

JOLANTA CZERNIAWSKA

ROZWÓJ DOLINY DOLNEJ ŁUPAWY W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE

ZARYS TREŚCI

W dolinie dolnej Łupawy, położonej w strefie marginalnej lądolodu fazy gardnieńskiej, stwierdzono występowanie osadów sedymentacji glacialimnicznej. Faza jeziorna w dolnym odcinku Łupawy na podstawie wcześniejszych badań ROTNICKIEGO (2001) wiązana jest z okresem między 14 700 a 14 300 lat BP. Wynika z tego, że zbiornik istniał nie dłużej niż 400 lat. W rzeźbie omawianego odcinka doliny Łupawy wydzielono trzy poziomy terasowe, z których osady najstarszego zostały przekształcone w stropowej części przez procesy eoliczne.

WSTĘP

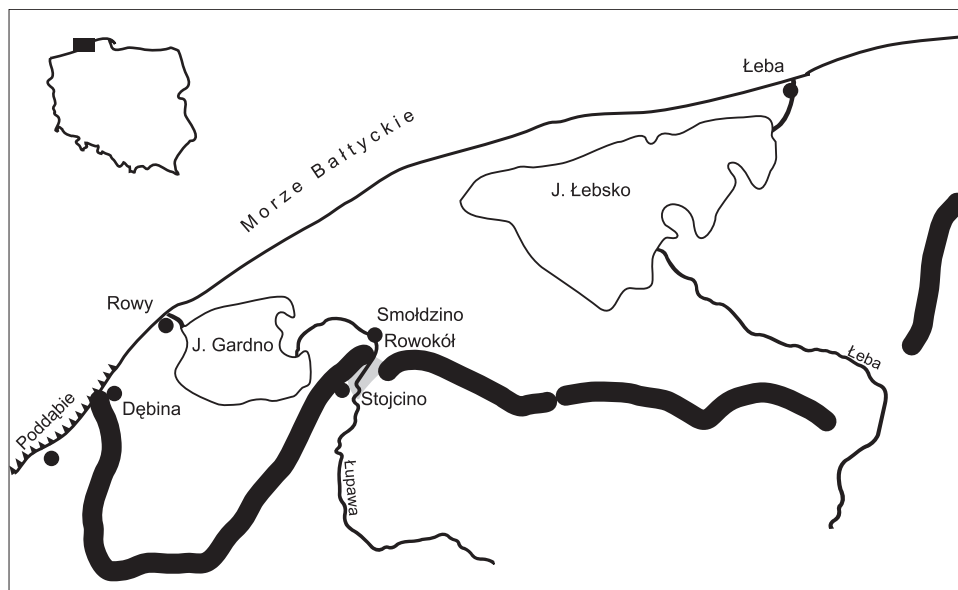
Dolina Łupawy jest jedną z ważniejszych dolin północnego skłonu Pomorza. Górny jej odcinek ukształtował się w strefie moren czołowych uformowanych podczas fazy pomorskiej ostatniego piętra zimnego. Natomiast ujściowy fragment doliny rozciąga się w strefie marginalnej lądolodu fazy gardnieńskiej, datowanej przez ROTNICKIEGO (2001) na 14 700–14 500 lat BP. Źródłiskowy odcinek rzeki położony jest na Pojezierzu Kaszubskim, gdzie wypływa potok o nazwie Obrowa, przyjmowany za początek Łupawy (AUGUSTOWSKI 1984) i uchodzący dalej do jeziora Jasień. Za początek Łupawy przyjmowany jest także dopiero odpływ z jeziora Jasień.

W swym biegu od północnego skłonu garbu pojeziernego po ujście do morza w Rowach Łupawa, podobnie jak inne doliny Przymorza, często zmienia kierunki biegu, które mogą wynikać z tego, że znaczną część dolin stanowią obniżenia zróżnicowane genetycznie i wiekowo, związane głównie z odpływem marginalnym i proglaціальnym (PIASECKI

1976, 1982; FLOREK 1993; SYLWESTRZAK 1978; MARSZ 1984).

Dno doliny Łupawy w analizowanym dolnym odcinku, położonym na wschód od wzniesienia Rowokół (rys. 1), w strefie marginalnej lądolodu fazy gardnieńskiej, osiąga szerokość od ok. 800 m do 1,2 km. Dolina rozcina wysoczyznę, położoną na wysokości od 20 do 35 m n.p.m., a przy samym wylocie na Nizinę Gardnieńską-Łebską w okolicach Smołdzina również moreny czołowe fazy gardnieńskiej, których wzniesienia osiągają wysokości od 30 do 115 m n.p.m. (Rowokół).

