

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 130

MAREK GRZEŚ

TERMIKA
OSADÓW DENNYCH
W^o BADANIU JEZIOR

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
ul. Świdnicka 18
50-130 Wrocław

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego*. 1973, ss. 164, 30 ilustr., z1 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce*. 1973, ss. 168, 49 ilustr., z1 30,—
102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla*. 1973, ss. 152, 30 ilustr., 6 fot., z1 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*. 1973, ss. 124, 23 ilustr., z1 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*. 1974, ss. 139, 49 ilustr., 17 fot., z1 32,—
105. Pulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*. 1974, ss. 159, 52 ilustr., 10 fot., z1 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*. 1974, ss. 136, 39 ilustr., 16 fot. 3 zał., z1 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i rozmiary gospodarstw rolnych na Kujawach*. 1974, ss. 127, 17 ilustr., z1 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka*. 1974, ss. 88, 7 ilustr., 4 wkł., z1 22,—
109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami stałymi i dojazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności*. 1974, s. 155, 18 ilustr., z1 35,—
110. Żurek S., *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, 1975, ss. 107, 28 ilustr., 22 fot., 10 wkładek za opaską, z1 30,—
111. Jankowski W., *Land use Mapping, Development and Methods*. 1975, s. 111, z1 35,—
112. Dramowicz K. K., *Symulacja cyfrowa i analiza systemowa w badaniach procesów urbanizacji wsi (model gromady Biała Stara, powiat płocki)*. 1975, ss. 110, 38 ilustr., z1 27,—
113. Żurek A., *Struktura przestrzenna przepływów ludności miast woj. kieleckiego*. 1975, ss. 112, 33 ilustr., z1 25,—
114. Froehlich W., *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*. 1975, ss. 122, 54 ilustr., 12 fot., z1 35,—
115. Harasimiuk M., *Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie*. 1975, ss. 108, 43 ilustr., 14 fot., z1 26,—
116. Węclawowicz G., *Struktura przestrzeni społeczno-gospodarczej Warszawy w latach 1931 i 1970 w świetle analizy czynnikowej*. 1975, ss. 120, 41 ilustr., z1 35,—
117. Praca zbiorowa, *Rozmieszczenie i migracje ludności a system osadniczy Polski Ludowej*. 1976, ss. 343, 103 ilustr., z1 80,—
118. Szczepkowski J., *Struktura przestrzenna regionu bydgosko-toruńskiego. Ewolucja i dynamika*. 1977, ss. 89, 7 ilustr., z1 22,—
119. Wiśniewski E., *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*. 1976, ss. 124, 32 ilustr., 16 fot., z1 30,—
120. Kotarba A., *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich (na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich)*. 1976, ss. 128, 28 ilustr., 4 fot., z1 32,—
121. Wójcik Z., *Charakterystyka siedlisk polnych na pogórzu Beskidu Niskiego metodami biologicznymi*. 1976, ss. 111, 3 ilustr., z1 25,—
122. Gerlach T., *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*. 1976, ss. 116, 22 ilustr., 8 fot., z1 30,—

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 130

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Poc: Polska Akademia Nauk
Zakład Geografii i Zagospodarowania
00-880 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 130

МАРЭК ГЖЕСЬ

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМИКИ ДОННЫХ
(ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 130

MAREK GRZES

THE THERMICS BOTTOM DEPOSITS
IN LAKE EXPLORATION

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 130

MAREK GRZEŚ

TERMIKA
OSADÓW DENNYCH
W BADANIU JEZIOR

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://1978in.org.pl>

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA

ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: KAZIMIERZ DZIEWONSKI

CZŁONKOWIE: STANISŁAW LESZCZYCKI, LESZEK STARKEL, JAN SZUPRYCZYNSKI

SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

**Praca doktorska wykonana pod kierunkiem
prof. dr. hab. JANA SZUPRYCZYŃSKIEGO**

Redaktor Wydawnictwa: Maria Czabanowska-Wachowicz

Redaktor techniczny: Adam Przylibski

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1978.

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1978.
Nakład: 800 egz. Objętość: ark. wyd. 7, ark. druk. 6 + 2 wkl.,
ark. A₁ — 8. Papier druk. sat. IV, 70 g, 70 × 100. Oddano do
składania 28 II 1978. Podpisano do druku 17 XI 1978. Druk ukoń-
czono w listopadzie 1978. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam.
253/78 — M-10 — Cena zł 22.—

SPIS TREŚCI

	Str.
Wstęp	7
I. Dotychczasowe badania w zakresie termiki i bilansu cieplnego osadów dennych	9
II. Cel pracy i metody pomiarów	16
III. Jezioro Gopło — analiza warunków termicznych i zasobów ciepła masy wodnej	21
Morfometria jeziora Gopło	21
Wybrane elementy z hydrologii i hydrografii	25
Charakterystyka temperatury powietrza i warunków anemometrycznych nad zwierciadłem wody i w najbliższej okolicy jeziora	28
Termika powierzchniowej warstwy wody	31
Stratyfikacja termiczna	39
Średnie temperatury masy wodnej i zasoby ciepła	47
IV. Jezioro Gopło — analiza warunków termicznych i zasobów ciepła osadów dennych	52
Ogólna charakterystyka osadów dennych jeziora Gopło	52
Analiza temperatury osadów dennych na głębokości 20 cm	55
Pionowa zmienność temperatury osadów dennych	63
Związek temperatury osadów dennych z temperaturą wód jeziornych	73
Zasoby ciepła w czynnej cieplnie warstwie osadów dennych	74
V. Kilka uwag na temat termiki osadów dennych wybranych jezior Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego	78
VI. Uwagi końcowe	83
Literatura	85
Исследования термики донных озерных отложений (резюме)	91
The thermics bottom deposits in lake eksploration (summary)	94

WSTĘP

W limnologii fizycznej jedną z najczęściej podejmowanych problematyk jest termika jezior. Wyniki pomiarów temperatury wykonywanych sporadycznie, systematycznie, czy też jej ciągła rejestracja służą do interpretacji wielu zjawisk zachodzących w masie wodnej jeziora, między innymi do obliczeń zasobów ciepła, stabilności masy wodnej, określania miksji, wydzielania termicznych pór roku w jeziorze itp. Temperatura wody, jej przestrzenna i czasowa zmienność jest jednym z elementów służącym do wydzielenia mas wodnych w jeziorze.

Złożoność problemu, głównie jeśli chodzi o jeziora płytkie, to znaczy takie, w których nie występuje stała sezonowa stratyfikacja termiczna, a woda jeziora — np. w okresie lata — jest kilkakrotnie mieszana przez wiatr do dna, skłoniła autora do podjęcia tej tematyki. Brak jest w zasadzie w takim jeziorze stratyfikacji termicznej z epilimnionem, metalimnionem i hypolimnionem. Najczęściej stwierdza się tylko epilimnion, sporadycznie epilimnion i metalimnion. Wydzielenie termicznych pór roku we wspomnianym jeziorze wymaga osobnego omówienia, tym bardziej że należy brać pod uwagę roczny cykl biologicznego życia w jeziorze, będący m. in. odzwierciedleniem warunków termicznych masy wodnej.

Ogromna większość jezior na terenie Polski znajduje się w stadium daleko posuniętego zaniku (K. Kalinowska 1961), objawiającego się nie tylko zmniejszeniem powierzchni, ale i tym, że misy jeziorne wypełnione są warstwą organogenicznych osadów dennych.

Należy sądzić, że oddziaływanie osadów dennych na niektóre składowe bilansu cieplnego jeziora zależy w znacznej mierze od rozmieszczenia osadów wewnątrz misy jeziornej. Istotnym zagadnieniem jest określenie w obrębie osadów warstwy czynnej cieplnie. Pomiedzy wodą a osadami dennymi nie ma w zasadzie wyraźnej granicy. Przechodzą one stopniowo z półpłynnej substancji w zwiezły plastyczny materiał. W większości badanych jezior w powierzchniowej warstwie wyróżnić można półpłynną warstwę pelogenu. Jej miąższość charakteryzuje się dużą zmiennością nie tylko w poszczególnych jeziorach, ale i w jednym i tym samym zbiorniku. Znajomość tego zjawiska jest ważna dla wymiany ciepła między masą wodną i „dnem”, gdyż pelogen stanowi

warstwę przejściową o właściwościach fizycznych zbliżonych do wody. Ma to również duże znaczenie w czasie prowadzenia badań. Półpłynna warstwa pelogenu jest powierzchnią odniesień przy wszelkich pomiarach głębokości i sondowaniach termicznych w osadach.

Organogeniczne osady denne jezior pokrywają przeważnie powierzchnię całego dna. Brak ich zwykle w strefie brzegowej. W jeziorach oligotroficznych jest ich bardzo mało lub w ogóle nie występują. Wymiana ciepła masy wodnej ma miejsce z całym dnem — podłożem, będącym osadami jeziornymi organogenicznymi lub materiałem mineralnym. Prowadzenie pomiarów w utworach mineralnych — jeżeli to będzie nawet drobny piasek — technicznie jest bardzo trudne, a stosowanymi przez autora metodami — niemożliwe. Półpłynna, głębiej plastyczna konsystencja osadów organogenicznych pozwala na prowadzenie stosunkowo głębokich termicznych sondowań.

I. DOTYCHCZASOWE BADANIA W ZAKRESIE TERMIKI I BILANSU CIEPLNEGO OSADÓW DENNYCH

Dotychczasowe badania w zakresie limnologii fizycznej dotyczyły głównie zjawisk fizycznych w masie wodnej oraz procesów zachodzących na granicy zwierciadło wody—atmosfera. Stosunkowo mało miejsca poświęcono zjawiskom cieplnym zachodzącym w podłożu (w osadach dennych) i na granicy „dno”—masa wodna.

Pierwsze znane w literaturze badania termiki osadów dennych prowadzone były w USA na jeziorze Mendota (średnia głębokość 12,1 m), w stanie Wisconsin, przez E. A. Birge'a, C. A. Judaya i M. W. Marcha (1928), w latach 1918—1921. Pomiarów dokonywano w czterech punktach jeziora (na głębokości 8, 12, 18, 23,5 m) do 5 m od powierzchni dna, co 0,5—1,0 m. Na tej głębokości autorzy stwierdzili temperatury zmieniające się nieznacznie w ciągu roku ($\Delta t = 1^{\circ}\text{C}$). Bilans cieplny osadów dennych w poszczególnych punktach wynosił: 8 m — 1100 cal/cm² rok, średnio 2000 cal/cm² rok. Na uwagę zasługuje fakt, że średnia dla całego dna odpowiadała wartości zmierzonej na głębokości odpowiadającej średniej głębokości jeziora. Cytowani autorzy ocenili udział osadów w bilansie ciepła jeziora na 8—9%. Osady mają największy wpływ na zmiany zasobów ciepła masy wodnej w okresie zimowym, kiedy to masa wodna pobiera odpowiednio: 8 m — 1040 cal/cm² rok, 12 m — 600 cal/cm² rok, 18 m i 23,5 m — 3000 cal/cm² rok.

Badania nad termiką osadów dennych prowadził w 1931 r. L. L. Rossolimo (1932) na Jeziorze Białym koło Moskwy. Pomiarami została objęta tylko powierzchniowa warstwa osadów 0—1 m. Wystarczyło to jednak dla określenia natężenia i kierunku strumienia ciepła na granicy woda—osady denne. Wystąpienie odpowiednich cykli termicznych w osadach dennych autor wiązał ze stratyfikacją termiczną wody, warunkami klimatycznymi, indywidualnymi cechami jeziora i rodzajem osadów dennych. Ich udział w bilansie ciepła Jeziora Białego wynosił 2500 cal/cm² rok (średnia głębokość jeziora 4,15 m, Q masy wodnej = 8000 cal/cm² rok). Dane L. L. Rossolima wykorzystane zostały przez innych autorów, m. in. N. N. Korytnikową (za G. J. Wierieszczaginem

1941) w pracy o roli „dna” w kształtowaniu reżimu termicznego jezior i zbiorników zaporowych w okresie zimowym.

Na szczególną uwagę zasługują prace N. N. Korytnikowej (1940 a, 1940 b). Autorka podaje w nich wzory empiryczne na obliczenie pionowego rozkładu temperatury w osadach, jak również wymiany ciepła na granicy „dno” — masa wodna. Materiałem wyjściowym są tu wartości temperatury wody i współczynnik przewodnictwa cieplnego materiału stanowiącego podłoże.

Rola dna, podłoża jezior w kształtowaniu termiki i bilansu cieplnego jezior i zbiorników zaporowych omówiona została w kilku pracach przez G. J. Wierieszczagina (1940, 1941). Stwierdza on, między innymi, że wielu autorów nie przywiązuje wagi do ilości ciepła, które w okresie nagrzewania masy wodnej pochłonięte jest przez podłoże. W okresie jej ochładzania ma miejsce sytuacja odwrotna — podgrzewanie chłodnej warstwy wody naddennej. N. M. Kricki, M. F. Mienkiel, K. K. Rossinski (1947) w pracy o zimowym reżimie temperaturowym zbiorników zaporowych, rzek i kanałów omawiają między innymi zagadnienie wymiany ciepła wód z podłożem (Q_{td}). Wartości Q_{td} podane dla Zbiornika Iwankowskiego są średnimi z wielolecia. Maksymalne wartości Q_{td} oceniali oni na $+ 0,40$ kcal/cm² dob. (październik), minimalne — $0,48$ kcal/cm² dob. (kwiecień, maj). Okres akumulacji ciepła w podłożu ma miejsce od czerwca do października.

A. P. Brasławski i Z. A. Wikulina (1954) w pracy poświęconej obliczeniom parowania metodą bilansu cieplnego z powierzchni zbiorników omawiają dość szczegółowo zagadnienie wymiany ciepła masy wodnej z dnem. Praca ich jest jedną z najczęściej cytowanych w literaturze przy omawianiu roli podłoża w bilansie ciepła wód stojących. Obliczenia średnich wieloletnich dobowych ilości ciepła, jakie otrzymuje woda od podłoża w zbiorniku o małym przepływie, powiązane zostały z szerokością geograficzną, głębokością wody i okresem roku.

Doborem odpowiednich metod przy badaniu termiki osadów dennych zajmował się N. J. Siemionowicz (1954). Podczas badań prowadzonych w północno-zachodniej części ZSRR stwierdził on szereg interesujących i nowych rzeczy, między innymi związek pomiędzy przebiegiem krzywej temperatury powierzchni osadów a kształtem przekroju pomiarowego. Przytoczone w jego pracy wartości dobowej amplitudy temperatury osadów dennych na głębokości 11 m, wynoszące $0,1^{\circ}\text{C}$, wydają się nieprawdopodobne. Roczne amplitudy temperatury zanikają już najczęściej na głębokości 5 m. Stwierdzone przez Siemionowicza zmiany temperatury są prawdopodobnie wynikiem błędu przyrządu. Badania tego autora mają charakter wrywkowy, nie obejmują całego cyklu termicznego.

Pomiary pionowego rozkładu temperatury w osadach dennych

w ciągu całego roku były prowadzone przez Szwedzki Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny (G. Nybrant 1954, A. Grysiński 1964) na małym jeziorze Ekeby. Roczna amplituda temperatury na powierzchni osadów tego jeziora wynosiła około 14°C , na głębokościach 1 m — 7°C , 2 m — mniej niż 1°C . Głębiej roczne zmiany temperatury są rzędu dziesiątych stopnia. Pomiary wykonywane były do podłoża skalnego (7,5 m), gdzie stwierdzono temperaturę około $7,5^{\circ}\text{C}$, w zasadzie nie zmieniającą się w ciągu roku.

Mniej więcej w tym samym czasie badania termiki osadów dennych prowadził w Polsce J. Bajerlein (1954) (w innych jego pracach są na ten temat wzmianki: 1926, 1959). Pomiary wykonywał na Jeziorze Wielkim (Pojezierze Wielkopolskie) — jest to bardzo płytkie (głębokość maksymalna 1,9 m) i niewielkie jezioro (3,5 ha). Autor ten uważa, że osady zajmują pośrednie miejsce pomiędzy wodą i lądem, jeśli chodzi o procesy termiczne. W pracy z 1926 r. stwierdza, że w osadach zachodzą procesy konwekcji termicznej. Nie jest to możliwe, ponieważ konwekcja zachodzi tylko w środowisku ciekłym. W osadach prawdopodobne jest to tylko w powierzchniowej warstwie pelogenu. W tej samej pracy Bajerlein mówi o istnieniu w osadach dennych termicznych układów katatermicznych, zaś w pracy z 1954 r. zaprzecza temu mówiąc: „...Inaczej zachowują się pod względem termicznym muły jeziorne. Ich stały układ anatermiczny ...” Jest więc tu szereg spraw niezrozumiałych. Niejasny też jest opis w tejże pracy (1954), w którym autor wiąże wzrost pojemności cieplnej ze wzrostem miąższości warstwy. Chodziło zapewne o zmiany inercji cieplnej określonej masy osadów.

Ogrzewanie podłoża misy jeziornej nie jest tylko wynikiem wzrostu temperatury wód jeziora. B. B. Bogosłowski i S. D. Murawiejski (1955) stwierdzają, że przenikające wodę promienie słoneczne bezpośrednio ogrzewają dno. Pewien udział mają tu również procesy biologiczne i chemiczne.

Rola procesów biologicznych i biochemicznych zachodzących w osadach dennych jest jeszcze bardzo mało zbadana. Pewnym przyczynikiem do poznania tego zjawiska jest praca J. F. Vallentyne (za: J. I. Rybak 1969). Podaje on, że rozkład substancji organicznej przez bakterie może spowodować wzrost temperatury osadów o 5°C . O tym samym pisze G. E. Hutchinson (1957), przytaczając wyniki badań na jeziorze Mead (USA), przeprowadzonych przez C. E. Zobella, F. D. Silsera i C. H. Oppenheimer. Stwierdzili oni, że bakterie żyjące w jednym gramie osadów jeziornych mogą wyprodukować ciepło w ilości 2,6 cal/rok.

Wielu autorów jest zdania, że udział wymiany ciepła masy wodnej z osadami dennymi — podłożem, w stosunku do bilansu cieplnego zbiornika wodnego jest niewielki. Pogląd ten reprezentują między innymi: T. Kirilowa (1956), L. V. Niesina (1956), M. P. Timofiejew (1960), G. H. Hughes (1967). Zagadnienia tego nie należy uogólniać na wszystkie

jeziora. Zmienność wartości Q_{td} jest bardzo duża i jest ona wypadkową głównie cech hydrodynamicznych masy wodnej jeziora.

Termika osadów dennych jezior i ich bilans ciepła omawiane są też w pracach o charakterze podręcznikowym (G. E. Hutchinson 1957; B. B. Bogosłowski 1960; B. D. Zajkow 1955).

Ciekawe wyniki osiągnięto przy sondowaniach termicznych w jeziorze zaporowym Mead (USA), w delcie rzeki Kolorado (H. Gould 1957). Najgłębsze sondowania termiczne — do 30 m, przeprowadzono w okresie lata. Wyniki pomiarów wykazały, że temperatura podłoża jest wyższa, niż by to wynikało z miejscowego gradientu geotermicznego; stwierdzono temperaturę 15°C . Epizodycznie wykonane sondowania do głębokości 23 m nie wyjaśniły tego zjawiska do końca.

Znacznie głębsze sondowania prowadzone były przez S. Uyeda (za S. Horie 1972) w jeziorze Biwa (Japonia, Honsiu), o średniej głębokości 46,2 m i długości 46 km (G. E. Hutchinson 1957). Sondowanie termiczne do głębokości 140 m objęło w górnej partii warstwę osadów dennych. Przebieg temperatury w nich nie odbiegał od innych, wcześniej otrzymanych wyników pomiarów. Powierzchniowa warstwa osadów według S. Uyeda charakteryzowała się dużym zróżnicowaniem przewodnictwa temperaturowego.

W latach 60-ych w literaturze światowej ukazało się szereg ciekawych pozycji na temat termiki i bilansu ciepłego osadów dennych jezior. Na uwagę zasługuje praca W. P. Matwiejewa (1964). Opisuje on wprawdzie rezultaty jednej serii pomiarów w dwóch jeziorach (płn.-zach. część ZSRR), ale wykonanych w przekrojach poprzecznych, dla których autor wykreślił izolinie. Jest to pierwsze znane w literaturze ujęcie tego zjawiska. Podobne ujęcie znajduje się u G. E. Likensa i N. W. Johnsona (1969).

Interesujące wyniki osiągnięto w czasie badań termiki podłoża mineralnego masy wodnej w Zbiorniku Rybińskim, w okolicy Rybińskiej Stacji Hydrometeorologicznej. Są one trudno porównalne z wynikami na jeziorach, gdyż pomiary wykonywane były w materiale piaszczysto-gliniastym, charakteryzującym się innymi właściwościami fizycznymi niż organogeniczne osady jeziorne. Z tego zakresu na szczególną uwagę zasługują prace S. N. Taczałowa (1966, 1968). Kilkuletnie pomiary objęły 10-metrową warstwę utworów mineralnych podłoża. Pozwoliły one na określenie ilości ciepła akumulowanego w czynnej warstwie podłoża i porównanie tej wartości z ilością ciepła akumulowanego w masie wodnej. Taczałow stwierdza, że pomiary pod warstwą wody, równej średniej głębokości zbiornika, z pewnym przybliżeniem charakteryzują temperaturę całego podłoża zbiornika, pod warunkiem jednorodności budowy. Udział „dna” w bilansie cieplnym Zbiornika Rybińskiego ocenia na 32% (1968). Z badań stacji hydrometeorologicznej wynika, że zapas ciepła w podłożu masy wodnej w miesiącach letnich wynosi 5,8% po-

chłoniętego przez wodę promieniowania słonecznego. Taczałow oblicza zapas ciepła w 10-metrowej warstwie piaszczysto-gliniastego podłoża metodą podaną przez A. P. Braślawnskiego i Z. A. Wikulinę (1954) i porównuje wyniki z własnymi obserwacjami. Stosunkowo niewielkie różnice pozwalają sądzić, że matematyczne obliczenia A. P. Braślawnskiego i Z. A. Wikuliny są sprawdzalne dla podłoża mineralnego.

S. N. Taczałow (1968) liczy zasoby ciepła według wzoru:

$$B_z = W h t^\circ c \gamma,$$

gdzie:

B_z — zapas ciepła w 10-metrowej warstwie podłoża — h ,

W — powierzchnia zbiornika odniesiona do średniego stanu wody,

t° — średnia temperatura warstwy,

c — ciepło właściwe utworów piaszczysto-gliniastych, nasyconych wodą (0,43 cal/g stop);

γ — ciężar właściwy tego materiału (2 g/cm³).

Tak obliczone wartości zasobów ciepła będą zawsze zaniżone, co wynika z różnicy między wielkością powierzchni dna i zwierciadła wody jeziora.

Tym samym zagadnieniem na Zbiorniku Rybińskim zajmował się S. S. Bakastow (1960, 1964, 1965). Badania jego nie są tak pełne jak Taczałowa, ponieważ pomiarami objęta była tylko 1,5-metrowa warstwa utworów podłoża. Pewną nowością jest badanie horyzontalnej zmienności temperatury powierzchni dna i powiązanie tego zjawiska z dynamicznymi cechami masy wodnej. Bakastow jest zdania, że największe oddziaływanie na masę wodną energii cieplnej zakumulowanej w podłożu latem ma miejsce w okresie zlodzenia. Dla warunków zbiornikowych w okresie zlodzenia istotna jest znajomość szybkości przepływu wody. W zbiornikach o większym przepływie (prędkość wody nad dnem) obserwuje się zazwyczaj niższą temperaturę wody przy dnie. Taka sytuacja sprzyja szybszej wymianie ciepła masy wodnej z podłożem (S. N. Bułatow 1968).

Szczegółowe badania reżimu cieplnego osadów jeziornych prowadzone były na Pojezierzu Karelskim przez Laboratorium Jezioroznawstwa w Leningradzie. Najbardziej interesujące wyniki prac zostały przedstawione przez L. F. Forsza (1965, 1968). Jezioro Wielkie, gdzie dokonywano pomiarów, jest typowym przykładem misy jeziornej w znacznym stopniu wypełnionej osadami. Objętość masy wodnej stanowi w porównaniu z osadami dennymi 86%. Pomiarami temperatury objęto 5-metrową warstwę osadów. Na podstawie wyników pomiarów temperatury tej warstwy Forsz obliczył zapasy ciepła. Przyjął, że pojemność cieplna osadów równa jest pojemności cieplnej wody. Uzasadnił to tym, że wilgotność 5-metrowej warstwy osadów wynosi 97% (L. F. Forsz 1965). P. P. Łazariew (1923) na podstawie zawartości wody w osadach obli-

czył pojemność cieplną osadów o wilgotności 92%. Wynosi ona 0,95 cal/cm³. Przy wilgotności osadów powyżej 90% można przyjąć, że pojemność cieplna osadów organogenicznych równa się wartości dla wody. Przy wartościach niższych z powodzeniem można korzystać z przeliczeń P. P. Łazariewa. L. F. Forsz podaje, że rozpatrywana przez niego warstwa osadów w okresie zimowym zawiera 3 do 5 razy więcej ciepła niż masa wodna. Latem w wodzie jest o 50% więcej ciepła niż w osadach. Udział 3-metrowej warstwy osadów w bilansie cieplnym jeziora wynosi 22%. Jest to warstwa, która bierze głównie udział w wymianie ciepła. Niżej leżące warstwy nie odgrywają praktycznie żadnej roli.

Reżim termiczny osadów na tle termiki masy wodnej został potraktowany kompleksowo przez L. F. Forsza w pracy z 1968 roku. Badania prowadzone były na jeziorach o różnym reżimie termicznym masy wodnej na Pojezierzu Karelskim. Stwierdzono ścisły związek pomiędzy temperaturą osadów a temperaturą masy wodnej. Przy dużej stabilności masy wodnej, kiedy to stwierdza się „zimny” hipolimnion, zmiany temperatury osadów są niewielkie. Autor wyróżnia dwie grupy jezior. W pierwszej udział wymiany ciepła 3-metrowej warstwy osadów z masą wodną wynosi 23—30%, w drugiej 14—16%. Tak duże różnice są wynikiem głównie zróżnicowania morfometrycznego i czynników określających możliwość oddziaływania wiatru na masę wodną. Jest to pierwsza próba typologii termicznej jezior na podstawie termiki osadów dennych. Następną próbę wykorzystania wyników pomiarów temperatury osadów dennych w typologii termicznej jezior L. F. Forsz daje w pracy z 1975 r. na przykładzie wybranych jezior Półwyspu Kolskiego.

Termika i bilans ciepła osadów dennych potraktowane zostały syntetycznie przez A. I. Tichomirowa (1970). Pod względem termicznym traktuje on masę wodną i czynną termicznie warstwę osadów dennych jako jedną całość. Za koniec hydrologicznej zimy i początek wiosny proponuje uważać moment, w którym suma zapasów ciepła masy wodnej i warstwy czynnej osadów dennych osiąga minimum. Zimowe ogrzewanie wód przez osady osiąga największe rozmiary w jeziorach epitermicznych, w których występuje tylko epilimnion. Podobne ogrzewanie obserwuje się również w jeziorach metatermicznych. Zaznacza się ono tutaj znacznie słabiej. Jest to wynikiem tego, że jeziora te mają wyraźniej zaznaczającą się stratyfikację termiczną (epilimnion + metalimnion). Najmniejszą rolę odgrywają osady w przypadku jezior hypotermicznych. Zimne wody hipolimnionu nie sprzyjają nagrzewaniu osadów w okresie letnim. G. E. Likens i N. W. Johnson (1969) stwierdzili m. in. dużą różnicę w reżimie termicznym osadów dennych w strefie litoralu i profundalu na jeziorach Stewarts Dark i Tub (USA, Wisconsin).

Badania termiki i bilansu cieplnego osadów dennych znalazły już stałe miejsce w limnologii fizycznej. G. E. Likens i P. L. Johnson (1968)

w czasie kompleksowych badań jezior w dorzeczu Jukonu prowadzili również pomiary pionowego rozkładu temperatur w podłożu masy wodnej. Stwierdzili oni duże różnice pomiędzy poszczególnymi jeziorami. Na to zróżnicowanie uwagę zwrócili też W. Chomskis (1969) i A. A. Piwowarow (1972). Chomskis analizuje wartości Q_{td} obliczone metodami podanymi przez Brasławskiego i Wikulinę (1954). Piwowarow uważa, że w kształtowaniu reżimu termicznego niegłębokich zbiorników wodnych, szczególnie w okresie zimowym (złodzenie), istotną rolę odgrywa wymiana ciepła z podłożem. Wielkość tej wymiany zależy głównie od dwóch czynników: przewodnictwa cieplnego utworów składających się na podłoże oraz ilości ciepła doprowadzonego wraz z wodami gruntowymi. To ostatnie zjawisko nie zostało jeszcze dokładnie poznane. Piwowarow uważa, że dla jezior o dużej powierzchni i niewielkim zróżnicowaniu głębokości, z wyjątkiem strefy brzegowej, rola wód gruntowych w przeniesieniu ciepła w utworach podłoża jest nieznaczna. Stwierdza on także, że brak bezpośrednich pomiarów temperatury osadów dennych zmusza do stosowania matematycznych metod. Istnieje możliwość obliczenia pola temperatury (E. Kącki 1957) dwiema metodami. W pierwszej danyymi wyjściowymi są temperatury wody nad dnem, przyjmowane za temperaturę powierzchni osadów. W drugiej danyymi wyjściowymi są wartości bilansu cieplnego. Teoretyczne założenia Piwowarowa znalazły swoje uzasadnienie w wynikach pomiarów. Uważa on, że temperatura na pewnej głębokości poniżej dna praktycznie nie zmienia się w ciągu roku i równa się średniej wieloletniej temperaturze wody nad dnem. Stosunkowo proste matematyczne obliczenia proponowane przez Piwowarowa pozwalają poznać teoretyczny pionowy rozkład temperatury osadów na różnych głębokościach oraz wartości Q_{td} . Biorąc pod uwagę ostatnią wartość, wyróżnia on dwa typy zbiorników wodnych. Głębokie lub o słabym turbulentnym mieszaniu, w których zimowe podgrzewanie wody od dna zachodzi wolniej niż w płytkich lub o silnym turbulentnym mieszaniu. Zapasy ciepła w osadach wyczerpują się znacznie szybciej (równowaga cieplna pomiędzy wodą i osadami — podłożem) i jeszcze przed zaniemnięciem pokrywy lodowej wody jeziorne osiągają tzw. zimowe maksimum temperatury. Wielkość Q_{td} zależy więc generalnie od wielkości turbulentnej wymiany ciepła w wodzie.

W literaturze polskiej poza wymienionymi już pozycjami J. Bajerleina brak jest w zasadzie badań nad termiką osadów dennych. Z. Głanc (1969) przytacza wyniki A. P. Brasławskiego i Z. A. Wikuliny (1954), stwierdzając za tymi autorami, że wymiana ciepła pomiędzy masą wodną i jej podłożem może mieć zauważalny wpływ w zbiornikach o głębokości mniejszej niż 10 m. M. Bojanowicz (1970) w syntetycznym opracowaniu termiki jezior polskich stwierdza: „W lutym zaznacza się wzrost zawartości ciepła związany zapewne z ogrzewaniem wód od dna” (s. 20). Aktualnie badania nad termiką osadów dennych prowadzi S. Tyczyńska (1973) na Jeziorze Gardęńskim (Pojezierze Mazurskie).

II. CEL PRACY I METODY POMIARÓW

Celem niniejszej pracy było:

— poznanie dotychczasowego stanu wiedzy na temat termiki osadów dennych;

— przedstawienie metod pomiarów temperatury osadów dennych, skonstruowanie nowych i adaptacja dotychczas stosowanych przyrządów pomiarowych oraz opracowanie metodyki pomiarów;

— poznanie termiki masy wodnej jeziora Gopło w takim zakresie, w jakim było to potrzebne do określenia miksi jeziora i interpretacji warunków termicznych osadów dennych;

— poznanie termiki osadów dennych jeziora Gopło i niektórych związków zachodzących pomiędzy temperaturą masy wodnej i osadów dennych;

— obliczenie zasobów ciepła oraz ich zmian w masie wodnej i w określonej warstwie osadów dennych jeziora, w miesięcznych przedziałach czasu, w cyklu rocznym;

— próba poznania różnic w reżimie termicznym wybranych jezior na podstawie wyników sporadycznie wykonywanych pomiarów pionowego rozkładu temperatury osadów dennych.

Ograniczone możliwości techniczne, duża różnorodność typów dynamicznych jezior złożyły się na to, że przyjęto dwa zakresy badań. W tym celu podzielono badane jeziora na dwie grupy:

a) jeziora tzw. „pierwszoplanowe”, w których pomiary prowadzono w odstępach jednomiesięcznych;

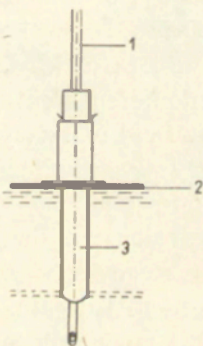
b) jeziora tzw. „drugoplanowe”, w których pomiary prowadzono w charakterystycznych okresach roku.

Do pierwszej grupy należy jezioro Gopło. Pomiary tu prowadzone miały na celu wypracowanie metodyki badań, jak również poznanie rocznego cyklu termicznego masy wodnej i na tym tle rocznego cyklu termicznego osadów dennych.

Do drugiej grupy jezior należy kilka jezior położonych na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim — tu pomiary starano się wykonywać przynajmniej dwa razy w roku. Wybierano przeważnie takie jeziora, gdzie prowadzi się codzienne pomiary temperatury wody (posterunki obserwacyjne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej). Szczególnie cennych

danych dostarczyła stacja ewaporymetryczna na jeziorze Gopło. Pozwoliły one na porównanie wyników pomiarów temperatury osadów dennych na głębokości 4—5 m z wynikami pomiarów temperatury wody na głębokości 40 cm.

Podczas pomiarów stosowano termistorowe termometry z czujnikiem zatopionym w cienkiej powłoce szklanej. Pomiar temperatury wody prowadzono w pojedynczych pionach i przekrojach na głębokościach: 0,1, 0,4, 1,0, 1,5, 2,0, 2,5, 3,0, 4,0, 5,0 m ... Odczyty były zągęszczane (co 0,5 m) w warstwie termokliny i przy dnie. Równocześnie mierzono każdorazowo temperaturę powierzchni osadów dennych. W tym celu stosowano bardzo proste urządzenie zapewniające stałą głębokość pomiaru w osadach (ryc. 1). Czujnik termometru termistorowego osadzono w rurce żelaznej wypełnionej ołowiem, do której umocowany jest krążek metalowy o średnicy około 20 cm. Można nim regulować głębokość pomiaru od 10 do 30 cm poniżej powierzchni dna.



Ryc. 1. Końcówka termometru termistorowego do pomiarów temperatury osadów dennych na głębokości 20 cm

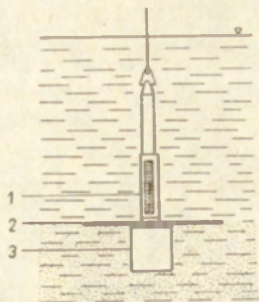
1 — przewód elektryczny; 2 — krążek metalowy; 3 — rura wypełniona ołowiem

Tail-piece of the thermistor thermometer for the temperature measurements of bottom deposits at the depth of 20 cm

1 — conductor lead; 2 — metal roller; 3 — pipe lead filled

Innego typu termometr (ryc. 2) stosowano na stałym punkcie pomiarowym na jeziorze Gopło. Miejsce to, w odległości 150 m od brzegu, oznaczone zostało bojką, do której przymocowany jest termometr na linie o długości większej o $\frac{2}{3}$ od głębokości w danym miejscu. Krążek umocowany do termometru czerpakowego — zleniwionego, sprawuje dodatkowo rolę tarczy Secchego.

