

## Ewolucja systemu hydrograficznego i szaty roślinnej dorzecza górnej Piławy i górnej Drawy (Pomorze Środkowe)

Józef Lewandowski<sup>1</sup>, Małgorzata Nita<sup>1</sup>



J. Lewandowski M. Nita

**Evolution of the hydrographic system and vegetation in the drainage basin of the upper Pilawa and the upper Drawa Rivers (Middle Pomerania).** *Prz. Geol.*, 56: 380–390.

*A b s t r a c t.* Highly varied hydrographic system occurs in the drainage basins of the upper Pilawa, Płynica and Drawa Rivers (Middle Pomerania). Numerous radiometric dating carried out by the methods of <sup>14</sup>C, OSL and U/Th, as well as pollen analyses and geomorphological analysis enable to study evolution of the system in the period of the last twelve thousand years. Glaciolacustrine deposits, accompanying most of the lakes, represent accumulation, which took place at the initial stage of the lacustrine basin formation. The level of lacustrine waters fell by several to more than a twelve meters in that time and was controlled by melt water runoff channeled through valleys in the southern direction. The final stage of the lake development was connected with complete melting of buried dead-ice masses and formation — bottoms of lake. Evolution from glaciolacustrine to lacustrine basins within kettles was continuous process.

Lake water level started to fall abruptly when the last remnants of the dead ice blocking the runoff have melted and the inter-lake channels have been erosionally deepened. That phase should be related to the complete decay of permafrost, probably at the end of the Allerød. The main phase of erosion in the gorges started at the end of the Pleistocene and lasted (with lower intensity) till the Pre-Boreal and/or the Boreal. The water level in the lake system drained by the Pilawa and the Drawa Rivers was finally fallen by 8–16 meters and for a long time was stabilized (during the Atlantic and Sub-Atlantic) at the level of 2 meters higher than the present one. Further lowering of drained lakes by the next 2 meters was probably caused by anthropogenic activities resulting from intensive colonization in the 16th and 17th centuries and later by land improvement accomplished in the drainage basins of the Drawa and the Pilawa Rivers in the 19th century.

Local conditions strongly influenced character of forest communities in the area investigated. The tendency was especially significant in the Atlantic. Increased importance of pine trees in the vicinity of the Lędyczek site caused that broadleaf forests with oak, maple, lime and hazel trees, typical of the Atlantic, have not developed there.

**Keywords:** dead-ice melting, glaciolacustrine basins, lacustrine deposits, pollen analysis, radiometric measurements

W ramach badań przeprowadzonych podczas wykonywania trzech arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (Borne Sulinowo, Łubowo i Czaplunek) zebrano bogaty materiał dokumentacyjny z obszaru położonego w centralnej części Pomorza Środkowego (Lewandowski i in., 2003, 2005; Lewandowski & Heliasz, 2006). Obszar ten charakteryzuje się wyjątkowo urozmaiconą rzeźbą młodoglacjalną, której pierwszoplanowym elementem są liczne i zróżnicowane genetycznie jeziorne baseny sedimentacyjne, połączone w sieć odpływu powierzchniowego (ryc. 1). System ten zaczął się kształtować podczas zaniku lądolodu w fazie pomorskiej zlodowacenia wisły i przechodził kolejne etapy późnoglacialnej i holocenijskiej ewolucji na przestrzeni ostatnich 15 tys. lat. Dzięki licznym datowaniom radiometrycznym osadów limnoglacialnych i jeziornych metodami <sup>14</sup>C, OSL i U/Th oraz analizom palinologicznym, a także wnikliwej analizie geomorfologicznej można było prześledzić postglacialną ewolucję systemu hydrograficznego na tle przemian szaty roślinnej omawianego obszaru.

### Charakterystyka geomorfologiczna

Dorzecza górnej Piławy, górnej Płynicy i górnej Drawy (Pomorze Środkowe) charakteryzują się wyjątkowo urozmaiconym systemem hydrograficznym (ryc. 1). Występujące tu liczne kotliny wytopiskowe i rynny wchodzą

w skład szeroko rozbudowanej strefy marginalnej fazy pomorskiej stadiału głównego zlodowacenia wisły (Galon, 1972; Maksiak & Mróz, 1974, 1978; Karczewski, 1989, 1990, 1991, 1997; Kłysz, 1990, 1991, 1998, Dobracka & Lewandowski, 2002). Najbardziej charakterystycznym elementem hydrograficznym omawianego obszaru jest subrównoleżnikowy system jezior: Wilczkowo, Drawskie, Żerdno, Komorze, Rakowo, Brody, Strzeszyn, Pile, nazywany w literaturze rynną marginalną (Marsz, 1973). Wspomniana forma, położona na południowym skłonie tzw. garbu pojeziernego (Galon, 1972), ma długość ok. 35 km (ryc. 1). Jej geneza była różnie interpretowana (Marsz, 1973; Kłysz, 1990; Karczewski, 1994, 1997). Przebieg rynny (jak wykazały rezultaty wierceń badawczych) pokrywa się z układem doliny kopalnej skierowanej ku zachodowi (Lewandowski i in., 2005). Ta głęboka dolina interglacialna, prawdopodobnie o założeniu marginalnym (pradolinnym), była konserwowana w czasie rozwoju i zaniku lądolodu fazy pomorskiej przez martwe lody fazy leszczyńsko-poznańskiej. Po ich stopnieniu dolina odwzorowała się we współczesnej powierzchni systemem wymienionych jezior. Jest to więc częściowo reprodukowana forma kopalnej doliny marginalnej, usytuowanej na przedpolu garbu pomorskiego (Dobracka & Lewandowski, 2002). Na zachodnim krańcu rynny marginalnej jest położone zastoisko złocienieckie, jedno z największych zastoisk Pomorza Zachodniego; jego całkowita powierzchnia wynosi ok. 26 km<sup>2</sup> (Maksiak & Mróz, 1974; Paluszkiewicz, 2004; Lewandowski, 2006).

Wszystkim jeziorom wciągniętym w odpływ Drawy (na zachodzie) i Piławy (na wschodzie) towarzyszą trzy

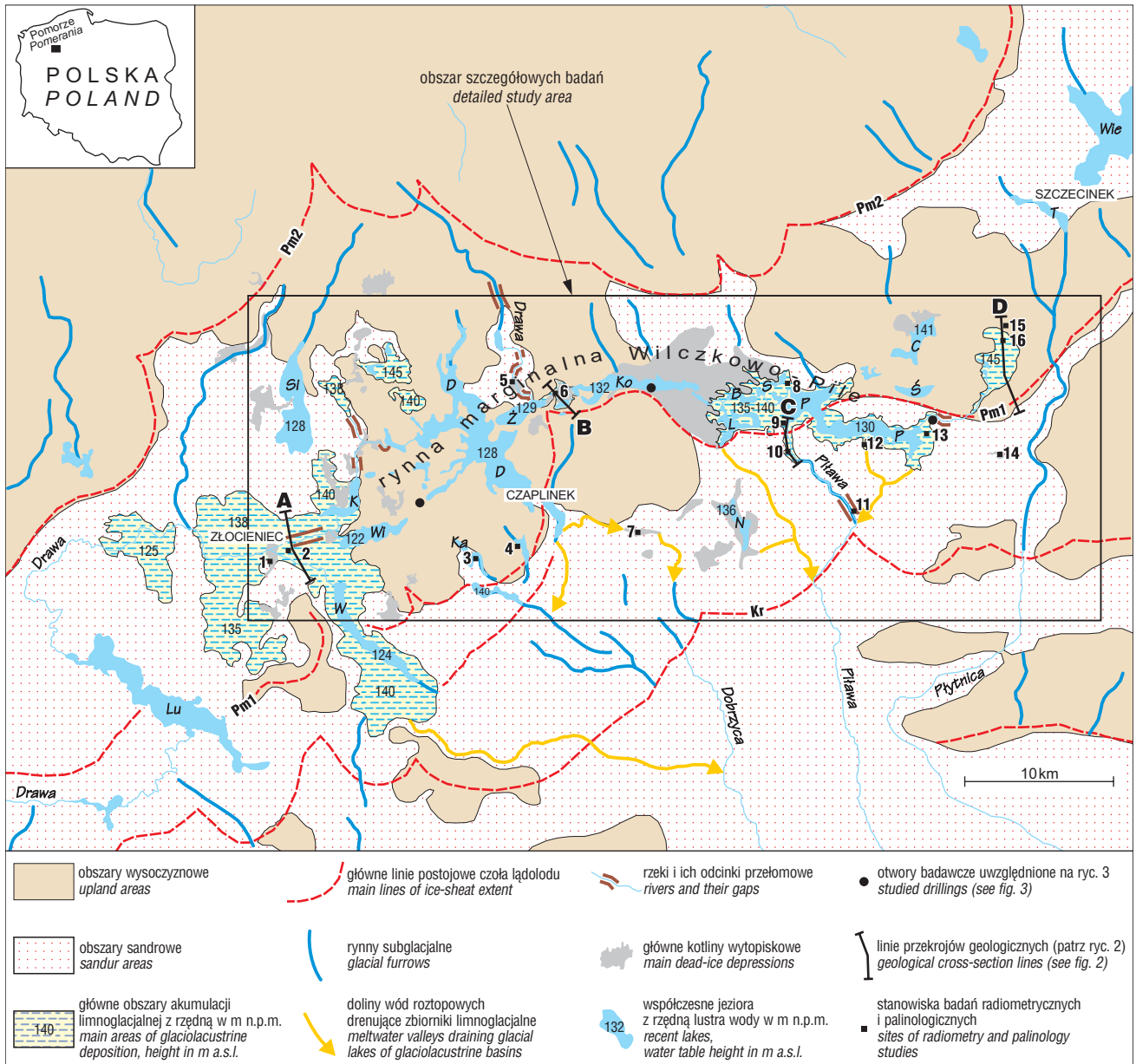
<sup>1</sup>Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec; jlewando@wnoz.us.edu.pl, nita@us.edu.pl

