3 m level. The shore terrace will be washed clean, abrasion will be revived along the cliff shores, and low-lying shore parts (44.8% of the total) will be submerged.

The harm done by extremes in water level will be lessened by the short duration of these extreme stages. The lowest level will coincide with the end of the vegetative period and with fish spawning.

The construction of a new canal, and the regulation of River Pisa foreshadow new perspectives for Lake Śniardwy and its surroundings. There will be created the possibility of making profitable use of the local surplus of gravel, sand, building stone, clay, peat, and of lacustrine chalk beds containing more than 75%  $\text{CaCO}_3$ .

Greatly appreciated is Lake Śniardwy as tourist centre, as indicated by the number of tourists increasing from year to year.



## EXPLANATIONS OF FIGURES AND PHOTOS

### 1. Sections of the geological map

A. Deposits of glacial accumulation: 1 — boulder clay of ground and end moraine; 2 — erratic boulders. B. Deposits of fluvioglacial accumulation: 1 — sands and gravels of marginal (moraine-outwash) zone; 2 — Dryas clays. C. Deposits altered by action of lake water: 1 — sands and silts in zone of (littoral) abrasive platforme; 2 — stone pavements in abrasive (littoral and sublittoral) zone; 3 — larger agglomerations of washed boulders in abrasive (littoral and sublittoral) zone; 4 — active abrasive scarps; 5 — consolidated abrasive scarps. D. Organogenic deposits of lacustrine and vegetation accumulation: 1 — gyttia; 2 — peat

### 2. Map of maximum extent of Lake Śniardwy

1 — extent of today's lakes; 2 — maximum extent of Lake Śniardwy; 3 — 2nd and 3rd phase of principal stage of Baltic Glaciation

### 3. Local layout

1 — sections of the depth contour map of Lake Śniardwy; 2 — sections of the geological map; 3 — profiles; 4 — monolithic cores of bottom deposits; 5 — underwater observations; 6 — outcrops; 7 — drillings.

In numerator, first figure is the number given in list of references, while the second figure means the number of consecutive drilling; figure in denominator gives altitude of bore hole a.s.l.

### 4. Sections of the depth contour map of Lake Śniardwy

1 — directions of slopes; 2 — bare boulders; 3 — mouths of rivers, canals and ditches; 4 — directions of outflow; 5 — active cliff shores; 6 — consolidated cliff shores; 7 — forests and single trees; 8 — meadows and marshy ground; 9 — land under culture; 10 — settlements; 11 — roads; W — island

### 5. Bathygraphical chart

1 — modern water level; 2 — extremely high water levels at maximum usable capacity; 3 — extremely high water levels at planned usable capacity; 4 — mean water depth

### 6. Drainage basin of Great Masurian Lakes

1 — watershed between drainage basins of Vistula and of Baltic coastal rivers; 2 — boundary of drainage basin of Great Masurian Lakes; 3 — boundary of drainage basin of River Krutynia; 4 — boundaries of area morphologically investigated; 5 — lakes with water level at 115 m a.s.l.; 6 — lakes with water level balanced at 116 m a.s.l.; 7 — at 117 m a.s.l.; 8 — at 118 m a.s.l.; 9 — at 119 m a.s.l.; 10 — at more than 120 m a.s.l.; 11 — lakes lacking surface drainage; 12 — lakes situated beyond drainage basin; 13 — water gauge stations; 16 — rain gauge stations; 17 — isohyets

### 7. List of deepest bore holes sunk near Lake Śniardwy

1 — humus; 2 — brown loam; 3 — grey loam; 4 — pebbles; 5 — boulders; 6 — gravel; 7 — coarsegrained sand; 8 — finegrained sand; 9 — silt; 10 — clay; 11 — distance between profiles, in km; 12 — successive number of boring according to local layout

### 8. Profiles of Upper Pleistocene

1 — loam of phase 1; 2 — loam of phase 2; 3 — loam of phase 3; 4 — silty sands; 5 — coarsegrained sands; 6 — gravel; 7 — clay; 8 — No. of bore hole

### 9. Pollen diagram of lacustrine deposits

### 10. Pollen diagram of peats from lake bottom

### 11. Profiles of bottom deposits

1 — water; 2 gyttia (enlarged  $\times 12.5$ )





28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 77 + 2 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego, 1962, s. 163 + wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.  
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 93 + 2 mapy, 19 ilustr., zł 24,—
43. Mileska I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1965, str. 193, il. 27 + 7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144 + 16 ilustr. + 5 map, zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160 + 5 map + 5 ilustr., zł 48,—
51. Kostrowicki A., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki, w oparciu o faunę motyli większych (Macrolepidoptera) 1965, s. 100 + 21 map + 1 diagram, zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka. 1966, s. 111, 23 il., 4 fot., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Kujawskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136, 26 il., zł 32,—

54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca i Ćmielowa. 1966, s. 114, il. 22, fot. 7, 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w górnej części dorzecza Czarnego Dunajca, 1966, s. 111, 16 il., 2 mapy, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne, 1966, s. 115, 22 il. zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego, 1966, s. 112, 14 il. (w tym 2 wkładki) + 7 fot., zł 24,—
58. Rościszewski M. i Siemek Z., Rolnictwo krajów gospodarczo słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja) (w druku).
59. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (w druku).
60. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej (w druku).
61. Jewuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą (w druku).
62. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast (w druku).
63. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe (w druku).
64. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i charakterystyka ich wpływów hydrologicznych w polskiej strefie przybrzeżnej (w druku).
65. Sulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku).
66. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi (w druku).
67. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski (w druku).

#### Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—
- Chilczuk M. i Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii, 1966, s. 131, 84 ryc. (w tym 3 ryc. wielobarwne jako wkładki), zł 24,—