Dokładne wyznaczenie powierzchni dna jest bardzo istotnym momentem. Stanowi ono powierzchnię odniesienia we wszystkich pomiarach temperatury. Półpłynna powierzchniowa warstwa osadów trudna jest do stwierdzenia stosowaną dotychczas sondą jeziorną. Dlatego też skonstruowano urządzenie oparte na bazie fotoopornika (ryc. 3). W momencie

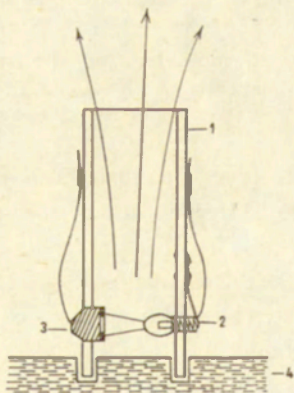


Ryc. 2. Termometr czerpakowy do pomiarów temperatury osadów dennych
1 — osłona termometru; 2 — krążek metalowy; 3 — zbiornik inercyjny. Wg H. J. Siemionowicza 1954

Scoop thermometer for temperature measurements of ground deposits
1 — thermometer casing; 2 — metal roller; 3 — inertial container. Acc. to H. J. Siemionowicz 1954

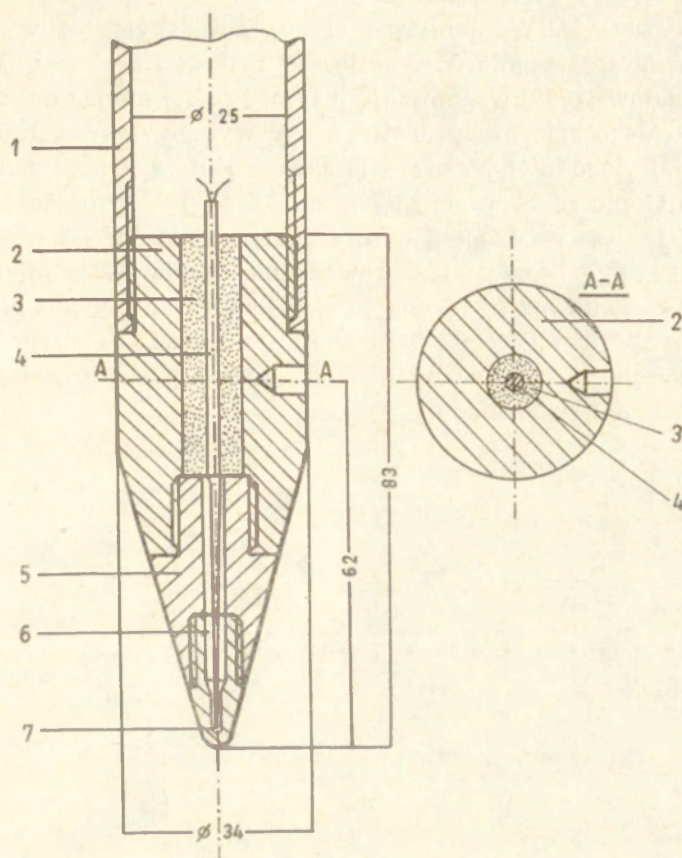
zagłębienia się czujnika w osady, strumień światła pomiędzy fotoopornikiem (3) a żarówką (2) zostaje przerwany dając w ten sposób impuls do zapalenia się sygnalizacyjnej żarówki. Urządzenie to stosowano głównie jako przystawkę do termometru elektrycznego w przypadku pomiarów temperatury powierzchniowej warstwy osadów.

Do pomiarów temperatury w dnie jeziornym na mniejszych głębokościach skonstruowano sondę podobną do tej, jaka była stosowana w Szwedzkim Instytucie Hydrologicznym (G. Nybrant 1954). Wykonano ją na bazie termometru termistorowego „Lis-2”. Całość składa się z rur o długości 2,5 m każda, łączonych tulejami — zależnie od głębokości pomiaru. Na początku pierwszej rury umocowano czujnik termometru —



Ryc. 3. Fotoelektryczna sonda do pomiarów głębokości
1 — rura; 2 — żarówka; 3 — fotoelement; 4 — osady dennie

Photoelectric probe for depth measurements
1 — pipe; 2 — bulb; 3 — photoelement; 4 — bottom deposits



Ryc. 4. Szkic grota sondy termistorowej do pomiarów pionowego rozkładu temperatury osadów dennych

1 — rura; 2 — korpus mosiężny; 3 — żywica epoksydowa; 4 — przewód elektryczny; 5 — teflon; 6 — osłona termistora; 7 — termistor

Outline of thermistor probe point for the measurements of vertical distribution of bottom deposit temperatures

1 — pipe; 2 — brass case; 3 — epoxy resin; 4 — conductor lead; 5 — teflon; 6 — thermistor casing; 7 — thermistor

termistor w specjalnej obudowie (ryc. 4) izolującej go od wpływu temperatury rur, które są dobrym przewodnikiem ciepła i mogłyby wpływać ujemnie na dokładność pomiaru.

Sondę wbija się w osady za pomocą uchwytu instalowanego na wystającym ponad powierzchnię wody odcinku rury. Sam sposób prowadzenia pomiarów sondą termistorową zależy od taboru pływającego, jakim dysponujemy. Najdogodniejszą porą jest zima, kiedy pomiary wykonuje się z lodu.

Metodom pomiarów temperatury osadów w literaturze poświęcono niewiele miejsca. Krótkie wzmianki na ten temat znajdują się w pracach: G. Nybrant (1954), H. J. Siemionowicza (1954), J. Bajerleina (1954),

G. E. Likensa i N. W. Johnsona (1969). Brak było też w literaturze omówienia miejsca pomiaru w jeziorze. Tylko L. F. Forsz (1965, 1968) i S. N. Taczałow (1968) wspominają o tym, że aby pomiar był reprezentatywny dla całego zbiornika, powinien być wykonywany w miejscu równym średniej głębokości jeziora. Nie zawsze jest to jednak słuszne. I tak np. jezioro Gopło ma średnią głębokość 3,6 m, maksymalną 16,6 m, powierzchnia zakreślona izobatą 5 m zajmuje około 71% powierzchni jeziora. Słuszniejsze będzie więc prowadzenie pomiarów w miejscu o głębokości 5 m, ponieważ będą one bardziej reprezentatywne niż z głębokości 3,6 m. W warstwie 0—5 m znajduje się 80,1% objętości jeziora.

Metody obliczeń stosowanych w niniejszej pracy przedstawione są w poszczególnych rozdziałach.

III. JEZIORO GOPŁO — ANALIZA WARUNKÓW TERMICZNYCH I ZASOBÓW CIEPŁA MASY WODNEJ

MORFOMETRIA JEZIORA GOPŁO

Podstawą do omówienia morfometrii jeziora Gopło był plan batymetryczny wykonany przez Instytut Rybactwa Śródlądowego (IRS) w Olsztynie w 1959 roku. Gopło składa się z dwóch charakterystycznych części: zatokowej i przepływowej, różniących się znacznie pod względem stosunków batymetrycznych (ryc. 5). Gopło jest dziewiątym co do wielkości jeziorem w Polsce, o powierzchni 2154,5 ha. Wszystkie podstawowe

Tabela 1. Wybrane dane morfometryczne jeziora Gopło (wg IRS 1959)

		Głębokość:					
		maksymalna 16,6 m, względna $\frac{G \text{ maks.}}{P}$ 0,003		średnia $\frac{V}{P}$ 3,6 m, wskaźnik głębokości $\frac{G \text{ śr.}}{G \text{ maks.}}$ 0,21			
Powierzchnia (P) zwierciadła wody 2154,5 ha wysp 25,5 ha							
Objętość (V) 78 497,0 tys. m ³		powierzchnie i objętości batymetryczne					
Wymiary:		Powierzchnia				objętość warstwy między izobatami	
		izobata m	określona izobata ha	pasa między izobatami			
				ha	%		
długość maksymalna (D)	25 000 m						
szerokość maksymalna (S)	2 500 m						
wydłużenie D/S	10,0						
średnia szerokość P/D	862 m	0,0	2154,5	391,4	18,2	19 555,0	24,9
		1,0	1763,1	626,7	29,1	21 575,0	27,5
		2,5	1136,4	508,2	23,6	21 745,8	27,7
maksymalna efektywna:		5,0	628,2	374,6	17,4	10 674,2	13,6
długość	7 200 m	7,5	253,6	186,8	8,7	3 755,0	4,9
szerokość	2 500 m	10,0	66,8	50,3	2,3	970,8	1,2
		12,5	16,5	14,1	0,6	210,0	0,2
		15,0	2,4	2,4	0,1	11,2	0,0
Długość linii brzegowej (L)							
misy jeziora	87 300 m						
wysp	4 000 m						
ogółem	91 300 m						
rozwój linii brzegowej:							
$\frac{L}{2P} = 5,55$							
$\frac{L}{P} = 42 \text{ m/ha}$							



we dane morfometryczne przedstawiono w tabeli 1. Sondowanie jeziora wykonane było przy stanie wody 236 cm — wodowskaz Kruszwica. Poziom ten odpowiada wysokości 77,0 m n.p.m. Głębokość 15 m i więcej zajmuje w jeziorze Gopło trzy niewielkie obszary. Są to dwa głęboczki w okolicy miejscowości Łuszczewo oraz jeden w miejscu połączenia części zatokowej z przepływową (ryc. 5). Graficznie całość stosunków batymetrycznych przedstawiono na rycinach 6 i 7.

Wartość wydłużenia jeziora 10,0 (IRS 1959) liczona jako iloraz długości maksymalnej i szerokości maksymalnej nie odzwierciedla rzeczywistej sytuacji morfometrycznej w przypadku jeziora Gopło. Maksymalna szerokość (2500 m) zo-

Ryc. 5. Szkic batymetryczny jeziora Gopło (wg IRS 1959) z lokalizacją punktów pomiarowych

1 — izobaty co 5 m; 2 — przekroje termiczne; 3 — miejsca poboru rdzeni osadów dennych; 4 — miejsca pomiaru pionowego rozkładu temperatury osadów dennych; 5 — wodowskazy; 6 — stacja meteorologiczna Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Siemionki; 7 — tratwa ewaporymetryczna IM i KW w Potrzymiechu

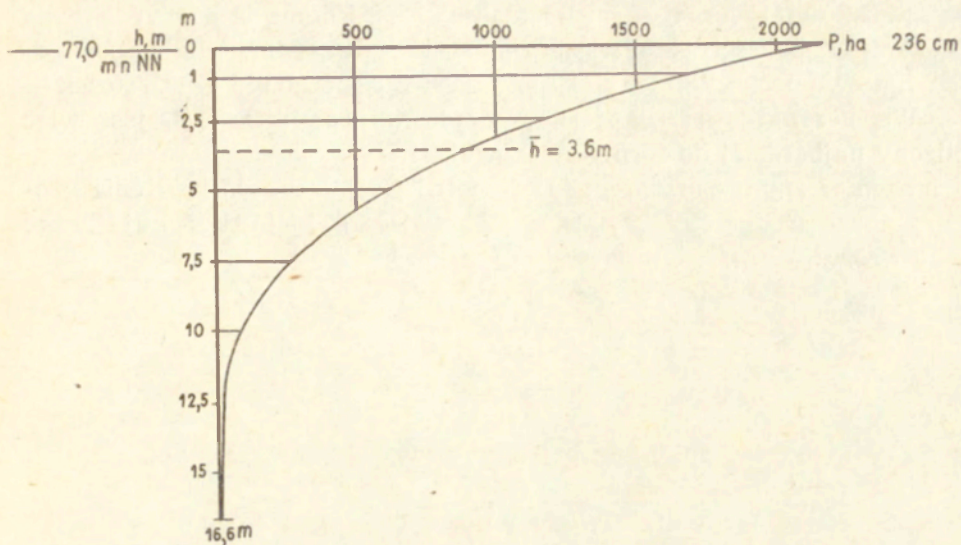
Bathometric draft of the Gopło Lake (acc. to Inland Fisheries Institute 1959) with the measurement points location

1 — isobaths every 5 m; 2 — thermic sections; 3 — sampling points of ground deposit cores; 4 — measurement points for the temperature distribution of bottom deposits; 5 — water gauges; 6 — University of M. Kopernik weather station in Siemionki; 7 — evaporimetric float Institute for Meteorology and Water Economy in Potrzymiech

stała zmierzona w miejscu połączenia części zatokowej z przepływową. Wydłużenie jeziora liczone jako iloraz długości maksymalnej (25 000 m) i szerokości średniej (862 m) daje wartość około 29, która nawet przy porównaniu wzrokowym wydaje się bardziej prawdopodobna.

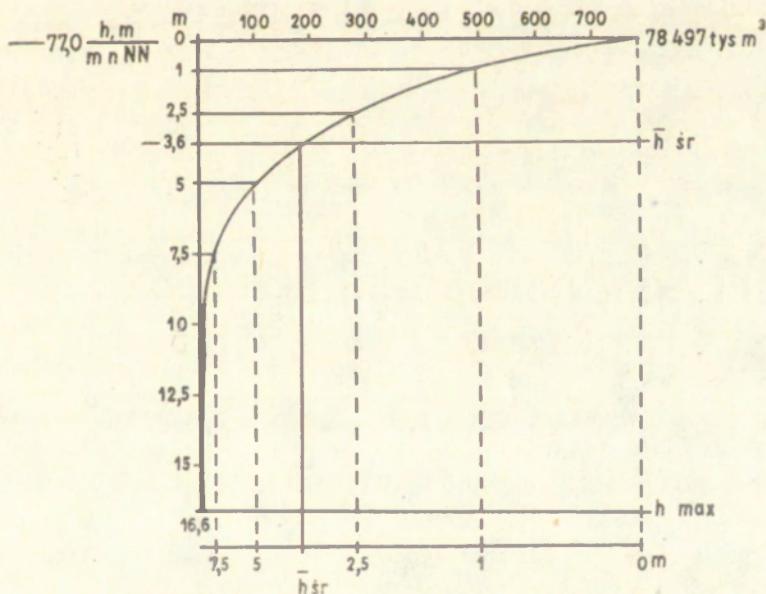
Wartości maksymalnej efektywnej długości i szerokości wynoszą odpowiednio 7200 i 2500 m. Są one zarazem maksymalnymi długościami rozbiegu fal.

Ważnym elementem morfometrii jest kształt misy jeziornej, od któ-



Ryc. 6. Krzywa zależności powierzchni od głębokości dla jeziora Gopło
Interdependence diagram of the Gopło Lake surface and its depth

rego zależy wiele cech reżimu masy wodnej (B. B. Bogosłowski, S. D. Murawiejski 1955; B. D. Zajkow 1955; W. Chomskis 1969). Analizę kształtu masy jeziornej przeprowadza się przez porównanie z bryłami geometrycznymi. Do tego celu służy wskaźnik głębokości, liczony jako ilo-



Ryc. 7. Krzywa zależności objętości od głębokości dla jeziora Gopło
Interdependence diagram of the Gopło Lake volume and its depth

raz głębokości średniej i maksymalnej. W. Chomskis (1969) określa wskaźnik głębokości jako współczynnik kształtu, który dla odpowiednich figur wynosi: cylinder — 1, półkula — 2/3, paraboloid — 1/2, stożek — 1/3. Współczynnik ten dla jeziora Gopło wynosi około 1/5, jest więc zbliżony najbardziej do formy stożkowej.

Innym ważnym elementem morfometrii jest głębokość położenia geometrycznego środka ciężkości. S. D. Murawiejski (1948) proponuje liczyć go ze wzoru:

$$S_o = \frac{\int v^2 dm}{M},$$

gdzie:

S_o — głębokość położenia geometrycznego środka ciężkości,

M — masa wody jeziora,

d_m — elementarne masy wody jeziora,

z — głębokość,

v — objętość.

Przy założeniu, że $d_m = \rho dv$ gdzie ρ — gęstość wody, otrzymamy:

$$S_o = \frac{\int v^2 z dv}{M} = \frac{\int v^2 z dv}{\int v^2 dv}.$$

Przy niezmienniej gęstości wody ($\rho = \rho_0$) otrzymamy:

$$S_o = \frac{\int v^2 \rho_0^2 dv}{\int v \rho_0^2 dv} = \frac{\int v^2 dv}{\int v dv}.$$

gdzie:

S_o — głębokość położenia środka ciężkości przy niezmienniej gęstości wody w całej masie wodnej jeziora.

Wartość $\int v^2 dv$ można obliczyć przez splanimetrowanie powierzchni pomiędzy układem współrzędnych prostokątnych i krzywą objętościową (S. D. Murawiejski 1948). Obliczona w ten sposób głębokość położenia geometrycznego punktu ciężkości dla jeziora Gopło wynosi 2,4 m, a współczynnik kształtu 1,5. Kształt misy jeziornej jest więc zbliżony do paraboloidu. Jest to typowo teoretyczne rozważanie, dające jednak szereg informacji o charakterze porównawczym.

W morfometrii często używa się jeszcze innego wskaźnika, który został opracowany przez T. N. Filatową (1962). Jest to iloraz głębokości

maksymalnej i głębokości średniej. Dla jeziora Gopło wynosi on 0,0193. M. Bojanowicz (1970) podaje, że $<10 \cdot 10^{-3}$ w warunkach polskich charakterystyczne jest dla jezior bez stratyfikacji termicznej.

WYBRANE ELEMENTY Z HYDROLOGII I HYDROGRAFII

W porównaniu z innymi jeziorami hydrologia jeziora Gopło została bardzo dobrze poznana. Stany wody są tu notowane od 1882 r. na wodowskazie w Kruszwicy (H. Keller 1896). Literatura hydrologiczna i hydrograficzna dotycząca tego zbiornika jest bardzo obszerna (T. Dubrowin 1961; C. Faust 1955; M. Grześ 1972, 1974; M. Grześ, A. T. Jankowski 1975; Z. Mikulski 1970; W. Mrózek 1965, 1969; Z. Paślowski 1961, 1962; Z. Paślowski, B. Błaszczuk 1970; S. Rogiński, T. Dubrowin 1956; A. Rundo 1939; K. Skarżyńska 1963; L. Skibniewski 1954, 1955; W. Sparczyński 1923, 1937; *Studium ...* 1973).

Zlewnia jeziora Gopło ma powierzchnię 1427 km². Wskaźnik K liczony jako iloraz powierzchni zlewni i powierzchni jeziora wynosi 1,5% (Z. Mikulski 1970), określa on procentowy udział jeziora w powierzchni zlewni.

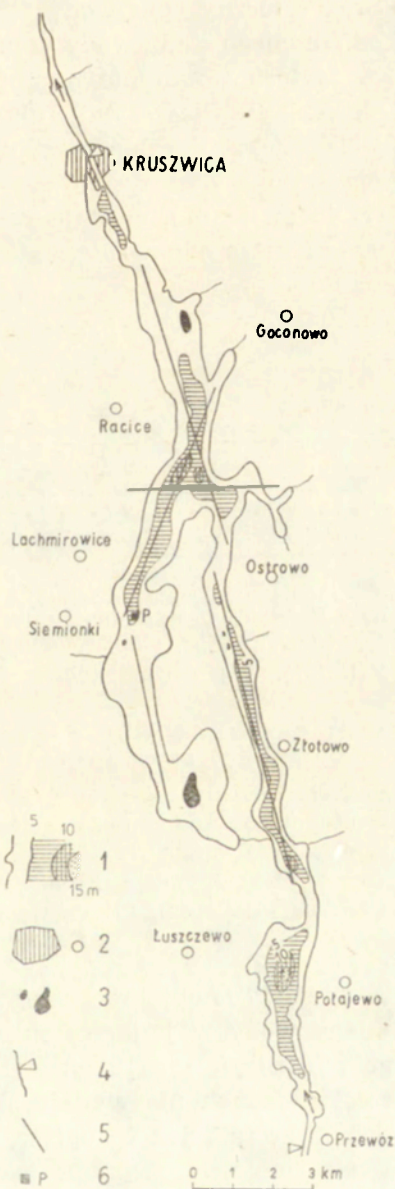
Ciągłe obserwacje stanów wody na wodowskazie w Kruszwicy prowadzone są od 1887 r. (Z. Paślowski, B. Błaszczuk 1970);

Ryc. 8. Wymiary efektywne (maksymalne rozbiegi fal) jeziora Gopło

1 — izobaty; 2 — miejscowości; 3 — wyspy; 4 — wodowskazy; 5 — maksymalne rozbiegi fal; 6 — stały punkt pomiarów temperatury osadów dennych

The effective Gopło Lake dimensions
(maximum wave divergence)

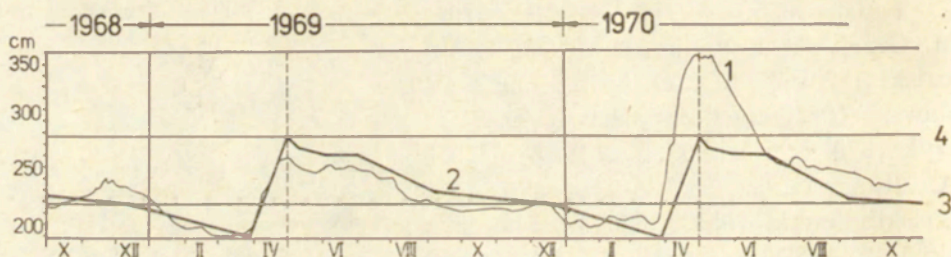
1 — isobaths; 2 — localities; 3 — islands; 4 — water gauges; 5 — maximum wave divergence; 6 — stable measurement point of bottom deposit temperatures



zero wodowskazowe wynosi tu 74,64 m n.p.m. (ryc. 8). Analizę statystyczną danych wodowskazowych, w okresie 82 lat (1887—1968) podają wyżej wymienieni autorzy. Najwyższy zaobserwowany stan wody wynosił 435 cm (8 IV 1888), najniższy — 165 cm (8 X 1914). Daje to bezwzględną am-

plitudę 270 cm. Największa roczna amplituda stwierdzona została w 1888 r. — 185 cm, najmniejsza w 1925 i 1930 — 30 cm. Średnia roczna amplituda z 82 lat wynosi 72 cm. Maksymalne stany wody przypadają na okres wiosenny (III—V), minimalne na późną jesień (X—XI). Średni roczny stan wody w półroczu zimowym jest przeciętnie wyższy od średniego stanu wody w półroczu letnim o 3 cm.

Jezioro Gopło nie ma naturalnego reżimu hydrologicznego (Z. Paślowski, B. Błaszczuk 1970; M. Grześ 1972; *Studium ...* 1973). Poziom jeziora jest sztucznie utrzymywany (ryc. 9). Minimalny poziom piętrzenia jeziora wynosi 186 cm (76,53 m n.p.m.), maksymalny — 276 cm (77,43 m n.p.m.), co daje roczną projektowaną amplitudę stanów wody 90 cm, która odpowiada zmianie objętości o blisko 20,95 mln m³. Stanowi



Ryc. 9. Wykres codziennych stanów wody jeziora Gopło, wodowskaz Kruszwica, projektowane rzędne zwierciadła wody oraz rzędne ekstremalne w okresie X 1968—XII 1970. Wg danych IM i GW i Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej w Poznaniu

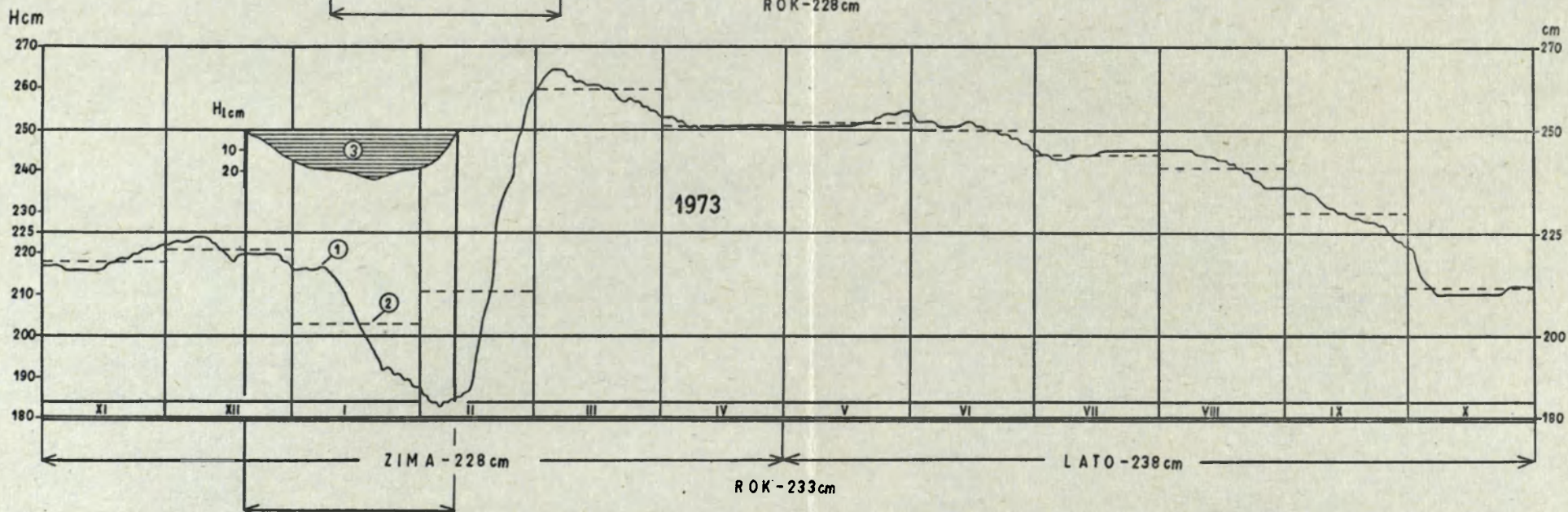
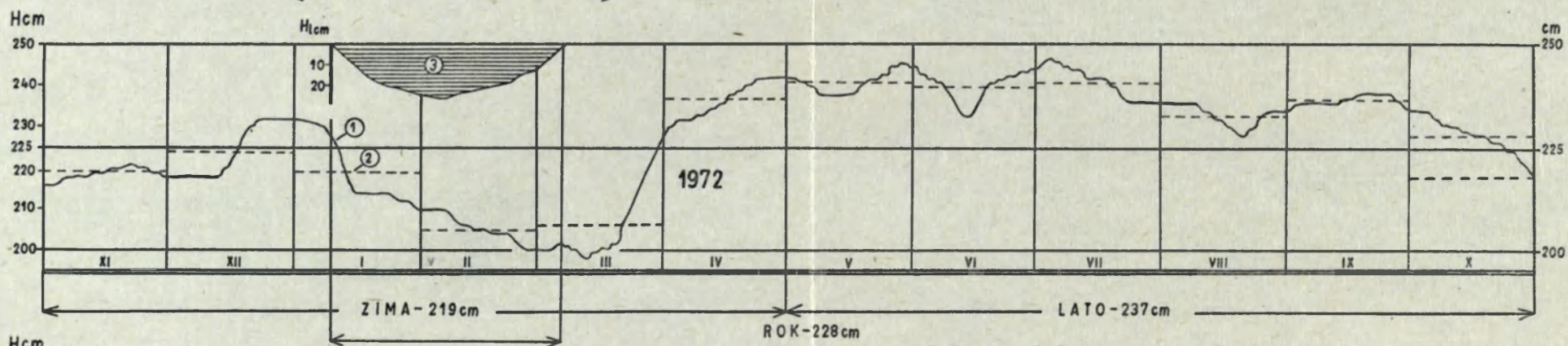
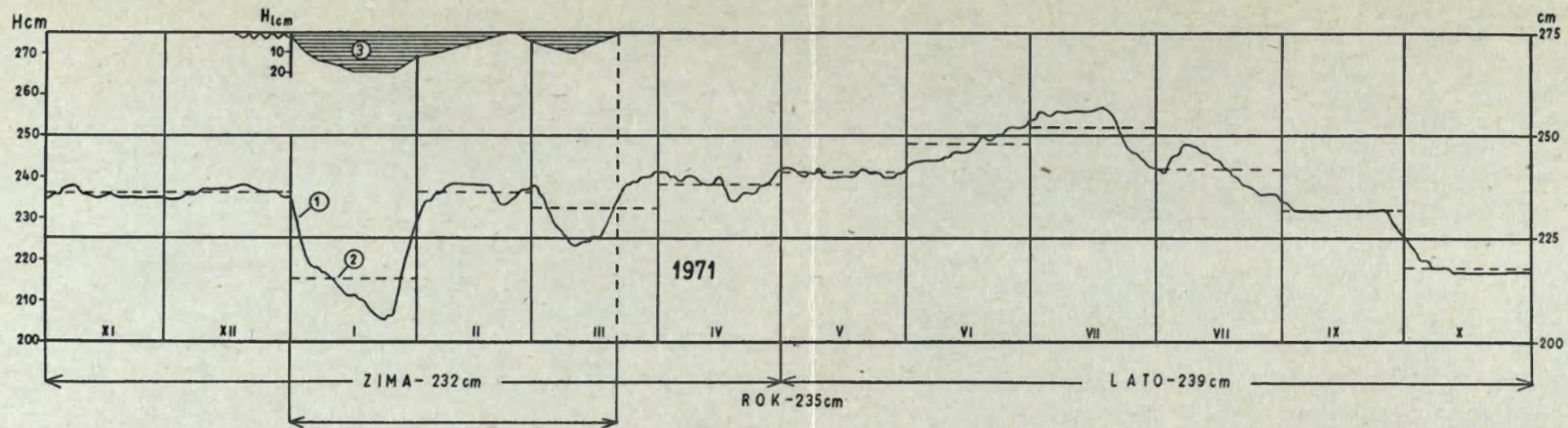
1 — codzienne stany wody; 2 — projektowane stany wody; 3 — minimalny projektowany poziom piętrzenia; 4 — maksymalny poziom piętrzenia

Diagram of daily lake water Gopło levels, Kruszwica water gauge, drafted water level ordinates and extreme ordinates during the period X 1968—XII 1970, according to data by Institute for Meteorology and Water Economy and the District Water Economy Management in Poznań

1 — daily water levels; 2 — drafted water levels; 3 — drafted minimum damming up level; 4 — maximum damming up level

to około 27% objętości całego zbiornika. Długość okresu całkowitej wymiany wody w jeziorze, obliczona na podstawie danych Z. Paślowskiego i B. Błaszczuk (1970), wynosi dla jeziora Gopło około 250 dni. Wartość ta jednak nie wydaje się reprezentatywną. Odpływ z jeziora, podobnie zresztą jak i dopływ, jest sztucznie regulowany zależnie od potrzeb rolnictwa, żeglugi, jak również aktualnej sytuacji hydrologicznej (M. Grześ 1972).

Bezwzględne roczne amplitudy stanów wody w okresie 1969—1973 wahały się od 49 do 152 cm. Szczególna była sytuacja w 1970 r. (ryc. 9) — jezioro odegrało wtedy rolę zbiornika przeciwpowodziowego. Roczna bezwzględna amplituda stanów wody wyniosła w tym roku aż 152 cm.



Ryc. 10. Wykres codziennych stanów wody (1), średnich miesięcznych stanów wody (2) oraz grubości i czasu trwania pokrywy lodowej (3) na jeziorze Gopło w latach 1971—1973, wodowskaz Kruszwica. Wg danych IMiGW
 Diagram of daily water levels (1), of average monthly water levels (2) and of depth and ice sheet duration (3) of the Gopło Lake in the years 1971—1973, water gauge Kruszwica, according to Institute for Meteorology and Water Economy

Tabela 2. Średnie miesięczne (1) i roczny stan wody (2), objętości jeziora przy średnich rocznych stanach (3), bezwzględne roczne amplitudy (4), oraz objętości warstwy wody w granicach bezwzględnych rocznych amplitud stanów wody (5) (wg danych IMiGW i Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej w Poznaniu)

Lata	Średnie miesięczne stany wody w cm wodowskaz Kruszwica (1)												H _{cm} (2)	V mln m ³ (3)	H _{cm} (4)	V mln m ³ (5)
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X				
1969	231	228	206	193	189	236	247	249	240	223	212	210	229	76,82	72	17,3
1970	209	214	197	202	206	312	333	283	253	245	234	225	242	79,95	152	36,5
1971	236	236	215	236	232	238	241	248	252	242	232	218	235	78,30	52	12,5
1972	219	224	219	205	206	237	241	240	241	233	237	228	228	76,58	49	10,6
1973	218	221	203	211	260	251	252	250	244	241	230	212	233	77,73	82	20,10

Dokładny wgląd w przebieg codziennych stanów wody w okresie XI 1969 — X 1973 dają ryciny 9 i 10.

Zmiany objętości masy wodnej w granicach stanów ekstremalnych przedstawiono w tabeli 2. Amplitudzie 152 cm odpowiadała zmiana objętości 36,5 mln m³, co stanowi około 48% objętości jeziora przy stanie średnim. Najmniejszą zmianę objętości stwierdzono w 1972 r. — wynosiła ona około 10,6 mln m³, co stanowi 13,5% całkowitej objętości jeziora przy stanie średnim.

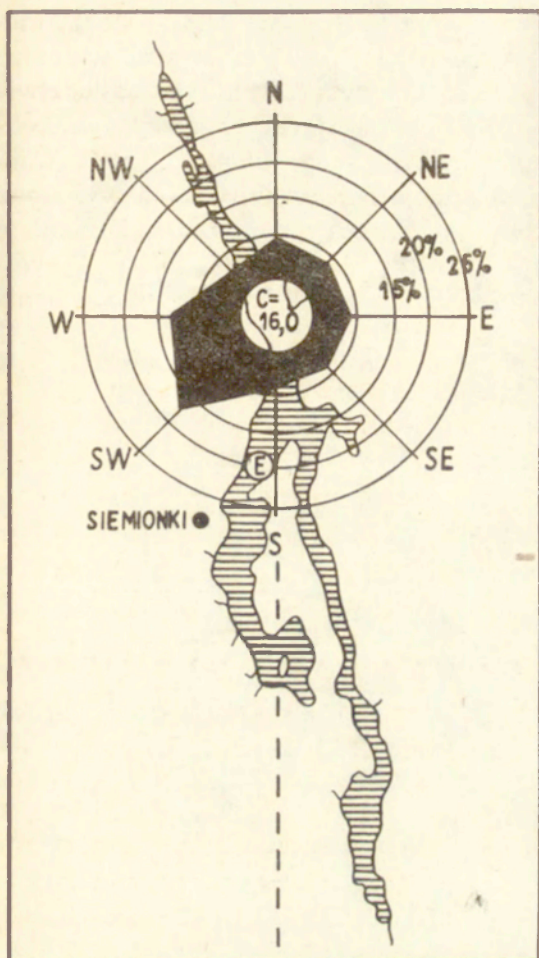
CHARAKTERYSTYKA TEMPERATURY POWIETRZA I WARUNKÓW ANEMOMETRYCZNYCH NAD ZWIERCIADŁEM WODY I W NAJBLIŻSZEJ OKOLICY JEZIORA

Materiał dotyczący temperatury powietrza w rejonie jeziora Gopło jest bardzo skromny. Stacja meteorologiczna w Łagiewnikach (IMiGW), znajdująca się w odległości około 500 m od jeziora, została zlikwidowana w 1966 roku. Średnia roczna temperatura powietrza z siedmioletniego okresu (1960—1966) wynosi 7,6°C. Mniej więcej w „połowie jeziora”, w odległości około 300 m od zachodniego brzegu zlokalizowana jest stacja meteorologiczna Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Siemionkach (czynna od IV 1968 r.). Oddalona jest ona w prostej linii 1000 m od stacji ewaporymetrycznej IMiGW na jeziorze w Potrzymiechu, która czynna jest zależnie od warunków meteorologicznych od IV, V do X,

Tabela 3. Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza na stacji w Siemionkach w okresie 1969-1973 (wg danych stacji meteorologicznej UMK)

Lata	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Średnia roczna
1969	-4,8	-4,0	-1,5	6,3	14,5	16,9	19,2	16,8	13,8	8,6	5,1	-8,5	6,9
1970	-6,7	-5,4	-0,6	6,0	12,2	17,3	16,9	17,2	12,4	8,1	4,4	0,8	6,9
1971	-4,2	2,1	+0,3	7,7	16,1	15,9	19,1	17,5	11,3	8,9	2,3	3,2	8,3
1972	-5,4	3,6	1,4	7,2	13,1	21,2	20,5	15,4	11,4	6,5	4,2	0,2	8,3
1973	-1,2	1,7	4,1	6,1	13,4	16,7	17,7	17,7	13,1	6,7	0,9	-0,5	8,4
Średnie	-4,5	-0,4	+0,7	+6,7	13,7	17,5	18,1	16,9	12,4	7,8	3,4	-1,0	7,6

XI. Porównanie średnich dobowych temperatur z tych stacji możliwe jest tylko dla niektórych miesięcy lat 1971—1973. W latach poprzedzających 1971 rok pomiary na stacji ewaporymetrycznej wykonywane były tylko dwukrotnie w ciągu doby (7⁰⁰, 18⁰⁰), brak obserwacji południowej nie pozwala na obliczenie średniej dobowej temperatury. Dla okresów letnich (IV, V — X, XI) 1971—1973 maksymalne różnice pomiędzy średnimi miesięcznymi temperaturami osiągają 3,6°C. Stwierdzono, że



Ryc. 11. Częstość kierunków wiatru na stacji meteorologicznej w Siemionkach, średnie roczne za okres 1969—1973

Wind directions frequency at the weather station in Siemionki annual average data for the period 1969—1973

przy korzystaniu z danych „stacji brzegowej” (Siemionki) do obliczeń i porównań z temperaturą wód jeziora w okresie letnim należy się liczyć z faktem, że wartości te będą zaniżone. Brak pełnego cyklu rocznego obserwacji na jeziorze nie daje wglądu w wartości średnie roczne. Dlatego też średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza na stacji w Siemionkach są podstawowym materiałem (tab. 3). Dokładniejsza analiza rocznego przebiegu temperatury powietrza nad zwierciadłem wody jeziora i w jego okolicy została dość szczegółowo przedstawiona w pracy poświęconej zjawiskom lodowym na jeziorze Gopło (M. Grześ 1974).

