

Zagadnienia genezy, wieku i ewolucji jezior poszczególnych regionów Polski w świetle badań ich osadów dennych

Kazimierz Więckowski

Wstęp

Poznanie przeszłości – przyrody i rodzaju ludzkiego – to dwie (bynajmniej nie poślednie) z wielu szlachetnych pasji nurtujących naszych przodków już od zarania praczątków cywilizacji. Obserwacje naturalnych odkrywek uwarstwionych utworów geologicznych, często z tkwiącymi w nich muszlami czy skamieniałymi fragmentami szkieletów, pni drzew itp., skłaniały do myślenia i pobudzały wyobraźnię. Zwłaszcza, że niekiedy można było niejako „in vitro” obserwować tworzenie się (w wyniku gwałtownych ulew czy powodzi) podobnych uwarstwionych utworów zawierających mnóstwo szczątków flory i fauny, występujących ówczesnie na tym obszarze.

Zapewne podobne obserwacje pozwoliły już greckiemu filozofowi Ksenofanesowi (VI w. p.n.e.) prawidłowo wyjaśnić pochodzenie skamielin, a słynnemu geografowi Strabonowi (I w. p.n.e.) twierdzić, że lądy muszą opadać i znów się podnosić, ponieważ skały z muszlami morskimi znajdują się nawet w górach. Jednakże te racjonalne, oparte na obserwacjach twierdzenia uczonych greckich zostały na długi czas zapomniane, gdy wraz z ostatecznym zmierzchem kultury helleńskiej, spowodowanym upadkiem Imperium Rzymskiego, nastąpił głęboki regres nauki.

W średniowieczu, gdy jedyną podstawę wszelkiej wiedzy stanowiła Biblia, również wszystkie zjawiska i fakty przyrodnicze usiłowano wyjaśnić działaniem sił nadprzyrodzonych. Dopiero w epoce Odrodzenia (XVI w.) nastąpił między innymi ponowny rozwój nauk przyrodniczych, opartych na racjonalnych podstawach (obserwacja zjawisk i eksperymenty) i wrócono znowu do problemu historii Ziemi i przyrody. I tak Leonardo da Vinci, zapewne obserwując urwiste brzegi morskie zbudowane ze skał wapiennych pełnych muszli, często podobnych do form żywych występujących w morzu u podnóża tych skał lub nawet identycznych z nimi, doszedł do nieodparcie nasuwającego się wniosku, że skały te powstawały właśnie w morzu i że na podstawie miejsc występowania takich skał można wnioskować o zmianach zasięgu morza w przeszłości.

W XVII w. lekarz duński N. Stensen badając uwarstwienie skał stwierdził, że jest ono między innymi dowodem sukcesywnego ich powstawania, warstwa po warstwie. *De facto*, były to już narodziny geochronologii stratygraficznej.

Wreszcie, w wyniku nagromadzenia obszernego zasobu wiadomości i faktów dotyczących przyrody, zaistniała konieczność ich uporządkowania i klasyfikacji. Doprowadziło to do wyodrębnienia się kolejno poszczególnych dyscyplin naukowych.

Najwcześniej, bo w końcu XVIII w., z nauk o Ziemi wyodrębniła się geologia (nie licząc oczywiście geografii, która rozwijała się szybciej lub wolniej, ale praktycznie nieprzerwanie od starożytności), a w początkach XIX w. oceanografia – oceanologia i wkrótce limnologia.

Jest zatem bardzo prawdopodobne, że dzięki rozwojowi (który w międzyczasie nastąpił) stratygrafii (W. Smith) i paleontologii (G. Cuvier), a następnie prac J.B. Lamarcka, Ch. Lyella i sformułowaniu przez K. Darwina teorii ewolucji gatunków, już we wczesnym okresie rozwoju oceanografii zdawano sobie sprawę z tego, że bezkresne obszary dna mórz i oceanów to jedyne w swoim rodzaju „księgi inwentarzowe”. Zapisana jest w nich historia rozwoju życia przynajmniej w środowisku wodnym (morskim) w postaci szczątków organizmów, skamieniałości itp. w sposób najpełniejszy, bo nieprzerwany przez bardzo długie (nawet w sensie geologicznym) okresy.

Dopiero jednak w poł. XIX w. zaczęto czynić pierwsze próby sięgnięcia do owej skarbnicy, co wiązało się ze stopniowym przewyciężaniem poważnych trudności technicznych, które sprawiały wielkie głębokości. Jeszcze M.F. Maury (1859) pisał: „nikomu dotychczas nie udało się wydobyć prób gruntu z głębokości większej niż 300 stóp” (około 100 m). Dzieje postępu w tej dziedzinie przedstawimy poniżej w możliwie największym skrócie.

Pierwszą „sondę rdzeniową” pozwalającą na wydobywanie prób obrazujących stratyfikację przypowierzchniowych warstw osadów morskich skonstruował De Brookie. Była to metalowa rurka o średnicy 3 cm i długości 30 cm, obciążona kulą armatnią.

Po uderzeniu w dno kula odpadała, a na powierzchnię wyciągano samą rurkę sondy, niestety najczęściej pustą, ponieważ osady wypadały z niej w trakcie podnoszenia. Kilka lat później udoskonaloną sondę wykonał Buchman (Magard 1964). Rura tej sondy o długości 40 cm była w górnym końcu zaopatrzona w zawór kulowy. Zawór ten zamykał się przy wyciąganiu rury z dna, a powstające pod nim podciśnienie dość skutecznie przeciwdziało wypadaniu rdzenia. Sonda ta stała się pierwowzorem wszystkich późniejszych konstrukcji aż do czasu pojawienia się zupełnie nowych rozwiązań w latach 1940-46.

O tym jak powolny był postęp w penetracji osadów morskich świadczą następujące fakty. Podczas słynnej wyprawy „Challenger” (1873-76) wydobywano rdzenie osadów nie przekraczające długości 40 cm. W wyprawie „Meteor” (1925-1927) najdłuższy z wydobytych rdzeni mierzył zaledwie 98 cm (Wissenschaftliche...). Rekordowy dla końca lat 30. rdzeń długości 4,9 m wydobyty został przez W.A. Snieżyńskiego (1951).

Zasadniczy przełom w technice wydobywania rdzeni osadów morskich dokonany został dopiero przez oceanologa szwedzkiego B. Kullenberga. Jego „tłokowe sondy rdzeniowe” i „hydrostatyczna” (Pettersson, Kullenberg 1940) oraz „balastowa” (Kullenberg 1947) w największych wersjach pozwalają na wydobywanie rdzeni osadów o średnicach 20-30 cm i długości nawet do 35 m!

Jednakże po 1950 r. potrzeby rozwijającej się burzliwie geologii podmorskiej, zwłaszcza w zakresie poszukiwań i eksploatacji złóż ropy naftowej, gazu ziemnego i innych kopalin użytecznych, nie mogły już być zaspokojone przez żadne, choćby najdoskonalsze sondy. Koniecznym było więc opracowanie metod prowadzenia pod wodą normalnych głębokich wierceń geologicznych. Metody takie zostały opracowane i są ciągle doskonalone, umożliwiając obecnie prowadzenie wierceń poszukiwawczych na głębokościach do 3000 m.

Co więcej, zbudowany w USA w 1961 r. w ramach tzw. projektu „Moho” specjalny statek do prowadzenia badawczych wierceń geologicznych „Global Challenger” pozwolił w ciągu ponad 20 lat jego eksploatacji na wykonanie setek wierceń w obrębie wszystkich oceanów świata na głębokościach do 7000 m, a sięgających do 2000 m poniżej powierzchni dna. Wiercenia te często przenikały nie tylko całe złoża osadów morskich, ale niekiedy sięgają także na setki metrów w bazaltowe lub inne skały podłoża. W 1985 r. do służby wszedł jego następca – statek wiertniczy „Joides Resolution” (od Joint Institutions for Deep Sea Sampling), dysponujący jeszcze bardziej fantastycznymi możliwościami.

Jest oczywiste, że równocześnie ze wzrostem możliwości uzyskiwania prób osadów morskich w postaci monolitycznych rdzeni o niezaburzonej stratyfikacji i coraz większej długości, a więc obejmujących coraz dłuższe okresy (już bowiem przy długościach 1 m rdzenie z głębokich, środkowych części mórz czy oceanów obejmują cykle akumulacji osadów rzędu 0,5-1 mln lat), rozszerzał się zakres ich badań i analiz.

Doskonalono metody analiz właściwości fizycznych, składu chemicznego, mineralogicznego, petrograficznego, a ostatnio również badań rentgenologicznych, spektrograficznych, paleomagnetycznych, fizycznych metod geochronologii bezwzględnej i wielu innych oraz całej gamy badań paleobiologicznych, z których najważniejsze to ciągle doskonalone analizy: pyłkowa i okrzemkowa oraz analizy szczątków: Cladocera, Oligochaeta, Ostracoda itp., a także analiza malakologiczna. Wyniki wszystkich tych badań i analiz pozwalają na coraz pełniejsze wykorzystanie owego nieprzebranego zasobu informacji zaszyfrowanego (niestety w sposób bardzo trudny do prawidłowego odczytania) w osadach dennych dla coraz bardziej wiernej i szczegółowej rekonstrukcji sukcesywnych zmian klimatu i uwarunkowanej nimi ewolucji flory i fauny oraz zmian nieożywionych elementów środowiska przyrodniczego.

Jak już wspomniano, limnologia jako nauka wyodrębniła się wkrótce po oceanografii. Jednakże przez długi okres była to głównie hydrobiologia i w mniejszym stopniu hydrologia. Badaniami historii i ewolucji zbiorników wodnych zaczęto zajmować się znacznie później, a wysiłki podejmowane w celu budowy przyrządów do wydobywania prób osadów z dna jezior były bardzo skromne. Nie wiadomo dlaczego początkowo nie wykorzystywano nawet tych przyrządów, którymi posługiwano się na morzu. Przez wiele lat posługiwano się jedynie czerpakami do pobierania powierzchniowych prób osadów jeziornych wykorzystywanych do badań fauny bentonicznej. W aspekcie stratygraficzno-historycznym badane były (głównie przez geologów) osady jezior zanikłych np. występujących pod torfowiskami. W tych przypadkach próbki uzyskiwano z odkrywek i szurfów, względnie przy pomocy ręcznych świrdrów geologicznych i torfowych.

Pierwszym, który w latach 1911-12 wydobył z jeziora Lünzer rdzenie osadów o długości do 39 cm, był G. Götzinger (1911, 1912). Posługiwał się sondą firmy „Altman”, która była modyfikacją sondy Buchmana. Dopiero jednak autorytet E. Naumanna (1916) sprawił, że kiedy zaczął się on posługiwać zmodyfikowaną przez siebie sondą Ekmana, uzyskując rdzenie osadów o długości 20 cm i średnicy 3 cm, znalazła ona dość powszechne zastosowanie.

W Związku Radzieckim, pierwszym, który przy pomocy zaprojektowanego przez siebie przyrządu rozpoczął w 1924 r. wydobywanie rdzeni osadów jeziornych, był B.W. Perfiliew (1927a,b, 1952). Najpierw w latach 1924-1929 wykonał kilka wersji tzw. „stratometru”, z których ostatni tzw. „stratometr udarowy” w ulepszonej postaci znany jest w Związku Radzieckim jako „stratometr Perfiliewa” (Wasiliew 1933). Stratometr ten pozwala na uzyskiwanie rdzeni o średnicy 3-5 cm i długości do 120 cm.

Inną oryginalną konstrukcją Perfiliewa były zaprojektowane i wykonane w latach 1928-31 cztery kolejne wersje tzw. „głębinowego świdra tłokowego”. Ostatni i najlepszy z nich to tzw. „głębinowy automatyczny świder tłokowy”. Pozwalał on na wydobywanie rdzeni osadów (w odcinkach po

40-120 cm) o łącznej długości do 10 m, nawet z głębokich jezior. Niestety, prawdopodobnie istniały tylko prototypowe egzemplarze tych urządzeń (świdrów) i jedynie sam Perfiliew używał ich w pierwszej połowie lat 30. na jeziorach Krymu i płn.-zach. obszarów Związku Radzieckiego. W każdym razie pozostały one zupełnie nieznane, nawet w Związku Radzieckim. A kiedy wreszcie Perfiliew po trzydziestu latach (1972) zdecydował się opublikować dane techniczne swych „świdrów”, miały one w zasadzie już tylko wartość historyczną. Natomiast w okresie, gdy były używane przez autora, stanowiły niewątpliwie rewelację i nie miały sobie równych aż do lat 50.

W pierwszych latach powojennych, na wielkich jeziorach Szwecji, USA i Szwajcarii używano morskich sond typu Kullenberga (1947). Natomiast w jeziorach małych czy płytkich nadal posługiwano się torfowym „puszkowym” świdrem Hillera, a w ZSRR świdrem „Instorf”, będącym powiększoną i znacznie ulepszoną wersją świdra Hillera.

Na tle wszystkich wspomnianych uprzednio konstrukcjach znaczny postęp stanowiły dwie tłokowe sondy rdzeniowe: pneumatyczna o długości 6 m, zaprojektowana w Anglii przez F.H. Mackeretha (1958) oraz nabijana w osady kafarem sonda ze sztywną ramą, skonstruowana w Szwajcarii przez H. Zülliga (1956b). W pierwszej z nich, pneumatycznej, sprężone powietrze służy do wtlaczania sondy w osady, a następnie do wyciągania jej z dna i wynoszenia na powierzchnię. Niewątpliwie zalety tej sondy to wyeliminowanie balastu czy kafara, windy do wyciągania z dna oraz płynne wchodzenie w osady, zapewniające uzyskiwanie rdzeni wysokiej jakości. Ze stosowaniem jej związane są jednak pewne nieuniknione trudności, takie jak: konieczność użycia dwóch przewodów wysokociśnieniowych, poważnie komplikujące użycie sondy i ograniczające je do niezbyt wielkich głębokości oraz poddawanie się długości sondy po pobraniu rdzenia związane z zasadą jej działania i teleskopową budową, co komplikuje wydobywanie sondy na pokład. Druga sonda rdzeniowa H. Zülliga wymaga kłopotliwego, stabilnego kotwiczenia platformy pływającej. Sprawia ona ponadto trudności z pionowym ustawieniem jej na powierzchni miękkich osadów, a zasada jej konstrukcji sprawia, że już w wersji o długości 4-5 m staje się bardzo trudna w użyciu.

W Polsce pierwsze sondy rdzeniowe wykonane zostały w latach 1958-60 na Stacji Limnologicznej IG PAN w Mikołajkach. Najpierw wykonano znacznie zmodyfikowaną sondę rdzeniową typu Zülliga o długości 5 m (Więckowski 1959). Jednakże z przyczyn omówionych powyżej oraz dlatego, że okazała się ona zbyt krótka i często nie osiągano spągu osadów jeziornych, zrezygnowano z jej stosowania.

Dzięki zdobytym doświadczeniom K. Więckowski (1961) zaprojektował i przy pomocy mechanika F. Natkańca zbudował sondę całkowicie nowej konstrukcji. Pozwalała ona na wydobywanie z dowolnej głębokości rdzeni osadów o długości do 10 m i średnicy 6 cm. Mogła być używana zarówno z platformy pływającej, jak i z powierzchni lodu.

Jednakże w trakcie prac prowadzonych na jeziorach mazurskich okazało się, że nawet ta 10-metrowa sonda jest często zbyt krótka dla uzyskiwania rdzeni osadów obejmujących pełny ich przekrój od stropu do spągu, zwłaszcza w najgłębszych częściach jezior. Dalsze przedłużanie tej sondy np. do 15 m, aczkolwiek możliwe, czyniłoby ją zbyt ciężką, niewygodną i nie nadającą się do użycia w jeziorach płytkich. Zaprojektowano więc kolejną sondę nowego typu (Więckowski 1961). Umożliwia ona wydobywanie rdzeni o niezaburzonej stratyfikacji do głębokości 30-40 m poniżej powierzchni dna (w odcinkach 1 m lub 2 m). Możliwe jest również wydobywanie rdzeni z torfowisk, iłów, utworów lessowych itp. nawet bardzo zwięzłych. Sonda ta jest niezawodna w działaniu i prosta w eksploatacji. Na jeziorach najlepiej jest używać jej z powierzchni lodu. Waga tej sondy wraz z wyposażeniem i zestawem sztang długości 50 m wynosi około 400 kg. Do jej transportu wystarcza więc nawet dwukołowa przyczepa holowana przez samochód osobowy.

Krótki zarys rozwoju badań osadów jeziornych, ich typologii, klasyfikacji i terminologii

Uprzednio wspomniano o nieprzerwanym wzroście roli badań osadów dennych w poznawaniu przeszłości mórz i oceanów, a zwłaszcza zmian chemizmu wód oraz historii i ewolucji wszystkich form organizmów żywych tam występujących. Podobnie wszechstronne badania osadów jeziornych (ich chronostratygrafii, właściwości fizycznych, zawartości szczątków organicznych roślinnych i zwierzęcych), a także prawidłowości ich występowania, miąższości, tempa akumulacji oraz procesów sedymentacji miały i mają ogromne i ciągle wzrastające znaczenie dla studiów nad późnym glaciałem i holocenem, dla paleolimnologii, paleogeografii, paleoklimatologii, paleobotaniki, paleozoologii, hydrobiologii i wielu innych nauk przyrodniczych.

Charakter zmian stosunków ilościowych oraz składu gatunkowego, stanu szczątków organizmów i pozostałych materiałów budujących poszczególne warstwy osadów stanowią szyfr, w którym sezon po sezonie i rok po roku zapisane są wszystkie zmiany warunków życia w danym zbiorniku i jego otoczeniu, będące wynikiem zmian klimatu i związanych z tym wahań poziomu wód, zmian sieci hydrograficznej itd. – słowem historii ewolucji danego jeziora i środowiska przyrodniczego otaczającego go obszaru. Szyfr ten jest jednak bardzo trudny do odczytania w sposób pełny i prawidłowy. Dlatego też, chociaż wysiłki w tym celu podejmowane są już od poł. XIX w., dalecy jesteśmy, mimo niewątpliwych sukcesów, od rozwiązania tych niezmiernie złożonych problemów w sposób wyczerpujący.

Ogólniejsze przedstawienie rozwoju badań osadów jeziornych wymagałoby oddzielnej, obszernej pracy, dlatego ograniczymy się tu jedynie do szkicowego przedstawienia problemu. Przedtem jednak należy wspomnieć o zagadnieniach ich typologii, klasyfikacji i terminologii.

Uczony szwedzki H.V. Post był pierwszym, który zaczął się badaniem osadów jeziornych. W 1862 r. opublikował pracę, w której dokonał pierwszej próby typologii i klasyfikacji osadów. Wprowadzone przez niego do literatury terminy „gytia” i „dy” utrzymały się dotychczas, mimo, że wywoływały niejednokrotnie ożywioną dyskusję, a poszczególne badacze w różnych okresach wkładali w nie odmienną treść. Sam autor pisał, że „gytia” jest utworem koprogenicznym, składającym się głównie z mieszaniny szczątków zoo- i fitoplanktonu, skorupki mięczaków, chitynowych szczątków owadów, pyłków i spor roślin wyższych oraz ziarn kwarcu, miki itp. Barwa jej jest szara lub szarordzawa.

„Dy” wg H.V. Posta zawiera te same składniki co gytia, ale z dodatkiem brunatnych cząstek i koloidów humusu. Dy jest brązowe lub czarnobrązowe. Osady tego typu występują w jeziorach o wodzie zabarwionej na brązowo (dystroficznych – K.W.) – czyli jest to gytia zmieszana z cząstkami humusowymi i koloidami („doplerytem”). Tak więc wg H.V. Posta gytia jest głównie utworem autochtonicznym, a dy w znacznej mierze allochtonicznym, gdyż humus we wszystkich postaciach jest głównie wnoszony do zbiorników z zewnątrz. H.V.Post wyróżniał gytie węglanową, gliniastą i piaszczystą oraz jeziorną przybrzeżną i głębokowodną, źródlaną, stawową i rzeczną w zależności od miejsca jej powstawania. Dy również dzielił na przybrzeżne, głębokowodne i „torf-dy”. Była to więc w pewnym sensie klasyfikacja genetyczna. Koprogenny charakter gytii i rolę fauny dennej w mieszanii składników mineralnych z organicznymi w osadach podkreślał również C.Wesenberg-Lund (1901).

W tym samym czasie R. Lauterborn (1901) użył nowego terminu „sapropel” (z greckiego – gnijący il) dla określenia brunatnoczarnych, cuchnących siarkowodorem osadów tworzących się w środowisku beztlenowym małych płytkich zbiorników wodnych.

Klasyfikacja H. Potonie

W trzy lata później, niezależnie od Lauterborna, termin ten wprowadził H. Potonie (1904), dokonując klasyfikacji osadów na podstawie ilościowego udziału składników organicznych i mineralnych oraz rodzaju zawartego w nich humusu, przy czym terminu „sapropel” używał w sensie szerszym niż R. Lauterborn. **H. Potonie** (1906, 1908, 1911, 1912) osady jeziorne dzielił na trzy główne grupy, w ramach których wyróżnia typy osadów:

- I. Osady z małą zawartością składników nieorganicznych
 - podgrupa 1 – osady bez substancji humusowych
 - a – czysty sapropel – Reines Sapropel
 - b – sapropel z glonów – Algen Sapropel
 - podgrupa 2 – osady z mniejszą lub większą zawartością humusu
 - a – sapropel doplerytowy – Sapropel
 - b – torf sapropelowy – Torf Sapropel
- II. Osady z wysoką zawartością składników nieorganicznych
 - a – sapropel wapnisty – Kalk Sapropel

- b – sapropel okrzemkowy – Diatomeen Sapropel
- c – ziemia sapropelowa – Sapropel Erden
- d – sapropel ilasty – Sapropel Ton
- e – sapropel spiaszczony – Sapropel Sand i Saprosummit (gruboziarnisty)

III. Torfy jeziorne

- a – torf allochtoniczny pierwotny – Primar Allochtone Torfe – „Schwemmtorfe”
- b – torf allochtoniczny wtórny – Sekundar Allochtone Torfe – „Schlammtorfe”
- c – torf sapropelowy – Sapropel Torfe

Wg H. Potonie, organiczne składniki sapropeli to głównie szczątki organizmów wodnych, zwłaszcza zoo- i fitoplanktonu. Są one bogate w tłuszcze i woski, a ubogie w węglowodany i nie zawierają żywic. Proces ich rozkładu – butwienie (bituminizacja) – odbywa się w środowisku obojętnym lub zasadowym. Produkt końcowy jest ubogi w węgiel, ma konsystencję kaszowatą lub galaretowatą, po wysuszeniu staje się bardzo twardy.

Natomiast w torfach jeziornych głównym składnikiem są szczątki roślin wyższych, zwłaszcza bagiennych i przybrzeżnych, ubogie w tłuszcze, a bogate w węglowodany i substancje żywiczne. Proces ich rozkładu – torfienie (zwęglanie) zachodzi w środowisku kwaśnym (kwasy humusowe). Produkt końcowy jest bogaty w węgiel, w stanie wysuszonym jest łatwo łamliwy.

Terminologia H.V. Posta i H. Potonie przyjęta została przez większość ówczesnych badaczy, którzy operowali, jako synonimami, terminami „Dy” – sapropel doplerytowy i „gytia” – czysty sapropel. Przyjęła się ona również w Rosji, czemu sprzyjało przetłumaczenie prac tych autorów na język rosyjski.

Niektórzy badacze niemieccy zajmujący się torfami, bogate w materię organiczną osady jeziorne uważali za odmiany torfu. Jeden z nich, C.A.Weber (1908) uważał, że osady te powstają głównie ze szczątków makrofitów rozdrobionych przez faunę wodną i zmieszanych z jej wydzielinami. Nie brał pod uwagę natomiast zupełnie osadotwórczej roli mikroorganizmów mimo, że w tym czasie była już ona uwzględniana przez licznych badaczy. Bogate w materię organiczną osady jeziorne określał terminem „mudde”, który uważał za synonim gytii i sapropelu. Owe „mudden” dzielił następnie na ilastą (Tonmudde), zawierającą znaczną ilość składników nieorganicznych i wapnistą (Kalkmudde) oraz na zawierającą nieznacznie ilość składników nieorganicznych – Torfmudde i Lebermudde (wątrobiastą).

Terminu „mudde” używał również E. Ramann (1906) jako synonimu „Schlamm” lub „Dy” dla określenia osadów drobnodetytrusowych, bogatych w substancje organiczne i humusowe.

Klasyfikacja L. Posta i R. Granlund

Kolejną próbę własnej klasyfikacji osadów jeziornych podjęli **L. Post** i **R. Granlund** (1926). Wyróżnili dwie główne grupy osadów:

- I. Osady o wysokiej zawartości węglanów wapnia:
- a – gytia ze szczątków muszelek – Schallengytia (Snackgytia)
 - b – kreda jeziorna – Seekreide (Bleke)
 - c – gytia wapnista – Kalkgytia
- II. Osady bezwęglanowe lub o małej zawartości węglanów wapnia:
- a – osady krzemianowe – Kieselgur (gytia okrzemkowa)
 - b – gytia gliniasta (ilasta) – Tongytia, Lergytia
 - c – gytia z glonów – Algengytia
 - d – gytia drobnodetrytusowa – Feindetritusgytia
 - e – gytia grubodetrytusowa – Groberdetritusgytia
 - f – gytia z liści drzew rosnących wokół zbiornika – Laubgytia
 - g – dy z mchów sfagnowych, jasne – Bleichmoosdy
 - h – dy z mchów brunatnych – Braunmoosdy
 - i – dy jeziorne – Seedy (odmiana gytii grubodetrytusowej)

Wszystkie wyróżnione powyżej odmiany osadów zostały przez autorów dość szczegółowo opisane, przy czym charakterystyka ta obejmuje: barwę, konsystencję w stanie świeżym i po wysuszeniu, charakter i stopień rozkładu detrytusu, rodzaj i ilość składników nieorganicznych oraz stopień ich dyspersji itp.

Klasyfikacja Bülowa

Pewne nawiązanie do ujęcia C.A.Webera stanowi klasyfikacja zaproponowana przez **K. Bülowa** (1929). Wszystkie bez wyjątku rodzaje osadów organogenicznych określał ogólnym terminem „Mudden”, które następnie dzielił na:

- I. Gytie humusowe – Humuse Mudden
- a – torf napływowy – Schwemmtorf
 - b – gytie humusowe – Humusmudden
- II. Gytie sapropelityczne – Sapropelitische Mudden (Gyttjen)
1. Mniej lub bardziej czyste gytie sapropelowe – Reine Sapropel
 - a – gytia drobnodetrytusowa – Feindetritusmudde
 - b – gytia z glonów – Algenmudde
 - c – gytia grubodetrytusowa – Grobdetritusmudde
 2. Gytie bogate w składniki nieorganiczne – Anorganischen Toilen Reiche Mudden
 - a – gytia piaszczysta – Sandmudde
 - b – gytia ilasta – Tonmudde lub Lehmmudde (gliniasta)
 - c – gytia okrzemkowa – Diatomeenmudde
 - d – gytia wapnista – Kalkmudde lub Muddekalk
 - e – gytia żelazista – Eisenhaltigemudde

W tym samym okresie A. Wetzel (1928) i K. Höll (1932) zajęli się znów osadami opisanymi przez Lauterborna (1901). Na podstawie wyników badań własnych K. Höll stwierdził, że terminu sapropel należy używać tylko zgodnie z intencją Lauterborna, do określania osadów brunatnoczarnych o konsystencji mazi, cuchnących siarkowodorem, powstających w zbiornikach polisaprobowych. Dla wszystkich pozostałych typów osadów należy zachować nazwę gytia. Pogląd ten podzielali E. Wasmund (1938) i K. Krejci-Graf

(1935). Nieco odmienny punkt widzenia reprezentował natomiast R. Potonie (1938a) twierdząc, że sapropelie w sensie Lauterborna nie są sapropelami właściwymi – „eusapropelami” powstającymi tylko w głębokich, beztlenowych częściach dna jezior i dlatego powinny być zaliczone do grupy „humulitów”, to jest osadów typu dytyrfopel.

Klasyfikacja H. Potonie i E. Wasmunda

Równocześnie **R. Potonie** (1938b) i **E. Wasmund** (1938) zajęli się modyfikacją i uzupełnieniem klasyfikacji H. Potonie przytoczonej uprzednio. Osady jeziorne podzielili na następujące grupy podstawowe:

- a – humulity – do których zaliczają: torf i dy
- b – saprolity – do których należą: gytia i sapropel
- c – kalcility – do których należą: kreda i margiel jeziorny
- d – syderolity, czyli rudy jeziorne
- e – silikonity, czyli diatomity
- f – biopelity, czyli osady ilaste z niewielką zawartością materii organicznej
- h – psammity, czyli piaski
- i – hality, czyli osady denne zbiorników słonych

Z biegiem czasu pojawiały się ponadto wciąż nowe terminy jako synonimy gytii – „plankopel” i dy – „želopel”, cytowane przez H. Gamsa (1921) oraz dy „Tyrfopel”, zaproponowany przez E. Naumanna (1922). Ten wybitny hydrobiolog szwedzki początkowo osady denne dzielił tylko na organiczne i nieorganiczne. Osady organiczne w przekroju pionowym dzielił na warstwę powierzchniową złożoną ze świeżych szczątków zoo- i fitoplanktonu, które pod działaniem fauny dennej i bakterii przekształcają się następnie w gytie oraz na warstwę niższą, złożoną z gytii już uformowanej „właściwej”.

W pracach późniejszych E. Naumann (1925, 1930) zaadoptował i uzupełnił od strony biologicznej (wiąząc typy gytii z przeważającym w danym jeziorze typem planktonu) wcześniejszą klasyfikację G. Lundquista (1925, 1927) opracowaną na podstawie wyników mikroskopowej analizy „strukturalnej” osadów jeziornych. W literaturze znana jest ona jako klasyfikacja Lundquista-Naumanna. W zasadzie jest ona podobna do omówionej poprzednio klasyfikacji L. Posta i R. Granlunda (1926), od której różni się tylko dodatkowymi kryteriami wyróżniania poszczególnych typów osadów (określanie procentowej zawartości niektórych składników). W klasyfikacji tej autorzy dodatkowo wyróżnili osady określone jako ochra diatomowa – „Diatomenocker”. Poza tym wyjątkiem zarówno liczba wyróżnionych odmian, jak i terminologia są identyczne jak u L. Posta i R. Granlunda.

Klasyfikacja G. Lundquista

Następnie **G. Lundquist** (1942), który konsekwentnie rozwijał swoją metodę mikroskopowej analizy „strukturalnej” osadów, opracował nową klasyfikację, bazującą całkowicie na wynikach tej analizy. Podstawę do wyróżnienia oddzielnych typów osadów w poszczególnych grupach stanowi

procentowy udział (procent pokrycia powierzchni preparatu mikroskopowego) przez wybrany składnik – detrytus, CaCO_3 , okrzemki itp. Na podstawie tych założeń wyróżnił siedem grup osadów w obrębie których dokonuje następnie bardziej szczegółowego podziału:

- I. Osady drobno- i grubodetrytusowe zawierające
 - 0-10% grubego detrytusu to gytia drobnodetrytusowa
 - 10-25% grubego detrytusu to gytia z grubym detrytusem
 - 25-100% grubego detrytusu to gytia grubodetrytusowa
- II. Osady detrytusowo-glonowe – Blaualggen (schleim) – sinicowe
 - 0-10% sinic to gytia drobno- lub grubodetrytusowa
 - 10 –20% sinic to gytia drobno- lub bogata w sinice
 - 20-100% sinic to gytia sinicowa
- III. Osady detrytusowo-okrzemkowe
 - 0-10% okrzemek to gytia drobno- lub grubodetrytusowa
 - 10-50% okrzemek to gytia drobno- lub grubodetrytusowa, bogata w okrzemki
 - 50-90% okrzemek to osady okrzemkowe z drobnym lub grubym detrytusem
 - 90-100% okrzemek to osady okrzemkowe (krzemianowe) – „Kieselgur”
- IV. Osady detrytusowo-limonitowe
 - 0-5% limonitu to gytia drobno- lub grubodetrytusowa
 - 5-30% limonitu to gytia drobno- lub grubodetrytusowa z limonitem
 - 30-70% limonitu to gytia drobno- lub grubodetrytusowa bogata w limonit
 - 70-90% limonitu to limonit z drobnym lub grubym detrytusem
 - 90-100% limonitu to limonit
- V. Osady detrytusowo-wapniste (węglanowe) zawierające:
 - 0-5% CaCO_3 to gytia drobno- lub grubodetrytusowa albo sinicowa
 - 5-20% CaCO_3 to gytia drobno- lub grubodetrytusowa z CaCO_3
 - 20-70% CaCO_3 to gytia drobno- lub grubodetrytusowa sinicowa bogata w CaCO_3
 - 70-100% CaCO_3 to kreda jeziorna
- VI. Osady detrytusowe z dużą zawartością mineralnych cząstek spławialnych (ilastych)
 - 0-10% części mineralnych to gytia drobno- lub grubodetrytusowa
 - 10-40% części mineralnych to gytia drobno- lub grubodetrytusowa ilasta
 - 40-90% części mineralnych to gytia drobno- lub grubodetrytusowa bogata w ił
 - 90-100% części mineralnych to ił
- VII. Osady detrytusowo-humusowe – dy
 - 0-5% dy to gytia drobno- lub grubodetrytusowa
 - 5-20% dy to gytia drobno- lub grubodetrytusowa z domieszką dy
 - 20-100% dy to dy

Klasyfikacja ta budzi wiele zastrzeżeń, zarówno ze względu na jej czysto formalny charakter, jak też całkowitą dowolność zróżnicowania przedziałów procentowych w ramach każdej grupy. Była też niejednokrotnie poddawana krytyce (Hansen 1961, Korde 1956), podobnie jak cała „ilościowa” strona metody – mikroskopowej analizy strukturalnej. Chodzi o to, że wyniki tej analizy wyrażone w procentach zawartości poszczególnych składników, a zwłaszcza materii organicznej, są całkowicie nieporównywalne z wynikami analiz chemicznych i fizycznych.

Bardzo szczegółową, opartą na solidnych podstawach metodycznych klasyfikację osadów i gleb bagiennych oraz oryginalną terminologię opracował J. Troels-Smith (1955). Zaproponowana przez niego klasyfikacja jest wnikliwa i konsekwentna, a poszczególne typy i rodzaje osadów wyróżniane są na podstawie dokładnych i wszechstronnych analiz ilościowych i jakościowych licznych charakterystycznych składników. Między innymi uwzględnia on stopień rozdrobnienia i rozkładu oznaczalnych szczątków roślin makroskopowych, określa uziarnienie składników mineralnych według frakcji przyjętych w gleboznawstwie, określa zawartość bezstrukturalnych substancji humusowych, barwę i konsystencję w stanie świeżym i po wysuszeniu, ciężar właściwy i objętościowy, wilgotność itd. W sumie jest to najbardziej szczegółowa i poprawna klasyfikacja osadów, przedstawiająca dużą wartość dla zajmujących się badaniami osadów, zwłaszcza holocenijskich.

Klasyfikacja G.J. Wiereschczagina i K.K. Gilzena

W Rosji **G.J. Wiereschczagin** i **K.K. Gilzen** na podstawie wyników analiz chemicznych i innych wyróżnili następujące rodzaje osadów jeziornych:

1. Zmurszałe iły gliniaste, lekkie, drobnodetrytusowe osady z dużą zawartością materii organicznej – odpowiednik sapropeli
2. Iły torfiasto-roślinne – osady grubodetrytusowe z mnóstwem szczątków makrofitów i wysoką zawartością materii organicznej – „sapropel torfiaste”
3. Iły podsławinowe lub zmurszałe roślinne zawierające mnóstwo szczątków mchów i bogate w substancje organiczne
4. Osady wysokopopielne – piaski gliniaste i mułki wymieszane ze szczątkami fauny i flory.
 - Dokonałi również klasyfikacji materiałów, z których tworzą się osady, wyróżniając następujące elementy składowe:
 - Składniki opadające z toni wodnej
 - a – organiczne (plankton, nekton roślinny i zwierzęcy)
 - b – mineralne, wytrącone biochemicznie i fizykochemicznie
 - Składniki miejscowe występujące in situ
 - a – organiczne (bentos roślinny i zwierzęcy, makrofity przybrzeżne, łąki podwodne)
 - b – mineralne, wytrącone biochemicznie i fizykochemicznie
 - Składniki allochtoniczne
 - a – fluwialne (organiczne i mineralne)
 - b – aerolityczne (organiczne i mineralne)

Klasyfikacja Ałabyszewa

Następną była klasyfikacja osadów jeziornych opracowana przez **W.W. Ałabyszewa** (1932), w której wyróżniono:

Piaski i gliny saprokollowe tworzące najniższe warstwy osadów jeziornych – mają właściwy piaskom i glinom skład mechaniczny, związłą, plastyczną konsystencję. Są szare, żółte do błękitnawoszarych. Niekiedy zawierają liczne szczątki mchów i innych makrofitów arktycznych oraz okrzemek, zielenic i zooplanktonu.

Wapienie sapropelowe zwane marglem jeziornym – plastyczne, białawe, żółte, kremowe, niebieskawoszare do brązowych i brunatnych. Po wysuszeniu jaśnieją, stają się łamliwe, burzą z kwasami. Szczątków roślinnych jest w nich niewiele, natomiast niekiedy zawierają liczne skorupki mięczaków.

Saprokoll – osady o konsystencji gęstego żelu, oliwkowe, różowawe do brunatnych. Przy wysychaniu (nieodwracalnym) tracą 3-4 razy na objętości i ulegają charakterystycznemu rozwarstwieniu na cienkie płytki.

Sapropiele – osady o półpłynnej galaretowatej konsystencji, głębiej nieco bardziej związłe, jasne, oliwkowoszare lub ciemniejsze do brunatnych. Ich uwodnienie sięga 95%, przy wysychaniu nie rozwarstwiają się. Główne składniki to szczątki mikroorganizmów wodnych, glonów i CaCO_3 .