poziomy jeziorne, świadczące o etapowym obniżaniu pierwszego poziomu wód gruntowych. Poziom najwyższy, o zróżnicowanej geometrii przestrzennej, jest zbudowany wyłącznie z osadów mineralnych pochodzenia limnoglacialnego (piasków, mułków, ilów laminowanych). Wokół jezior najczęściej występują dwie półki tarasowe. Taras wyższy, bardzo często abrazyjny, wznoszący się do 2 m nad poziomem jezior, jest uformowany z osadów mineralno-organicznych (piasków, mułków mineralno-organicznych,

krety jeziornej). Taras niższy (do 0,5 m n.p.j.), w postaci wąskich, piaszczystych plaż, występuje powszechnie wokół prawie wszystkich jezior (Lewandowski i in., 2003, 2005; Lewandowski & Heliasz, 2006).

### Poziomy limnoglacialne

Poziomy limnoglacialne wznoszą się 8–18 m nad poziom lustra wody w jeziorach. Różnica wysokości wyni-



**Ryc. 1.** Szkic geomorfologiczny Pojezierzy Drawskiego i Szczecineckiego; główne linie postojowe lądolodu: Kr — subfaza krajeńska, Pm1 — faza pomorska — zasięg maksymalny, Pm2 — faza pomorska — zasięg główny; jeziora: B — Brody, C — Ciemino, D — Drawskie, K — Krosino, Ka — Kaleńskie, Ko — Komorze, L — Lubicko, Lu — Lubie, N — Niewlino, P — Pile, S — Strzeszyn, Si — Siecino, Ś — Śmiadowo, T — Trzesiecko, W — Wąsosze, Wi — Wilczkowo, Wie — Wielimie, Ż — Żerdno; stanowiska badań radiometrycznych i palinologicznych (patrz ryc. 2–4): 1 — Złocieniec I, 2 — Złocieniec II, 3 — Kaleńsko, 4 — Łąka, 5 — Kuźnica Drawska, 6 — Sikory, 7 — Łazice, 8 — Międzyzlesie, 9 — Piława I, 10 — Liszkowo, 11 — Piława II, 12 — Borne Sulinowo, 13 — Kragi, 14 — wytopisko owalne, 15 — Jelenino N, 16 — Jelenino S

**Fig. 1.** Geomorphological sketch of Drawa and Szczecinek Lakelands; main lines of ice-sheet extent: Kr — Krajno Subphase, Pm1 — Pomeranian Phase — maximum extent, Pm2 — Pomeranian Phase — main extent; lakes: B — Brody, C — Ciemino, D — Drawskie, K — Krosino, Ka — Kaleńskie, Ko — Komorze, L — Lubicko, Lu — Lubie, N — Niewlino, P — Pile, S — Strzeszyn, Si — Siecino, Ś — Śmiadowo, T — Trzesiecko, W — Wąsosze, Wi — Wilczkowo, Wie — Wielimie, Ż — Żerdno; radiometry and palinology sampling (see fig. 2–4): 1 — Złocieniec I, 2 — Złocieniec II, 3 — Kaleńsko, 4 — Łąka, 5 — Kuźnica Drawska, 6 — Sikory, 7 — Łazice, 8 — Międzyzlesie, 9 — Piława I, 10 — Liszkowo, 11 — Piława II, 12 — Borne Sulinowo, 13 — Kragi, 14 — oval dead-ice depression, 15 — Jelenino N, 16 — Jelenino S

ka głównie z różnego położenia poziomu wody w jeziorach. Wysokości bezwzględne są bardzo zbliżone i wahają się w przedziale 138–145 m n.p.m., przy czym konsekwentnie obniżają się w kierunku zachodnim (ryc. 1).

Największy zbiornik limnoglacialny istniał na zachodnim krańcu rynny marginalnej w okolicach Złocieńca (ryc. 2A). Zastoisko w końcowej fazie rozwoju miało urozmaiconą linię brzegową i składało się z czterech połączonych zbiorników: suliszewskiego i stawnowskiego na zachodzie, złocienieckiego w centrum i wierzchowskiego na południu (ryc. 1). Zastoisko położone jest w strefie marginalnej fazy pomorskiej — pomiędzy jej maksymalnym zasięgiem na południu a postojem głównym na północy (Kłysz, 1990, 1998; Dobracka & Lewandowski, 2002). Środkowe części poszczególnych zbiorników zastoiska złocienieckiego są wypełnione osadami mułkowymi i ilastymi, często warwowymi, o miąższości do 20 m. Przeciętna grubość warw jest wyjątkowo duża (2–15 cm) i ogólnie wzrasta ku stropowi.

R. Paluszkiewicz (2004), która szczegółowo zbadała warunki sedymentacji górnej serii zastoiskowej, wyróżniła trzy podstawowe kompleksy litofacjalne. Fazę inicjalnego rozwoju zastoiska reprezentują piaski wodnolodowcowe (lokalnie żwiry z brukiem po rozmytej glinie zwałowej), fazę sedymentacji ilów warwowych deponowanych przez sezonowe prądy zawieszinowe oraz fazę końcową, reprezentowaną przez maszyną serię mułkowo-ilastrą, położoną w stropie omawianej serii. Cytowana autorka wyróżniła 385 rocznych cykli depozycyjnych, które umownie określają minimalną liczbę lat rozwoju najmłodszej fazy zastoiska złocienieckiego. Jak wynika z datowań OSL (Lewandowski & Heliasz, 2006), schyłkowy moment sedymentacji ilów warwowych w zbiorniku złocienieckim przypada na  $13\ 160 \pm 470$  lat BP (Gd Tl-837).

W peryferyjnych częściach zastoiska złocienieckiego (głównie północnych i wschodnich), w poziomie 138–140 m n.p.m., występują drobnoziarniste piaski mułkowane przechodzące obocznie ku północy i wschodowi w piaski wodnolodowcowe sandrów. Tworzą one rozległą deltę w strefie brzegowej wspomnianego zbiornika limnoglacialnego, akumulowaną przez wody proglacialne płynące głównie z północy — od strony lądolodu, którego czoło stacjonowało na linii głównego ciągu moren czołowych fazy pomorskiej (ryc. 1). W początkowym etapie rozwoju zastoiska poziom wód był kontrolowany przez skanalizowany odpływ proglacialny (doliną wód roztopowych), skierowany ku południowemu wschodowi (Piotrowski, 2003). Drenaż w kierunku zachodnim rozpoczął się w trakcie stopniowego rozwoju doliny Drawy, która w odcinkach przełomowych wcięła się ostatecznie w osady zastoiska na głębokość 15–18 m (ryc. 2A).

W strefie wododziałowej pomiędzy jeziorami Komorze i Żerdno zachował się płaski poziom limnoglacialny

położony na wysokości 140 m n.p.m. (ryc. 2B). Na nierównym cokole gliniastym zalegają tam laminowane ily i muły (Lewandowski i in., 2003). Ślady tego poziomu (135–138,5 m n.p.m.) można również prześledzić na północnym brzegu jeziora Komorze. W jego stropie miejscami zalega metrowa warstwa piaszczystej kredy jeziornej, a poniżej — piaski z przewarstwieniami mułków porzecinane niewielkimi uskokami grawitacyjnymi (Marsz, 1971).

Poziom limnoglacialny w depresji jeziora Pile jest położony na wysokości 136–140 m n.p.m., tj. 6–10 m n.p.j. Najszerszy jest po wschodniej stronie jeziora Pile, koło miejscowości Kragi, oraz na północnym półwyspie, koło miejscowości Piława (ryc. 1). Jest zbudowany z drobnoziarnistych piasków przechodzących w spagu w mułki piaszczyste (Lewandowski i in., 2005). Wąskie listwy i „wyspy” tarasu limnoglacialnego towarzyszą także rynnie Piławy między zatoką jeziora Pile a Jeziorem Długim koło Liszkowa (ryc. 2C). W odsłonięciu koło mostu w Liszkowie w pagórku widać deltową strukturę osadów. Wyniki teksturalnej i strukturalnej analizy wyraźnie wskazują, że mamy tu do czynienia z progradującym (w kierunku południowo-wschodnim) czołem niewielkiej delty, przechodzącej w spagu w osady prodelty (Klimek & Lewandowski, 2002). Bogata w węglany stropowa warstwa mułowo-ilastra ma cechy osadu deponowanego z zawiesziny w stojącej wodzie. Analiza metodą U/Th kredy jeziornej dała nieprecyzyjny wynik 11,6 (+7,0; –5,9) ka. Skład genetyczny malakofauny i małżoraczków (Krzyżmińska, 2002) występujących w ich obrębie może wskazywać, że powstawały w klimacie borealnym późnego glacialu lub wczesnego holocenu (Lewandowski i in., 2005). Brak w osadach substancji organicznej może świadczyć, że delta była akumulowana w zbiorniku oligotroficznym, którego poziom wody układał się na rzędnej ok. 138 m n.p.m., to znaczy 8 m powyżej dzisiejszego poziomu jeziora.