Analiza warunków anemometrycznych oparta została na materiale obserwacyjnym ze stacji meteorologicznej w Siemionkach i tratwy ewaporymetrycznej w Potrymiewiechu oraz na wartościach cytowanych przez D. Piaseckiego (1952) dla stacji Dobrze i Inowrocław. O ile w przypadku temperatury powietrza charakter najbliższego otoczenia i miejsca pomiaru wpływa na nią nieznacznie, to w przypadku prędkości i kierunku

wiatru ma to duże znaczenie. Przykładem tego niech będzie stacja meteorologiczna w Siemionkach. Średnia roczna prędkość wiatru w latach 1969—1971 wynosiła tu 3,0—3,1 m/s. Po wybudowaniu w sąsiedztwie dużego piętrowego budynku (sektor E) obserwuje się nagły spadek średnich miesięcznych i rocznych prędkości wiatru do blisko 2,0 m/s. Wartości prędkości wiatru mierzone na „stacjach brzegowych” na wysokości 10 m nie są takie same, jak wartości na wysokości 2 m nad zwierciadłem wody. Autorzy, którzy dysponują specjalnymi obserwacjami (F. F. Woroncow, E. A. Popow, W. B. Stiepanowa 1971), stosują odpowiednie

Tabela 4. Częstotliwość kierunków (%) wiatru na stacji Siemionki w latach 1969-1973 (wg danych stacji meteorologicznej UMK)

Lata	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza
1969	11,7	14,6	10,7	7,4	6,0	13,5	17,5	5,1	13,5
1970	11,0	6,2	6,7	7,0	7,2	18,9	20,2	5,6	17,2
1971	12,5	7,8	9,7	9,1	7,2	18,2	9,8	6,9	18,8
1972	7,0	4,3	13,9	11,7	8,9	13,3	16,0	4,2	19,7
1973	6,7	8,4	8,0	6,1	15,9	22,9	5,2	16,0	10,8
Średnia	9,8	8,3	9,8	8,3	9,1	17,4	13,7	7,6	16,0

Tabela 5. Średnie miesięczne i roczne prędkości wiatru na stacji Siemionki w latach 1969-1973 (wg danych stacji meteorologicznej UMK)

Lata	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Średnia roczna
1969	2,9	3,3	4,4	3,3	3,2	2,4	2,3	2,3	2,7	3,5	5,1	1,9	3,1
1970	2,1	3,5	3,9	4,0	2,7	2,3	2,7	1,7	2,8	3,3	3,5	3,4	3,0
1971	2,6	2,6	3,4	3,1	2,2	2,5	2,6	2,2	2,4	4,1	4,7	4,2	3,1
1972	2,2	1,6	2,9	2,6	1,9	1,5	1,2	1,5	1,1	1,9	3,7	1,8	1,9
1973	1,8	3,2	1,9	2,4	1,9	1,6	1,7	1,3	1,8	2,0	4,1	3,2	2,2

Tabela 6. Średnie miesięczne prędkości wiatru (2 m nad zwierciadłem wody) na stacji ewaporymetrycznej w Potrymiechu, w okresie V, IV-X, XI 1971-1973 (wg danych IMiGW)

Lata	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Średnia
1971	3,3	2,8	2,8	2,8	2,6	2,7	3,3	3,6	2,9
1972	—	2,4	2,5	2,1	2,5	2,3	2,4	—	2,4
1973	—	—	3,1	2,9	2,8	3,3	2,7	—	—

przeliczenia prędkości wiatru zmierzonej na brzegu, na wysokości 10 m na prędkość wiatru 2 m nad zwierciadłem wody. Biorąc pod uwagę wszystkie wymienione fakty, przedstawione niżej wartości mają charakter przybliżony i orientacyjny, bez możliwości stosowania ich w dokładnych obliczeniach, lecz jedynie w opisie.

Częstotliwość kierunków w formie róży wiatrów przedstawiono na tle konturu jeziora Gopło (ryc. 11, tab. 4). Przeważający w ciągu roku kierunek wiatru SW tworzy z kierunkiem rynnny jeziornej kąć około 60° . Na uwagę zasługuje fakt małego udziału wiatrów z sektora N i S, których oddziaływanie na masę wodną jest największe.

Wyniki obserwacji prędkości wiatru na stacji Siemionki przedstawiono w tabeli 5. Średnich miesięcznych z okresu pięciolecia nie obliczono z powodu przyczyn wymienionych już wyżej. Reprezentatywne wyniki dają pomiary prowadzone na stacji ewaporymetrycznej w Potrzymiechu. Trzykrotne pomiary na dobę prowadzi się tu dopiero od 1971 r., dlatego też materiał przedstawiony w tabeli 6 obejmuje okres trzyletni.

Średnia prędkość wiatru w okresie letnim (V—X) 1971 r. na stacji ewaporymetrycznej jest wyższa o 0,4 m/s od tej samej wartości w Siemionkach, a w 1972 r. różnica ta wynosiła 0,9 m/s.

Kierunek wiatru w stosunku do osi podłużnej jeziora nie zawsze określa możliwość jego oddziaływania na masę wodną. Istotna jest prędkość wiatru i jego kierunek.

Najwyższe średnie miesięczne prędkości wiatru stwierdza się przy kierunku wiatru SW i W. I tak np. w Siemionkach w 1969 i 1970 r. średnia roczna prędkość wiatru z tych kierunków wynosiła 4,2—4,4 m/s. Fakt ten ma duże znaczenie dla dynamicznego oddziaływania wiatru na masę wodną, ponieważ wiatry z tych kierunków charakteryzują się również największą częstotliwością. Ta sama zależność widoczna jest w wartościach przedstawionych przez D. Piaseckiego (1952) dla Inowrocławia i Dobrego.

Nie zawsze średnie miesięczne wartości prędkości wiatru, a nawet średnie dobowe dają rzeczywisty obraz. Stwierdzono wielokrotnie, że między obserwacjami występowały krótkotrwałe wzrosty prędkości wiatru, które doprowadzały do znacznego przemieszania masy wodnej jeziora.

TERMIKA POWIERZCHNIOWEJ WARSTWY WODY

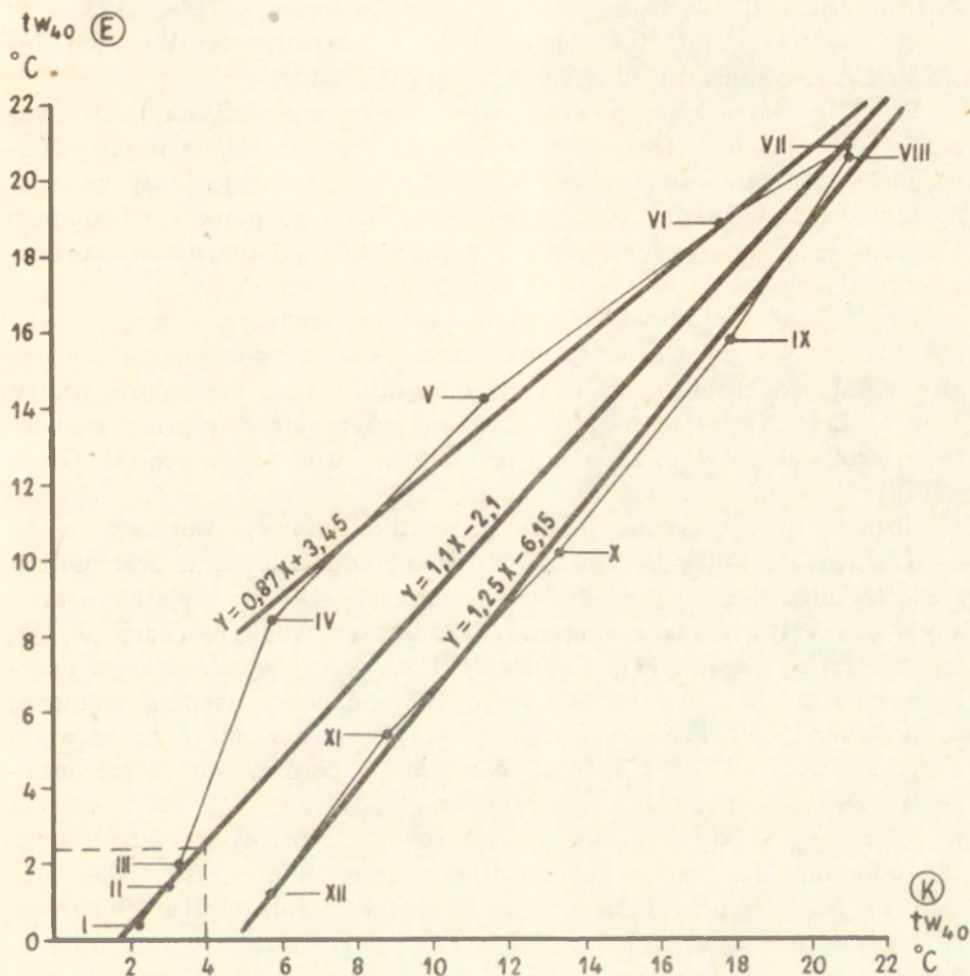
Podstawowym i wyjściowym materiałem były obserwacje temperatury wody na głębokości 40 cm, wykonywane w Kruszwicy i w Potrzymiechu. W Kruszwicy obserwacje temperatury wody prowadzone są

Tabela 7. Długości rozbiegu fal dla punktu „tratwa ewaporymetryczna” na ośmiu zasadniczych kierunkach

Kierunek	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Rozbieg fal w m	1500	500	200	290	380	1550	380	550

Tabela 8. Średnie miesięczne i roczne temperatury wody na głębokości 40 cm w Kruszwicy (*K*) i na stacji ewaporymetrycznej w Potrzymiechu (*E*), w okresie XI 1966–X 1973 (obliczono na podstawie danych IMiGW)

Lata		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Średnia roczna	$\Delta t^{\circ}\text{C}$
1966	<i>E</i>	3,7	1,0	0,4	1,1	3,2	7,1	15,2	19,2	20,1	20,1	15,6	12,5	10,0	0,7
	<i>K</i>	4,5	1,7	1,1	1,8	4,1	7,0	15,6	19,7	21,4	20,3	17,0	14,3	10,7	
1967	<i>E</i>	5,2	1,1	0,6	1,5	4,7	4,7	14,1	18,3	21,9	20,7	17,7	12,8	10,3	0,9
	<i>K</i>	6,2	1,4	0,8	2,2	5,4	8,4	13,7	19,8	23,1	21,4	17,8	13,6	11,2	
1968	<i>E</i>	6,7	1,1	0,6	1,0	2,6	9,6	14,1	19,3	19,7	19,3	18,0	10,9	10,3	0,5
	<i>K</i>	7,8	2,0	1,3	2,5	3,4	9,5	15,3	19,4	20,5	18,7	17,9	11,1	10,8	
1969	<i>E</i>	5,6	0,6	0,5	0,5	0,6	5,5	15,1	19,4	21,3	19,9	16,1	10,7	9,7	1,0
	<i>K</i>	6,1	1,8	1,1	2,1	3,1	7,8	16,9	19,3	21,3	20,3	16,9	10,0	10,7	
1970	<i>E</i>	5,9	0,4	0,4	0,4	0,4	4,5	13,2	18,9	19,6	20,2	16,1	10,4	9,2	0,7
	<i>K</i>	6,5	1,4	1,1	1,1	2,0	4,1	10,2	17,8	21,8	21,0	17,2	13,3	9,9	
1971	<i>E</i>	5,2	2,1	0,4	0,7	1,6	8,4	15,6	19,0	19,8	21,8	14,7	10,7	10,1	1,1
	<i>K</i>	11,0	7,8	1,5	1,8	3,4	6,5	11,6	18,2	19,0	19,9	17,0	15,7	11,2	
1972	<i>E</i>	5,1	1,5	0,6	0,4	2,4	8,1	13,7	18,7	22,4	20,4	15,7	9,1	9,9	1,2
	<i>K</i>	11,9	9,7	5,2	2,5	3,7	5,4	7,5	14,2	21,0	22,3	18,0	11,7	11,1	
1973	<i>E</i>	5,3	1,4	0,4	0,8	3,0	7,3	13,7	18,5	21,3	20,6	16,2	10,1	9,9	0,4
	<i>K</i>	8,9	6,6	2,5	2,5	3,4	4,6	8,4	15,0	20,0	20,3	18,4	12,8	10,3	



Ryc. 12. Związek średnich miesięcznych temperatur wody na głębokości 40 cm (za okres 1969—1973) w jeziorze Gopło w Kruszwicy (K) i w Potrzymiechu (E)
Interrelation of average monthly water temperatures at the depth of 40 cm (for the period 1969—1973) in the Gopło Lake in Kruszwica (K) and Potrzymiech (E)

o godzinie 7⁰⁰. W Potrzymiechu do 1975 r. pracowała tratwa ewaporymetryczna. Pomędzy wartościami temperatury wody zmierzonej w tych punktach o tej samej godzinie stwierdzono duże rozbieżności. Różnice te są wynikiem wielu czynników (M. Grześ 1976). Na posterunku w Kruszwicy pomiary prowadzone są w strefie litoralu, który charakteryzuje się zupełnie innymi warunkami termicznymi niż śródziezrze (M. Gieysztor 1960) w obrębie profundalu. Różnice te w jeziorach głębokich są szczególnie dobrze widoczne i dają w konsekwencji zjawisko tzw. „baru termicznego” („progu termicznego”). Zjawisko to jest jeszcze bardzo

mało poznane (K. J. Huang 1971; A. I. Tichomirow 1966, 1973 a, b; G. K. Rodgers 1966). Stwierdzane było wielokrotnie na Wielkich Jeziorach Amerykańskich, na jeziorach Onega i Ładoga.

Przebieg temperatury powierzchniowej warstwy wody na stacji ewaporymetrycznej w Potrzymiechu zależy między innymi od intensywności mieszania wiatrowego masy wodnej, która wykazuje ścisły związek z długością rozbiegu fal (K. Patalas 1960). Dla tego punktu, oddalonego 150—200 m od brzegu (zależnie od roku), w tabeli 7 przedstawiono długości rozbiegu fal na ośmiu zasadniczych kierunkach.

Największe oddziaływanie wiatru na masę wodną ma miejsce przy kierunkach N i SW. Interesująco przedstawia się porównanie kierunków i długości rozbiegu fal (tab. 7) z częstotliwością kierunków wiatru (tab. 4). Zagadnienie to zostało omówione przez autora w pracy poświęconej krótkookresowym zmianom temperatury wód jeziornych (M. Grześ 1976).

Różnice pomiędzy temperaturą powierzchniowej warstwy wody w Kruszwicy i Potrzymiechu najwyraźniej widoczne są w wartościach średnich miesięcznych (tab. 8). W okresie 1969—1973 (z wyjątkiem miesięcy IV—VII) średnie miesięczne temperatury wody na stacji w Potrzymiechu są niższe niż w Kruszwicy. Poza wyżej wymienionymi przyczynami różnice te należy tłumaczyć m. in. „inercją cieplną umownej masy wodnej”. Przy korzystaniu z danych posterunków brzegowych liczyć się więc należy z dużymi różnicami w porównaniu ze śródlądziem. Związek pomiędzy temperaturą wody na głębokości 40 cm w Kruszwicy i Potrzymiechu opisują równania prostych regresji (ryc. 12), obliczone dla wartości średnich miesięcznych z okresu 1969—1973 (tab. 9). Na tym przykładzie widać bardzo wyraźnie wpływ głębokości na temperaturę powierzchniowej warstwy wody. Można w tym miejscu mieć zastrzeżenie do małej liczby wartości wziętych do obliczeń. Jednak podobnie postępowano w pracach Z. Mikulskiego i E. Okulanisa (1974) oraz M. Bojanowicz (1970).

Analizowane wartości temperatury są wynikiem codziennych, jednorazowych obserwacji o godzinie 7⁰⁰. Dla większości jezior są to wartości jedynie dające wgląd w przebieg codziennych temperatur wody. Wielu autorów (m. in. A. Kowalska 1972; S. Chojnowski 1964, 1967; J. Kondracki 1952) uważa, że wartość średniej dobowej temperatury powierzchniowej warstwy wody odpowiada z dużym przybliżeniem temperaturze zmierzonej o godzinie 7⁰⁰. W większości wypadków średnie miesięczne temperatury wody z godziny 7⁰⁰ są niższe od średnich miesięcznych obliczonych z wartości dobowych. Różnice te maksymalnie sięgają 4,9°C, średnio 0,8°C (M. Grześ 1976).

Dla dziesięcioletniego okresu temperatura powierzchniowej warstwy wody (głębokość pomiaru 40 cm) w Kruszwicy opracowana została przez Z. Paślawskiego i B. Błaszczyk (1970). Na podstawie prawie 5000 obser-

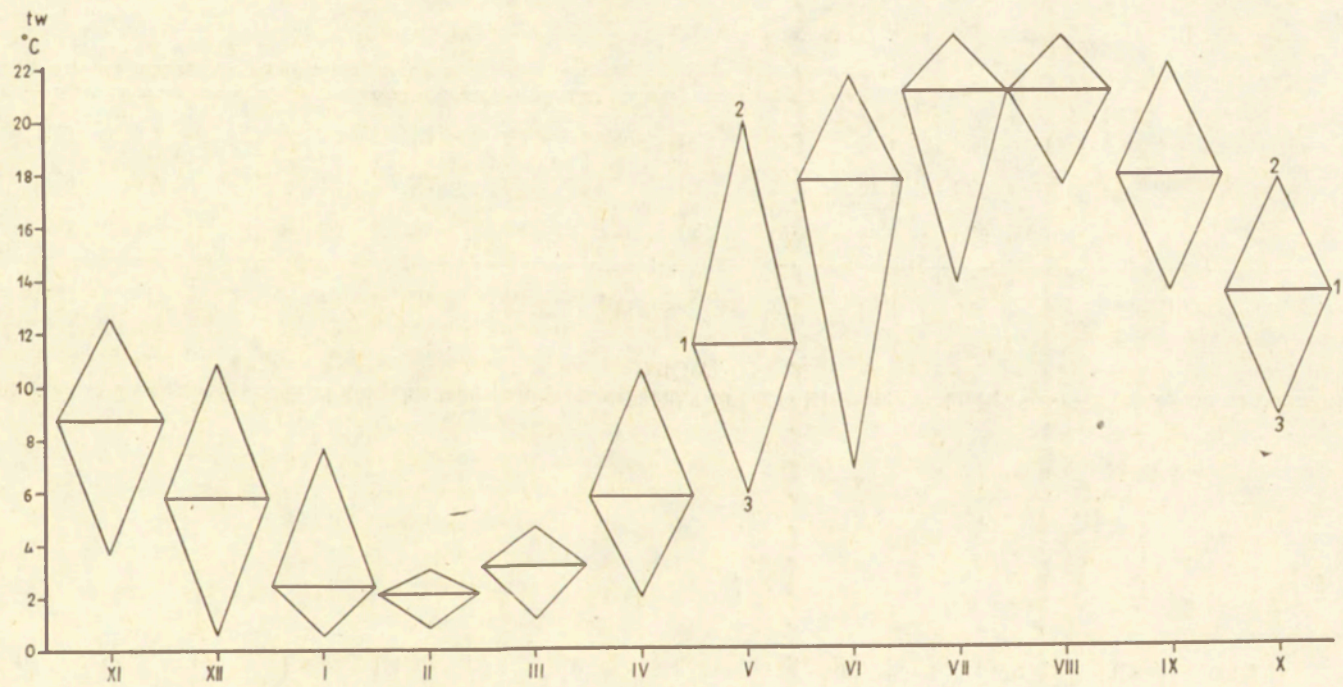
Tabela 9. Średnie miesięczne temperatury wody na głębokości 40 cm, w Kruszwicy (*K*) i na stacji ewaporymetrycznej w Potrzymiechu (*E*), w okresie 1969-1973 (obliczono na podstawie danych IMiGW)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	<i>m</i>	$\Delta t^{\circ}\text{C}$
<i>E</i>	5,4	1,2	0,5	0,6	1,6	11,5	14,3	18,9	20,9	20,6	15,8	10,2	9,8	0,8
<i>K</i>	8,9	5,5	2,3	2,0	3,1	5,7	10,9	16,9	20,6	22,8	17,5	12,1	10,6	
Δt	3,5	4,3	1,8	1,4	1,5	6,0	3,4	2,0	0,3	2,2	1,7	1,9	0,8	

Tabela 10. Średnie miesięczne i średnie ekstremalne temperatury na głębokości 40 cm w Kruszwicy z okresu 1969-1973 (obliczono na podstawie danych IMiGW)

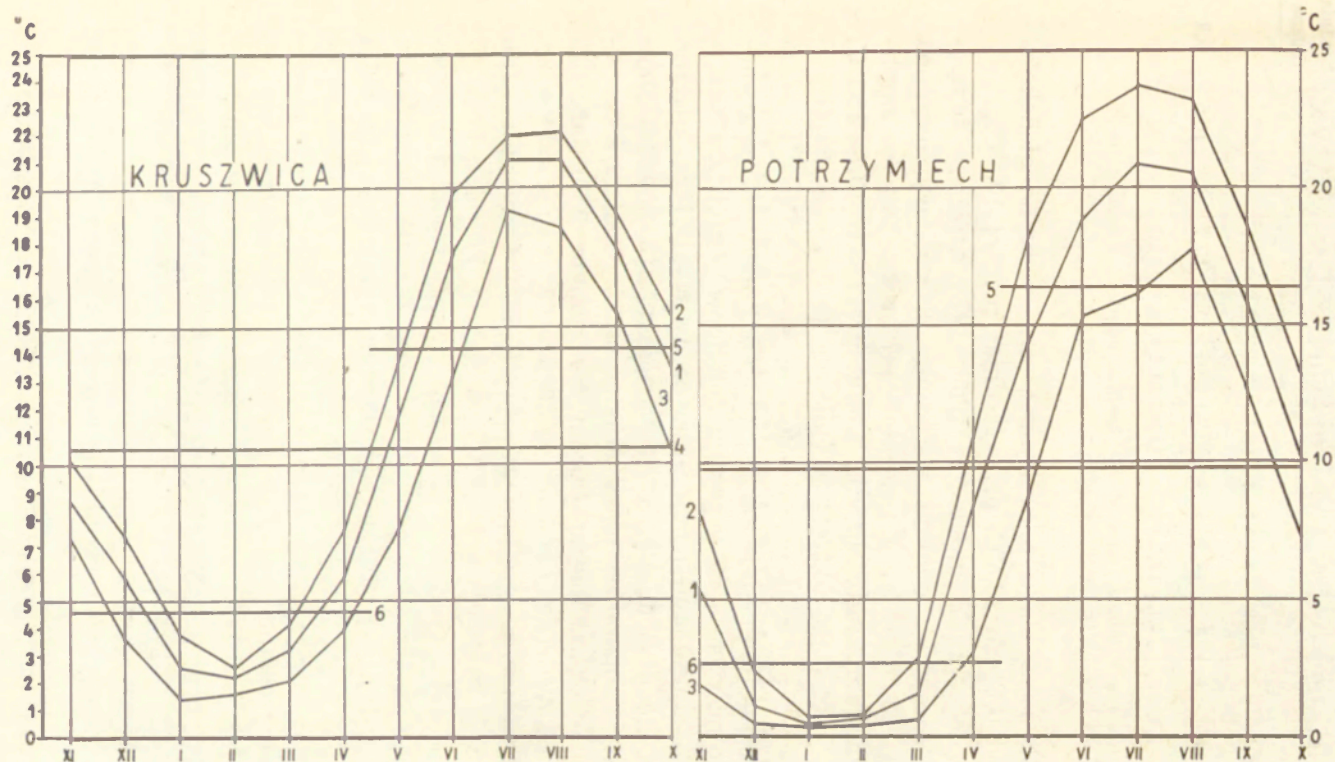
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-IV	V-X	Średnia roczna
<i>SNT</i>	7,4	3,6	1,4	1,6	2,1	3,9	7,7	13,2	19,3	18,6	15,6	10,4			
<i>ST</i>	8,8	2,5	2,5	2,2	3,2	5,8	11,5	17,7	21,1	21,1	17,9	13,4	4,6	14,2	10,6
<i>SWT</i>	10,3	3,7	3,7	2,5	4,1	7,7	13,9	19,9	22,1	22,1	19,1	15,3			

SNT — średnia miesięczna niska temperatura, *ST* — średnia miesięczna temperatura, *SWT* — średnia miesięczna wysoka temperatura.



Ryc. 13. Średnie miesięczne temperatury wody na głębokości 40 cm (1) w jeziorze Gopło, w Kruszwicy, oraz pięcioletnie maksimum (2) i minimum temperatury wody (3) za okres 1969—1973

Average monthly water temperatures at the depth of 40 cm (1) in the Gopło Lake in Kruszwica and five year maximum (2) and minimum of water lake temperatures (3) for the period 1969—1973



Ryc. 14. Średnie miesięczne (1), średnie miesięczne maksima (2), średnie miesięczne minima (3), średnie roczne (4), średnie półroczna letniego (5) i zimowego (6) temperatury wody na głębokości 40 cm w jeziorze Gopło za okres 1969—1973, w Kruszwicy i Potrzymiechu. Wg danych IM i GW

Average monthly (1), average maximum (2), average minimum (3), average annual (4), average summer (5) and winter semi-annual (6) water temperatures at the depth of 40 cm in the Gopło Lake during the period 1969—1973 in Kruszwica and Potrzymiech, acc. to data of Institute for Meteorology and Water Economy

Tabela 11. Średnie miesięczne i średnie ekstremalne temperatury wody na głębokości 40 cm w Potrzymiechu, w okresie 1969-1973 (wg danych IMiGW)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-IV	V-X	Średnia roczna
<i>SNT</i>	2,0	0,5	0,3	0,4	0,6	3,8	8,7	15,4	16,1	17,8	12,6	7,1			
<i>ST</i>	5,4	1,2	0,4	0,5	1,6	8,5	14,3	18,9	20,9	20,6	15,8	10,2	2,7	16,6	9,8
<i>SWT</i>	8,4	2,3	0,7	0,7	3,8	11,2	18,1	22,6	23,8	23,2	18,8	13,0			

SNT — średnia miesięczna niska temperatura, *ST* — średnia miesięczna temperatura, *SWT* — średnia miesięczna wysoka temperatura.

wacji obliczyli oni, że w ciągu roku temperatura wody na głębokości 40 cm waha się od 0,1° do 26,5°C, przy średniej rocznej 10,4°C.

Kruszwica. W okresie pięciolecia 1969—1973 najniższą temperaturę wody stwierdzono w grudniu i styczniu 1969 r., wyniosła ona 0,6°C, najwyższą — 23,1°C w lipcu i sierpniu 1972 roku. Daje to amplitudę 22,5°C. Roczne amplitudy wahają się w granicach 19,7—22,1°C, przy średniej dla pięciolecia 20,9°C. Pięcioletnie miesięczne amplitudy osiągają maksymalne wartości w miesiącu maju (14,1°C) i czerwcu (14,9°C), minimalne zaś przypadają na luty (2,1°C). Zmienność tych wartości przedstawiono na rycinie 13 w postaci deltoidów. W ścisłym związku z miesięcznymi amplitudami temperatury wody są międzymiesięczne przyrosty i spadki średnich miesięcznych wartości. Największe międzymiesięczne przyrosty temperatury obserwuje się między majem a czerwcem (6,2°C), najmniejsze zaś między lipcem a sierpniem (0°C) (tab. 10).

Potrzymiech. W okresie pięciolecia 1969—1973 najniższą temperaturę wody stwierdzono w grudniu 1970 r. (0,3°C) i styczniu 1970, 1971 i 1973 r. (0,3°C), najwyższą (26,5°C) w lipcu 1972 roku. Daje to amplitudę wahającą się w granicach 22,6—26,1°C, przy średniej dla pięciolecia 24,3°C. Pięcioletnie miesięczne amplitudy osiągają maksymalne wartości w kwietniu (15,1°C) i maju (13,8°C), minimalne zaś przypadają na luty i styczeń (1,0°C). Podobnie jak w wartościach z Kruszwicy i tu zaznacza się związek miesięcznych amplitud temperatury wody z międzymiesięcznymi przyrostami i spadkami średnich miesięcznych wartości (tab. 11, ryc. 14). Największe międzymiesięczne przyrosty temperatury obserwuje się między marcem a kwietniem (6,9°C) i kwietniem a majem (5,8°C), najmniejsze zaś między lutym a marcem (1,0°C). Największe międzymiesięczne spadki temperatury występują między wrześniem a październikiem (5,6°C), najmniejsze między lipcem a sierpniem (0,3°C).

Jak widać z wyżej przytoczonych danych, różnice w rocznym przebiegu temperatury powierzchniowej warstwy wody w tych dwóch punktach są dość duże. W średnich miesięcznych największe różnice zazna-

czają się w okresie lata. Średnia temperatura półrocza zimowego (XI—IV) w Kruszwicy jest wyższa o $1,9^{\circ}\text{C}$ od tej wartości w Potrzymiechu. Średnia temperatura półrocza letniego (V—X) jest natomiast wyższa w Potrzymiechu o $2,4^{\circ}\text{C}$. Sytuacja ta ma swoje odbicie w wartościach średnich rocznych. Temperatura wody w strefie litoralu (Kruszwica) jest wyższa o $0,8^{\circ}\text{C}$ od tej samej w strefie śródmiejsza (Potrzymiech). Rozbieżność ta jest stosunkowo niewielka, co jest cechą charakterystyczną dla jezior o tachymiktycznym mieszaniu masy wodnej.

Dla powierzchniowej warstwy wody wyróżniono cztery sezony termiczne:

a) XII—III, okres zimowy, występowanie pokrywy lodowej. W przebiegu codziennych temperatur zaznacza się wyraźna stabilizacja, przy miesięcznych amplitudach do 3°C .

b) IV—V, okres wiosenny, duże przyrosty średnich miesięcznych temperatur, rzędu $5\text{—}7^{\circ}\text{C}$, znaczne miesięczne amplitudy, do 10°C .

c) VI—VIII, okres letni, ponownie zaznacza się stabilizacja temperatur, przy amplitudach miesięcznych $5\text{—}8^{\circ}\text{C}$.

d) IX—XI, okres jesienny, znaczne spadki średnich miesięcznych temperatur przy amplitudach miesięcznych $5\text{—}6^{\circ}\text{C}$.

Wyróżnione sezony niczym istotnym nie różnią się od wydzielonych przez M. Bojanowicz (1970) dla jezior Polski.

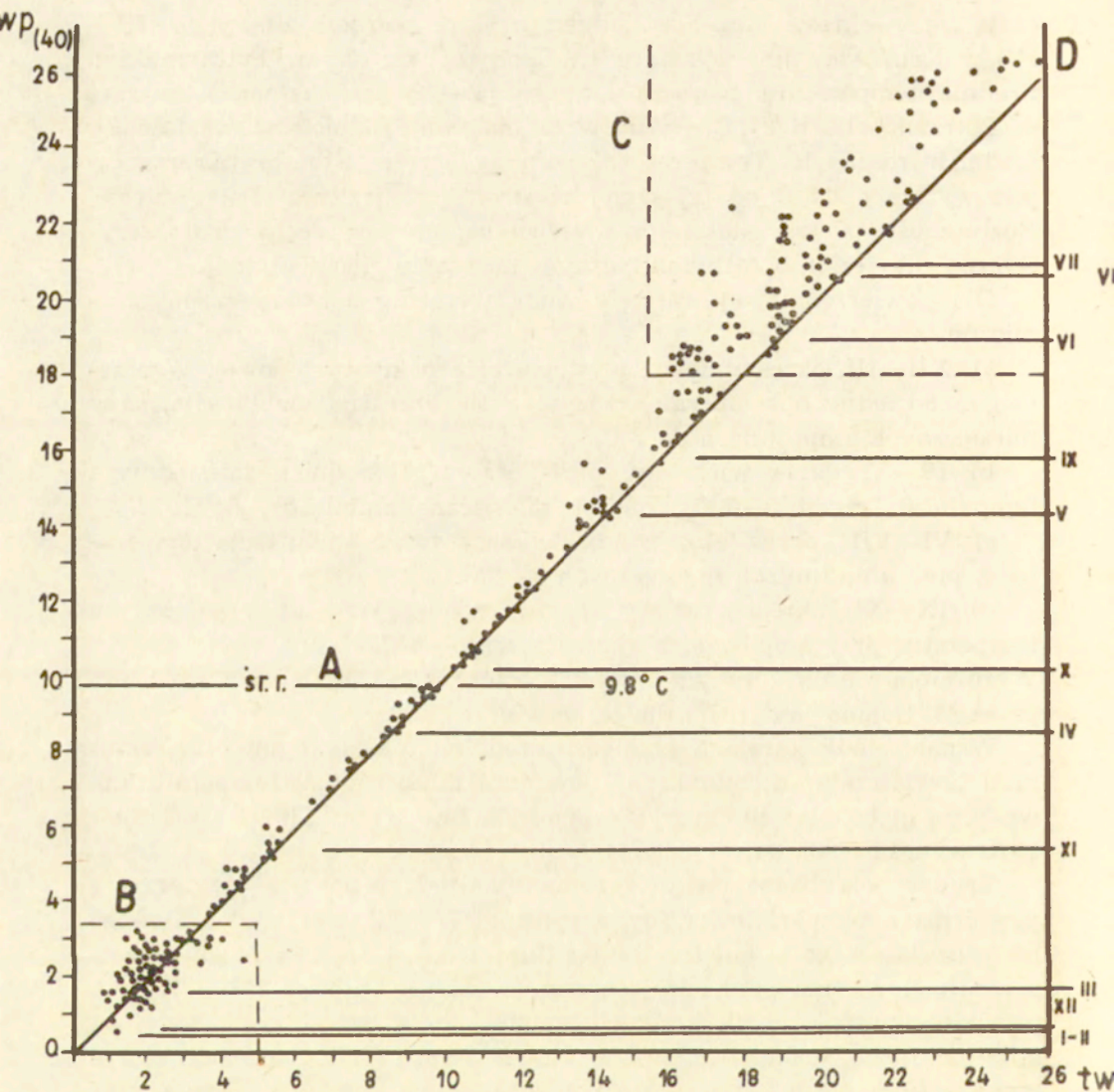
Współczynnik korelacji pomiędzy średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza w Siemionkach i średnimi miesięcznymi temperaturami wody na głębokości 40 cm w Potrzymiechu w okresie XI, III—X 1969—1973 wynosił 0,989 (śr. = 0,0074).

Trudno jest badać związek pomiędzy średnią dobową temperaturą powietrza a temperaturą wody o godzinie 7⁰⁰ tej samej doby. Dlatego też określa się go pomiędzy temperaturą wody i średnią dobową temperaturą powietrza poprzedzającą pomiar (M. Bojanowicz 1970). W tym przypadku współczynnik korelacji zmienia się w szerokim zakresie, od 0,750 do 1,000. Stosunkowo wysoki i stały współczynnik korelacji otrzymano przy związku temperatury powierzchniowej warstwy wody z temperaturą średnią dobową powietrza za 10-dniowy okres poprzedzający pomiar; wynosi on od 0,903 do 0,995.

Charakterystycznym momentem w reżimie termicznym powierzchniowej warstwy wody jest okres zlodzenia. Zagadnienie to omówione zostało na podstawie wyników badań na jeziorze Gopło przez autora w osobnej publikacji (M. Grześ 1974), dlatego też pominięto je w tej pracy.

