

WOJCIECH STANKOWSKI
Instytut Badań Czwartorzędu
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza

MORFOGENEZA JEZIORA LEDNICKIEGO I JEGO OBRAMOWANIA (Doniesienie wstępne)

Rzeźba pojeziernych obszarów Wielkopolski jest genetycznie związana z ostatnim zlodowaceniem – tzw. zlodowaceniem vistuliańskim. Maksymalny zasięg lądolodu tego okresu dokonał się około 20 000 BP (A. Stankowska, W. Stankowski 1979, M. F. Pazdur, W. Stankowski, K. Tobolski 1981, S. Kozarski 1981). Zanik pokrywy przebiegał w warunkach fazowych zmian klimatu, co generalnie wyraziło się odstępowaniem czoła, ale przy obecności okresowych drobniejszych nasunięć i oscylacji. Po maksymalnym nasunięciu lądolodu do strefy tzw. fazy leszczyńskiej nastąpiła recesja, a następnie znajdujący się w równowadze dynamicznej skraj lądolodu uformował strefę marginalną tzw. fazy poznańskiej. Aktywne czoło lądolodu tej fazy (L. Kasprzak – maszynopis pracy doktorskiej) utrzymywało się przez pewien czas w środkowej Wielkopolsce na linii od wzniesień Moraskiej Góry i Dziewiczej Góry w rejonie Poznania przez pagórki koło Imielenka na S od Lednogóry i dalej ku wzniesieniom po południowej stronie Gniezna (ryc. 1). Kształtowanie rzeźby fazy poznańskiej dokonało się około 18 400 BP (S. Kozarski 1962, 1981).

Wskutek dokonujących się zmian klimatu lądolód zaczął ustępować. Recesję cechowały oscylacje, tj. przerwy w generalnym cofaniu się czoła wyrażone nieznacznymi nasunięciami i krótkookresowymi fazami stabilizacji. Zapisem pierwszej oscylacji jest ciąg pagórków na linii Potarze – Dzwonowo – Lubowo, tzw. oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej (S. Kozarski 1962). Pagórki te wyznaczają południowe obramowanie rynny jeziora Lednickiego.

Na czas fazy poznańskiej, oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej, kolejnej recesji czoła lądolodu oraz młodszej oscylacji gnieźnieńskiej przypadł podstawowy okres formowania zrębów rzeźby glacialnej rynny Jeziora Lednickiego oraz jej obramowania. Miało to miejsce około 18 000 BP.

Znaczącym elementem stosunków geomorfologicznych omawianej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej, elementem ważnym również dla badań archeologicznych jest rynna glacialna, w której występuje Jezioro Lednickie.