Torfy saprokollowe – osady ostatniego stadium przechodzenia jeziora w torfowisko. Makroskopowo szczątki roślinne stanowią w nich ponad 50%, reszta to kwaśne humusy koloidalne. Udział szczątków mikroorganizmów jest niewielki.

Iły torfowe – osady podobne do torfów saprokollowych, od których różnią się tylko większą zawartością amorficznych szczątków roślinnych (są bardziej rozłożone) i humusu koloidalnego, zazwyczaj cuchną siarkowodorem.

Klasyfikacje N.W.Korde

Bardziej wszechstronną, opartą na kompleksowym wykorzystaniu wielu rodzajów analiz i cech osadów jest klasyfikacja opracowana przez **N.W. Korde** (1956, 1960). Wyróżnia ona trzy grupy założeń, które winny być uwzględnione przy klasyfikacji osadów jeziornych:

- 1 – Konieczne jest ujęcie kompleksowe, uwzględniające cechy zewnętrzne i właściwości fizyczne, takie jak: barwa, konsystencja, ciężar objętościowy oraz wyniki analizy chemicznej, biologicznej i składu mineralnego.
- 2 – Należy uwzględniać jedynie określone, konkretne cechy osadów, a wykluczać domniemane.
- 3 – Wybór tych konkretnych cech nie może być przypadkowy i oparty tylko na tym, że dana cecha rzuca się w oczy, ale celowy i logicznie uzasadniony.

Za najbardziej ogólną cechą osadów, odzwierciedlającą wyniki złożonych procesów wzajemnych zależności oraz czynników biotycznych i abiotycznych prowadzących do powstawania osadów, uważa Korde stosunki ilościowe pomiędzy organiczną i nieorganiczną częścią osadów. Na tej podstawie dzieli osady na trzy zasadnicze grupy:

I – Sapropiele właściwe – osady niskopopielne, zawierające ponad 50% materii organicznej w przeliczeniu na suchą masę

II – Sapropiele o stosunkowo niskiej (15-50%) zawartości materii organicznej

III – Osady jeziorne o wysokiej zawartości popiołu, poniżej 15% materii organicznej

Każdą z tych grup Korde dzieli na typy i ich kombinacje, głównie w zależności od tego, szczątki której grupy organizmów wodnych, zwłaszcza mikroskopijnych, są w osadach najliczniej reprezentowane i zdecydowanie dominują nad pozostałymi. Oczywiście uwzględniane są również te cechy osadów, o których była mowa uprzednio. Na podstawie tych założeń Korde wyróżnia następujące typy osadów:

- 1 – Sapropiele okrzemkowe – powstające w zbiornikach bogatych w sole mineralne, zwłaszcza w azotany oraz w krzemiany. Najczęściej są one ubogie w materię organiczną.
- 2 – Sapropiele sinicowe – powstające w płytkich zbiornikach, otoczonych torfiastą spławiną. Najczęściej są bogate w materię organiczną, jednak niekiedy muszą być zaliczane do grupy drugiej, gdy są zailone lub wapniste.
- 3 – Sapropiele, w których dominują szczątki Protococcales – bardzo charakterystyczne dla płytkich zarastających makrofitami zbiorników eutroficznych. W zależności od zawartości materii organicznej są zaliczane do pierwszej, drugiej lub nawet do trzeciej grupy.
- 4 – Sapropiele z dominacją szczątków Chirosonomadiae (wiciowców) – spotykane są rzadko, częściej jako okrzemkowo-wiciowcowe lub takie, w których obok wielu gatunków występują wiciowce. W zależności od udziału materii organicznej zaliczane są do pierwszej lub drugiej grupy.
- 5 – Sapropiele z dominacją szczątków Desmidiaceae (wstężnic), charakterystyczne dla warstw z okresu subarktycznego. Spotyka się także sapropiele torfiasto-wstężnicowe, zaliczane do pierwszej lub drugiej grupy.
- 6 – Sapropiele torfiaste – ze znaczną zawartością szczątków makrofitów – powstają w jeziorach zarastających i w strefie litoralu, często stanowią warstwę przejściową pomiędzy innymi sapropelami a torfem. Należą na ogół do pierwszej grupy.

Inni autorzy, jak np. M.M. Sołowiew, Ł.A. Biełogowaja (1934) i D.A. Łastoczkin (1949) i wyróżniali tylko: sapropiele – osady o niskiej zawartości popiołu i wysokiej zawartości materii organicznej; sapropelity – osady o wysokiej zawartości popiołu i niskiej zawartości materii organicznej. Dość powszechnie wyróżniano też „górną, najbardziej zmienną warstwę osadów, na określenie której pojawiły się terminy „biopel” (Wisłouch 1924), „saprogen” (Perfiliew 1952) i „pelogen” (Sołowiew 1928), jednak tylko ostatni z nich jest niekiedy stosowany.

Natomiast większość autorów rosyjskich posługuje się terminami ogólnymi: „osady denne”, „osady sapropelowe”, „osady ilaste”, „iły organogeniczne”, „osady jeziorne” itp. nie

stosując na ogół szczegółowszej klasyfikacji i unikając terminu „dy“.

Podobnie w literaturze zachodniej najczęściej używa się określeń ogólnych: „osady dennie“ i „osady jeziorne“. W dalszym ciągu jednak w dość powszechnym użyciu są terminy: gytia i dy, przy czym te dwa rodzaje osadów wyróżnia się teraz często na podstawie stosunku ilości węgla organicznego do azotu C/N. Wskaźnik ten był od dawna stosowany w gleboznawstwie dla charakterystyki gleb humusowych. Otóż, jeśli stosunek ten jest niższy od 10, zawartość węgla organicznego jest niższa od 50%, a humus koloidalny ma odczyn neutralny – to takie osady są gytia. Jeśli natomiast stosunek C/N jest wyższy od 10, zawartość węgla organicznego w substancjach humusowych przekracza 50%, a humus koloidalny ma odczyn kwaśny – to mamy do czynienia z osadem typu dy lub tyrfopel.

Klasyfikacje Hansena

K. Hansen (1959a, 1959b, 1961), za którym podano powyższe zasady klasyfikacji, twierdzi, że badania mikroskopowe wykazują, iż osady jeziorne powstają z trzech głównych składników:

- 1 – materii organicznej
- 2 – części mineralnych (głównie ziarenek kwarcu)
- 3 – nieorganicznych składników biogenicznych, głównie szczątków okrzemek i węglanu wapnia powstałego ze startych skorupek mięczaków oraz wytrąconego chemicznie z wody w wyniku asymilacji wolnego CO₂ przez glony i makrofity.

Wg Hansena gytia jest mieszaniną szczątków wszystkich rodzajów organizmów żyjących w jeziorze, substancji nieorganicznych wytrąconych z wody w wyniku procesów biochemicznych oraz składników mineralnych, dy jest natomiast gytia zmieszana z doppleritem. W pracach swych Hansen używa również terminów: tyrfopel, gytia detrytusowa, okrzemkowa, planktonowa itp.

Grosse-Brauckmann (1961) w pracy dotyczącej klasyfikacji osadów organogenicznych szczegółowo charakteryzuje treść (sens) poszczególnych terminów i zakres ich stosowania. Wykazuje, że interpretacja i definiowanie poszczególnych terminów przez różnych autorów są często wieloznaczne i nieprecyzyjne. Przytacza również i charakteryzuje wszystkie poważniejsze przykłady klasyfikacji osadów. W konkluzji dochodzi do wniosku, że wprawdzie terminy: gytia, dy, sapropel i mudde były zawsze używane do określania osadów organogenicznych, ale w bardzo różnym sensie. Obecnie także nie ma zgodności co do ścisłego ich znaczenia. Następnie stwierdza, że z wyjątkiem „mudde“ terminy te już w sobie zawierają pewną interpretację genezy osadów, a współczesne metody nie pozwalają na ścisłe jej określenie w trakcie prac terenowych. Dlatego w sprawozdaniach lepiej używać terminu mudde, który nie sugeruje nic odnośnie genezy, a oznacza tylko, że są to osady czwartorzędowe z względnie wysoką zawartością materii organicznej.

Klasyfikacje Stangenberga

W literaturze polskiej przyjęły się terminy: gytia i dy, przy czym ten ostatni jest raczej rzadko stosowany. W zasadzie jedyną oryginalną próbę klasyfikacji osadów jeziornych w piśmiennictwie polskim znajdujemy w pracy **M. Stangenberga** (1938). Na podstawie badań własnych (głównie analiz chemicznych) powierzchniowych warstw osadów z głębokich części 119 jezior Suwalszczyzny wyróżnił następujące typy osadów:

I. Osady krzemianowe

- a – szarozółte, popielatozółte lub żółte
- b – zawartość materii organicznej – 20-30%
- c – zawartość CaCO₃ – 20-30%
- d – zawartość żelaza – 2-15%
- e – zawartość krzemianów > 45%

II. Osady organiczne

- a – ciemnoszare, czarnoszare lub czarne
- b – zawartość materii organicznej >45%
- c – zawartość CaCO₃ – 1,5-28%
- d – zawartość żelaza do 12%
- e – zawartość krzemianów do 38%

III. Osady o wysokiej zawartości CaCO₃

- a – jasnopopielate, popielate, szare lub szarozółte
- b – zawartość materii organicznej do 35%
- c – zawartość CaCO₃ >50%
- d – zawartość żelaza – 1-17%
- e – zawartość krzemianów do 30%

IV. Osady mieszane. Do tego typu należą osady, w których żaden ze składników nie występuje w ilości ponad 50%, a raczej wszystkie mają podobny udział po około 30%.

W klasyfikacji tej M. Stangenberga nie wyodrębnił, jako osobnej grupy, osadów o wysokiej zawartości żelaza twierdząc, że we wszystkich wyróżnionych odmianach osadów znajdować się ono może w różnych ilościach, nigdzie jednak nie dominuje.

Klasyfikacje Horawskiego

Należy tu jeszcze wspomnieć o późniejszej próbie klasyfikacji osadów dennych opracowanej przez **M. Horawskiego** (1971) na podstawie wcześniejszych klasyfikacji oraz badań własnych, głównie osadów podtorfowiskowych. Autor wyróżnia cztery typy osadów:

- 1 – osady mineralne o popielności 55-85% suchej masy
- 2 – minerosapropel – osady o popielności 50-80% suchej masy
- 3 – sapropel – osady o popielności < 50% suchej masy
- 4 – tyrfopel

Owe cztery typy osadów podzielone są na dwanaście rodzajów + dwa przejściowe. W tej klasyfikacji terminologia została praktycznie w całości przejęta z wcześniejszych. Częściowo natomiast zmienione zostały przedziały procentowej zawartości popiołu w poszczególnych „rodzajach“ osadów.

Reasumując, można stwierdzić, że zarówno w dziedzinie terminologii, jak i typologii (klasyfikacji) osadów istnieje

wiele dowolności i niejasności. Powoduje to duże trudności w korzystaniu z literatury. W przypadkach, gdy brak jest wyników analiz, to na podstawie samych opisów nie zawsze można zorientować się o jakie osady chodzi.

Omówienie badań osadów jeziornych prowadzonych w świecie

Jak wspomniano uprzednio, pierwszą pracę dotyczącą osadów jezior opublikował H. Post (1862). Dotyczyła ona opisu i klasyfikacji osadów. Autor podał w niej również szczegółowe definicje zaproponowanych przez siebie terminów „gyttja” i „dy”.

Następnie w 1873 r. A. Heim (1900) podjął próbę eksperymentalnego ustalenia wielkości rocznego przyrostu warstwy osadów na dnie jeziora Czterech Kantonów (Szwajcaria). W tym celu w różnych punktach dna ustawił 6 specjalnych skrzynek, które po roku miały być wydobyte, a odłożona w nich warstewka osadów dokładnie pomierzona i zbadana. Jednakże próba wydobycia tych skrzynek nie udała się. Podczas drugiej serii eksperymentów, przeprowadzonych w 1897 r., szereg skrzynek ustawiono na głębokościach do 200 m, podobnie jak poprzednio na przeciąg roku, następnie po udanym podniesieniu i dokonaniu pomiarów ustawiono je na dnie na dalsze półtora roku. Wyniki tych eksperymentów sedymentologicznych pozwoliły A. Heimowi (1900) ustalić, że intensywność akumulacji osadów w poszczególnych latach i miejscach zbiornika jest różna.

Podobne eksperymenty były w latach 1901-1910 przeprowadzone również na innych jeziorach Szwajcarii przez innych badaczy, ich wyniki potwierdziły dane uzyskane przez A. Heima.

W międzyczasie F. Forel (1892), uważany powszechnie za prekursora nowoczesnej limnologii, w swej klasycznej monografii Jeziora Genewskiego przedstawił próbę teoretycznego obliczenia (na podstawie określenia ilości zawieszin w wodzie) prędkości zasypywania jego misy przez Rodan. Obliczenia te były jednak mało dokładne i niepełne, gdyż F. Forel nie uwzględnił substancji organicznych i mineralnych powstających w samym jeziorze.

W Austrii na jeziorze Luntzeer badania sedymentologiczne prowadził G. Götzinger (1911, 1912). W latach 1909-1910 wykonał serie 3-4 miesięcznych eksperymentów, które miały potwierdzić jego założenia teoretyczne. Przypuszczał, że intensywność akumulacji osadów pozostaje w prostej zależności od dopływu wód do zbiornika i dlatego powinna być różna nie tylko w poszczególnych latach, ale i w różnych porach roku. Wyniki badań własnych i dane opublikowane w Szwajcarii potwierdziły te założenia i pozwoliły na stwierdzenie, że najbardziej intensywna akumulacja ma miejsce wiosną podczas spływu wód roztopowych oraz niekiedy latem w okresie obfitych deszczów, natomiast jesienią, a w szczególności zimą jest minimalna. G. Götzinger (1911-1912) stwierdził również, że osady wiosenno-letnie są bardziej gruboziarniste,

niż jesiennie-zimowe i wysunął myśl o możliwości wykorzystania warstewek odpowiadających rocznym cyklom akumulacji do obliczania czasu trwania okresu polodowcowego.

Na znacznie szerszą skalę badania prowadził A. Reisinger (1932) w wielu jeziorach Bawarii w latach 1914-1932. Eksperymenty trwały od 3 do 8 lat i były prowadzone na głębokościach do 117 m. Wyniki i tu były podobne – znaczne wahania tempa akumulacji osadów stwierdzono zarówno w poszczególnych latach, jak i w różnych jeziorach w ciągu tego samego roku.

W Ameryce badania takie prowadzili V. Scott i D. Miner (1936) w dwu jeziorach stanu Indiana. Uzyskali wyniki identyczne z europejskimi. Badania te, które określić można by jako bierno-sedymentacyjne prowadzone były także w Rosji (Rossolimo 1937). Niekiedy podejmowane są i obecnie, między innymi w Polsce.

Wspomniany uprzednio E. Naumann był pierwszym, który zapoczątkował stratygraficzny kierunek badań osadów. Zmodyfikowana przez niego sonda S. Ekmana przyjęła się szeroko w badaniach limnologicznych. Przy pomocy tej sondy uzyskiwał rdzenie do 35 cm długości, tym samym nie mógł prowadzić poważniejszych studiów nad pionową stratyfikacją osadów, w których E. Naumann (1922) wyróżniał trzy podstawowe poziomy:

- 1 – warstwę powierzchniową (pelogen), w której zaczyna formować się gytia z opadłych na dno szczątków organicznych (głównie zoo- i fitoplanktonu) przy udziale fauny bentonicznej i bakterii,
- 2 – warstwę niższą (gytię właściwą),
- 3 – grunty podłoża.

Dwie pierwsze dzielił jeszcze na młodsze i starsze.

Bardziej szczegółowe badania stratygraficzne osadów z Jeziora Zurychskiego i Baldegger w latach 1918-1919 prowadził F. Nipkow (1920, 1928). Sondą Naumanna-Ekmana wydobyl z Jeziora Zurychskiego rdzeń, w którym pod siedmiocentymetrową warstwą szarego materiału allochtonicznego występowały 23 pary cienkich, na przemian ciemnych i jasnych warstewek o miąższości od 1 do 5 mm. W sumie miąższość tego warstwowanego odcinka wynosiła około 6 cm. Niżej zalegały dwie kolejne warstwy szarego materiału allochtonicznego o łącznej miąższości około 15 cm. Analogiczny obraz – owe 23 pary (ciemna-jasna) warstewek znalazł jeszcze w kilku innych rdzeniach wydobytych z głębokości 110-134 m. W rdzeniach wydobytych z mniejszych głębokości takiej mikrostratyfikacji nie stwierdzono.

Dzięki istnieniu szczegółowych danych dotyczących zakwitów planktonu i specyfiki jego składu gatunkowego w latach ubiegłych, udało się F. Nipkowowi (na podstawie mikroskopowych badań szczątków planktonu w poszczególnych warstewkach) odnieść owe 23 pary warstewek ściśle do okresu 1896-1918. Co więcej, warstewki odpowiadające okresowi 1913-1915 mógł na tej podstawie datować jeszcze ściślej i wyróżniać subwarstewki odpowiadające zimie 1913/1914 oraz wiosnie, początkowi lata, latu i jesieni 1914 r. (F. Nipkow 1928).

Badania te oraz znajomość faktu, że intensywne wytrącanie CaCO_3 (wskutek asymilacji wolnego CO_2 z wody przez fitoplankton i makrofity) w Jeziorze Zurychskim ma miejsce w maju, dały podstawę do twierdzenia, że jasne węglanowe warstewki osadów powstają wczesnym latem, a ciemniejsze zawierające więcej detrytus roślinnego i siarczków żelaza późną jesienią i zimą. Jeśli chodzi o warstwy materiału allochtonicznego, to także udało się ustalić, że pochodzą one z lat, w których miały miejsce wielkie osuwiska brzegów. W pracy tej więc po raz pierwszy na konkretnym materiale wykazana została rola szczątków organizmów planktonowych jako wskaźników chronostratygraficznych.

Już wcześniej C. Wesenberg-Lund (1901) wyraził przypuszczenie, iż cykliczne zmiany sezonowe zimno- i ciepłolubnych form planktonu powinny znaleźć odzwierciedlenie w uwarstwieniu i składzie chemicznym osadów. Wskutek braku możliwości uzyskania odpowiednich rdzeni osadów, nie mógł tego dowiedzieć.

Za przykładem F. Nipkowa K. Hummel (1923) bezskutecznie usiłował znaleźć podobną mikrostratyfikację w osadach Jeziora Bodeńskiego, wydobywanych z głębokości do 240 m. Podobnie F. Lenz (1924), który z dwunastu eutroficznymi jeziorami Holsztynu wydobyl 26 rdzeni osadów (z głębokości 5-52 m) nie stwierdził w nich uwarstwienia rocznego. Doszedł więc do wniosku, że powstawaniu uwarstwienia rocznego w osadach tych jezior przeszkadzają prądy przydenne, ryjąca fauna bentoniczna, procesy rozkładu materii organicznej, którym towarzyszy wydzielanie się pęcherzyków gazu, powodujących mieszanie tej półpłynnej jeszcze substancji oraz ich stosunkowo małe głębokości. W podobnym duchu wypowiadał się G. Lundquist (1927) twierdząc, że powstawanie mikrostratyfikacji w osadach wymaga specyficznych warunków i wobec tego jest ona zjawiskiem wyjątkowo rzadkim.

Jednakże w miarę rozwoju badań doniesienia o występowaniu mikrostratyfikacji były coraz częstsze. E. Whittaker (1922) w rdzeniu osadów wydobytych z głębokości 9,7 m z małego jeziora McKay w pobliżu Ottawy naliczył (poczynając od 3 cm poniżej powierzchni dna) 440 par (jasna-ciemna) warstewek o średniej miąższości 0,43 mm.

Na podstawie analiz chemicznych i mikroskopowych stwierdził, że warstewki szare składają się głównie z CaCO_3 i tworzą się wiosną, a brunatne o dużej zawartości detrytus roślinnego późnym latem i jesienią. Zimą pod lodem w zbiorniku tym, praktycznie biorąc, akumulacja nie zachodzi.

W tym samym czasie W.A. Johnston (1922) stwierdził występowanie uwarstwienia w osadach innego jeziora kanadyjskiego Lake Louise. Naliczył tu 30 par warstewek, jasnych – gruboziarnistych i ciemnych – drobnoziarnistych, o średniej miąższości pary 4-5 mm. Według niego, wszystkie te osady są allochtoniczne, przy czym jasne odpowiadają akumulacji wiosennej i letniej, a ciemne jesiennej. W jeziorze Ontario również stwierdzono uwarstwienie osadów wydobytych z głębokości ponad 190 m. Według E.M. Kindle (1929) ciemne i jasne warstewki różniły się tu jedynie barwą.

G.E. Coit i L. Collet (1925) w rdzeniu osadów długości 55 cm, wydobytych z Jeziora Genewskiego z głębokości ponad 100 m, stwierdzili występowanie kolejno szarych, gruboziarnistych i ciemnych, drobnoziarnistych warstewek o średniej miąższości pary około 2 mm. Warstwowanie to powiązali z charakterem zawieszin wnoszonych do jeziora przez wody Rodanu. Latem, zasilany przez lodowce, niesie masę materiału klastycznego, z którego powstają owe szare warstewki.

Wolstedt (1951) był również zdania, że w jeziorach przylodowcowych ciemne warstewki osadzają się zimą, a jasne latem. W pozostałych natomiast, gdzie istnieje życie, obfitość szczątków organicznych opadających późnym latem na dno tworzy warstewkę ciemną. Zimą dominują okrzemki, z ich opadających skorupki powstaje jasna warstewka osadów.

Podobny pogląd reprezentował A. Reissinger (1932). Na podstawie badań jeziora Starngender (Bawaria) twierdził, że jasne warstewki osadzają się zimą, a ciemne latem.

Pewne podsumowanie i uogólnienie tych obserwacji wykonane zostało przez W.H. Bradley'a (1931). Wysznuł hipotezę, że uwarstwienie osadów może być wywołane dwoma różnymi przyczynami:

- 1 – regularnymi, sezonowymi zmianami charakteru sedymentującego materiału organicznego. Materiał ten jest podstawą uwarstwienia sezonowego i gromadzi się głównie jesienią, po okresie masowego wymierania organizmów. Natomiast sedymentacja składników mineralnych może mieć charakter przypadkowy i nie wykazywać ścisłej korelacji ze zmianą pór roku.
- 2 – inną przyczyną powstawania uwarstwienia może być również rozmywanie osadów w strefie litoralu i wynoszenie powstałych zawieszin do strefy abisalnej, gdzie osadzają się powtórnie w kolejności zależnej od ich rozmiarów i ciężaru właściwego zgodnie z prawem Stokes'a. Tak więc po każdym sztormie w głębokich częściach zbiorników powinny powstawać dwie warstewki osadów: dolna – gruboziarnista i górna – z materiału drobniejszego. Jednakże w rzeczywistości założenia tych potwierdzić się nie udało. W.H. Bradley porzucił więc swoją „sztormową“ hipotezę i pozostał przy pierwszej, podkreślając, że działalność fauny dennej przeszkadza powstawaniu mikrostratyfikacji. Środowisko beztlenowe jest niezbędnym warunkiem jego zaistnienia.

Również E. Wasmund (1938) twierdził, że specyfika zmian przejawów życia w zbiorniku w ciągu poszczególnych pór roku musi znaleźć odbicie w charakterze mikrostratyfikacji osadów organogenicznych.

Poważniejsze prace w dziedzinie badania chemizmu osadów prowadzili J. Johnson, E. Williamson (1916), którzy próbowali określić rolę składników nieorganicznych w wytrącaniu i akumulacji CaCO_3 .

Na wymienienie zasługuje J. Romieux (1930), który badał występowanie CaCO_3 oraz L. Minder (1923), autor istotnych obserwacji dotyczących zależności wytrącania się CaCO_3 od wzrostu eutrofizmu Jeziora Zurychskiego i zakwitów w nim planktonu.

Obszerną pracę poświęconą wytrącaniu się CaCO_3 opublikował J. Pia (1933). Stwierdził on, że CaCO_3 może być wytrącane także na drodze czysto chemicznej, w wyniku przesylenia wody tym związkim w przypadku istnienia różnicy temperatur w miejscach wypływu zimnych, bogatych w CaCO_3 wód źródłanych do cieplejszego jeziora lub wskutek ulatniania się wolnego CO_2 do atmosfery.

Należy również wymienić pracę C. Portnera (1951) o fizyczno-chemicznych warunkach wytrącania CaCO_3 w jeziorze Neuchatel w Szwajcarii. W pracy tej znajdujemy także wyczerpujący przegląd literatury przedmiotu. Zagadnieniami tymi zajmowali się także E. Joukowski i J. Büffle (1938), którzy stwierdzili, że w Jeziorze Genewskim zachodzi stały wzrost zawartości CaCO_3 w osadach, od 29-33% w spągu do 77% w warstwach przypowierzchniowych. Wymienić należy także prace F. Tidelsky'ego (1929), R.J. Allgesera i in. (1934), A. Van Hooka (1937) i wielu innych.

Zagadnieniem różnych postaci materii organicznej w osadach oraz zmianami jej ilościowego udziału w ogólnej ich masie, na przestrzeni historii i ewolucji biologicznej jezior, zajmowali się: G.E. Hutchinson i A. Wollack (1940), K. Hansen (1961) i inni. Wiele problemów, zwłaszcza dotyczących zawartości karotenoidów w osadach znajdujemy w pracach J.R. Vallentyne'a (1956, 1957).

Analizę okrzemkową do badania ewolucji jezior i stratyfikacji osadów stosowali: A. Cleve-Euler (1944), P.S. Conger (1939), F.E. Round (1961) i inni.

Badaniami szczątków Cladocera w osadach zajmowali się C.E. Goulden (1964), D.G. Frey (1960a,b, 1964), a szczątkami Chironomide – J.B. Stahl (1959).

Nie sposób wymienić wszystkich, którzy wykorzystywali metodę analizy pyłkowej do określania wieku poszczególnych poziomów stratygraficznych w osadach. W latach powojennych stosuje się ją już powszechnie. Podobnie, określanie wieku bezwzględne osadów metodą ^{14}C i innymi metodami fizycznymi zapoczątkowane w latach pięćdziesiątych jest obecnie powszechne.

Ogólnym i metodycznym zagadnieniem dotyczącym procesów sedymentacji, warunków i tempa akumulacji oraz chemizmu i fizycznych właściwości osadów poświęcone są między innymi prace K. Lamkego (1939), G.E. Hutchinsona (1957), K. Hansena (1959a, b, 1961), W.H. Twenchofela (1941, 1950), H. Zulliga (1956a, 1956b), B.W. Perfiliewa (1972), oraz wielu innych.

Rozwój badań osadów jeziornych w Rosji charakteryzuje to, że już od wczesnego ich stadium, bo od 1915 r., obok dociekań czysto naukowych istotną rolę odgrywały i odgrywają prace związane z praktycznym wykorzystaniem osadów jeziornych (zwłaszcza bogatych w substancje organiczne) w różnych dziedzinach gospodarki: rolnictwie, hodowli, weterynarii, lecznictwie, budownictwie itp.. Przyczyniło się to do wzrostu zainteresowania osadami jeziornymi i do rozwoju badań w specjalnie organizowanych placówkach naukowo-badawczych.

Już w latach 1864-75 opisy powierzchniowych warstw osadów jeziora Ładoga opublikowali A.T. Uliskij (1864), J.F. Weisse (1865) i A.P. Andrejew (1875). Natomiast pierwszą próbę poznania pionowego przekroju osadów podjął Ł.A. Iwanow (1901). W próbkach, wydobytych ręcznym świadrem geologicznym z jeziora Bołogoje, stwierdził dobry stan zachowania szczątków roślinnych i zwierzęcych oraz zmiany ich składu gatunkowego na różnych poziomach. Ł.A. Iwanow podkreślał rolę organizmów w powstawaniu osadów oraz wskazywał, że w niektórych jeziorach wskutek ciągłej akumulacji osadów organicznych zawierających sole mineralne, może nastąpić obniżenie poziomu mineralizacji wód, a tym samym trofizmu zbiornika.

Wiele problemów związanych z historią jezior omawiali badacze torfowisk i bagien. Jeden z nich, G.J. Tanfiliew (1911) ustalił, że wiele z nich powstało na miejscu byłych jezior, które uległy zanikowi w procesie zarastania. Jednakże występował przeciw próbom wyjaśniania specyfiki stratyfikacji osadów jeziornych i torfów zmianami klimatu w okresie lodowcowym. Odmienne poglądy prezentował W.N. Sukačzew (1914, 1946), który zapoczątkował „historyczno-ekologiczne” podejście do badań osadów jeziornych. To on właśnie w 1914 r. w torfowisku Szuwałowskim odkrył tzw. „warstwę graniczną” z pniami sosny, której czas powstania ocenił na okres subborealny. Znaczące są również wyniki prowadzonych pod jego kierunkiem badań osadów jeziornych na Uralu i Syberii. W pracach swych wiele uwagi poświęcał roli szczątków wyższych roślin wodnych w powstawaniu osadów.

Po 1910 r., osadami bogatymi w substancje organiczne, a zwłaszcza „bałchaszytem” odkrytym w 1881 r. przez prof. Romanowskiego (P.W. Jeremiejew 1882), zainteresowali się chemicy i energetycy: N.W. Sokołow (1912), W.J. Wiernadskij (1926), W.W. Ałabyszew (1932) i D.M. Rura (1934). Przyczyniły się do tego prace M.D. Zalesskiego (1914, 1920, 1928), który wykazał, że genetycznie „bałchaszyt” jest zbliżony do węgla Bogheada, gdyż powstał z podobnych glonów.

I chociaż do wykorzystania tych osadów na skalę przemysłową nie doszło, to poszukiwania te przyczyniły się do rozwoju badań. Między innymi zorganizowano wówczas doświadczalną Badawczą Stację Sapropelową w miejscowości Załuczije. Kierownikiem tej stacji został B.W. Perfiliew (1921), który był nie tylko konstruktorem tzw. „stratometru”, „tłokowego świadra głębinowego”, przyrządów do rozcinania osadów na cienkie preparaty mikroskopowe, „pelotonu” i „autopelotonu”, ale także twórcą oryginalnej metody badania mikrostratyfikacji osadów i teorii powstawania tzw. „mikrozon”. W pracach swych B.W. Perfiliew nawiązywał do badań De Geera, wykorzystując „mikrozony” do prób ustalania absolutnej geochronologii późnego glacjału i holocenu, a zwłaszcza wieku jezior.

W tym czasie coraz częściej zaczęto stosować analizę pyłkową do badań chronostratyfikacji osadów. Należą do nich prace: W.S. Doktorowskiego (1924), M.J. Miesiaczewa (1924), D.A. Gerasimowa (1930), S.N. Tiuremnowa (1956a,

b), W.I. Chomutowej (1976), M. Kabailiene (1963, 1968) oraz M.I. Nejsztadta (1936, 1956), który w ciągu wielu lat prowadził badania osadów jeziora Somino osiągających rekordową miąższość około 40 m.

W rozwoju metody okrzemkowej analizy osadów, służącej ich chronostratyfikacji, duże zasługi położył W.S. Porecki i in. (1934) oraz jego współpracownicy i uczniowie: W.S. Szeszczukowa (1937, 1951), A.P. Żuze (1939, 1949), a ostatnio N.N. Dawydowa (1969, 1974, 1976, 1979) i in. Badaniami bentonicznej fauny bezkręgowców (Cladocera, Oligochaeta itd.) zajmuje się T.D. Slepuchina.

Chemiczne metody analiz osadów rozwijali: W.K. Klimow (1935), J.I. Kazakow (1936, 1941, 1950), A.N. Ponomariew (1944, 1947), W.D. Konszin (1949), J.M. Titow (1947, 1962) i inni. Zagadnieniem osadów bogatych w CaCO_3 i procesami wytrącania się go z wody zajmowali się: B.W. Perfiliew (1927a,b), S.I. Kuzniecowa (1958), N.M. Strachow (1948), N.W. Korde (1958) oraz J.I. Sawickas (1959), T.D. Bartosz (1959), I.J. Daniłans (1959a,b) i inni.

Należy tu jeszcze wymienić choć niektórych z wielu autorów, których prace przyczyniły się w istotnej mierze do rozwoju naszej wiedzy o genezie, historii i ewolucji jezior oraz ich osadach dennych. Są to badania Ł.Ł. Rossolimo (1937, 1964, 1967), dotyczące tempa akumulacji osadów oraz jego prace dotyczące typologii jezior i regionalizacji limnologicznej na podstawie charakteru ich osadów, a także badania krążenia (obiegu) materii i energii w jeziorach.

Interesujące są prace S.I. Kuzniecowa (1958, 1959), dotyczące mikrobiologicznych badań osadów oraz liczne prace N.W. Korde (1956, 1960). Równie ważne są prace N.J. Siemienowicza (1958), a w szczególności jego obszerne studium dotyczące powstawania rud jeziornych. Wymienić należy prace A.J. Dzensus-Litowskiego (1957) i J.W. Pierwolfa (1953), dotyczące powstawania osadów w jeziorach słonych strefy suchej oraz ich stratyfikacji uwarunkowanej cyklicznością akumulacji związanej ze zmianami klimatu (humidyzacją lub arydyzacją).

Prace K.M. Strachowa (1948) oraz K.M. Strachowa i współpracowników (1954) dotyczyły procesów sedymentacji, tworzenia się osadów i podstaw teorii litogenezy (Strachow 1960-1962). Prace A.A. Garunkstisa (1958, 1960) dotyczyły procesów sedymentacji i powstawania osadów w jeziorach Litwy. Prace D.D. Kwasowa (1975) dotyczyły genezy i późno-pleistocenijskiej historii wielkich jezior Europy Wschodniej.

Liczne prace A.W. Sznitnikowa (1953, 1959, 1969) obejmowały szereg fundamentalnych problemów dotyczących m.in. charakteru powiązań historii i ewolucji jezior z globalnymi procesami zmian środowiska, a zwłaszcza cykli i rytmów humidyzacji i arydyzacji klimatu, uwarunkowanymi zarówno przez ziemskie, jak i planetarne czynniki. Właśnie m.in. w zmianach charakteru i stratyfikacji osadów jeziornych poszukiwał indyktorów tych zmian.

W dotychczasowej historii rozwoju paleolimnologii rosyjskiej i radzieckiej właśnie A.W. Sznitnikowa (1957a,b,

1961a,b, 1962), B.W. Perfiliew, Ł.Ł. Rossolimo byli niewątpliwie najwybitniejszymi indywidualnościami o szerokich horyzontach myślowych i oryginalnej, śmiałej inwencji twórczej.

Ze względu na ramy niniejszej pracy nie sposób tu (podobnie jak przy omawianiu rozwoju badań na Zachodzie) wymienić wszystkich autorów czy scharakteryzować ich prace. Wobec tego wiele nazwisk i tytułów prac zbiorowych nie wymienionych w tekście umieszczono w spisie literatury.

Reasumując, od lat pięćdziesiątych XX wieku, dzięki stałemu doskonaleniu sond rdzeniowych pozwalających na uzyskiwanie długich rdzeni o niezaburzonej stratyfikacji i obejmujących pełne przekroje osadów jeziornych oraz dzięki niebywałemu rozwojowi wszystkich technik analitycznych i rozszerzeniu ich zakresu, nastąpił ogromny rozkwit coraz bardziej wszechstronnych badań paleolimnologicznych w wielu krajach: USA, Kanadzie, ZSRR, krajach skandynawskich, Polsce, NRF, Austrii, Szwajcarii i innych.

Na osobną uwagę zasługuje tu realizowany od 1971 r. w Japonii bezprecedensowy program badań ponad 1000 m osadów wulkanicznych jeziora Biwa-Ko. Wiek tego jeziora oceniany jest na około 5 mln lat. W pierwszym etapie wydobyto rdzeń osadów o długości 197,2 m, obejmujący okres około 1 mln lat. Wysokie koszty i pracochłonność analiz sprawiają, że w kolejnym etapie planuje się osiągnięcie głębokości 500 m, a w następnych osiągnięcie spągu. Dla przykładu podamy, że tylko wykonanie analizy palinologicznej 5000 próbek pobranych bardzo rzadko, bo co 20 cm wymaga pracy 10 palinologów przez 10 lat. Realizacją tego projektu kieruje prof. S.H. Horie z Uniwersytetu z Kioto. Początkowo był to program narodowy. Jednak już wstępne, rewelacyjne wyniki (publikowane sukcesywnie od 1972 r. w kolejnych tomach „Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene”) przesądziły, że SIL (Societas Internationalis Limnologiae) zaczęło mu patronować w ramach zorganizowanego programu międzynarodowego „International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate”. Program ten zakłada wykonanie podobnych badań w wielu starych jeziorach świata takich jak: Bajkał, Chubsugul, Ohrida, Zurychskie, Sinagar, Titicaca, Tanganika i innych.

Omówienie badań osadów jeziornych prowadzonych w Polsce

A. Lityński (1925, 1952) był pierwszym, który zajmował się badaniami i opisem osadów jeziornych. W pierwszej z wymienionych prac omawiał osady powierzchniowe przy okazji biologicznej klasyfikacji jezior Suwalszczyzny. W drugiej (podręczniku hydrobiologii) dał ogólną charakterystykę osadów dennych i warunków ich akumulacji w różnych zbiornikach wodnych. Następnie E. Rühle (1932) pisał o osadach jeziora Hańcza, zaś po wojnie E. Rühle (1961) opracował i opublikował zebrane wcześniej materiały dotyczące osadów i specyfiki procesów ich akumulacji w jeziorze Świteż.

Najpoważniejsze badania osadów jeziornych, szczególnie ich składu chemicznego, prowadził M. Stangenberg. W jednej z prac M. Stangenberg (1938) określił skład chemiczny osadów powierzchniowych w 119 jeziorach Suwalszczyzny, oznaczając: materię organiczną, krzemiany, węglany, żelazo i fosforany oraz dokonał ich klasyfikacji. W pracy tej omówił również zagadnienie współwystępowania poszczególnych składników chemicznych w osadach, zależności typu osadów od typu biologicznego i chemizmu zbiornika, zagadnienia korelacji między chemizmem wody, a składem chemicznym osadów, wpływu zlewni na skład chemiczny osadów i rolę tego składnika jako indykatora charakteru przemiany materii organicznej w jeziorze. Zanalizował także warunki, które muszą być spełnione, aby mogło zachodzić wytrącanie i akumulacja poszczególnych związków chemicznych w osadach.