STRATYFIKACJA TERMICZNA

Jako kryterium oceny termicznego rozwarstwienia wody przyjęto stosunek średniej temperatury wody z pionu do temperatury powierz-

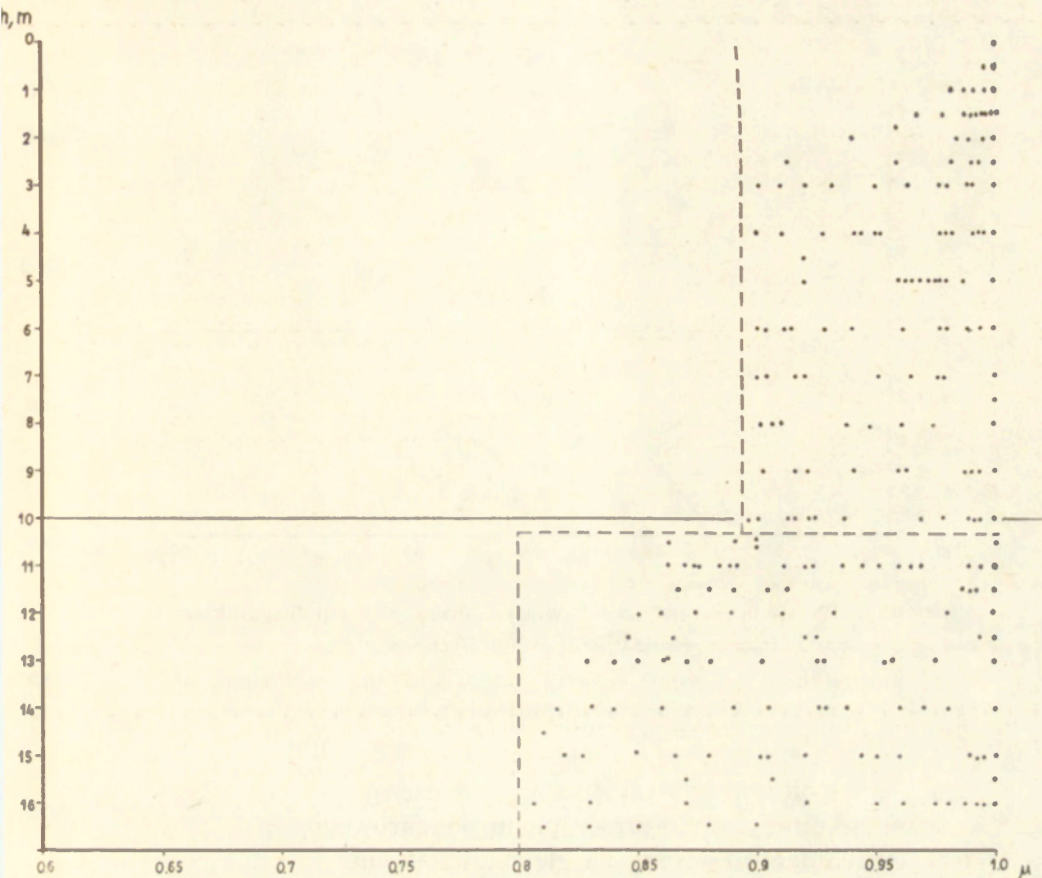


Ryc. 15. Związek temperatury wody na głębokości 40 cm (t_{wp}), ze średnią temperaturą wody w pionie (t_w)

Interrelation of water temperature at the depth of 40 cm (t_{wp}) and the average water temperature in the vertical (t_w)

chniowej warstwy wody. Za temperaturę powierzchniową przyjęto temperaturę wody na głębokości 40 cm. Średnią temperaturę wody z pionu liczono jako średnią arytmetyczną. W obliczeniach celowo nie uwzględniono półmetrowej warstwy nad dnem.

Związek pomiędzy tymi wartościami przedstawiono na rycinie 15. Łatwo zauważyć, że największe rozbieżności pomiędzy temperaturą powierzchniowej warstwy wody i średniej z pionu są przy temperatu-



Ryc. 16. Związek głębokości pomiaru (h) ze współczynnikiem stratyfikacji termicznej (u)

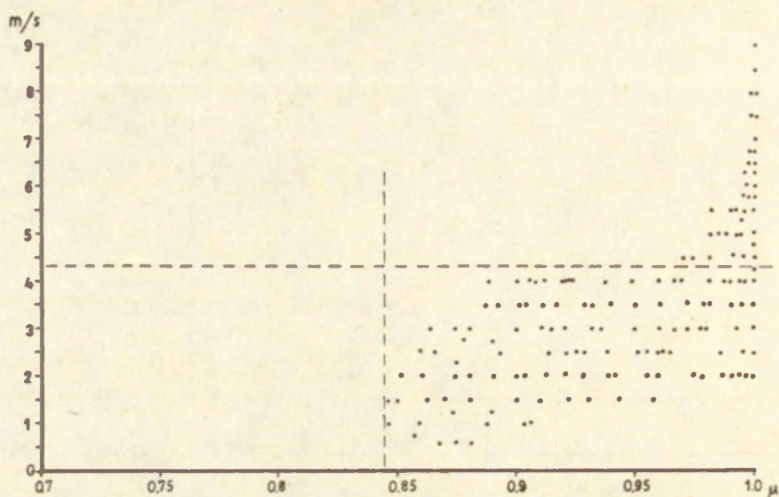
Interrelation of measurement depth (h) and the coefficient of thermic stratification (u)

rach warstwy powierzchniowej powyżej 18°C i poniżej 4°C. Pierwsza sytuacja ma miejsce w okresie VI—VIII (C), druga w okresie XII—III (B), a więc latem przy maksymalnym nagrzewaniu (D) i podczas zlodzenia, kiedy to ma miejsce nagrzewanie „zimnej” masy wodnej przez „ciepłe” podłoże oraz w okresie wczesnej wiosny przy uwarstwieniu dycho-termicznym. Poza tymi wypadkami mamy do czynienia ze ścisłą zależnością funkcyjną (A).

Wskaźnikiem liczbowym określającym stopień termicznego rozwarstwienia wody jest wyżej omówiona zależność, którą można przedstawić wzorem:

$$M = \frac{t_{sr}}{tW_{40}}$$

gdzie:



Ryc. 17. Związek prędkości wiatru (m/s) ze współczynnikiem stratyfikacji termicznej (μ)

Interrelation of wind velocity (m/s) and the coefficient of thermal stratification (μ)

μ — współczynnik stratyfikacji termicznej,

t_{sr} — średnia temperatura z pionu pomiarowego,

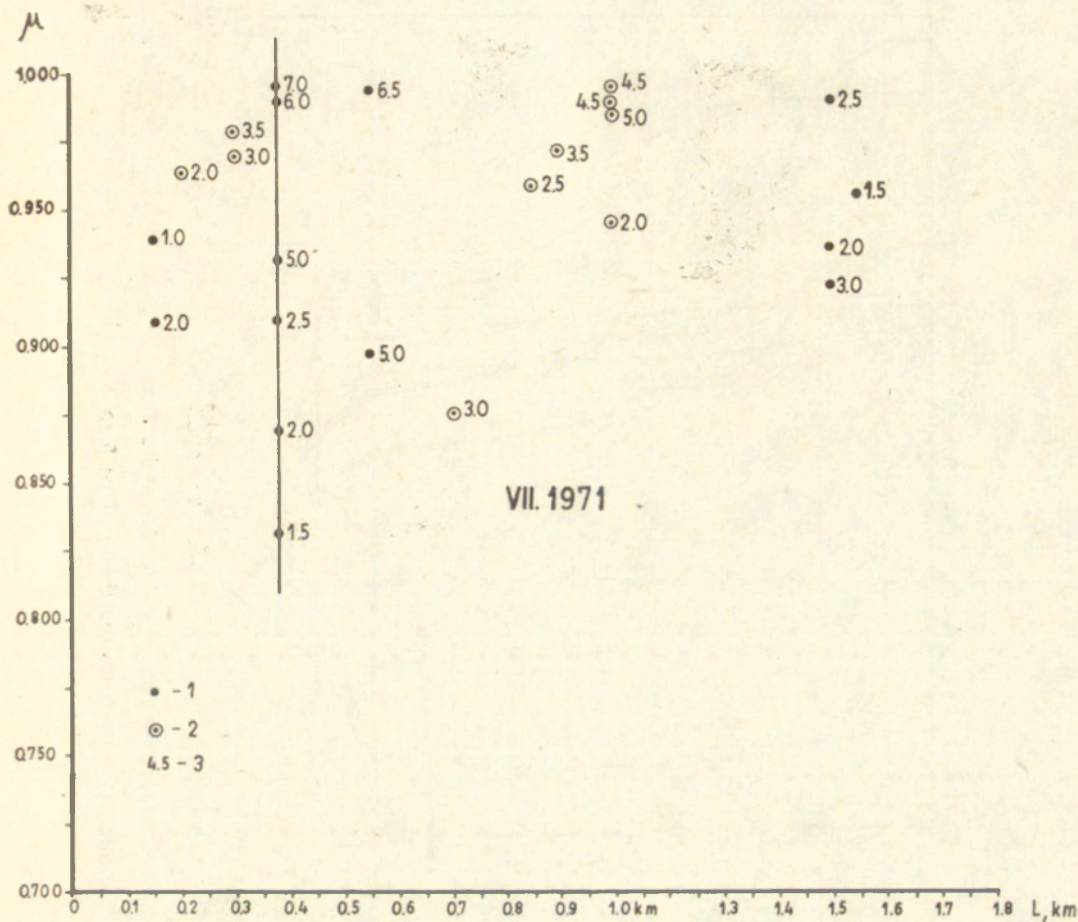
$t_{w_{40}}$ — temperatura wody na głębokości 40 cm.

Zależność ta stosowana w tej formie była między innymi przez L. W. Niesinę (1956), A. P. Brasławskiego i Z. A. Wikulinę (1954), M. P. Timofiejewa (1960).

Termiczne rozwarstwienie wody pozostaje w ścisłym związku z jej dynamicznym, wiatrowym mieszaniem. Zagadnieniem tym zajmowało się bardzo wielu autorów i stanowi ono jeden z podstawowych problemów limnologii fizycznej.

Nie wnikając w przyczyny natury klimatycznej, współczynnik stratyfikacji termicznej pozostaje w ścisłym związku z głębokością pomiaru. Zależność tę przedstawiono na rycinie 16. W charakterystycznym rozrzucie punktów daje się zauważyć, że głębokość 10 m odgrywa tu pewną rolę. Poniżej tej wartości współczynnik stratyfikacji termicznej spada do 0,900—0,800. Zaznaczyć należy, że objętość warstwy wody 0—10 m w jeziorze Gopło wynosi około 98% całkowitej objętości jeziora.

Mieszanie wiatrowe doprowadza do wyrównania gradientów temperatury w masie wodnej. Zależność ta widoczna jest na rycinie 17. Pomimo znacznego rozrzutu punktów na diagramie korelacyjnym zauważyć można, że wiatr o prędkościach do blisko 4 m/s jest wartością w pewnym sensie graniczną, powyżej której nie można mówić o jakiegokolwiek stratyfikacji termicznej ($\mu = 0,950$). Trzeba zauważyć, że pod uwagę



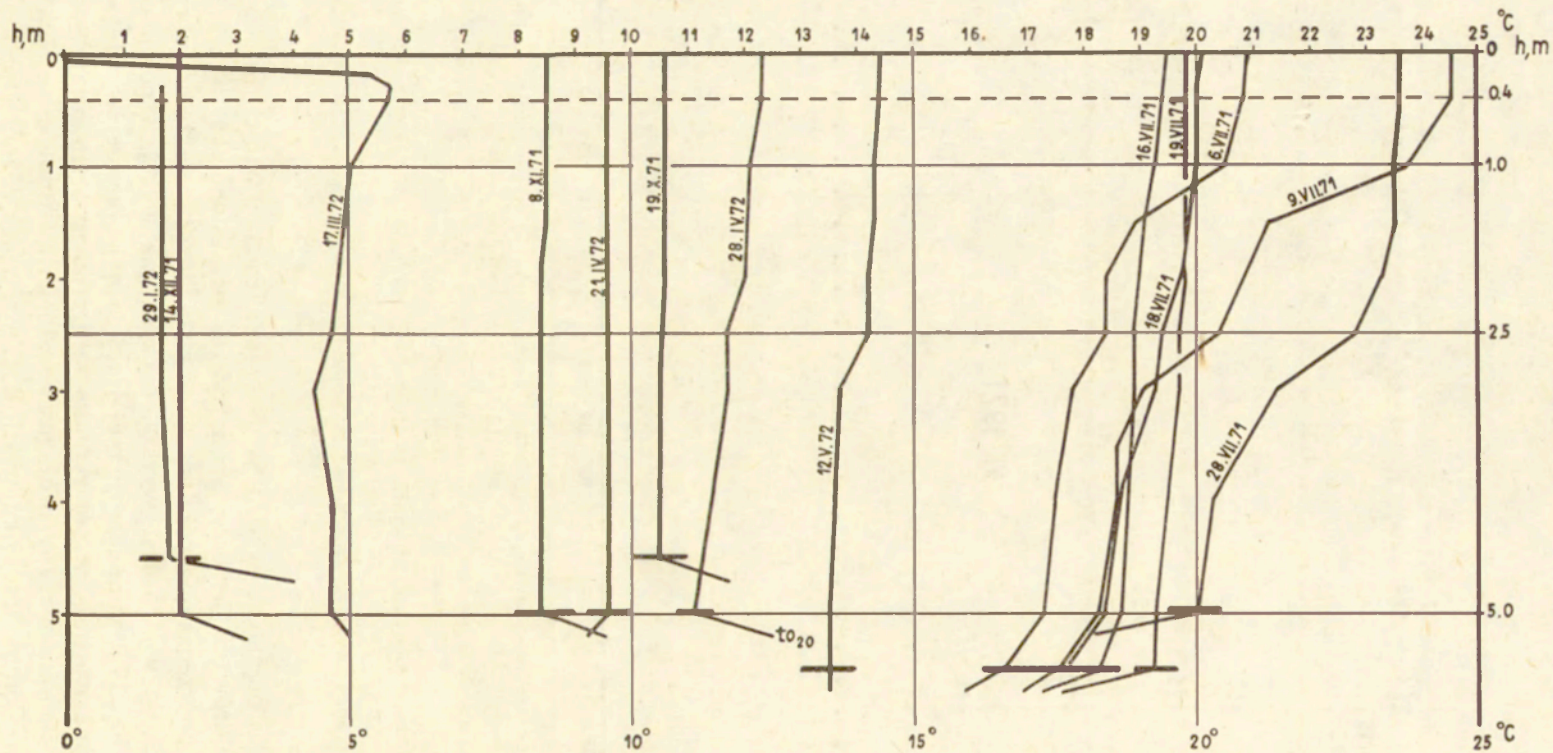
Ryc. 18. Związek współczynnika stratyfikacji termicznej (μ) z długością rozbiegu fal (L)

1 — punkt pomiarowy — tratwa ewaporymetryczna w Potrzymlechu; 2 — punkt „boja” Siemionki; 3 — prędkość wiatru w m/s

Interrelation of coefficient of thermic stratification (μ) and the length of wave divergence (L)

1 — measurement point „evaporimetric float” in Potrzymlech; 2 — point „boja” Siemionki; 3 — wind velocity in m/s

brano wartości prędkości wiatru w Siemionkach i wartości mierzone w czasie pomiarów na jeziorze, a na wykres naniesiono wartości średnie za 3 dni poprzedzające pomiar. Należy się liczyć z faktem, że rzeczywista prędkość wiatru jest wyższa, o czym już wyżej wspomniano. Z analizy ryciny 17 wynika, że jednej i tej samej wartości wiatru odpowiadają różne wartości współczynnika stratyfikacji termicznej. Sytuacja taka jest wynikiem różnych długości rozbiegu fal (długości efektywnych przy określonym kierunku wiatru), jak również różnej stabilności



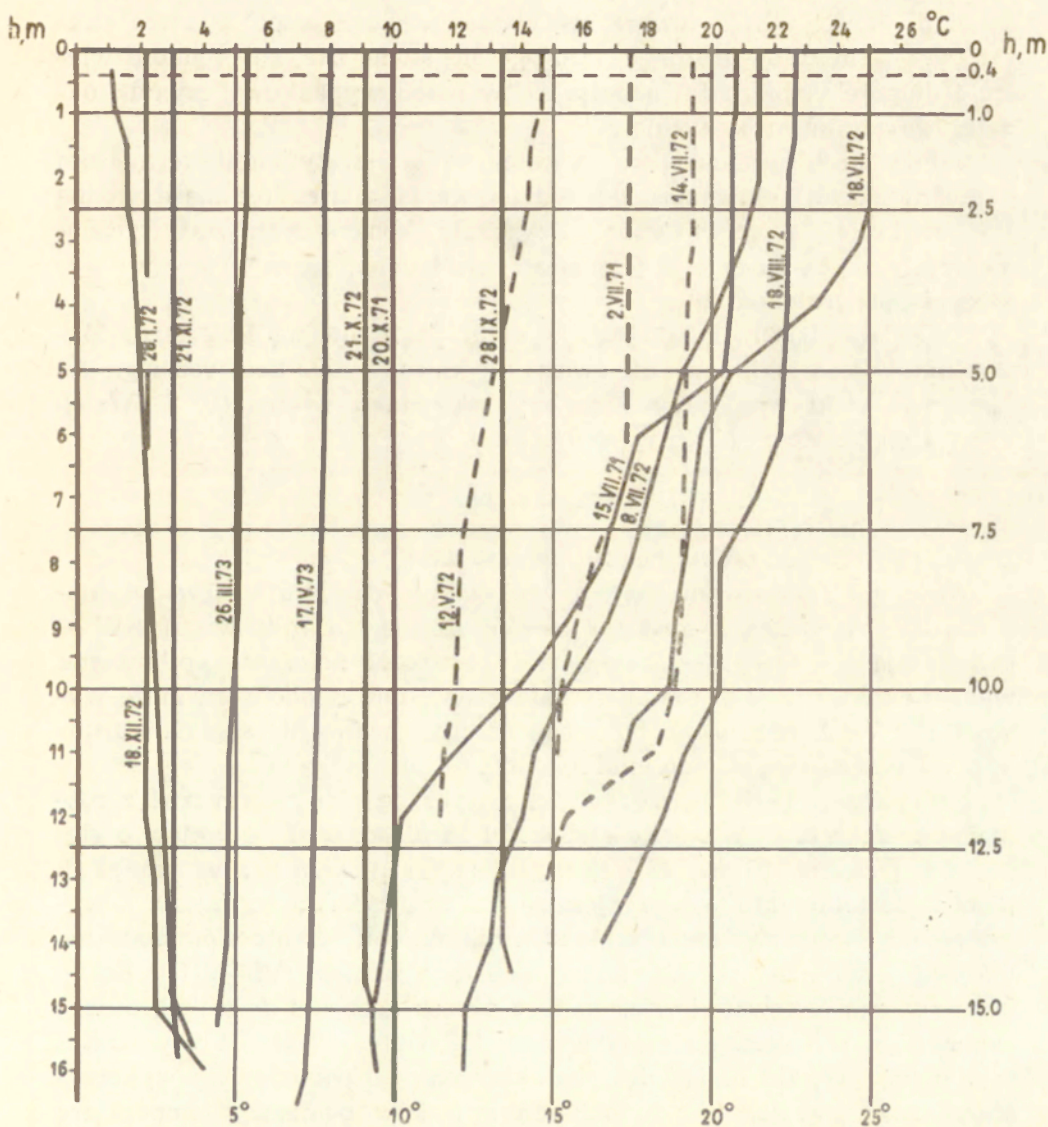
$h \sim 5m$

Ryc. 19. Wybrane piony termiczne z głębokości około 5 m

Selected thermic verticals from the depth of ca 5 m

masy wodnej jeziora przy różnych temperaturach i różnym rozwarstwieniu termicznym, dającym taki sam współczynnik stratyfikacji termicznej. Pomimo tego pomiędzy długością rozbiegu fal a współczynnikiem stratyfikacji termicznej udało się stwierdzić pewną zależność. Dla kilkunastu pomiarów, wykonanych w dwóch punktach jeziora w lipcu 1971 r., przykładowo przedstawiono związek pomiędzy współ-

$h > 10\text{m}$



Ryc. 20. Wybrane piony termiczne z głębokości większej od 10 m

Selected thermic verticals from the depth 10 m

czynnikiem stratyfikacji termicznej a długością rozbiegu fal, przy danym kierunku wiatru. Otrzymane punkty (ryc. 18) opisane zostały wartościami prędkości wiatru. Rozrzut punktów jest znaczny, ale można dość łatwo zauważyć pewną (zresztą ogólnie znaną) zależność. Wzrostowi długości fal towarzyszy wzrost wartości współczynnika stratyfikacji termicznej. Zależność ta w znacznym stopniu modelowana jest przez prędkość wiatru. I tak dla długości rozbiegu fal 380 m w punkcie „tratwa ewaporymetryczna” (głębokość około 8 m) przy różnych prędkościach wiatru współczynnik stratyfikacji termicznej ma różne wartości. Wzrostowi prędkości wiatru towarzyszy wzrost wartości współczynnika stratyfikacji termicznej. Można bardzo ogólnie stwierdzić, że prędkość wiatru i długość rozbiegu fal sumują się w jeden wypadkowy czynnik oddziaływający na masę wodną.

Całość problemu związku współczynnika stratyfikacji termicznej z możliwościami dynamicznego oddziaływania wiatru na masę wodną jest znacznie skomplikowana. Uzyskanie konkretnych statystyczno-matematycznych zależności jest niezwykle trudne, szczególnie przy wydłużeniu jeziora około 29.

K. Patalas (1960), na podstawie wielu pomiarów na Pojezierzu Mazurskim i Pomorskim, ustalił związek pomiędzy długością rozbiegu fal (długością efektywną) przy określonym kierunku wiatru (P. S. Welch 1948) a głębokością położenia epilimnionu.

$$E = 4,4\sqrt{D}$$

gdzie D — długość efektywna w kilometrach.

Wzór ten zastosowano do obliczeń dla punktu „tratwa ewaporymetryczna”. Przy długości rozbiegu fal 1550 m, dla kierunku wiatru SW — przeważającego latem — teoretyczna głębokość położenia epilimnionu wynosi około 7 m. Jak zastrzega K. Patalas, zakres odchyień może wynosić $\pm 20\%$. A więc około 90% powierzchni jeziora nie spełnia warunków na powstanie „stałego epilimnionu”.

Na rycinach 19 i 20 przedstawiono wybrane piony termiczne z różnych pór roku dla punktów o głębokości do blisko 5 m i punktów o głębokości powyżej 10 m. Charakterystycznym momentem w przebiegu pionowym temperatury wody jest to, że stratyfikacja termiczna z wykształconą warstwą metalimnionu, epilimnionu i hipolimnionu ma miejsce jedynie w okresie trzech miesięcy letnich (VI—VIII). Są to uwarstwienia nietrwałe i w ciągu tego okresu dochodzi do kilkukrotnego całkowitego wymieszania masy wodnej (M. Grześ 1976). Układy stratyfikacji (ryc. 19, 20) mają więc charakter typowo pogładowy i wykorzystane mogą być jedynie do obliczeń związków pomiędzy temperaturą powierzchniowej warstwy wody a średnią temperaturą jeziora.

Szereg układów stratyfikacyjnych autor przedstawił w osobnych

publikacjach (M. Grześ 1974, 1976), jak również na przekrojach poprzecznych w dalszej części pracy. Wszystkie wyniki badań wskazują na to, że stratyfikacja termiczna w jeziorze Gopło ma charakter krótkotrwały, co jest odzwierciedleniem tachymiktycznego charakteru krążenia wód — stosując w tym miejscu określenie P. Olszewskiego (1959), czy też poli-miksji — w pojęciu J. Wiszniewskiego (1953).

SREDNIE TEMPERATURY MASY WODNEJ I ZASOBY CIEPŁA

Wypadkową wartością bilansu cieplnego jest pewna ilość ciepła, jaką zawiera masa wodna. Z. Mikulski i E. Okulanis (1974) wartość tę nazywają zasobem ciepła. Jest to taka ilość ciepła, która potrzebna jest do ogrzania masy wodnej o pewnej objętości od 0°C do określonej temperatury (Z. Mikulski, E. Okulanis 1974; M. Bojanowicz 1970). Za właściwą wartość zasobów ciepła w jeziorze A. I. Tichomirow (1973 b) uważa tę ilość ciepła, która zawarta jest w masie wodnej i w czynnej termicznie warstwie osadów dennych. W tym przypadku wartości te będą liczone osobno.

W związku z tym, że dokładność określenia zasobów ciepła zależy przede wszystkim od dokładności określenia objętości masy wodnej, elementarne zasoby ciepła liczone dla warstw wody odpowiadających cięciu izobat na planie batymetrycznym jeziora Gopło (IRŚ 1959).

Zasób ciepła w jednostce objętości — warstwie, liczy się ze wzoru:

$$q_w = t c \rho v \text{ cal,}$$

gdzie:

- q_w — zasób ciepła w określonej warstwie wody,
- t — średnia temperatura wody w warstwie o objętości v ,
- c — ciepło właściwe wody,
- ρ — gęstość wody.

Zakładając, że $c = 1$ i $\rho = 1$, można napisać:

$$q_w = t v \text{ cal.}$$

Zasób ciepła w całej masie wodnej policzono podstawiając odpowiednie wartości do wzoru:

$$Q = \sum_0^H v t \text{ cal.}$$

Dokonano również przeliczenia zasobów ciepła na cm^2 powierzchni jeziora (q_p). Jest to ilość ciepła zawarta w prostopadłościanie o podstawie 1 cm^2 i wysokości równej średniej głębokości jeziora (G. E. Hutchinson 1957).

$$q_p = \frac{Q}{P} \text{ cal/cm}^2,$$

gdzie P — powierzchnia jeziora.

Wielkość zasobów ciepła (wyrażona w cal/cm^2) jest proporcjonalna do średniej głębokości jeziora i średniej temperatury masy wodnej. A. G. Kolesnikow (za: A. I. Tichomirow 1973 b) proponuje nazwać tę wartość temperaturą ekwiwalentną.

Znając aktualną (chwilową) zawartość ciepła w masie wodnej, z dużą dokładnością można określić średnią jej temperaturę (średnią temperaturę jeziora):

$$t_{sr.j.} = \frac{(t_1 v_1) + (t_2 v_2) + (t_3 v_3) + \dots + (t_n v_n)}{V} - \frac{Q}{V} \text{ } ^\circ\text{C},$$

gdzie:

t_1 — średnia temperatura warstwy wody o objętości v_1 , ...,

V — objętość całkowita jeziora w chwili pomiaru.

Materiałem wyjściowym do obliczeń zasobów ciepła były dane ze „zdjęć termicznych”, czyli kilkudziesięciu przekrojów i pionów termicznych z różnych części jeziora, zależnie od zróżnicowania batymetrycznego. Obserwacje z lat 1969—1973 nie są pełne. Obliczono więc równania regresji, które pozwalają na obliczenie zasobu ciepła w dowolnym okresie.

Określono związek pomiędzy średnią temperaturą masy wodnej ($t_{sr.j.}$) a temperaturą wody na głębokości 40 cm (t_{40}). Otrzymano prostoliniową zależność, którą opisuje równanie prostej regresji:

$$t_{sr.j.} = 0,968 t_{40} - 0,21^\circ\text{C}.$$

Wartość współczynnika korelacji jest bardzo wysoka i wynosi 0,995, przy średnim odchyleniu kwadratowym $\pm 0,23^\circ\text{C}$. Sytuacja taka pozwala z dostatecznym przybliżeniem określić średnią temperaturę masy wodnej, jak również zasoby ciepła.

$$Q = (0,968 t_{40} - 0,21) V \text{ cal.}$$

Największe rozbieżności pomiędzy średnią temperaturą wody na głębokości 40 cm a średnią temperaturą masy wodnej istnieją przy temperaturach 22—24°C oraz w końcowym okresie zlodzenia. W pierwszym wypadku temperatura wody na głębokości 40 cm jest wyższa od średniej z pionu, a w drugim — średnia z pionu jest wyższa od temperatury warstwy wody pod lodem. W okresie zimowym — zlodzenia — zaznacza się stopniowy wzrost średniej temperatury masy wodnej, poczynając od momentu powstania pokrywy lodowej (roczne minimum średniej temperatury masy wodnej) do momentu stałego przekroczenia temperatury powietrza przez próg 0°C, kiedy to ma miejsce silne podgrzanie warstwy wody pod lodem i powstanie uwarstwienia dychotermicznego (M. Grześ 1974). Zagadnienie obliczenia temperatury wód jeziornych

Tabela 12. Średnie miesięczne zasoby ciepła i średnie miesięczne temperatury masy wodnej jeziora Gopło

Lata	Element	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Różnica
1969	10 ⁶ Mcal							1168,37	1514,81	1620,92	1435,93	1117,97	757,02	
	kcal/cm ²							5,42	7,03	7,52	6,67	5,19	3,51	
	<i>t</i> _{śr j.} , °C							14,4	18,56	20,40	19,05	15,37	10,14	
1970	10 ⁶ Mcal	396,09	124,47	147,20	165,99	249,54	396,62	1278,32	1623,16	1549,14	1559,91	1199,12	788,15	1498,69
	kcal/cm ²	1,84	0,58	0,68	0,77	1,16	1,84	5,93	7,53	7,19	7,24	5,57	3,66	6,95
	<i>t</i> _{śr j.} , °C	5,50	1,70	2,10	2,36	3,51	4,10	12,56	18,03	18,76	19,34	15,37	10,39	17,64
1971	10 ⁶ Mcal	378,36	143,02	167,15	190,75	285,34	625,50	1186,68	1479,43	1560,29	1669,88	1086,29	757,02	1526,86
	kcal/cm ²	1,76	0,66	0,78	0,89	1,32	2,90	5,51	6,87	7,24	7,75	5,04	3,50	7,09
	<i>t</i> _{śr j.} , °C	4,82	1,82	2,03	2,43	3,68	7,92	14,89	18,18	18,95	20,89	14,01	10,14	19,07
1972	10 ⁶ Mcal	351,25	93,71	130,42	190,32	302,25	597,10	1040,00	1421,49	1659,40	1518,98	1179,48	690,78	1565,69
	kcal/cm ²	1,63	0,44	0,61	0,88	1,40	2,77	4,82	6,60	7,70	7,05	5,47	3,21	7,26
	<i>t</i> _{śr j.} , °C	4,72	1,24	1,79	2,10	4,31	7,63	13,05	17,89	21,47	19,53	14,98	8,59	20,23
1973	10 ⁶ Mcal	364,95	163,28	252,0	138,45	195,66	562,36	1091,78	1448,05	1640,50	1572,42	1102,00	695,37	1502,05
	kcal/cm ²	1,69	0,76	1,17	0,64	0,91	2,26	5,07	6,72	7,61	7,20	5,53	3,23	6,97
	<i>t</i> _{śr j.} , °C	4,92	2,18	3,24	1,91	2,69	6,85	13,26	17,69	20,40	19,73	15,47	9,56	18,49

w okresie zlodzenia nie jest proste, pomimo tego że zajmowało się tym wielu autorów (G. J. Wierieszczagin 1941; B. D. Zajkow 1955; S. N. Bułatow 1968; R. W. Donczenko 1971; K. M. Stewart 1972; A. A. Piwowarow 1972). Dlatego też zdecydowano się zasoby ciepła i średnie temperatury masy wodnej w okresie zlodzenia scharakteryzować tylko na podstawie wyników pomiarów. Obliczono dobowe przyrosty średniej temperatury masy wodnej.

W okresie 1969—1973 wykonano 42 „zjęcia termiczne” jeziora Gopło w różnych okresach roku — przeważnie w jednomiesięcznych odstępach. Maksymalny zasób ciepła w masie wodnej 1728,29 10⁶Mcal (8,02 kcal/cm²), przy średniej temperaturze 22,0°C, miał miejsce 28—29 sierpnia 1972 r.; minimalny — 130,12 10⁶Mcal (0,61 kcal/cm²), przy średniej temperaturze masy wodnej 1,8°C, wystąpił 27—29 stycznia 1972 roku. Dla okresu bezpośrednio przed zlodzeniem, jak też dla pierwszych dni z pokrywą lodową zasoby ciepła wynoszą od 0,5 do 1,0 kcal/cm², zależnie od stopnia wychłodzenia masy wodnej i warunków atmosferycznych w momencie zamarzania.

Zakładając, że przyrost zasobów ciepła w jeziorze w okresie zlodzenia kształtuje się głównie pod wpływem wymiany ciepła z podłożem (osadami dennymi), z jednakowym natężeniem w ciągu całego okresu zlodzenia, obliczono dobowe przyrosty średniej temperatury masy wodnej. Zależnie od roku wynoszą one od 0,015 do 0,053°C/dobę. Średnie dobowe przyrosty średniej temperatury masy wodnej oraz stwierdzone wartości zasobów ciepła posłużyły do obliczenia średnich miesięcznych zasobów ciepła dla okresu zlodzenia.

Największe obserwowane międzymiesięczne przyrosty zasobów ciepła występują między marcem a kwietniem. Na ten okres przypada najczęściej zanik pokrywy lodowej, co skrajnie zmienia warunki wymiany ciepła masy wodnej z atmosferą. Zjawisko to zaznacza się bardzo wyraźnie w przebiegu codziennych temperatur wody. Największe obniżenia zasobów ciepła zaobserwowano między sierpniem i wrześniem oraz między listopadem i grudniem.

W tabeli 12 przedstawiono zasoby ciepła odpowiadające średniej miesięcznej temperaturze masy wodnej. Obliczenie średnich miesięcznych z pięciolecia jest niemożliwe, ponieważ dla 1969 roku dane nie są pełne (w czasie zimy 1968/1969 nie prowadzono badań, brak danych wyjściowych). Polimiktyczny charakter masy wodnej jeziora decyduje o tym, że maksymalny średni miesięczny zasób ciepła przypada na ten sam okres, co maksimum średniej miesięcznej temperatury wody na głębokości 40 cm. Minimum zasobów ciepła przypada na okres powstania pokrywy lodowej. Jest to jedna z charakterystycznych cech płytkich jezior. Podobne zjawisko zaznacza się w Jezioraku (M. Bojanowicz

1970, 1971). Od momentu powstania pokrywy lodowej do końca zlodzenia obserwuje się sukcesywny wzrost zasobów ciepła w masie wodnej, na drodze wymiany ciepła z osadami dennymi (tab. 12). W końcowej fazie zlodzenia przy dużej insolacji ma miejsce silne przegrzanie warstwy wody pod lodem (dychotermia), dając większy przyrost zasobów ciepła, w porównaniu z okresem poprzedzającym.

IV. JEZIORO GOPŁO — ANALIZA WARUNKÓW TERMICZNYCH I ZASOBÓW CIEPŁA OSADÓW DENNYCH

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OSADÓW DENNYCH JEZIORA GOPŁO

Powierzchniowe osady denne pobierano chwytaczem Ekmana w różnych punktach jeziora, zlokalizowanych w przekrojach poprzecznych. Średnio na jeden przekrój przypadało 3—4 prób. Osady zalegające głębiej pobrane były tłokową sondą K. Więckowskiego, a dla powierzchniowej 1,5-metrowej warstwy początkowo stosowano rurę (o średnicy 50 mm) z polichloroku winylu, przymocowaną do metalowych rur z gumowym tłokiem w środku.

W większości jezior stwierdza się zmianę barwy osadów ze wzrostem głębokości (R. Gołębiwski 1972; K. Więckowski 1966). W przypadku jeziora Gopło taka prawidłowość na ogół nie występuje. Jedyne osady na głębokości poniżej 10 m mają barwę nieco ciemniejszą. Wiąże się to prawdopodobnie z polimiktycznym charakterem masy wodnej i brakiem dużych różnic w natlenieniu przydennych warstw wody. Są pewne miejsca w jeziorze, np. płytkie osłonięte zatoki (Zatoka Kicka), gdzie osady mają barwę czarną z silnym zapachem siarkowodoru. Po wyschnięciu osady powierzchniowe przybierają barwę popielatą, co świadczy o dużej zawartości węglanu wapnia. Konsystencja powierzchniowych osadów zmienia się od płynnej „galaretowatej” do półpłynnej „mazistej”, w najgłębszych partiach jeziora. Zagadnienie konsystencji osadów jest procesem złożonym i zależy od wielu cech jeziora, a pozostaje głównie w ścisłym związku z zawartością w nich wody i substancji organicznej.

Zmienność barwy, konsystencji i struktury osadów zaznacza się wyraźnie w głębszych warstwach osadów dennych. Poniżej zamieszczono opisy rdzeni osadów, wykonanych przez A. Jankowską (1974) metodą podaną przez J. Troels-Smitha.

Profil nr 1

- do 180 cm — gytia grubodetrytusowa, brunatna, uwodniona, jaśniejsza na powietrzu, z nielicznymi korzonkami roślin zielonych;
180— 580 cm — jasnopopielata gytia wapienna, nie nasycona wodą, z niewielką domieszką piasku i śladami korzonków;

- 580—1110 cm — gytia wapienna koloru ciemnobrązowego, lekko spiaszczona;
 1110—1115 cm — wapienna gytia jasnobrązowa z odcieniem żółtawym z domieszką drobnoziarnistego piasku;
 1115—1250 cm — niebiesko-szary il z domieszką piasku drobnoziarnistego;
 1250—1495 cm — il szarobrunatny z zielonkawym odcieniem, osad ilasty z dość znaczną domieszką drobnoziarnistego piasku. Na głębokości 1495 cm stwierdzono 1-centymetrową warstwę muszelek mięczaków;
 1495—1515 cm — piasek drobno- i gruboziarnisty z domieszką łu;
 1515—1625 cm — piasek gruboziarnisty, żwir.

Profil nr 2

- 0— 570 cm — jasnopopielata gytia wapienna;
 570— 860 cm — ciemnoszara gytia wapienna z niewielką domieszką gruboziarnistego piasku i szczątków skorupek mięczaków;
 860—1000 cm — jasnoszara gytia wapienna, po wyschnięciu szarobiała;
 1000—1107 cm — ciemnozielona gytia z niewielką domieszką piasku;
 1107—1200 cm — jasnoszara gytia z drobnoziarnistym piaskiem i nielicznymi fragmentami skorupek mięczaków;
 1200—1300 cm — jasnoszara gytia wapienna z ciemniejszymi warstwami;
 1300—1470 cm — ciemnozielonkawa, słabo spiaszczona gytia wapienna z licznymi szczątkami muszelek i drewna;
 1470—1490 cm — szary mułek silnie spiaszczony;
 1490—1540 cm — szary piasek drobnoziarnisty.