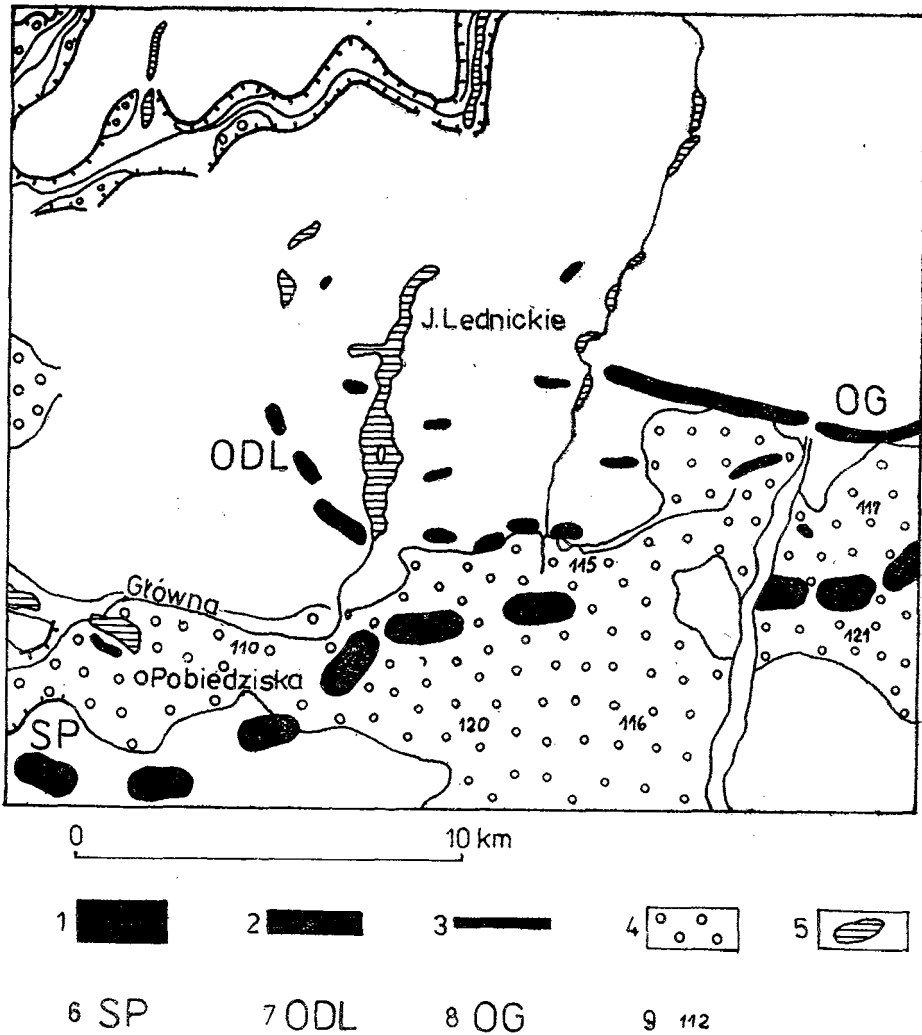
Formy rynien jeziornych swe powstanie zawdzięczają polodowcowej erozji wód (erozja subglacialna i eworsja), bądź egzaracyjnej działalności lodu lodowcowego. Rynna lodowcowa, w której występuje Jezioro Lednickie oraz inne drobniejsze zbiorniki wodne znajdujące się po północnej stronie, powstała wskutek subglacialnej erozji i eworsji wód lodowcowych. Wskazuje na to skomplikowany zarys rynny trudny do uformowania w warunkach ewentualnej tak ogromnej zmienności kierunków wąskich pasm przydennych strumieni lodu. Ponadto podłużny profil omawianej rynny wykazuje liczne przegłębienia i elewacje między nimi. W misie Jeziora Lednickiego mają miejsce lokalne głębie i progi wreszcie występują tam niewielkie wyspy.

Jak to już wspomniano recesja czoła lądolodu z oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej miała oscylacyjny charakter. Po wzmiankowanej oscylacji nastąpiła tzw. oscylacja gnieźnieńska (S. Kozarski 1962), podczas której obszar wokół Jeziora Lednickiego odsłonił swą młodoglacjalną rzeźbę. Okazała się nią słabo urozmaicona wysoczyzna dennomorenowa zbudowana przeważnie z cienkich glin piaszczystych i piasków gliniastych, obramowana na północy pagórkami gnieźnieńskimi (oscylacja gnieźnieńska), zamknięta od południa pagórkami oscylacji dzwonowsko-lednogórskiej i występującymi jeszcze bardziej na południe płaskimi powierzchniami akumulacji sandrowej (por. ryc. 1). W ówczesnym krajobrazie nie było jeszcze Jeziora Lednickiego w aktualnym jego wyrazie. Wycięte w podłożu lodu rynny glacialne wypełniały bryły lodów martwych.