W obrębie omawianego odcinka doliny Łupawy występują trzy poziomy, z których dwa starsze z pewnością należy wiązać z sedymentacją osadów rzeki roztokowej u schyłku piętra Wisły (CZERNIAWSKA 1996). Z dwóch wymienionych poziomów nadzalewowych starszy położony jest na wysokości 8,5–13,5 m n.p.m., a młodszy leży niżej, na wysokości 5,5–12,0 m n.p.m., i w części północnej przechodzi w poziom aluwialnego stożka Łupawy. Trzeci, najmłodszy poziom terasowy położony jest w prze-



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań

■ – strefa moren czołowych lądolodu fazy gardnieńskiej

Fig. 1. Location of research area

■ – Gardno phase end moraine

dziale wysokości 5–10 m n.p.m. i stanowi terasę zalewową, ukształtowaną przez rzekę meandrującą, o czym świadczą występujące na jej powierzchni paleomeandry, z których najstarszy w tej części doliny pochodzi z okresu subborealnego: 4440 ± 120 lat BP (GD-2257) (FLOREK 1992). W podłożu wymienionych teras pomiędzy miejscowościami Smołdzino i Siecie stwierdzono osady glacialimiczne (CZERNAWSKA 1999, 2005).

UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODCZWARTORZĘDOWEJ

Obraz rzeźby podczwartorzędowej dna doliny dolnej Łupawy widoczny jest na mapie ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej na obszarze Niziny Gardnieńsko-Łębskiej (BORÓWKA, ROTNICKI 1995). Z przedstawionej mapy wynika,

że podłoże czwartorzędu w obrębie badanego odcinka doliny Łupawy spoczywa na głębokości od 80 do 100 m p.p.m. Choć treść mapy, jak zastrzegają autorzy artykułu, jest bardzo ogólna i w znacznej mierze hipotetyczna, to wyraźnie daje się na niej zauważyć, że analizowany fragment doliny położony jest nad jednym z trzech przebiegających południkowo obniżień powierzchni podczwartorzędowej o charakterze rynien, które związane są z erozyjną działalnością wód subglacialnych (BORÓWKA, ROTNICKI 1995). Głębokość obniżień sięga ok. 200 m p.p.m. Na południe od objętego badaniami odcinka doliny Łupawy, w dalszej części doliny powierzchnia podczwartorzędowa podnosi się do wysokości 0 m n.p.m., tworząc wyniesienie w podłożu osadów czwartorzędowych. Trudno powiedzieć, czy ta kopalna forma wklęsła ulegała odnowianiu w kolejnych okresach czwar-

torzędu przez procesy erozji rzecznej lub wodnolodowcowej. Nie wiadomo więc, czy omawiany odcinek doliny Łupawy ma założenia starsze, czy może jego położenie nad kopalnym obniżeniem jest przypadkowe. Faktem jest jednak, że położenie doliny Słupi w okolicach Słupska jest uwarunkowane rzeźbą podczwartorzędową (MOJSKI, ORŁOWSKI 1978; ORŁOWSKI 1983). Analizując położenie, kształt i osady wypełniające obniżenie w powierzchni podczwartorzędowej, MOJSKI i ORŁOWSKI (1978) wykazali, że dolina Słupi we wspomnianym rejonie położona jest nad plejstocенską formą o genezie rynnowej, która powstała podczas zlodowacenia południowopolskiego i była odpreparowywana w kolejnych glacialach. Forma ta rozcina powierzchnię położoną na wysokości od 20 do 80 m p.p.m., osiągając głębokość od 60 do ponad 100 m, a więc leży na rzędnych od 80 do 180 m p.p.m. Jej szerokość wynosi od 1 do 1,5 km.

GLÓWNE SERIE OSADOWE PIĘTRA WISŁY

Osady piętra Wisły zostały dobrze rozpoznane na Nizinie Gardnieńsko-Łębskiej, m.in. także w rejonie aluwialnego stożka Łupawy, w obrębie którego częściowo położony jest omawiany dolny odcinek doliny. Szczegółową historię badań czwartorzędu i osadów piętra Wisły na terenie niziny przedstawili wcześniej inni autorzy (ROSA 1963; ROTNICKI, BORÓWKA 1990, 1991, 1994a, b, 1995a, b; BORÓWKA, ROTNICKI 1995, 1997; BORÓWKA 1995; TOBOLSKI 1975, 1979, 1989).