Profil nr 3

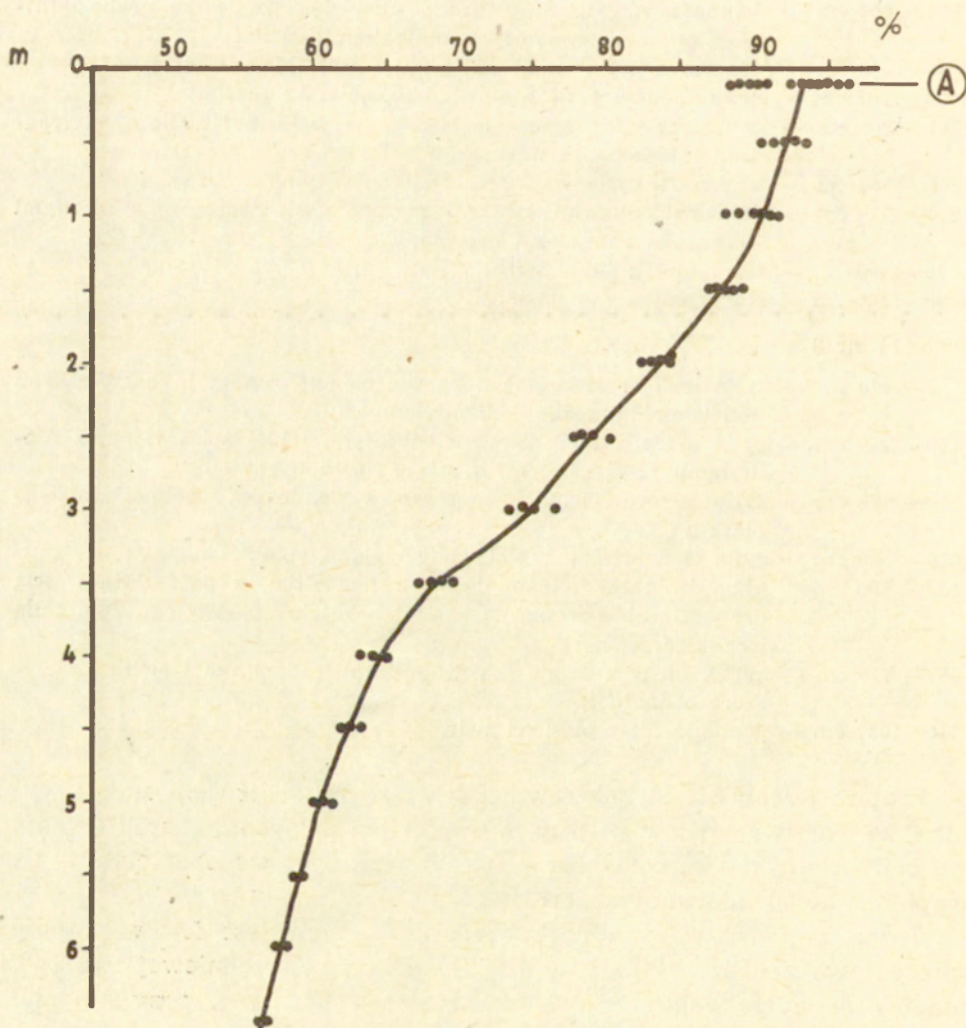
- 0— 570 cm — gytia lekko spiaszczona o barwie ciemnobrunatnej, ze szczątkami liści i korzeni roślin jednoliściennych;
 200— 290 cm — gytia szara z odcieniem zielonkawym, lekko spiaszczona, z nielicznymi szczątkami roślin silnie rozłożonych;
 290— 450 cm — gytia koloru ciemnobrunatnego z domieszką drobnoziarnistego piasku;
 450— 530 cm — gytia jasnobrunatna, słabo nawodniona, spiaszczona;
 530— 590 cm — gytia brunatna, ciemniejąca na powietrzu, z dość dużą ilością drobnoziarnistego piasku, na głębokości 580—590 cm występują węgliki drzewne;
 590— 715 cm — mułek ilasty z domieszką gruboziarnistego piasku i żwirku barwy szaro-brunatnej;
 715—1037 cm — gruboziarnisty piasek i żwir.

Z opisu trzech rdzeni, jak również z własnych obserwacji autora wynika, że warstwa osadów 0—6 m, z wyjątkiem pelogenu, charakteryzuje się małym zróżnicowaniem barwy i jest to na ogół jasnopopielata gytia wapienna ze śladami drobnoziarnistego piasku.

Jedną z podstawowych cech osadów dennych jest ich wilgotność (procentowa zawartość wody w próbie). Dla powierzchniowej warstwy osadów dennych waha się ona w granicach 88—97%, przy średniej 93%. Są to wartości przybliżone, gdyż konstrukcja chwytacza Ekmana, którym się posługiwano, nie pozwala na prawidłowe pobranie próby na wilgotność. K. Więckowski (1966) podaje, że wilgotność płynnej warstwy pelogenu w Jeziorze Mikołajskim przekracza 95%. Podobne war-

tości znaleźć można w pracach G. E. Likensa, N. W. Johnsona (1969) i R. Gołębińskiego (1972).

Wilgotność rzędu 80—85% charakterystyczna jest dla warstwy pelogenu, którego miąższość miejscami dochodzi do 2 m i z punktu widzenia procesów cieplnych stanowi warstwę przejściową od masy wodnej do właściwej uformowanej już warstwy gytii. Ze wzrostem głębokości wilgotność osadów dennych stopniowo zmniejsza się. Na głębokości 3—4 m obserwuje się większy jej spadek. Daje się to również wyraźnie odczuć przy sondowaniach termicznych. Na tej głębokości z powodu



Ryc. 21. Wykres wilgotności (%) osadów dennych jeziora Gopło
A — osady pobrane czepakiem Ekmana

Diagram of bottom deposit humidity (%) of the Gopło Lake
A — deposits sampled by Ekman's dredge

zmiany konsystencji osadów pokonać trzeba większe opory, aby sondę wprowadzić głębiej. Na podstawie kilkunastu oznaczeń próbek warstwy powierzchniowej i kilku z głębszych warstw, na rycinie 21 przedstawiono pionową zmienność wilgotności w 6-metrowej warstwie osadów dennych.

We wszystkich wypadkach dla powierzchniowej warstwy osadów dennych pH wynosi powyżej 7,0, średnia arytmetyczna z 40 próbek 7,2, minimalnie 7,1, maksymalnie 7,5. Zawartość węglanu wapnia w osadach powierzchniowych zmienia się w granicach 19,2—56,5%, przy średniej 29,5%. Istotnym składnikiem osadów jest procentowy udział w wysuszonej próbce, w temperaturze 105°C, substancji organicznej (metoda prażenia w 550°C). Ilość jej zmienia się od 3,1% do 31,3%, przy średniej 18,1%. Najczęściej stwierdzano wartość 15-17%. Zawartość substancji organicznej w warstwie osadów 0—6 m na różnych poziomach waha się od 15% do 40%, ilość węglanu wapnia natomiast zmienia się od 30% do 75%. Zmienność tych elementów pozostaje w ścisłym związku z całokształtem warunków sedymentacji w przeszłości jeziora.

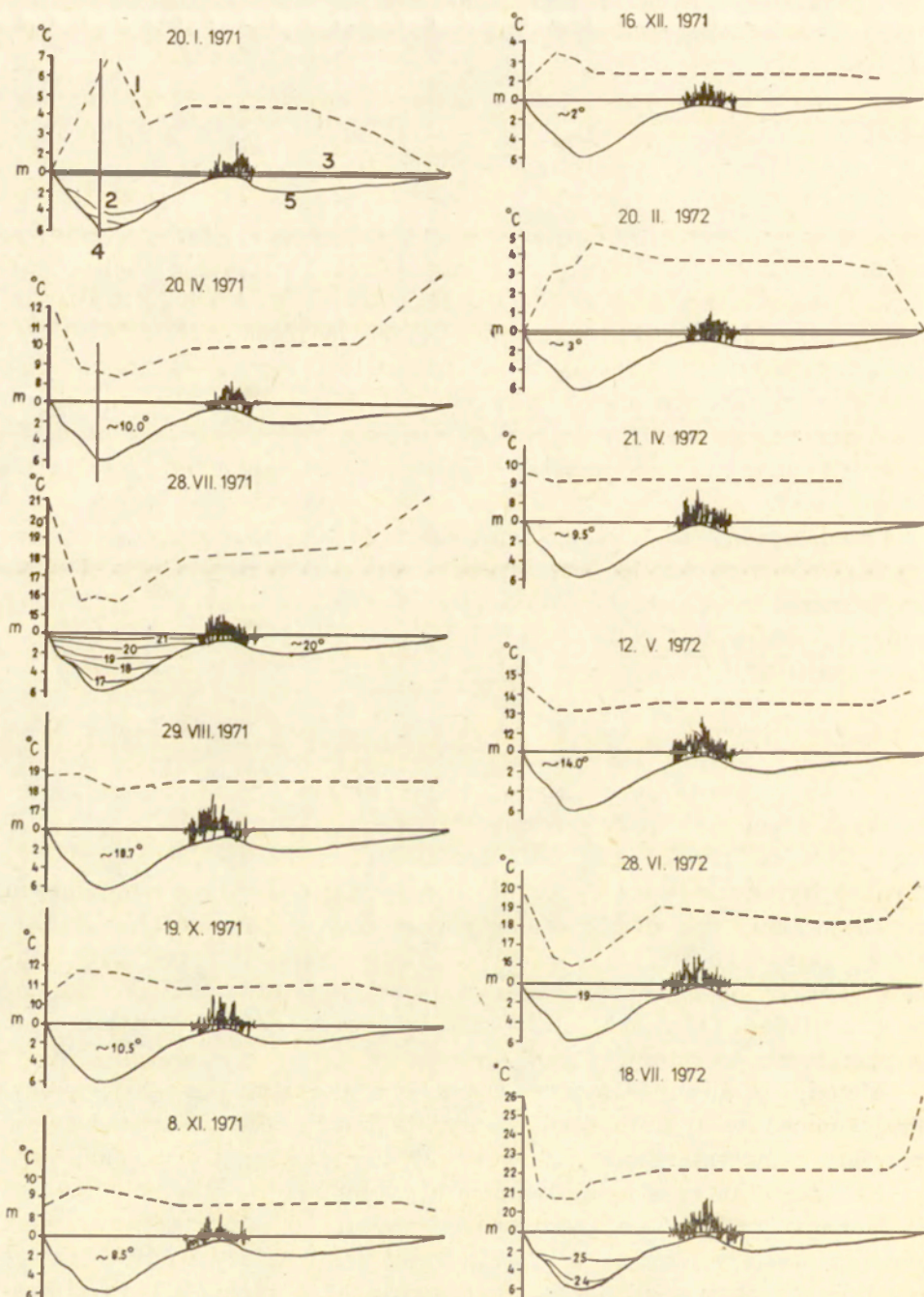
Przedstawiony powyżej skromny materiał nie upoważnia autora do typologicznego zakwalifikowania osadów dennych jeziora Gopło. Można przypuszczać, że należą one do grupy osadów mieszanych i krzemionkowych, stosując w tym miejscu typologię przedstawioną przez M. Stanenberga (1938).

ANALIZA TEMPERATURY OSADÓW DENNYCH NA GŁĘBOKOŚCI 20 cm

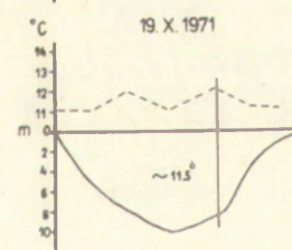
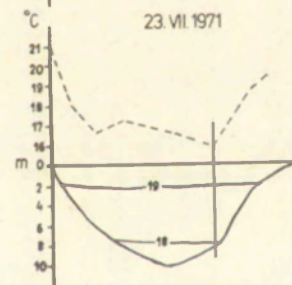
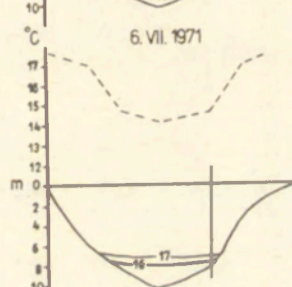
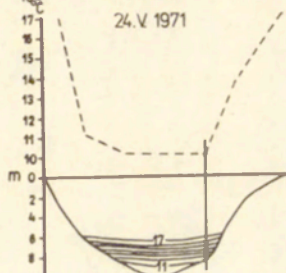
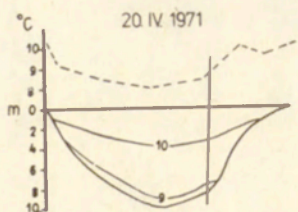
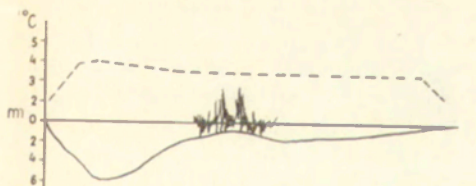
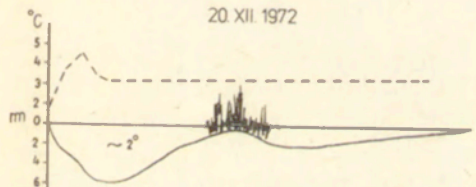
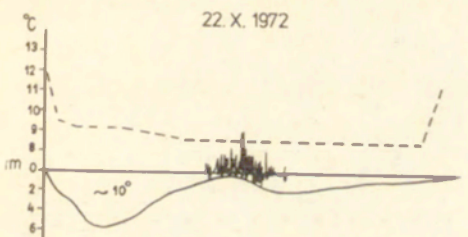
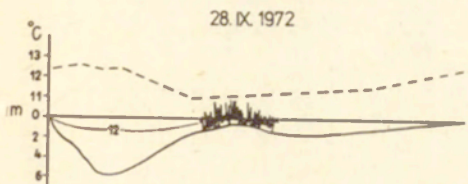
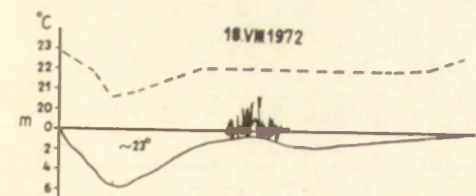
Pomiary pionowego rozkładu temperatury w masie wodnej kończono są przeważnie przy powierzchni dna. Cała uwaga badaczy zwrócona była na procesy cieplne w masie wodnej i nie doceniono roli czynnej termicznie warstwy osadów dennych (podłoża) we wzajemnym oddziaływaniu tych dwóch środowisk. Jednym z nielicznych autorów, którzy zajmowali się horyzontalnym zróżnicowaniem temperatury osadów dennych na głębokości kilkunastu centymetrów, był N. J. Siemionowicz (1954). O niektórych wynikach jego badań wspomniano już w przeglądzie literatury.

Metody pomiaru omówione zostały na początku niniejszej pracy. Przypomnieć w tym miejscu należy, że za reprezentatywną wartość przyjęto temperaturę na głębokości 20 cm poniżej powierzchni dna.

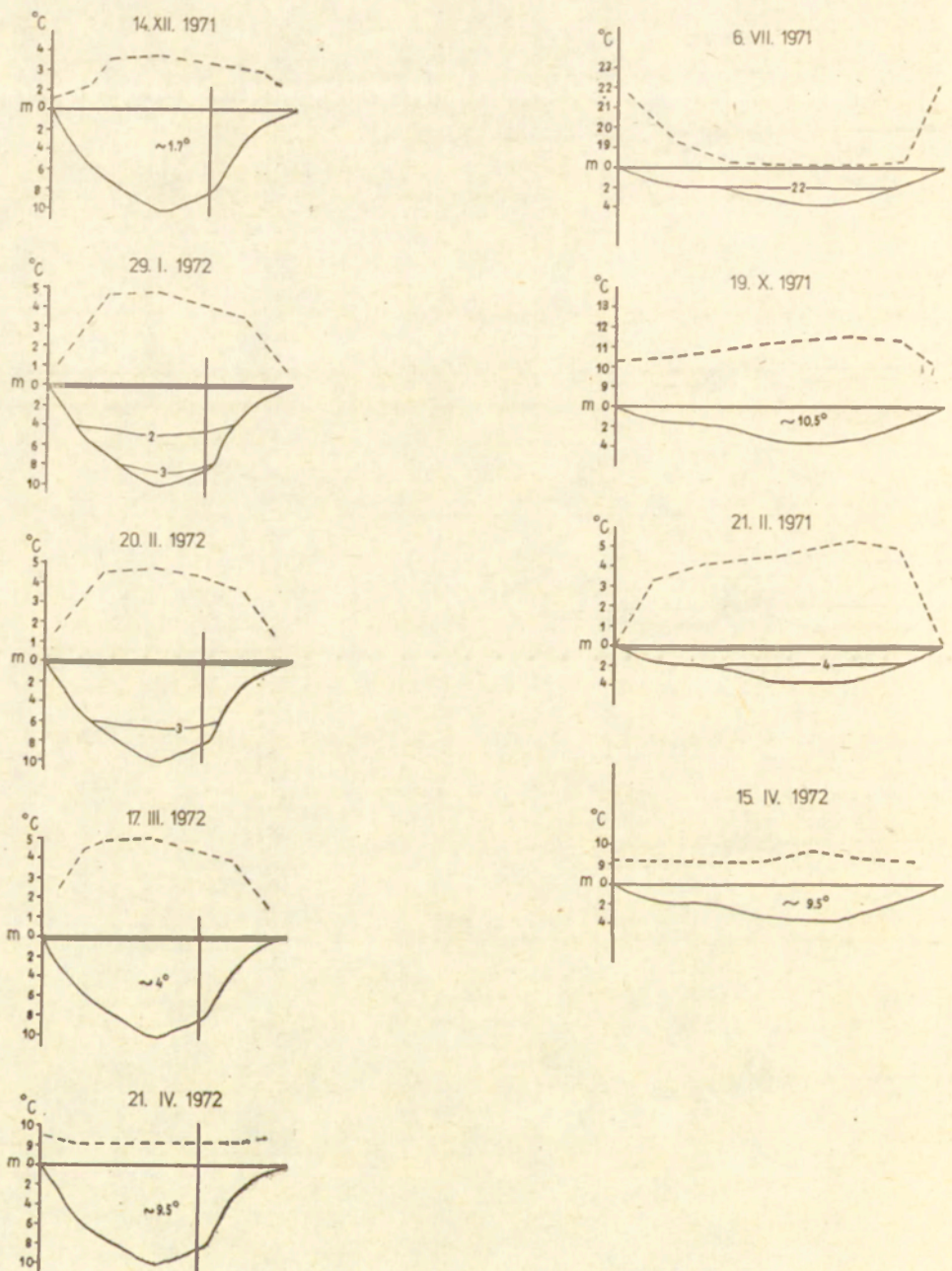
Horyzontalną zmienność temperatury osadów na głębokości 20 cm śledzono w przekrojach poprzecznych jeziora, w których prowadzono również pomiary pionowego zróżnicowania temperatury wody. Niektóre wyniki tych obserwacji zostały przedstawione na rycinie 22. Przerzywaną łamaną linią nad przekrojem poprzecznym przedstawiono przebieg temperatury osadów na głębokości 20 cm. Dla większości przekrojów



Ryc. 22. Przekroje poprzeczne przez jezioro Gopło z zaznaczeniem temperatury wody i temperatury osadów dennych na głębokości 20 cm



1 — temperatura osadów dennych na głębokości 20 cm; 2 — termolizobaty; 3 — pokrywa lodowa; 4 — miejsce pomiaru temperatury osadów dennych w profilu pionowym; 5 — powierzchnia dna przekroju



Cross-sections of the Gopło Lake with water temperature and bottom deposit temperature indication at the depth of 20 cm

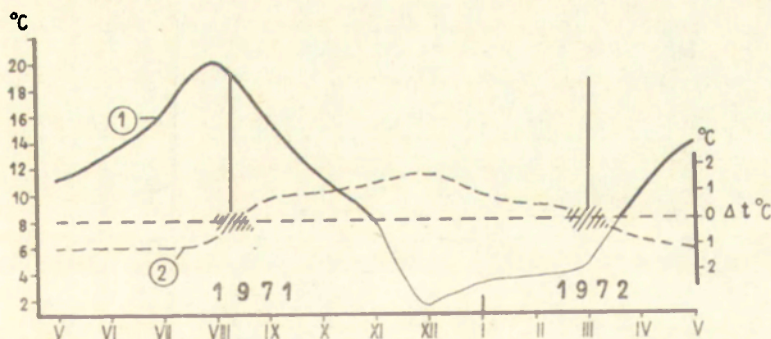
1 — bottom deposit temperature at the depth of 20 cm; 2 — thermoisobaths; 3 — ice sheet; 4 — temperature measurement point of bottom deposits in the vertical profile; 5 — surface of section bottom

charakterystyczną cechą jest to, że wspomniana linia z dużym podobieństwem naśladuje kształt przekroju pomiarowego. Podczas zlodzenia i emisji ciepła przez osady, przy wolnym od lodu zwierciadle wody, analizowana krzywa naśladuje odwrócony kształt przekroju poprzecznego. Jak łatwo zauważyć, w pewnych okresach omówiona prawidłowość nie zaznacza się. Sytuacje te przypadają najczęściej na miesiące IV—V i VIII—X. Te przedziały czasu z dużym przybliżeniem wyznaczają okres akumulacji i emisji ciepła w jeziorze. Za jezioro z punktu widzenia procesów cieplnych traktować należy masę wodną i pewną warstwę osadów dennych, w której obserwuje się zmiany temperatury. Biorąc pod uwagę tylko temperaturę osadów dennych na głębokości 20 cm, temperaturę wody nad dnem i różnicę pomiędzy nimi, zjawisko akumulacji i emisji ciepła zostało przykładowo przedstawione na rycinie 23.

Podkreślić należy jeszcze fakt, że wzajemny układ krzywej temperatury osadów dennych i krzywej obrazującej kształt przekroju poprzecznego mówi o kierunku wymiany ciepła między podłożem i masą wodną.

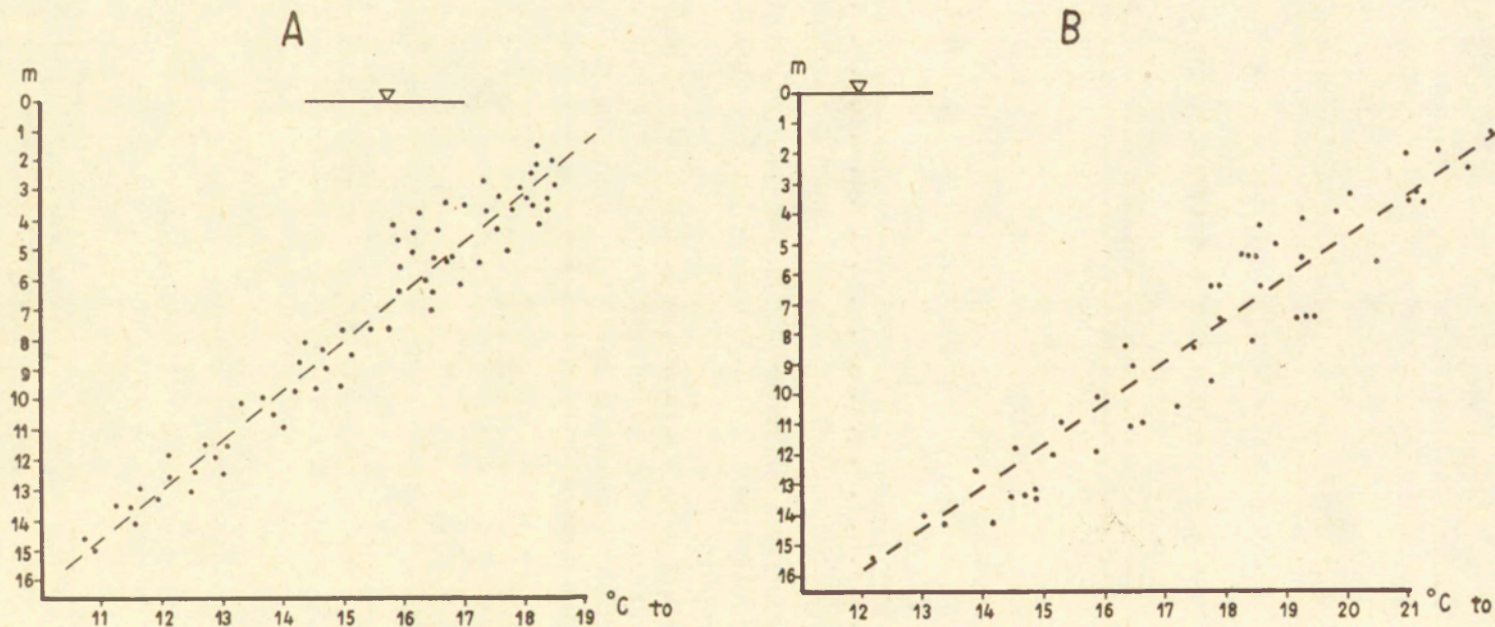
Nie we wszystkich przekrojach omówiona prawidłowość jest dobrze widoczna, a to dzięki temu, że różne części jeziora „eksponowane” są różnie na działanie czynników decydujących o intensywności mieszania, a więc charakteryzują się różną miksją. Mówiąc, że jezioro Gopło jest jeziorem polimiktycznym, należy rozumieć, że ten stopień miksjii jest w nim przeważający.

To, że temperatura osadów dennych wykazuje ścisły związek z głębokością, jest wynikiem różnic w termicznym rozwarstwieniu wody na różnych głębokościach. Zagadnienie to zostało omówione przy zastosowaniu współczynnika stratyfikacji termicznej.

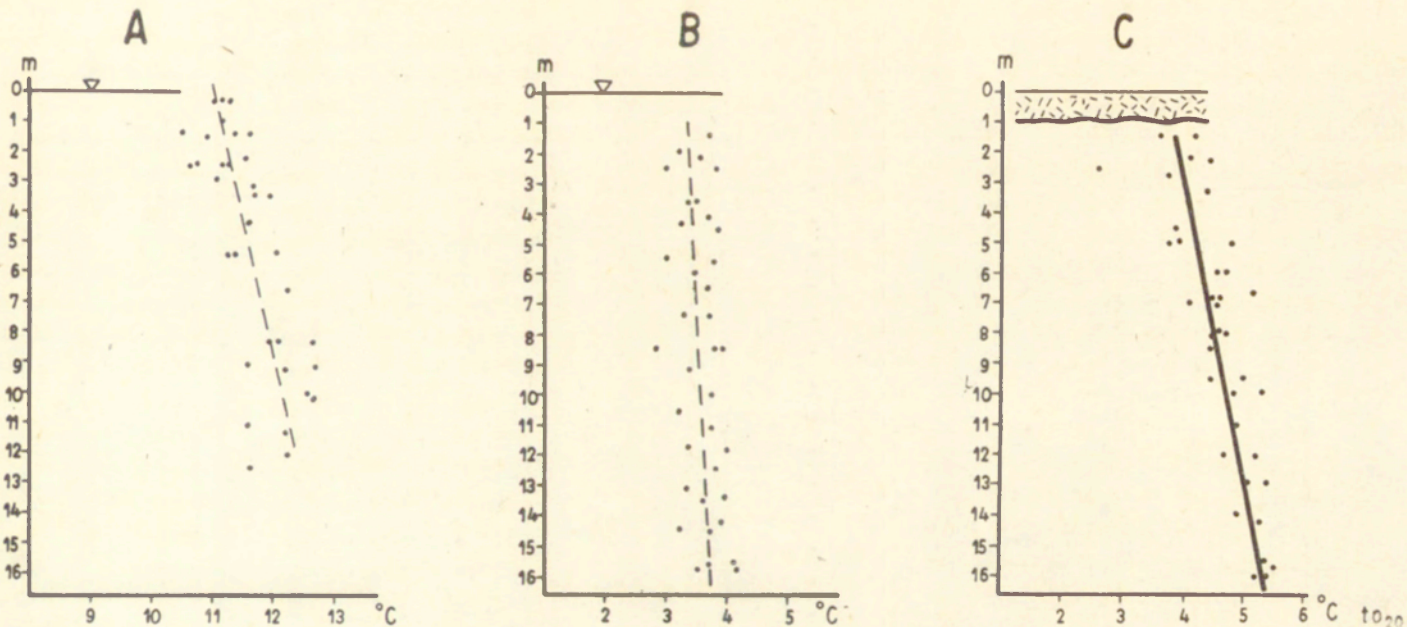


Ryc. 23. Przebieg temperatury wody nad dnem (1), różnicy temperatury wody nad dnem i temperatury osadów dennych na głębokości 20 cm (2) w okresie V 1971—V 1972

Temperatures of water above the bottom (1), differences of water temperatures above the bottom and bottom deposit temperatures at the depth of 20 cm (2) during the period of V 1971—V 1972

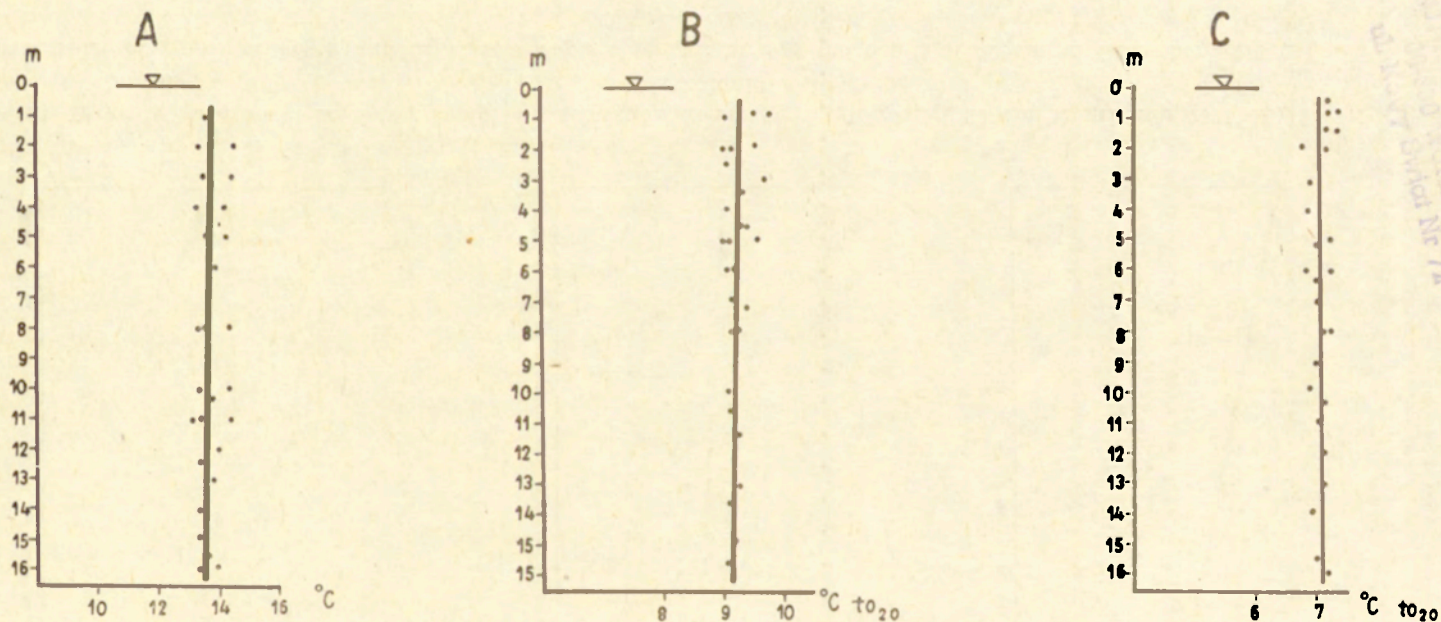


Ryc. 24. Wykresy związku głębokości z temperaturą osadów dennych na głębokości 20 cm w lipcu 1971 (A) i 1972 (B)
 Interrelation diagrams of depth and bottom deposit temperature at the depth of 20 cm in July 1971 (A) and 1972 (B)



Ryc. 25. Wykresy związku głębokości z temperaturą osadów dennych na głębokości 20 cm w grudniu 1971 (A) i 1972 (B) oraz w styczniu 1973 (C)

Interrelation diagrams of depth and of bottom deposit temperature at the depth of 20 cm in December 1971 (A) and 1972 (B) and January 1973 (C)



Ryc. 26. Wykresy związku głębokości z temperaturą osadów dennych na głębokości 20 cm we wrześniu 1971 (A) i 1972 (B) oraz w kwietniu 1973 (C)

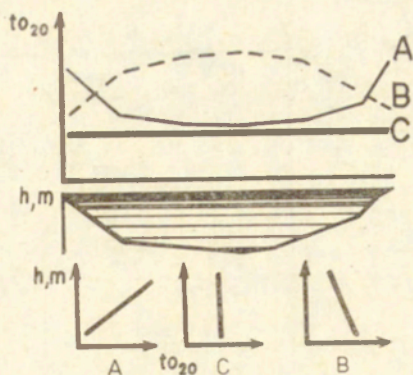
Interrelation diagrams of depth and of bottom deposit temperatures at the depth of 20 cm in September 1971 (A) and 1972 (B) and in April 1973 (C)

Ryc. 27. Szkic zmian temperatury osadów dennych na głębokości 20 cm w przekroju poprzecznym jeziora

A — okres akumulacji ciepła; B — okres emisji ciepła; C — okresy przejściowe

The outline of temperature changes at the depth of 20 cm in the cross-section of the lake

A — heat accumulation period; B — heat emission period; C — transitory periods

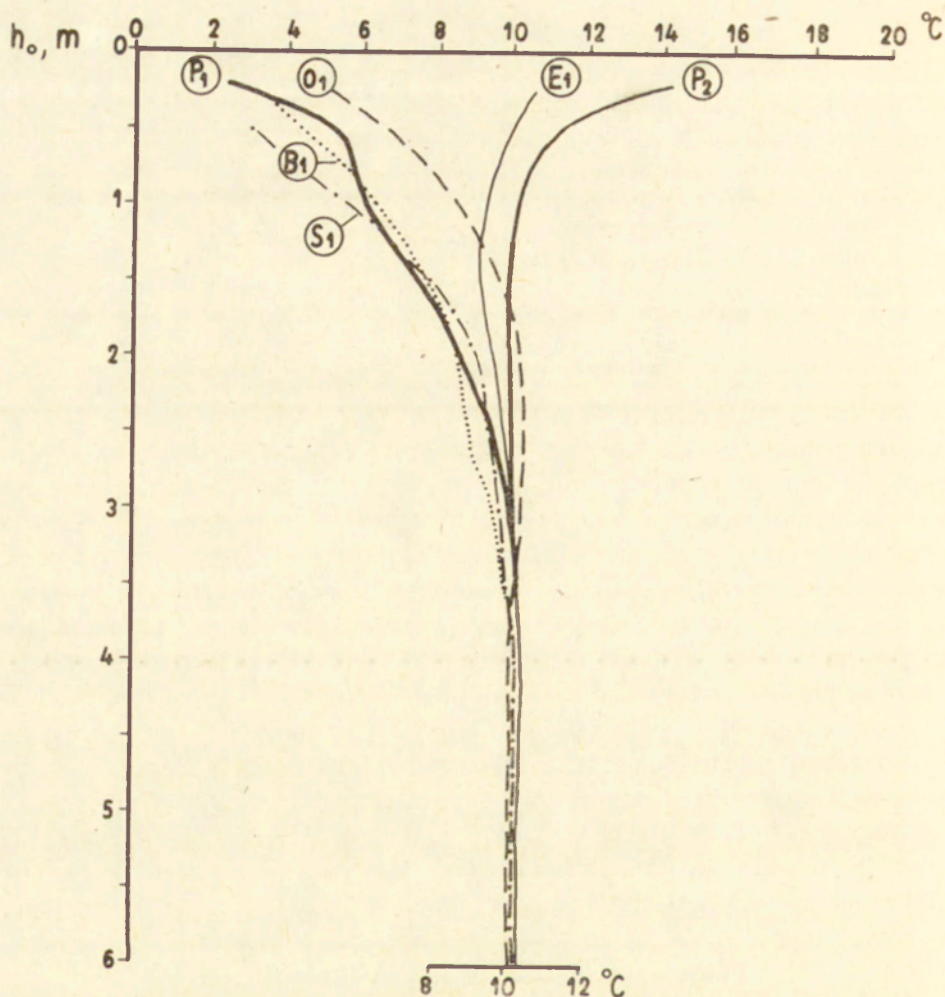


Na kilku diagramach korelacyjnych (ryc. 24—26) przedstawiono związek pomiędzy głębokością a temperaturą osadów dennych na głębokości 20 cm w różnych okresach roku. Wybrano charakterystyczne przykłady zależności, a każda z nich jest wynikiem jednego „zdjęcia termicznego jeziora”. Punkty układają się na diagramie korelacyjnym wokół linii prostej, w pasmie o szerokości, która bezpośrednio wiąże się z „miksą danego pionu pomiarowego”. Zjawisko to zaznacza się w tym, że jednej wartości y (h , m) odpowiada kilka wartości x (t_{20}) i odwrotnie — jednej wartości x (t_{20}) odpowiada kilka wartości y (h , m). Szczególnie wyraźnie widoczne jest to w okresie letnim (ryc. 24). Ze wzrostem głębokości obniża się temperatura osadów dennych i odpowiada to sytuacji A przedstawionej na szkicu (ryc. 27). Wzrost temperatury osadów dennych wraz ze wzrostem głębokości zaznacza się znacznie słabiej (ryc. 25). Stosunkowo dobrze widoczne jest to w okresie zlodzenia (ryc. 25 c). Zależność ta odpowiada sytuacji B przedstawionej na szkicu (ryc. 27). W pewnych okresach omawiany związek nie występuje (ryc. 26), o czym wspomniano już kilkakrotnie wyżej.