Najwyższy poziom limnoglacialny (142–145 m n.p.m.) jest wykształcony w strefie wielkiej misy końcowej Jelenina (ok. 12 km<sup>2</sup>), położonej na zapleczu łuku moren czołowych maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej (Lewandowski, 2002; Lewandowski i in., 2005). Jest zbudowany z drobno-ziarnistych piasków z przewarstwieniami mułków, zastępowanymi obocznie łąkami warwowymi i mułkami. Miąższość serii limnoglacialnej w środkowej części misy końcowej osiąga 22 m (otwory studzienne w Jeleniu) i maleje w strefie brzegowej do kilku metrów (ryc. 2D).

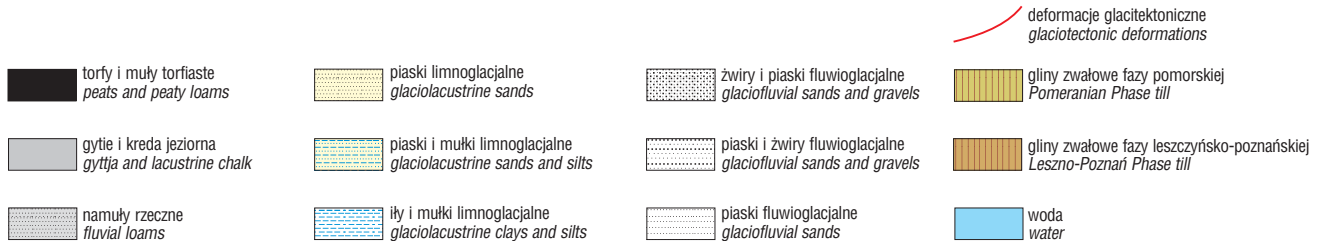
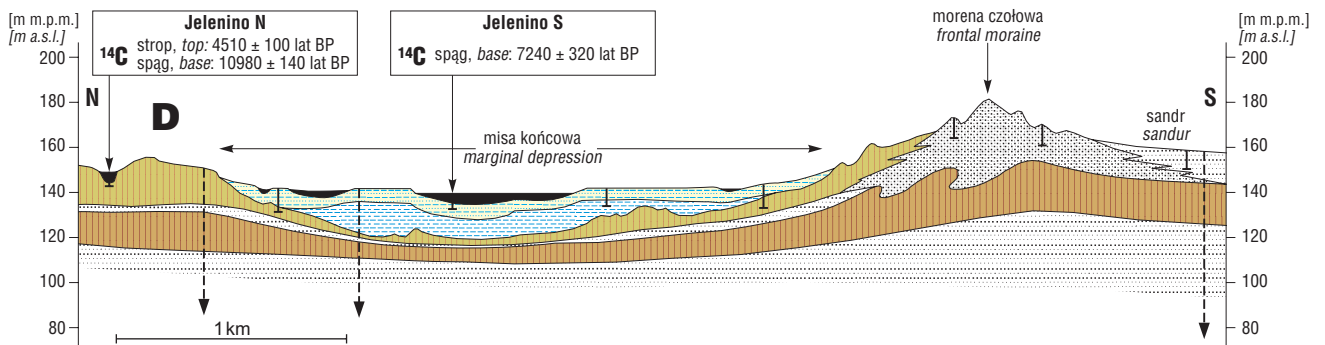
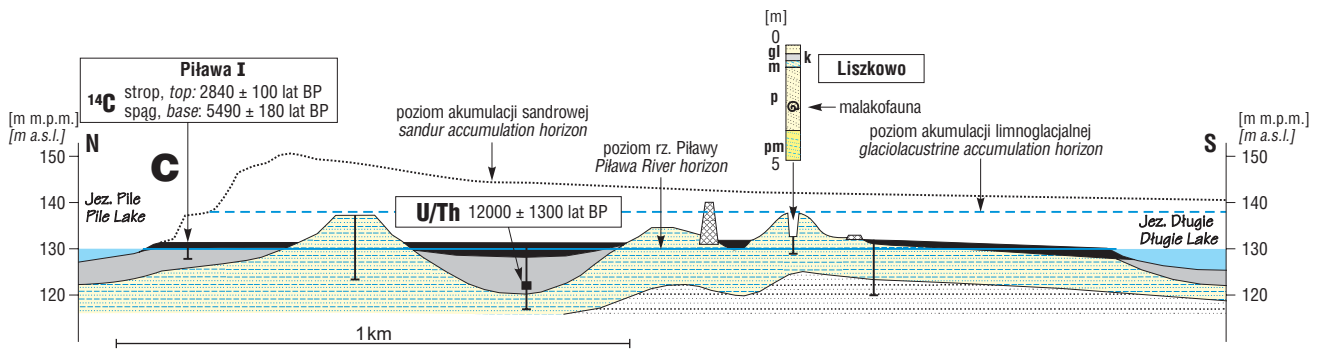
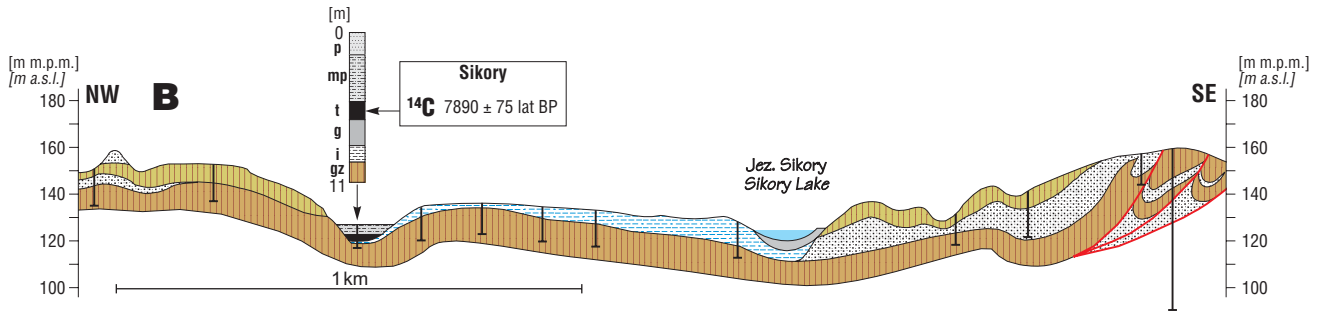
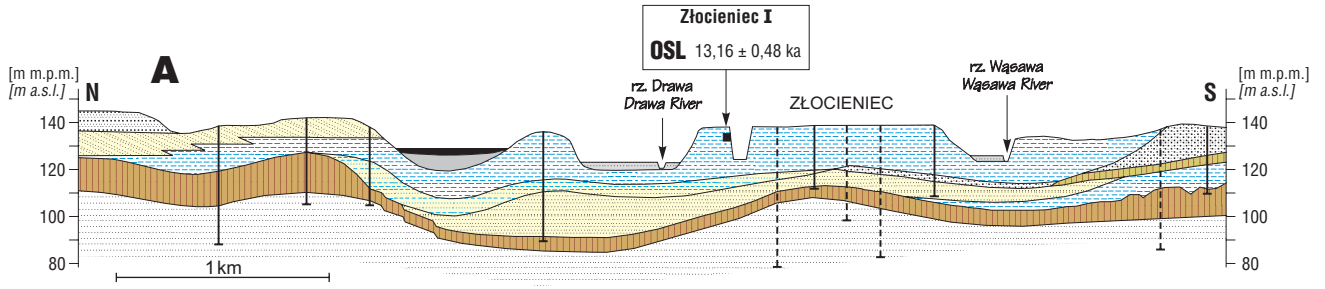
#### Tarasy i osady jeziorne oraz bagienno-torfowe

Osady bagienno-jeziorne (piaski ilaste, gytie wapienne i glonowe, kreda jeziorna, torfy) towarzyszą wszystkim zarośniętym i zarastającym jeziorom. Można szacować, że

→

**Ryc. 2.** Przekroje geologiczne: **A** — przez zastoisko złocienieckie, **B** — przez rygiel Sikory, **C** — wzdłuż górnego odcinka rynny Piławy, **D** — przez kotlinę Jelenina; profil Sikory: p — piasek, m — mułek piaszczysty, t — torf, g — gytia, i — ilt, gz — glina zwałowa, profil Liszkowo: gl — gleba, k — kreda jeziorna, m — mułek p — piasek, pm — piasek i mułek

**Fig. 2.** Geological cross sections of: **A** — Złocieniec glacial lake, **B** — Sikory riegel, **C** — the upper part of the Pilawa glacial valley, **D** — Jelenino valley; Sikory profile: p — sand, m — sandy silt, t — peat, g — gyttja, i — clay, gz — till, Liszkowo profile: gl — soil, k — lacustrine chalk, m — silt, p — sand, pm — sand and silt



maksymalne miąższości organogenicznych i chemicznych osadów jeziornych przekraczają lokalnie 12 m. Przeciętnie są jednak mniejsze i wynoszą średnio 4–6 m. W zarośniętych jeziorach i zatokach współczesnych jezior miąższość torfów waha się na ogół w przedziale 2–3 m (Lewandowski i in., 2003, 2005; Lewandowski & Heliasz, 2006). Wokół stromych, klifowych brzegów wszystkich jezior przepływowych występują wąskie listwy tarasów jeziornych. Jeziora drenowane przez Piławę i Drawę, których poziom wody znajduje się 7–8 m niżej w stosunku do jezior bezodpływowych, mają dwie półki tarasowe.