Jak wynika z opracowanej przez ROTNICKIEGO (2001) chronostratygrafii tego piętra dla niziny na omawianym obszarze zachowały się ślady czterech zdarzeń glacialnych, z których najstarsze związane jest ze stadiem kaszubskim, wydzielonym przez MOJSKIEGO (1985)

w podziale stratygraficznym plejstocenu Polski. Depozycja gliny dolnego vistulianu była poprzedzona akumulacją piasków i żwirów wodnolodowcowych, których miąższość sięga maksymalnie 17 m (BORÓWKA, ROTNICKI 1995, 1997; ROTNICKI, BORÓWKA 2000a, b). Na wspomnianej glinie zalega drobnopiaszczysta seria rzeczna, której grubość dochodzi do 32 m. Jest ona przewarstwiana mułkami i zawiera miejscami rozproszoną materię organiczną. Zdaniem ROTNICKIEGO (2001) seria ta mogła powstać w wyniku akumulacyjnej działalności pra-Łeby i pra-Łupawy, które tworzyły rozległe stożki napływowe na Nizinie Gardnieńsko-Łębskiej.

Kolejne zdarzenie glacialne, które miało miejsce w dolnym plenivistulianie, reprezentowane jest przez glinę zwalową o miąższości ok. 5 m, związaną stratygraficznie ze stadiem przedgrudziądzkim MOJSKIEGO (1985). Młodsze osady, pochodzące ze środkowego plenivistulianu, są szeroko rozprzerstrzenione na nizinie i obejmują (ROTNICKI, BORÓWKA 2000a, b) kilkunastometrowej miąższości serię piaszczystą, która występuje także w obrębie stożka aluwialnego Łupawy, gdzie osady te są najgrubsze, wykształcone w postaci gruboziarnistych piasków i żwirów. W miarę oddalania się od wymienionej formy omawiana seria przechodzi w piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, które przewarstwiane są często mułkami, torfami i zawierają rozproszoną materię organiczną. Wiek tej serii został określony między > 42 000 (Gd-5525) a $22\ 300 \pm 700$ lat BP (Gd-4581) (ROTNICKI, BORÓWKA 1994a, b, 1995a, b) i dlatego jej pozycja stratygraficzna odpowiada interstadiowi grudziądzkiemu MOJSKIEGO (1985), a geneza związana jest z działalnością głównie pra-Łeby i pra-Łupawy, które najprawdopodobniej formowały wielkie stożki napływowe na tym obszarze (ROTNICKI 2001). Opisy-