Przy pomiarach temperatury osadów dennych do głębokości kilkunastu centymetrów należy się liczyć z faktem, że otrzymane wartości są wyższe, niżby to wynikało z wymiany ciepła pomiędzy osadami i masą wodną. J. I. Rybak (1969) podaje za J. F. Vallentyne, że rozkład substancji organicznej przez bakterie spowodować może podwyższenie temperatury osadów nawet o 5°C w porównaniu z wodą zalegającą nad dnem. O tym samym pisze G. E. Hutchinson (1957), przytaczając wyniki badań na jeziorze Mead, przeprowadzonych przez C. E. Zoella, F. D. Sislera i C. H. Oppenheimer.

PIONOWA ZMIENNOŚĆ TEMPERATURY OSADÓW DENNYCH

Jednorazowy pomiar pionowego rozkładu temperatury w osadach dennych trwa do kilku godzin. Dlatego też zdecydowano się na wybranie tylko jednego pionu, w którym prowadzono comiesięczne obserwacje.



Ryc. 28. Wykresy pionowego rozkładu temperatury osadów dennych w różnych terminach 1971 r.,

P_1 — 22 I, P_2 — 9 VI, E_1 — 6 VI, O_1 — 22 I, B_1 — 20 I, S_1 — 19 I

Diagrams of vertical temperature distribution of bottom deposits during different periods of the year 1971

P_1 — 22 I, P_2 — 9 VI, E_1 — 6 VI, O_1 — 22 I, B_1 — 20 I, S_1 — 19 I

Niektórzy autorzy zakładają, że pomiar wykonywany pod warstwą wody równą średniej głębokości zbiornika jest reprezentatywny dla całego podłoża — dna. Wychodząc z takiego założenia S. N. Taczałow (1968, s. 5) prowadził pomiary na Zbiorniku Rybińskim. Podobnego zdania jest L. F. Forsz (1968) — uważa on, że przy dużym batymetrycznym zróżnicowaniu pomiary temperatury osadów dennych powinny być wykonywane w miejscu odpowiadającym średniej głębokości zbiornika wodnego. Wartość średniej głębokości jest wielkością czysto

statystyczną i z punktu widzenia procesów cieplnych możliwe jest jej stosowanie dla jezior o regularnym zarysie linii brzegowej i małym zróżnicowaniu batymetrycznym.

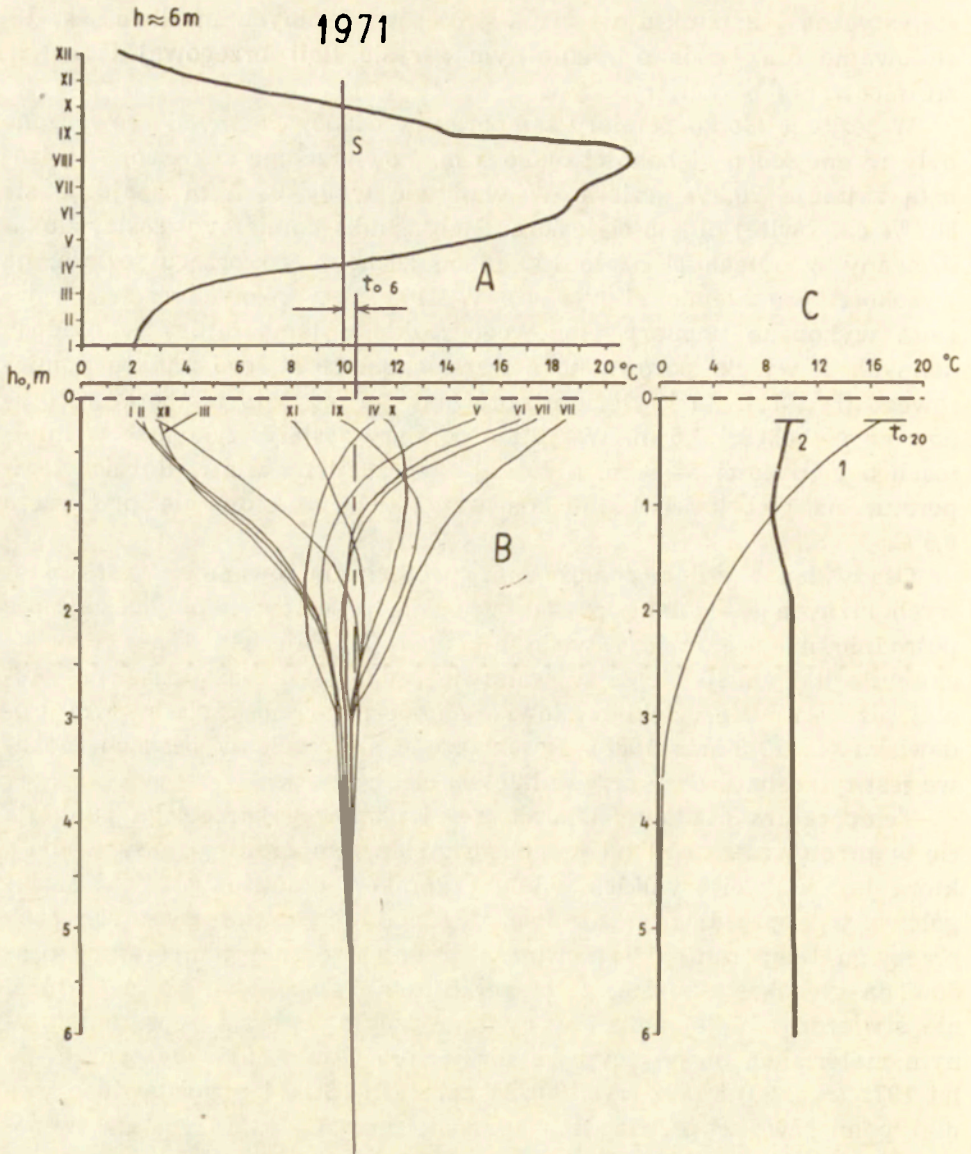
W jeziorze Gopło pomiary temperatury osadów dennych prowadzone były w miejscu o głębokości około 5 m. Powierzchnia zakreślona tą izobataą zajmuje 70,9% jeziora. W warstwie wody 0—5 m znajduje się 80,1% całkowitej objętości jeziora. Stały punkt pomiarowy został zlokalizowany w odległości około 150 m od zachodniego brzegu jeziora, na wysokości wsi Siemionki (ryc. 5). W 1971 r. w różnych częściach jeziora wykonano pomiary pionowego rozkładu temperatury w osadach dennych, a wyniki porównano z wartościami ze stałego punktu pomiarowego (ryc. 28). Za kryterium porównawcze przyjęto temperaturę osadów na głębokości 4,5 m. Wszystkie pomiary zostały wykonane w miejscach o głębokości 5—6 m, o różnej ekspozycji na wiatr. Różnica temperatur na głębokości 4,5 m dla wszystkich punktów nie przekracza 0,5°C.

Osady denne jezior (podłoże masy wodnej zbudowane ze skał osadowych luźnych w ogóle) z punktu widzenia procesów cieplnych zajmują pośrednie miejsce między wodą a lądem (J. Bajerlein 1954). Procesy akumulacji i emisji ciepła w warstwie osadów zachodzą znacznie wolniej niż w wodzie dzięki brakowi dynamicznego mieszania w tym środowisku (L. F. Forsz 1968). Rozchodzenie się ciepła w osadach możliwe jest tylko na drodze przewodnictwa cieplnego.

Temperatura osadów i charakter jej pionowego przebiegu znajdują się w prostej zależności od przebiegu zmian temperatury masy wodnej, która jest z kolei wynikiem wielu czynników omówionych dość szczegółowo w poprzednich rozdziałach. Jedną z charakterystycznych cech przebiegu temperatury jest związek średniej rocznej temperatury osadów na głębokości 20 cm, z temperaturą na głębokości, poniżej której nie stwierdza się jej zmian w cyklu rocznym. Pełnym reprezentatywnym materiałem obserwacyjnym dla jeziora Gopło autor dysponuje dla lat 1971 (ryc. 29) i 1972 (ryc. 30). W tabelach 13 i 14 przedstawiono wyniki pomiarów (w przedziałach jednometrowych), które zostały wykonane w połowie każdego miesiąca.

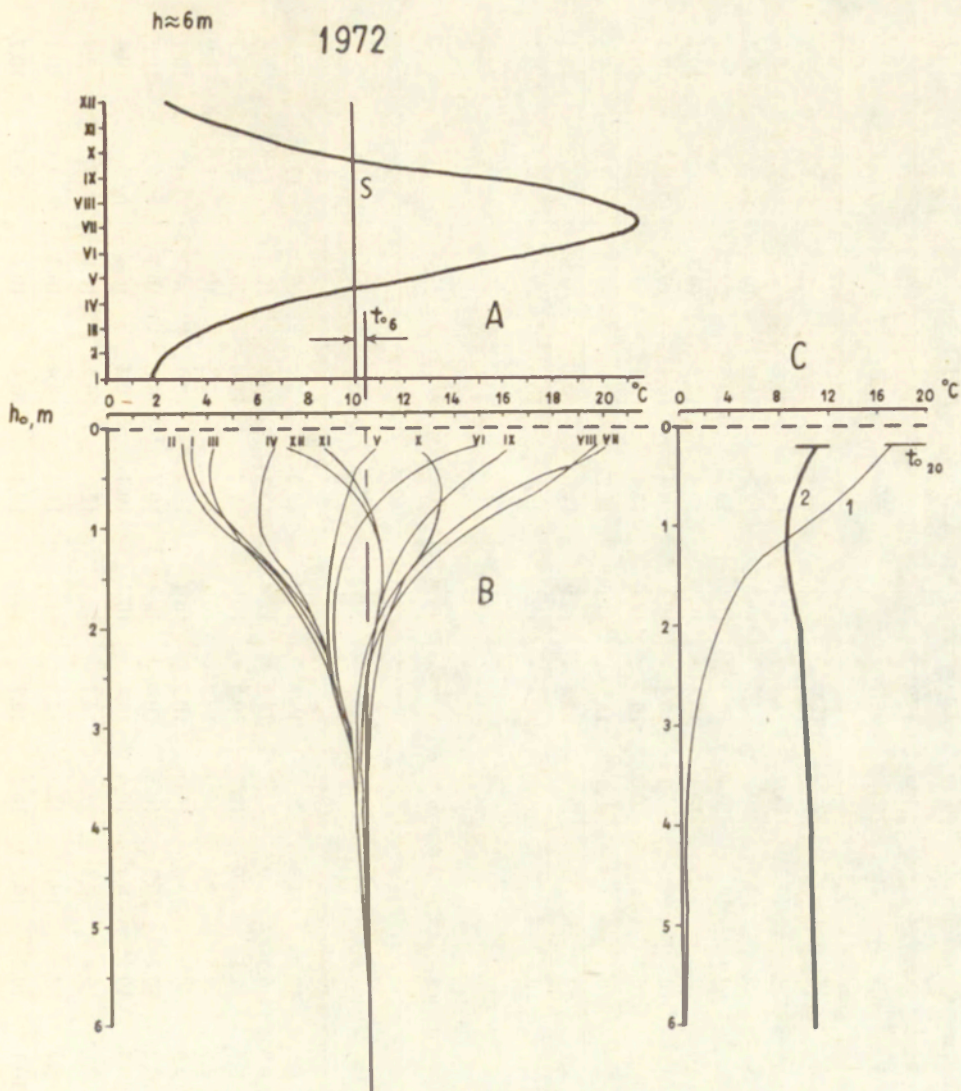
O ile dla jednometrowej warstwy osadów dennych 0,2—1,0 m wyniki comiesięcznych pomiarów nie odzwierciedlają warunków średnich, to dla warstw głębszych, przy dużej inercji cieplnej osadów są one zupełnie wystarczające. Z wykresów (ryc. 29 i 30) łatwo zauważyć, że pionowa zmienność temperatury jest bardzo regularna.

Dla okresu akumulacji ciepła w podłożu charakterystyczne są układy ze stratyfikacją anatermiczną (prostą), a przebieg poszczególnych krzywych (ryc. 29 i 30) i termoizobat (ryc. 31 i 32) ilustruje stopniowe ogrzewanie coraz to głębszych warstw osadów ze znacznym opóźnieniem w stosunku do warstw wyżej leżących. Opóźnienie to w końcu



Ryc. 29. Wykres średnich miesięcznych temperatur masy wodnej w 1971 r. (A), wykresy pionowego rozkładu temperatury osadów dennych (B), wykres rocznych amplitud temperatury (C_1), wykres średnich rocznych temperatur na poszczególnych głębokościach (C_2)

Diagram of average monthly temperatures of water masses in 1971 (A), diagrams of vertical temperature distribution of bottom deposits (B), diagram of annual temperature amplitudes (C_1), diagram of average temperatures at particular depths (C_2)



Ryc. 30. Rok 1972. Objasnienia jak do ryciny 29

The year 1972. Legend same as draw figure 29

dochodzi do 6 miesięcy na głębokości, na której zanikają roczne wahania temperatury.

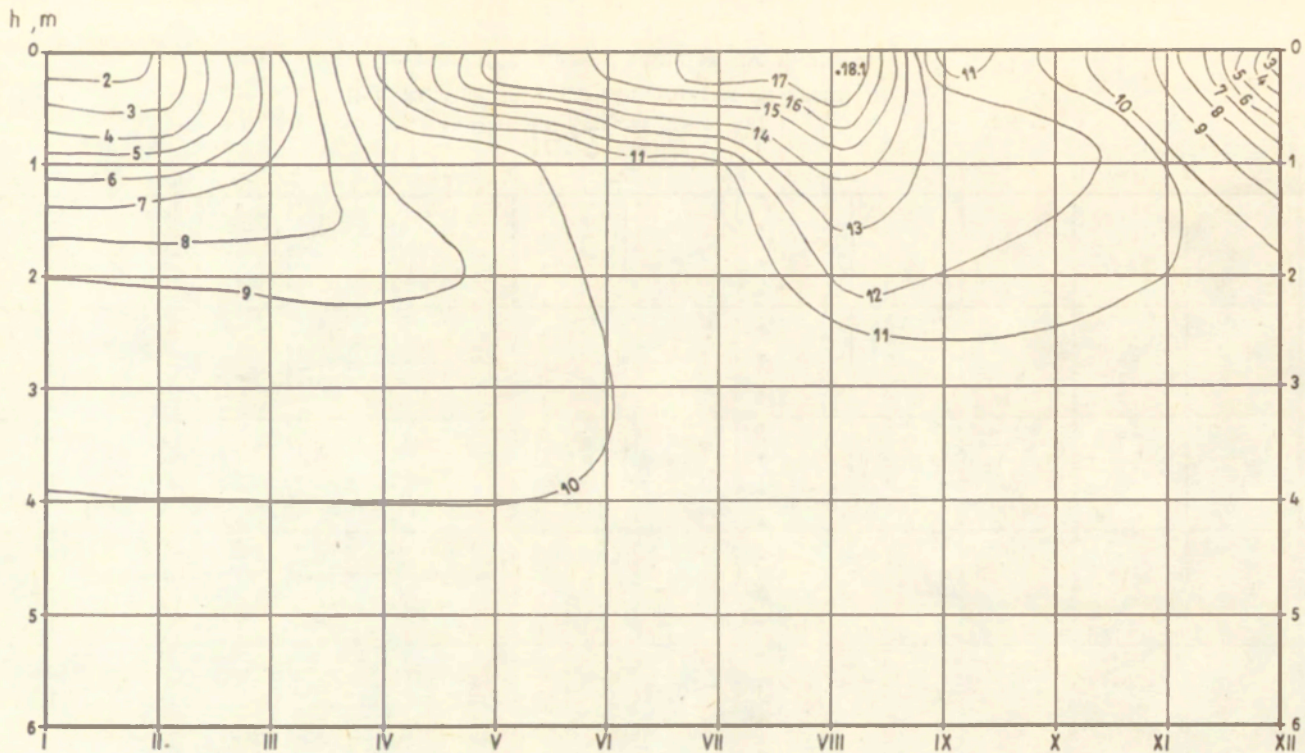
Stwierdzone roczne amplitudy temperatury osadów na głębokości 20 cm wahają się w granicach $16\text{--}17^{\circ}\text{C}$ i są bardzo bliskie rocznych amplitud temperatury masy wodnej. Na głębokości 1 m wynoszą już około 10°C (ryc. 29C, 30C, tab. 13, 14), a na 2 m $3,0\text{--}3,7^{\circ}\text{C}$. Gradient wynosi więc około $6\text{--}7^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Na 3 m amplitudy wahają się zaledwie od $0,7^{\circ}$ do $1,0^{\circ}\text{C}$. Podobne wartości stwierdza się jeszcze na głębokości 4,0 m ($0,5\text{--}0,6^{\circ}\text{C}$). Na głębszych poziomach roczne amplitudy tempe-

Tabela 13. Temperatura osadów dennych w zatokowej części jeziora Gopło w 1971 roku

Głębokość w m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\Delta t^{\circ}\text{C}$	Średnia roczna
0,20	2,0	2,3	3,0	11,1	15,2	16,8	17,2	18,4	9,8	11,5	8,0	2,8	16,4	9,8
1,0	5,6	5,4	5,0	9,1	9,6	10,7	11,0	14,4	12,8	12,5	10,0	7,5	9,3	8,6
2,0	9,0	8,9	9,0	8,6	9,2	10,1	10,2	12,3	11,9	11,5	11,0	10,5	3,7	10,2
3,0	9,9	9,8	9,8	9,8	9,9	10,1	10,1	10,3	10,5	10,4	10,3	10,3	0,7	10,1
4,0	10,1	9,8	9,8	10,0	10,0	10,0	10,1	10,4	10,4	10,4	10,3	10,3	0,6	10,1
5,0	10,3	10,2	10,2	10,3	10,3	10,3	10,3	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	0,2	10,3
6,0	10,4	10,4	10,3	10,3	10,3	10,3	10,3	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	0,1	10,4
0,2-3,0	6,6	6,6	6,7	9,6	10,9	11,9	12,1	13,9	11,0	11,2	9,8	7,8	7,3	9,8
0,2-6,0	8,2	8,1	8,2	9,9	10,7	11,2	12,2	12,4	10,9	11,0	10,1	8,9	4,3	10,1
3,0-6,0	10,3	10,2	10,0	10,1	10,1	10,2	10,2	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	0,4	10,3

Tabela 14. Temperatura osadów dennych w zatokowej części jeziora Gopło w 1972 roku

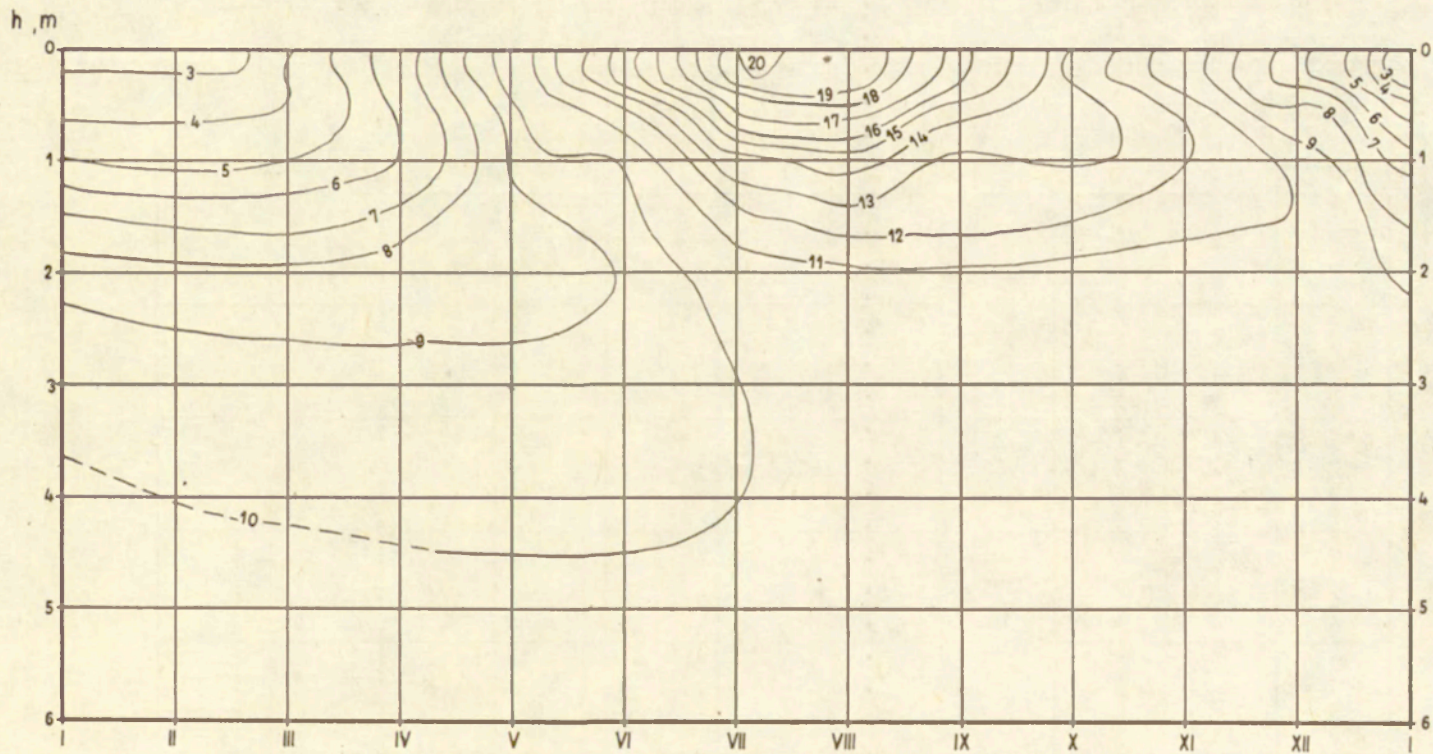
Głębokość w m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\Delta t^{\circ}\text{C}$	Średnia roczna
0,20	3,4	3,0	4,2	6,6	10,8	14,9	20,1	19,8	16,2	12,7	8,8	7,2	17,1	10,6
1,0	5,1	4,7	5,0	6,0	9,3	10,0	13,7	14,5	12,4	13,1	10,9	10,8	10,8	8,6
2,0	8,5	8,4	8,2	8,5	8,8	9,0	10,7	10,8	10,8	11,2	11,0	10,9	3,0	9,7
3,0	9,7	9,6	9,5	9,5	9,5	9,6	10,0	10,2	10,4	10,5	10,5	10,5	1,0	9,9
4,0	10,0	9,9	9,9	9,9	10,0	10,0	10,0	10,2	10,4	10,4	10,4	10,3	0,5	10,1
5,0	10,2	10,1	10,1	10,2	10,2	10,2	10,3	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	0,3	10,3
6,0	10,4	10,3	10,3	10,3	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	10,4	0,1	10,4
0,2-3,0	6,7	6,4	6,6	7,6	9,4	10,5	13,4	13,7	12,3	12,0	10,4	10,1	7,3	9,9
0,2-6,0	8,3	8,1	8,2	8,7	9,8	10,4	12,0	12,2	11,4	11,2	10,4	10,2	4,1	10,1
3,0-6,0	10,1	10,1	10,1	10,1	10,2	10,2	10,2	10,3	10,4	10,4	10,4	10,4	0,3	10,2



1971

Ryc. 31. Izotermy dla osadów dennych jeziora Gopło, wykreślone na podstawie wartości z comiesięcznych pomiarów w 1971 roku

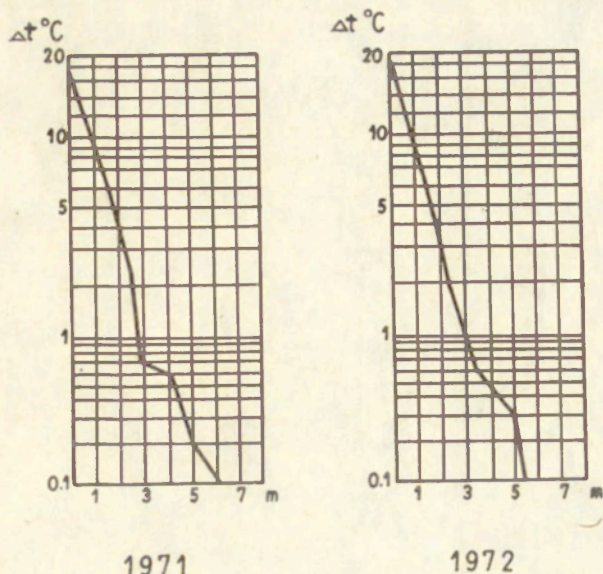
Isotherms for bottom deposits of Lake Gopło, traced on the basis of monthly measurements in 1971



1972

Ryc. 32. Rok 1972. Objaśnienia jak do ryciny 31

The year 1972. Legend same as for figure 31



Ryc. 33. Aktywna termicznie warstwa osadów dennych wyznaczona metodą A. W. Ogilviego

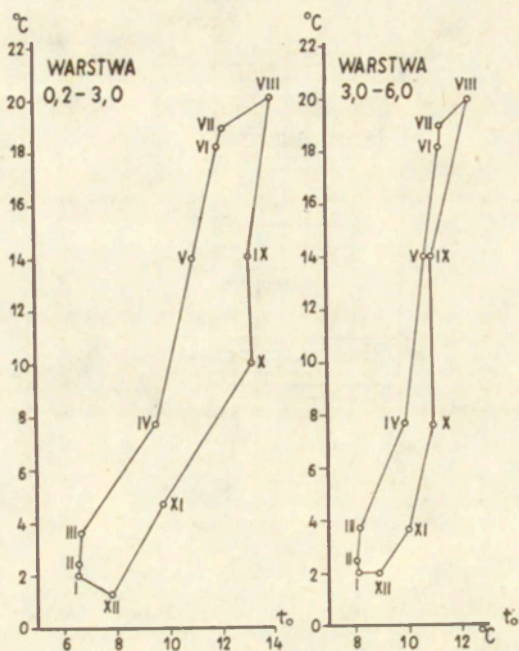
$\Delta t^{\circ}\text{C}$ — roczne amplitudy temperatury osadów dennych na poszczególnych głębokościach w 1971 i 1972 roku

The thermically active bottom deposit layer determined by the A. W. Ogilvi method

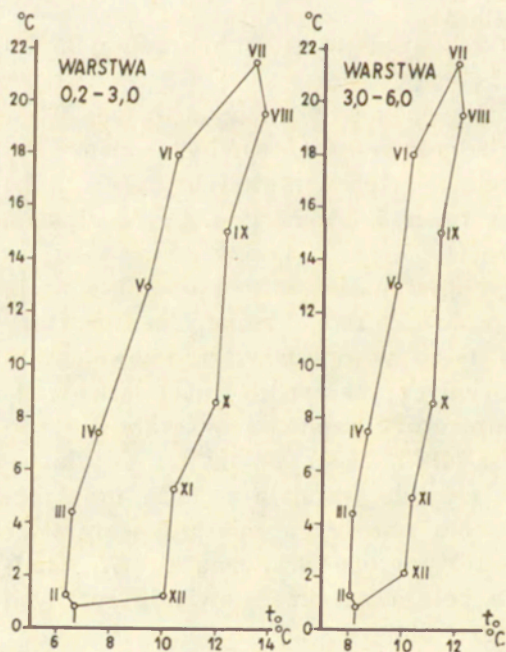
$\Delta t^{\circ}\text{C}$ — annual temperature amplitudes of bottom deposits at particular depths in 1971 and 1972

ratury są rzędu 0,1—0,3°C. I tak na głębokości 5 m wynoszą one 0,2—0,3°C, a na 6,0 m tylko 0,1°C. Dokładność wskazań sondy termistorowej jest $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$, dlatego też tę ostatnią wartość traktować należy jako 0°C. Podobne wartości cytowane są przez E. A. Birge'a, C. A. Judaya, M. W. Marcha (1928) i L. F. Forsza (1965, 1968). Osady dennie jako receptor zmian cieplnych zachodzących w masie wodnej charakteryzują się dużą inercją cieplną. Tak więc krótkotrwałe zmiany temperatury masy wodnej „zarejestrowane” są tylko w przypowierzchniowej warstwie osadów dennych. Z przedstawionych już rycin i tabel łatwo zauważyć, że największe zmiany temperatury zachodzą w warstwie 0—3,0 m. Stwierdził to też L. F. Forsz (1965, 1968). Uważa on, że dla jezior o głębokości do 10 m czynna cieplnie warstwa podłoża praktycznie ma miąższość około 3 m. W celu określenia miąższości warstwy aktywnej termicznie zastosowano też metodę graficzną A. W. Ogilviego (za: J. Paszczyk 1971), która polega na przedstawieniu rocznych amplitud na siatce logarytmicznej (ryc. 33).

Średnia roczna temperatura warstwy osadów 0—3,0 m w dwóch kolejnych latach 1971 i 1972 wynosi odpowiednio 9,8° i 9,9°C. Bliskie tych wartości są średnie roczne temperatury warstwy 3,0—6,0 m — 10,2°C. Średnia roczna temperatura na poszczególnych głębokościach



1971



1972

Ryc. 34. Związek średnich miesięcznych temperatur masy wodnej jeziora Gopło ze średnią temperaturą warstw osadów, 0,2–3 m i 3–6 m w 1971 i 1972 roku

Relation between average monthly temperatures of water masses of the Gopło Lake and average temperature of deposits 0,2–3 m and 3–6 m in 1971 and 1972

wynosi około 10°C. Charakteryzuje się ona małą zmiennością w poszczególnych latach (tab. 13, 14, ryc. 30, 31). Jedynie w warstwie 0—2,0 m zaznaczają się większe różnice.

ZWIĄZEK TEMPERATURY OSADÓW DENNYCH Z TEMPERATURĄ WÓD JEZIORNÝCH

Związek temperatury osadów dennych na głębokości 20 cm z temperaturą wód jeziornych został już wyżej omówiony. Poniżej przedstawiono związek średniej rocznej temperatury wód jeziornych ze średnią roczną temperaturą określonych warstw i temperaturą osadów na wybranych głębokościach.

Nad wykresami pionowego rozkładu temperatury w osadach (ryc. 29 B, 30 B) przedstawiono wykresy rocznego przebiegu temperatury masy wodnej (ryc. 29 A, 30 A) zaznaczając pionową linią jej średnią roczną temperaturę (*S*). Pomiędzy nią a linią zaznaczającą temperaturę osadów dennych na głębokości 6 m istnieje niewielka rozbieżność (0,5°C). Sprawdza się więc tu teoretycznie założona prawidłowość, że temperatura osadów na głębokości, na której zanikają roczne wahania temperatury, równa jest średniej rocznej temperaturze warstwy wody nad dnem. W rozpatrywanych przykładach pod uwagę wzięto średnią roczną temperaturę masy wodnej jeziora. Ta duża zbieżność analizowanych wartości (ryc. 29 A i B, 30 A i B) jest jednym z dowodów na polimiktyczny charakter masy wodnej jeziora Gopło. Na różnicę 0,5°C składa się szereg czynników, są to głównie: rozwarstwienie termiczne wody i procesy cieplne towarzyszące rozkładowi substancji organicznej. Nie bez znaczenia jest tu też błąd w określeniu średniej rocznej temperatury masy wodnej, jak również niedoskonałe aparatura i metody pomiaru. Na podstawie stwierdzonej prawidłowości można wysunąć wniosek, że wyniki pomiarów temperatury osadów dennych są najbardziej obiektywnymi wyjściowymi danymi dla termicznej klasyfikacji jezior.

Interesująco przedstawia się związek średniej miesięcznej temperatury masy wodnej ze średnią temperaturą warstwy osadów 0—3,0 m i 3,0—6,0 m (ryc. 34). Wartości te naniesione na diagramy korelacyjne połączone linią łamaną zakreślają typową pętlę. To samo graficzne ujęcie zjawiska związku temperatury powietrza z temperaturą masy wodnej nie pozwala na wykreślenie pętli obrazującej roczny cykl akumulacji i emisji ciepła w jeziorze Gopło. Jak już wielokrotnie podkreślano, jest to wynik polimiktycznego charakteru masy wodnej i nieokresowych zmian warunków pogodowych. Wypadkową wartością tych i innych wielkości jest określony stan termiczny osadów, będący wynikiem zmian zachodzących w masie wodnej. Inercyjne reagowanie osa-

dów na te zmiany daje w konsekwencji wyraźnie rozdzielony okres akumulacji i emisji ciepła w jeziorze. Szczególnie dobrze jest to widoczne dla warstwy osadów 0—3,0 m, znacznie słabiej natomiast zaznacza się dla warstwy 3,0—6,0 m.

ZASOBY CIEPŁA W CZYNNEJ CIEPLNIE WARSTWIE OSADÓW DENNYCH

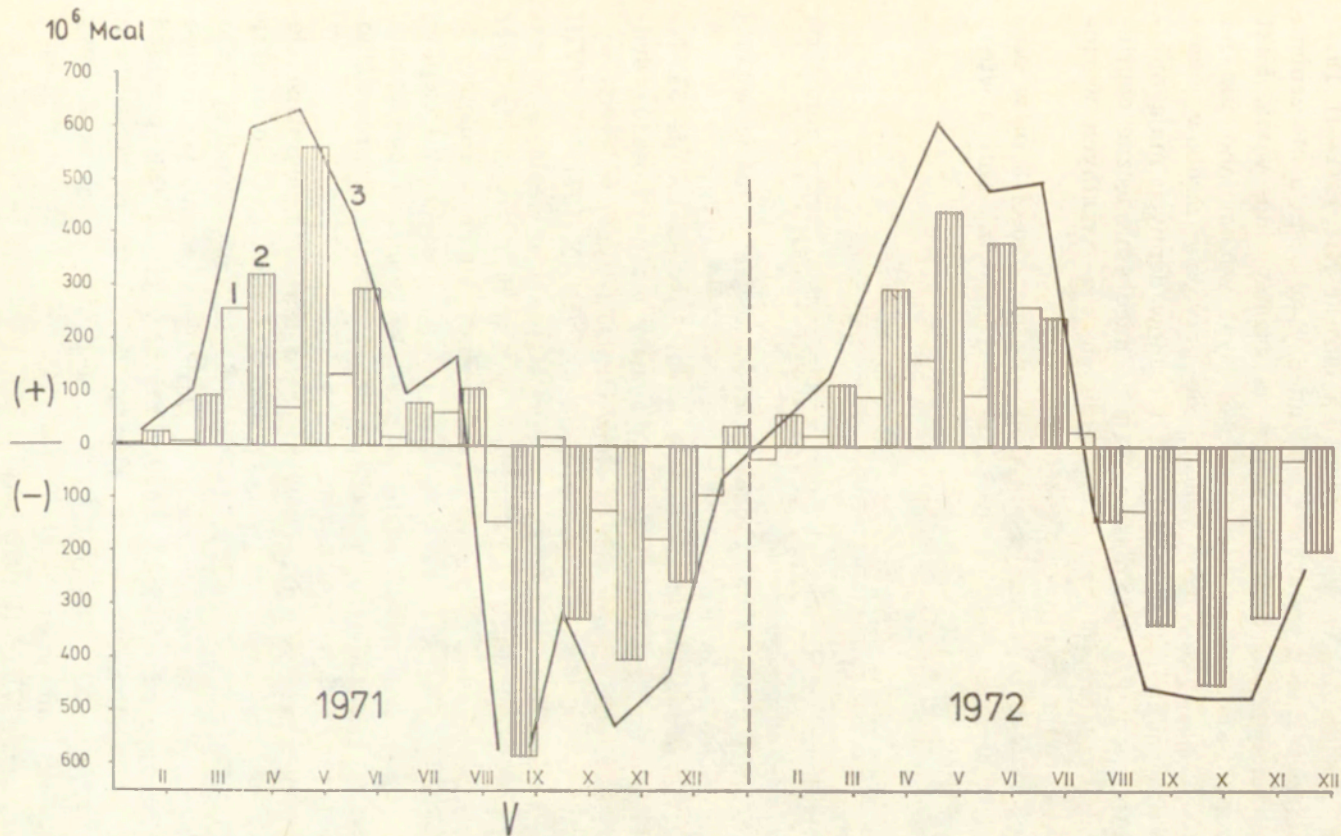
Objętość osadów dennych jeziora Gopło w warstwie 0—3 m wynosi 64,64 mln m³, co w porównaniu z masą wodną stanowi 82,3%, a warstwy osadów 0—6 m — „164,6%”. Stwierdzono, że największe zmiany temperatury osadów zachodzą w warstwie 0—3 m. Dla niej też obliczone zostały zasoby ciepła na podstawie wzoru S. N. Taczałowa (1968). Powierzchnię dna przyjęto za równą powierzchni zwierciadła wody, co nie jest zgodne z rzeczywistością, ale przy małym zróżnicowaniu głębokości, jakie ma jezioro Gopło, nie popełnia się istotnego błędu. Z powodu braku odpowiednich danych założono, że powierzchnia dna nie zmienia się przy wahaniach stanów wody i wynosi 2154,5 ha. Średni ciężar właściwy osadów w warstwie 0—3 m wynosi 1,5 g/cm³. Ciepło właściwe (c) osadów dennych wg P. P. Łazariewa (1923) wynosi 0.92 cal/g°C, przy wilgotności 85%, co jest zbliżone do warunków wilgotnościowych w przypadku jeziora Gopło.

Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że czynna termicznie warstwa osadów dennych jeziora Gopło jest bliska objętości jego masy wodnej. Osady denne z racji swej konsystencji (zawartości wody) stanowią środowisko pośrednie między masą wodną i podłożem mineralnym (lub osadami głębiej leżącymi, które uległy już znacznej kompaktacji).

W tabeli 15 przedstawione zostały wartości zasobów ciepła w 3-metrowej warstwie osadów dennych i dla porównania — zasoby ciepła w masie wodnej o temperaturze równej średniej miesięcznej.

Najwyższe zasoby ciepła osadów dennych stwierdzono w sierpniu 1971 r. (1139,93 10⁶Mcal) oraz w lipcu 1972 r. (1195,23 10⁶Mcal). Minimalne wartości przypadły na styczeń zarówno w 1971 r., jak też w 1972 i wynosiły odpowiednio 588,70 10⁶ oraz 597 10⁶Mcal. Średnie roczne zasoby ciepła w osadach w analizowanych latach są zbliżone do siebie, podobnie jak wartości ekstremalne, i wynoszą 869,53 10⁶ oraz 885,33 10⁶Mcal. Dokonano również przeliczenia zasobów ciepła w masie wodnej na jednostkę powierzchni. Jest to ilość ciepła zawarta w prostopadłościanie o podstawie 1 cm² i wysokości równej średniej głębokości jeziora. Obliczenia tego rodzaju wprowadził do limnologii E. A. Birge (1928), dają one możliwość obiektywnego porównania różnych jezior.

W tabeli 15 przedstawiono również miesięczne zmiany zasobów ciepła zarówno dla 3-metrowej warstwy osadów dennych, jak też dla masy wodnej jeziora. Na uwagę zasługuje fakt, że w okresie występo-



Ryc. 35. Miesięczne zmiany zasobów ciepła w trzymetrowej warstwie osadów dennych (1) i w masie wodnej (2) oraz wymiana ciepła masy wodnej z „otoczeniem”, tj. z atmosferą i poprzez adwekcję ciepła (3)
 Monthly changes of heat resources in a 3 m bottom deposit (1) wien the water masses (2) and the 'enviroment', i.e. the atmosphere and by heat advection (3)

wania pokrywy lodowej w masie wodnej wzrasta zasób ciepła. Jest to możliwe dzięki temu, że osady denne „oddają” wychłodzonej masie wodnej energię cieplną, „otrzymaną” od niej w lecie. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne w wartościach dla okresu XII 1971—II 1972. Straty ciepła związane z wymianą ciepła między jeziorem a otoczeniem są znacznie mniejsze od dopływu ciepła na granicy dno—woda. Fakt ten jest szeroko opisany w literaturze, o czym wspomniano już na wstępie pracy. Najwyższe międzymiesięczne przyrosty zasobów ciepła zarówno w przypadku masy wodnej, jak i osadów dennych mają miejsce w kwietniu i maju. Natomiast najwyższe międzymiesięczne obniżenia występują bezpośrednio po zaznaczeniu się maksymalnych wartości w lipcu i sierpniu oraz przed zlodzeniem.

Załóżmy, że w przypadku jeziora Gopło na głębokości 3 m w osadach brak jest wymiany ciepła z osadami niżej leżącymi. Można wtedy napisać równanie:

$$\Delta Q_w + \Delta Q_o = Q_a,$$

gdzie:

Q_a — wymiana ciepła masy wodnej z „otoczeniem”, tj. z atmosferą i przez adwekcję ciepła,

ΔQ_w i ΔQ_o — miesięczne zmiany zasobów ciepła w masie wodnej i w osadach dennych.

Wartości te zostały przedstawione w tabeli 15 i na rycinie 35. Na uwagę zasługuje fakt zgodności znaków dla masy wodnej i osadów dennych w miesięcznych przyrostach zasobów ciepła. Jedynie w trzech wypadkach zgodności tej nie stwierdzono. Są to: VIII/IX 1971 i VII/VIII 1972, kiedy to w osadach stwierdzono przyrost zasobów ciepła, a w masie wodnej jej straty, oraz I/II 1972, kiedy wystąpiły straty ciepła przez osady, a wzrost zasobu ciepła w masie wodnej. Należy pamiętać, że ujemna wartość ΔQ_o świadczy o tym, że pewna ilość energii cieplnej została oddana masie wodnej, gdyby więc straty ciepła na powierzchni wody były mniejsze od wyżej wyszczególnionej wartości, doprowadziło by to do wzrostu zasobów ciepła w masie wodnej.

Jak wynika z wartości przedstawionych w tabeli 15, wymiana ciepła między osadami dennymi a masą wodną jeziora ΔQ_o oddziałuje w znacznym stopniu na zmiany zasobów ciepła masy wodnej jeziora ΔQ_w . Stwierdzić to można zarówno w okresie letnim, jak i zimowym, porównując bezwzględne zmiany zasobów ciepła. Na przykład: $\Delta Q_o = 0,44$ kcal/cm² mies. = 258,8⁰/o, zaś $\Delta Q = 17$ kcal/cm² mies. = 100⁰/o w XII 1971 i I 1972 r., jest to więc okres zimowy. $\Delta Q_o = 1,24$ kcal/cm² mies. = 113⁰/o, zaś $\Delta Q_w = 1,10$ kcal/cm² mies. = 100⁰/o w okresie VI i VII 1972 roku.

Wartości wymiany ciepła osadów dennych (0—3 m) i masy wodnej z otoczeniem (Q_a) zostały również przeliczone na ilość ciepła, jaką one

Tabela 15. Zasoby ciepła w 3-metrowej warstwie osadów dennych i w masie wodnej, oraz próba obliczenia wymiany ciepła osadów dennych i masy wodnej z „otoczeniem” wg zasad omówionych w tekście

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Średnia roczna	
1971														
Q_o 10 ⁶ Mcal	588,70	588,70	597,62	857,28	972,33	1061,54	1078,28	1139,93	981,12	998,00	875,12	695,73	869,53	
Q_o 10 ⁶ Mcal miesiąc	0,0	+8,92	+259,66	+70,05	+134,21	+16,74	+61,65	-148,81	+16,88	-122,88	-179,39	-98,11		
Q_w 10 ⁶ Mcal	167,15	190,75	285,34	625,50	1186,68	1479,43	1560,29	1669,88	1086,29	757,02	351,25	93,71	787,77	
Q_w 10 ⁶ Mcal miesiąc	+23,60	+94,59	+340,16	+561,18	+292,75	+80,86	+109,59	-583,59	-329,27	-405,77	-257,54	+36,71		
Q_a 10 ⁶ Mcal miesiąc	+23,60	+103,51	+599,82	+631,23	+426,96	+97,60	+171,24	-732,40	-312,39	-528,65	-436,93	-61,40		
1972														
Q_o 10 ⁶ Mcal	597,62	570,86	588,70	677,89	839,44	936,56	1195,23	1221,99	1097,11	1070,04	927,64	900,88	885,33	
Q_o 10 ⁶ Mcal miesiąc	-26,76	+17,84	+89,19	+161,55	+97,12	+258,67	+26,76	-124,88	-27,07	-142,40	-26,76			
Q_w 10 ⁶ Mcal	130,42	190,32	302,25	597,10	1040,00	1421,49	+237,91	1659,40	1518,08	1179,48	690,78	364,95	771,46	
Q_w 10 ⁶ Mcal miesiąc	+59,90	+111,93	+294,85	+442,90	+381,49	+141,32	-338,60	-488,70	-488,70	-325,83	-201,67			
Q_a 10 ⁶ Mcal miesiąc	+33,14	+129,77	+384,04	+604,45	+478,61	+496,58	-114,56	-463,48	-475,77	-468,23	-228,43			
1971														
* Q_o Kcal/cm ²	2,73	2,73	2,79	3,99	4,51	4,93	4,96	5,29	4,55	4,63	4,09	3,23		
Q_w Kcal/cm ²	0,78	0,89	1,32	2,90	5,51	6,87	7,24	7,75	5,04	3,50	1,63	0,44		
Q_o Kcal/cm ² miesiąc	0,0	+0,06	+1,20	+0,52	+0,42	+0,03	+0,33	-0,74	+0,08	-0,54	-0,86	-0,44		
Q_w Kcal/cm ² miesiąc	+0,11	+0,43	+1,58	+2,61	+1,36	+0,37	+0,51	-2,71	-1,54	-1,87	-1,19	+0,17		
Q_a Kcal/cm ² miesiąc	+0,11	+0,49	+2,78	+3,13	+1,78	+0,40	+0,84	-3,45	-1,46	-2,41	-2,05	-0,27		
Q_a cal/cm ² doba	+3,7	+16,6	+91,1	+102,6	+58,4	+12,9	+27,5	-113,1	-47,9	-79,0	-67,2	-8,7		
1972														
Q_o Kcal/cm ²	2,79	2,64	2,73	3,00	3,79	4,33	5,57	5,69	5,11	4,99	4,29	4,18		
Q_w Kcal/cm ²	0,61	0,88	1,40	2,77	4,82	6,60	7,70	7,05	5,47	3,21	1,69	0,79		
Q_o Kcal/cm ² miesiąc	-0,15	+0,09	+0,27	+0,79	+0,54	+1,24	+0,12	-0,58	-0,12	-0,70	-0,11			
Q_w Kcal/cm ² miesiąc	+0,27	+0,52	+1,37	+2,05	+1,78	+1,10	-0,65	-1,58	-2,26	-1,52	-0,90			
Q_a Kcal/cm ² miesiąc	+0,12	+0,43	+1,64	+2,84	+2,32	+2,30	-0,53	-2,16	-2,38	-2,22	-1,01			
Q_a cal/cm ² doba	+4,0	+14,3	+53,7	+93,1	+76,1	+75,4	-17,1	-70,8	-78,0	-72,8	-33,1			

* Zasób ciepła wyrażony na jednostkę powierzchni obliczony został wg zasady przedstawionej po raz pierwszy przez E. A. Birge'a (1928). Jest to, jak to wynika z obliczeń, ciepło zakumulowane w prostopadłościanie o podstawie 1 cm² i wysokości równej średniej głębokości jeziora.

akumulują lub emitują w kaloriach na cm^2 powierzchni jeziora w ciągu doby (tab. 15).

Stosunkowy duży udział osadów dennych w wymianie ciepła wydaje się jedną z typowych cech polimiksji masy wodnej. Otrzymane wyniki pozwalają na wysunięcie wniosku, że badania nad termiką jezior płytkich, bez stałego uwarstwienia termicznego, powinny obejmować czynną termicznie warstwę podłoża, której rola najwyraźniej zaznacza się w okresie zlodzenia.

V. KILKA UWAG NA TEMAT TERMIKI OSADÓW DENNYCH WYBRANYCH JEZIOR POJEZIERZA WIELKOPOLSKO-KUJAWSKIEGO

Badania prowadzone na wybranych jeziorach Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego miały charakter rekonesansowy. Objęto nimi 7 jezior o różnej wielkości i różnych warunkach fizjograficznych.

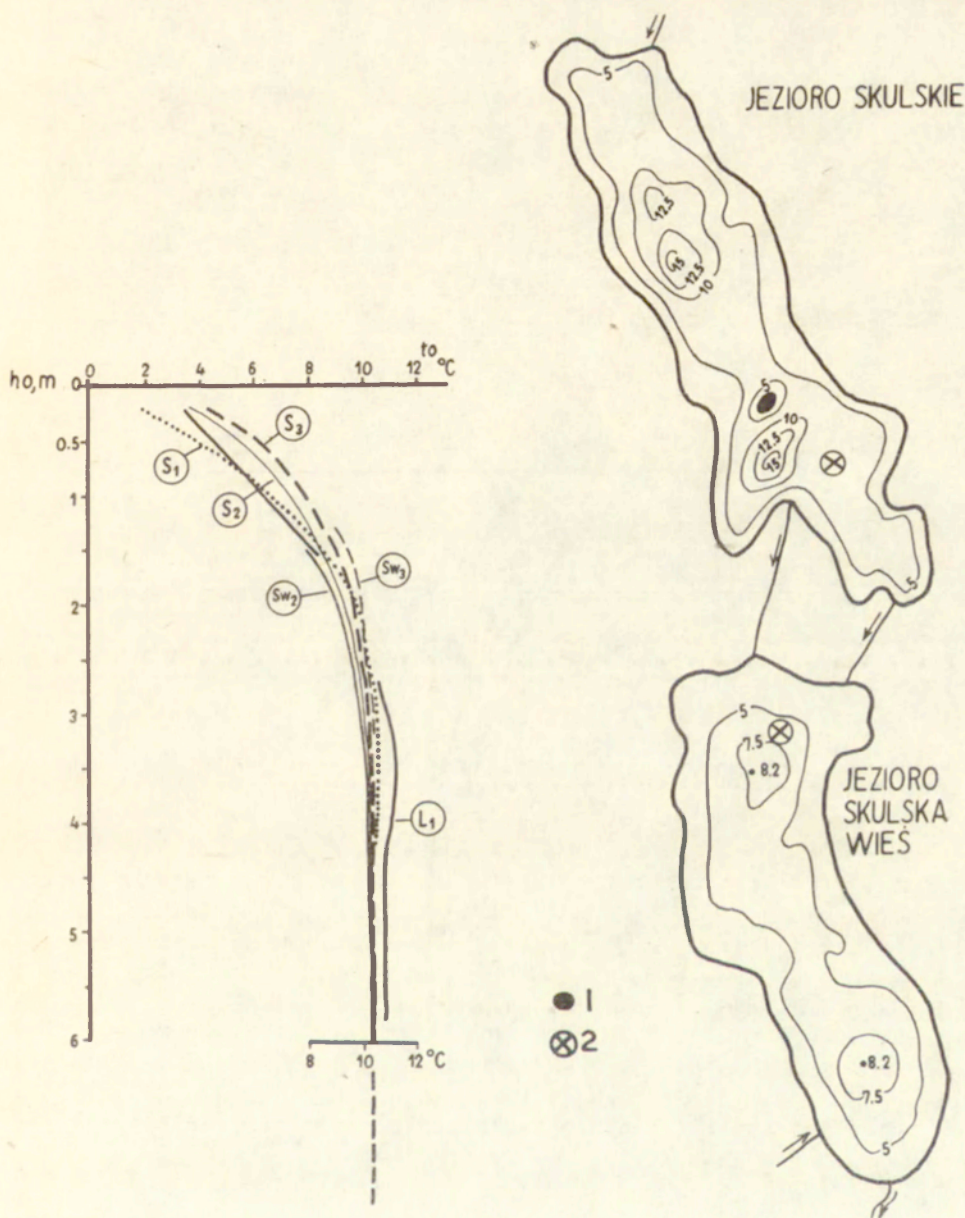
Poniżej ograniczono się tylko do omówienia wartości temperatury osadów na głębokości 5 m, która (temperatura) praktycznie nie zmienia się w ciągu roku i odpowiada średniej rocznej temperaturze warstwy wody nad dnem, a w przypadku jezior polimiktycznych średniej rocznej temperaturze masy wodnej. Jak już wspomniano, na ogół jezioro składa się z szeregu umownych mas wodnych o zróżnicowanej mikcji. Brak odpowiednich danych nie pozwolił na przeprowadzenie takiej analizy, jak w przypadku jeziora Gopło, gdzie określono przeważający charakter mikcji.

Wartości temperatury osadów na głębokości 5,0 m we wszystkich jeziorach są różne. W jeziorach Skulskich (Skulskie i Skulska Wieś), (M. Grześ, A. T. Jankowski 1975) temperatura osadów wynosi 10,4°C (ryc. 36), jest więc zbliżona do wartości z jeziora Gopło. Zaznaczyć należy, że pomiary wykonywane były tu na podobnej głębokości (5—6 m). Jeziora te znajdują się w odległości kilku kilometrów od jeziora Gopło, podobnie jak małe Jezioro Lubstowskie (długość maksymalna około 100 m, głębokość maksymalna około 1,5 m), w którym jednorazowym pomiarem stwierdzono temperaturę osadów (5,0 m) 10,9°C.

Druga grupa badanych jezior znajduje się w okolicy Włocławka. Są to: Jezioro Wikaryjskie (powierzchnia 65,9 ha, objętość 2,8 mln m³), Jezioro Czarne (powierzchnia 6,8 ha, objętość 1,5 mln m³) oraz jezioro Łuba o maksymalnej głębokości około 2,0 m.

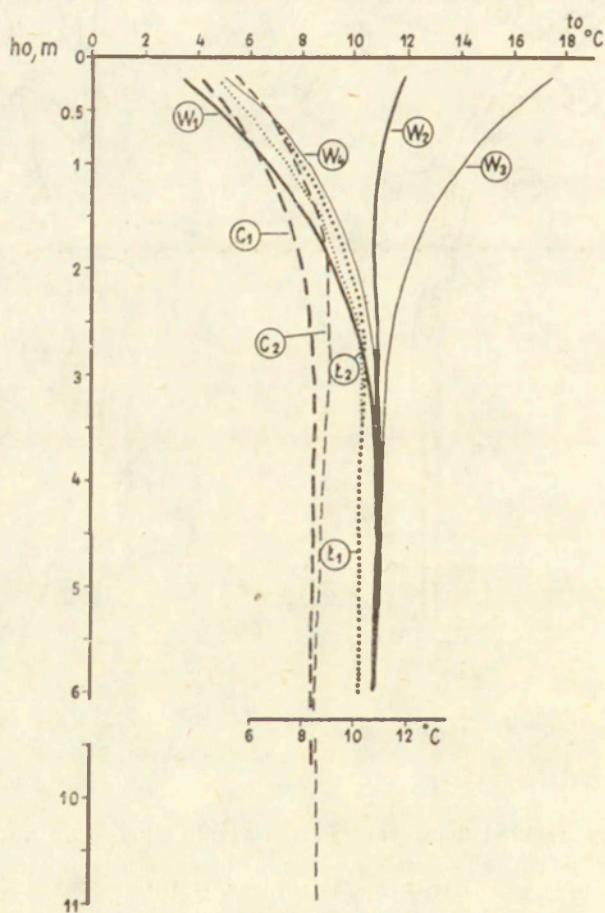
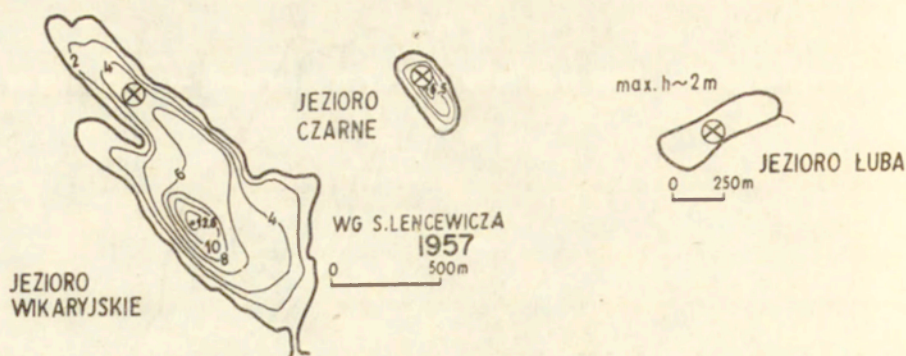
Wszystkie są jeziorami śródleśnymi o podobnych warunkach fizjograficznych. Jezioro Wikaryjskie z racji swej wielkości ma lepsze warunki do dynamicznego mieszania masy wodnej, następnie jeziora Łuba i Czarne. Ma to swoje odzwierciedlenie w wartościach temperatury osadów na głębokości 5,0 m (ryc. 37). Osady denne Jeziora Czarne mają temperaturę około 8,5°C, Łuby 10,2°C, Jeziora Wikaryjskiego 10,8°C.

Ostatnim z analizowanych jezior jest Pałnowskie. Jest ono o tyle



Ryc. 36. Pionowy rozkład temperatury w styczniu 1971—1973 osadów dennych Jezioro Skulskie: S₁ — 1971, S₂ — 1972, S₃ — 1973; Jezioro Lubstowskie L₁ — 1973; jez. Skulska Wieś: Sw₂ — 1972, Sw₃ — 1973.
1 — wyspy; 2 — miejsce pomiaru

Vertical temperature distribution in January 1971—1973 of bottom deposits Lake Skulskie: S₁ — 1971, S₂ — 1972, S₃ — 1973; Lake Lubstowskie: L₁ — 1973; Lake Skulska Wieś: Sw₂ — 1972, Sw₃ — 1973.
1 — islands; 2 — measurement points

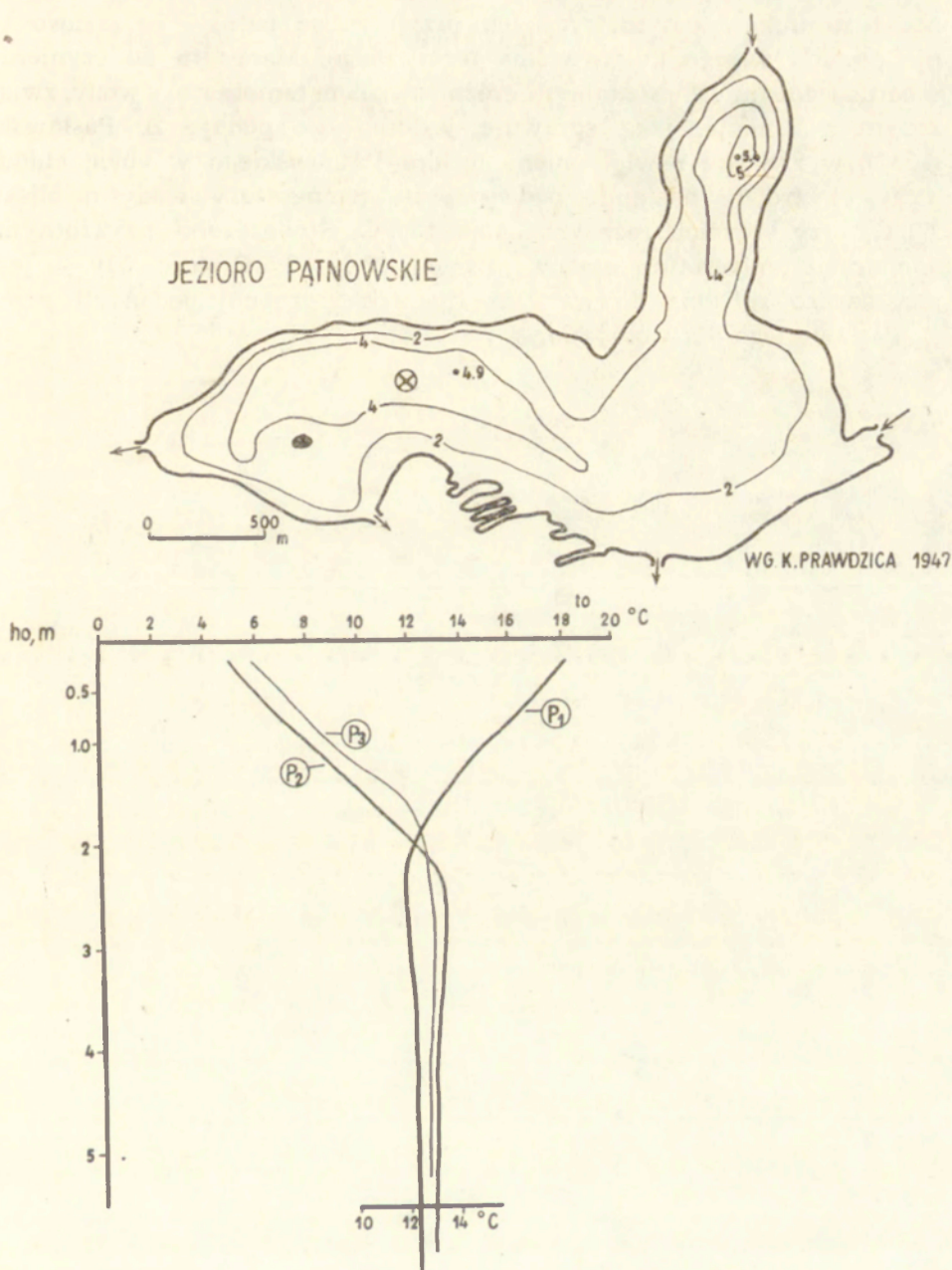


Ryc. 37. Pionowy rozkład temperatury osadów dennych

Jezioro Czarne: C₁ — I 1972, C₂ — I 1973; Jezioro Wikaryjskie: W₁ — I 1972, W₂ — V 1972, W₃ — VII 1972, W₄ — I 1973; jez. Łuba: Ł₁ — I 1972, Ł₂ — I 1973

Vertical temperature distribution of bottom deposits

Lake Czarne: C₁ — I 1972, C₂ — I 1973; Lake Wikaryjskie: W₁ — I 1972, W₂ — V 1972, W₃ — VII 1972, W₄ — I 1973; Lake Łuba: Ł₁ — I 1972, Ł₂ — I 1973



Ryc. 38. Pionowy rozkład temperatury osadów dennych Jeziora Pątnowskiego

P_1 — X 1971, P_2 — I 1972, P_3 — I 1973

Vertical temperature distribution of bottom deposits in Lake Pałnowskie

P_1 — X 1971, P_2 — I 1972, P_3 — I 1973

ciekawe, że znajduje się w obiegu chłodniczym elektrowni Konin. Jego maksymalna głębokość wynosi 4,9 m, średnia 2,6 m, powierzchnia 304,3 ha, objętość 7,9 mln m^3 (K.: Prawdźic 1947). Z charakteru otocze-

nia i stosunków batymetrycznych przypuszczać należy, że jezioro to nie posiada stałego uwarstwienia termicznego. Mamy tu do czynienia z bardzo dużym horyzontalnym zróżnicowaniem temperatury wody, związanym z funkcją, jaką sprawuje jezioro. Jak podaje Z. Pasławski (1967), w związku z włączeniem Jeziora Pątnowskiego w obieg chłodniczy elektrowni nastąpiło podwyższenie temperatury wody o blisko $2,0^{\circ}\text{C}$, przy średnich rocznych około $13,0^{\circ}\text{C}$. Stwierdzono trzykrotnymi pomiarami temperaturę osadów denych $12,2\text{--}12,5^{\circ}\text{C}$ (ryc. 38) — jest ona bardzo zbliżona do wartości średnich rocznych, podanych przez Z. Pasławskiego dla wód jeziora.

VI. UWAGI KOŃCOWE

Większość badań została przeprowadzona na jeziorze Gopło, którego masa wodna posiada polimiktyczny charakter. W jeziorach tego typu brak jest w zasadzie ogólnie przyjmowanych w grupie jezior holomiktycznych dwóch charakterystycznych momentów: homotermii wiosennej i jesiennej. Dlatego też między innymi omówiono tak szczegółowo reżim termiczny i cieplny tych jezior w oparciu o literaturę i wyniki pomiarów jeziora Gopło.

Dane te posłużyły jako podstawowy i wyjściowy materiał do przedstawienia zagadnienia termiki osadów dennych, zasobów ciepła oraz wymiany ciepła między osadami a masą wodną jeziora. Warstwa osadów dennych, w której zachodzą istotne roczne zmiany temperatury, ma miąższość około 3 m i jest z punktu widzenia procesów cieplnych integralną częścią jeziora. Ciepło zakumulowane w osadach dennych w okresie letnim w znacznym stopniu „modeluje” reżim termiczny jeziora podczas zlodzenia do momentu, w którym rozpoczyna się podłodowe ogrzanie (powstanie dychotermii).

Stwierdzono szereg ścisłych związków zachodzących pomiędzy procesami termicznymi w masie wodnej jeziora a procesami termicznymi w osadach dennych. Ogromna większość pomiarów temperatury wód jeziornych prowadzona jest tylko do dna. Przy pomiarach temperatury górnej warstwy osadów na ogół stosowane są końcówki termometrów elektrycznych, które nie nadają się do tego celu. Nie spełniają one podstawowego warunku, jakim jest stała określona głębokość pomiaru. Już pomiary temperatury w kilkunastocentymetrowej warstwie pelogenu dają szereg interesujących wyników. Stwierdzono związek temperatury osadów dennych (na głębokości 20 cm) z głębokością wody w danym miejscu. Zarówno ta prawidłowość, jak i różnica temperatury pomiędzy temperaturą osadów na głębokości 20 cm a temperaturą warstwy wody nad dnem może być jednym ze wskaźników przy określaniu miksji jeziora i jej zróżnicowania w danym zbiorniku. W okresie akumulacji ciepła przebieg temperatury osadów na głębokości 20 cm naśladuje kształt przekroju pomiarowego, a w okresie emisji ciepła — kształt przekroju odwróconego. Wzajemny układ linii przekroju pomiarowego i linii obrazującej przebieg temperatury osadów na głębokości

20 cm wskazuje na kierunek wymiany ciepła między osadami dennymi i masą wodną.

Badania na jeziorze Gopło wykazały, że temperatura osadów na głębokości 5,0—6,0 m odpowiada z dużym przybliżeniem średniej rocznej temperaturze wody na głębokości 40 cm. Duża zbieżność tych wartości jest jednym z dowodów na polimiksję. Podobne zjawisko stwierdzono w Jeziorze Pątnowskim. W przypadku istnienia dużych różnic pomiędzy średnią roczną temperaturą masy wodnej i temperaturą osadów na wspomnianej głębokości mamy do czynienia z termicznym rozwarstwieniem w jeziorze. Tak więc temperatura osadów dennych może być jednym z najbardziej obiektywnych wskaźników w termicznej klasyfikacji jezior. W zasadzie wystarczy przeprowadzić jedną serię pomiarów na badanych jeziorach, aby wskazać różnicę w ich reżimie termicznym. Obserwacje wybranych jezior Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego potwierdziły słuszność założenia, że wyniki pomiarów temperatury osadów mogą być jednym z głównych kryteriów klasyfikacyjnych w termicznych typologiach wód stojących.

Wartości temperatury osadów mogą z jednej strony być wykorzystane przy ocenie miksji i termicznego rozwarstwienia masy wodnej, z drugiej zaś strony — przy przybliżonym określaniu średniej rocznej temperatury masy wodnej, głównie jezior polimiktycznych. W przypadku jezior holomiktycznych będzie to średnia roczna temperatura warstwy wody nad dnem. W takim ujęciu badania nad termiką osadów dennych mogą mieć duże praktyczne znaczenie w związku z coraz to częstszym włączaniem jezior w obiegi chłodnicze urządzeń przemysłowych.

LITERATURA

- Bajerlein J., 1926, *Kilka spostrzeżeń nad termiką jezior Wielkopolski w porze letniej*, Bad. Geogr. Poznań.
- 1954, *Rola jezior w bilansie wodnym dorzecza Odry*, Prz. Geogr., t. 26, z. 2.
- 1959, *Kilka uwag dotyczących badań jeziornych (z doświadczeń stacji limnologicznej w Wągrowcu)*, Prz. Geogr., t. 22, z. 2.
- Bakastow S. S., 1960, *Niekotoryje dannyje po donnym tiempieraturam Rybinskogo wodochraniliszczu w podlednyj pieriod*, Biul. Inst. Biol. Wodochr., nry 8—9.
- 1964, *Tiepłozapas w gruntach wodojemow i mietody jego opriedielenija*. So-wieszcz. po wopr. kruzgow. i enierгии w oziern. wodochraniliszcz., Tiez. dokl. Bajkał. Limn. St.
- 1965, *Raspriedielenije i dinamika tiempieratury dna Rybinskogo wodochraniliszczu w zimnij pieriod*, [w:] *Dynamika wodnych mass wodochr.*, Izdat. „Nauka”, Moskwa.
- Berger F., 1955, *Die Dichte natürlicher Wässer und die Konzentrationsstabilität in Seen*, Arch. für Hydrob. (Suppl. B. 22).
- Birge E. A., Juday C. A., March M. W., 1928, *The Temperature of Bottom Deposits of Lake Mendota*, Trans. Wisc. Acad. Sci., 23, s. 187—231.
- Bogosłowski B. B., 1960, *Oziewiedienije*, Izdat. Mosk. Uniw., Moskwa.
- Bogosłowski B. B., Murawiejski S. D., 1955, *Oczerki po czerowiedieniju*, Izdat. Mosk. Uniw., Moskwa, s. 65.
- Bojanowicz M., 1970, *Termika wód jeziornych w Polsce i ocena zasobów ciepła w jeziorach*, PIHM, Zakład Fizyki Wody, Mat. nr 676, Warszawa, s. 23.
- 1971, *Water Temperature and Heat Resources of the Lake Jeziorak*, Zesz. Nauk. UMK w Toruniu, ser. Nauki Mat. Przry., z. 27, Prace Limnologiczne, ss. 3—13.
- Brasławski A. P., Wikulina Z. A., 1954, *Normy isparienija z powierchnosti wodochraniliszcz*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Bułatow S. N., 1968, *O raszczetie pritoka tiepla k niżnej powierchnosti ledianogo pokrowa wodochraniliszcz zimoj*, Trudy GMS, wyp. 17, Gidromietieoizdat, Leningrad, ss. 38—46.
- Chojnowski S., 1964, *O dobowej zmienności temperatury wody jeziornej, IV Zjazd Hydrobiologów Polskich w Olsztynie, Streszczenia referatów*, Warszawa, s. 12.
- 1967, *Uwagi o zmianach temperatury wody jeziornej*, Wiad. Śl. Hydrol.-Meteorol., t. 3, (15), z. 1, (69).
- Chomskis W., 1969, *Dynamika i tiermika małych ozier*, Izdat. „Mintis”, Vilnius, ss. 150—151, 154.
- Donczenko R. W., 1971, *Ledowyj rieżim wodochraniliszcz SSSR*, Trudy GUGS, wyp. 187: *Issledowanija ledogo rieżima riek i wodochraniliszcz*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Dubrowin T., 1961, *Bilans wodny zlewni Noteci oraz układ sieci rzecznej na tle hipsometrii*, Bydgoszcz, maszynopis.
- Faust C., 1955, *Obliczenie ilości wody dopływającej do Gopła*, Wiad. Śl. Hydrol.-Meteorol., t. 4, z. 5.