Omawianie badań osadów jeziornych w okresie powojennym podzielić można na dwa etapy – pierwszy, do połowy lat sześćdziesiątych i drugi, od połowy lat sześćdziesiątych do czasu obecne. Do pierwszego okresu m.in. odnoszą się dalsze prace M. Stangenberga. W jednej z nich, o jeziorze Charzykowo (1950), autor poświęca osadom stosunkowo mało uwagi, określając tylko ich skład mechaniczny i zawartość materii organicznej. W drugiej, o osadach zanikłego jeziora Żuchowo (Stangenberg i in. 1957), zastosował podobne metody i zakres badań, jak w przypadku jezior suwalskich. Tu analizie chemicznej poddano próbki osadów z czterech punktów, obejmujących całą miąższość złoża. Dodatkowo określono zawartość azotu organicznego i korelację C org. i N org., czyli tzw. stosunek C/N. W osadach tego jeziora M. Stangenberg wyróżnił aż 16 rodzajów gytii, zastrzegając jednak, że podział ten ma tylko tymczasowy, roboczy charakter.

Znacznie szersze i wciąż wzrastające zainteresowanie osadami jeziornymi ze strony różnych specjalistów nastąpiło w latach sześćdziesiątych. Być może wiązało się to pośrednio z faktem, że wtedy właśnie dzięki inicjatywie i poparciu prof. J. Kondrackiego na Stacji Limnologicznej IG PAN w Mikołajkach przystąpiono do badań osadów jeziornych i w tym celu zaprojektowano i wykonano trzy coraz sprawniejsze (opisane uprzednio) „sondy rdzeniowe“. Dopiero dzięki tym sondom zaistniała możliwość wydobywania z dna głębokich jezior licznych, monolitycznych rdzeni osadów o niezaburzonej stratyfikacji, obejmujących pełne ich przekroje od stropu do spągu, a nawet miąższe warstwy mineralnych utworów podłoża. Rdzenie te, osiagające niekiedy do 25 m długości, obejmują często nie tylko cały holocen, ale i znaczną część Vistulianu.

Dzięki niezaburzonej stratyfikacji, takie rdzenie osadów jeziornych stanowią niezastąpiony materiał do badań procesów sedymentacji i tempa akumulacji osadów, ich właściwości fizycznych, składu chemicznego, mineralnego, petrograficznego oraz badań paleobotanicznych, badań okrzemek, szczątków Cladocera, owadów, malakofauny itp. Obecnie w większości przypadków wszystkie wymienione powyżej rodzaje badań prowadzone są przy wykorzystaniu

rdzeni osadów jeziornych i torfów, wydobywanych sondami rdzeniowymi.

Z wielkiej liczby prac opublikowanych w tym drugim okresie badań z konieczności wymienimy tylko niektóre:

- A. Tadajewskiego (1956, 1966) o osadach jako siedlisku fauny dennej,
- B. Czeczugi (1958) o szczątkach bezkręgowców i zawartości chlorofilu w osadach Jezior Rajgrodzkich i Suwalskich,
- J. Stasiak (1963) o historii jeziora Kruklin k/Giżycka, gdzie wskutek obniżenia poziomu wody o 6 m wynurzone zostały pokłady gytii węglanowej, obecnie eksploatowanej. W spągu wyrobiska odsłonięte zostały „in situ“ pnie drzew (*Pinus*), które pochodzą z Allerödu, jak wykazało datowanie ¹⁴C,
- M. Ralskiej-Jasiewiczowej (1966) o zastosowaniach palinologii w badaniach osadów jeziornych,
- B. Marciniak (1973) o zastosowaniu analizy diatomologicznej w badaniach stratygrafii osadów,
- R. Gołębiewskiego (1976) o osadach Jezior Raduńskich,
- M. Grzesia (1978) o termice osadów jeziornych.

Poza wymienionymi, osady jeziorne najczęściej wykorzystywane były w pracach paleobotaników: K. Wasylkowej, Z. Borówko-Dłużakowej, Z. Janczyk-Kopikowej, K. Bałagi, K. Krupińskiego, B. Noryśkiewicz, J. Zachowicz, M. Latałowej i wielu innych. Badaniami okrzemek w osadach zajmują się: W. Przybyłowska-Lange, K. Tarczyńska, M. Sokół i inni. Chemią i geochemią zajmują się: B. Wicik, W. Ławacz, A. Cieśla, W. Bnińska, B. Zdanowski i inni. Badaniami specyfiki procesów zachodzących w strefie granicznej woda-osady zajmują się: Z. Kajak, W. Ławacz, J. Rybak i inni. Natomiast badaniami procesów sedymentacji, warunków i tempa akumulacji osadów, ich miąższości, stratyfikacji, typów, wieku, a także stopnia wypełnienia osadami mis jeziornych zajmowali się: K. Więckowski, B. Wicik, W. Ławacz i inni. Mimo, że wyniki poszczególnych badań specjalistycznych służą przede wszystkim rozwojowi odnośnych dyscyplin, to równocześnie stanowiąc w sumie bezcenny zbiór danych i informacji, oddają wielkie usługi paleolimnologii.

Bardzo wymownym potwierdzeniem rozwoju badań paleolimnologicznych (w tym okresie) w Polsce, bazujących głównie na wszechstronnych badaniach osadów jeziornych, było zorganizowanie dwóch Sympozjów Paleolimnologicznych. Pierwsze, Ogólnokrajowe, odbyło się we Włocławku w 1974 r. Dokonano na nim przeglądu wyników badań oraz szerokiej wymiany poglądów na temat pożądanego kierunku ich rozwoju w przyszłości. Materiały tego sympozjum opublikowane zostały w formie powielonej pt. „Pierwsze Krajowe Sympozjum Paleolimnologiczne“, Włocławek n/Wiśłą, 6-8 czerwca 1974 r.

Następnie w 1976 r. w Mikołajkach odbyło się „Drugie Międzynarodowe Sympozjum Paleolimnologiczne“. Pierwsze miało miejsce w Tihany n/Balatonem w 1967 r. Spełniło ono podobną rolę co poprzednie, krajowe. Tym razem jednak był to już przegląd badań i wymiany doświadczeń oraz prób

określenia zadań na przyszłość w skali światowej. Materiały z tego sympozjum opublikowane zostały jako specjalny numer Polskiego Archiwum Hydrobiologii - Vol. XXV. No ½. PWN Warszawa 1978.

Geneza mis jeziornych i wprowadzenie do regionalnego przeglądu prac

Powszechnie spotykany w literaturze zwrot „geneza jezior“ to po prostu skrót myślowy określenia „geneza mis jeziornych“ i tak powinien być rozumiany. Problemy genezy mis jeziornych były zawsze przedmiotem żywego zainteresowania, zwłaszcza ze strony geomorfologów i geologów. Tak się jednak złożyło, że najpełniejszą, jak dotychczas klasyfikację genetyczną typów mis jeziornych opracował znany limnolog amerykański G. Hutchinson (1957). W swoim fundamentalnym dziele „*Treatise on Limnology*“ wyróżnił 11 podstawowych typów genetycznych mis jeziornych. Typy te podzielił następnie aż na 76 podtypów, wyróżniając jako osobny podtyp nawet jeziora powstałe w wyniku działalności bobrów budujących na rzekach tamy piętrzące. Jednak w tym przypadku, podobnie jak w przypadku sztucznych zbiorników wodnych, mamy do czynienia z problemem genezy zbiorników, a nie ich mis.

Z autorów polskich najbardziej szczegółową klasyfikację genetyczną mis jeziornych (występujących na obszarze Polski) opracował S. Majdanowski (1954). Wyróżnił 13 typów genetycznych mis jeziornych (w tym również sztuczne zbiorniki wodne). Klasyfikacja ta jest jednak niespójna wewnątrz. Wyróżniono w niej bowiem aż 7 podstawowych typów jeziornych mis lodowcowych (z których dwa dzielą się następnie na podtypy), traktowanych równorzędnie np. z misami pochodzenia krasowego, misami jezior przybrzeżnych czy misami jezior-starorzeczy.

Zanim więc przystąpimy do regionalnego przeglądu badań, musimy zatrzymać się jeszcze nad problemem genezy mis i mechanizmu powstawania jezior na obszarach leżących w zasięgu ostatniego zlodowacenia. Na obszarach tych, geneza różnych wklęsłych form terenu, w tym tak charakterystycznych jak rynny lodowcowe, stanowi odrębny problem, niż późniejsze (najczęściej o tysiąclecia) powstanie w tych miejscach jezior.

Najbardziej kontrowersyjny jest problem genezy w sensie charakteru procesów, w których powstawały owe rynny lodowcowe, stanowiące bardzo częstą formę mis jeziornych na omawianym obszarze. Wydaje się jednak, że pomijając z konieczności omówienie istniejących w tej kwestii poglądów i hipotez, możemy zasadnie przyjąć, że w zależności od konkretnych warunków, rynny powstawać mogły bądź w wyniku działania poszczególnych procesów (egzaracji, eworsji, działalności wód polodowcowych itp.), bądź też współdziałania, zwłaszcza sukcesywnego, wielu z nich. Wobec tego nie wszystkie z istniejących poglądów muszą wykluczać się wzajemnie.

Niezależnie jednak od tego, w wyniku jakich procesów powstały rynny i inne formy wklęsłe, to ogromna większość z nich była następnie wypełniona przez lody. Później, w okresie rozpadu i zaniku pokrywy lodowej, zostały one w większości przypadków pogrzebane pod płaszczem utworów glacyfluwialnych. Dzięki tej „izolacji“ owe „martwe“ lody przetrwały nie tylko cały okres deglacjacji, ale często znacznie dłużej, opóźniając tym samym powstawanie w wyniku powolnego ich wytapiania (procesów termokrasowych) wielu jezior. Wiek tych jezior waha się więc w dość szerokich granicach – od najstarszego dryasu aż do okresu borealnego, kiedy to według niektórych badaczy nastąpił ostateczny zanik pogrzebanych martwych lodów.

Chociaż lodowcowa geneza mis jeziornych na omawianych obszarach od dawna budziła wątpliwości, to na wyjaśnienie i umotywowanie tezy o termokrasowym pochodzeniu jezior w pełni przekonywujące dowody udało się zebrać dopiero w ciągu ostatnich 50 lat.

Zaczął się od badania jezior, które po wypełnieniu osadami przekształciły się w torfowiska. Stwierdzono, że w spągu leżących pod torfami osadów jeziornych (gytii) często występuje warstwa tzw. „torfów dolnych“, zalegająca bezpośrednio na podłożu mineralnym współkształtnie do jego formy. Próbowano wyjaśnienia zalegania tych torfów pod osadami jeziornymi procesami soliflukcji, przeczyła ich obecność na obszernych, równych częściach dna oraz stan zachowania torfów, świadczący niezbicie, iż tworzyły się one „in situ“.

Jednak dopiero H.v. Gross (1937b), który odkrył takie „dolne“ torfy pod gytią w torfowiskach zlewni Węgorapy i Pregoły, doszedł do wniosku, że tworzyły się one w obniżeniach na utworach glacyfluwialnych pokrywających martwe lody. Następnie zaś (od chwili, gdy tempo topnienia owych lodów przewyższyło tempo narastania torfów – Więckowski 1966) stopniowo uległy one zatopieniu i znalazły się na dnie powstających w tych miejscach jezior i zostały pokryte mięszą warstwą osadów dennych. Wywody H.v. Grossa poparł następnie Woldstedt (1951), zwracając przy tym uwagę na bardzo istotny fakt, że współkształtność warstwy tych torfów do głęboko wklęsłych form podłoża mineralnego jest niewątpliwie zjawiskiem epigenetycznym. Był to ważki argument na poparcie tezy, że „torfy dolne“ tworzyły się na powierzchni utworów glacyfluwialnych pokrywających martwe lody, a dopiero później uległy stopniowemu zatopieniu.

W ciągu kilku ostatnich dziesiątków lat warstwę (do 30 cm) podobnych torfów odkryto w stu kilkudziesięciu torfowiskach Litwy (Seibutis 1960). Autor ten, i inni badacze litewscy, zgodnie wiążą sytuację stratygraficzną tych torfów z przejawami termokrasu. Słusznie też podkreślają, że ta specyficzna sytuacja stratygraficzna sprawia, iż stanowią one ważną warstwę przewodnią. Jak wykazały badania palinologiczne i datowania ¹⁴C są one praktycznie jednowiekowe i najczęściej pochodzą z Allerödu.

Tak więc występowanie tych torfów w spągu osadów jeziornych pod torfowiskami, czyli stosunkowo płytko, stało

się znane dość powszechnie. Dopiero w wyniku prac autora (Więckowski 1966, 1968, 1978) okazało się, iż takie torfy występują bardzo często na dnie nawet głębokich jezior, leżących w zasięgu ostatniego zlodowacenia. Maksymalna stwierdzona dotychczas miąższość tych torfów sięga 1,1 m w Jeziorze Mikołajskim. Zalegają one do głębokości 60-70 m poniżej lustra wody współczesnych jezior i często są pokryte warstwą osadów, sięgającą 20 m miąższości. Jak wykazały badania palinologiczne i datowania ^{14}C , również i te torfy najczęściej pochodzą z Allerödu.

Specyfika zalegania i stan zachowania torfów świadczy, że i te występujące na dnie głębokich jezior tworzyły się „in situ”. Dlatego próby wyjaśnienia, w jaki sposób znalazły się one na różnych poziomach pierwotnego dna, tworząc współkształtną z nim warstwę, szukać musimy w koncepcji Grossa-Woldstedta, jako praktycznie jedynej możliwej do przyjęcia. W konsekwencji prowadzi to do jednoznacznego potwierdzenia termokrasowego pochodzenia jezior, w których torfy te występują.

Zakres badań własnych

W pracy tej omówimy wyniki badań paleolimnologicznych, kolejno:

- kilkudziesięciu jezior o lodowcowej genezie mis, które w liczbie ponad 9000 występują na rozległych obszarach kraju, leżących w zasięgu ostatniego zlodowacenia;
- ze względów oczywistych, jako odrębną grupę, mimo lodowcowej lub raczej tektoniczno-lodowcowej genezy ich mis, potraktujemy jeziora górskie Tatr i Karkonoszy;
- następnie omówimy drugą, pod względem liczebności, grupę kilkudziesięciu jezior (z których badano 12). Są to Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie, leżące poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia. Geneza ich mis jest różna, ale w większości są to jeziora o misach pochodzenia krasowego;
- w końcu omówimy kolejno wyniki badań paleolimnologicznych dwu jezior o niewyjaśnionej genezie ich mis. Leżą one astrefowo ponad 100 km na południe od zasięgu ostatniego zlodowacenia.

Badania paleolimnologiczne jezior na obszarach leżących w zasięgu ostatniego zlodowacenia

Na wstępie musimy stwierdzić, że niestety w stosunku do ogólnej liczby jezior występujących na tym obszarze (ponad 9000) liczba jezior objętych badaniami (60) jest znikomo mała. W dodatku przestrzenne rozmieszczenie badanych jezior jest bardzo nierównomierne (Więckowski 1993). Badania prowadzono głównie na Pojezierzu Mazurskim – 21, w mniejszym stopniu na Pojezierzu Suwalskim – 7, Kujawskim – 5, Gostynińskim – 11, Wielkopolskim – 5, Iławskim – 1 oraz na pojedynczych jeziorach Pojezierzy: Kaszubskiego – 2, Myśliborskiego – 1, Zachodniopomorskiego – 1 i Przymorza – 2. Niestety z przyczyn od autora niezależnych, jak dotychczas

nie zdołano przeprowadzić jeszcze badań ani jednego jeziora na Pojezierzach: Południowopomorskim i Lubuskim.

Również zakres i szczegółowość wykonywanych badań, zarówno terenowych, jak i laboratoryjnych analiz zebranych materiałów poszczególnych grup czy oddzielnych jezior były różne w zależności od celu badań, a głównie od czasu i środków, jakie mogły być na te badania konkretnych jezior przeznaczone.

Pojezierze Mazurskie

Omówienie wyników przeprowadzonych badań rozpoczniemy od Pojezierza Mazurskiego, gdzie objęto nimi największą liczbę jezior, a zakres wykonanych prac był również najszerszy. Najbardziej szczegółowo badane było Jezioro Mikołajskie (Więckowski 1966), należące do kompleksu tzw. Wielkich Jezior Mazurskich. Jego powierzchnia wynosi 459 ha, długość 4,94 km, a szerokość 1,67 km, maksymalna głębokość 27,8 m, a średnia głębokość 11 m.

Z dna tego jeziora wydobyto ponad 100 rdzeni osadów zlokalizowanych na 14. przekrojach poprzecznych, przecinających dość równomiernie rynną misę jeziora (Więckowski 1966, ryc. 1) i tak rozmieszczonych, by biegiły przez najbardziej charakterystyczne formy dna – głęboczki, progi, obszary wyrównane itp. Wydobyte rdzenie w większości przypadków obrazowały pełne przekroje organogenicznych osadów jeziornych, a często także 1-2 warstwy mineralnych utworów podłoża. Pozwoliło to na uzyskanie dość szczegółowego obrazu zróżnicowania miąższości osadów w obrębie jeziora i przedstawienie go na planie batymetrycznym w formie profili i przestrzennego rozkładu miąższości (Więckowski 1966, ryc. 2). Możliwe było również podjęcie próby opracowania „odkrytego” planu batymetrycznego, obrazującego znacznie bardziej zróżnicowaną konfigurację dna i odpowiednio większe głębokości przed pokryciem i częściowym wypełnieniem misy jeziora osadami (Więckowski 1966, ryc. 3).

Jednocześnie, aczkolwiek na mniejszą skalę, prowadzono badania jezior: Śniardwy, Bełdany, Tałty, Jagodne, Niegocin, Kisajno, Kirsajty, Dobskie, Łabab, Dargin i Mamry. W każdym z nich wydobyto po kilka rdzeni osadów jeziornych z charakterystycznych punktów dna (ogółem wydobyto ponad 50 rdzeni). Wybór tych punktów dokonany na podstawie planów batymetrycznych był tak pomyślany, aby uzyskać możliwie najpełniejszy obraz zróżnicowania miąższości osadów oraz charakteru i tempa akumulacji w zależności od ukształtowania dna, kształtu misy jeziornej, dopływów, przepływów itp. Zgodnie z powyższymi założeniami rdzenie osadów wydobywano:

- w miejscach najgłębszych
- pośrodku obszernych, względnie płaskich części dna
- naprzeciw wpadających do jeziora rzek
- w przesmykach i cieśninach łączących jeziora

Prócz tego w niektórych z wymienionych jezior wykonano dodatkowo po kilkadziesiąt sondowań małą sondą udarową, których celem było tylko stwierdzenie występowania

osadów organogenicznych lub ich braku w obrębie poszczególnych części dna.

W sumie uzyskano bogaty materiał – około 150 rdzeni plus kilkaset sondowań dla 12 jezior z kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich. Analiza tych materiałów pozwoliła więc na wykrycie pewnych prawidłowości, dotyczących nierównomiernego rozmieszczenia osadów w obrębie dna poszczególnych jezior, ich rodzaju i miąższości oraz przebiegu i zmienności natężenia procesów sedymentacji.

Jak o tym świadczą zebrane materiały, miąższość organogenicznych osadów dennych wykazuje wielkie zróżnicowanie w obrębie tych samych jezior (od zera do ponad 20 m). Z drugiej zaś strony, średnia miąższość tych utworów we wszystkich badanych jeziorach jest podobna i waha się w granicach 6-9 m.

Jak widać np. na ryc. 1 i 2 (Więckowski 1966), miąższość osadów wzrasta bardzo szybko wraz z głębokością. Z reguły jest ona największa w najgłębszych częściach jezior. Natomiast absolutne i średnie miąższości tych osadów są często większe w jeziorach małych i płytkich, niż w głębokich, gdyż zależy to od biologicznego typu jezior, od ich produktywności, względnie od ilości materiału organicznego i mineralnego pochodzenia allochtonicznego.

Te wielkie wahania miąższości osadów są w głównej mierze wynikiem faktu, że opadające na dno szczątki zoo- i fitoplanktonu, podobnie jak i pozostałe materiały organiczne wraz z domieszką cząstek mineralnych, przez długi czas pozostają w stanie półpłynnej, żelowatej masy detrytusowej o miąższości od kilkunastu cm do kilku metrów, zanim ostatecznie przekształcą się w zwięzły, plastyczny utwór – gytie (sapropel). Zależy to od wielu czynników, głównie zaś od biologicznego typu zbiornika.

W całej tej półpłynnej masie zachodzą nadal intensywne procesy biologiczne, biochemiczne i chemiczne oraz pionowa grawitacyjna segregacja materiału w zależności od wielkości, kształtu i ciężaru właściwego poszczególnych cząstek. Wszystkie wymienione procesy czynią ową warstwę czynną w sensie biologicznym, chemicznym i dynamicznym. Ta półpłynna masa nie osiada więc równomiernie na powierzchni jeziora, ale ulegając sile grawitacji spełza powoli po skłonach mis jeziornych i wszelkich zagłębieniach dna, intensywnie je wypełniając. Może też zostać wynoszona z jednych części dna jeziora i deponowana w innych w wyniku działania nawet bardzo słabych prądów przydennych i ruchów mas wody, które mają miejsce we wszystkich zbiornikach, zarówno przepływowych, jak i zamkniętych.

Z biegiem czasu prowadzi to do zupełnego zasypania wszelkich zagłębieniach dna i dużego zróżnicowania miąższości osadów w zależności od pierwotnej głębokości w danym miejscu. Tym samym powoduje to bardzo nierównomierne pokrycie osadami poszczególnych części dna jezior, a nawet zupełny brak osadów na znacznych, płaskich obszarach, mimo, że ich głębokości bywają większe, niż innych, obficie wysłanych osadami. Warunki ekologiczne, a zatem i inten-

sywność produkcji materii organicznej w obrębie danych niewielkich jezior, zróżnicowane są raczej niewiele. W każdym bądź razie nie pozwalają one na wyjaśnienie tak wielkiego zróżnicowania miąższości osadów, jakie ma miejsce we wszystkich, uprzednio wymienionych, jeziorach. Najlepiej ilustrują to ryc. 1 i 2 (Więckowski 1966), obrazujące rozkład miąższości osadów w Jeziorze Mikołajskim.

Podobne, niezgodne z rozkładem głębokości i ukształtowania dna, rozmieszczenie osadów organogenicznych stwierdzono również w jeziorze Śniardwy, w którym wykonano 60 sondowań na dwu prostopadłych profilach biegnących przez jego środek. Okazało się, że są w nim także takie miejsca, gdzie przy głębokościach 10 m osady jeziorne nie występują, podczas gdy z reguły w jeziorze tym zalegają one zazwyczaj już od głębokości 5-6 m, a nawet mniejszej.

Również w jeziorach: Kisajno, Dobskim czy Darginie w wielu miejscach dna, nawet na głębokościach 12-14 m, brak jest pokrywy osadów. Bezpośrednio na powierzchni dna występują tu piaski, glina zwałowa lub tłuste szaroniebieskawe ropy. Z drugiej strony, w jeziorze Dargin, często nawet na zwanych przez rybaków „górkach“, czyli pagórkowatych płycznach o głębokościach 3-6 m, występują osady niemal czystej kredy jeziornej o miąższości do 1 m. Interesujący jest tu fakt, że niektóre „górkę“, mimo podobnych głębokości i pokrycia podobnymi łąkami podwodnymi (*Characeae*, *Myriophyllum* sp. i inne), są całkowicie pozbawione osadów organogenicznych.

Wydaje się więc, że wyjaśnienie tego skomplikowanego obrazu występowania i zróżnicowania miąższości osadów, stwierdzanego w wymienionych jeziorach, możliwe jest jedynie na drodze szczegółowej analizy warunków sedymentacji. Zwłaszcza wyjaśnić należałoby rolę czynników powodujących poziome przemieszczanie wszelkich materiałów osadotwórczych i to zarówno w trakcie opadania, jak i po osiągnięciu dna, w okresie, gdy tworzą one ową charakterystyczną, półpłynną masę.

Jak już wspomniano, jednym z tych czynników jest siła grawitacji, której mechanizm działania jest prosty. W warunkach braku zakłóceń powoduje ona wyłącznie spływanie (spełzanie) owej labilnej masy po pochyłościach dna, nawet zaledwie kilku stopni i mniej lub bardziej intensywnie wypełnianie jego zagłębieniach.

Drugim takim czynnikiem są wywołane różnymi przyczynami prądy przydennne i ruchy mas wody. Ich intensywność i kierunki tworzą w każdym jeziorze zmienny w czasie, niepowtarzalny układ przestrzenny zależny od kształtu i wielkości misy jeziornej, rzeźby dna, głębokości, stopnia zasłonięcia czy wysokości brzegów, intensywności i kierunków wiatrów. W rezultacie sedymentacja w każdym punkcie dna i w pewnym krótszym lub dłuższym okresie może przebiegać w następujących warunkach:

- 1 – żaden z wymienionych czynników (siła grawitacji, prądy wodne) nie zakłóca procesu sedymentacji,
- 2 – jej intensywność zależy tylko od ilości szczątków orga-

nicznych i wszelkiego pozostałego materiału, opadającego selektywnie (zgodnie z prawem Stokes'a) ze stagnującej wody na względnie płaskie dno – sytuacje takie są raczej rzadkie i najczęściej występować mogą w jeziorach zamkniętych, gdy zimą skute są one pokrywą lodową.

- 3 – sedymentację zakłócają jedynie ruchy masy wody (prądy), których działanie od omówionego wpływu grawitacji różni się tym, że mogą one powodować wynoszenie materiału również i z płaskich części dna, a nawet z zagłębień, wbrew sile grawitacji,
- 4 – sedymentacja przebiega w warunkach oddziaływania pewnej wypadkowej obydwu tych czynników, przy czym możliwe są tu następujące sytuacje skrajne:
 - gdy obydwie te czynniki w danym miejscu nakładają się dodatnio – zachodzi najbardziej intensywna akumulacja
 - jeśli obydwie czynniki w danym miejscu nakładają się w sensie ujemnym – zupełny brak akumulacji, a niekiedy nawet erozja,
 - gdy obydwie czynniki w danym miejscu znoszą się wzajemnie – przebieg akumulacji jest podobny do opisanego w punkcie 1, z tą wszakże różnicą, że może zachodzić pewna selekcja materiału wg wielkości, kształtu i ciężaru właściwego cząstek
 - mnóstwo sytuacji pośrednich, w których procesy sedymentacji, a w ich wyniku i akumulacja, przebiegają bądź intensywniej, bądź wolniej niż to opisano w punkcie 1.

Jest oczywiste, że zarówno względne, jak i bezwzględne wartości tych wypadkowych są zmienne w czasie. Wobec tego intensywność procesów sedymentacji i tempa akumulacji w poszczególnych miejscach dna zmienia się zarówno w cyklu rocznym, jak i w różnych, krótszych lub dłuższych okresach. Powoduje to, że stosunki miąższości osadów z różnych części jeziora dla poszczególnych okresów mogą być różne.

Znaczy to, że np. dla dwóch punktów w jeziorach A i B stosunek ten nie zawsze będzie wynosił powiedzmy 1:3, ale dla okresu T_1 będzie on równy 1:2, a dla okresu T_2 odwrotnie 2:1. Na ten fakt wielkiej (i przebiegającej w każdym zbiorniku w sposób niepowtarzalny) zmienności tempa akumulacji osadów w przestrzeni i czasie pragniemy zwrócić uwagę zwłaszcza tych badaczy, których interesuje intensywność akumulacji osadów jeziornych w poszczególnych okresach holocenu.

Nieuwzględnianie tego faktu prowadzić może często do zupełnie fałszywych wniosków. Dzieje się tak najczęściej, gdy na podstawie tylko jednego, względnie kilku rdzeni (fakt dość częsty w literaturze), ale wydobytych z przypadkowych miejsc dna, bez uprzedniej analizy warunków sedymentacji w danej części zbiornika, np. w strefie przybrzeżnej, na skłonie misy lub na płyciźnie, usiłuje się określić tempo przyrostu osadów w danym zbiorniku, czy mówić o okresowych przerwach w ich akumulacji. Z przeprowadzonych badań wynika, że gdyby o miąższości i tempie akumulacji osadów w którym-

kolwiek z jezior mówić na podstawie jednego tylko rdzenia, ale wydobytego w jednym z dwóch różnych punktów, niekiedy odległych od siebie zaledwie o 20-30 m, to w każdym przypadku uzyskane wyniki mogłyby być diametralnie różne.

Widzimy więc, że liczba rdzeni, a zwłaszcza wybór właściwych miejsc, z których chcemy je wydobywać, jest rzeczą o podstawowym znaczeniu i wymaga bardzo poważnego traktowania. Kryteria tego wyboru muszą być różne w zależności od charakteru badanego jeziora (przy czym najważniejszą jest jego wielkość i stopień szczegółowości, w jakim możemy prowadzić badania) oraz od tego, jakie problemy zamierzamy wyjaśnić na podstawie analizy uzyskanych materiałów.

I tak np. dla oceny zmian i wahań poziomu wody w jeziorach, rdzenie należy wydobywać z płytkich, zasłoniętych zatok o równym dnie lub nawet z przybrzeżnych torfowisk (zatorfionych zatok). Tam zmiany poziomu wody zaznaczają się często nawet zmianą facji gytia – torf – gytia. Bywa, że w głębszych częściach jezior nawet wielometrowe wahania poziomu wody mogą się nie zaznaczyć w ogóle zmianą charakteru osadów w sposób dostrzegalny (przynajmniej makroskopowo). Jeśli natomiast chcemy stwierdzić, jaka jest maksymalna miąższość osadów i uzyskać rdzenie, które najprawdopodobniej obejmują pełny, nieprzerwany cykl akumulacji w danym jeziorze, musimy je wydobywać z najgłębszych miejsc. Gdy zaś chcemy uzyskać rdzenie reprezentujące średnie wartości miąższości i tempa akumulacji osadów (dla danego zbiornika), musimy je pobierać ze środkowych części możliwie rozległych, poziomych części dna, leżących poniżej średniej głębokości danego zbiornika. Uzyskanie takich właśnie wartości jest tam najbardziej prawdopodobne, ale bynajmniej nie absolutnie pewne.

Stratyfikacja, właściwości fizyczne oraz udział allochtonicznych materiałów mineralnych w osadach badanych jezior mazurskich

Charakter stratyfikacji osadów jest ostatecznym wyrazem intensywności (stopnia natężenia) wszelkich zmian warunków fizycznogeograficznych (w szerokim znaczeniu tego słowa) oraz związanych z tym przejawów życia w danym jeziorze i jego zlewni.

Charakter stratyfikacji może być również, m.in. wskaźnikiem stopnia stabilności zbiornika, to jest stopnia jego względnej niewrażliwości na zmiany, które zachodzą w otaczającym go środowisku przyrodniczym. Zależy to głównie od wielkości i głębokości jeziora, czyli masy wody w nim nagromadzonej oraz od charakteru jego powiązań z tym środowiskiem. Im większy i głębszy jest zbiornik, tym słabiej na ogół wyrażona jest stratyfikacja jego osadów, a wszelkie zmiany ich charakteru zachodzą w sposób stopniowy i płynny. Zmiany te są przy tym najczęściej niewielkie i dotyczą tylko niektórych właściwości osadów i zazwyczaj nie prowadzą do powstawania nowych ich typów. I odwrotnie, im mniejszy i płytszy jest zbiornik, tym mniejsza jest jego stabilność, a większa wrażliwość na wszelkie zmiany otaczającego śro-

dowiska i tym samym silniej wyrażona stratyfikacja osadów oraz zmiany ich charakteru, do zmiany facji włącznie.

Podstawą stratyfikacji mogą być różne cechy fizyczne i chemiczne oraz biologiczne właściwości osadów. Najczęściej pokrywają się one, w mniejszym lub większym stopniu, z tymi, które uwzględnia się przy wyróżnianiu typów osadów jeziornych.

Jeśli za podstawę wyróżnienia poszczególnych poziomów przyjmujemy pewne zewnętrzne cechy osadów, jak barwa, konsystencja itp. to wyróżnione poziomy (warstwy) po prostu widzimy. Gdy natomiast za podstawę stratyfikacji przyjmujemy skład chemiczny lub wyniki mikroskopowych analiz biologicznych, mamy często do czynienia ze stratyfikacją lub biostratyfikacją ukrytą, gdyż zewnętrznie osady mogą być zupełnie jednorodne i nie wykazywać żadnych oznak stratyfikacji. Należy tu również podkreślić, że osady pochodzące z tego samego profilu mogą często wykazywać różną liczbę i niezgodność poziomów w zależności od przyjętego kryterium stratyfikacji.

Przeprowadzone obserwacje i wykonane analizy osadów ze środkowych akwenów Wielkich Jezior Mazurskich świadczą, iż najczęściej reprezentują one raczej prosty typ stratyfikacji. Pod kilkudziesięciocentymetrową warstwą brunatnoczarnego utworu „pelogenu“, będącego jak gdyby półproduktem, który dopiero stopniowo przekształca się w osady, zalegają szare lub oliwkowoszare gytie węglanowe o miąższości do 20 i więcej metrów. Jedynie lokalnie, zazwyczaj w głębozczkach, dolne 1-3-metrowe warstwy osadów (tworzące niewielkie soczewki), bywają niekiedy intensywnie czarne – zabarwione hydrotroilem lub wykazują przejawy mniej lub bardziej wyraźnego mikrouwarstwienia. Nie zmienia to jednak ogólnego obrazu, świadczącego o dużej stabilności warunków akumulacji osadów jeziornych.

Wprawdzie udział poszczególnych składników tych gytii ulega częstym i niejednokrotnie dość znacznym zmianom, ale ponieważ zawartość CaCO_3 nie spada na ogół poniżej 50% (mimo, iż waha się w szerokich granicach), przeto CaCO_3 nadaje całej wymienionej warstwie owe charakterystyczne dla gytii węglanowej cechy: szara w różnych odcieniach barwa, miękka lub słabo zwięzła konsystencja, zawartość materii organicznej nie przekraczająca zazwyczaj 20% itp.

W omawianych jeziorach, na znacznych połaciach dna, bezpośrednio pod ową gytia węglanową, zalega brązowobrunatna warstwa torfu (Więckowski 1966, fot. 3, 4, 6, 7) lub mieszaniny grubego detrytus organicznego z kawałkami drewna i piaskiem. W pozostałych miejscach gytia ta zalega bezpośrednio na podłożu mineralnym, zbudowanym z różnych utworów polodowcowych. Natomiast na skłonach mis jeziornych stratyfikacja osadów jest bardziej urozmaicona, gdyż nierzadko spotyka się tu wkładki osadów silnie spiaszczonych, zailonych lub nawet warstewki piasku z grubym detrytusem organicznym. Wiąże się to z epizodycznymi przypadkami nasilenia niszczenia brzegów zbiornika lub procesami erozji w bezpośrednim jego sąsiedztwie.

Ogólnie biorąc, organogeniczne osady denne omawianych jezior wykazują duże podobieństwo zarówno cech zewnętrznych, barwy, konsystencji, uwodnienia i ciężaru objętościowego, jak i składu tworzących je elementów. Stwierdzenie powyższe dotyczy jednak głównie osadów środkowych, głębokich części jezior (to jest głównej ich masy). Osady strefy przybrzeżnej i skłonów mis jeziornych wykazują zbyt silne wpływy czynników lokalnych, są zbyt zróżnicowane i nie nadają się do porównań. Wobec tego wszystkie charakterystyki właściwości osadów: fizyczne, chemiczne i inne będą się odnosiły do osadów typowych dla danych zbiorników, to jest najmniej zmienionych przez przypadkowe czynniki lokalne.

Zawartość allochtonicznych materiałów mineralnych w osadach środkowych, głębokich części mis jeziornych jest z reguły niewielka (wagowo rzędu 0,1-5%). Poza cząstkami spławialnymi, wnoszonymi przez wody ze zlewni, są to pył i drobny piasek, częściowo transportowane do jezior drogą powietrzną, a także wszystkie rodzaje pyłu, piasków oraz żwir, i nawet glaziki pędzone przez wiatr łącznie ze śniegiem po zmarzniętej ziemi, a następnie po lodzie. Pewne, niewielkie ilości owych materiałów, a nawet większe glazy, trafiają w osady po wytopieniu się z płatów lodu, odrywanych wiosną przez wiatr od brzegów i unoszonych w głąb jezior.

W rdzeniach wydobytych ze skłonów mis jeziornych w pobliżu jezior i ujść rzek występuje nie tylko większa domieszka materiałów ilastych, mułków piaszczystych czy różnoziarnistych piasków (Więckowski 1966, fot. 5), ale niekiedy nawet przekładki tych materiałów o różnej miąższości. Należy podkreślić, że przekładki te występują czasem i w rdzeniach wydobytych z głębokości 15-20 m i w odległości do 100 m od brzegu. Wydaje się, iż świadczy to przede wszystkim o nasilaniu się w pewnych okresach procesów brzegowych i zboczowych (soliflukcja podwodna) lub o wnoszeniu masy materiału klastycznego przez epizodyczne silne spływy wody, wpadające podczas ulewnych deszczów bezpośrednio z brzegu do jezior. W niektórych przypadkach świadczyć to może również o znacznym okresowym obniżeniu poziomu wody w jeziorach i, tym samym, o przesunięciu strefy brzegowej ku środkowi współczesnych zbiorników.