Jest bardzo prawdopodobne, że ponad lodami martwymi konserwującymi najgłębsze partie rynny glacialnej oraz w obrębie słabo zaznaczonego obniżenia rynny egzystowały względnie wysoko usytuowane rozlewiska i obszary podmokłe. O istnieniu na omawianym obszarze wysokiego stanu wód już wówczas, a być może także później świadczą spłaszczenia — półki jeziorne usytuowane około 3 a nawet 4 m powyżej współczesnego przeciętnego poziomu jeziora. Przedstawione dane geomorfologiczne i sedymentologiczne świadczące o istnieniu wysokiego stanu wód znajdują potwierdzenie w wynikach badań gleboznawczych. Wokół dzisiejszego jeziora oraz w rozległych obniżeniach wysoczyzny morenowej, mniej więcej do rzędnych około 113 m n.p.m. a nawet 114 m n.p.m. pedogeneza związana była z silnym nawilgoceniem podłoża.

Nadal otwartą pozostaje jednak kwestia precyzyjnego określenia wieku stwierdzonego wysokiego stanu wód i obecności rozlewiska. Najprawdopodobniej istniały one bezpośrednio po ustąpieniu lądolodu i mogły także występować z przerwami aż do czasu ostatecznej degradacji wieloletniej zmarzliny i wytapiania się brył lodów martwych stale konserwujących rynnę glacialną.

Wytopienie zagrzebanych lodów martwych na Wysoczyźnie Gnieźnieńskiej nastąpiło w Allerodzie (S. Kozarski 1963). Ten ważny fakt morfogenetyczny miał miejsce około 12 000 BP — 11 000 BP i od tego czasu w krajobrazie omawianego obszaru pojawiło się Jezioro Lednickie, które w toku późniejszych przemian przy-



Ryc. 1. Sytuacja geomorfologiczna rynny jeziora Lednickiego
(wg. S. Kozarskiego 1962)

1 – moreny czołowe fazy poznańskiej, 2 – moreny czołowe oscylacyjne, 3 – moreny czołowe bez wyraźnej przynależności, 4 – sandry, 5 – jeziora, 6 – „Stadium poznańskie” – faza poznańska, 7 – oscylacja dzwonowsko-lednogórska, 8 – oscylacja gnieźnieńska, 9 – wysokości n.p.m.

brało aktualną postać. Historia jeziora okazuje się złożona przede wszystkim w kontekście zmian poziomu wody i wypełnienia misy utworami biogenicznymi.

Trzeba przyjąć jako bardzo prawdopodobne, że wraz z ostatecznym degradowaniem wieloletniej zmarzliny i wytapianiem brył lodów martwych pojawił się płytki i znacznie rozleglejszy od współczesnego zbiornik wodny. Wolno tak sądzić przez analogię do obserwacji poczynionych w różnych częściach Polski (J. Stasiak

1963, R. Gołębiewski 1976, B. Nowaczyk 1985). Może to właśnie wówczas ostatecznie uformowane zostały najwyższe stwierdzone półki jeziorne. Sugestia ta wymaga jednak konkretnego udokumentowania szczególnie w zakresie datowań.

W świetle dotychczasowego stanu wiedzy, na przełom późnego vistulianu i holocenu inicjalny zbiornik wyraźnie obniżył swój poziom i jezioro przyjęło zasięg zbliżony do współczesnego. Podczas ostatnich 9000 lat Jezioro Lednickie okresowo zmieniało poziom swych wód, a więc także swe rozprzestrzenienie i zarys linii brzegowej. Owe zmiany warunkowane były czynnikami klimatycznymi — zmieniających się sum opadów i długookresowych zmian temperatury, a także oddziaływaniem czynników lokalnych — typ jeziora i sposób zasilania, położenie względem bazy erozyjnej, naturalne bądź antropogeniczne zmiany w zasileniu otaczającego terenu. Rolę takich czynników w okresowych zmianach poziomu wód różnych jezior na terenie Polski ukazali między innymi J. Stasiak 1963, M. Szostak 1967, H. Karolec 1968.