Taras starszy — abrazyjno-akumulacyjny wznosi się średnio 1,7 m n.p.j. i jest zbudowany z piasków (na ogół drobnoziarnistych, z fauną mięczaków) i bruku abrazyjnego w spągu. Lokalnie w osadach występują wkładki kredy jeziornej. Przedział wiekowy tworzenia się tarasu II i towarzyszących mu klifów i półek abrazyjnych jest trudny do ustalenia. Wiek torfów leżących na kredzie jeziornej w zarośniętej zatoce jeziora Pile (ryc. 2C) wyznaczają daty radiowęglowe:  $5490 \pm 180$  lat BP (spąg) i  $2840 \pm 100$  lat BP (strop). W opinii Klimka (2002), młodsza data wyznacza obniżenie wód jeziora do współczesnego poziomu. Biorąc jednak pod uwagę wiek kopalnych torfów z przełomowego odcinka doliny Piławy (od  $7340 \pm 70$  lat BP do  $1000 \pm 40$  lat BP), które leżą na bruku erozyjnym i są na stoku przykryte deluwiami piaszczystymi (Klimek, 1997), można sądzić, że spadek poziomu jezior nastąpił w późnym holocenie. Przyczyna spadku do obecnego poziomu jest bliżej nieznaną; Marsz (1971) wiąże go ze zmianami klimatycznymi, natomiast Klimek (1997) dopatruje się ingerencji człowieka — kolonizacja folwarczna z XVI–XIX wieku i związane z nią roboty melioracyjne w całym dorzeczu Piławy. Ostatnią hipotezę potwierdza bardzo świeża morfologia klifów, niezatarta procesami stokowymi. Największą miąższość osadów jeziornych nawiercono w rynn timer Piławy koło Liszkowa. Pod 2,7-metrową warstwą torfu występuje 7-metrowa warstwa wapiennej gytii, a poniżej ponad 2-metrowa warstwa mułków piaszczystych (Lewandowski i in., 2003). Analiza U/Th próbki pobranej z głębokości 8 m dała wynik  $12,0 \pm 1,3$  tys. lat BP (ryc. 2C).

W przesmyku położonym pomiędzy jeziorem Brody a jeziorem Łąka (stanowisko Międzyzlesie) nawiercono 1,7 m torfu i 4 m kredy jeziornej (Lewandowski i in., 2003). Oznaczenia radiowęglowe spągowej, środkowej i stropowej próbki torfu dały następujące daty:  $4940 \pm 130$  lat BP (Gd-15457);  $3580 \pm 130$  lat BP (Gd-15449);  $2100 \pm 70$  lat BP (Gd-15541). Najpełniejszy a jednocześnie najbardziej interesujący profil osadów jeziornych pozyskano sondą mechaniczną w zarośniętym i zdrenowanym jeziorze koło Sikor. Jest ono położone w rynn timer marginalnej, pomiędzy jeziorami Komorze i Żerdno (ryc. 1 i 2B). Wiek kopalnych torfów (leżących na głębokości 5,0–6,3 m) oznaczono metodą  $^{14}\text{C}$  na  $7890 \pm 75$  lat BP (Lewandowski & Heliasz, 2006). Wyniki analizy pyłkowej wskazują na rozwój wielogatunkowych lasów liściastych z udziałem dębu, lipy, wiązu i leszczyny oraz lasów olszowych z domieszką jesionu (Nita, 2004). Osady mineralne leżące powyżej torfów świadczą o pogłębieniu zbiornika lub wyraźnym podniesieniu poziomu wód w jeziorze przypadającym (wg wyników badań  $^{14}\text{C}$ ) na początek atlantyku. Prawdopodobnie było to zjawisko lokalne wywołane zatamowaniem odpływu wód przez zator drzewny (żeremie?).

## Przełomowe odcinki dolin rzecznych

Koryta górnej Piławy oraz górnej Drawy i ich dopływów (w znacznym stopniu melioracyjnie wyprostowane) są ułożone głównie w różnego rodzaju obniżeniach — najczęściej rynn timer subglacjalnych — wypełnionych osadami bagiennno-torfowymi i deltowymi. Jedynie bardzo krótkie odcinki, których długość na ogół nie przekracza kilkuset metrów, mają charakter erozyjnych wąwozów (ryc. 1). Przełomowe odcinki dolin przecinają pagórkowate wysoczyzny (zbudowanych z glin zwałowych), sandry, a w wypadku Drawy — zastoisko złocienieckie. Doliny te są bardzo wąskie (maks. do 150 m szerokości), a ich strome stoki nie mają żadnych poziomów morfologicznych, z wyjątkiem 2-metrowego stopnia odpowiadającego tarasom jeziornym. Spadek rzek na tych odcinkach jest bardzo duży i dochodzi do 2‰. Dna koryt są wysłane brukiem erozyjnym. Wszystkie te fakty dowodzą intensywnej erozji wgłębnej, która działała głównie w schyłku plejstocenu oraz na początku holocenu.

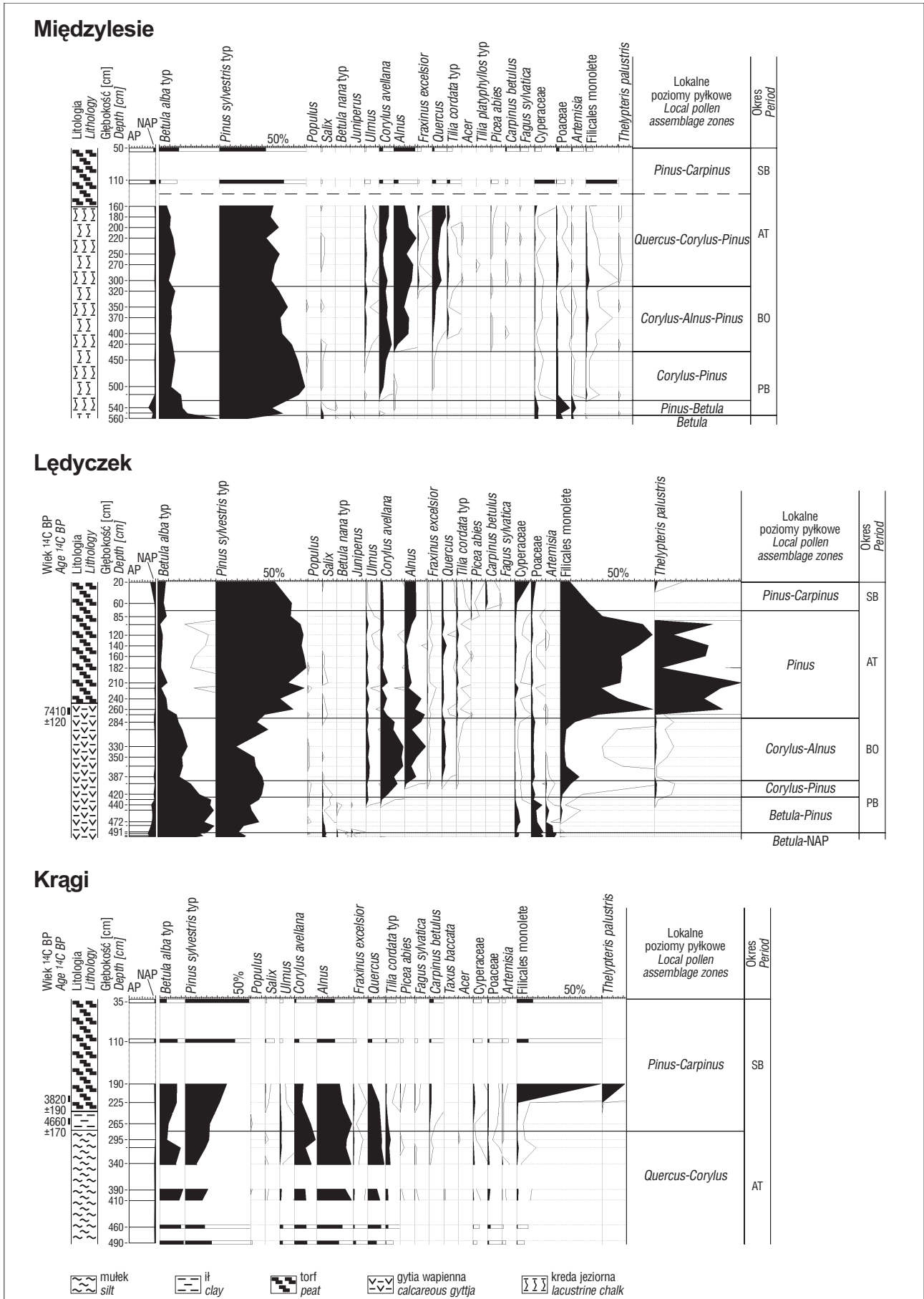
Główna faza erozji towarzyszyła drenażowi zbiorników limnoglacialnych (bølling–starszy dryas). Powolne pogłębienie koryt w odcinkach przełomowych zachodziło prawdopodobnie do boreału włącznie. Spąg kopalnych torfów w przełomowym odcinku Piławy, leżących na bruku erozyjnym, został wydatowany na  $7340 \pm 70$  lat BP (Klimek, 2002). Niemal wszystkie daty spągu torfów w kotlinach bezodpływowych są w przedziale 8–7 tys. lat BP. Intensywne zarastanie kotlin rozpoczęło się prawdopodobnie po ustabilizowaniu poziomu wód gruntowych, a więc i poziomu jezior, w początkach okresu atlantyckiego. Ostatnia faza erozji została wywołana czynnikami antropogenicznymi — odlesianiem i melioracją w XVI–XIX wieku.