Poczynione obserwacje i zebrane materiały pozwoliły na stwierdzenie pewnych prawidłowości dotyczących charakteru i ilości allochtonicznych materiałów mineralnych w osadach organogenicznych. Z reguły ilość i granulacja tego materiału maleje od brzegu ku środkowi zbiorników, a w przypadku istnienia dopływów również w kierunku od ich ujścia w głąb jeziora. W przekroju pionowym zawartość tych materiałów jest najwyższa w dolnych, przyspągowych warstwach (intensywne procesy niszczenia brzegów, silna erozja słabo utrwalonej przez roślinność powierzchni zlewni), następnie maleje i długo utrzymuje się na niemal jednakowym poziomie (stabilizacja linii brzegowej, utrwalenie powierzchni zlewni przez roślinność) i ponownie znacznie wzrasta w górnych warstwach (wypalanie lasów i rozwój gospodarki rolnej, powodujące intensyfikację erozji i procesów eolicz-

nych). Często w górnych warstwach osadów, począwszy od okresu atlantyckiego, występuje znaczna ilość drobnych węgielków drzewnych, co świadczy o prowadzeniu gospodarki żarowej. Począwszy od tego okresu w spektrach pyłkowych coraz liczniej pojawiają się także pyłki roślin uprawnych i synantropijnych.

Przechodząc do charakterystyki makroskopowych i fizycznych właściwości osadów, rozpoczniemy od ich barwy, która jest istotnym wskaźnikiem składu i stanu osadów. Może ona wskazywać na obecność lub brak w nich pewnych związków organicznych lub nieorganicznych oraz na brak tlenu w przydennych warstwach wody. I tak np. barwa zielonkawoszara wskazuje na obecność chlorofilu, brunatna, czerniejąca na powietrzu – na obecność substancji humusowych, siwonoiebieska i czarna, po utlenieniu przechodząca w rdzawą – na obecność niezredukowanych związków żelaza i siarki, szara – właściwa jest osadom o wysokiej zawartości CaCO_3 lub osadom ilastym.

W przypadku omawianych tu jezior barwa osadów w górnej warstwie półpłynnego utworu detrytusowego jest najczęściej brunatnoczarna lub ciemna brunatnooliwkowa. Następnie zmienia się ona stopniowo w dół złoża, zazwyczaj bardzo płynnie i przechodzi w ciemną oliwkowoszarą, oliwkowoszarą, jasną oliwkowoszarą lub bardzo jasnoszarą, po wysuszeniu brudnobiałą. Jednak zazwyczaj na ostatnim dolnym odcinku gytia ta znowu stopniowo ciemnieje i po kilkunastu centymetrach, często z mnóstwem muszelek i wkładkami piasku, przechodzi w cieńszą lub grubszą brązowobrunatną warstwę torfu, leżącą na mineralnych utworach pierwotnego dna. W strefach wyklinowywania się torfu jest to po prostu kilkucentymetrowa warstewka mieszaniny grubego detrytus roślinnego, kawałków drewna, kory, muszelek i piasku.

Konsystencja osadów, podobnie jak barwa, zmienia się również płynnie w dół złoża od półpłynnej masy w miękki, a następnie zwięzły, niekiedy bardzo zwięzły, słabo plastyczny, o niskiej na ogół lepkości, utwór. Osady często są amorficzne, żelowate lub o bardzo drobnej strukturze gruzełkowej (gruzełki tworzą CaCO_3 inkrustując cząsteczki mineralne lub organiczne). Niekiedy, w przypadku znacznych ilości nitkowatych łodyg mchów, w dolnych częściach złoża przejawia się tekstura „fibroblastyczna“ („filcowata“).

Bardzo charakterystyczną i w pewnym stopniu wpływającą na strukturę osadów, powodującą ich porowatość, jest znaczna zawartość w nich sprężonych gazów. Gazy te, głównie CH_4 , CO_2 i H_2 w osadach na dnie jezior pozostają pod ciśnieniem do kilku atmosfer, zaś po wydobyciu rdzeni na powierzchnię rozprężają się, powodując znaczne ich wydłużanie (niekiedy do 5 cm na 1 m).

Uwodnienie osadów jest wysokie i zmienia się często w sposób bardzo prawidłowy od stropu do spągu. W górnej, półpłynnej masie sięga 95-98%, w powierzchniowych warstwach gytii już uformowanej – około 85% i około 60% w pobliżu spągu. Za klasyczny przykład może tu służyć krzywa

zmian uwodnienia osadów w Jeziorze Mikołajskim (Więckowski 1966, ryc. 4).

Bardziej złożony jest obraz zmian ciężaru objętościowego. Zależy on od domieszki materiałów mineralnych w osadach. W miarę wzrostu zawartości tych materiałów wzrasta od $1,1\text{g/cm}^3$ w powierzchniowych do $2,5\text{g/cm}^3$ w spaszczonych warstwach przydennych. Po wysuszeniu wynosi odpowiednio od $0,9\text{g/cm}^3$ do $2,4\text{g/cm}^3$.

Jak wykazały analizy mikroskopowe, osady omawianych jezior złożone są z trzech głównych składników:

- 1 – szczątków organicznych, roślinnych i zwierzęcych
- 2 – materiałów mineralnych, głównie kwarcu i skaleni
- 3 – nieorganicznych materiałów biogenicznych, głównie skorupek okrzemek i wytrąconego CaCO_3 w wyniku fotosyntezy oraz procesów chemicznych i fizycznych.

CaCO_3 występuje głównie w postaci białozółtawych, drobnych kulistych cząstek o średnicy 5-10 mikrometrów. Bardzo często cząsteczki te tworzą agregaty, inkrustując ziarna kwarcu, łodygi roślin itp. Główną masę (około 95%), pozostałą po rozpuszczeniu osadów w HCl , stanowi kwarc, który występuje w postaci bezbarwnych lub matowych, najczęściej słabo obtoczonych ziarn drobnego i pylastego piasku oraz ostrokrawędziowych cząstek spławialnych. Te ostatnie często tworzą również agregaty. Pozostałą część owej domieszki mineralnej stanowią skalenie oraz inne minerały.

Pomiarami odczynu osadów – pH, objęto Jezioro Mikołajskie, w którym wykonywano je systematycznie co 25 cm na dwu rdzeniach długości 9 m każdy, pochodzących z różnych części zbiornika. Osady te wykazują odczyn zasadowy, którego wartość waha się nieznacznie w granicach 7,5-7,9. Jednakże żadnej prawidłowości zmian tego odczynu w pionowym przekroju osadów nie stwierdzono. W podobny sposób dokonano oznaczeń pH w osadach jezior: Beldany i Tałty, w których jego wartości i wahania są podobne i wynoszą odpowiednio 7,3-7,6 i 7,3-7,5. W jeziorze Śniardwy pH osadów jest nieco wyższe i wynosi 7,8-8,1.

Zawartość materii organicznej w osadach omówimy na przykładach jezior: Mikołajskiego i Tałtowisko. Z załączonych wykresów (Więckowski 1966, ryc. 7) widzimy, że w Jeziorze Mikołajskim waha się ona od 5,8 do 17%, nie uwzględniając warstwy powierzchniowej, gdzie sięga 40%. W jeziorze Tałtowisko materii organicznej jest znacznie więcej, bo 17-30%, a w warstwie powierzchniowej do 40%. Z załączonych wykresów widzimy, że w osadach Jeziora Mikołajskiego zawartość materii organicznej ulegała znacznie mniejszym wahanom, niż w osadach jeziora Tałtowisko, gdzie są one znacznie większe. Świadczy to o znacznie niższej stabilności reżimu tego zbiornika, a zwłaszcza jego trofizmu. Jednakże, mimo iż w Jeziorze Mikołajskim dostrzec można słabą tendencję do wzrostu zawartości materii organicznej od spągu ku stropowi osadów, to w obydwu przypadkach, a zwłaszcza w jeziorze Tałtowisko nie widać na tyle wyraźnej tendencji zmian, która mogłaby wskazywać na kierunek ewolucji tych zbiorników.

Niejednokrotnie podkreślaliśmy, że dominującym składnikiem osadów omawianych jezior jest CaCO_3 , który decyduje o ich barwie, konsystencji, ciężarze i wielu innych właściwościach oraz determinuje jednoznacznie przynależność do obszernej grupy gytii węglanowych (wapnistych). We wszystkich omawianych jeziorach udział CaCO_3 w osadach jest bardzo wysoki, poza górną, półpłynną warstwą, gdzie nie spada poniżej 50%, często dochodzi do 90-95%, a średnio wynosi 65-75% suchej masy. Stanowi więc nie budzącą wątpliwości podstawę do ich odpowiedniego zakwalifikowania. Zagadnieniom warunków, które są niezbędne, aby osady węglanowe mogły się tworzyć w jeziorach, procesom wytrącania CaCO_3 z wody itd. poświęcona jest bardzo obszerna literatura, o czym wspomniano uprzednio.

Jeśli chodzi o pozostałe związki i pierwiastki chemiczne, to np. zawartość azotu organicznego jest w osadach jeziora Tałtówisko wyraźnie wyższa (1,05-2,8%), niż w Jeziorze Mikołajskim, gdzie jest stosunkowo niska (0,85-1,54%) i wykazuje lekką tendencję wzrostu ku stropowi. Bardzo niskie są również w Jeziorze Mikołajskim zawartości: żelaza (1,08-2,61%), potasu (0,026-0,063%) i fosforanów (0,01-0,05%). Wszystkie wykazują przy tym bardzo małe wahania na przestrzeni całej historii jeziora. Nieco wyższa jest zawartość sodu (0,064-0,200%). W porównaniu z osadami Jeziora Mikołajskiego, zawartość potasu i sodu w osadach jeziora Tałtówisko jest podobna, natomiast żelaza, a zwłaszcza fosforanów znacznie niższa.

W sumie charakter wahań przedstawiony na wykresach (Więckowski 1966, ryc. 8) nie pozwala na wyróżnienie jakichś cykli ewolucyjnych w historii omawianych jezior. Potwierdzają one raczej tezę o dużej na ogół stabilności ich reżimu, a zaznaczające się kilkakrotnie oscylacje odpowiadają w przybliżeniu poszczególnym okresom holocenu.

Jest oczywiste, że podkreślane niejednokrotnie podobieństwo osadów organogenicznych omawianych jezior jest jedynie ogólnym, dotyczącym podstawowej ich masy. Wszędzie bowiem są to osady należące do licznych odmian gytii węglanowych o niezbyt wysokiej zawartości materii organicznej (10-30%) i o wysokiej zawartości CaCO_3 (znacznie ponad 50%). Jednakże w poszczególnych jeziorach i ich częściach różnią się one dość znacznie, zwłaszcza barwą, składem chemicznym, zawartością materiału klastycznego, nie mówiąc już o zróżnicowaniu biologicznym, tj. zróżnicowaniu gatunkowym i ilościowym szczątków roślinnych i zwierzęcych.

Osady bogatsze w materię organiczną są bardziej ciemne, oliwkowozielone i występują w jeziorach niewielkich i płytkich lub w zasłoniętych zatokach jezior większych, gdzie produkcja pierwotna jest szczególnie wysoka, a woda przy dnie ulega słabemu mieszaniu i często wykazuje deficyt tlenu. Natomiast w jeziorach większych, o stosunkowo intensywnym ruchu mas wody, a więc dobrze natlenionych, osady są uboższe w materię organiczną i jaśniejsze, raczej szare. I tak np. w jeziorze Kirsajty są one ciemnooliwkowe, a w jeziorze Śniardwy bardzo jasne, białoszare.

Ogólnie stwierdzić można, że zróżnicownie podstawowej masy osadów ze środkowych akwenów jezior, należących do kompleksu Wielkich Jezior Mazurskich, jest znacznie mniejsze, niż w pozostałych, oddzielnych, raczej niewielkich jeziorach, jak np. Jorzec, Inulec, Kuc czy Kołowiek. W tych małych jeziorach, nawet w środkowych, najgłębszych ich miejscach, osady wykazują makroskopowo bardzo zróżnicowaną, bogatą stratyfikację świadczącą o względnie częstych, poważnych zmianach ich reżimu termicznego i chemicznego, a tym samym i biotroficznego oraz wahań poziomu wód.

Najbardziej charakterystyczną cechą osadów tych ostatnich jezior jest często wysoka (obok materii organicznej) zawartość hydrotroilitu ($\text{FeS} \times n\text{H}_2\text{O}$), stąd czarne, błyszczące ich zabarwienie (po utlenieniu rdzawe, zgniłooliwkowe).

Niekiedy bardzo wyraźnie widać mikrouwarstwienie przejawiające się, aczkolwiek nie w sposób ciągły i nie zawsze regularnie, nawet na kilkumetrowych odcinkach rdzeni (Więckowski 1966, fot. 5), to jest obejmujących nawet połowę i więcej całego przekroju osadów. Jednakże, nawet przy tych makroskopowo tak drastycznych różnicach, osady tych jezior należą również do omawianych powyżej gytii węglanowych, węglanowo-ilastych, względnie detrytusowo-węglanowych.

I w końcu, spośród jezior tego regionu, na osobną uwagę zasługują osady małego jeziora Flosek, leżącego około 1 km na płn. od środkowej części jeziora Beldany. Jest to typowe, śródleśne jezioro dystroficzne. Jego misa ma kształt owalny, 350 m x 160 m. Jest to głęboki lej, utworzony w materiale morenowym. Od północy bezpośrednio do jeziora przylega niewielkie torfowisko, które powoduje zabarwienie i zakwaszenie jego wód kwasami i substancjami humusowymi. Kilka dziesiąt lat temu przekopano rów, który połączył je z jeziorem Beldany. Spowodowało to niewielkie obniżenie jego poziomu. Trudno jest jednoznacznie określić głębokość tego jeziora, ponieważ „strefa przejściowa“ półpłynnego, drobnodetrytusowego utworu ma kilka metrów grubości. Tym samym trudno mówić o maksymalnej miąższości jego osadów. Dlatego też, ze względów technicznych pobieranie rdzeni w poszczególnych punktach rozpoczynano od poziomu, gdy osady nie wpływały z rury sondy. Jeden z takich rdzeni zaczęto wydobywać w środkowej części jeziora, poczynając od głębokości 7 m poniżej lustra wody. Jego długość do mineralnego podłoża osiągnęła 24 m, to jest 31 m licząc od powierzchni wody. Fakt, że od brzegów zarówno wschodniego, jak i zachodniego punkt ten dzieli zaledwie po 80 m, daje pojęcie o tym, jak bardzo strome są zbocza misy jeziornej.

Obecnie misa jeziora w 80-90% wypełniona jest osadami (licząc jego pojemność od lustra wody) typu ciemnej, oliwkowobrunatnej, organicznej gytii glonowo-detrytusowej, o średniej zawartości materii organicznej 85-90%, bardzo miękkiej, galaretowatej, a na niektórych poziomach o strukturze gruzelkowatej. Gytia ta jest aż do poziomu 20 m całkowicie bezwęglanowa, a do 18 m również zupełnie jednorodna. W galaretowatej, stopniowo coraz zwięźlejszej masie, tkwią jedynie sporo igliwia, liści, kawałki kory, szyszki i gałązki.

Począwszy od 18 m w dół w osadach zaczyna się przejawiać mikrouwarstwienie typu warwowego. Pary warstewek, jasna-ciemna, mają łącznie miąższości 0,5-2,0 mm, a niekiedy do 3 mm. Warstewki jasne są z reguły znacznie grubsze od ciemnych. Uwarstwienie to mniej lub bardziej wyraźnie przejawia się niemal do spągu (23,8 m). Na całym tym odcinku przejawia się również pewna rytmiczność. Daje się wyróżnić serie 8-13 par warstewek, w sumie na przemian wyraźnie ciemniejszych lub jaśniejszych, poprzedzielanych brunatnoczarnymi wkładkami grubości 3- 5 mm. W tych przekładkach też można zauważyć bardzo słabe ślady niezwykle drobnego „submikrouwarstwienia“. Te oddzielne, na przemian jaśniejsze lub ciemniejsze serie, mają miąższość 6-15 mm i niekiedy są przedzielone ową wyraźnie grubszą, ciemną warstewką na dwie części, co w przypadku serii 6-8 mm sprawia wrażenie podziału cyklu podstawowego, a przy seriach 12-15 mm zdaje się wskazywać na połączenie dwu cykli podstawowych. Całość wskazuje na zgodność tych cykli akumulacji z 9-11 letnimi cyklami zmian aktywności słońca, to jest z podstawowymi cyklami klimatycznymi.

Charakterystycznym jest również fakt, że im bliżej spągu, tym mikrouwarstwienie wykazuje większy kąt nachylenia. Świadczy to, że albo osady tworzyły się na pochyłym stoku, którego spadek stopniowo malał w miarę ich narastania, albo złoże osadów ulegało przez pewien okres przechyłowii w miarę wytapiania się resztek bloku martwego lodu.

Należy również wspomnieć, że na poziomie 20-22 m w osadach występuje CaCO_3 , którego zawartość w pierwszych dwu metrach od spągu wynosi 3-5%, a następnie gwałtownie wzrasta, osiągając maksimum 37% na poziomie 21 m, po czym równie nagle zanika zupełnie na poziomie 20 m. Właśnie na tym odcinku, gdzie występuje CaCO_3 , mikrouwarstwienie jest najwyraźniejsze. Na odcinku 20-24 m pojawiają się liczne grudki wiwianitu. Występująca w spągu osadów ciemna warstewka torfiasta wydatowana została metodą ^{14}C na 12200 ± 160 lat BP.

Pojezierze Suwalskie

Na Pojezierzu Suwalskim prowadzono badania paleolimnologiczne jeziora Wigry i dwu leżących w jego bezpośrednim sąsiedztwie (od strony płn.-zach.) małych jeziorek tzw. „sucharów“ – Dembowskich i Zachodniego oraz jezior położonych na zachód od Smolnik: Jaczno i Kamendul. Omówienie tych prac rozpoczniemy od jeziora Wigry, największego na Suwalszczyźnie. Jego powierzchnia wynosi 21166 ha, głębokość maksymalna 75 m, a średnia 16 m. Jezioro Wigry wyróżnia się wyjątkowo skomplikowanym kształtem misy jeziornej, zróżnicowaniem charakteru, wysokości i stromości stoków linii brzegowej oraz niezwykle bogactwem rzeźby dna, tworzącej istną mozaikę „głęboczków“ i „górek“. Stanowi ono także centralny zbiornik tzw. „Grupy (Czternastu) Jezior Wigierskich“, które mają z Wigrami porównywalny poziom lustra wody 131,9 m n.p.m. i łączą się z nim przemykami, ciekami naturalnymi lub kanałami. W przeszłości

wszystkie tworzyły razem jedno jezioro – Pra-Wigry, które w wyniku wypełnienia osadami i zarastania powoli rozpada się na coraz większą liczbę oddzielnych zbiorników.

Niestety, z jeziora Wigry wydobyto zaledwie trzy rdzenie osadów. Z Zatoki Hańczańskiej (Rezerwat Bobrów), w miejscu odległym 60 m od południowego brzegu tej zatoki z głębokości 2,5 m wydobyto monolityczny rdzeń osadów jeziornych mierzący 12 m. Natomiast z Zatoki Krzyżańskiej (płd.-wsch. część jeziora) wydobyto dwa rdzenie osadów: jeden w odległości 120 m od brzegu płd. z głębokości 7,1 m mierzył 7 m, drugi zaś 6,2-metrowy z zatorfionej części zatoki 100 m na płd. od obecnego brzegu jeziora. Wszystkie rdzenie obejmują pełne przekroje złoża osadów.

Porównanie profili złóż osadów z Zatok Hańczańskiej i Krzyżańskiej wykazuje, że w pierwszej z nich tempo akumulacji osadów było prawie dwukrotnie wyższe (12 m), niż w drugiej (7 m), mimo wyrównanego dna w miejscach wydobycia rdzeni i podobnych głębokości wyjściowych (pierwotnego dna) – 14 m.

To wyższe tempo akumulacji oraz znaczna, nierytmiczna zmienność charakteru osadów, na przemian, jasnoszara gytia węglanowa, węglanowo-ilasta lub ciemna detrytusowo-węglanowa (przy czym wszystkie o bardzo zmiennym stopniu spiaszczenia, zawartości makroszczątków roślinnych i muszelek), świadczą o dużej zmienności reżimu hydrodynamicznego i biochemicznego. Skład wód jeziora pozostaje tu pod przemożnym wpływem wód rzeki Czarnej Hańczy (bogatej w rozpuszczone substancje mineralne oraz zawiesiny), wpadającej do jeziora około 500 m od omawianego profilu osadów. Ta zmienność warunków akumulacji doskonale obrazuje wykres zawartości materii organicznej i CaCO_3 w osadach.

W Zatoce Krzyżańskiej proces akumulacji osadów przebiegał wolniej i w warunkach bardziej stabilnych. Osady – typowa jasnoszara gytia węglanowa – są dość jednorodne makroskopowo, ale wykazują znaczne zmiany stopnia zailenia, a nawet domieszki drobnego piasku. Świadczy to o okresowych nasileniach procesów brzegowych, niekiedy związanych być może z obniżaniem się poziomu jeziora, a tym samym zbliżaniem się linii brzegowej do miejsca opisywanego profilu osadów.

Trzeci rdzeń, wydobyty z południowej zatorfionej części Zatoki Krzyżańskiej, jest dwudzielny. Od powierzchni do 1,8 m występuje tu średnio rozłożony, brunatny torf oczeretowy z kawałkami drewna. Niżej, do 6 m jest szara gytia węglanowa, o znacznej zmienności zawartości makroszczątków i muszelek oraz stopnia spiaszczenia. Wykazuje ona słabe ślady mikrouwarstwienia. W spągu zalega pięciocentymetrowa warstewka ciemnej gleby bagiennej.

Porównanie osadów jeziora Wigry z osadami jezior: Jaczno i Kamendul (o czym poniżej), leżących około 30 km na północ, wykazuje, że w obydwu przypadkach są to bardzo podobne szare gytie węglanowe, bądź ciemniejsze węglanowo-detrytusowe. Natomiast stosunkowo duże miąższości osadów (12 m i 7 m), stwierdzone w płytkich zatokach Wigier, pozwa-

lają zasadnie przypuszczać, iż w ich głębokich akwenach osiągać one mogą 20-30 m (w jeziorze Jaczno 22,5 m).

Zupełnie inne są natomiast osady denne w sucharach: Dembowskich i Zachodnim, to jest w małych śródlęśnych jeziorach dystroficznych leżących w bezpośrednim sąsiedztwie Zatoki Hańczańskiej. Współcześnie poziomy ich są odpowiednio o około 1,5 m i 1,0 m wyższe od poziomu jeziora Wigry. Głębokość pierwszego wynosi 7,3 m, a stwierdzona miąższość osadów jeziornych 9,6 m. Głębokość drugiego to tylko 2,5 m, a miąższość osadów aż 11 m. Pierwsze z nich jest wypełnione osadami w 60-70%, a drugie aż w 80-90%. W obydwu praktycznie całe złoża osadów (w pierwszym 9,2 m, w drugim 10,5 m) tworzy organiczna, ciemna, oliwkowo-brunatna gytia glonowo-detrytusowa, całkowicie bezwęglanowa. Od stropu jest ona półpłynna, niżej bardzo miękka, galaretowata. W obydwu jeziorach, niemal w całych profilach osady są jednorodne, bez śladów jakichkolwiek zakłóceń wywołanych zmianami warunków akumulacji. Świadczy to, że odkładały się one w warunkach bardzo stabilnego reżimu biochemicznego i termicznego, co w przypadku tak małych jezior (niski stopień bezwładności chemicznej i termicznej małej masy wód) jest zjawiskiem bardzo charakterystycznym.

Powyższemu stwierdzeniu nie przeczy fakt, że w całych profilach osadów z obydwu jezior w homogenicznej ich masie występują makroszczałki roślinne: igliwie, liście, kora i gałązki. Po ostrym przejściu (zwłaszcza w Sucharze Zachodnim), jedynie spągowe 40-60 cm warstwy osadów, odpowiadające inicjalnemu okresowi istnienia tych jezior, są reprezentowane przez szare gytie węglanowo-ilaste i twory mułkowate, wymieszane ze znaczną ilością makroszczałków roślinnych. Świadczy to o innym reżimie chemicznym wód oraz dużej zmienności i niestabilności warunków sedymentacji w tym okresie. W spągu tych osadów w obydwu jeziorach występują około pięciocentymetrowe warstewki torfiastej gleby bagiennej, leżące na piaskach ze żwirem i glazikami.

Jak widzimy, osady tych jezior są bardzo podobne do omawianych uprzednio osadów dystroficznego jeziora Flosek na Pojezierzu Mazurskim. Podobieństwo to dotyczy zarówno głównej masy osadów, jak i sekwencji ich zmian w profilu pionowym. Bardzo podobna jest również spągowa warstwa organiczna torfiasto-glebową, która w jeziorze Flosek została wydatowana metodą ^{14}C na 12200 ± 160 BP. To podobieństwo upoważnia do przypuszczenia, że również wiek „sucharów“ i jeziora Wigry może być podobny do wieku jeziora Flosek i jezior mazurskich. Torfy ze spągu Jeziora Mikołajskiego datowano metodą ^{14}C na 11040 ± 380 lat BP (Gd-36), a jeziora Kruklin na 11390 ± 210 lat BP (Hv122) (Stasiak 1963). Torfy, spągowe partie osadów tych jezior, są podobne do występujących w jeziorze Wigry. W przypadku „sucharów“ przypuszczeniu takiemu nie przeczy bynajmniej, na pierwszy rzut oka zaskakująca, ponad dwukrotna różnica miąższości osadów – we Flosku 24 m, a w „sucharach“ 11 m. Prawdopodobnie bowiem ta wielka różnica dotyczy tylko miąższości maksymalnej, zależnej w wysokim stopniu od

pierwotnego kształtu misy jeziornej. Różnice średnich miąższości osadów byłyby prawdopodobnie niewielkie.

Natomiast przytoczone uprzednio dane dotyczące osadów jeziornych „sucharów“ świadczące, że w odróżnieniu od występujących w jeziorze Wigry typowych gytii węglanowych (70-80% CaCO_3), są to bezwęglanowe, organiczne gytie glonowo-detrytusowe wyjątkowo jednorodne w całych profilach. Wynika z tego, że warunki sedymentacji były (poza okresem inicjalnym) wyjątkowo stabilne. Tym samym wykluczyć należy nie tylko długotrwałe, ale nawet sporadyczne wlewy wód wigierskich do tych jezior, co niechybnie musiałyby się wyrazić okresowymi, mniej lub bardziej znacznymi zmianami charakteru ich osadów. Daje to więc podstawy do wnioskowania, iż zawsze jeziora te były autonomiczne. Z kolei stanowi to pośredni, ale istotny dowód, że (poza pierwszym stadium?) praktycznie podczas całej historii jeziora Wigry poziom jego wód nie był prawdopodobnie nigdy ponad 1 m wyższy od współczesnego. W świetle powyższych faktów mało prawdopodobne wydaje się być twierdzenie M. Stangenberga (1936), iż w przeszłości poziom jeziora Wigry był co najmniej 2 m wyższy od współczesnego.

Z drugiej zaś strony, we wszystkich trzech profilach osadów dennych z jeziora Wigry zarejestrowano charakterystyczne ich zmiany, świadczące o okresowych obniżeniach poziomu jeziora w przeszłości, a mianowicie znaczne spadki zawartości CaCO_3 , połączone z oznakami storfienia, z zaileniem, spiaszczeniem i pojawieniem się muszelek mięczaków litoralnych czy makroszczałków roślin wynurzonych: trzciny, pałki wodnej itp.

Pierwsza taka wyraźna zmiana występuje na poziomach odpowiadających prawdopodobnie okresowi borealnemu. Druga podobna, ale znacznie słabiej wyrażona, odpowiada przypuszczalnie poziomom okresu subborealnego. I wreszcie trzecia – zaznaczyła się tylko w osadach z Zatoki Hańczańskiej zarówno znacznym spadkiem zawartości CaCO_3 , jak i wzrostem udziału materii organicznej oraz pojawieniem się skorupki mięczaków litoralnych. W Zatoce Krzyżańskiej nastąpiło w tym czasie częściowe jej zatorfienie. Przypadło to gdzieś na przełom pierwszego tysiąclecia naszej ery.

Pierwsze ewentualne obniżenie poziomu Wigier wiązało się, być może, z ostatecznym zanikiem wiecznej marzłoci. W wyniku tego nastąpił generalny spadek i utrwalenie się „naturalnego“, „niepodpartego“ poziomu wód gruntowych oraz związana z tym intensyfikacja procesu erozji wgłębnej koryta Czarnej Hańczy. Sprawą otwartą jest natomiast, czy dwa kolejne przypuszczalne obniżenia poziomu jeziora Wigry i każdorazowy ponowny jego wzrost spowodowane były okresowymi zmianami bazy erozji Czarnej Hańczy w wyniku ruchów neotektonicznych, czy też był to skutek kolejnych cykli drastycznej arydyzacji klimatu, co wydaje się wątpliwe.

Jeśli zaś chodzi o stopniowe zmniejszanie się powierzchni Pra-Wigier oraz powolne przekształcanie się licznych ich zatok w oddzielne jeziora, to proces ten przebiegać może również przy stałym poziomie zbiornika w wyniku powolnego, nieprzerwanego wypełniania osadami dennymi

wszystkich płaskich pływacznic śródziemych, przybrzeżnych i przesmyków, a następnie ich zarastania i przekształcania się w bagna, torfowiska i łąki.

Jeziora Jaczno i Kamendul, sąsiadujące ze sobą, są przepływowe i leżą w dolinie rzeczki Jacznicy wpadającej do Szeszupy. Większe z nich, Jaczno, położone 165 m n.p.m. ma powierzchnię 34 ha, długość 1600 m, a szerokość 600 m. Dzieli się ono na cztery charakterystyczne plosa, połączone przesmykami.

W jeziorze tym wykonano (w ramach opracowywania ekspertyzy geologiczno-inżynierskiej) serię sondowań geologicznych w celu określenia miąższości osadów jeziornych i charakteru podłoża mineralnego (pierwotnego dna). W płn.-zach. części pierwszego plosa prowadzono je regularnie na bazie siatki kwadratów 50 m × 50 m. Tu też wydobyto 5 rdzeni osadów, obrazujących pełny profil złoża. Ponadto przez środek tego plosa i trzech pozostałych podobne sondowania, co 50 m, wykonano na przekrojach. W sumie uzyskano dość szczegółowy obraz zróżnicowania miąższości osadów i stopnia wypełnienia nimi mis poszczególnych akwenów jeziora.

Plosa	głębokość maksymalna (m)	miąższość osadów maksymalna (m)	miąższość osadów średnia (m)	% wypełnienia osadami mis poszczególnych akwenów
1.	22,2	20,1	11,5	około 40%
2.	11,0	15,1	12,0	około 60%
3.	26,0	20,2	12,0	około 50%
4.	10,0	20,0	12,5	około 70%

Osady jeziorne we wszystkich plosach w ich środkowych częściach są podobne: gytie węglanowe szarooliwkowe, zwarte, o znacznym stopniu zailenia. Ciężar właściwy tych osadów wynosi 1,8-2,6 g/cm³, a objętościowy 1,1-2,0 g/cm³, zaś uwodnienie sięga 30-76% do 90% w stropie. Zawartość materii organicznej wynosi 3-11% do 30% w stropie, zawartość CaCO₃ wynosi 25-83%, średnio 65%. Znaczna jest zawartość cząstek ilastych (do 25%), w czym niewątpliwie wyraża się wpływ rzeki Jacznicy.

Natomiast osady denne płn.-zach. części 1. plosa wymagają odrębnego potraktowania. Przede wszystkim są one znacznie bardziej zailone. Określić je można jako gytie ilasto-węglanową ze znaczną domieszką piasku. Poza ogólnym, znacznym spiaszczeniem w pionowym profilu złoża występuje kilka wkładek średnio- lub drobnoziarnistego piasku akumulacji wodnej. Ich grubość wynosi od kilku do kilkadziesiąt cm. Warstewki tych piasków występują nawet w odległości 150 m od brzegu. Powstały one prawdopodobnie w wyniku namycia piasku na powierzchnię lodu w okresach bardzo gwałtownych roztopów wiosennych przez strumienie wody spływającej ze stromego zbocza.

W samej strefie brzegowej szerokości 50 m osady mają charakter mieszaniny gytii, ilów, pyłów, piasków i żwiru z mnóstwem grubego detrytus organicznego oraz kawałków

kory, drewna (wiórów?) i dużą ilością skorupki mięczaków. Dodatkowym elementem jest stosunkowo duża domieszka okruchów węgla drzewnego, występująca w niemal całym profilu złoża osadów. Świadczy to o dawnej i stałej obecności człowieka w bezpośredniej bliskości jeziora. Osady takie są typowe dla utworów powstających w warunkach strefy przybrzeżnej przy wyjątkowym nasileniu bezpośredniego zmywania ze stromych stoków wszelkiego materiału oraz erozji tych brzegów w okresach deszczów nawalnych i roztopów.

Jezioro Kamendul położone 161 m n.p.m. ma powierzchnię 11 ha, długość 900 m, a szerokość 600 m, maksymalna głębokość wynosi 26,5 m. Wzdłuż osi jeziora wykonano co 50 m 15 sondowań geologicznych obrazujących miąższość osadów jeziornych i charakter podłoża. Maksymalna stwierdzona miąższość tych osadów wynosi 17 m, średnia z 15 pomiarów jest wysoka i wynosi 11 m. Stopień wypełnienia misy osadami wynosi około 60%. W 14. punktach na 15 pod osadami zalegają torfy warstwą od kilku do 50 cm, najczęściej 20-30 cm miąższości.

Pionowy przekrój złoża osadów jeziornych omówimy na podstawie rdzenia długości 10 m wydobytego pośrodku zbiornika w miejscu o głębokości 9 m. W stropie występuje warstwa bardzo miękkiej gytii detrytusowo-węglanowej o miąższości 30 cm, barwy brunatnoczarnej, o zawartości materii organicznej do 40% i uwodnieniu do 90%. Niżej stopniowo przechodzi w coraz jaśniejszą, do szarooliwkowej i coraz bardziej związłą gytie węglanową.

W całym pionowym profilu osadów zaznacza się, podobnie jak w osadach jeziora Jaczno, znaczna domieszka cząstek ilastych. Zwraca również uwagę wyjątkowa jednorodność osadów świadcząca o wysokiej stabilności reżimu zbiornika i spokojnej akumulacji. Jedynie na dwu poziomach: 4,6-4,65 m i 5,0-7,1 m od stropu przejawia się bardzo słaba mikrolaminacja o średniej miąższości par warstewek – jasnociemna – około 1 mm. Na poziomie 9,4-9,5 m występuje warstwa ciemniejsza, spiaszczona z dużą domieszką fragmentów muszelek, a na poziomie 9,7-9,85 m znajduje się gytia szara, silnie spiaszczona z mnóstwem grubego detrytus organicznego. Na odcinku 9,85-10,0 m pojawia się torf, początkowo spiaszczony z mnóstwem muszelek, niżej dobrze rozłożony z kawałkami drewna.

Ciężar właściwy tych osadów wynosi 1,85-2,54 g/cm³, a objętościowy 1,12-1,5 g/cm³. Uwodnienie wynosi od 90% w stropie do 43% w dolnych partiach złoża. Materii organicznej jest średnio około 10%, w stropie do 40%. Zawartość CaCO₃ wynosi 30-89%, średnio 71%. Osady wykazują bardzo wysoki stopień dyspersji, zawierają bowiem do 90% cząstek spławalnych.

Podobieństwo osadów jezior Jaczno i Kamendul jest bardzo bliskie pod wieloma względami, a zwłaszcza stopnia zailenia. Podobnie w obydwu jeziorach pod osadami powszechnie występują torfy o miąższości do 0,5 m. Są one średnio rozłożone i zawierają mnóstwo kawałków drewna i kory. Bezpośrednio nad torfem najczęściej występuje warstwa silnie spiaszczona gytii lub wręcz piasku z mnóstwem

detrytusu roślinnego i skorupki mięczaków. Pod torfami zalegają piaski różnoziarniste akumulacji wodnej, ility i gliny zwałowe.

Jezióra Gostynińskie

Z grupy kilkudziesięciu Jeziór Gostynińskich, leżących w obrębie Kotliny Płockiej, badania paleolimnologiczne osadów dennych prowadzono w trzech z nich; były to Jez. Szczawińskie – 94,5 m n.p.m., głęb. maks. ok. 1 m, pow. 33 ha.

Jez. Wikaryjskie – 65 m n.p.m., głęb. maks. 13,5 m, pow. 66 ha.
Jez. Gościąż – 62 m n.p.m., głęb. maks. 26 m, pow. 45 ha.

Wszystkie te trzy jeziora są słabo przepływowe i charakteryzują się raczej niewielkim udziałem zasilania powierzchniowego, a ich zlewnie w zasadzie podobnym ukształtowaniem powierzchni, stosunkami hydrogeologicznymi i budową geologiczną zlewni.

Powstanie swe zawdzięczają one procesom termokrasowym. Utworzyły się w wyniku wytapiania 13-11 tys. lat temu bloków martwych lodów, które w recesyjnej fazie ostatniego glacjału wypełniały skomplikowany układ rynien i dolin ekstramarginalnych, skutecznie je konserwując, wypreparowanych wcześniej w fluwioglacjalnych utworach piaszczystych pokrywających miąższą na 20-40 m warstwą obszary występowania omawianych jezior.

W jeziorze Szczawińskim, położonym 10 km na SE od Gostynina, w pierwszym etapie prac z południowej, całkowicie zatorfionej części jeziora wydobyto rdzeń długości 6,9 m. Pod 2,3 m warstwą torfu turzycowo-trzciniowego zalega warstwa gytii węglanowo-detrytusowej. W całym jej przekroju tkwi mnóstwo fragmentów i całych skorupki mięczaków, zawartość makroszczałków roślinnych jest w niej natomiast niezbyt wielka. Większość z nich uległa prawdopodobnie rozłożeniu, stąd liczne, rdzawe plamy. Wszystko to świadczy, że osady te akumulowały przez cały czas w płytkiej litoralnej strefie brzegowej. Zaś ciemna wkładka organiczna z przekładkami mięczaków litoralnych, występująca na odcinku 3,3-3,5 m od stropu świadczy niezbicie o bardzo znacznym wypłyeniu się jeziora w pewnym (subboreal?) okresie czasu. W spągu na odcinku 6,5-6,55 m występuje warstewka spieczzonego torfu, pod którym zalegają dobrze przemyte szare, średnioziarniste piaski.