W obrębie misy Jeziora Lednickiego zgromadzono geomorfologiczne i sedymentologiczne dowody wahań poziomu wód. Są nimi półki teras jeziornych układających się w przedziałach wysokościowych względem lustra wody podczas badań prowadzonych w 1985 i 1986 r.:

półki wyższe	— 65 (80) — 105 (120 cm)	ponad poziomem wody
półki niższe	— 20 — 40 cm	ponad poziomem wody
półki podwodne	— 30 — 50 (80 cm)	poniżej poziomu wody

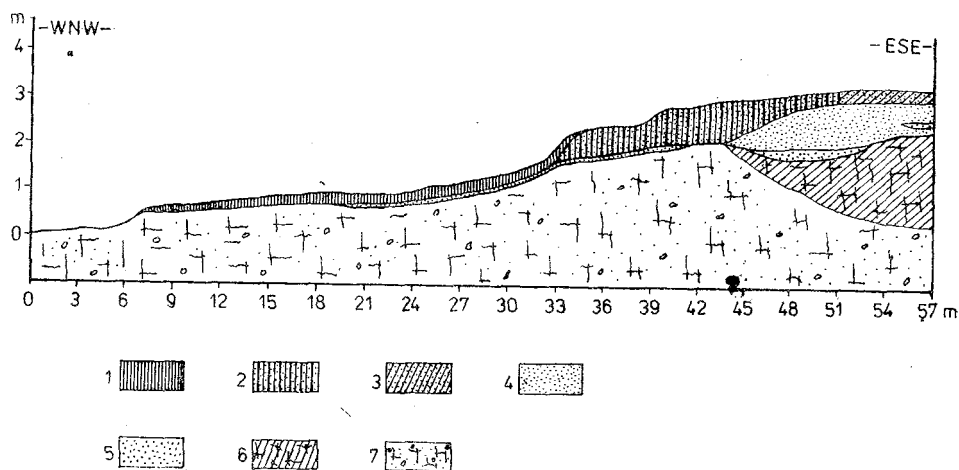
Półki te mają charakter poziomów abrazyjnych oraz abrazyjno-akumulacyjnych. Na serie akumulacyjne składają się osady mineralne (procesów grawitacyjnych i akumulacji wód oraz wód falujących i dopływających), a przede wszystkim osady jeziorne.

Misa Jeziora Lednickiego w znacznej części rzeźby podwodnej, a szczególnie w części nadwodnej jest misą asymetryczną. Brzegi wschodnie z reguły są strome, natomiast brzegi zachodnie połogie. Zatem zmiany poziomu wody inaczej zaznaczyły się morfogenetycznie w obrębie poszczególnych brzegów.

Na brzegach wschodnich utworzone zostały przede wszystkim półki abrazyjne wycięte w glinach morenowych i utworach fluwioglacjalnych. Poza zespołem podstawowych półek niższych (20 - 40 cm), gdzie obserwuje się cienkie pokrywy akumulacji jeziornej, bądź przyjeziornej, na powierzchni dominują utwory pochodzenia glacialnego niejednokrotnie pogrzebane pod osadami procesów grawitacyjnych (ryc. 2). Procesy grawitacyjne w wielu miejscach zmniejszyły przestrzenny, widoczny w terenie, zasięg podstawowych teras z okresu ich formowania. Złożone procesy wielokrotnych — często krótkotrwałych wahań poziomu wody doprowadziły do wycięcia słabo zaznaczonych nowych generacji półek, również w maskujących starsze terasy utworach grawitacyjnego pochodzenia (por. ryc. 2).