- Filatowa T. N., 1962, *Niekotoryje osobienności tiermiczeskiego rieżima matych ozier w pieriod*, Trudy GGI, wyp. 85, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Forsz L. F., 1965, *Rol ilowej tolszczi w formirowanii tiepłogo rieżima oziera Wielikogo*, Izw. Wsiech. Geogr. Obszcz., t. 97, wypr. 4, Moskwa, s. 358—363.
- 1968, *Tiermiczeskij rieżim tiepłowej bilans i rol ilowej tolszczi w ich tiepłowam budżetie*, [w:] *Oziera razlicznych landszaftow S-Z SSSR*, wyp. 1, Leningrad, ss. 166—208.
- Forsz L. F., Matreninska Z. D., 1975, *Tiermiczeskij i tiepłowej rieżim*, [w:] *Bolszije oziera Kolskogo połuostrowa*, ss. 35—45, Akad. Nauk SSSR, Inst. Ozielowidienija, Izdat. „Nauka”, Leningrad.
- Gieysztor M., 1960, *On the Thermal Conditions of the Littoral Zone of Lakes*, Pol. Arch. Hydrob. i Ryb., 8, Warszawa, ss. 75—148.
- Głanc Z., 1969, *Bilans cieplny zbiorników wodnych dla warunków klimatycznych Polski*, cz. I, Inst. Energ., Warszawa, maszynopis.
- 1970, *Bilans cieplny zbiorników wodnych dla warunków klimatycznych Polski*, cz. II, Inst. Energ., Warszawa, maszynopis.
- Gołębiewski R., 1972, *Osady denne Jezior Raduńskich*, maszynopis pracy doktorskiej w Inst. Geogr. Uniw. Gdańskiego.
- Gould H., 1957, *Charakter of Accumulated Sediment*. Comp. Surv. of Lake Mead 1948—1949, Washington.
- Grysiński A., 1964, *Pomiary temperatury wody rzek i jezior przeprowadzone przez Szwedzki Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny*, Gazeta Obserwatora PIHM, z. 4, Warszawa, ss. 11—13.
- Grześ M., 1972, *O piętrzeniu jezior w dorzeczu górnej Noteci*, Gospodarka Wodna, z. 4, Warszawa, ss. 136—137.
- 1973, *Metodyka i wstępne wyniki badań nad termiką osadów dennych jeziora Gopło*, Prz. Geogr., t. 45, z. 1, ss. 119—133.
- 1974, *Badania nad termiką i złodzeniem jeziora Gopło*, Dok. Geogr., z. 3, ss. 57.
- 1976, *Krótkookresowe zmiany temperatury wód jeziornych i stabilności masy wodnej w świetle punktowych pomiarów na jeziorze Gopło*, Prz. Geogr., t. 48, z. 3, ss. 435—455.
- Grześ M., Jankowski A. T., 1975, *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w badaniach zjawisk lodowych na przykładzie jeziora Gopło*, Zesz. Nauk. UMK, Geografia, XI, z. 35, Toruń, ss. 145—154.
- Horie S., 1972, *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocen*, first edition, edited by author.
- Huang K. J., 1971, *The Thermal Bar*, Great Lakes Res. Div., University of Michigan, vol. 4, Contains Contributions from the Great Lakes Divisions with appeared during the years 1971, Michigan, ss. 83—107.
- Hughes G. H., 1967, *Analisis of Techniques Used to Measure Evaporation from Salton Sea*, California Geolog. Survey Prof. Paper, 272 H, Washington.
- Hutchinson G. E., 1957, *Treatise on Limnology*, vol. 1, *Geography, Physics and Chemistry*, New York—London, ss. 426—540.
- Instytut Rybactwa Śródlądowego, 1959, *Plan batymetryczny jeziora Gopło*, Olsztyn.
- Jankowska B., 1974, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności okolic jeziora Gopło*, maszynopis pracy doktorskiej w Instytucie Biologii UMK.
- Johnson N. M., Likens G. E., 1967, *Steady — State Thermal Gradient in the Sediments of Meromictic Lake*, Journal of Geophysical Research, vol. 72, nr 12, ss. 3049—3052.
- Jurak D., 1972, *Bilans cieplny jezior i jego zmiany pod wpływem zrzutów wód podgrzanych*, Prace PIHM, z. 107, Warszawa.

- Kalinowska K., 1961, *Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce*, Prz. Geogr. t. 33, z. 3, ss. 511—518.
- Kącki E., 1957, *Termokinetyka*, Wyd. Nauk.-Techniczne, Warszawa, ss. 9—14.
- Keller H., 1896, *Der Oderstrom*, t. 3, Wyd. D. Keimer, Berlin, ss. 922—923.
- Kiriłowa T., 1956, *Radiacyjnyj balans wodnoj powierzchni*, Trudy GG, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Kondracki J., 1952, *Obserwacje nad termiką jeziora Niegocin na Stacji Naukowej Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Giżycku (1949—1951)*, Prz. Geogr., t. 24, z. 3.
- Korytnikowa N. N., 1940a, *O prognozie zimnich temperatur w nieprotocznych wodojemach*, Izw. Akad. Nauk. SSSR, ser. Geogr. i Geofiz., nr 3, Moskwa, ss. 344—364.
- 1940b, *Tiermiczeskoje wzaimodiejstwije dna i wodnych mass Bajkala*, Izw. Akad. Nauk, ser. Geogr. i Geofiz. nr 3, Moskwa, ss. 393—400.
- Kowalska A., 1972, *Termika jezior północnej Polski*, Czas. Geogr., t. 43, z. 4, Wrocław, ss. 371—385.
- Kricki N. M., Mienkiel M. F., Rossinski K. K., 1947, *Zimnij tiermiczeskij riezim wodochraniliszcz, riek i kanałow*, Gosieniergoizdat, Moskwa—Leningrad.
- Kuzmienko L. G., 1971, *Godowyj cykl tiermiczeskiego riezima oziera Krasnogo*, [w:] *Oziera Karielskiego Pierieszajka*, Izdat. Nauka, Leningrad, ss. 75—110.
- Lencewicz S., 1957, *Jeziora Gostyńskie*, [w:] *Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski*, PWN, Warszawa, ss. 333—378.
- Likens G. E., Johnson P. L., 1968, *A Limnological Reconnaissance in Interior Alaska*, Cold Regions Research a. Engineering, Research Report 239, Hanover, New Hampshire, ss. 15—17.
- Likens G. E., Johnson N. W., 1969, *Measurement and Analisis of Annual Heat Budget for Sediments in Two Wisconsin Lakes*, Limnology and Oceanography, vol. 14, ss. 115—135.
- Lityński J., 1968, *Liczbowa klasyfikacja typów cyrkulacji i typów pogody dla Polski*, Prace PIHM, Warszawa, ss. 134.
- Łazariew P. P., 1923, *Ob opriedienienii koefficyjenta tieploprawodnostii i udielnoj sapropiela*. Izv. Sprop. Komit. wyp. 1, ss. 21—24.
- Matwiejew W. P., 1964, *O wiertikalnom rozpriedienienii temperatury w donnych otlozenijach ozier Dolgogo (Pitkajarwi) i Woloczajewskiego (Wuotjarwi)*, [w:] *Oziera Karielsogo Pierieszajka*, Moskwa—Leningrad, ss. 45—50.
- Mikulski Z., 1970, *Kształtowanie się bilansu wodnego jezior w Polsce*, Prz. Geogr., t. 42, z. 3, ss. 433—447.
- Mikulski Z., Okulanis E., 1974, *Ustrój termiczny Jezior Raduńskich*, Prz. Geogr., R. XIX (27), z. 1, ss. 31—53.
- Mortimer C. H., Mackereth P. J., 1958, *Convection and Its Consequences in Ice — Covered Lakes*, Verh. Internat. Ver. Limnol., 13, Stuttgart, ss. 923—932.
- Mrózek W., 1965, *Charakterystyka środowiska geograficznego Kruszwicy i części zlewni jeziora Gopla*, [w:] *Kruszwica, zarys monograficzny*, Toruńskie Tow. Nauk. nr 7.
- 1969, *Rynna Gopla, jej geneza i udział w rozwoju krajobrazu Kujaw*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu P. T. Geolog.*, Konin.
- Murawiejski S. D., 1948, *Oczerki po tieorii i mietodam morfometrii ozier*, Woprs. geogr. ob. 7, Moskwa.
- Niesina L. W., 1956, *O rozczetie tieploobmienu w wodojemach*, Trudy GGO, Gidromietieoizdat, Leningrad.

- 1970, *O parametrie termicznej stratyfikacji wody*, Trudy GGO, wyp. 271, Gidromietieoizdat, Leningrad, ss. 86—89.
- Neuman J., 1953, *Energy Balance and Evaporation from Sweet Water Lakes of the Jordan Rift*, Bull. Res. Coun. Israel, 2, ss. 337—357.
- Nikołojew I. I., 1971, *Oczerk struktury i formowania godowego limnologicznego cikla wodojemow*, [w:] *Oziera Karielskiego Pierieszajka*. Izdat. Nauka, Leningrad, ss. 3—33.
- Nybrant G., 1954, *Temperature Measurements in Rivers Performed by the Meteorological and Hydrological Institute of Sweden*, AIRS, Assemble generale de Rome, t. 3, ss. 62—72.
- Olszewski P., 1959, *Stopnie nasilenia wplywu wiatru na jeziora*, Zesz. Nauk. WSR — Olsztyn, nr 4.
- Pasławski Z., 1961, *Mare Polonicum*, Gazeta Obserwatora PIHM, nr 9, Warszawa.
- 1962, *Wplyw jezior przeplywowych na reżim stanów wody rzek nizowej części dorzecza Odry*, GO PIHM, XV, 8 (176), Warszawa.
- 1967, *Stosunki termiczne i wodne Jeziora Pątnowskiego*, Gospodarka Wodna, z. 4.
- Pasławski Z., Błaszczuk B., 1970, *Charakterystyka hydrologiczna i bilans wodny jeziora Gopło*, Prz. Geofiz., R. 14 (23), z. 3, ss. 251—266.
- Paszczuk J., 1971, *Wstępna charakterystyka termiki płytkich wód podziemnych w Polsce*, Prz. Geogr., t. 43, z. 3, ss. 363—371.
- Patalas K., 1960, *Mieszanie wody jako czynnik określający intensywność krążenia materii w różnych morfologicznie jeziorach okolic Węgorzewa*, Roczn. Nauk Roln., t. 77-B-1, Warszawa, ss. 223—242.
- Piasecki D., 1952, *Wiatry o maksymalnych prędkościach na obszarze Polski w latach 1928—1939*, Wiad. Śl. Hydrol.-Meteorol., t. 3, z. 2a.
- Piwoń A. A., 1972, *Tiermika zamierzajuszczich wodojemow*, Izdat. Mosk. Uniw., Moskwa, ss. 140.
- Prawdź K., 1947, *Jezioro Gostawicko-Slesińskie. Studium morfologiczno-geologiczne i termiczno-chemiczne*, maszynopis w Instytucie Geografii UAM, Poznania.
- Rodgers G. K., 1966, *The Thermal Bar in Lake Ontario, Spring 1965 and Winter 1965—66*, Great Lakes Res. Division, Pub. 15, Ninth Conference on Great Lakes Research, Institute of Science and Technology, The University of Michigan, Michigan, ss. 369—374.
- Rogiński S., Dubrowin T., 1956, *Monografia części dorzecza Noteci do ujścia Gwdy*, Prace i Studia Kom. Gospodarki Wodnej PAN, t. 1, Warszawa.
- Rossolimo L. L., 1932, *Tiermika donnych otłozienij Bielogo oziera w Kosine*, Trudy Limnolog. Stancji w Kosine, wyp. 15, ss. 44—62.
- Rubinstein A. J., 1971, *Inżenierno-geologiczeskie osobienności sapropielewowych otłozienij*, Izdat. Nauka, Moskwa, ss. 32—35.
- Rundo A., 1939, *Charakterystyka przepływu Noteci na podstawie pomiarów z lat 1890—1924*, Wiad. Śl. Hydrol.-Meteorol., t. 1, z. 5, ss. 331—334.
- Rybak J. I., 1969, *Przegląd badań nad osadami dennymi jezior*, Ekologia Polska, ser. B, t. 15, z. 1, ss. 19—30.
- Siemionowicz N. J., 1954, *Izuczenije termiczego rieżima donnych otłozienij ozier*, Trudy Labor. Ozier. Akad. Nauk. SSSR, Moskwa—Leningrad, ss. 162—172.
- Skarżyńska K., 1963, *Gopło — centrum hydrograficzne Polski przed wiekami*, Prz. Geofiz., z. 3.
- Skibniewski L., 1954, *Wahania poziomów zwierciadła wody większych jezior Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego*, Prz. Meteorol.-Hydrol., 8, z. 3—4, Warszawa.

- 1955, *Zarys hydrologii jeziora Gopla*, Wiad. Śl. Hydrol., IV, z. 5a, Warszawa.
- Sperczyński W., 1923, *Z badań nad jeziorem Gopłem*, Prace Kom. Matem.-Przyr. PTPN, ser. A, t. 1, z. 4, Poznań.
- 1937, *Gopło*, Lektura Geograficzna, nr 4, Lwów—Warszawa.
- Stangenberg M., 1936, *Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrochemicznych Pojezierza Suwalskiego*, Inst. Bad. Lasów Państwowych, ser. A, nr 19, Warszawa.
- 1938, *Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny*, Inst. Bad. Lasów Państw., Rozpr., Sprawozdania, ser. A, nr 31, Warszawa.
- Stangenberg M., Stangenberg K., 1948—1951, *Jezioro oligotroficzne bez stratyfikacji termicznej w lecie*, Kosmos, ser. A, z. I—IV, R. 46, ss. 601—615.
- Stewart K. M., 1972, *Izoterms unter Ice*, Verh. Internat. Ver. Limnol., 18, Stuttgart.
- Studium budowy kanału żeglugowego drogi wodnej Wisła — jez. Gopło — rz. Warta (Srem) — Odra na odcinku Wisła jez. Gopło (Notec)*, 1973, opracowanie wykonane przez: Politechnika Gdańska, Instytut Hydrotechniki, Gdańsk.
- Taczałow S. N., 1966, *Mietodika i rezultaty nabludenij nad tiempieraturoj gruntow dna Rybinskogo wodochraniliszcza*, Sbornik Rabot Rybinskoj GMO, wyp. 3, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- 1968, *Tieploobmien wody s gruntami dna Rybinskogo wodochraniliszcza*, Sbornik Rabot Rybinskoj GMO, wyp. 4, Gidromietieoizdat, Leningrad, ss. 3—10.
- Tichomirow A. I., 1966, *Niektoryje rezultaty issledowanija tierniczeskogo riezima Oniežskogo oziera*, Izw. WGO, t. 98.
- 1970, *Klassifikacija ozier umiernoj zony po tierniczeskomu riezimu*, Trudy Wsiechosozjuznogo Simpoz., t. 1, Vilnius, ss. 174—185.
- 1973a, *Tiempieratura wody, tieplozapasy tieplowuj balans i tierniczeskij riezim Oniežskogo oziera*, [w:] *Tieplowuj riezim Oniežskogo oziera*, Izdat. Nauka, Leningrad, ss. 183—284.
- 1973b, *Tierniczeskij riezim krupnych ozier jewropiejskoj czasti SSSR*, [w:] *Woprosy sowriemiennoj limnologii*, Izdat. Nauka, Leningrad, ss. 74—83.
- Timofiejew M. P., 1960, *Mietieorologiczeskij riezim oziera Sewan*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Tyczyńska S., 1973, *Termika osadów dennych, IX Zjazd Hydrobiologów Polskich w Poznaniu. Streszczenia referatów*, Poznań, ss. 133—134.
- Yoshimura S., 1936, *A Contribution of the Knowledge of Deep Water Temperatures of Japanesse Lakes*, PIP II, Japanesse Journal of Astronomy and Geophysics, IV, 13, nry 1—2.
- Welch P. S., 1948, *Limnological Metods*, The Blakiston Company, Philadelphia—Toronto.
- Więckowski K., 1966, *Osady denne jeziora Mikołajskiego*, Prace Geogr. IG PAN, nr 57.
- Wiszniewski J., 1953, *Uwagi w sprawie typologii jezior polskich*, Pol. Arch. Hydrob., 1, Warszawa.
- Woroncow F. F., Popow E. A., Stiepanowa W. B., 1971, *Riezim mietieorologiczeskich elementow rajona oz. Krasnogo*, [w:] *Oziera Karielskogo Pierieszjka*, Izdat. Nauka, Leningrad, ss. 35—49.
- Wierieszczagin G. J., 1940, *Znacczenije dna dla tierniczeskogo riezima wodjemow w zimnieje wriemija*, Ref. nauczno-issled. rabot. Otdel. geol.-geogr. nauk Akad. SSSR za 1940 god, Moskwa—Leningrad, s. 186—187.
- 1941, *O sowriemiennych mietodach prognoza ozier i wodochraniliszcza*, Izw. Akad. Nauk SSSR, ser. Geogr. i Geofiz., nr 3, Moskwa, ss. 377—391.
- Zajkow B. D., 1955, *Oczerki po ozierowiedeniju*, Gidromietieoizdat, Leningrad, ss. 271.

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМИКИ ДОННЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Резюме

Исследования термики донных отложений велись на озере Гопло и на нескольких меньших озерах Велькопольско-Куявского поозерья. Главным объектом исследования было озеро Гопло (рис. 5), поверхность которого равняется 2154,5 га, объем — 78,5 млн м³, максимальная глубина — 16,6 м, средняя — 3,6 м, глубина положения геометрического пункта силы тяжести — 2,4 м. Эти величины оправдываются при уровне воды $H = 236$ см на водомерном посту в Крушвице. На основании материала трехлетних наблюдений установлено, что водная масса озера Гопло до глубины 10 м лишена в основном постоянной термической стратификации. В слое 0—10 м находится около 98% полного объема водной массы озера. Выступающая время от времени в озере Гопло термическая стратификация носит характер кратковременный и является по определению П. Ольшевского (1959) отражением полимиктического характера круговорота воды, или по Вишневскому (1953) полимиксии. Определяя озеро Гопло как полимиктическое, мы понимаем, что эта степень миксии является в нем преобладающей.

Так вкратце охарактеризованной водной массой покрыты донные отложения, установленная максимальная мощность которых = 16,25 м. По принципам типологии М. Стангенберга (1938) поверхностный слой наносов принадлежит к группе смешанных и кремнеземистых осадков.

До начала постоянных наблюдений над температурой донных отложений были проведены серии измерений в разных местах озера. Был выбран профиль (рис. 5), величины которого приближались к средним. Глубина воды в выбранном месте составляла 5 м, изобата этой величины отмечала 70,9% поверхности озера, а объем слоя воды 0—5 м составлял около 80% полного объема озера.

Для измерения распределения температуры донных отложений по вертикали применялся специально сконструированный на основе термисторного термометра зонд „Lis 2” (рис. 4). Термические зондирования проводились ежемесячно и одновременно измерялась температура воды во многих пунктах озера. В каждом из этих пунктов измеряли также температуру донных отложений на глубине 20 см. Результаты этих измерений согласуются с результатами измерений Н. И. Семионовича (1954). Он установил зависимость между кривой температуры донных наносов на глубине нескольких сантиметров и формой измерительного сечения. Для озера Гопло принималась во внимание температура отложений на глубине 20 см, форма измерительного сечения и глубина воды в пункте измерения. Взаимное соотношение полученных линий показывает направление теплообмена между основанием и водной массой. Эта зависимость не во всех одиннадцати исследованных сечениях выражается в одинаковой степени. Кажется, что это прежде всего результат разной экспозиции отдельных акваторий озера на воздействие факторов, обуславливающих интенсивность смешения водной массы. Полученные результаты исследований показаны в форме схемы (рис. 27). Линия *A* изображает типичную ситуацию периода потерь тепла водной массой, а линия *B* типична для периода аккумуляции тепла. Рассматриваемая закономерность не проявляется в периоды IV—V и VII—X, когда имеет место выравнивание температуры между слоем донных отложений и водной массой (линия *C*). Это очень важные моменты в термике полимиктических озер, которые в остальных озерах голомиктической группы

отмечаются как весенняя и осенняя гомотермия. Гомотермия в озере Гопло является наиболее часто выступающим типом термической стратификации в течение всего года. Некоторое постоянное термическое расслоение воды происходит в период ледостава. Приток тепла к донным отложениям в этот период и подлёдное нагревание приводят в результате к созданию четырехградусной подледной гомотермии (М. Гжесь 1974) и так наз. „зимнего максимума температуры“. Это явление можно считать типичным для озер с небольшими глубинами. Описанные явления показаны на рис. 24—26 в форме коррелятивных диаграмм.

Большие колебания температуры отмечены в вертикальном профиле отложений. Ниже показаны результаты наблюдений, проведенных в период 1.1971—XII.1972 (рис. 29,30). Годовые амплитуды донных отложений на глубине 20 см составляют 16—17°C и очень близки годовым амплитудам температуры водной массы. На глубине 1 м они уже составляют около 10°C, на 2 м 3,0—3,7°C, на 3 м 0,7—1,0°C. Подобные величины выступают еще на глубине 4 м — 0,5—0,6°C. На более глубоких уровнях годовые амплитуды температур составляют уже величины порядка десятых градуса Цельсия. Итак, на 5 м они составляют 0—0,3°C, а на 6 м только 0,1°C. Точность показаний термисторного зонда составляет $\pm 0,1^\circ\text{C}$, поэтому эту последнюю величину можно считать приблизительно равной 0°C. Температура отложений на этой глубине является практически постоянной и равна 10,4°C.

Наблюдения показали, что в озере Гопло между средней годовой температурой массы воды и температурой донных отложений на глубине 5—6 м существует небольшая разница в 0,5°C. Причина этой разницы обусловлена многими факторами. Кажется, что это прежде всего термическое расслоение воды и тепловые процессы, сопутствующие разложению органического вещества. Некоторое значение имеет также и ошибка в определении средней годовой температуры массы воды и еще несовершенная аппаратура и методы измерения. Оправдывается, следовательно, теоретически принятая закономерность, что температура донных отложений на глубине, на которой не происходят годовые изменения, равна средней годовой температуре воды над дном в данном месте. Большое сходство анализируемых величин в случае озера Гопло является еще одним доказательством полимиктического характера его водной массы. Можно поэтому прийти к выводу, что даже одно измерение распределения температуры в вертикальном профиле отложений озераго дна (основания водной массы) до глубины около 6 м будет достаточным, чтобы по данным определить среднюю годовую температуру воды над дном. Остается только определить отношение этой температуры к температуре массы воды или к температуре её поверхностных слоев.

Наиболее существенные годовые изменения температуры происходят в слое наносов 0—3 м, что подтверждают рисунки 29 и 30 и вышеприведенные величины температур. Средняя годовая температура этого слоя в 1971 и 1972 годах соответственно составляла 9,8°C и 9,9°C. Близки этим величинам и средние температуры слоя 3—6 м, 10,2°C. Средние годовые температуры на отдельных глубинах колеблются около 10°C.

Интересно соотношение средних месячных температур массы воды со средней годовой температурой слоев донных отложений 0—3 и 3—6 м (рис. 34). Величины, нанесенные на коррелятивные диаграммы, очерчивают петлю, которая в некотором смысле иллюстрирует годовой цикл аккумуляции и эмиссии тепла в озере. Надо подчеркнуть, что объем донных наносов озера Гопло в слое 0—3 м составляет 64,64 млн куб. м, что по сравнению с водной массой составляет 82,3%, а со слоем отложений 0—6 м 164,6%. На основании формулы С. Н. Тачалова (1966) были вычислены запасы тепла в трехметровом слое донных отложений

$$Q = Phctq,$$

где:

P — поверхность дна в кв см (принято, что поверхность дна приблизительно соответствует поверхности зеркала воды),

h — 300 см,

c — удельная теплоёмкость 0,92 cal/g°C,

q — средний удельный вес отложений в анализируемом слое 1,5g/cm³.

Принято, что весь озерный бассейн заполнен однородными органогенными отложе-

ниями. Установлено, наличие самых больших запасов тепла в донных отложениях в августе 1971 года ($1139,93 \cdot 10^6$ Mcal), и в июле 1972 года ($1195,23 \cdot 10^6$ Mcal). Наличие минимальных величин установлено в январе 1971 и 1972 года: $588,70 \cdot 10^6$ и $597,00 \cdot 10^6$ Mcal. Средние годовые запасы тепла в донных отложениях в годы проведения наблюдений не выказывают больших различий и составляют соответственно: $869,53 \cdot 10^6$ и $885,33 \cdot 10^6$ Mcal.

На рис. 35 показаны месячные изменения запасов тепла в трехметровом слое донных отложений и в водной массе озера. Заслуживает внимания факт, что в период ледостава увеличиваются запасы тепла в массе воды. Это возможно благодаря тому, что донные отложения отдают водной охлажденной массе тепловую энергию, полученную от неё в летний период. С этим непосредственно связан факт, что минимум средней годовой температуры массы воды озера Гопло (полимиктических озёр) выступает во время образования на нём ледяного покрова. Наибольшие месячные приросты запасов тепла как в массе воды, так и в донных отложениях имеют место в апреле, мае. Самые большие месячные потери происходят непосредственно после проявления максимальных величин в июле и августе и перед периодом ледостава.

Результаты измерений автора, а равно и других авторов, позволяют предполагать, что каждое исследование термики озёр особенно полимиктических (тахимиктических) должно включать в себя и термически активный слой отложений основания. А. И. Тихомиров (1970) считает водную массу и термически активный слой отложений одним целым. Он находит, что при выделении термических времен года в озере исходным моментом должен быть момент, в котором сумма запасов тепла водной массы и активного слоя донных отложений достигает годового минимума. Это конец зимы и начало весны. Донные отложения являются рецептором тепловых изменений, происходящих в массе воды, главным образом благодаря большой тепловой инерции. Они являются с точки зрения тепловых процессов интегральной частью озера.

Роль термически активного слоя донных отложений (основания) в тепловом балансе озера зависит от его термического типа. А. И. Тихомиров (1970) выделяет в основном три группы озёр: эпитеpmические, метатермические и гипотермические.

Самые высокие температуры будут выказывать донные отложения эпитеpmических озёр, а самые низкие — отложения гипотермических озёр. В границах отдельных термических групп будет также проявляться разница. Правильность этих выводов подтверждают результаты исследований Л. Ф. Форшэ (1965, 1968), Г. Е. Ликенса, Н. В. Джонсона (1969). Эти авторы проводили одновременно наблюдения температуры воды и донных отложений в нескольких озёрах. Донные отложения каждого озера отличаются иной температурой, величина которой тесно связана с совокупностью термических условий водной массы. Следует подчеркнуть, что это касается температуры донных отложений на глубине 5—6 м, на которой уже не отмечается изменений температуры в течение года и которая с большой приближенностью соответствует средней годовой температуре озёрных вод над дном. Выше упоминалось, что вполне достаточно провести одно измерение в течение года.

Исходя из этого положения, в семи озёрах Велькопольско-Куявского поозерья в характерные времена года проведены термические зондирования в донных отложениях на глубине 6—10 м. Полученные результаты подтвердили правильность выводов, полученных на основании наблюдений озера Гопло. Самые существенные изменения температуры донных наносов происходят в слое 0—3 м. На глубине же 5—6 м температура наносов в отдельных озерах в течение года не изменяется и равняется в маленьком лесном озере Езёро Чарне — $8,3^\circ\text{C}$, а в озере Езёро Викарыйске — $10,5^\circ\text{C}$. Уже такие скромные наблюдения позволяют систематизировать исследованные озёра в зависимости от их морфометрических свойств (главным образом поверхности и глубины). В 1971—1972 годах проведены измерения температуры донных отложений в подогретом Понтновском озере. Тут оказалось, что температура донных отложений на глубине 5 м выказывает относительно большие изменения — от $12,3$ до $13,0^\circ\text{C}$. Это вероятно результат дифференцированной термической структуры озера, зависящей от охладительного цикла электростанции.

THE THERMICS BOTTOM DEPOSITS IN LAKE EXPLORATION

Summary

The explorations of bottom deposits were made at the Gopło Lake and at several smaller lakes of the Wielkopolska — Kujawy Lake District. The main exploration object was the Gopło Lake (fig. 5), surface 2154,5 ha, volume 78,5 millions m³, maximum depth 16,6 m, average depth 3,6 m, depth of geometrical centre of gravity 2,4 m. These data are real with the water-gauge in Kruszewica indicating the water level of $H - 236$ cm. Basing on 3 yers of observation data it was stated that the Gopło water masses up to depth of 10 m are void of a stable thermic stratification. The depth layer 0—10 m contains ca 98% of the lake water volume. Occasional thermic stratification in Gopło Lake is transitory and shows the tachymixic of water circulation, according to P. Olszewski's term (1959), or a polymixy, according to J. Wiszniewski's (1953). Calling the Lake polymictic should be understood that this type of mixy is prevailing.

This is the briefly described character of water masses which are covering the bottom deposits with maximum depth of 16,25 m. According to M. Stangenberg's typology (1938), the surface layer consists of mixed and siliceous deposit groups.

Before starting with regular temperature observations of the bottom deposits a series of measurements in different lake points has been taken. One profile has been chosen (fig. 5) whose data picture approximate average conditions. The water depth in the chosen point is 5 m. The isobath of this value encompasses 70.9% of lake surface and ca 80% of the whole lake volume has the depth of 0—5 m.

A specially constructed probe on the basis of a thermistor thermometer 'Lis 2' (fig. 4), has been used for the measurements of the vertical temperature distribution. Thermic probing has been made in monthly intervals. At the same time water temperature measurements have been made in several dozen pointes of the lake. In each of these points temperature measurements of bottom deposits have been made on the depth of 20 cm. The results of these measurements are compatible with those performed by N. J. Siemionowicz (1954). He had recorded the interdependence of the temperature curve of ground deposits at the depth of several cm and the measurement section shape. In the case of the Gopło Lake the deposit temperature at the depth of 20 cm, the measurement section shape and the water in the measurement point has been taken into account. The shape of the gotten lines suggests the direction of heat interchange between the bottom and the water masses. The interdependence is not in all eleven explored sections egually distinct. It seema before all to be the result of different exposition of each of the water surfaces of the lake to factors decisive of the mixing intensity of the water masses. The exploration results have been presented in a schematic diagram (fig. 27). Line A shows a typical situation for the heat loss period of the water masses, and the

shape of line *B* is typical for the heat accumulation period. This regularity is not encountered in the periods IV—V and VII—X, when a temperature compensation takes place between the deposit layer and the water masses (line *C*). These are very essential moments in the thermics of polymictic lakes. In the other lakes belonging to the holomictic these moments are the spring and autumn homotherm. In the Goplo Lake the homotherm is the most frequent type of thermic stratification during the whole year. During the ice cover period a certain constant thermic water stratification occurs. The heat inflow from the ground deposits during this period and the subice upwarming causes the 'fourgrade subice homothermy' (M. Grześ 1974) as well as the so called 'winter temperature maximum'. This phenomenon is typical for lakes with little depths. It has been shown on fig. 24—26 in the form of correlation diagrams.

The great temperature differentiation has been stated in the vertical section of deposits. Results of observations performed during the period of I 1971—XII 1972 have been shown below (fig. 29, 30). It has been stated that the annual bottom deposit amplitudes at the depths of 20 cm are 16—17°C and are very close to the annual temperature amplitudes of the water masses. At the depth of 1 m they are already ca 10°C, at 2 m 3.0—3.7°C. At the depth of 3 m the stated amplitudes are 0.7—1.0°C. Similar data may be gotten still at the depth of 4.0m — 0.5—0.6°C. At deeper levels the annual temperature amplitudes are in the range of tenths of 1°C. Consequently at 5 m they are 0—0.3°C and at 6 m only 0.1°C. The thermistor probe indication accuracy is 0.1°C. The last value may be taken therefore as equaling 0°C. The deposit temperature at this depth is practically constant and equals 10.4°C.

It has been stated that in the Goplo Lake there is little divergence between the average annual temperature of the water masses and the temperature of the bottom deposits at the depth of 5—6 m, i.e. 0.5°C. This difference is caused by many factors. First of all: the thermic stratification of water and heat processes connected with organic matter decomposition. The error accompanying the average annual temperature measurements of water masses as well as the still imperfect method and recording gear have their influence too. This is the affirmation of the theoretically assumed regularity where the bottom deposit temperature at the depth where annual changes do not occur equals the average annual water temperature above the bottom in a certain spot. The great concurrence of the analyzed values in the case of the Goplo Lake is still another proof for the polymictic character of the water masses. The conclusion may be drawn that already one measurement of the vertical temperature distribution of bottom deposits (when covered by water masses) up to the depth of 6 m is sufficient for the estimate of the average temperature of waters above the ground. There is still left the determination of the relationship between this temperature and the temperature of water masses or the temperature of the surface layer.

From the illustrations 29, 30 and from the above temperature values it can be concluded that the most significant annual changes occur in the 0—3 m deposit layer. The average annual temperature of this layer during two consecutive years 1971—1972 is respectively 9.8°C and 9.9°C. Very close to these values are the average temperatures of the layer 3—6 m, 10.2°C. The average annual temperatures at the particular depths are close to the value 10°C.

Interesting is the relation between the average monthly temperatures of water masses and average annual temperature of bottom deposits 0—3 and 3—6 m (fig. 34). The values in the correlation diagrams give a loop illustrating in a certain sense the annual cycle of heat accumulation and heat emission in the lake. It should be stressed here that bottom deposit volume of the Goplo Lake in the

0—3 m layer amounts 64.64 million m³. i.e. 82.3% of all water masses and the deposit layers 0—6 m. 164.6%.

The heat resources of a 3 m bottom deposit layer have been calculated according to S. N. Taczałow's formula (1966)

$$Q = P h t c \rho,$$

where

P = ground surface in cm² (it has been assumed that the bottom surface equals approximately the water surface),

h = 300 cm,

c = specific heat 0.92 cal/g C,

ρ = average specific gravity of formations in the analyzed layer ca. 1.5 g/cm³.

It has been assumed that the whole lake basin is covered by homogenous organogenetic bottom deposits. The greatest heat resources in the bottom deposits have been in August 1971 (1139.93 10⁶Mcal), and in July 1972 (1195.23 10⁶Mcal). The minimum values have been in January 1971 and 1972 and amounted respectively 588.70 10⁶ and 597.00 10⁶Mcal. The average annual resources in bottom deposits in the analyzed years are similar and amount respectively 869.53 10⁶ and 885.33 10⁶Mcal.

On fig. 35 monthly changes in heat resources have been presented for a 3 m layer of bottom deposits and for lake water masses. Special attention may be called to the fact that during the existence of the ice sheet a heat resources growth in the water masses takes place. This is possible thanks to the fact that the bottom deposits deliver to the codled water masses heat energy taken from them during the summer period. The minimum average annual temperature of the Gopio Lake water masses (a polymictic lake) occurring during the setting up to the ice sheet, is directly connected with the above mentioned phenomenon. The maximum intermonthly increases of heat resource of water masses and bottom deposits take place during the period of April—May. The maximum intermonthly decrease occurs directly after the maximum values in July and August and before the ice sheet period.

It may be concluded from this work's own measurements and from other author's that each exploration of lake thermics especially of polymictic (tachimictic) should be performed on the thermically active bottom layer. A. I. Tichomirow (1970) regards the water masses and the thermically active layer of bottom deposits as a whole. According to his opinion the starting point for the singling out of thermic seasons in a lake should be the moment when the sum of water masses heat reserves and of the active bottom deposit layer shows the annual minimum. This occurs at the end of winter and beginning of spring. The bottom deposits are the receptors of heat changes in water masses mainly to the great heat inertia. They are an integral part of the lake from the point of view of heat processes.

The role of the thermically active of bottom deposits in the heat balance of the lake depends on its thermic type. A. I. Tichomirow (1970) enumerates three basic lake types: epithermic, metathermic and hypothermic. The bottom deposits of epithermic lakes have the highest and the hypothermic the lowest temperatures. Within the single thermic groups there will be differences too. An affirmation of the correctness of these conclusions are among others the exploration results of L. F. Forsz (1965, 1968), G. E. Likens and N. W. Johnson (1969). These authors were performing parallel measurements of water and bottom deposits temperatures in several lakes. The bottom deposits of each lake have a different temperature which depend strictly on whole of thermic conditions in the water masses. It should be

stressed that the temperature of bottom deposits at the depth of 5—6 m is taken here into account. There are no temperature changes here during the year. This temperature equals approximately the average temperature of lake waters above the bottom. It has been mentioned above that one measurement during the year is sufficient for this purpose.

With this assumption in mind in seven lakes of the Wielkopolsko-Kujawskie Lake District thermic probings have been made in bottom deposits up to the depth of 6—10 m during characteristic seasons. The results have confirmed the correctness of conclusions drawn for the Gopło Lake. The most essential temperature changes of bottom deposits occur in the layer of 0—3 m. At the depth of 5—6 m already the deposit temperature in the particular lakes during the year does not change and equals from 8.3°C in the small interforest Czarne Lake to 10.5°C in Lake Wikaryjskie.

Even so modest exploration data like these allow make a ranging of the explored lakes in dependence on their morphometric character (mainly surface and depth). In the years 1971—1972 temperature measurements of bottom deposits have been taken in the warmed up Lake Pątnowskie. Here at the depth of 5 m a relatively great temperature changeability has been found from 12.3 to 13.0°C. This is probably the result of a differentiated thermic structure of the lake which is within the cooling circulation of the power station.

Translated by Bożena Bieszk

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZEGLĄDOWEGO ZAGOSPODAROWANIA
Państwowej Akademii Nauk
Zakład Geografii i Kartografii
Warszawa
ul. Żwirki i Wigury 73, 00-748 Warszawa
Nr 72

123. Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., *Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego gór)*. 1977, ss. 101, 32 ilustr., zł 25,—
124. Banach M., *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*. 1977, ss. 101, 34 ilustr., 1 wkl., 38 fot., 3 zał. pod opaską, zł 27,—
125. Praca zbiorowa, *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej (w druku)*
126. Kozłowski S. J., *Zielona Góra — baza ekonomiczna i powiązania zewnętrzne*. 1977, ss. 98, 24 ilustr., zł 22,—
127. Praca zbiorowa, *Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski, 1950—1970 (w druku)*
128. Rykiel Z., *Miejsce aglomeracji wielkomiejskich w przestrzeni społeczno-gospodarczej Polski*, 1978, ss. 77, 21 ilustr. + 1 wkl., zł 20,—
129. Rogalewska B., *Tendencje lokalizacyjne zakładowych ośrodków wczasowych w Polsce do 1971 roku* 1978, ss. 109, 10 ilustr., 5 zał. pod opaską, zł 34,—

Cena zł 22.—