Następnie wykonano, co 100 m, osiem pomiarów miąższości osadów jeziornych na dwu prostopadłych przekrojach, po czym ze środkowej części zbiornika, na przecięciu ciągów, wydobyto rdzeń osadów długości 11,5 m. Obejmuje on pełny cykl akumulacji jeziornej typu gytii węglanowej, miąższości 9,9 m, brunatną warstwę torfiastą grubości 0,4 m oraz 0,7 m warstwę piasków, początkowo zatorfionych, a następnie szarych, dobrze przemytych.

Przeprowadzone prace wykazały, że misę jeziora Szczawińskiego, które obecnie znajduje się w stadium szybkiego zaniku (w ciągu ostatnich 60 lat powierzchnia jego zmniejszyła się z 48 do 33 ha tj. o 1/3 a głębokości wynoszą

zaledwie 0,5-1,0 m) wypełniają niemal całkowicie osady typu szarej i oliwkowo-szarej gytii węglanowej, miękkiej, bezpostaciowej i makroskopowo wyjątkowo jednorodnej w całym pionowym przekroju złoża. Jedyne w dolnej, 2-metrowej warstwie pojawiają się kilkakrotnie słabe przejawy bardzo drobnej i regularnej mikrolaminacji.

Tę jednorodność potwierdziły w pełni wyniki analiz (Szymaniak, Więckowski 1984 fig. 2). Zarówno krzywa zawartości CaCO_3 – 60-82%, średnio 72% i krzywa zawartości materii organicznej 10-25%, średnio 17,5% suchej masy osadów (poza poziomami w stropie i w spągu, co jest powszechne), mają przebieg bardzo wyrównany. Zawartość materii organicznej wzrasta powoli, w miarę wypełniania zbiornika osadami, przy równoczesnym proporcjonalnym spadku zawartości CaCO_3 . Podkreślić tu należy, że wykresy zawartości materii organicznej i CaCO_3 są wyjątkowym, wręcz podręcznikowym przykładem istnienia znanej korelacji ujemnej tych dwóch podstawowych składników osadów dennych ogromnej wielkości jezior, występujących na polodowcowych obszarach Europy północno-wschodniej. Na uwagę zasługuje również wysokie średnie tempo akumulacji wynoszące około 1 mm/rok, gdy podczas gdy odpowiednie dla Polski wynosi 0,7 mm/rok.

W sumie, obraz makroskopowy i wyniki analiz osadów świadczą o wyjątkowo stabilnych warunkach, a tym samym o bardzo stabilnym reżimie termicznym i hydrochemicznym Jeziora Szczawińskiego. Być może stabilność ta jest wynikiem specyfiki warunków hydrologicznych, a zwłaszcza hydrogeologicznych zlewni jeziora. Jest ono bowiem w znacznym stopniu zasilane wodami wgłębnymi, w tym, być może, również pochodzącymi z utworów mioceńskich, charakteryzującymi się stałym chemizmem i temperaturą.

Jeziorko Wikaryjskie leży 6 km na SE od Włocławka. Wydobyto z niego monolityczny rdzeń osadów długości 5 m. Wiercenie zlokalizowano pośrodku rozległej płaszczyny dna (płd-wsch. części jeziora), przy głębokości wody 5 m. Obejmuje on pełny cykl akumulacji osadów jeziornych typu gytii detrytusowo-węglanowej o miąższości 3,95 m, warstwę torfiastą (datowaną metodą ^{14}C na 10 360±200 BP) oraz 0,9 m warstwę szarych, słabo przemytych piasków podłoża.

Wyniki analiz osadów z Jeziora Wikaryjskiego (Szymaniak, Więckowski 1984, fig. 2) przedstawiają zupełnie inny obraz, niż to miało miejsce w jeziorze Szczawińskim. Zaznacza się tu bowiem jednoznacznie cykliczność zmian akumulacji materii organicznej. Wyróżnić można cztery wyraźne cykle o różnym okresie trwania, bądź intensywności akumulacji, a wyrażone niejednakową miąższością warstw osadów reprezentujących poszczególne cykle. Dolną część każdego z nich cechuje spadek zawartości materii organicznej (10-20%). W górnych, natomiast, częściach cykli zawartość ta wzrasta do 30-40%. Zawartość CaCO_3 w osadach tych wzrasta natomiast stopniowo ku dołowi złoża, od 40-50% w stropie do 60-70% w spągu. Jest przy tym rzeczą niezwykle charakterystyczną, że przebieg krzywej zawartości CaCO_3 nie wykazuje żadnej korelacji z krzywą zawartości materii organicznej.

Najprawdopodobniej zarówno charakterystyczny, cyklicznie zmienny przebieg akumulacji materii organicznej, jak i zupełny brak korelacji tych zmian z zawartością CaCO_3 jest wynikiem specyficznych, lokalnych warunków zlewni jeziora.

Jezioro Gościąż leży 20 km na SE od Włocławka. W pierwszym okresie prac z jeziora Gościąż w miejscu odległym o 300 m od brzegu wschodniego z głębokości 7,7 m wydobyto rdzeń osadów długości 8,8 m. Obejmował on 8,1 m warstwę gytii węglanowej (niestety bez spągu) oraz 0,7 m warstwę piasków zawierających znaczną domieszkę okruczków mioceńskiego węgla brunatnego (pochodzących z rozmycia warstw węglonośnych). Potwierdza to, jak się wydaje, przypuszczenia, że pierwotne dno tego zbiornika (30 m niżej współczesnego poziomu Wisły na tym odcinku) sięga utworów miocenu. Charakter makroskopowy osadów oraz przebieg krzywej zawartości materii organicznej w osadach jeziora Gościąż są podobne, jak w jeziorze Szczawińskim i mają prawdopodobnie analogiczne, wymienione uprzednio, uwarunkowania.

Drugi rdzeń osadów z jeziora Gościąż w 1985 roku wydobyto w środkowej części zbiornika z głębokości 22,5 m, to jest w pobliżu głównego głębocznka. Długość tego rdzenia wynosi 15,85 m. Obejmuje on pełny cykl akumulacji osadów organogenicznych miąższości 15,7 m oraz 15 cm warstwę ciemnobrunatnych piasków pylastych.

Niezwykłą cechą przekroju pionowego złoża osadów, które obrazuje ten rdzeń jest fakt, że praktycznie na całej długości, a ściśle już od poziomu około 1 m poniżej stropu i aż do spągu przejawia się ciągła, wyraźna lub bardzo wyraźna, regularna mikrolaminacja. Wyraża ona niewątpliwie (para warstewek jasna-ciemna) roczne cykle akumulacji. Wyraźnie zaznaczają się również specyficzne 8-13 letnie cykle, odpowiadające podstawowym cyklom zmian aktywności słońca.

Jest to, jak dotychczas, pierwszy przypadek występowania mikrolaminacji dosłownie w ciągu całego okresu istnienia zbiornika, bowiem charakter osadów górnej, jednometrowej warstwy świadczy o tym, że warunki akumulacji w ciągu ostatnich 100-200 lat nie uległy zmianie. Brak laminacji w tej najwyższej warstwie jest natomiast najprawdopodobniej wynikiem ustawicznego ich mieszania sieciami typu „włóków”, używanymi od dawna przez rybaków.

Dzięki występowaniu mikrolaminacji praktycznie w całym złożu osadów możliwe było po raz pierwszy dokonanie próby określenia wieku jeziora w sposób „bezpośredni”, analogiczny do metody „geochronologii warwowej”. Otóż naliczono 12 600 par tych mikrowarstewek o miąższości pary od 0,2 mm do 8,0 mm (w górnej części złoża). Uwzględniając wszystkie czynniki wpływające na dokładność otrzymywania wyniku (przede wszystkim przerwy na stykach dwumetrowych odcinków rdzenia) oceniamy wielkość błędów na 400-600 lat in plus lub in minus. W każdym razie, już ten pierwszy wynik daje dobre potwierdzenie wieku jezior uzyskiwane przy pomocy datowania metodą ^{14}C i pośrednich, uzyskiwanych metodami paleobotanicznymi.

Te bardzo zachęcające wyniki zobowiązują do podjęcia w przyszłości kolejnej próby uzyskania rdzeni z głębocznka tego jeziora. W bezpośredniej bliskości wydobyte zostaną dwa rdzenie, których dwumetrowe odcinki będą przesunięte względem siebie w pionie np. o pół metra, co pozwoli skomponować jeden praktycznie idealnie ciągły rdzeń, na podstawie którego możliwa będzie ponowna próba bezpośredniego obliczenia wieku tego jeziora ze znacznie większą dokładnością. Uzyskany materiał pozwoli także na pobieranie próbek do wszelkich analiz nie co określoną liczbę centymetrów, ale co określoną liczbę lat np. co 10 lub 20 lat.

Pojezierze Kujawskie

Osady dennie badane były na jeziorach: Pątnowskim, Gosławskim, Ślesińskim, Pakość, Biskupin i Gopło.

W jeziorach Pątnowskim i Gosławskim miąższość osadów jeziornych typowej gytii węglanowej osiąga 13-15 m. Osady są bardzo jednorodne, śladów mikrouwarstwienia nie stwierdzono. W spągu występuje cienka, 10-20 cm, warstwa torfiasta, a w szarych, średnioziarnistych piaskach podłoża mnóstwo okruczków węgla brunatnego (na wtórnym złożu).

W jeziorze Ślesińskim osady są bardzo podobne – szaro-oliwkowe gytie węglanowe, jedynie bardziej zailone. Osady są również bardzo jednorodne w całym przekroju pionowym. Maksymalna stwierdzona miąższość osadów organogenicznych sięga 18 m. W spągu zalegają zailone piaski z glazikami, w danym punkcie torfu nie stwierdzono. Natomiast rdzenie wydobyte w strefie przybrzeżnej w pobliżu Stacji IMGW w Ślesinie (długość 5 m) i w pobliżu przystani Zarządu Dróg Wodnych (długość 2,75 m) obrazują przekroje osadów bardzo podobnych do opisywanych uprzednio w jeziorze Jacno. Stanowią one również mieszaninę gytii węglanowej, grubego detrytusu roślinnego i skorupki mięczaków. W całym przekroju występują liczne drobne okruczki węgla drzewnego, a w spągu 10 cm warstwa utworu torfiastego (torfu na wtórnym złożu).

W Jeziorze Pakość miąższość osadów – typowych szaro-oliwkowych gytii węglanowych – jest różna w poszczególnych plosach, wszędzie jednak bardzo znaczna. W jeziorze tym rdzenie osadów wydobywano głównie w strefie przybrzeżnej, w zatokach, w pobliżu stanowisk archeologicznych (szukano artefaktów w osadach). Tym nie mniej, nawet w tych miejscach miąższość osadów dochodziła do 10 m. Natomiast rdzeń wydobyty pośrodku plosa, na płd. od nowo zbudowanej tamy, przy długości 19 m nie osiągnął podłoża mineralnego. W przypadku tych rdzeni, gdzie spąg osiągnięto, występują warstewki torfu lub torfy spiaszczone.

Z jeziora Biskupin wydobyto kilka rdzeni osadów o długości do 12 m. Osady reprezentują typowe szaro-oliwkowe gytie węglanowe. Makroskopowo wykazują one wyraźne ślady poważnych zmian poziomu jeziora w przeszłości, o czym świadczą odcinki brunatne, bogate w materię organiczną, spiaszczone i ze skorupkami mięczaków. W spągu tych osadów tam, gdzie go osiągnięto, występują warstewki torfu

lub spiazczonych utworów torfiastych. Jeden rdzeń długości 10 m wydobyto natomiast w strefie brzegowej, całkowicie wypełnionej osadami. Obejmuje on pełny cykl akumulacji osadów jeziornych, charakterystycznych dla strefy przybrzeżnej. Osady typu szarej gytii węglanowej w całym pionowym przekroju zawierają bardzo dużą domieszkę makroszczątków roślin wynurzonych (strefy oczeretów), a nawet przekładki torfów oczeretowych. W spągu występuje 20 cm warstwa torfiasta, a niżej szare piaski różnoziarniste.

Z jeziora Gopło wydobyto dwa rdzenie: jeden z zatoki po wschodniej stronie w środkowej części jeziora, w miejscu o głębokości 8 m. Długość tego rdzenia wynosiła 13,6 m. Reprezentował on pełny cykl akumulacji osadów typu gytii węglanowej szaro-oliwkowej, ze znaczną zawartością drobnego i grubego detrytusu roślinnego oraz fragmentów i skorupki mięczaków. W spągu nad piaskiem zalega 10 cm wkładka torfiasta z dużym kawałkiem drewna. Drugi rdzeń wydobyto z dawnej zatoki jeziornej (w płd-zach. jego części), od dawna będącej torfowiskiem. Długość tego rdzenia wynosi 15 m. Obejmuje on od stropu 6 m torfu oczeretowego oraz 9 m szaro-oliwkowej gytii węglanowej, dość jednorodnej w całym pionowym przekroju, a w spągu 5 cm wkładkę torfiastą. Niestety, dotychczas nie było możliwości wydobywania rdzenia z najgłębszej części jeziora. Jednakże duże miąższości rdzeni osadów wydobytych z zatok oraz fakt, że przez Gopło przepływa stosunkowo duża rzeka (Noteć) pozwala zasadnie przypuszczać, że właśnie w nim miąższości osadów jeziornych osiągać mogą rekordowe wartości rzędu 30-40 m.

Pojezierze Kaszubskie – Jeziora Raduńskie

Jeziora Raduńskie: Górne i Dolne to typowe jeziora rynnowe. W przeszłości stanowiły one jeden zbiornik, jednak w końcu ubiegłego wieku przegrodzone zostały nasypem drogowym z przepustem, wskutek czego poziom jeziora Górnego podniósł się o 0,4 m w stosunku do Dolnego, osiągając rzędną 161,6 m n.p.m. Powierzchnia jeziora Raduńskiego Górnego wynosi 382,8 ha, a Dolnego 735,1 ha, przy głębokościach maksymalnych odpowiednio: 43 i 35 m.

Z Jeziora Górnego Raduńskiego wydobyto rdzeń o długości 6,5 m z miejsca o głębokości 7,7 m. Obejmuje on pełny przekrój osadów jeziornych – szaro-oliwkowej gytii węglanowej, około 20 cm wkładkę torfiastą z kawałkami drewna, a w podłożu ropy i piaski różnoziarniste.

Z kolei w środkowej części jeziora Dolnego Raduńskiego, w miejscu o głębokości 9,5 m wydobyto rdzeń długości 11 m. Obejmuje on całe 10,6 m złoże osadów typu gytii węglanowej, wkładkę torfiastą grubości 10 cm z kawałkami drewna, następnie zaś 15 cm warstwę spiazczonego ropy niebiesko-szarego, przechodzącego w piasek za żwirem i gładkami.

W rdzeniu tym, w całym pionowym przekroju osady są dość jednorodne, barwy ciemnooliwkowej, zwięzłe, zawierają niewielką domieszkę detrytusu roślinnego a śladów mikrouwarstwienia brak. W dolnej części złoża, od poziomu

9,5 m w dół, gytia przechodzi płynnie w gytie jasno popielatą, następnie, poniżej 10,2 m, w jasnożółtawą, z mnóstwem makroszczątków roślinnych i znaczną domieszką piasku, a od 10,3 m w różowawą, zachowując cechy warstwy nadległej. Na poziomie 10,6-10,7 m występuje ciemna wkładka organiczna z fragmentami gałązek i kory, poniżej zaś na głębokości 10,7-10,85 m spiazczony szaro-niebieski ropy, przechodzący w piasek ze żwirem i gładkami. Obraz pionowego przekroju osadów z jeziora Górnego Raduńskiego jest w zasadzie podobny. Podkreślić natomiast należy, że obydwa rdzenie osadów wydobyte zostały ze stosunkowo płytkich części omawianych jezior. Jest niemal pewne, że w ich najgłębszych częściach miąższości osadów osiągały co najmniej 20 m a w dolnych częściach złoża przejawia się mikrolaminacja.

Pojezierze Drawskie – Jezioro Kwiecko

Jezioro Kwiecko leży na wysokości 147 m n.p.m., ma powierzchnię 87 ha, głębokość maksymalną 4 m. Jest ono jeziorem przepływowym, eutroficznym, stanowiąc pierwszy odstożnik na rzece Radew.

Z jeziora tego wydobyto 4 rdzenie osadów:

1. głębokość wody 4 m, miąższość osadów jeziornych 19 m
2. głębokość wody 3, miąższość osadów jeziornych 25 m
3. głębokość wody 1,5, miąższość osadów jeziornych 18,5 m
4. głębokość wody 3, miąższość osadów jeziornych 20 m

Wynika z tego, że średnia miąższość osadów jest bardzo wysoka, bo około 20,5 m, a misa jeziora jest wypełniona osadami w 80-90% jej pierwotnej pojemności. Przeprowadzone badania wykazały, że podstawową masę osadów stanowi jasna, oliwkowo-szara gytia węglanowa o średniej zawartości CaCO_3 65-75%, a materii organicznej 10-15%, w stropie zaś do 30-40%. Uziarnienie osadów w środkowej części zbiornika jest następujące – frakcji ilastych do 25%, pylistych do 70%, a drobnego piasku zaledwie 2,5%. Ciężar objętościowy osadu wynosi 1,1-1,5 g/cm^3 , a właściwy po wysuszeniu 1,3-1,5 g/cm^3 .

Obraz sekwencji zmian osadów w przekroju pionowym we wszystkich 4 wydobytych rdzeniach jest podobny i wykazuje niezwykle ciekawe cechy charakterystyczne, które przedstawiamy na przykładzie przekroju osadów w miejscu ich najwyższej stwierdzonej miąższości. W warstwie stropowej, gdzie, jak już wspomniano, zawartość materii organicznej osiąga 30-40%, osady są bardzo miękkie, brunatno-czarne. Następnie stopniowo stają się coraz bardziej zwięzłe i coraz jaśniejsze, aż na głębokości około 7 m od stropu stają się jasne, szaro-oliwkowe. Odpowiednio maleje w nich zawartość materii organicznej do 10-15% i wzrasta zawartość CaCO_3 , średnio do 70%.

Jednakże ta zmiana barwy i składu chemicznego nie świadczy bynajmniej jednoznacznie o tym, że począwszy od około 2,5-3,0 tys. lat temu następować zaczęła tak zasadnicza zmiana reżymu troficznego jeziora (choć pewnego wzrostu eutrofizacji, przynajmniej w ciągu ostatnich kilkuset lat, wykluczyć z pewnością nie można). Wydaje się bowiem, że

czynnikiem odpowiedzialnym za te zmiany jest proces diagenety, w tym przypadku polegający głównie na stopniowym rozkładzie materii organicznej, a tym samym (względny) wzroście mineralizacji osadów.

Znaczy to, że prawdopodobnie przed dwu czy trzema tysiącami lat górna, kilku metrowa warstwa osadów była barwą i składem chemicznym podobne do współczesnej, tyle, że zalegała 5-7 m niżej. Ten proces rozkładu materii organicznej jest, w przypadku jeziora Kwiecko, wyjątkowo powolny i osiąga pewną wartość krytyczną na głębokości około 7 m. Niżej zawartość jej utrzymuje się w zasadzie na mniej więcej stałym poziomie około 10%.

Na odcinku od 7 do 16 m jest to już typowa, jasna szaro-oliwkowa gytia węglanowa (75% CaCO_3), zwięzła, nieco zailona, bez wyczuwalnej domieszki piasku, bardzo jednolita. Począwszy od 16 m w dół zaczynają pojawiać się w niej ślady mikrouwarstwienia, największe nasilenie osiągają one na odcinku od 19 do 21 m. Pary warstewek jasna-ciemna są tu bardzo wyraźne i mają średnią miąższość (pary) około 2 mm. Zaznaczają się wyraźnie, wspominane przy omawianiu innych jezior, owe 8-13 letnie cykle akumulacji, związane ze zmianami aktywności słońca. Na odcinku 22,3-22,6 m występuje warstwa torfiasta, silnie spiaszczona, torf słabo rozłożony. Poniżej poziomu 22,7 m aż do spągu zalega charakterystyczny żółtawy utwór, podobny do drobnego piasku. W rzeczywistości jednak, jest to, nie stwierdzone w żadnym innym z badanych jezior (ani też opisane w literaturze), złożo składające się z drobnych węglanowych rurczek, będących szkieletami łodyg *Chara fragilis* z licznymi oogoniami, w utworze tym występuje tylko minimalna domieszka piasku, a w dolnej części dwie wkładki torfiaste na poziomie 24-24,05 i 24,75-24,80 m.

Wspomniana na wstępie bardzo wysoka średnia miąższość osadów świadczy o tym, że średnie roczne tempo akumulacji wynosi około 2 mm, oczywiście przy założeniu, że wiek jeziora Kwiecko jest podobny do wieku innych jezior o tej samej genezie tj. wynosi około 11-12 tys. lat. Doskonałym potwierdzeniem takiego właśnie tempa akumulacji 2 mm/rok są takie właśnie średnie miąższości par mikrowarstewek przejawiających się na wielometrowym odcinku dolnej części złoża osadów. Z drugiej zaś strony ekstrapolacja tego mikrouwarstwienia na pozostałą górną część złoża osadów daje po podliczeniu taką właśnie wartość dla wieku jeziora, około 11 tys. lat.

Jeziora nadmorskie: Żarnowieckie i Dąbie

Jezioro Żarnowieckie – powierzchnia 1431 ha, głębokość maksymalna 19,4 m, wzniesienie 1,5 m n.p.m. Jest ono zbiornikiem przepływowym, z południowej części wpada doń rzeka Piaśnica, która następnie łączy je z odległym około 4 km Bałtykiem. Jest to typowe jezioro rynnowe, szerokie 1,5 km, a długie na ponad 7 km.

Geneza tej typowej rynny lodowcowej, wypełnionej dziś częściowo wodami jeziora Żarnowieckiego, związana

jest z procesami egzaracyjnymi, zachodzącym podczas jednej z kolejnych transgresji zlodowacenia bałtyckiego. Ze względu na bezpośrednią bliskość Bałtyku i minimalną różnicę poziomów lustra wody historia jeziora Żarnowieckiego musiała być związana z procesami ewolucji i zmian, którym podlegał Bałtyk w późnym glacie i holocenie. Wydaje się więc prawdopodobne, że w przeszłości w pewnym okresie czasu dzisiejsze jezioro Żarnowieckie było połączone z Bałtykiem, stanowiąc rodzaj długiej, wąskiej zatoki – fiordu.

Dotychczas jednak brak było na potwierdzenie tej hipotezy bezpośrednich dowodów geologicznych, ponieważ nie prowadzono nigdy żadnych badań dennych tego zbiornika. Dopiero w 1973 roku na przekroju wzdłuż długiej osi jeziora wydobyto 5 monolitycznych rdzeni osadów długości od 8 do 18 m. Wstępna, makroskopowa analiza pionowych przekrojów osadów reprezentowanych przez te rdzenie wydaje się potwierdzać powyższą hipotezę. Stwierdzono bowiem, że w rdzeniach tych na poziomach od 5,5 do 10 m poniżej powierzchni dna zaznacza się ostra, wyraźna zmiana charakteru osadów, z typowej oliwkowo-szarej węglanowej gytii jeziornej na jasnoszare, plastyczne mineralne osady ilastopylaste, przypominające morskie osady z głębi Gdańskiej. Na kontakcie tych dwu typów osadów zmienia się gwałtownie zawartość materii organicznej spadając ze średniej 20 do zaledwie 3-5%. Oczywiście, ostateczne wyjaśnienie problemu, czy dolna część złoża osadów dennych współczesnego jeziora Żarnowieckiego akumulowała się w warunkach kontaktu z wodami Bałtyku, wymaga dalszych specjalistycznych analiz, a w szczególności analizy okrzemek.

Drugim, ciekawym faktem jest stwierdzenie, że w rozległej, płytkiej (3-4 m), północnej części jeziora, bezpośrednio na powierzchni dna zalega złożo torfu trzcinowoturzcycowego o średniej miąższości około 1 m, ale miejscami dochodzące do 2 m.

Na tych samych głębokościach i tej samej miąższości torfy spotyka się w innych częściach strefy przybrzeżnej, zwłaszcza w rejonie Nadola. Natomiast, w równie płytkiej, południowej części jeziora torfy nie występują. Najprawdopodobniej zostały tu one całkowicie rozmyte i zniszczone przez falowanie, które właśnie w tej części jeziora osiąga maksymalne natężenie.

Torfy te nie występują również w spągu żadnego z licznych rdzeni wydobytych z głębszych części jeziora, gdzie bezpośrednio pod osadami (morskimi?) zalegają szare, średnioziarniste piaski akumulacji wodnej. Wydaje się więc, że w odróżnieniu od wielu innych jezior, gdzie występowanie torfów pod osadami związane jest z termokrasową genezą tych zbiorników, w przypadku jeziora Żarnowieckiego najprawdopodobniej w pewnym okresie w przeszłości jego poziom był około 4-6 m niższy i wówczas właśnie torfy te odkładały się na rozległych obniżeniach przyjeziornych, a następnie, po podniesieniu się jego poziomu, zostały zatopione. Jednakże wyjaśnienie tego problemu wymaga dokonania datowań ^{14}C i analizy paleobotanicznej.

W całej południowej części jeziora, do głębokości około 4 m, organogeniczne osady jeziorne również nie występują. Dno jeziora, jak wykazały wydobyte z 15 punktów monolityczne rdzenie długości 2-3 m, zbudowane jest tu z gruboziarnistych i średnioziarnistych piasków z niewielką domieszką grubego detrytus organicznego, głównie rozkładających się kawałków drewna i brekcji muszlowej. Domieszki te zanikają jednak niemal zupełnie poniżej 0,75 m od powierzchni dna. Same piaski nie zawierają frakcji ilastej i tylko nieznaczną, z reguły niższą, niż 10% domieszkę frakcji pylastej. Należy jeszcze dodać, że w strefie o głębokościach od 2 do 4 m twarde piaszczyste dno pokryte jest 10-30 cm warstwą luźnej, półpłynnej mieszaniny detrytus roślinnego i brekcji muszlowej.

Właściwe osady jeziorne występują w jeziorze Żarnowieckim dopiero poczynając od głębokości 4-5 m. Miąższość ich wzrasta przy tym bardzo szybko wraz z głębokością wody, od zera na głębokościach 4-5 m do 8-10 m na głębokościach 7-8 m, do kilkunastu na głębokościach powyżej 10 m i do ponad 20 m na głębokościach przekraczających 15 m. Najdłuższy bowiem, 18 m rdzeń wydobyty z głębokości 15,2 m nie osiągnął podłoża mineralnego osadów dennych.

Jak wykazały analizy osadów z głębszych akwenów jeziora Żarnowieckiego, górna część złoża tych osadów o miąższości, od 5 do ponad 10 m reprezentowana jest przez oliwkowo-szare gytie węglanowe o średniej zawartości CaCO_3 30-60% i zawartości materii organicznej 15-25%. Natomiast, jak już wspomniano, dolna część złoża osadów różni się zasadniczo od warstw nadległych, wykazując znacznie niższą – 5% – zawartość materii organicznej, wysoką plastyczność i zailenie oraz znacznie wyższy ciężar właściwy. Najprawdopodobniej więc są to osady, które odłożyły się w okresie, gdy jezioro Żarnowieckie było zatoką – fiordem Bałtyku.

Z jeziora Dąbie rdzeń osadów długości 8 m wydobyto w całkowicie zatorfionej zatoce, w środkowej części wschodniego brzegu. Od powierzchni aż do głębokości 5,4 m zalega torf, początkowo do 1,5 m szuwarowy, średnio rozłożony, następnie od 1,5 do 3,0 m ten sam torf, ale znacznie słabiej rozłożony z mnóstwem różnych makroszczałków roślinnych. Od 3,0 do 5,4 m zalega zupełnie inny, brunatno-czarny, całkowicie rozłożony torf podsławinowy (torf-dy). Na odcinku 5,4-5,5 m następuje stopniowe przejście, poprzez brunatną, w oliwkową gytie węglanową, która zalega od poziomu 5,9 m, gdzie występuje 0,5 cm brudnobiała warstewka węglanowa. Na odcinku 5,9-6,3 m, w brunatno szarej gytii organiczno-węglanowej z dużą zawartością detrytus organicznego, dają się zauważyć na przemian jaśniejsze i ciemniejsze warstewki kilkucentymetrowej grubości, a w dolnej części tej warstwy, 6,2-6,3 m przejawia się dość wyraźnie mikrouwarstwienie. Na odcinku 6,3-6,9 m następuje stopniowe przejście od brunatnej w czarną, drobnodetrytusową gytie organiczną. Niżej, od 6,8 do 6,95 m, zalega wkładka jaśniejszej szarobrunatnej gytii węglanowo organicznej, która na dolnych 5 cm wykazuje wyraźne mikrouwarstwienie i zawiera niewielką

domieszkę piasku. Na odcinku 6,95-7,2 m znowu występuje brunatna gytia organiczno-detrytusowa, miękka. Od 7,2 do 7,35 m zalega brunatno-szara gytia węglanowo-organiczna z dużą zawartością makroszczałków roślinnych. Niżej, od 7,35 do 7,45 m, znajduje się brunatno-czarna wkładka organiczna – torfiasta. Pod nią, od 7,45 do 7,5 m, pojawia się ciemnobrunatny piasek zmieszany z grubym detrytusem organicznym. W spągu 7,5-8 m piasek szary, drobny dobrze przemyty, z nielicznymi gładzikami do 1 cm średnicy.

Przytoczona powyżej, dość szczegółowa charakterystyka pionowego przekroju złoża torfu i osadów organogenicznych świadczy, że procesy sedymentacji i akumulacji osadów przed ostatecznym zatorfieniem tej strefy odbyły się w warunkach częstych, znacznych wahań poziomu wód, co pociągnęło za sobą nie mniej istotne zmiany reżymu, zwłaszcza hydrochemicznego i termicznego zbiornika, szczególnie zaś jego stosunkowo płytkich stref przybrzeżnych. Stąd tak istotne są zmiany charakteru i właściwości omawianych osadów przybrzeżnych strefy jeziora Dąbie.

Jeziora na obszarze staroglacjalnym i górskim

Jezioro Maliszewskie leży w dolinie rzeki Narew, daleko na południe od obszarów zwartego występowania jezior. Południowe krańce tych obszarów utożsamiane są z graniczną strefą zasięgu ostatniego zlodowacenia. Jezioro to stanowi zatem również swoisty fenomen przyrodniczy, tym razem dla Polski północno-wschodniej. Składa się na to nie wyjaśniona dotychczas geneza jego misy – termokrasowa czy krasowa?, położenie w pradolinie Biebrzy oraz charakter jego osadów dennych, które wydają się świadczyć, że w ciągu swej długiej historii jezioro to nigdy nie miało połączenia z Narwią, mimo że jest od niej odległe zaledwie o 3 km i leży tylko o 3 m powyżej jej współczesnego koryta.

Obecnie ten niewielki zbiornik (9 ha) znajduje się w ostatnim stadium późnej starości i jest prawie całkowicie wypełniony osadami. Maksymalne głębokości wody nie przekraczają w nim 1 m. Wykonane w 1970 r. liczne sondowania geologiczne wykazały, że miąższość osadów organogenicznych jest w tym jeziorze wysoka, a pośrodku zbiornika osiąga ona aż 22,7 m. Charakter tych osadów świadczy o poważnych zmianach reżymu troficznego zbiornika i wahaniami poziomu wody.

Z pionowego przekroju złoża, odczytanego z monolitu osadów wydobytego w miejscu ich maksymalnej miąższości wynika, że miały tu miejsce trzy poważne zmiany ich charakteru. Występujący w spągu, to jest stadium inicjalnym zbiornika, utwór torfiasty (podobny do występującego w spągu jeziora Flosek) oraz warstwy nadległe (do poziomu 19,6 m) świadczą, że zbiornik był w tym czasie płytki i dość bogaty w substancje organiczne i mineralne.

Następnie miało miejsce znaczne pogłębienie zbiornika i jego ewolucja w kierunku oligotrofii, o czym świadczy zmiana osadów – zaczynają formować się oliwkowo-szare gytie węglanowe. Pogłębienie to, rzędu 6-8 m, było prawdo-

podobnie następstwem dość szybkiej intensyfikacji procesów termokrasowych (bądź krasowych?). Po pewnym czasie jezioro uległo wypłyceciu (poziom 12,1-11,6 m) zaznaczonemu warstwą brunatnej gytii detrytusowo-węglanowej i znowu pogłębieniu (11,6-9,2 m), dokumentowanemu akumulacją gytii węglanowej, oliwkowo-szarej, plastycznej, z mnóstwem okrzemek, by ulec w końcu kolejnemu, silnemu wypłyceciu, zaznaczonemu zmianą gytii węglanowej na organiczną, ciemną, drobnodetrytusową. Było one prawdopodobnie wynikiem poważnej zmiany klimatu. Po długotrwałym procesie akumulacji w warunkach zbiornika płytkiego (poziom 9,2-5,1 m) następuje ponowne pogłębienie, powodujące zmianę gytii detrytusowej na węglanową.

Po pewnym czasie rozpoczyna się kolejne wypływanie. Tym razem jednak związane raczej z ostatecznym wypełnieniem jeziora przez osady, co nie znaczy jednak, że i tym razem nie sprzyjały temu procesowi zmiany klimatu. Górna warstwa drobnodetrytusowej brunatnej gytii organicznej jest typowa dla zanikającego zbiornika o charakterze dystroficznym.

Niezależnie od problemu genezy misy jeziornej obecność w jego spągu warstwy torfiastej pod 22,4 m osadów jeziornych, oraz jej sytuacja stratygraficzna i podobieństwo do utworów występujących w spągu osadów jeziora Flosek, pozwoliły postawić tezę, że wiek jego jest, co najmniej, równy najstarszym z jezior Mazurskich. Uzyskane później daty ^{14}C 11420±420BP (Hv5527) (Żurek 1975) potwierdziły te założenia.

Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie

Spośród kilkudziesięciu jezior tego regionu paleolimnologicznymi badaniami osadów dennych objętych zostało 12 z nich. Nie przesądzając na tym etapie zagadnienia genezy ich mis, stwierdzić możemy, że jeziora: Bialskie i Czarne Sosnowickie oraz jezioro Krasne, mają misy o kształcie typowych, dość regularnych lejów krasowych, pozostałe natomiast jeziora: Białe Sosnowickie, Perespilno, Łukcze, Dubeczyńskie (Hańskie), Kleszczów, Kszceń, Dratów, Miejskie i Głębokie mają misy płytkie i stosunkowo płaskie, chociaż także wypreparowane w pokładach kredy senońskiej. Ową kredę senońską stwierdzono aż w 36 punktach, w 9 spośród 12 badanych jezior, bądź bezpośrednio pod osadami organogenicznymi lub torfem, bądź też pod pokrywającą je warstwą (do 1,2 m miąższości) szarych, szaro-zielonkawych (glaukonitowych), bądź żółtawych, średnio lub drobnoziarnistych piasków akumulacji wodnej.

W czterech jeziorach: Bialskim, Białym i Czarnym Sosnowickich oraz w jeziorze Dubeczyńskim sondowania geologiczne wykonano na prostopadłych przekrojach (co 50 lub 100 m), krzyżujących się pośrodku jeziora, w pozostałych zaś po dwa, trzy sondowania w każdym z wybranych na planach batymetrycznych charakterystycznych punktach dna.

W dziewięciu badanych jeziorach od stropu do spągu występują bardzo podobne osady organogeniczne, które zgodnie z przyjętymi dość powszechnie kryteriami zaliczyć należy do organicznych gytii glonowo-detrytusowych, ciemnych,

brunatno-oliwkowych. Konsystencja tych osadów od półpłynnej w stropie przechodzi stopniowo, poprzez miękką, aż do zwięzłej w spągu. Osady są w całych pionowych przekrojach bardzo jednorodne, słabo plastyczne, śladów mikrouwarstwienia brak. Zawartość materii organicznej w osadach wszystkich badanych jezior jest bardzo wysoka, średnio 60-70% suchej masy. Bardzo charakterystyczny jest również całkowity brak CaCO_3 w osadach dennych aż do dziewięciu omawianych jezior. W środkowych częściach zbiorników domieszka piasku jest niewielka rzędu 1-3%. Dość duża jest natomiast zawartość makroszczątków roślinnych, zwłaszcza mchów i liści oraz igliwia. Zgodnie w omawianymi uprzednio prawidłowościami, największą (do 18,5 m) miąższość osady sięgają w najgłębszych miejscach jezior, wyklinowując się ku brzegom.

Wszystkie wymienione cechy osadów, świadczą o wysokiej stabilności warunków sedymentacji i akumulacji, a tym samym o stabilności reżymu termicznego, hydrochemicznego i troficznego omawianych jezior. W sumie są one bardzo podobne do osadów występujących w jeziorach dystroficznych, takich jak na przykład jezioro Flosek na Mazurach, czy tak zwanych „sucharach” na Suwalszczyźnie. Podkreślić tu jednak należy, że wszechstronne badania prowadzone w ostatnich latach nie pozwoliły jak dotychczas na jednoznaczne określenie typu troficznego omawianych jezior.

Z wyjątkiem jeziora Perespilno, we wszystkich pozostałych pod omówionymi powyżej osadami zalegają torfy mszyste – Bryales o znacznej miąższości (w jeziorze Białym Sosnowickim do 2 m). Należy jednak podkreślić, że często trudno jest jednoznacznie określić, gdzie kończy się detrytusowa brunatna gytia (Dy), a zaczyna torf. Za granicę taką starano się przyjmować poziom, gdzie można stwierdzić strukturę torfiastą – włókniste sfilcowane szczątki mchów. Próbką takiego torfu pobrana ze spągu monolitycznego rdzenia wydobytego ze środkowej części jeziora Białego Sosnowickiego, z poziomu położonego bezpośrednio nad kredą, a znajdującego się 11 m poniżej powierzchni dna została wydatowana metodą ^{14}C na 11 235±140 BP. Ponieważ torfy te i ich pozycja stratygraficzna, są we wszystkich omawianych jeziorach podobne, można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że również ich wiek jest podobny. Jest on przy tym praktycznie taki sam, jak wiek jezior występujących na obszarach objętych zasięgiem ostatniego zlodowacenia.