## Wyniki analizy pyłkowej

Przedmiotem badań były osady organiczne z trzech stanowisk: Lędyczek, Krağı i Międzyzlesie. Osady były poddawane maceracji z użyciem KOH, HCl, HF oraz acetolizy Erdtmanna. Diagramy pyłkowe zostały narysowane z wykorzystaniem programu komputerowego *Polpal* (Walanus & Nalepka, 1994, 1999). Każdy diagram został podzielony na lokalne poziomy pyłkowe (ryc. 3), ich krótki opis zawiera tabela 1.

Stanowisko Lędyczek jest położone w zlewni Gwdy (poza analizowanym obszarem), jednak z uwagi na najbardziej kompletny profil zostało uwzględnione w niniejszym opracowaniu. W żadnym z wymienionych stanowisk profil osadów holocenu nie jest kompletny. Ze względu na trudności techniczne osady z profilu Lędyczek i Międzyzlesie nie zostały przewiercone do spągu. W osadach młodszej części profili ilość pyłku była bardzo mała, a sporomorfy często były zniszczone, dlatego okres subborealny jest reprezentowany w diagramach pyłkowych jedynie przez pojedyncze próbki. Akumulacja torfu została przerwana w starszej części tego okresu, w profilach badanych stanowisk brak jest osadów korelowanych z okresem subatlantyckim.

Schyłek zlodowacenia wisły jest reprezentowany jedynie w stanowisku Lędyczek (poziom *Betula*-NAP). Obraz pyłkowy rejestruje wzrost znaczenia zbiorowisk brzożowo-sosnowych, które wkraczały na siedliska po wyco-



Ryc. 3. Uproszczone, procentowe diagramy pyłkowe ze stanowisk Międzylesie, Lędyczek i Krągi  
 Fig. 3. Simplified percentage pollen diagrams from the Międzylesie, Lędyczek and Krągi sites

**Tab. 1. Opis lokalnych poziomów pyłkowych**  
Table 1. Description of local pollen assemblage zones (L PAZ)

Stanowisko Sites	Poziomy pyłkowe Pollen assemblage zones	Opis lokalnych poziomów pyłkowych Description of local pollen assemblage zones
Międzyzlesie	<i>Pinus-Carpinus</i>	Nieznaczne zwiększenie zawartości pyłku <i>Pinus sylvestris</i> t. (maks. 61%), udział <i>Carpinus betulus</i> — 2%, <i>Fagus sylvatica</i> — 1%, spadek udziału <i>Quercus</i> do 2%, <i>Corylus avellana</i> do 4% <i>Slight increase in pollen values of Pinus sylvestris t. (max. 61%), the proportion of Carpinus betulus 2%, Fagus sylvatica 1%, decrease in Quercus to 2%, Corylus avellana to 4%</i>
	<i>Quercus-Corylus-Pinus</i>	Większa ilość pyłku <i>Quercus</i> (maks. 13%), mniejszy udział <i>Corylus avellana</i> (4–9%) i <i>Pinus sylvestris</i> t. (44–57%) <i>Higher pollen values of Quercus (max. 13%), lower proportion of Corylus avellana (4–9%) and Pinus sylvestris t. (44–57%)</i>
	<i>Corylus-Alnus-Pinus</i>	Wzrost zawartości pyłku <i>Corylus avellana</i> do 12%, <i>Alnus</i> do 14%, <i>Quercus</i> do 4%, <i>Tilia cordata</i> t. do 2%, <i>Ulmus</i> do 2%, mniejszy udział <i>Pinus sylvestris</i> t. (56–68%) <i>Increase in pollen values of Corylus avellana up to 12%, Alnus to 14%, Quercus to 4%, Tilia cordata t. to 2%, Ulmus to 2%, lower proportion of Pinus sylvestris t. (56–68%)</i>
	<i>Corylus-Pinus</i>	Dalsze zwiększanie udziału pyłku <i>Pinus sylvestris</i> t. (maks. 81%). Ilość <i>Corylus avellana</i> w przedziale 1–7% <i>Further increase in pollen values of Pinus sylvestris t. (max. 81%). The values of Corylus avellana in the range of 1–7%</i>
	<i>Pinus-Betula</i>	Wzrost zawartości pyłku <i>Pinus sylvestris</i> t. do 60%, spadek <i>Betula alba</i> t. do 22% <i>Increase in pollen values of Pinus sylvestris t. up to 60%, and decrease in Betula alba t. to 22%</i>
	<i>Betula</i>	Duży udział pyłku drzew i krzewów (AP) — 86%, głównie <i>Betula alba</i> t. (56%) oraz <i>Pinus sylvestris</i> t. (27%) <i>High proportion of trees and shrubs' pollen (AP) — 86%, mainly Betula alba t. (56%) and Pinus sylvestris t. (27%)</i>
Lędzyczek	<i>Pinus-Carpinus</i>	Spadek udziału pyłku <i>Pinus sylvestris</i> t. do min. 56%, zawartość <i>Carpinus betulus</i> — 2%, <i>Fagus sylvatica</i> — 0,2% <i>Decrease in proportion of Pinus sylvestris t. to min. 56%, Carpinus betulus 2%, Fagus sylvatica 0.2%</i>
	<i>Pinus</i>	Bardzo wyraźny wzrost zawartości pyłku <i>Pinus sylvestris</i> t. do 86%, mały udział <i>Quercus</i> (1–5%), <i>Corylus avellana</i> (2–7%) i <i>Tilia cordata</i> t. (1–2%) <i>Very significant increase in pollen values of Pinus sylvestris t. to 86%, low proportion of Quercus (1–5%), Corylus avellana (2–7%) and Tilia cordata t. (1–2%)</i>
	<i>Corylus-Alnus</i>	Wzrost wartości <i>Corylus avellana</i> do 22%, <i>Alnus</i> do 20% i <i>Quercus</i> do 4%. Spadek udziału <i>Pinus sylvestris</i> t. do min. 20% <i>Increase in Corylus avellana to 22%, Alnus to 20% and Quercus to 4%. Decrease in pollen values of Pinus sylvestris t. to min. 20%</i>
	<i>Corylus-Pinus</i>	Udział <i>Corylus avellana</i> wzrasta do 16%, <i>Ulmus</i> do 2%, <i>Pinus sylvestris</i> t. do 46%, spadek zawartości <i>Betula alba</i> t. do 31% <i>Proportion of Corylus avellana increases to 16%, Ulmus to 2%, Pinus sylvestris t. to 46%, decrease in pollen values of Betula alba t. to 31%</i>
	<i>Betula-Pinus</i>	Wzrost udziału pyłku drzew i krzewów (AP) powyżej 90%, głównie <i>Betula alba</i> t. (maks. 54%) i <i>Pinus sylvestris</i> t. (maks. 41%) <i>Increase in proportion of trees and shrubs' pollen (AP) over 90%, mainly Betula alba t. (max. 54%) and Pinus sylvestris t. (max. 41%)</i>
	<i>Betula-NAP</i>	Udział pyłku roślin zielnych (NAP) — 30%, głównie Poaceae, Cyperaceae i <i>Artemisia</i> . Zawartość pyłku <i>Betula nana</i> t. — maks. 1,1% <i>The percentage of herbaceous plants pollen (NAP) is 30%, mainly Poaceae, Cyperaceae and Artemisia. The pollen values of Betula nana t. max. 1.1%</i>
Kragi	<i>Pinus-Carpinus</i>	Zwiększenie ilości <i>Pinus sylvestris</i> t. do 60%, spadek udziału <i>Corylus avellana</i> do min. 2%, <i>Quercus</i> do 4% i <i>Tilia cordata</i> t. do 1% w stropie poziomu. Mały udział pyłku <i>Carpinus betulus</i> (maks. 4%) i <i>Fagus sylvatica</i> (0,5%) <i>Increase in pollen values of Pinus sylvestris t. to 60%, decrease in Corylus avellana pollen to min. 2%, Quercus to 4% and Tilia cordata t. to 1% at the top of the zone. Low pollen values of Carpinus betulus (max. 4%) and Fagus sylvatica (0.5%)</i>
	<i>Quercus-Corylus</i>	Bardzo duży udział pyłku drzew i krzewów (AP) — powyżej 95%, głównie <i>Alnus</i> (maks. 33%), <i>Corylus avellana</i> (maks. 20%), <i>Quercus</i> (maks. 15%) i <i>Tilia cordata</i> t. (maks. 5%). Mała ilość <i>Pinus sylvestris</i> t. (11–25%) <i>Very high proportion of trees and shrubs' pollen (AP), above 95%, mainly Alnus (max. 33%), Corylus avellana (max. 20%), Quercus (max. 15%) and Tilia cordata t. (max. 5%). Low pollen values of Pinus sylvestris t. (11–25%)</i>

fujących się zbiorowiskach roślin zielnych. Ciągła krzywa pyłku *Betula nana* t. świadczy, że brzoza karłowata przetrwała jeszcze z wcześniejszego, niereprezentowanego w profilu okresu, w którym mogły się rozwijać na tym obszarze płaty tundry krzewiastej. W sąsiedztwie stanowiska, na terenach suchych, otwartych rośl także jałowiec (*Juniperus*).