Na połogich, zachodnich brzegach jeziora — poza stromymi brzegami równoleżnikowo zorientowanej wąskiej zatoki i na odcinkach brzegu po północnej stronie wsi Imiołki — półki abrazyjne rysują się słabo. Połogie skłony rynny jakoby w na-

turalny sposób wyznaczały tam bowiem powierzchnie abrazyjne i to niezależnie od zmian poziomu wody w zbiorniku. Natomiast lokalne zatoki z większymi przegłębieniami dna kryją w sobie zapis intensywnych i zróżnicowanych procesów biogenicznej akumulacji. Na podstawie badań przeprowadzonych na współczesnych biogenicznych powierzchniach koło wsi Imiołki oraz Rybitwy rozpoznano mułki, gytie i torfy zaakumulowane na utworach glacialnych i fluwioglacialnych.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez tereny jeziorne na N od wsi Dziekanowice. 1 – torfy i osady akumulacji bagiennej, 2 – piaski humusowe, 3 – piaski gliniaste, 4 – piaski drobno i średnioziarniste, 5 – piaski gruboziarniste i żwirki, 6 – gliny morenowe brązowe, 7 – gliny morenowe szare

Najgłębiej, bezpośrednio na osadach pochodzenia glacialnego, zalegają niebiesko-szare mułki jeziorne oraz drobnopiaszczyste gytie będące zapisem akumulacji w dosyć głębokich zbiornikach. Mogły one powstawać w okresie, gdy kształtowały się półki wyższe (65 - 120 cm).

Później nastąpił poważny spadek poziomu wód jeziora – poniżej aktualnego jego stanu. Zapisem tego obniżenia poziomu wód są podwodne półki wycięte częściowo w piaskach jeziornych, a nawet w gytiach. Tylko w najgłębszych partiach ówczesnego cofniętego brzegu nadal osadzały się gytie wapienneo detrytusowe ze znaczną zawartością substancji organicznej.

Ponowne podnoszenie się poziomu wody w jeziorze przy dosyć wyraźnych wahaniami, w tym również okresowych obniżeniach, zapisało się sedimentacją gytii wapiennych z dużą ilością detrytusów muszlowego. W stropowych partiach tych gytii sięgających niewiele poniżej aktualnego poziomu wody w jeziorze (około 0,3 maksymalnie około 1,2 m) spotyka się piaszczyste przewarstwienia materiału spłukiwanego z obramowania jeziora. Był to czas formowania cokołów półek niższych 20 - 40 cm.

Kolejne dosyć wyraźne obniżenie poziomu wody wyznaczyło czas wkraczania na cokoły niższych półek roślinności torfowej. Narastanie torfów przebiegało w wa-

runkach labilnego poziomu wody w jeziorze. W pewnym, bliżej nieokreślonym krótkim okresie, wody podniosły się tak dalece, że zatopiły zespoły półek niskich, a nawet zaznaczyły się drobnymi półeczkami abrazyjnymi drugiej generacji wyciętymi w utworach pochodzenia grawitacyjnego – utworach maskujących abrazyjne półki wyższe i częściowo zmniejszających rozprzestrzenienie półek niższych (por. ryc. 2).

Po krótkotrwałym wysokim stanie, poziom wód obniżył się mniej więcej do współczesnego stanu. Kontynuowane było narastanie torfów. W tym poziomie jeziornym (20 - 40 cm) natrafiono w Imiołkach na zagadkowe pasy kamieni, których układ posiada wszelkie cechy świadomego ułożenia. W wierceniach tego poziomu wykonanych u podnóża wału w zachodniej części wyspy Ostrów Lednicki natrafiono na fragmenty ceramiki, pochodzącej z X - XI w. (ustna informacja mgr Dzieciolowskiego).

Przedstawione wstępne wyniki badań morfogenetycznych w rejonie Jeziora Lednickiego, badań realizowanych przez autora i współpracujących z nim magistrantów Leszka Kolendowicza, Małgorzaty Mazurek i Lechosława Rybki, pozwoliły na sformułowanie przedstawionej hipotezy zerowej. Hipoteza ta wymaga weryfikacji w postaci trwających i planowanych prac geomorfologicznych, geochemicznych oraz badań malakofauny, a nade wszystko badań paleoekologicznych, które realizuje prof. dr hab. K. Tobolski ze swoimi współpracownikami.

Autor jest świadom wstępnego charakteru niniejszego doniesienia, które może być obciążone lukami, a nawet błędami w precyzyjnym odczytaniu wahań poziomu wody jeziora Lednickiego podczas holocenu. Wynika to z aktualnego, początkowego etapu badań.