Natomiast w dwóch jeziorach: Dratów i Kszceń, leżących w południowo-zachodniej części Pojezierza, podobne osady organiczne występują tylko w górnej 4-5 metrowej warstwie złoża. Dolne natomiast, również 4-5 metrowe warstwy, to typowe szare gytie węglanowe, zawierające średnio 60-70% CaCO_3 , powszechnie występujące w jeziorach zachodniej, północnej i środkowej Polski. Dotychczas nie udało się wyjaśnić tej radykalnej zmiany osadów zwłaszcza, że nastąpiła ona w stosunkowo bardzo krótkim (rzędu 100 lat) czasie.

I w końcu w jeziorze Perespilno (wschodnia część pojezierza) stwierdzono rekordową (jak dotychczas) dla tego pojezierza 18,5 m miąższość osadów. Od stropu do pozio-

mu 13 m osady te, to organiczna gytia glonowo-detrytusowa, brunatno-oliwkowa, bardzo podobna do występujących w pozostałych jeziorach. Natomiast odcinek od 13 do 18 m wykazuje wyraźne, niezwykle regularne, mikrouwarstwienie z wyraźnymi przejawami wspomnianej niejednokrotnie 9-11 letniej cykliczności. Naliczono ponad 4500 par tych na przemian, szarych i brunatnych warstewek, o średniej miąższości pary około 1 mm. Pod względem pozycji stratygraficznej w złożu osadów i okresu czasu, jaki obejmuje, poziom ten niewątpliwie koresponduje z podobnymi, opisanymi uprzednio w jeziorach Flosek i Kwiecko oraz z dolną częścią osadów jeziora Gościąż. Nie ulega wątpliwości, że te mikrouwarstwione odcinki osadów z wymienionych jezior można zsynchronizować albo przez proste zestawienie świeżych rdzeni osadów albo na podstawie ich fotografii wykonanych w jednej skali.

Stwierdzenie w dziewięciu badanych jeziorach (w 36 punktach) występowania pod osadami jeziornymi kredy senońskiej (bezpośrednio lub najczęściej pod 0,2 do 1,2 m warstwą piasków), świadczy raczej jednoznacznie o krasowej genezie ich mis. Jednocześnie fakt ten wyklucza możliwość występowania w tych misach osadów starszych jezior interstadialnych, jak to sugerował Tadeusz Wilgat.

Wykonane bez przewyższenia podziałki pionowej przekroje morfometryczne mis badanych jezior wykazują, że nawet najgłębsze z nich: Krasne, Białskie, Czarne i Perespilno, reprezentują regularne, ale raczej łagodne formy wklęsłe, pozostałe zaś to formy wybitnie płytkie i płaskie, w których procesy krasowe zachodziły (czy też zachodzą nadal?) bardzo powoli – powierzchniowo. Właśnie ta specyfika tych rozległych, płaskich form krasowych oraz to, czy są one martwe, czy wciąż jeszcze aktywne, zasługuje na próbę wyjaśnienia. Wiąże się z tym bowiem problem zaniku istniejących w tych misach jezior. W przypadku bowiem, jeśli są to formy wciąż żywe, to od intensywności ich rozwoju zależeć będzie, czy jeziora te będą zanikały (wypełniając się osadami), czy też – przeciwnie – będą się nawet powiększać i pogłębiać.

Jedno jest tu raczej bezsporne, a mianowicie to, że również współcześnie zachodzi przestrzenne rozpuszczanie powierzchni opoki kredowej przez wody jezior. Jak bowiem stwierdzono w trakcie prac terenowych, na powierzchni kredy powstała warstwa 20-30 cm iltu marglistego, praktycznie nieprzepuszczalnego dla wody. Krążenie pionowe wód utrudnia także bardzo poważnie, jeśli go również nie wyklucza całkowicie, wielometrowa warstwa osadów jeziornych o strukturze galaretowato-żelowej. Nie wyklucza to oczywiście możliwości istnienia w osadach swoistych „studni”, za pośrednictwem których zachodzić może wypływ wód jeziornych w pokłady kredy.

Jeziora górskie Tatr i Karkonoszy

Jeziora te zasługują na szczególną uwagę ze względu na specyfikę warunków środowiska przyrodniczego, która to specyfika sugerowała inny przebieg ich ewolucji i warunkujących ją procesów, co stwierdziły wyniki dotychczasowych badań.

Prace terenowe rozpoczęto w 1974 roku od Morskiego Oka i Toporowego Stawu (Niżniego). Następnie zaś w trakcie kolejnych wypraw w latach: 1976, 1977 i 1978 przeprowadzono badania – Szczyrbskiego Jeziora (Słowacja), Smreczyńskiego Stawu, Jezior w Dolinie Pięciu Stawów Polskich: Zadniego, Czarneho, Wielkiego i Przedniego oraz Jezior Hali Gąsienicowej: Stawów – Czarneho Gąsienicowego, Zielonego oraz Kurtkowca. Organizację i przebieg kolejnych ekspedycji zimowych w Tatry i niektóre wyniki opisał Kondracki (1984). Wstępne wyniki badań specjalistycznych zebranych materiałów przedstawili w tym tomie: K. Szeroczyńska (1984), J. Stasiak (1984), B. Wicik (1984a,b) i K. Więckowski (1984) oraz K. Krupiński (1983). Następnie podczas dwu kolejnych wypraw zimowych w latach 1982 i 1983 przeprowadzono badania Małego i Dużego Stawów w Karkonoszach.

W trakcie prac terenowych we wszystkich wymienionych jeziorach przeprowadzono sondowania geologiczne dna, celem ustalenia rozkładu przestrzennego osadów jeziornych. Następnie zaś, z punktów gdzie miąższości te okazały się największe wydobyto monolityczne, nie zaburzone stratygraficznie rdzenie osadów, obrazujące pełne, najbardziej reprezentatywne ich przekroje.

Występujące w piętrach klimatycznych: umiarkowanie chłodnym – Staw Toporowy (Niżni) 1089 m n.p.m. a w piętrze chłodnym – Smreczyński Staw 1226 m n.p.m. są bardzo podobne, zarówno pod względem wielkości (odpowiednio 0,6 i 0,7 ha), głębokości (6,0 i 5,3 m) oraz charakteru zlewni. Wymienione podobieństwa sprawiły, że procesy sedymentacji i tempo akumulacji osadów w obydwu tych zbiornikach przebiegały podobnie. Świadczy o tym charakter i miąższość osadów jeziornych, odpowiednio 2,5 i 2, 6 m.

Poniżej przedstawiamy kolejno makroskopową charakterystykę pełnych przekrojów pionowych osadów dennych występujących w tych jeziorach.

Staw Toporowy (Niżni) przekrój osadów w miejscu o głębokości 6 m.

- 0,0-0,3 m – półpłynna, ciemno brunatna organiczno-mineralna masa glonowo-detrytusowa.
- 0,3-1,0 m – miękka, brunatna, galaretowata gytia glonowo-detrytusowa ze znaczną domieszką mchów, kory, igliwia itp.
- 1,0-1,75 m – gytia jak wyżej, jedynie ku dołowi coraz bardziej zwięzła, struktury galaretowatej, ze znaczną zawartością grubego detrytusu organicznego, bez wyczuwalnej domieszki piasku.
- 1,75-1,85 m – gytia brunatna, mineralno-organiczna, zwięzła, ziemista.
- 1,85-2,05 m – gytia brunatna, glonowo-detrytusowa, zwięzła, z małą zawartością okruchów kory, igliwia, mchów itp.
- 2,05-2,15 m – gytia jak wyżej, ale z dużą zawartością różnoziarnistego piasku i żwiru.
- 2,15-2,50 m – gytia organiczna brunatna, torfiasta, zwięzła z małą domieszką ziarn mineralnych i makroszczątków organicznych.

Jak widzimy, całe złoże osadów jest dość jednorodne, co w przypadku tak małego zbiornika górskiego świadczy o względnie stabilnych warunkach sedymentacji. Potwierdza to również dość wyrównana zawartość materii organicznej 32-56%. Wyróżniają się jedynie dwa epizody – występująca na odcinku 1,75-1,85 m warstwa gytii ziemistej (z murszałej?) o najniższej zawartości materii organicznej (24,2%). Być może powstała ona w wyniku krótkotrwałego wyschnięcia zbiornika, co spowodowało szybki rozkład materii organicznej i murszenie górnej warstwy osadów. Natomiast występująca na poziomie 2,05-2,15 m znaczna zawartość materiału piaszczystego żwirowego jest prawdopodobnie następstwem jakiejś wyjątkowej ulewy.

W stanie świeżym w osadach tych nie zaznaczają się ślady mikrouwarstwienia, natomiast po wyschnięciu rozwarstwiają się one na 0,5-2,0 mm warstewki wykazujące minimalne zróżnicowanie barwy – kolejno jaśniejsze i ciemniejsze.

Smreczyński Staw – przekrój osadów w miejscu o głębokości 5,0 m.

0,0-1,3 m – organiczna gytia glonowo-detrytusowa, brunatna, bardzo miękka ze znaczną domieszką makroszcątków organicznych: gałązek, kory, igliwia, mchów itp. W stanie świeżym żelowata, bezpostaciowa, po wyschnięciu traci 2,5 krotnie na objętości. Na odcinku 1-1,30 m po wyschnięciu ujawniło się słabo wyrażone mikrouwarstwienie poprzez spękanie pod kątem 6-8° na warstewki 2-3 mm naprzemian szarobrunatne, ziemiste i czarnobrunatne – torf-dy.

1,3-1,55 m – gytia jak wyżej, stopniowo coraz bardziej związła i sfilcowana po wyschnięciu, podobnie jak wyżej mikrouwarstwienie, ale poziome.

1,55-1,63 m – gytia jak wyżej, ale bardzo silnie sfilcowana, włóknista, rozwarstwiająca się na 1mm płytki.

1,63-1,9 m – gytia organiczna brunatnoczarna, związła, średnio włóknista po wyschnięciu rozwarstwia się na 1mm płytki, przy czym ich pochylenie stopniowo wzrasta, aż do 30° na odcinku 1,8-1,9 m.

1,9-2,3 m – gytia organiczna szarobrunatna związła, bezpostaciowa, przy wyschnięciu nie rozwarstwia się, ku dołowi staje się coraz bardziej ziemista.

2,3-2,6 m – gytia organiczna szarobrunatna związła bezpostaciowa, ziemista, przy wyschnięciu częściowo się rozsypuje. Zawiera znaczną domieszkę makroszcątków organicznych, kawałków drewna, igliwia, mchów, gałązek itp. Od poziomu 2,4 m do spągu stopniowo coraz bardziej spiaszczona (w spągu okruchy skalne do 2 cm średnicy) dno kamieniste lub skaliste.

Zawartość materii organicznej w całym pionowym przekroju złoża jest bardzo wysoka – 66-89%, z wyjątkiem odcinka 2,1-2,3 m, gdzie spada ona do wartości 21,5-27%. Jednakże, jak widzimy z powyższego opisu, w zbiorniku tym osady wykazują kilkakrotne znaczne zmiany wyraźnie zaznaczone nawet makroskopowo. Charakter tych zmian świadczy niewątpliwie o kilkakrotnym bardzo poważnym wypłyceniu

się tego jeziora. Stąd przewarstwienia osadów torfiastych sfilcowanych, lub ziemistych. Również i w tym zbiorniku dno okazało się kamieniste lub skaliste.

Odrębnego potraktowania wymaga **Morskie Oko**, leżące 1395 m n.p.m. w strefie klimatycznej piętra lasów górskich (chłodnej). Przekrój pionowy jego osadów dennych w punkcie o głębokości wody 42,6 m przedstawia się następująco:

0,0 -1,0 m – ciemnobrunatna, organiczna, półpłynna masa detrytusowa.

1,0-1,3 m – gytia glonowa detrytusowa, ciemna, oliwkowobrunatna, bardzo miękka, z bardzo dużą zawartością grubego detrytusu organicznego: mchów, kory, igliwia oraz różnoziarnistego piasku, żwiru i drobnych okruchów skalnych.

1,3-1,7 m – mieszanka piasku i okruchów skalnych z grubym detrytusem organicznym (kora, gałązki, igliwie, mchy).

1,7-2,4 m – gytia glonowo-detrytusowa z wielką zawartością grubego detrytusu organicznego i nieprzesortowanego materiału mineralnego.

Cały pionowy przekrój złoża osadów nosi ewidentne ślady silnych zaburzeń i przemieszania w wyniku grawitacyjnego spływania po stromych zboczach misy jeziora i osuwisk, wywoływanych m.in. często schodzącymi do jeziora lawinami. Dlatego też przydatność tych osadów do analiz, a zwłaszcza analizy palinologicznej jest problematyczna, zwłaszcza, że prawdopodobnie nie osiągnięto ich spągu.

Charakterystyczną grupę – usytuowanych piętrowo zbiorników stanowią jeziora Doliny Pięciu Stawów Polskich. Położony najwyżej (1890 m n.p.m.) w umiarkowanie zimnym piętrze klimatycznym Zadni Staw pod Kołem wymagał szczególnego potraktowania. Przeprowadzono w nim aż 9 sondaży geologicznych dna w miejscach o głębokościach od 17,1 do 26,6 m. Ale jedynie z dwu punktów – o głębokościach 25,7 i 26,0 m wydobyto rdzenie osadów o długościach, odpowiednio 0,25 i 0,8 m. We wszystkich pozostałych 7 punktach sonda natrafiła bezpośrednio na dno kamieniste lub skały.

Wynika stąd, że w Zadnim Stawie jedynie w oddzielnych zagłębieniach dna między wielkimi blokami skalnymi zalegają soczewki osadów jeziornych o niewielkiej miąższości. Obydwa wydobyte rdzenie świadczą, iż są to osady typu brunatnej gytii glonowo-detrytusowej o strukturze galaretowatej. W całym pionowym przekroju tych osadów występuje znaczna domieszka różnoziarnistego piasku, żwiru i drobnych ostrokrawędzistych okruchów skalnych. Osady Zadniego Stawu cechuje dość niska, ale względnie wyrównana zawartość materii organicznej od 16,6 do 20,3 %.

Kolejnym obiektem prac był **Czarny Staw** (1722 m n.p.m.), leżący już (podobnie, jak pozostałe) w obrębie niższego tzw. bardzo chłodnego piętra klimatycznego. Z jego dna, w miejscach o głębokościach wody: 40,9, 44,0 i 49,0 m wydobyto rdzenie osadów o długościach odpowiednio: 0,65, 2,5 i 0,5 m. W górnej części złoża (0-1 m) we wszystkich trzech rdzeniach, osady makroskopowo są podobne do wy-

stępujących w Zadnim Stawie. Jest to miękka, brunatna gytia glonowo-detrytusowa o strukturze galaretowatej, zawierająca niewielką domieszkę makroszczątków organicznych oraz znaczną ilość różnoziarnistego piasku, żwiru i okruchów skalnych. Poniżej, bardziej szczegółowo opiszemy najbardziej reprezentatywny przekrój złoży osadów na podstawie rdzenia z głębokości 44,0 m, w którym pod organicznymi występują osady mineralno-ilaste.

0-1 m – gytia organiczno-mineralna (glonowo-detrytusowa, mineralna), brunatno-czarna, miękka, galaretowata, z nielicznymi makroszczątkami organicznymi: igliwie, mchy, natomiast ze znaczną domieszką ziarn grubego piasku i żwiru. Na poziomie 0,5 m wkładka jasnoszara, ilasta, o miąższości 2 mm.

1-1,5 m – ta sama gytia stopniowo coraz bardziej zwięzła, ze wzrastającą ku dołowi zawartością żwiru i gładzików oraz licznymi błyszczącymi płytkami miki i słabymi śladami mikrouwarstwienia. Na odcinku 1-1,4 m są to nieregularnie występujące 1-2 mm warstewki, a na odcinku 1,4-1,5 m występują one nieco bardziej regularnie, w odstępach od 6 do 10 mm.

1,5-1,52 m – wkładka szaro zielonego piasku pyłastego, zailonego stanowi ona granicę między nadległymi osadami organogenicznymi i leżącymi niżej osadami mineralnymi.

1,52-2,3 m – szaro-biały utwór ilasty, słabo zwięzły, lepki, plastyczny ze słabo wyrażonym warstwowaniem. Jaśniejsze, niemal białe, 1-3 mm warstewki występują dość regularnie również w odstępach 6-10 mm. W całej masie osadów dość liczne grube ziarna żwiru.

2,3-2,45 m – mineralny, szaro-stalowy, bardziej zwięzły utwór bez śladów uwarstwienia.

2,45-2,5 m – jasnoszary utwór ilasty, zwięzły w spągu, liczne gładziki do 2 cm średnicy. Wydaje się iż jest to rzeczywiście spąg osadów jeziora zimnego, niżej zalegają prawdopodobnie utwory glaciifluwalne.

Jak wynika z przytoczonego opisu, w Czarnym Stawie złoże osadów dzieli się na dwie różne facjalne części. Dolną, od spągu (2,5 m) do 1,52 m tworzą szare, ilaste osady mineralne. Niewątpliwie reprezentują one przedholoceński „peryglacialny”, praktycznie abiotyczny okres historii tego zbiornika. Górna natomiast, 1,5 m warstwa to wprawdzie osady organogeniczne, ale zawierające – zwłaszcza na odcinku 1-1,5 m – znaczną i bardzo nieregularnie zróżnicowaną (w przekroju pionowym) domieszkę piasku i żwiru. Podobnie nieregularne są w całym złożu osadów, a zwłaszcza w górnej ich części przejawy uwarstwienia czy mikrouwarstwienia. Wszystko to świadczy, że intensywność procesów sedymentacji ulegała tu ustawicznym nieregularnym zmianom i fluktuacjom. Były one jednak (i są nadal), jak się wydaje, raczej skutkiem lokalnych i incydentalnych zjawisk takich jak: gwałtowne ulewy, roztopy, lawiny czy osuwiska, a nie przejawem jakichś rytmów czy cykli klimatycznych. Dlatego w tym przypadku w mikrouwarstwieniu osadów nie można widzieć jedynie przejawów rocznych cykli akumulacji, ale również skutki owych

wymienionych uprzednio incydentalnych, ekstremalnych zjawisk, które zamazują geochronologiczną wymowę mikrouwarstwienia.

Z kolei w Wielkim Stawie (1668 m n.p.m.) wykonano 3 sondowania dna w miejscach o głębokościach 71,7, 77,0 i 77,0 m wydobywając rdzenie osadów o długościach odpowiednio 0,7, 0,8 i 1,0 m. Niestety, z przyczyn technicznych nie udało się tu przebić całego złoży osadów, a tym samym uzyskać obrazu pełnego ich przekroju.

Wydobyte rdzenie reprezentują tylko górną, organogeniczną fację osadów jeziornych Wielkiego Stawu. I w tym przypadku jest to brunatna gytia glonowo-detrytusowa, miękka, żelowata, ze znaczną domieszką makroszczątków roślinnych, igliwia, mchów itp. oraz ziarn piasku i grubego żwiru. W pierwszym rdzeniu, na poziomie 0,5 m, występuje warstwa szarego piasku (podobne i na tym samym poziomie występuje, jak wspomniano, w osadach Czarnego Stawu), a w jego dolnej części kawałek drewna. W trzecim natomiast rdzeniu w dolnej jego części (0,95-1,0 m) zaznaczają się już wyraźnie ślady przejścia w osady mineralne, ilaste, jasnoszare. Świadczy to, iż w Wielkim Stawie złoże osadów jest, podobne jak w Stawach Czarnym i Przednim (o czym poniżej), również dwudzielne. W górnej części są one organogeniczne, a w dolnej mineralne. Jest to zresztą zupełnie naturalne i jedynie miąższości maksymalne jednych i drugich osadów w Wielkim Stawie mogą być większe.

I w końcu z dna **Przedniego Stawu** (1665 m n.p.m.) z miejsc o głębokościach 29,6 i 29,1 m wydobyto rdzenie osadów o długościach odpowiednio 3,2 i 3,1 m. Obydwa rdzenie dają bardzo dobry obraz pionowego przekroju złoży osadów, dlatego opiszemy tu tylko pierwszy z nich:

0,0-1,45 m – gytia glonowo detrytusowa ciemna, oliwkowo-brunatna, amorficzna, bez śladów uwarstwienia z niezbyt licznymi makroszczątkami organicznymi – kora, igliwie, mchy.

1,45-2,0 m – ta sama gytia stopniowo ku dołowi coraz bardziej zwięzła, na odcinku tym pojawiają się słabo jasnoszare przewarstwienia ilaste, których ilość i częstotliwość wzrasta ku dołowi.

2,0-2,07 m – dość ostre przejście osadów organogenicznych w mineralne jasnoszare osady ilaste, pyłaste i zwięzłe.

2,07-2,17 m – na odcinku tym przejawia się dość wyraźnie mikrouwarstwienie. Miąższość białych warstewek wynosi 0,5-1,0 mm, a brunatnych 1-2 mm.

2,17-2,5 m – siwe mineralne osady ilaste z nieregularnymi wtrąceniami jasnych, niemal białych plam i warstewek.

2,5-3,0 m – na odcinku tym ku dołowi coraz liczniej występują ziarna grubego żwiru i okruchy skalne oraz 1-3 cm warstewki drobnoziarnistego ciemnoszarego piasku, bardzo charakterystycznego przypominającego opiłki żelazne.

3,0-3,2 m – szare osady ilasto-piaszczyste, zwięzłe, ze znaczną domieszką grubego żwiru i okruchów skalnych.

Zawartość materii organicznej w górnej części złoży jest dość wyrównana, waha się w granicach 25,6 do 35,5%, natomiast w osadach mineralnych spada do 2,7-8,5%.

Z przedstawionej powyżej charakterystyki osadów widzimy, że ich złoża jest tu również dwudzielne, z tym, że w odróżnieniu od Czarnego Stawu (1,5 do 1 m) tutaj stosunek miąższości osadów organogenicznych do mineralnych wynosi 2 do 1. Należy również zwrócić uwagę, że jak to wynika z przedstawionej charakterystyki, w Przednim Stawie zarówno mineralne osady przedholoceńskie, jak i organogeniczne holoceńskie akumulowały w warunkach znacznie bardziej stabilnych, niż to miało miejsce w Czarnym Stawie.

Wydaje się, iż wyjaśnienia przyczyn tej „spokojniejszej” sedymentacji należy szukać w morfologii terenu. Otóż Przedni Staw usytuowany jest pośrodku dość „rozległej” doliny. Dzięki temu wszystkie gwałtowne spływy wód i lawiny ze stromych zboczy otaczających szczytów w znacznym stopniu wytrącają swój impet i częściowo pozbywają się niesionego materiału, zanim dotrą do jeziora, do którego nie wnoszą już tak wielkich ilości owego materiału i nie wywołują tak gwałtownych ruchów mas wody, które byłyby w stanie „rozprowadzić” ten materiał w obrębie jeziora oraz wywołać spleźanie po skłonach misy w głąb jeziora wcześniej odłożonych materiałów.

Datowanie metodą ^{14}C próbki osadów organicznych z poziomu 2 m od powierzchni dna, czyli na granicy z osadami mineralnymi, dało wynik $9\,900 \pm 120$ lat BP. Również wyniki analizy palinologicznej (Krupiński 1983) wskazują na podobny (młodszy dryas) wiek tego zbiornika. Wynika stąd, że osady organogeniczne w Przednim Stawie akumulowały w tempie średnio 0,2 mm rocznie (2 m = 10 000 lat). Jeśli teraz założymy, że mineralne osady ilaste akumulowały w podobnym tempie 1 m = 5 000 lat (a prawdopodobnie tempo to było znacznie wolniejsze), to okaże się, iż Przedni Staw, a bez wątpienia również Wielki i Czarny istniały już co najmniej 15 000 lat temu.

Wszystko więc wydaje się wskazywać na to, że nie tylko trzeba poddać rewizji dotychczasowe poglądy o późnholocenicznym – atlantyckim wieku tych jezior, ale że są one znacznie starsze od wszystkich innych jezior występujących gdziekolwiek na obszarze Polski. Pośrednio rzuca to nowe światło na problem występowania lodowców w Tatrach w czasie ostatniego zlodowacenia.

Jeziora leżące w obrębie Hali Gąsienicowej były celem ostatniej (1978 rok) ekspedycji zimowej w Tatrach. Z dna Czarnego Stawu Gąsienicowego (1620 m n.p.m.) wydobyto wprawdzie aż 7 rdzeni osadów (z głębokości od 40 do 48 m), ale 6 z nich miało zaledwie 0-0,6 m długości, (głębiej sonda napotykała na głązy lub skaliste dno). Tylko 1 rdzeń wydobyty z miejsca o głębokości 47,2 m długi na 1,9 m obrazuje prawdopodobnie względnie pełny pionowy przekrój osadów dennych tego jeziora. Oto ich charakterystyka:

0,0-0,33 m – osady mineralno-organiczne, brązowo-czarne, ziemiste, zwarte, spiazczone. Na poziomach 18, 23 oraz 26,5 cm występują wkładki szarego, pylastego piasku o miąższościach około 1 mm. Natomiast na poziomie 33 cm znajduje się taka sama wkładka grubości 5 mm.

0,33-0,94 m – osady brunatne, ziemiste, zwarte bez przewarstwień, na odcinku 0,6-0,9 m nieregularne wkładki torfiste sfilcowane.

0,94-0,96 m – wkładka szarego piasku pylastego z blaszkami miki.

0,96-1,02 m – osady brunatne, ziemiste, zwarte, zailone z ziarnami żwiru.

1,02-1,13 m – wkładka szarego iłu grubości 5 mm

1,13-1,36 m – brunatne osady ziemiste, zwarte z kilkoma nieregularnymi przewarstwieniami piaszczystymi

1,36-1,41 m – osady brunatne, ziemiste, zwarte, dość regularnie mikrouwarstwione

1,41-1,6 m – stalowo szare, zwarte osady ilasto-piaszczyste, piasek pylasty ze znaczną domieszką miki.

1,6-1,9 m – stalowo szare osady ilaste, zwarte, z dość wyraźnym mikrouwarstwieniem; występują trzy rodzaje warstewek (1-3 mm), grubości – jasnoszare, ilaste, szare pylasto-piaszczyste za znaczną domieszką miki oraz ilaste ciemnooliwkowe.

Zawartość materii organicznej w osadach Czarnego Stawu Gąsienicowego jest stosunkowo niska i bardzo zmienna. Zawartość rzędu 12% występują na odcinkach 0,25-0,35 m, rzędu 3,9-8,4% na odcinku 1-1,2 m, najniższa zaś (3,4-4,9%) w dolnej części złoża od 1,4 m do spągu. Koreluje to ze zróżnicowaniem makroskopowego obrazu osadów i świadczy o zmienności warunków sedymentacji na przestrzeni całej historii tego zbiornika. Jak bowiem wynika z powyższej charakterystyki osadów, zmienności natężenia procesów sedymentacji były tu szczególnie głębokie i częste. I w tym przypadku wiąże się to głównie z morfologią jego otoczenia. Bezpośrednio do jeziora schodzą bowiem, zwłaszcza od strony południowo-zachodniej, zbocza wysokich gór, co powoduje, że w wyniku gwałtownych procesów zbiegowych, spływów wód, osuwisk i lawin prowadzone są wprost do tego zbiornika wielkie ilości różnorodnego materiału, zwłaszcza mineralnego, który w jeziorze rozkładany jest w sposób bardzo nierównomierny, a następnie niejednokrotnie redeponowany, na skutek gwałtownych ruchów mas wody wywołanych przez kolejne spływy itd. Tak więc Czarny Staw Gąsienicowy zajmuje drugie, po Morskim Oku, miejsce jeśli chodzi o zakłócanie procesu sedymentacji przez ekstremalne zjawiska, zachodzące w jego bezpośrednim otoczeniu.

Z kolei w Zielonym Stawie Gąsienicowym (1672 m n.p.m.) z miejsc o głębokościach 8,6, 14,6 i 9,8 m wydobyto rdzenie osadów dennych o długościach odpowiednio: 2,3, 1,8 i 1,9 m. Wszystkie te rdzenie wykazują duże podobieństwo, opisujemy więc tylko trzeci z nich:

0,0-0,01 m – warstwa mineralna, ilasta, różowawo-liliowa.

0,01-0,9 m – ciemnooliwkowa gytia mineralno-organiczna, miękka, galaretowata z licznymi makroszczątkami roślinnymi, mchy, igliwie itp. oraz licznymi grubymi ziarnami żwiru i pojedynczymi okruchami skalnymi. Cały ten odcinek wykazuje bardzo dużą nieregularną zmienność barwy – wielokrotnie zamazane przejścia od ciemnych oliw-

kowo-szarych poprzez osady szare, jasnoszare i różowo-liliowe, ze słabymi śladami mikrouwarstwienia i licznymi wkładkami piaszczystymi, pylastymi i ilastymi.

0,9-1,4 m – gytia ciemna mineralno-organiczna stopniowo ku dołowi coraz bardziej zwięzła, z nieregularnymi występującymi licznymi włóknistymi, sfilcowanymi wkładkami torfiastymi o miąższości 1-2 cm. Na poziomach 1,18 i 1,21 m występują ilaste słabo różowo-liliowe warstewki 1-centymetrowe.

1,4-1,75 m – gytia brunatna zwięzła, ku dołowi coraz bardziej spiaszczona, z licznymi, cienkimi, szarymi warstewkami ilastymi o znacznej zawartości płytek miki i nielicznymi makroszczątkami roślinnymi.

1,75-1,9 m – szaroziemiste spiaszczone osady za znaczną zawartością ziaren grubego żwiru, niżej podłoże skalne.

Charakter pionowego przekroju osadów Zielonego Stawu (duża częstotliwość i nieregularność zmian) jest raczej typowy dla bardzo małych zbiorników górskich o zlewniach wykazujących znaczne zróżnicowanie, zarówno budowy geologicznej, jak i szaty roślinnej. Zmienność ta wyraża być może również fluktuacje zmian warunków sedimentacji zdeteminowane przez 9-11 letnie cykle wahań natężenia aktywności słońca, a także sezonową zmienność tych warunków w cyklach rocznych. Jednakże wpływ incydentalnych, ekstremalnych zjawisk zachodzących w zlewni tego zbiornika (podobnie jak w Czarnym Stawie Gąsienicowym) powoduje tak gruntowne zaburzenia przejawów wszelkich ewentualnych prawidłowości, że ich obraz staje się całkowicie nieczytelny. Natomiast stosunkowo niewielkie, 20-30% w całym pionowym przekroju zróżnicowanie zawartości materii organicznej świadczy raczej o względnej stabilności warunków klimatycznych na przestrzeni całej historii zbiornika.

I w końcu ze **Stawu Kurtkowiec** (1686 m n.p.m.) wydobyto z punktu o głębokości 2,9 m rdzeń długości 1,5 m, którego opis przytaczamy poniżej:

0,0-0,95 m – brunatna gytia glonowo-detrytusowa, miękka, żelowata bez wyczuwalnej domieszki piasku z nielicznymi fragmentami mchów, igliwia itp.

0,95-0,98 m – grubodetrytusowa, sfilcowana wkładka torfiasta.

0,98-1,3 m – brunatna gytia detrytusowa, zwięzła, jednorodna, z małą zawartością makroszczątków organicznych i domieszką ziarn grubego piasku i żwiru.

1,3-1,5 m – brunatnoszare, zwięzłe osady ziemiste ze znaczną zawartością piasku różnoziarnistego.

W całym pionowym przekroju złoża osadów Stawu Kurtkowiec zawartość materii organicznej jest dość równomierna i wysoka (40-60%). Pod tym względem przypominają one najbardziej osady Toporowego Stawu mimo, że ten ostatni jest położony o około 600 m niżej (1090 m n.p.m.), w piętrze regła dolnego, a Staw Kurtkowiec (1686 m n.p.m.) w piętrze kosówki.

Wydaje się, że główną przyczyną jest mała głębokość tego stawu, dzięki czemu możliwe jest znacznie wyższe, niż w

sąsiednich jeziorach nagrzewanie całej masy wody. Drugim takim czynnikiem jest fakt zasilania Kurtkowca przez wody ze zlewni nieproporcjonalnie dużej w stosunku do jego powierzchni, w porównaniu z sąsiednimi, a tym samym względnie duże, stałe wzbogacenie go w sole mineralne. Dzięki tym dwu czynnikom – wyższej temperaturze i „trofi”, możliwy jest stosunkowo intensywny rozwój życia organicznego, co w konsekwencji wyraża się względnie wysoką zawartością materii organicznej w jego osadach.

Karkonosze

Karkonosze, leżące ponad 300 km na NW od Tatr, podlegają znacznie silniejszemu oddziaływaniu klimatu atlantyckiego i różnią się budową geologiczną (litologią). Skłoniło to do przypuszczeń, że również procesy sedimentacji i akumulacji osadów jeziornych mogą przebiegać tu z inną intensywnością. Wyniki badań potwierdziły w pełni te przypuszczenia.

W Małym Stawie (1184 m n.p.m.) wykonano pomiary batymetryczne oraz sondowania geologiczne dna celem określenia miąższości osadów. Okazało się, że w pierwszym punkcie, pośrodku płaskiej części dna, gdzie głębokość wody wynosi 4 m, miąższość osadów wynosi 8,8 m. Aby nie było wątpliwości, czy przypadkiem nie natrafiono na bardzo małej średnicy głębocek – „studnię” o niereprezentatywnie wysokiej miąższości osadów, dokonano dalszych kolejnych sondażów geologicznych w czterech punktach, odległych w promieniu po 50 m od niego. Stwierdzono, że przy podobnych głębokościach wody 4-5 m miąższości osadów jeziornych były również zbliżone i wahały się w granicach 7-8,5 m. Z kolei w bezpośredniej bliskości owego pierwszego punktu wydobyto monolityczny rdzeń osadów właśnie o długości 8,8 m. Tym samym ponad wszelką wątpliwość okazało się, że miąższość osadów jeziornych w Małym Stawie jest około trzykrotnie wyższa od miąższości osadów jezior tatrzańskich.

Same osady jeziorne Małego Stawu różnią się także od występujących w jeziorach tatrzańskich porównywalnego piętra wysokościowego w sposób dość zasadniczy. W jeziorach tatrzańskich są to bowiem organiczne gytie detrytusowe, dość jednorodne, o zawartości materii organicznej w granicach 40-85%, z małą domieszką ziarn piasku i żwiru, praktycznie poza 20 cm warstwą spągową bez śladów przewarstwień piaszczystych. Znacznie mniej natomiast różnią się one od osadów występujących w jeziorach wyższych pięter Tatr – Dolinie Pięciu Stawów i Hali Gąsienicowej, gdzie w osadach przeważają materiały ilaste, mułkowate i piaszczyste.

W Małym Stawie, praktycznie całe złożo od stropu do poziomu 8,5 m to ciemna, brunatna gytia ilasta, jednak o dość wysokiej (średnio 20%) i mało zmiennej zawartości materii organicznej. Konsystencja osadów zmienia się płynnie od bardzo miękkiej w stropie do bardzo zwięzłej w pobliżu spągu. W całym pionowym przekroju osadów widoczna jest duża domieszka ziarn piasku i żwiru. Często są to jak gdyby „grudki” piasku.

Co więcej, całe złoże osadów rozcięte jest na dość regularne odcinki cienkimi – 0,5-2 mm warstewkami, niemal białego piasku i żwiru. W sumie naliczono około 90 takich warstewek (Wicik 1984b). Ponadto na poziomie 7,45-7,48 m występują 1 cm wkładki ilaste przedzielone 1 cm warstewką organiczną, podobnie na poziomie 7,55-7,57 m zaznaczają się 3 i 6 mm wkładki ilaste przedzielone 3 mm warstewką organiczną. Natomiast na poziomach 1,6, 3,85 i 3,95 m w osadach tkwią kawałki drewna (na 1,6 m była to szyszka świerka). Poza tym w całym przekroju osadów występują dość liczne makroszczątki organiczne: gałązki, kora, mchy, igliwie. Na odcinku 7,4-7,5 m przejawia się silnie, ogólne spiaszczenie osadów. Od poziomu 8,0 m ku spągowi osady stają się jaśniejsze, oliwkowo-szare i coraz bardziej zwięzłe. Od poziomu 8,6 m są to już występujące naprzemiennie przewarstwienia utworów ilasto-piaszczystych i piaszczysto-ilastych. Nawet w najniższych warstwach przyspągowych nie stwierdzono jednak występowania glazików.

Jak widać na wykresie (Wicik 1984b) zawartość materii organicznej w osadach jest wyrównana i dość wysoka, praktycznie w całym przekroju złoża, do poziomu 7,4 m, wyższa od 15% maksymalna do 30%, a średnia około 20%. Badano również przebiegi zmian zawartości SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3 (w popielnej części osadu) oraz wartości pH, KCl a także stosunku molarnego $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ w granitach i kaolinicie.

Najbardziej intrygującym jednak jest niewątpliwie diagram obrazujący rytmikę przewarstwień piaszczysto-żwirowych w osadach. Podobnego zjawiska na taką skalę nie stwierdzono dotychczas w żadnym z badanych jezior, zarówno na niżu, jak i w górach. Wprawdzie w osadach jezior tatrzańskich wyższego piętra: Czarnym i Przednim Stawach w Dolinie Pięciu Stawach, a zwłaszcza w Czarnym Stawie Gąsienicowym stwierdzono również występowanie (w górnej, organicznej części złoża osadów), przewarstwień mineralnych – w Stawach Czarnym i Przednim, głównie ilastych, a w Czarnym Gąsienicowym, piaszczystych. Są one jednak raczej sporadyczne i nie sposób dopatrzeć się tam przejawów jakiejś wyraźnej cykliczności, zwłaszcza w kontekście ogólnej, znacznej, nierytmicznej zmienności osadów. W dolnych natomiast mineralnych warstwach osadów wymienionych jezior, przejawiają się raczej słabe i zaznaczone na małych odcinkach ślady niezbyt regularnego mikrouwarstwienia. W sumie jednak są to zjawiska trudno porównywalne.