Osady korelowane z okresem preborealnym (PB) występują w dwóch stanowiskach (Lędzyczek i Międzyzlesie). Skład spektrów pyłkowych wskazuje, że zbiorowiska

roślinne, które rozwijały się w bezpośrednim sąsiedztwie obu jezior, są typowe dla tego okresu. Początkowo były to zbiorowiska brzożowe z domieszką sosny (poziom *Betula*), później brzożowo-sosnowe i sosnowe. Udział pyłku *Pinus sylvestris* t., wzrastający do 60% w poziomie *Pinus-Betula*, świadczy o dużym znaczeniu sosny w okolicy Międzyzlesia. W młodszej części okresu preborealnego rola sosny w tym rejonie wzrosła jeszcze bardziej i prawdopodobnie bory sosnowe dosyć ściśle otoczyły jezioro (poziom *Corylus-Pinus*). W rejonie Lędzyczka znaczenie

sosny w krajobrazie leśnym było w tym czasie wyraźnie mniejsze. Dopiero w młodszej części okresu preborealnego krajobraz leśny zaczął się stopniowo różnicować. W prześwietlonych płatach lasów sosnowych i na ich obrzeżach pojawiła się leszczyna (*Corylus avellana*), a na bardziej żyznych glebach zaczął się pojawiać wiąz (*Ulmus*).

Okres borealny (BO) to przede wszystkim wzrost znaczenia leszczyny (*Corylus avellana*) oraz pojawienie się olszy (*Alnus*) i dębu (*Quercus*). Wzrost udziału pyłku *Corylus* w poziomie *Corylus-Alnus* sugeruje, że w sąsiedztwie jeziora w Łędyczku leszczyna nie tylko wchodziła w skład podszycia leśnego, ale mogła też tworzyć samodzielne zarośla (Ralska-Jasiewiczowa, 1966; Mamakowa, 1989). Znaczenie sosny w tym rejonie wyraźnie spadło, chociaż nadal była obecna w zbiorowiskach leśnych. Natomiast w sąsiedztwie stanowiska Międzylesie lasy sosnowe straciły niewiele na znaczeniu — duża zawartość pyłku *Pinus sylvestris* t. (maks. 68%) wskazuje, że nadal utrzymały dominującą pozycję w krajobrazie leśnym (poziom *Corylus-Alnus-Pinus*). Na siedliskach podmokłych rozwinęły się zbiorowiska olszowe, miejscami z domieszką jesionu (*Fraxinus excelsior*). Nowym składnikiem lasów był też dąb (*Quercus*), który wkraczał prawdopodobnie do zbiorowisk sosnowych, wypierając je z żyzniejszych siedlisk.

W okresie atlantyckim (AT) warunki lokalne nadal bardzo wyraźnie wpływały na zróżnicowanie zbiorowisk leśnych w poszczególnych stanowiskach. W otoczeniu Łędyczek stopniowo zaczęło rosnąć znaczenie borów sosnowych (poziom *Pinus*). Udział pyłku *Pinus sylvestris* t., przekraczający w tej części profilu 85%, sugeruje, że sosna bardzo wyraźnie zdominowała krajobraz leśny. W tym rejonie występują rozległe, piaszczyste powierzchnie sandru Gwdy i prawdopodobnie dlatego nie rozwinęły się tutaj typowe dla okresu atlantyckiego wielogatunkowe lasy liściaste z udziałem dębu, lipy, klonu i leszczyny, których obecność tak wyraźnie się zaznaczyła w Borach Tucholskich (Miotk-Szpiganowicz, 1992; Milecka, 2005; Noryśkiewicz, 2006). W starszej części okresu atlantyckiego w rejonie jeziora, skąd pochodzi badany profil, utworzyło się torfowisko, na które wkroczyły paprocie, w tym m.in. *Thelypteris palustris*. Prawdopodobnie zmiany hydrologiczne związane z częściowym osuszeniem niektórych siedlisk spowodowały radykalny spadek znaczenia olszy (*Alnus*).

W rejonie Międzylesia i Kręgów roślinność była znacznie bardziej typowa dla okresu atlantyckiego. Jezioro w Kręgach otaczały wielogatunkowe lasy liściaste z udziałem dębu (*Quercus*), lipy (*Tilia cordata* t.), klonu (*Acer*), wiązu (*Ulmus*) i leszczyny (*Corylus avellana*) (poziom *Quercus-Corylus*), a także zbiorowiska olszowe z domieszką jesionu (*Fraxinus excelsior*). Mała zawartość pyłku *Pinus sylvestris* t. wskazują, że rola sosny była na tym terenie niewielka. Podobne zbiorowiska leśne występowały także w Międzylesiu (poziom *Quercus-Corylus-Pinus*), chociaż znaczenie sosny na tym obszarze było znacznie większe niż w Kręgach. Cis (*Taxus baccata*) nie występował w bezpośrednim sąsiedztwie stanowisk, ale pojedyncze ziarna pyłku w Kręgach świadczą o jego obecności w tym rejonie.

Osady organiczne najmłodszej części badanych profili reprezentują jedynie starszą część okresu subborealnego

(SB). W rejonie Międzylesia i Kręgów wyraźnie wzrosło znaczenie sosny, która stopniowo stawała się dominującym elementem krajobrazu leśnego. Wielogatunkowe lasy liściaste, które rosły jeszcze w najstarszej części tego okresu w otoczeniu stanowiska Krągi, później niemal zupełnie zostały wyparte przez zbiorowiska sosnowe. W diagramach pyłkowych na granicy okresu atlantyckiego i subborealnego jest widoczny nieznaczny spadek udziału pyłku *Ulmus*. Krzywa promiowa graba (*Carpinus betulus*) i buka (*Fagus sylvatica*) wskazuje, że drzewa te stopniowo przybliżały się do badanego regionu. W tej części Polski grab rozprzestrzenił się na większą skalę dopiero w młodszej części okresu subborealnego, ok. 3000 lat BP (Ralska-Jasiewiczowa i in., 2004).

W starszej części okresu subborealnego procesy spływania i zarastania doprowadziły ostatecznie do przekształcenia jezior w Międzylesiu i Kręgach w torfowiska. W ich sąsiedztwie, na siedliskach podmokłych rozwinęły się nadal zbiorowiska olszowe, a w obrębie torfowisk rosły paprocie, m.in. *Thelypteris palustris*.