LITERATURA

- Gołębiewski R. 1976, *Osady denne Jezior Raduńskich*. Gdańskie Tow. Nauk., Wydz. V Nauk o Ziemi, Gdańsk.
- Kasprzak L. 1987, *Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej*. Maszynopis pracy doktorskiej.
- Karolec H. 1968, *Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej jeziora Mikołajskiego*. Pr. Georg. IG PAN, nr 73, Warszawa.
- Kozarski S. 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci – Warty*, TPN Pr. KG – G, II/3, Poznań.
- Kozarski S. 1963, *O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce zachodniej*, BFn PZ 11, Poznań.
- Kozarski S. 1981, *Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej*. PAN, Oddział w Poznaniu, Geografia 6, Warszawa – Poznań.
- Nowaczyk B. 1985, *Rozwój geomorfologiczny rynny glacialnej jezior Kórnicko – zaniemyckich (Bnińskich) w aspekcie osadniczym (w:) Materiały do studiów nad osadnictwem bnińskim, t. IV, Poznań.*

- Pazdur M. F., Stankowski W., Tobolski K. 1981, *Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina*. BFz PZ 33, seria A, Geografia fizyczna.
- Stankowska A., Stankowski W. 1979, *The Vistulian till covering stagnant water sediments with organic sediments*. Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979, Guide — book of Excursion.
- Stasiak J. 1963, *Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 42, Warszawa.
- Szostak M. 1967, *Pochodzenie jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 58, Warszawa.

THE MORPHOGENESIS OF THE LEDNICA LAKE AND THE
SURROUNDING AREA
(PRELIMINARY REPORT)

Summary

The Lednica Lake basin was formed as a result of subglacial erosion about 18.000 yr BP. The ice cover decayed over that period due to oscillations. One of them was the so-called Dzwonowsko-Lednogórska oscillation whose marginal forms surround Lednickie Lake basin to the south. The later oscillation, the so-called Gniezno oscillation, affects the region under discussion to the north. During the recession of the continental glacier the basin concavity was filled with blocks of dead ice. As late as about 12.000 yr BP the Lednica Lake formed as a consequence permafrost degradation and dead ice melting. It is presumed that a shallow water basin which was more extensive than the modern one appeared as permafrost became ultimately degraded. The formation of the lake shelves occurring about 3 and 4 m above water level can be linked to the high water stage. At the turn of the Late Vistulian the water table level in the basin was markedly lowered and the lake extent resembled the present one. In the last 9.000 years the Lednica Lake has changed periodically its water level as well as its extent and shoreline. This resulted in sets of basic lake shelves (upper shelves 65 - 105 cm, lower shelves 20 - 40 cm and submerged shelves 30 - 50 (80) cm below the present level) and in sets of tiny ledges of the so-called second generation, indicative short though significant changes in the water level.

Abrasion shelves were mostly produced on the eastern lake shores. They remain indistinct on the sloping western shores. On the other hand, local bays with deeper portions at the bottom keep a record of a variety of intense biogenic accumulation processes.

The present paper is preliminary in its nature and calls for further geomorphological studies, especially palaeoecological research which will use radiometric dating.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. Geomorphologic setting of the Lednica Lake basin (after Kozarski S. 1962). 1. end moraines, belonging to the Poznań phase, 2. oscillatory end moraines, 3. end moraines non-classifiable 4. outwash plains, 5. lake, 6. "Poznań stage" — Poznań phase, 7. Dzwonów—Lednogóra oscillation, 8. Gniezno oscillation, 9. height above sea level.

Fig. 2. Geologic section of lake terraces to the north of the Dziekanowice village. 1. peats and bog accumulation deposits, 2. humus sands, 3. clayey sands, 4. fine and medium-grained sands, 5. coarse sands and grits, 6. brown glacial till, 7. grey glacial till.