W Małym Stawie w Karkonoszach na 90 zidentyfikowanych warstewek piaszczystych, w 36 przypadkach występowały one w odstępach do 5 cm, w 27 w odstępach 5-10 cm, w 8 w odstępach 10-15 cm, w 12 od 12 do 15 cm i w końcu w 7 przypadkach w odstępach 20-35 cm.

Diagram A (Wicik 1984b) obrazuje stałą, wyraźną tendencję do zmniejszania się ku spągowi odstępów między poszczególnymi przewarstwieniami piaszczystymi od poziomu 5 m do spągu. Jest ich około 60 na 3,8 m odcinku, to jest dwukrotnie więcej, niż w górnej 5 m części złoża osadu. Wprawdzie to zagęszczenie się przewarstwień jest także w pewnym

stopniu wynikiem wzrostu kompaktacji osadów z głębokością, ale w danym przypadku efekt kompaktacji jedynie „wzmocnia” przejawy jakiejś innej, głównej przyczyny zjawiska. Wyraźny jest również trend do coraz bardziej równomiernej ku spągowi cykliczności występowania tych przewarstwień. Jak wynika z wykresu B koreluje z tym wzrost granulacji piasków tworzących przewarstwienia. Dla lepszego zrozumienia specyfiki tej cykliczności istotne jest poznanie ewentualnej zmienności (w czasie) tempa akumulacji osadów.

Próbie taką podjąć można w oparciu o dwie daty ^{14}C uzyskane dla poziomu 3,5 m od stropu osadów – 4986 ± 140 BP, oraz dla poziomu 8,0 m od stropu (0,8 m od spągu osadów) – 9450 ± 210 BP. Z przetoczonych dat wynika, że tempo akumulacji osadów w Małym Stawie w Karkonoszach w okresie postatlantyckim było znacznie niższe – 3,5 m osadów w ciągu 5 000 lat, a więc średnio około 0,7 mm/rok, niż w pierwszej połowie okresu istnienia tego zbiornika, gdy w ciągu 4 500 lat odłożyło się 4,5 m osadów, czyli średnio około 1 mm/rok. W rzeczywistości (oczywiście jeśli obydwie daty są jednakowo prawdziwe) tempo to było w tym okresie jeszcze większe, gdy się uwzględni znacznie większy stopień kompaktacji osadów w dolnej połowie ich złoża zwłaszcza, że dwukrotnie liczniejsze „ciężkie” przewarstwienia piaszczyste w poważnym stopniu zwiększyły stopień kompaktacji.

Z powyższego wynika iż w okresie postatlantyckim przewarstwienia piaszczyste występowały średnio co najmniej trzykrotnie rzadziej niż w okresach poprzednich. Na okres ten przypada bowiem wszystkie 7 przewarstwień o najdłuższej 30 cm średniej amplitudzie odcinkowej, a tym samym czasowej, 9 z 12 tj. 75% przewarstwień o średniej amplitudzie 17 cm, 4 z 8 tj. 50% o średniej amplitudzie 12 cm, a tylko 6 z 27 tj. 22% o średniej amplitudzie 7 cm i 8 z 36 tj. także 22% przewarstwień o średniej amplitudzie 3 cm. Tym samym na pierwszą połowę okresu istnienia jeziora przypada aż 78% przewarstwień w zakresie dwu najkrótszych amplitud czasowych.

Natomiast próba określenia konkretnych wartości czasowych owych amplitud w świetle tego, co zostało powiedziane powyżej, nie jest rzeczą prostą. Jak widzimy, otrzymane wyniki wartości czasowych amplitud we wszystkich trzech wariantach są ze zrozumiałych względów różne. Jakakolwiek próba ich interpretacji i powiązania z różnymi istniejącymi schematami cykli klimatycznych, zmian aktywności słońca itp. wymagałaby specjalnego opracowania. Ograniczymy się tu zatem do zwrócenia uwagi na fakt, że we wszystkich wariantach, poszczególne, kolejne coraz dłuższe amplitudy są w przybliżeniu, dwu-, cztero-, sześciu- i dziesięciokrotnościami amplitud najkrótszych, podstawowych.

Jeśli natomiast chodzi o sam proces powstawania owych przewarstwień, jedno jest raczej pewne, a mianowicie, że piaski te nanoszone były okresowo na pokrywą lodową jeziora, a następnie, przy jej topnieniu opadały na powierzchnię osadów. Wydaje się także, iż był to transport eoliczny – piaski i żwiry te były nawiewane (głównie toczone po podłożu) przez powtarzające się cyklicznie, bardzo silne

wiatry porywające je z odkrytych stoków i zwietrzelin wokół jeziora. Za takim właśnie rodzajem transportu przemawia różnoziarnistość (od drobnego piasku do ziarn grubego żwiru) materiału. Poczynione podczas prac terenowych obserwacje „zaśmiecenie” całej lodowo-śnieżnej powierzchni jeziora głównie przez mnóstwo detrytusów roślinnych, ale ziarn piasku także, wydaje się potwierdzać tezę o eolicznym mechanizmie rozprowadzania piasków i żwirów po jeziorze. W przypadku transportu wodnego musiałyby nastąpić segregacja materiału. Nie można zresztą wykluczyć dostarczania przez wody owych materiałów do brzegowej strefy zbiornika, stąd dalej był rozprowadzany przez wiatr.

Daty ^{14}C pozwalają nie tylko na określenie ram chronologicznych tej specyficznej stratyfikacji osadów. Dolna z nich bowiem – 9450 ± 210 lat BP świadczy również, iż wiek Małego Stawu w Karkonoszach jest porównywalny z wiekiem jezior tatrzańskich (Przedni Staw 9900 ± 120 lat BP). Zwłaszcza jeśli przyjąć w pełni zasadne założenie, iż tempo akumulacji w Małym Stawie, na odcinku 8-8,8 m, to jest od poziomu datowanego do spągu było podobne jak powyżej – około 1 mm /rocznie. Wówczas do daty 9450 można bez obawy poważniejszego błędu dodać co najmniej 500-700 lat, przez co uzyskamy bardzo prawdopodobną datę 10 000-10 200 lat, jako okres narodzin tego jeziora.

Zimą 1983 roku z powierzchni lodu wykonano metodą sondażu geologicznych pomiary miąższości osadów jeziornych **Wielkiego Stawu**. W wyniku tych sondażu stwierdzono, że ich miąższość zmienia się gwałtownie w granicach od 3 do 11 metrów, nawet w środkowej, względnie wyrównanej części dna jeziora wzdłuż długiej jego osi. Świadczy to niewątpliwie, że pierwotne, macierzyste dno tego zbiornika usłane jest gęsto wielkimi blokami skalnymi. Potwierdziły to wydobyte następnie trzy monolityczne rdzenie osadów dennych. Rdzeń numer 1 wydobyto w punkcie, gdzie głębokość wody wynosi 18 m, mierzy on 3 m długości. Rdzeń numer 2, długości 8,5 m, wydobyto w miejscu gdzie głębokość wody wynosi 22 m, a rdzeń numer 3 o długości 11 m wydobyto w miejscu o głębokości 18,5 m.

W przypadku rdzeni numer 1 i numer 2, nie osiągnięto spągu osadów, a natrafiono niewątpliwie na owe wielkie bloki skalne, świadczy o tym jednoznacznie charakter osadów – bowiem we wszystkich trzech rdzeniach od powierzchni dna do głębokości 3 m, a w rdzeniach numer 2 i 3 do głębokości 8,5 m sekwencje zmian i przewarstwień są podobne, w dwu pierwszych natomiast nie stwierdzono zmian litologii i stratyfikacji przejawiających się w rdzeniu numer 3 na poziomie od 8,5 do 11 m. Ta właśnie specyfika dolnej i spągowej części osadów rdzenia nr 3 świadczy, iż według wszelkiego prawdopodobieństwa, obrazuje on względnie pełny i reprezentatywny dla tego jeziora przekrój złożeń osadów.

Osady dennego Wielkiego Stawu – gytia ilasto-detritowa – są podobne do występującej w Małym Stawie (opisanych powyżej). Różnią się one od tych ostatnich jedynie większym ogólnym stopniem spiaszczenia całej masy osadów.

Natomiast charakter i częstotliwość cyklicznych przewarstwień piaszczystych jest w zasadzie podobna. Ponadto w złożeń osadów na głębokości od 8,6 do 9,05 m zalega warstwa szarego, słabo przesortowanego piasku średnio- i gruboziarnistego z ziarnami żwiru i gładzikami do 3 cm średnicy. Granulacja tego piasku wzrasta ku dołowi, a w najniższej 15 cm warstwie jest on zailony. Zawartość materii organicznej waha się w granicach 5-25%, średnio około 15%.

Bardzo charakterystyczne jest to, iż charakter osadów – ich zmurszałe storfienie – przejawiające się w odcinkach: 1,2-1,4, 2,2-2,5, 3,5-5,0 i 6,8-7,4 m wydaje się świadczyć o okresowych, bardzo poważnych wypłyeniach (aż do stanu zatorfienia) tego zbiornika. Wyjaśnienie tego zjawiska szukać trzeba, jak się wydaje, nie w zmianach wilgotności klimatu (sąsiedni płytki Mały Staw nie wykazuje przejawów takich wypłyeni), ale w „szczelności” jego misy. Otóż poza wpływem powierzchniowym Wielki Staw ma również bardzo nieznaczny (obecnie) odpływ podziemny usytuowany około 18 m poniżej współczesnego lustra wody. Wydaje się więc, że w przeszłości w wyniku pewnych procesów – wypłukiwania, ruchy tektoniczne? – odpływ podziemny wzrastał tak dalece, iż następowało niemal wysuszenie jeziora. Po pewnym okresie, prawdopodobnie w wyniku zawałów, drożność tego odpływu poważnie malała lub zniknęła i poziom wód jeziora znów się podnosił.

W sumie charakter osadów jeziora Wielki Staw świadczy, że odkładały się one w znacznie bardziej niespokojnych i zmiennych warunkach sedymentacji. Niewątpliwie wiąże się to również z morfologią bezpośredniego otoczenia tego zbiornika, a zwłaszcza jego południowych, wysokich, niemal pionowych brzegów, co powoduje incydentalne powstawanie różnorodnych gwałtownych procesów, podobnych do opisanych przy charakterystyce jezior tatrzańskich.

Należy tu jeszcze dodać, że na głębokości 6,7 m od powierzchni osadów przecięto sondą pień drzewa o średnicy 15 cm, a na głębokości 9,8 m konar drzewa szpilkowego o średnicy 5 cm. W obu przypadkach drewno było w bardzo dobrym stanie zachowania.

Próbki tego drewna zostały wydatowane metodą ^{14}C . Próbkę z grubego pnia (poziom 6,7 m) wydatowano na 5400 ± 90 lat BP, a próbkę z poziomu 9,8 m na 7880 ± 150 lat BP. Obydwie te daty wymagają szczegółowego omówienia, jeśli nie chcemy przyjąć, że wielki Staw jest o ponad tysiąc lat młodszy od sąsiedniego Małego Stawu (około 10 000 lat), co nie wydaje się prawdopodobne.

Jeśli chodzi o próbkę z grubego pnia – poziom 6,7 m – to niewątpliwie data ta jest poważnie zaniżona w stosunku do faktycznego wieku osadów na tym poziomie. Otóż, zawsze w ciągu całej historii zbiornika, górna 1-2 m warstwa osadów była na odcinku wierzchnich kilkudziesięciu cm półpłynna, a niżej bardzo miękka. Tak więc, wszystkie opadające na dno, stosunkowo ciężkie pnie drzew, fragmenty konarów itp., nie mówiąc już o gładzikach, pogrążyły się już na pewną głębokość w osady natychmiast, a następnie powoli jeszcze znacznie głębiej. Są to fakty powszechnie znane ze współczesnych

obserwacji. W tym konkretnym przypadku z bardzo dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, iż pień ów pogrążył się w miękkich osadach co najmniej na 1,3-1,5 m. Możemy więc założyć, iż uzyskana data 5400 lat jest adekwatna dla wieku osadów z poziomu około 5,4, a nie 6,7 metra.

Data z poziomu 9,8 m prawdopodobnie z tych samych względów jest również w pewnym stopniu zaniżona w stosunku do faktycznego wieku osadów na tym odcinku. Trudno tu jednak ustalić jakiś prawdopodobny rząd wielkości, wobec tego przyjmujemy najskromniej, że wynosi on 8 000 lat.

Jeśli teraz, po takich konkretach, określimy średnie tempo akumulacji osadów, to okaże się, że w górnej (5,4 m), postatlantyckiej części złoża wynosi ona około 1 mm/rok (5400 lat – 5,4 m osadów). Natomiast w dolnej części na odcinku między datami (po korekcie) z poziomów 5,4 – 9,8 m tempo to wynosiłoby średnio 1,7 mm/rok (2600 lat – 4,4 m osadów). Dzięki takim, jak się wydaje, w pełni uzasadnionym „korektom” dat ^{14}C uzyskano podobny (proporcjonalnie do miąższości złożeń osadów) obraz zróżnicowania tempa akumulacji – znacznie wolniejsza akumulacja w obydwu zbiornikach w okresie postatlantyckim.

Jeśli teraz weźmiemy pod uwagę fakt, że dolny poziom datowany leży 1,2 m wyżej spągu, to zakładając, iż tempo akumulacji tej dolnej części złoża było podobne – około 1,7 mm/rok możemy przyjąć, że wiek spągu osadów w Wielkim Stawie wynosi $8\ 000 + 700 = 8\ 700$ lat. Zmniejsza to o połowę różnicę wieku obydwu Stawów. Wydaje się jednak, że możemy dokonać kolejnej „korekty” wieku Wielkiego Stawu, a mianowicie: jak o tym była mowa ów 11-metrowej długości rdzeń wydobyto z głębokości 18,5 m, podczas gdy głębokość maksymalna wynosi 24 m, a więc na stoku głęboczka. Świadczy o tym ukośne – 6-8° uwarstwienie osadów w pobliżu spągu. Wynika z tego jednoznacznie, iż miąższość osadów w głęboczku jest niewątpliwie o 1-2 m większa i wynosi 12-13 m, a więc w spągu mogą być one jeszcze o 1000-1500 lat starsze, to jest liczyć około 10 000 lat.

Niezależnie jednak od stopnia prawdopodobieństwa powyższych, pośrednich „korekt” dat dla Wielkiego Stawu obecnie nie ulega już wątpliwości, że wiek jezior Karkonoszy i niższego, porównywalnego piętra Tatr jest podobny – wynosi około 10 000 lat. Tym samym jest on porównywalny z wiekiem jezior nizinnych regionów kraju.

Literatura

- Allgeser R.J., Peterson W.H., Juday C. 1934. Availability of Carbon in certain aquatic materials under aerobic conditions of fermentation. *Rev. Ges. Hydrobiol. Hydrogr.*, 30.
- Alabyszew W.W. 1932. Zonalność oziernych otłożeń. *Izw. Saproelielowo Komiteta. Izd. An. SSSR*, 6.
- Andrejew A.P. 1875. Ładozskoje Oзеро. S-Petersburg.
- Bartosz T.D. 1959. O stratygraficznej priuroczennosti i paleogeograficznych usłowijach nakoplenija gołocenowych izwiestkowych otłożeń. [W:] *Materiały po izuczeniu presnowodnych izwiestkowych otłożeń. Izd. An. Łatw. SSR. Ryga 1: 57-78.*
- Bradley W.H. 1931. Non Glacial Marine Varves. *Am. Journ. Sci.*, ser. 5, 22.
- Bülów K.von, 1929. *Allgemeine Moorgeologie Einführung in das Gesamtgebiet der Moorkunde. Handbuch. der Moorkunde 9, 1: 1-308.* Verlag von Gebrüder Bortreager. Berlin.
- Chomutowa W.I. 1976. Geochronologia donnych otłożeń po rezultatom palinologiczesczko analiza. [W:] *Paleolimnologia Onezskowo oziera. Leningrad: 41-67.*
- Cleve-Euler 1944. Die Diatomen als quärtargeologische Indikatoren. *Geolog. Fören. i Stockholm Forth.*, 66, 3.
- Conger P.S., 1939. The contribution of diatoms to the sediments of Lake Vilas – Country Wisconsin. *Am. Journ. of Sci.* 237, 5.
- Coit G.E., Collet L.W. 1925. Nouvelles Recherches sur la Sedimentation dans le lac de Geneve. *Congr. Inter. De Geographie Cairo. Compte rendu.*
- Czczuga B., 1958. Osady denne jezior Rajgrodzkich. IV Zjazd Hydrobiol. Polskich w Krakowie. *Streszcz. Referatów.*
- Daniłans I.J. 1959a O terminologii i klasyfikacji poselednikowych presnowodnych izwiestkowych otłożeń i ich zalezkiej [W:]. *Materiały po izuczeniu presnowodnych izwiestkowych otłożeń. Izd. Łatw. AN SSR. Ryga 1.*
- Daniłans I.J. 1959b. Usłowija gołocenowowo presnowodnowo karbonatobrazowanija na teritorrii Łatwii. *Materiały po izuczeniu presnowodnych izwiestkowych otłożeń. Izd. Łatw. AN SSR. Ryga 1: 41-56.*
- Dawydowa N.N. 1974. Oziernyje diatomei. W: *Diatoms of the USSR, fossil end recent. Nauka. Vol.1: 259-268.*
- Dokturowskij W.S. 1923. Metod analiza pylcy w torfie. *Izd. Naucznoeksperymentalnowo Inst. Torfa.*
- Dokturowskij W.S. 1924. Iz istorii obrazowanija i razwitija torfjanikow Rosji. *Torfianoje Delo*, 2.
- Dzens-Litowskij A.I. 1957. Paleogeograficzeskaja stratifikacija donnych otłożeń i torfjanikow SSSR. *Trudy Laborat. Ozierowiedienija*, 5.
- Forel F. 1892. *Le Leman T.1 Lousanne.*
- Frey D.G. 1960a. On the occurrence of cladoceran Remains in Lake sediments. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 46.
- Frey D. G., 1960b. The ecological significance of cladoceran remains in lake sediments. *Ecology*, 41, 4.
- Frey D.G. 1964. Remains of Animals in Quaternary Lakes and their Interpretation *Arch.. f. Hydrobiol.* 60.
- Gams H. 1921. Übersicht der organogenen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten. *Naturwiss. Wochensch.*, 36.
- Garunktis A. 1958. K woprosu o klasyfikacji oziernych osadkow izwiestnych w ozierach Litowskoj SSR. *Naucz. Soobszcz. Inst. Geolog. i Geogr. AN Lit. SSR*, 6.
- Garunktis A. 1960. K woprosu o proischozdenii i ewoluciji glaciennych lozbinnych ozier Litwy. *Sbornik Statiej dla XIX Mezdunarodnowo Geograficzesczko Kongressa. Collectanea Acta Geographica Lithuanica. Vilnius: 279-282.*
- Gerasimow D.A. 1930. W woprosu o wozrastie russkich torfjanich bolot. *Izwiestija Glawn. Botan. Sada.*, 39.
- Gołbiewski R. 1976. Osady denne jezior raduńskich. *Gdańskie Towarzystwo Naukowe. Gdańsk: 1-90.*
- Göttinger G. 1911. Die Sedimentierung der Lünzerseen. *Verh. Kais-Kön. Geolog. Reichsamt.*, 8.
- Göttinger G. 1912. Geomorphologie der Lünzerseen und ihres Gebietes. *Inter. Rev. Ges. Hydrobiol. u. Hydrogr. Supplement*, 1, 2.
- Goulden C.E. 1964. The history of the Cladoceran fauna of Esthwaite Water (England) and its limnological significance. *Arch. Hydrobiol.* 60: 1-52.

- Gross H. 1937b. Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiete. Beich. zum Bot. Zbl., 57, ser. B, 1-2.
- Grosse-Brauckmann G. 1961. Zur Terminologie organischer Sedimente. Geol. Jb., 79: 117-134. Hannover.
- Grześ M. 1978. 1978. Termika osadów dennych w badaniu jezior. Prace Geograficzne IGiPZ PAN 130: 1-96.
- Hansen K. 1959a. The term Gyttja and Dy. Hydrobiologia. Acta Hydrobiol. Hydrograf. et Protistologica, 13, 4.
- Hansen K. 1959b. Sediments from Danish Lakes. Journ. of Sedimentary Petrol., 29, 1.
- Hansen K. 1961. Lake types and lake sediments. Verh. Internat. Verein. Limnol., 14. Stuttgart.
- Heim A. 1900. Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersee. Vierteljahresschrift Naturforsch. Geschichte. Zürich, 45.
- Höll K. 1932. Über den Sapropel-Begriff. Arch. F. Hydrobiol., 23, 4.
- Horawski M. 1971. Studia nad osadami dennymi torfowisk. Zeszyty Problemowe Post. Nauk Rolniczych 107: 167-178.
- Hummel K. 1923. Über Sedimentbildung im Bodensee. Geol. Archiv, 2, 1.
- Hutchinson G.E. 1957. A treatise on limnology. 1 New York.
- Hutchinson G.E., Wollack A. 1940. Studies on Connecticut lake sediments. II. Chemical analyses of a core from Linsley Pond. North. Bradford. Am. Journ. of Sci., 238.
- Iwanow Ł.A. 1901. Nabludienija nad wodnoj rastitelnostiju oziernoj oblasti. Trudy Presn-wodn. Bioł. Stancji S-Pietersburgskowo. Obszcz. Jestestwoznania, 1.
- Jeremiejew P. W. 1882. Protokoły zasiedanij Impieratorskowo S-Pietersburgskowo Mineral. Obszcz. w 1881. Zapiski S-Pietersb. Mineral. Obszcz. II seria, 17.
- Johnston J., Williamson E.D. 1916. The role of onorganic agencies in the deposition of calcium carbonate. Journal. of Geol., 24.
- Johnston W.A. 1922. Sedimentation in Lake Louise. Alberta. Canada. Am. Journ. of Sci. Seria 5, 4, 23.
- Joukowsky E., Büffle J. Ph. 1938. Le Lac Geneve. Constitutions des Sediments. Mem. Soc. Phys. Nat. Geneve., 41, 4.
- Kabailiene M. W. 1963. Diatomowaja flora golocenowych otłożenij nieskolkich ozier basseina rieki Resze. AN Lit. SSR. otdiel. Gieogr. Naucz. Soobszcz., 15. (Ozierowiedienije i Bołotowiedienije). Wilnius.
- Kabailiene M. W. 1968. Osobiennosti golocenowych sporowo-pylcewych diagramm Litwy i Woprosy ich interpretacji. Kniga materialy Piatoj konferencji geologow Bielorussii i Pribaltiki. Wilnius : 260-265.
- Kazakow J.I. 1936. K woprosu o komponentnom sostawie sapropielej. Chimia Twjordowo Topliwa 7, 2.
- Kazakow J.I. 1941. Chimiko-technologiceskaja charakteristika sapropielej SSSR Trudy Labor Genezisa Saprop., 2.
- Kazakow J.I. 1950. Genezis i chimiceskaja priroda presnowodnych sapropielej. Trudy Inst. goriuczich iskopajemych., 2.
- Kindle E.M. 1929. A comparative study of different types of thermal stratification in lakes and their influence on the formation of marl. Journ. Geol., 37.
- Klimow W.K. 1935. Problema technologiceskowo ispolzowanija sapropielej. Torf i jewo ispolzowanije w narodnom chozjajstwie. Mińsk.
- Kondracki J. 1984. Badania paleolimnologiczne w Tatrach w latach 1974-1978. Prace i Studia Geograficzne IGiSR UW 5: 25-37.
- Konszin W.D. 1949. Chemostratifikacija sapropielej niekotorych ozier Sredniewo Urala. Trudy Laborat. Saprop. Otłożenij, 3.
- Korde N.W. 1956. O nomienklature i tipologii sapropieliewych otłożenij. Trudy laboratorii. sapropieliewych otłożenij, 6.
- Korde N.W. 1958. Ob uslowijach obrazowanija izwiestkowistych otłożenij ozier i bolot. Trudy Inst. Lesa AN SSSR., 37.
- Korde N.W. 1959. Znaczenije biologiceskich pokazatelej pri izuczenii sapropieliewych otłożenij i ispolzowanije etich pokazatelej dla datirowki otłożenij Golocena. Trudy Laborat. Saprop. Otłożenij, 7.
- Korde N.W. 1960. Biostratifikacija i tipologija russkich sapropielej. Izd. AN SSSR. Moskwa. 1-218.
- Krejci-Graf K. 1935. Zur Bildung bituminöser Sedimente. Erdöl-Muttersubstanz. Schrift. aus d. Gebiet. d. Brennstof-Geol., 10.
- Krupiński K. M. 1983. Evolution of Lateglacial and Holocene Vegetation in the Polish Tatra Mts. Based on Pollen Analysis of Sediments of the Przedni Staw Lake. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences 31, 1-4: 37-48.
- Kullenberg B. 1947. The Piston Core Sampler. Svenska Hydro-Biol. Komm. Skrifter. S. 3, 1, 2.
- Kuzniecowa S.I. 1958. Osnowyje puti obrazowanija osadkow karbonatow kalcija w presnych wodjomach i rol mikroorganizmow w etom processie. Trudy Inst. Mikrobiologii AN SSSR 5.
- Kuzniecowa S.I. 1959. Osnownyje rezultaty i zadaczi dalniejszewo izuczenija geologiceskogo diejatelnosti mikroorganizmow. Sb. Mikrobiologija za 40 lat. Izd. AN SSSR.
- Kwasow D.D. 1975. Pozdnieczetweticznaja istorja krupnych ozier i wnutriennych moriej Wostocznoj Jewropy. Nauka, Leningrad: 1-278.
- Lamke K. 1939. Physikalische Eignung deutsche limnischer und mariner Schlamme und Schlicke für Heilzwecke. Geologie der Meere und Binnengewässer, 3.
- Lauterborn R. 1901. Die sapropelische Lebewelt. Zool. Anz., 24 (cyt. za Korde 1959).
- Lenz F. 1924. Quellkreide im Plöner See. Verh. Intern. Verein. theor. angew. Limnol., 2.
- Lityński A. 1925. Próba klasyfikacji jezior Suwalszczyzny na zasadzie zooplanktonu. Sprawozdania Stacji Hydrobiologicznej. na Wigrach 1, 4: 37-56
- Lityński A. 1952. Rola rozpuszczonych w wodzie związków pokarmowych w życiu organizmów wodnych. [W:] Hydrobiologia ogólna. (rozdz. 9) Wyd. PWN. Warszawa: 423-484.
- Lundquist G. 1925. Methoden zur Untersuchung der Entwicklungsgeschichte der Seen. Handbuch der biologisch. Arbeitsmethoden. Abt. 9, 2: 427-462 (cyt. za Korde 1959).
- Lundquist G. 1927. Boden Ablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. Die Binnengewässer 2: 1-124. Stuttgart (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Lundquist G. 1942. Zur Mikroskopie der Binnenseesedimente. Verhandlungen Internationalen Vereinigung für Theoretische und angewandte, Limnologie 9: 11-144.
- Łastoczkin D.A. 1949. Oczerki po paleolimnologii Sredniewo Urala. Trudy Laborat. Saprop. Otłożenij, 3.
- Mackereth F.J.H. 1958. A portable Core Sampler for Lake Deposits. Limnol. and Oceanogr., 3, 2.
- Majdanowski S. 1954. Jeziora Polski. Przegląd Geogr., 26, 2: 17-50.
- Marciniak B. 1973. Zastosowanie analizy diatomologicznej do stratygrafii późnoglaciejnych osadów jeziora Mikołajskiego. Stua geologia Polonica 39: 1-153.

- Maury M.F. 1859. Fizyčeskaja Geografija Moria. Moskwa. 1861.
- Megard R.O. 1964. Biostratigraphy history of Man Lake Chuska Mountain. New Mexico. Ecology, 45,3.
- Mieszaczew I.I. 1924. Iskopajemaja fauna Kosinskich Ozier. Trudy Biologiczeskoj Stancji w Kosino, 1, 1.
- Minder L. 1923. Über biogene Entkalkung im Zürich See. Verh. intern. Ver. theor. angew. Limnol, 1 (cyt. za Korde 1958).
- Naumann E. 1916. Om profilloding i gyttieoch dyavlagringe. Sver. Geol. Unders. Ser. C, A-10, 5. (cyt. za Pierwolf 1953).
- Naumann E. 1922. Die Bodenablagerungen des Susswässers. Arch. Hydrobiol. 13, 11.
- Naumann E. 1925. Einige Hauptprobleme der modernen Limnologie III. Bodenprobleme. Handb. Boil. Arbeitsmeth. Abt. 9, 2, 3 (cyt. za Pierwolfem 1953).
- Naumann E. 1930. Einführung in die Bodenkunde der Seen. Die Binnengewässer 9. Stuttgart (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Nejsztadt M.I. 1936. K istorii razwitija ozier w poslelednikowoje wremja. Poczwowiedienije 2: 269-276.
- Nejsztadt M.I. 1956. O niekotorych woprosach izuczenija oziernych otłożenij (na primiere oziera Somino). Sbornik Akad. W.W. Sukaczewu k 75 letiju so dnja roźdenija. ANSSSR. Moskwa-Leningrad: 390-397.
- Nipkow F. 1920. Vorläufige Mitteilungen der Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. Rev. d'Hydrobiologie., 1, 3-4 (cyt. za Portner 1951).
- Nipkow F. 1928. Über das Verhalten der skelette planktonischer Kieselalgen im Geschichteten Tiefenschlamm des Zürich und Baldegersees. Z.F. Hydrol., 4, 1-2 (cyt. za Pierwolf 1953).
- Pennak R.W. 1963. Ecological and radiocarbon correlations in some Colorado mountains lake and bog deposits. Ecology, 44, 1.
- Pennigton W. 1943. Lake sediments: the bottom deposits of North Basin of Windermere with special reference to the diatom succession. New Phytologist, 42 (cyt. za Pennak 1963).
- Perfiliew B.W. 1921. K mikroflorje sapropelja. Izw. Saprop. Komiteta AN wyp. 1.
- Perfiliew B.W. 1927a. K metodike izuczenija ilowych otłożenij. Trudy Borodinskoj Biol. Stancji 5.
- Perfiliew B.W. 1927b. K izuczeniju oziernych otłożenij. Izwiestija Gos. Gidrol. Inst., 19.
- Perfiliew B.W. 1952. Izuczenije zailenija wodojomow i absoljutnaja Geochronologija. Izw. Wsies. Geogr. Obszcz. 84, 4.
- Perfiliew B.W. 1972. Mikrozonalne strojenije ilowych oziernych otłożenij i metody jego issledowanija. Nauka. Leningrad: 1-215.
- Petterson H., Kullenberg B. 1940. A vacuum core sampler for deep sea sediments. Nature, 145, 3369.
- Pia J. 1933. Die rezenten Kalksteine. Suppl. Z. Kristallogr. Mineral Petrogr. (B) Akadem. Ver. Leipzig (cyt. za Portner 1951).
- Pierwolf J.W. 1953. Ily i uslowija ich obrazowanija w soljanych ozierach Kryma. Trudy Łaboratorii Ozierowiedienija AN ZSRR, 2.
- Ponomariew A.N. 1944. K metodike chimičeskowo analiza sapropelija. Swierdłowski.
- Ponomariew A.N. 1947. Komponentnyj sostaw uralskich sapropeliej. Żurnal Prikladnoj Chimii, 20.
- Porekij W.S., Zuze A.P., Szeszczukowa W.S. 1934. Diatomowyje Kolskowo połuostrowa w swjazi s mikroskopičeskim strojenijem Kolskich Diatomitow. Trudy Geomorfol. Inst. AN SSRR, 8.
- Portner C. 1951. La formation du sediment calcaire du lac de Neuchatel. Rev. Suisse d'Hydrologie, 13.
- Post v. H. 1862. Studier öfver Nutidens koprogena Jordbildningar, gyttja, dy, torf och mylla. Kongliga Svenska vetenskapsakademiens Handlingar 4, Bd. 1. Stockholm.
- Post L., Granlund E. 1926. Södra Sveriges torvtillgångar. i. Sver. Geol. Unders. Årsb. 19, Ser. C, 335: 1-127 (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Potoniè H. 1904. Über Faulschlamm (sapropel). Sitz-Ber. naturf. Freunde. Berlin (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Potoniè H. 1906. Klassifikation und terminologie der rezenten brennbaren Biolithe ind ihrer Lagerstätten. Berlin (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Potoniè H. 1908. Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. I. Die sapropelite Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt Neue Folge 55: 1-251. Berlin (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Potoniè H. 1911. Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. II. Die Humus Bildungen (I teil). L-A, NF 55. Berlin. (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Potoniè H. 1912. Die rezenten Kaustobiolithe. III. Die Humus Bildungen und ihre Liptobiolithe. Neue Folge, 55. Berlin (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Potoniè R. 1938a. Die nomenklatur der Unterwässer-Ablagerungen unter besonderer Beruecksichtigung derjeniger vorwiegend organischer Natur. Erläuterungen zur Normung der Terminologie der subaquatischen Sedimente. Jb. Preuss. Geol. L-A, 58. Berlin (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Potoniè R. 1938b. Über die Heisschlamm (Gyttia) – Lagerstatte des Schollner Sees bei Rathenow. Jb. Preuss. Geol., 58.
- Ralska-Jasiewiczowa M. 1966. Osady denne jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych. Acta Palaeobotanica, 7, 2: 1-118.
- Ramann E. 1906. Die von Postschen Arbeiten über Schlamm, Moor, Torf und Humus. Landw. Jb. 17 (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Reissinger A. 1932. Quantitative Untersuchungen über den Schlammabsatz im Alpsee dem Niedersnthofersee und dem Starberger See. Arch. f. Hydrobiol., 24 (cyt. za Pierwolf 1953).
- Romieux J. 1930. Les carbonates dans les sediments du lac de Geneve. Arch. Sci. phys. nat., 5, per. 12 (cyt. za Portner 1951).
- Rossolimo Ł.Ł. 1937. Materiały k izuczeniju sedimentacji oziernych otłożenij. Trudy Limnol. Stancji w Kosino, 21.
- Rossolimo Ł.Ł. 1964. Osnowy tipizacji ozier i limnologiczeskiego rajonirowanija. Sb. Nakoplenije wieszczestwa w ozierach. Izd. Nauka. Moskwa.
- Rossolimo Ł.Ł. 1967. Nieobratimije tipologiczeskije izmienenija ozier kulturnych landszaftów.[W:] Tipologia ozier. Nauka. Moskwa: 5-27
- Round E. 1961. The diatom sequences in lake deposits, some problem of interpretation. Verh. Int. Ver. Limnol., 15.
- Rühle E. 1932. Jezioro Hańcza na Pojezierzu Suwalskim. Wiad. Służby Geogr. 4: 422-443.
- Rühle E. 1961. Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie J. Świteź. Z Badań Czwartorzędu w Polsce 10: 255-302.
- Rura D.M. 1934. Sapropeliewyje otłożenija Igołowskoj grupy ozier. Trudy Saprop. Inst, 1.
- Sawickas I., 1959. Niekotoryje itogi issledowanija presnowodnych izwiestkowych otłożenij w Litowskoj SSR. Mat. Po izucz. izwiestkowych otłożenij. Izd. AN ŁSSR. Riga.