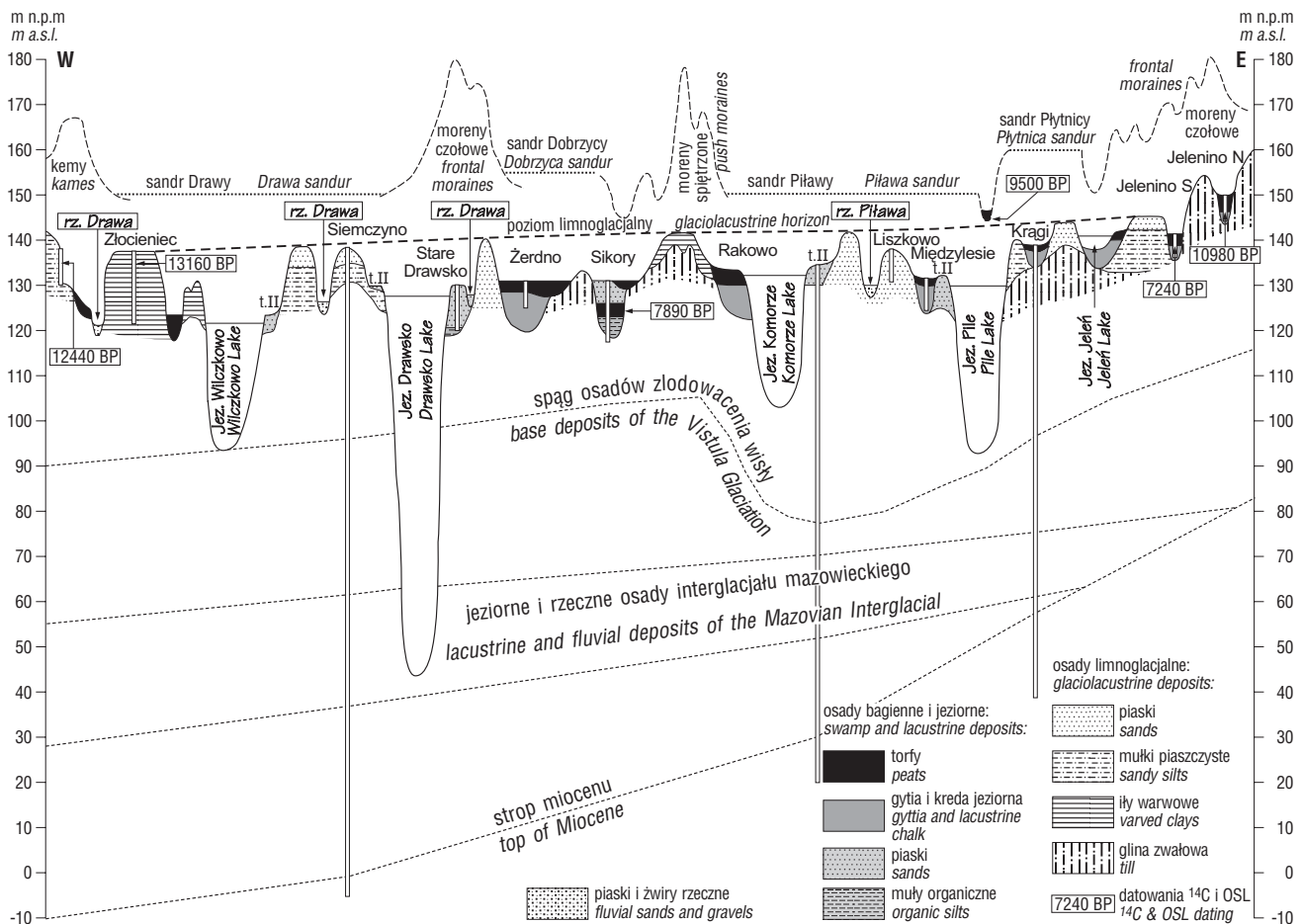
### Podsumowanie

Osady piaszczysto-mułkowo-ilaste poziomów limnoglacialnych reprezentują akumulację inicjalnego etapu powstawania jezior, kiedy poziom wód w stosunku do najmłodszych odpływów sandrowych obniżył się o kilka, kilkanaście metrów (ryc. 4) i był przez pewien czas kontrolowany przez skanalizowane przepływy dolinami wód roztopowych ku południowi (ryc. 1). Rolę dolin drenujących odgrywały także rynny subglacialne Płytnicy i Piławy, stopniowo uwalniane z konserwujących je martwych lodów. Rynna marginalna jezior: Pile, Strzeszyn, Brody, Rakowo, Komorze, Żerdno, Drawskie, Wilczkowo (ryc. 1 i 4) w pewnym okresie stanowiła system jezior połączonych przelewowymi dolinkami kierującymi odpływ ku zachodowi, w kierunku zastoiska złocienieckiego. Daty OSŁ stropowych partii ilów warwowych wspomnianego zastoiska sugerują, że funkcjonowało do najstarszego dryasu włącznie (Lewandowski, 2006). Obecność bardzo licznych zagłębień wytopiskowych w poziomie limnoglacialnym dowodzi, że w jego rozwoju znaczny udział miały bryły martwego lodu.

Drenaż zbiorników limnoglacialnych, które znalazły się w zlewni Piławy i Płytnicy, rozpoczął się zanim na obszar Pojezierza Pomorskiego wkroczyła roślinność. Zbiorniki, w których zachodziła intensywne sedymentacja mineralna, istniały w schyłkowym zlodowaceniu wisły, ciągle pogłębiając się na skutek powolnego topnienia zagrzebanych brył martwego lodu. Drenaż wód w zbiornikach bezodpływowych był spowodowany odpływem podziemnym, kontrolowanym przez poziom wód gruntowych, który bardzo długo utrzymywał się na rzędnej ok. 145 m n.p.m. we wschodniej części (dorzecze Piławy) i ok. 140 m n.p.m. w zachodniej części (dorzecze Drawy).

Finalny etap rozwoju mis jeziornych wiązał się z ostatecznym roztopieniem zagrzebanych brył martwego lodu. Czas i tempo zaniku pogrzebanych brył lodu były bardzo różne i zależały od wielu czynników (patrz Nowaczyk, 1994; Marks, 1996; Błaszczewicz, 2005), jednak najistotniejsze były wielkość (głównie miąższość) brył i stopień ich izolacji. Wydaje się, że najpóźniej martwy lód stopił się w głębokich na kilkadziesiąt metrów rynnach subglacial-





Ryc. 4. Syntetyczny przekrój geologiczny wzdłuż rynny marginalnej Wilczkowo–Pile  
 Fig. 4. Synthetic cross section through the Wilczkowo–Pile marginal glacial valley

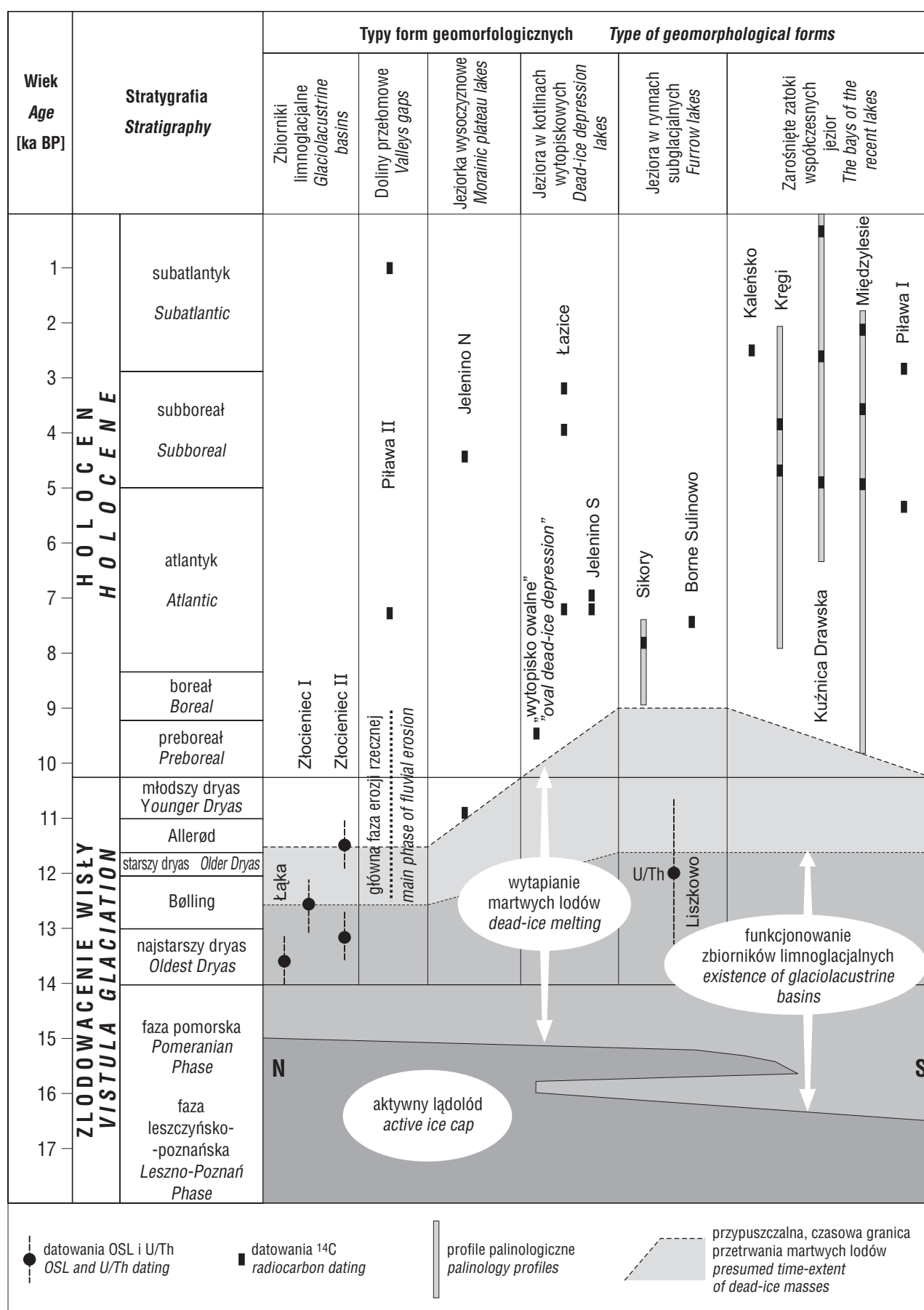
nych. Proces ten mógł trwać do preborealu włącznie (por. Błaszkiwicz, 2005), o czym świadczą najstarsze daty radiowęglowe torfów, mieszczące się w przedziale 11–9 tys. lat BP (ryc. 5). Wcześniej (prawdopodobnie w najstarszym dryasie) zostały zdrenowane zastoiska wierzchowskie i zło- cienieckie. Znacznie dłużej (prawdopodobnie do starszego dryasu?) działał zbiornik limnoglacialny w kotlinie Jelenina. Głębokie i rozległe jeziora rynnowe (Drawskie, Siecino, Wąsosze) są zapewne pozostałościami zbiorników limnoglacialnych, w których proces sedymentacji odbywał się nieprzerwanie. Po roztopieniu brył martwego lodu ryglujących odpływ powierzchniowy i w wyniku działania erozji wgłębnej w odcinkach przelewowych poziom wód gruntowych zaczął gwałtownie spadać. Moment ten należy wiązać z ostatecznym zanikiem wieloletniej zmarzliny, prawdopodobnie pod koniec allerødu (patrz Kozarski, 1995; Marks, 1996; Błaszkiwicz, 2005).

Podczas deglacjacji subaeralnej (topnienia zagrzebanych brył martwego lodu) zaczęła się formować stała sieć odpływu rzecznej. Główna faza erozji w przełomowych odcinkach rzek przypadła zapewne na schyłek plejstocenu i trwała (z coraz mniejszym natężeniem) do preborealu lub borealu włącznie (patrz Błaszkiwicz, 2005). Dowodzą tego najstarsze daty radiowęglowe ( $9500 \pm 270$  lat BP) uzyskane z torfów w kotlinkach wytopiskowych położonych na sandrach (ryc. 5). Drenaż rzeczny spowodował szybkie obniżenie poziomu wód gruntowych o kilkanaście metrów. Procesowi temu sprzyjał ostateczny zanik wieloletniej zmarzliny, której obecności dowodzą

kliny mrozowe obserwowane w stropie osadów sandrowych (Borówka & Marsz, 1975; Kozarski, 1995). Jeziora, które znalazły się w strefie drenażu powierzchniowego, znacznie się spłyściły lub zanikły. Poziom wody w systemie jezior drenowanych przez Drawę i Piławę obniżył się ostatecznie o 8–18 m (ryc. 4) i na bardzo długo (atlantyk–subatlantyk) ustabilizował się na poziomie ok. 2 m wyższym od współczesnego.