- Scott V., Miner D. 1936. Sedimentation in Winona Lake and Tippecanoe Lake. Kościusko county, Indiana. Proc. Indian Acad. Sci., 45 (cyt. za Pierwolf 1953).
- Seibutis A. 1960. The undersapropelic peat interlayers and their paleogeographical significance. Collectanea Acta Geographica Lithuanica: 345-353.
- Siemienowicz N.I. 1958. Limnologiczeskije usłowija nakoplenija żelezistych osadkow w ozierach. Trudy Łab. Ozierow. An ZSRR, 6.
- Sokołow N.W. 1912. Chemiczeskij sostaw i fiziczeskije swojstwa minerała (elaterita). Zap. Russk. Techn. Obszcz.
- Sołowiew M.M. 1928. Roll żywotnych w iloobrazowaniju. Priroda, 12.
- Sołowiew M.M., Biełogolowaja Ł.A. 1934. Osnownyje typy oziernych i bołotnych sapropeliewych otłożenij rajona oziera Seliger. Trudy Saprop. Inst. 1.
- Stahl J.B. 1959. The development history of the chironomid and chaoborid faunas of Myers Lake. Invest. Indiana Lakes and Streams (cyt. za Pennak 1963).
- Stangenberg M. 1936. Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrochemicznych Pojezierza Suwalskiego. Inst. Bad. Lasów Państw. Seria A, Rozpr. I Sprawozd., 19: 1-54.
- Stangenberg M. 1938. Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny. Inst. Bad. Lasów Państw. Seria A, 31.
- Stangenberg M. 1950. Morfometria i skład chemiczny wody jeziora Charzykowskiego. W: Jezioro Charzykowskie. PWRiL. Warszawa: 9-42.
- Stangenberg M., Zemoytel-Kolanko K., Solski A., Stangenberg K. 1957. Osady jeziorne w Żuchowie koło Karnkowa. Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 8: 267-316.
- Stasiak J. 1963. Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. Prace Geogr. IG PAN 42: 1-93.
- Stasiak J. 1984. Wiek i ewolucja Szczyrbskiego jeziora. Prace i Studia Geograficzne Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW 5: 71-80.
- Strachow N.M. 1948. Ob istinnoj roli bakterij w obrazowaniu karbonatnych porod. Izw. AN SSSR, ser. geol. 3.
- Strachow N.M. I 1960, II 1962. Osnowy teorii litogeneza, Izd. AN SSSR, Moskwa
- Strachow N. M., Brodskaja N.G., Kniaziewa Ł.M. Razziwina A.N., Ratiejew M.A., Sapożnikow D.G. Sziszowa J.S. 1954. Obrazowanie osadkow w sowremiennych wodojomach. Izd. AN SSSR. Moskwa: 1-791.
- Sukaczew N.W. 1914. O pogranicznym gorizontie torfjanikow w swjazi s woprosom o kolebanii klimata w posleednikowoje wremija. Pocznowiedienije, 16, 1-2: 47-74.
- Sukaczow W.N., Popławskaja T.I. 1946. Oczerk istorii oziar i rastitelnosti Sredniewo Urała w tieczenije golocena po dannym izuczeni sapropeliewach otłożenij. Biul. Kom. po izucz. czetwiert. pierioda, 8: 5-57.
- .Szeroczyńska K. 1984. Analiza *Cladocera* w osadach niektórych jezior tatrzańskich. Prace i Studia Geograficzne Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW 5: 93-102.
- Szczukowa W.S. 1937. Diatomowyje wodorosli iz czetwiertcznych otłożenij Centralnoj Kareliji w swjazi s woprosom o genezise posleednich. Trudy Kom. po izucz. czetwiert. pierioda, 5, 1.
- Szczukowa W.S. 1951. Istorija Wodojomow Zauralja na osnovie izuczenija ich Diatomowej flory, cz. 1. Trudy Łaboratorii Saprop. Otłożenij 5, cz. II Uczyenije zap. IGU, 40, 191.
- Sznitnikow A.W. 1953. Izmiencziwost gornogo oledienienia Ewrazii w pozdnie i posleednikowuju epochu i jejo absolutnaja chronologija. Izw. Wsies. Geogr. Obszcz. 85, 5: 559-576.
- Sznitnikow A.W. 1957a. Oziera Zapadnoj Sibirii i Siewiernowo Kazachstana i mnogowiekowaja izmiencziwost uwlaźniennosti stiepiej. Trudy Łab. Ozierow. AN SSSR, 5.
- Sznitnikow A.W. 1957b. Izmiencziwost obszczej uwlaźniennosti siewiernowo połuszarija. Zapiski Geogr. Obszcz. CCCP 16.
- Sznitnikow A.W. 1961a. Sowremiennaja faza obszczej uwlaźniennosti Jewrazii i jejo wierojatnoje razwitije w buduszczem. Materiały Sowieszcz. po kompleksnomu izuczeniju ldow.
- Sznitnikow A.W. 1961b. Dinamika komponentow łańszafitnojo obołoczki w epochu golocena. Woprosy Golocena. VI-mu Kongr. INQUA. Vilnius: 77-113.
- Sznitnikow A.W. 1962. Wnutrennyje kolebanija urownija oziar Pribaltiki w swjazi z izmiencziwostiju niekotorych drugich komponentow geograficzeskioj sredy. Trudy VII Naucz. Konfier. po Izucz. Wnutriennych Wod Pribaltiki. Pietrozawodsk. Izd. AN SSSR. Moskwa-Leningrad.
- Szymaniak M., Więckowski K. 1984. The Nature of Bottom Deposits in some chosen Gostynin Lakes. Miscelanea Geographica: 109-113.
- Śnieżyński W.A. 1951. Praktyczeskaja Okieanografija, rozdz. 9. Hidrometeoizdat. Leningrad
- Tadajewski A. 1956. Osady jeziora Drużno jako siedlisko fauny dennej. PAN. Ekologia Polska. Ser.A, 4, 9.
- Tadajewski A. 1966. Bottom sediments in different limnetic zones of an eutrophic lake. Ecol. Pol. Ser. A 14, 21: 321-341.
- Tanfiliew G.I. 1911. Priediely lesow w Polarnoj Rosii po isledowanijam w tundre Timanskich samojedow. Odessa: 123-226.
- Tidelski F. 1929. Untersuchungen über spät-und postglaziale Ablagerungen in Becken der Kuppigen grundmoren Landschaft Schleswig-Holsteins. Arch. F. Hydrobiol., 20 (cyt. za Korde 1960).
- Titow J.M. 1947. K chemiczeskoj charakteristike Uralskich Sapropeliej. Dokłady AN SSSR 56, 7.
- Titow J. M. 1962. Chemiczeskaja charakteristika presnowodnych sapropeliej i woprosy ich klassifikacji. Trudy Swierdłowskowo Siel-Choz. Inst, 10.
- Tjuremnow S.N. 1956a. Wozrast sapropeliewych otłożenij sredniejo połosy jewropiejskoj czastii SSSR. Trudy Łab. Saprop. Otłożenij., 6.
- Tjuremnow 1956b. K woprosu o pogranicznym gorizonte. Sbornik k 75 letij Akad. W.N. Sukaczewa.
- Troels-Smith J. 1955. Karakterisering af lose jordarter. Danmarks Geologiske Undersøgelse IV, Raekke 3, 10: 1-73. Kopenhagen.
- Twenhofel W.H. 1941. Methods of Study of Sediments. New York-London. McGrawHill Book
- Twenhofel W.H. 1950. Principls of Sedimentation. McGraw Hill Book. N. Jork-London.
- Ulskij A.F. 1864. Mikroskopiczeskij analiz gruntow Ładożskowo Oziera. Morskoj Sbornik, 73, 8 (cyt. za Korde 1960).
- Van Hook A. 1937. The rate of adjusment of Calcium Bicarbonate solutions. Journ. of Geol., 45.
- Vallentyne J.R. 1956. Epiphasic carotenoids in postglacial lake sediments. Limnol. and Oceanogr., 1, 1.
- Vallentyne J.R. 1957. Carotenoids in a 20 000 year old sediments from Searles Lake California. Arch. Biochem. and Biophys., 70.
- Wasiliew W.N. 1933. Opyt primienienija stratometra sistiemy B.W. Perfiljewa k isledowaniju I Sterowskich prudow. Matier. po gidrol., gidrogr. i wodnym silam SSSR wyp. 16.
- Wasmund E. 1930. Lacustrine Unterwässerböden Handbuch der Bodenlehre, 5. Springer: 97-189. Berlin (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).

- Wasmund E. 1938. Nomenklatur subaquatischer Sedimente. *Geologie der Meere und Binnengewässer*, 2.
- Weber C.A. 1908. Die wichtigsten Humus- und Torfarten und Ihre Beteiligung an dem Aufbau norddeutscher Moore. In: *Die Entwicklung der Moorkultur in der letzten 25 Jahren*. Best. D. Ver. Z. Förd. d. Moorkultur im Dt. Reiche. Berlin.
- Weisse I.F. 1865. Diatomaceen der Ladoga-See. *Biull. Imp. Akad. Nauk*, 8, 1 (cyt. za Korde 1960).
- Wesenberg-Lund C. 1901. Studier over kalk Bnnenmalm og Sgytje i danske ludser. *Medd. Dansk. Geol. Fov.* 7/8. Copenhagen (cyt za Portner 1951).
- Wetzel A. 1928. Der Faulschlamm und seine ziliaten Leitformen. *Z.f. Morph. u. Okol. d. Tiere*, 13, 1/2.
- Whittaker E. 1922. Bottom deposits of McKay Lake Ottawa. *Proc. Trans. Roy. Soc. Canada*. Ser 3, 16, 4 (cyt. za Pierwolf 1953).
- Wicik B. 1984a. Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. *Prace i Studia Geograficzne IGISR UW* 5: 55-69.
- Wicik B. 1984b. Osady Małego Stawu w Karkonoszach. *Przegląd Geologiczny* 10: 549-551.
- Wiernadskij W.I. 1926. Oczerednaja zadacza w izuczenii jestwiestwiennych proizvoditielnych sił. *Naucznyj Rabotnik*, 7-8 (cyt za Korde 1960).
- Więckowski K. 1959. Pierwsze próby z sondą rdzeniową do pobierania monolitów osadów dennych jezior. *Przegl. Geogr.*, 31, 2: 361-366.
- Więckowski K. 1961. Improved Vertical Core Sampler for Collecting the Bottom Sediments Monoliths. *Bull. de l'Academie Polonaise de Sciences, serie des sci. Geol. et Geogr.*, 9, 2: 129-133.
- Więckowski K. 1966. Osady denne jeziora Mikołajskiego. *Prace Geograficzne IG PAN*: 1-112.
- Więckowski K. 1968. Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski. *Folia Quaternaria* 29: 145-151.
- Więckowski K. 1978. The Silting Processes of the Artificial Water Reservoirs in the Polish Lowland. *Geographia Polonica*, 41: 63-71.
- Więckowski K. 1984. Makroskopowa charakterystyka osadów dennych jezior tatrzańskich. *Prace i Studia Geograficzne WGiSR* 5: 39-54.
- Więckowski K. 1993. Procesy sedymentacji i tempo akumulacji osadów dennych w wybranych jeziorach. W: I. Dynowska (red.) *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*. IG UJ, Kraków: 88-97.
- Wisłouch S. 1924. Beiträge zur Biologie und Entstehung von Heilschlamm der salinen der Krim. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 2, 2.
- Wolstedt v.P. 1951. Eiszeitalter und Gegenwart. *Jahrbuch der Deutschen Quartervereinigung* Herausgegeben im Auftrage des Vorstandes. Band I, II. Ohringen-württ (przekład rosyjski, Moskwa 1955).
- Zalesskij M.D. 1914. O prirode Pila – żełtych tielec bogheda i o sapropelie oziera Bałchasz. *Izw. Geol. Komitietu*, 33, 5.
- Zalesskij M.D. 1920. O Bałchażskom sapropielite i wozmożnom jewo ispolzowanii dla techniczeskich i promyszlennych celiej. *Neft. I Słancowoje Chozjajstwo*, 1.
- Zalesskij M.D. 1928. Ugli i osnovnaja klassifikacija ich po strojeniu i genezisu. *Izw. Saprop. Kommitieta*, 4.
- Züllig H. 1956a. Sedimente als Ausdruck des Zustandes lines Gewässers. *Schweizerische Z.f. Hydrologie*, 18, 1.
- Züllig H. 1956b. Das Kombinierte Ramm-Kolben-Lot, ein leichtes Bohrgerät zur vereinfachten Gewinnung mehrere meter länger ungestörter Sedimentprofile. *Schweizerische. Z. f. Hydrologie*, 18, 2: 208-215.
- Żurek S. 1975. Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy. *Prace Geograficzne IG i PZ PAN* 110: 1-107.
- Żuze A.P. 1939. Paleogeografia wodojemow na osnovie diatomowowo analiza. *Trudy Wierchniewołżskoj Ekspedycji* 4.

Prace nie wymienione w tekście, zamieszczone w wykazie literatury przez dr Więckowskiego

- Afanasiew G.D., 1935. Donnyje otłożenija oziera Sewan.. (Gokcza) *Sb. Bassejn oziera Sewan* 3,2.
- Berg K., Peterson J.C. 1956. Studies on the humic acid lake. *Gribs. Fol. Limnol. Scandinavica*, 8.
- Biezrukow P.Ł., Pietielin W.P. 1960. Rukowodztwo po sboru i pierwicznej obrabotki prob morskich donnych osadkow AN SSSR. *Trudy Inst. Okieanol.*, 44.
- Birkenmajer K., Środoń A. 1960. Interstadiał oryniacki w Karpatach. *Z. Badań Czwartorzędu w Polsce* 9: 9-70. .
- Bitner K. 1960. Torfowisko wysokie w Bagnowie. *Przegl. Geogr.* 32, 4: 487-513.
- Bradley W.H. 1929. The varwes and climate of Green River. *Rep. US. Geol. Surv. Proff. Paper*, 158 E
- Bruckner E. 1905-6. Bericht der Flusskommission. *Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, 88, 89.
- Brand A. 1944. Über den Zelluloseabbou in Seen. *Arch. Hydrobiol.*, 40.
- Brajnikow W., Francis-Boeuf Cl., Romanowsky V. 1943. *Techniques detude des sediments* Hermann, Paris.
- Budaszewski Z. 1962. Torfowiska okolic jeziora Kaczerajno. *Inst. Geogr. UW (msc)*.
- Churski Z. 1961. Role of morphogenetic agents in the dissappearing of Lake basins on selected examples. *Abstract of Papers VI-th Congress. INQUA. Poland 1961*: 45.
- Czebotariewa N.S. 1948. Galiczskaja Łozbina. *Uczenyje Zapiski Moskowskowo Pedagog. Inst.*, 9, 1.
- Danilans I.J. 1957. Holocenowyje presnowodnyje izwiestkowyje otłożenija Łatwii. . *Izd. AN. Łatw. SSR. Ryga*.
- Deevey E. S. 1939. Studies on Conneticut Lake Sediments I.A. *Postglacial Climatic chronology for southern New England. Am. Jour. of Sci.*, 237, 10.
- Deevey E.S. 1942. The biostratonomy at Linsley Pond. *Am. Journ. of Sci.*, 240.
- Deevey E.S. 1964. Preliminary account fossilization of zooplankton in Ropes Lake. *Verh. Int. Limnol.*, 15.
- Deksbach N.K. 1931. Donnoje nasielenije i produktiwnost dna Pieresławskowo Oziera. *Trudy Limnol. Stancji w Kosinie*, 13/14.
- Deksbach N.K. 1951. *Gidrobiologiczeskij oczerk oziera Mołtajewo. Sb. Sapropieli oziera Mołtajewo. Swierdłowsk*.
- Deksbach N.K. 1962. O tierminologii ilowych otłożenij i o nieobchodnosti primienienija obszczebiologiczeskich danych pri ich charakteristike i klassifikacji. *Trudy Swierdłowskowo Siel-Choz. Inst.*, 10.
- Diatomowyj Analiz. 1949-Tom 1 i 2, 1950-Tom 3. *Red. Proszkina-Ławrenko. Gos. Izd. Geolog. Literatury*.
- Discovery Reports. 1932, Vol. 1-25. Cambridge, 1932-1948.
- Ekman S. 1915. Die Bodenfauna des Vättern qualitiv und quantitativ Untersucht. *Inter. Rev. Ges. Hydrobiol. und Hydrogr.*, 7, 2-3.
- Emery G.R., Broussard D.E. 1954. A modified Kullenberg piston corer. *Journ. of Sediment. Petrol*, 24.

- Emery K.O., Dietz R.S. 1941. Gravity coring instruments and mechanics of sediments coring. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52.
- Epsztein W.W., Katajewa G.M. 1951. Fiziko-chimiczeskaja i balneologiczeskaja charakteristika sapropeliewoj zalezi oziera Mołtajewo. *Sb Sapropeli oziera Mołtajewo. Swierdłowski.*
- Epsztein W.W., Galdek M.K. 1955. Fiziko-chimiczeskaja i geochimiczeskaja charakteristika sapropeliej ozier Gułubajewo, M.Garas-Kul i Lebiażje. [W:] *Sb. Sapropieli Gruppy Tjuemienskich Ozier. Tiumenskoje Kniž. Izd.*
- Erdtmann G. 1928. Studies in the postarctic history of the Forest in Northwestern Europe. I. Investigations on the British Isles. *Geol. Förening. i Stockholm Förh.*, 50, 2.
- Frey D.G. 1951. Pollen succession in the sediments of Single tary Lake. *North Carolina. Ecology*, 32.
- Frey D.G. 1958. The Late-glacial cladoceran fauna of a small Lake *Arch. Hydrobiol.*, 54.
- Galon R. 1936. Zagadnienie teras jeziornych w Prusach Wschodnich. *Czas. Geogr.* 14., 2-3 :298-303.
- Galon R. 1948. Podział Polski północnej na krainy naturalne. *Czas. Geogr.* 18, 1-4: 113-122.
- Galon R. 1954. Wstępne wiadomości o zanikaniu jezior w Polsce. *Przegl. Geogr.*, 26, 2: 81-91.
- Galon R. 1956. The problem of the last glaciation in Poland. *Przegl. Geogr.*, 28. Suppl.: 75-93.
- Gams H. 1927. Die Geschichte der Lünzer Seen, Moore und Wälder. *International . Review der. Gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, 18, 5-:305-387.
- Gams H. 1929. Sedimentation und Veermoorung der Lünzerseen und Lünzersees. *Verh. Int. Ver. Limnol.*, 4.
- Garunkstis A., Stanaitis A. 1959. Razwitiye oziera Velewajame w pozdnielednikowoje i w naczale poslelednikowowo perioda. *Trudy Inst. Geolog. i Geogr. Lit. AN.*, 9.
- Gedyminas A. 1956. Nieispolzowannoje bogatstwo. *Sowietskaja Litwa*, 1.
- Gilzen K.K.. 1911. Materiały po issledowaniju prudow Nikolskowo rybowodskowo zawoda. *Izwiestija Nikolskowo Rybowodskowo Zawoda*, 13.
- Gilzen K.K. 1925. Materiały po issledowaniju grunta oziera Głubokowo [W:] *Trudy Gidrobiol. Stancji na Głubokom Ozierie* 6, 2-3.
- Gilzen K.K., Ginzburg I.I. 1930. Issledowanija grunta Onieżskowo Oziera. *Trudy Mineral. Muzeje AN.SSSR*, 4.
- Głuszkow I.N. 1911. O nachożdenii elaterita w Siemirieczenskoj oblasti. *Zapiski Rusk. Techn. Obszcz.*, 5.
- Griczuk W.P. 1943. Niekotoryje woprosy primienienija pylcewowo analiza dla celej rekonstrukcji fizyko-geograficzeskich usłowij. *Sb. Sowietskaja Botanika*, 2.
- Griczuk W.P. 1949a. Typy oziernych ilow. *Trudy Jubilejnoj Sessji k 100-letiju sodnja roźdenija W.W. Dokuczajewa.*
- Griczuk W.P.1949b. Strukturno litologiczeskije typy ilow i niekotoryje zakonomiernosti ich geograficzeskowo rasprostranienija. *Trudy Inst. Geogr. AN SSSR.*, 48, 2.
- Gross H. 1937a. Beiheft zum Botanischen Zentralblatt. *Ab.*, 57.
- Gross H. 1940. Über einige strittige Fragen der Späteiszeit-forschung. *Praechistorische Z.*, 30, 31.
- Groschopf P. 1936. Die postglaziale Entwicklung des Grossen Plöner Sess. *Arch. F. Hydrobiol.*, 30, 1.
- Gudelis W., Kabailiene M. 1958. Allerodskij i doallerodskij periody w Litwie w swietie palinologiczeskich issledowanij otłożenij bołota Napaicio. *Lietuvos TSR. Geol. ir Geogr. Inst. Maksiliniai Pranesimai. Geol. Geogr.*, 6.
- Guide Book of Excursion. – D.North-East Poland 1961. VI-th Congr. INQUA – Poland 1961.
- Hessland I. 1949. Calcareous fresh-water sediments from northern Bohus län. *Artiv. Mineral. Geol.*, 1, 5.
- Hevli R., Martin P.S. 1961. Geochronology of Pluwal Lake Cochise southern Arizona. I Pollen analysis of schorr deposits. *Journ. Arizona Acad. Sci.*, 2, 1.
- Hvorsler M.J., Stetson H.C. 1946. Free fall coring tube. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57.
- Isaczenko B. Ł. 1948. O biogennom obrazowanii karbonata kalcija. *Mikrobiologija*, 17, 2.
- Ispolzowanije sapropielija w sielskom chozjajstwie. 1962. *Trudy Swierdłowskowo Siel-Choz. Inst. Swierdłowski.*
- Iversen J. 1953. Radiocarbon dating of alleröd period. *Science*, 118.
- Jerzilkjan Ł. A. 1949. K woprosu biogennowo obrazowanija trawertitow i kristalłow oziera Sewan. *Mikrobiologiczeskij Sbornik. AN Arm. SSR*, 4.
- Kalinowska K. 1961. Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce. *Przegl. geogr.*, 33, 3: 511-518.
- Kazakow J.I., Towbin B.A. 1930. Chimiczeskij sostaw pelogena i sapropiela ozier Bielowo i Kołomno. *Trudy łabor. genezisa saprop.*, 1.
- Kindle E.M. 1925. The bottom deposits of Lake Ontario. *Transact. Roy. Soc. Canada. Seria 3*, 19, 4.
- Kolbe R.W. 1932. Grundlinien einer allgemeinen Ökologie der Diatomeen. *Ergebnisse der Biol.*, 8.
- Kondracki J. 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Z Badań Czwartorzędu w Polsce 1: 513-597*.
- Kondracki J. 1957. Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. *Geogr. w szkole* 10, 5: 226-240.
- Kondracki J. 1960a. Typy krajobrazu naturalnego środowiska geograficznego. *Przegl. Geogr.*, 32, 1-2: 23-33.
- Kondracki J., Mikulski Z. 1958. Hydrografia dorzecza Krutyni. *PAN. Prace Geograficzne IG PAN: 1-87.*
- Kondracki J., Pietkiewicz St. 1961. The last glaciation and the terminal stages of the Middle-Polish glaciation in NE Poland. *Guide Book of Excursion D. North-East Poland VI-th Congr. INQUA Poland 1961.*
- Kondracki J., Szostak M. 1960. Geomorfologia i hydrografia jezior okolic Węgorzewa. *Roczn. Nauk. Roln.*, 77 B.
- Korde N.W. 1953. I. Metodika izuczenija donnych otłożenij 11. Metodika biologiczeskowo analiza donnych otłożenij. *Trudy Łaborat. Saprop. Otłożenij.*, 1.
- Korde N.W. 1954. Tipologija sapropeliewych otłożenij. *Trudy Inst. Torfa AN BSSR*, 3: 95-108.
- Korołec H. 1964. Zastosowanie limnigrafu do badania pionowych ruchów pokrywy lodowej. *Przegl. Geogr.*, 36, 2: 319-325.
- Kuenen Pb. H. 1932. Die Viermetertröhre der „Snellius” Expedition. *Ann. der Hydrogr. u Maritimen Meteorologie.*
- Kudinow J.I. 1957. Wibroporszniewaja gruntowaja trubka. *Trudy Inst. Okieanologii AN SSSR 25.*
- Kudriaszow W.W. 1920. K woprosu o pogranicznom gorizontie średnierusskich torfjanikow. *Wiestnik Torfjanowo Dieła za 1918*, 4.
- Kudriaszow W.W. 1924. Osnownyje momenty istorii Kosinskich ozier. *Trudy Biologiczeskoj Kosinskoj Stancji 1, 1. Moskwa.*

- Kudriaszow W.W. 1928. O rasprostranienii wierchniewo atlantyczsko-gorizonta torfjanikow. Dniwnik Wsiesojuzn. Sjezda Botanikow w 1928, Leningrad.
- Kuzniecowa S.I. 1950. Mikrobiologiczeskaja charakteristika procesow raspada organiczeskowo wieszczestwa w ilowych otłożenijach. Trudy Laborat. Saprop. Otłożenij, 4.
- Kuzniecowa S.I. 1952. Rol mikroorganizmow w krugoworocie wieszczestw w oziarach. Izd. AN SSSR. Moskwa.
- Lauterborn R. 1916. Die sapropelische Lebewelt Ein Beitrag zur Biologie des Faulschlammes natürllicher Gewässer. Verh naturhist-mediz. Ver. Heidelberg NF. 13 (cyt. za Grosse- Brauckmann 1961).
- Lenz F. 1921. Schlamm-schiftung in Binnenseen. Naturwischer, 9, 18.
- Lepniewa S.G. 1950. Žizn' w oziarach. Sb. Žizn' Presnych Wod SSSR. Izd. AN ZSSR, M-L.
- Lundquist G. 1940. Sjösediment fran Gotland. Sveriges Geologiska Undersökning C, 434: 1-143. (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Magnus F. 1962. Pollen profiles of Late Pleistocene and recent sediments from Weber Lake Minnesota. Ecology, 43, 2.
- Martin P.S. 1958. Taiga-Tundra and the full-glacial period in Chester County. Pensylwania. Am. Journ. of Sci., 256.
- Martin P.S. 1963. Geochronology of pluwial Lake Cochise, Southern Arizona. II. Pollen analysis of 42 m core. Ecology, 44, 3.
- La Mer. 1953. red. Romanowsky V., Francis Boeuf C., Boucard J. Paris. Librairie Larousse.
- Mołczanow T.W. 1929. K metodike izuczenija oziar kak miestorożdienij sapropelitow. Trudy II. Wsiesojuznowo Sjezda Gidrologow, 2.
- Mołczanow T.W. 1933. Oziara i sapropelitowyje otłożenija Wałdajskoj wozwyszennosti. Trudy Geomorfol. Inst., 6.
- Murray J., Renard A.F. 1891. Report the deep sea deposits based on the specimens collected during the voyage HMS Challenger in the years 1872-76 (cyt. za Shepard 1948).
- Nadson G.A. 1928. Beitrag zur Kenntnis der bakteriogenen Kalkablagerungen. Arch. F. Hydrobiol., 19, 1.
- Nechay W. 1927. Uwagi o genezie jezior rynnowych i jeziorek dyluwialnych (oczek). II Zjazd Słowińskich Geografów i Etnografów, Sec. II, Lwów.
- Nejzstadt M.I. 1929. O wzroście torfjanich bolot Sredniej Rossii. Wiestnik Torfjanowo Dieła 2: 38-52.
- Nilsson T. 1935. Die Pollenanalytische Zonengliederung der spät und Postglazialen Bildungen Schonens. Geol. Foren. i Stockholm Förhänl., 57, 3 (cyt za Korde 1960).
- Nilsson T. 1948. On the Application of the Scanian postglacial Zone System to Danish Pollen Diagrams. Kopenhagen.
- Ohle W. 1935. Chemische und physikalische Charakteristik einiger Teiche des Militisch-Trachenberger Grenzkreises. Z. f. Fischerei., 33, 4 (cyt. za Korde 1960).
- Ohle W. 1937. Kolloidgele als Nährstoffregulatoren der Gewässer. Die Naturwissenschaften, 29 (cyt. za Korde 1960).
- Olszewski P., Paschalski J. 1959. Wstępna charakterystyka limnologiczna niektórych jezior Pojezierza Mazurskiego. Zesz. Nauk. WSR w Olsztynie 4.
- Palczyński P.I., 1920. K woprosu ob oziarom Bałchaszke kak miestorożdienij promyslennowo syrija. Nieft i slancowojce chozjajstwo, 1/3.
- Paschalski J. 1962. Letnie uwarstwienie węglanowości w jeziorach mazurskich. Zesz. Nauk. WSR w Olsztynie, 14, 4: 405-423.
- Perfiliew B.W. 1933. K bliżajšim zadaczam izuczenija ilowych otłożenij Pribaltijskowo Bassejna. Trudy IV Gidrol. konf. Prialtijskich stran. Sekcja Oziar, 44. Leningrad.
- Pertkiewicz A. 1962. Torfowiska okolic Szerokiego Boru. IG UW (mcs.).
- Peterson H. 1946. Oceanographic work in the Mediterranean. Geogr. Journ. 107.
- Piggot C.S. 1936. Apparatus to secure core sampler from the ocean bottom. Bull. Geol. Soc. Am., 47.
- Pietkiewicz S. 1928. Pojezierze Suwalszczyzny Zachodniej. Przegl. Geogr. 18, 3-4: 168-222.
- Pietkiewicz St. 1947. Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej. Czasopismo Geogr. 18,1-4, 123-169.
- Poreckij W.S., Markow K.K., Szljapina E.W. 1934. O kolebanijach urownija Ładożskowo i Onieżskowo oziar w poslednikowojce wremija. Trudy Kom. po izucz. Czwetwicznowo Pierioda 4, 1: 71-113.
- Post L. 1924. Ur de sydsvenska skogarnas regionale historia under post arktisk tid. Geol. Foren, i Stockholm Forhandl. 46,1-2: 83-128 (cyt. za Korde 1960).
- Potzger J.E. 1956. Pollen profiles as indicator in the history of lake filling and bog formation. Ecology, 37.
- Proszkina-Ławrenko A.I. 1953. Diatomowyje wodorosli kak pakazatieli solenosti wody. Diatomowyj Sbornik. Izd. LGU. Leningrad.
- Reissinger A. 1935. Methode der bohrungen in Seen zur Untersuchung von Sedimentschichten. Intern Rev. D. Ges. Hydrol. U. Hydrol., 33. Leipzig (cyt. za Pierwolf 1953).
- Rough J. 1943. Traite l'océanographie phisique. Sondages. Paris. (cyt. za Śnieżyński 1951).
- Rossolimo Ł. Ł. 1961. Niekotoryje czerty iz proszłogo Głubokogo oziara. Sb. Woprosy Golocena. Izd. K VI-mu Kongr. INQUA, Vilnius: 285-309.
- Rozenberg Ł. A. 1950. Fiziko-chimiczskije usłowija bakterjalnowo osażdienija kalcija. Mikrobiologija, 19, 5.
- Rust. A., Gripp, Schütrumpf. 1937. Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meinendorf. Neumünster (cyt. za Woldstedt 1951).
- Samojłow Ł. W., Rożkowa J.W. 1925. Otłożenija kremnieziema organiczeskowo proischożdienija. Trudy Inst. Prokladnoj Mineral. i Mietahurgii, 18.
- Sapropieli oziara Mołtajewo Swierdłowskiej Oblasti. 1951.
- Sapropieli Gruppy Tiumenskich Oziar i ich leczebnyje swojstwa. Ti-umenskoje kniżn. Izd. AN SSSR.
- Sapropieli i ich ispolzowanije. 1958. Inst. Torfa. AN BSSR. Mińsk.
- Seibutis A. 1962. O stratigraficzskom znaczenii dwuchsłojnych torfjanistych podsapropeliewych obrazowanij. Trudy AN Lit. SSR. Ser. B, 3, 30 173-178.
- Shepard F. 1948. Submarine Geology. N. York. (rozdz. II).
- Siemienowicz N.I. 1954. Izuczenije termiczskowo režima donnych otłożenij oziar. Trudy Łab. Oziarowiedienija AN SSSR, 3.
- Skadowskij S.N. 1949. O znaczenii kalcija pri formirowanii i priewraszczienii organiczeskowo wieszczestwa oziarnych otłożenij. Biul. Moskowskowo Obszcz. Ispit. Prirody, 56, 2.
- Słowański W. 1961. Wczesnoholocenijskie osady w Lasce kolo Brus. Kwart. Geol., 5, 3: 719-736.
- Srokowski S., 1930. Jeziora i moczary Prus Wschodnich. Wojskowy. Instytut Wydawniczy. Warszawa: 1-137.
- Stalberg N. 1924. Nagra undersökninger over Vatterngytta beskaffenhet. Geol. Foren. Forhandl., 46, 1/2 (cyt. za Pierwolf 1953).
- Stangenberg M. 1937. I. Charakterystyka limnologiczna jezior grupy Kleszczowieckiej i Hańczańskiej na pojezierzu suwalszczyzny. II. Materiały do znajomości przebiegu cyrkulacji wiosennej w jeziorach Suwalskich. III. Fosforany, azotany, siarczany i chlorki jezior

- Wigierskich. Instytut Badań Lasów Państwowych, Seria A, Rozpr. i Spraw. 23, 24, 25: 1-13.
- Strom M 1926. Norwegian Mountain Algae. Akad. Oslo Mat. Naturvid. Klasse., 2 (cyt. za Korde 1960).
- Strom M. 1928. Production biology of temperate lakes. Inst. Rev. Hydrobiol. Hydrograf., 19 (cyt za Portner 1951).
- Sugawara K. 1934. Liesegang stratification developed in the diatomaceous gyttie from Lake Haruna, and problem related to it. Bull. Chem. Soc. Japan., 9, 9 (cyt. za Pierwolf 1953).
- Sukaczew W.N. 1904. Predwaritielnyj otczot ob issledovanii bolot w okrestnostijach Borodinskoj biologičeskoj stancji w Bologom. Trudy S.Pietersburskowo obszcz. jestiestwoispitatielej 35, 1 (cyt. za Korde 1960).
- Sukaczew W.N., Barysznikowa I.A., Borodina T.P. 1943. Sapropiel i jewo znaczenie w sielskom chozjajstwie. Izd. AN ZSRR. Moskwa.
- Sulija K. 1962. Primienienije Radiouglerodnowo metoda dla celjej stratygrafii i absoliutnoj geochronologii czetwierticznych otłożenij. Geograficzeskij Jeżegodnik. Wyd. AN LSSR, 5, Wilnius.
- Swain F.M., Meader R.W. 1958. Bottom sediments of southern part of Pyramid Lake Nevada. Journ. of Sed. Petrology, 28, 3.
- Synowiec A. 1961. Über die zahlenmässige Bestimmung von -und Relief und Witterungselnfluss auf einen See. Verh. int. Ver. Limnol., 14: 65-69.
- Synowiec A. 1962. Termika jeziora Mikołajskiego. Jego warunki fizyczno- geograficzne. Studium Stateczności Pionowej. Praca doktorska (mcs).
- Szeszczukowa W.S. 1946. K istorii Wodojomow Zauralja. Dokłady AN ZSRR, 51, 3.
- Szostak M. 1961. Charakterystyka morfologiczna i hydrograficzna południowej części rynny mikołajskiej. Dokum. Geogr. IG PAN 2: 9-51.
- Szostakowicz W. B. 1934. Iłowye otłożenija ozier i pieriodiczeskije kolebanija w jawlenijach prirody. Zapiski Gos. Hidrolog. Inst., 13.
- Szostakowicz W.B. 1941. Słoiście iłowye otłożenija i niekatoryje woprosy geologii. Izw. Wsies. Geogr. Obszcz., 73, 3.
- Szturm Ł.D. 1939. Oziera Zauralja i ich iłowye otłożenija. Trudy Laboratorii Genezisa Sapropelija, 1.
- Tanfiliew G.I. 1900. Nieskolko danych o strojeni podmoskownych torfjanikow. Zemlewjedjenje 7, 1-2: 79-86.
- Taytsch L. 1952. Osady jeziorowe i podtorfowe, ich klasyfikacja i znaczenie praktyczne. Prace Inst. Torfowego 2, 1: 9-24.
- Thelling E. 1916. En Kaledonik fytoplankton-formation. Svensk. Bot. Tidskr., 10 (cyt za Korde 1960).
- Thienemann A. 1922. Biologische Seetypen. Arch f. Hydrobiol., 13 (cyt. za Korde 1960).
- Thienemann A. 1925. Die Binnengewässer Mitteleuropas 1. Schweiserarbart'sche Verlag Stuttgart (cyt. za Hansen 1959b).
- Titow J.M. 1949. O chimiczeskom sostawie zoły Uralskich sapropeliej i k woprosu ob obrazowanii izwiestkowistych sapropeliej. Trudy Łab. Saprop. Otłożenij 3.
- Titow J.M., Kowalew W.P. 1951. K woprosu ob obrazowanii sapropeliej w ozierze Moltajewo. Sbornik Sapropieli Oziera Moltajewo. Swierdłowski.
- Tjuremnow S.N. 1928. Geobotaniczskoje issledowanije bolot wostocznoj czastii C.P.O. Torfjanoje Dieło, 7.
- Tjuremnow S.N. 1931. Bolota Bieloruskoj Riespubliki. Torfjanoje Dieło, 1.
- Twenhofel W.H. 1933. The physical and chemical characteristic of the sediments of Lake Mondota Wisconsin. Journ. Sed. Petrol. 3.
- Twenhofel W.H., McKelvey V.E. 1939. Sediments of Devils Lake a eutrophic-oligotrophic lake of southern Wisconsin. Journ. Sed. Petrology 9.
- Udincew A.P., Lisicyń W.F., Kanajew N.L., Zienkiewicz F.I., Ganpancerow. 1956. Konstrukcja porszniewoj trubki s awtomatycznej stabilizacji porsznija. Trudy Inst. Okieanol. AN SSSR, 19.
- Ussing N.V. 1903. Om Jyllands Hedesletter og Teorierne om deres Dan-nelse Overs k danske. Vid. Selsk. Forh. (cyt. za Woldstedt 1951).
- Vallentyne J.R., Swabey Y.S. 1955. A reinvestigation of the history of Lover Linsley Pond. Connecticut. Am. Journ. of Sci., 253.
- Vallentyne J.R. 1963. Isolation of pyrite spherules from recent sediments. Limnol. and Oceanogr., 8, 1.
- Waksmann S. 1933. On the distribution of organic matter in the sea bottom and origin of marine humus. Soil Sci., 36. N.Brunsvik (cyt za Hansen 1959a).
- Wasmund E. 1939. Sedimentatiogeschichte des Grossen Jasmunder Bodens. Geol. der Meere und Binnengewasser, 3. (cyt. za Portner 1951).
- Weber C.A. 1900. Über die Moore, mit besonderer Berücksichtigung der zwischen Unterwasser und Unterelbe liegenden. Jber Männer v. Morgenstern 3. GSTMuende, Schippers Verlag.
- Weber C.A. 1903. Über Torf, Humus und Moor Versuch einer Begriffbestimmung mit Rücksicht auf die Kartierung und die Statistik der Moore. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 17 (cyt. za Grosse-Brauckmann 1961).
- Welten M. 1944. Pollenanalytische stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. Veroff. Geobotan Inst. Rübel. 21 Zürich: 1-201 (cyt. za Portner 1951).
- Werth E. 1907. Studien zur glazialen Bodengestaltung in den Skandinavischen Ländern. Z. Erdkunde. Berlin (cyt. za Woldstedt 1955).
- Werth E. 1909. Fjörde, Fjaerde und Fjörden. Z. f. Gletscher (cyt. za Wolstedt 1955).
- Werth E. 1917. Das Eiszeitalter 2. Aufl. Berlin Göschen (cyt. za Wolstedt 1955).
- Wesenberg-Lund 1905. A comparative study of lakes of Scotland and Denmark. Proc. Roy. Soc. Edinburg, 25 (cyt. za Korde 1961).
- Wesenberg-Lund 1909. Om Linologiens betydning for Kvartergeologien. Geol. Foren, i Stockholm Förth, 31, 6 (cyt za Korde 1961).
- Williams F.T. Elisabeth Mc. Coy E. 1934. On the role of microorganisms in the precipitation of calcium carbonate in the deposits of fresh water lakes. Journ. Sed. Petrol, 4.
- Williams F.T., Elisabeth Mc Coy. 1935. The Microflora of the mud deposits of Lake Mendota. Journ. Sed. Petrol., 5.
- Wilson L.R., Cross A.T., 1941. A study of the plant microfossil succession in the bottom deposits of Crystal Lake. Vilas county, Wisconsin and the peat and adjacent bog. Am. Journ. Sci., 241.
- Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem „Meteor“. 1925-1927. Berlin-Leipzig.
- Wiggers A.J. 1961. Subdivision of holocene in the Netherlands. Abstract of Papers. Vth Congress INQUA. Poland 1961.