W początkach holocenu coraz większą rolę w kształtowaniu rzeźby (jej utrwalaniu) zaczęła odgrywać szata roślinna, która skutecznie zahamowała procesy stokowe. Dostawa materiału mineralnego do zbiorników została bardzo ograniczona. Wszystkie zbiorniki wodne zaczęły się stopniowo wypełniać osadami fitogenicznymi. Wyniki analiz palinologicznych wskazują, że kreda jeziorna i gyttia reprezentują na ogół okresy: preborealny, borealny, atlantycki, natomiast większość torfów utworzyła się pod koniec atlantyku i w subboreale (patrz ryc. 5). Sedymentacja jeziorna rozpoczęła się w późnym glacialu (allerødzie) i trwa do dziś. Jednakże większość małych i płytkich zbiorników bezodpływowych oraz płytkich zatok jeziornych została zapełniona już w subboreale.

Obniżenie poziomu jezior przepływowych o ok. 2 m miało prawdopodobnie przyczyny antropogeniczne i wiązało się z intensywną kolonizacją (XVI i XVII wiek) oraz XIX-wieczną melioracją, na dużą skalę przeprowadzoną w dorzeczu Drawy i Piławy. Najniższy (do 0,5 m) taras jeziorny jest efektem sezonowych wahań poziomu wód, które w skrajnych sytuacjach dochodzą do 1 m.



Ryc. 5. Tabela stratygraficzna z datami radiometrycznymi i profilami palinologicznymi osadów limnoglacialnych i jeziornych oraz główne etapy deglacjacji

Fig. 5. Stratigraphic table containing radiometric datings and palynological profiles of glaciolacustrine and lacustrine deposits with main of deglaciation stages

## Literatura

- BŁASZKIEWICZ M. 2005 — Późnoglacialna i wczesnoolocena ewolucja obniżenia jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). Pr. Geogr., 201: 1–192.
- BORÓWKA K. & MARSZ A. 1975 — Pseudomorfozy szczelin lodowych w okolicach Rakowa nad jeziorem Komorze (Pojezierze Drawskie). Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A, 28: 29–40.
- DOBRAČKA E. & LEWANDOWSKI J. 2002 — Strefa marginalna fazy pomorskiej lobu Parsęty (Pomorze Środkowe). [W:] Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Oddział Pomorski PIG i Wyd. Nauk o Ziemi UŚ, Szczecin-Sosnowiec: 109–117.
- GALON R. 1972 — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. [W:] Galon R. (red.) Geomorfologia Polski. T. 2, Niż Polski. PWN, Warszawa: 35–110.
- KARCZEWSKI A. 1989 — Morfogenezę strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w wistulianie (Pomorze Środkowe). Seria Geografia, 44. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 1–48.
- KARCZEWSKI A. 1990 — Morphogenesis of the Pomeranian Phase marginal zone in the Parsęta lobe region in the Vistulian, middle Pomerania. *Questiones Geogr.*, 13/14: 43–68.
- KARCZEWSKI A. 1991 — Rozwój i zasięg fazy pomorskiej w obrębie lobu Parsęty podczas zlodowacenia wistuliańskiego. [W:] Kostrzewski A. (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Seria Geografia, 50. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 60–65.
- KARCZEWSKI A. 1994 — Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in western and central Pomerania. Z. Geomorph. Suppl., 95: 35–48.
- KARCZEWSKI A. 1997 — Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile. [W:] Bukowska-Jania E. & Pulina M. (red. nauk.) Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 69–74.
- KLIMEK K. 1997 — Charakterystyka rzeźby i paleogeografii północnej części międzyrzecza Piławy — Płytnicy. [W:] Bukowska-Jania E. & Pulina M. (red. nauk.) Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa. Wyd. Nauk PWN, Warszawa: 75–87.
- KLIMEK K. 2002 — Transformacja odwodnienia strefy jeziora Pile. [W:] Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Oddział Pomorski PIG i Wyd. Nauk o Ziemi UŚ, Szczecin-Sosnowiec: 118–121.
- KLIMEK K. & LEWANDOWSKI J. 2002 — Rynna Piławy. Stanowisko nr 5 — Liszkowo. [W:] Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Oddział Pomorski PIG i Wyd. Nauk o Ziemi UŚ, Szczecin-Sosnowiec: 161–166.
- KŁYSZ P. 1990 — Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. Seria Geografia, 47. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- KŁYSZ P. 1991 — Problem zasięgu fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego w świetle badań w rejonie Osieka Drawskiego i Kalisza Pomorskiego. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A, 42: 103–132.
- KŁYSZ P. 1998 — Zasięg lądolodu fazy pomorskiej na Pojezierzu Drawskim w świetle badań w rejonie Czaplina Żabina oraz Kalisza Pomorskiego. [W:] Kostrzewski A. (red.) Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocena zlodowacenia półkuli północnej. Seria Geografia, 58. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 112–124.
- KOZARSKI S. 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu. Dokumentacja Geograficzna, 1. IGIPZ PAN. Wyd. Continuo, Wrocław.
- KRZYMIŃSKA J. 2002 — Ekspertyza malakofauny z osadów czwartorzędowych odsłonięcia Liszkowo (dolina Piławy). CAG Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- LEWANDOWSKI J. 2002 — Kotlina wytopiskowa Jelenina i jej obrzeżenie. Stanowisko nr 7 — Jelenino. [W:] Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Oddział Pomorski PIG i Wyd. Nauk o Ziemi UŚ, Szczecin-Sosnowiec: 172–175.
- LEWANDOWSKI J. 2006 — Geneza zastoiska złocenieckiego na Pojezierzu Drawskim. [W:] Przewodnik XIII Konferencji „Stratygrafia plejstocenu Polski” — Maróz 2006. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 91–93.
- LEWANDOWSKI J., CHYBIORZ R. & HELIASZ Z. 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z Objasneniami, 1 : 50 000. Arkusz Łubowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- LEWANDOWSKI J., HELIASZ Z. & KLIMEK K. 2005 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z Objasneniami, 1 : 50 000. Arkusz Sulinowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- LEWANDOWSKI J. & HELIASZ Z. 2006 — Objasnenia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Czaplina. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MAKSIAK S. & MRÓZ W. 1974 — Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, wyd. A. Arkusz Szczecinek. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAKSIAK S. & MRÓZ W. 1978 — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. Biul. Inst. Geol., 300: 97–152.
- MARKS L. 1996 — Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 181–193.
- MAMAKOWA K. 1989 — Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, 29, 1: 11–176.
- MARSZ A. 1971 — Zmiany linii brzegowej jeziora Komorze (Pojezierze Drawskie). Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A, 24: 187–196.
- MARSZ A. 1973 — Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadia pomorskiego na Pojezierzu Drawskim (na przykładzie obrzeżenia rynny marginalnej Drawsko-Pile). Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A, 26: 97–143.
- MILECKA K. 2005 — Historia jezior lobeliowych zachodniej części Borów Tucholskich na tle postglacialnego rozwoju szaty leśnej. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 1–246.
- MIOTK-SZPIGANOWICZ G. 1992 — The history of the vegetation of Bory Tucholskie and the role of main in the light of palynological investigations. *Acta Palaeobot.*, 32, 1: 39–122.
- NITA M. 2004 — Wyniki analizy pyłkowej osadów organicznych, arkusz Czaplina. CAG Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- NORYŚKIEWICZ A.M. 2006 — Historia cisa w okolicy Wierzchlasu w świetle analizy pyłkowej. Wyd. UMK, Tow. Przyjaciół Dolnej Wisły. Toruń-Gruczno.
- NOWACZYK B. 1994 — Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. *Acta Univ. Nicol. Copern., Geogr.*, 27: 97–110.
- PALUSZKIEWICZ R. 2004 — Warunki sedymentacji osadów rytmiczne warstwowych w zastoisku złocenieckim na Pojezierzu Drawskim. Pr. Komis. Geogr.-Geol./PTPN, t. 34.
- PIOTROWSKI A. 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Mirosławiec. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M. 1966 — Osady denne Jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych. *Acta Palaeobot.*, 7, 2.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M., MIOTK-SZPIGANOWICZ G., ZACHOWICZ J., LATAŁOWA M. & NALEPKA D. 2004 — *Carpinus betulus L. – Hornbeam*. [In:] Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., Wasilikowa K., Tobolski K., Madeyska E., Wright H.E.Jr. & Turner Ch. (eds) Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 69–78.
- WALANUS A. & NALEPKA D. 1994 — POLPAL — Palinologiczna Baza Danych, Instrukcja obsługi. Wyd. Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków.
- WALANUS A. & NALEPKA D. 1999 — POLPAL. Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numeral analysis. *Acta Palaeobot.*, Supl. 2: 659–661.

Praca wpłynęła do redakcji 29.01.2008 r.

Po recenzji akceptowano do druku 27.03.2008 r.