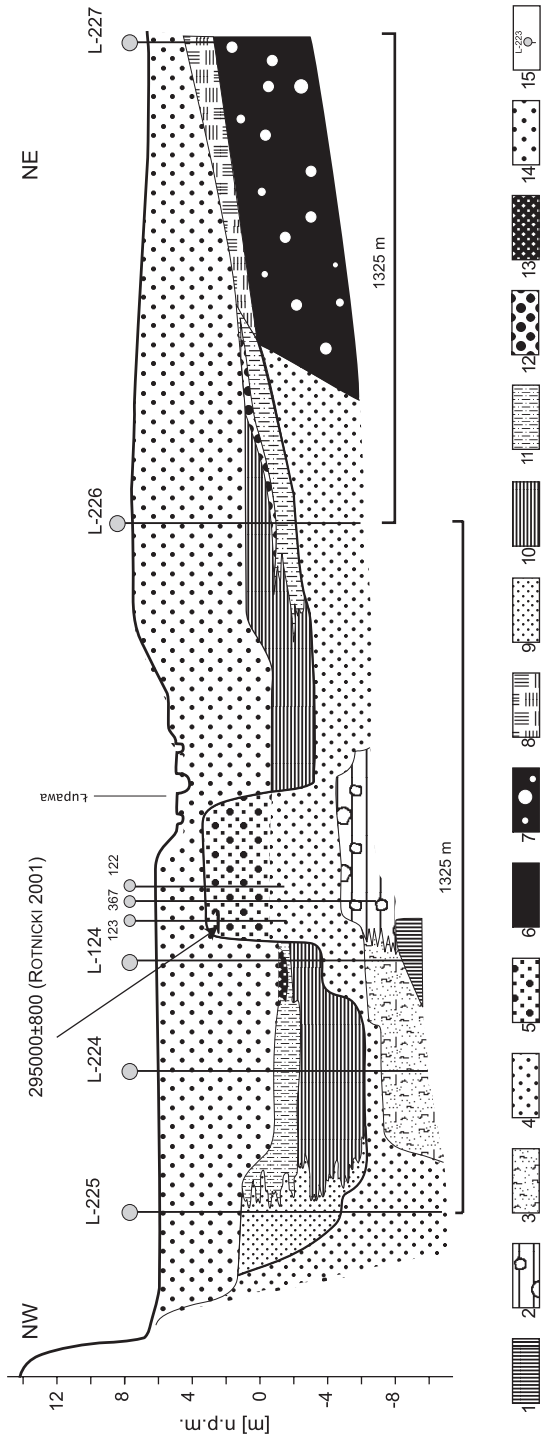
wane osady piaszczyste zostały znalezione także w dolinie dolnej Łupawy przez ROTNICKIEGO (2001). Budują one m.in. wyższy kopalny poziom dna doliny (rys. 2). Stropowa część tego poziomu zbudowana jest z grubszego materiału, reprezentowanego przez piaski różnoziarniste z domieszką żwiru. W obrębie tej formy występuje torf i zalegający pod nim piaszczysto-organiczny materiał, których miąższość wynosi ok. 30 cm. Wiek torfu określono metodą ^{14}C na $29\,500 \pm 800$ lat BP (Gd-6844) (ROTNICKI 2001). Sytuacja geologiczna i wiek omawianych osadów rzecznych nie potwierdzają poglądu ROSY (1964), według którego dolina Łupawy jest doliną młodą i pojawiła się dopiero po ostatnim zlodowaceniu. Dolny, analizowany odcinek doliny Łupawy musiał częściowo istnieć już w środkowym plenivistulianie.

Górny plenivistulian, nazywany przez MOJSKIEGO (1985) stadiąłem głównym, reprezentowany jest na nizinie przez żwirowo-kamienisty bruk rezydualny, który pozostał po rozmyciu gliny zwałowej fazy leszczyńsko-pomorskiej, mieszczącej się na tym obszarze w przedziale $22\,300\text{--}15\,000$ lat ^{14}C BP (ROTNICKI, BORÓWKA 1994a, 1995a, b, 2000a, b; ROTNICKI 2001).

Na Wysoczyźnie Słupskiej, którą rozcina Łupawa, glina zwałowa fazy leszczyńsko-pomorskiej pokrywa starszą rzeźbę cienką warstwą o grubości od 1,5 do 4 m. W dolnym odcinku doliny Łupawy w powierzchni dna zbiornika zastoiskowego, który funkcjonował między Stojcinem a Sieciem, występują m.in. piaski różnoziarniste z domieszką żwiru. Są one położone w rozcięciu gliny zwałowej fazy leszczyńsko-pomorskiej, a więc są od niej młodsze. Ich spąg nie został osiągnięty, a miąższość tych utworów wynosi ponad 6 m. Typ osadów budujących podłoże kopalnego zastoiska świadczy o tym, że pojawiło się ono na

powierzchni polodowcowej, zbudowanej głównie z gliny leszczyńsko-pomorskiej, a więc na powierzchni słabo zmodyfikowanej przez Łupawę. Charakterystyczne jest to, że na glinie zwałowej fazy leszczyńsko-pomorskiej prawie nie spotyka się piasków rzecznych z okresu pomiędzy recesją lądolodu tej fazy a powstaniem zastoiska fazy gardnieńskiej. Jedynie w kilku otworach znaleziono bruk na glinie leszczyńsko-pomorskiej. Na podstawie tego można wnioskować, że w wielu miejscach zastoisko pojawiło się na świeżej powierzchni poglacialnej, której nie przekształciła działalność rzeki. W niektórych miejscach to przekształcenie polegało jedynie na wycięciu w niej erozyjnych poziomów w poglacialnej powierzchni. Gdzie można upatrywać przyczyny tego faktu? Jest wysoce prawdopodobne, że w dolinie dolnej Łupawy spod cofającego się lądolodu fazy leszczyńsko-pomorskiej wyłoniła się nierówna powierzchnia gliny zwałowej, położona np. w odcinku północnym najniższej w części zachodniej. Jedynie to obniżenie wykorzystywała Łupawa. Niewykluczone, że te nierówności przyszłego dna zastoiska przetrwały okres depozycji mułków oraz ilów glacialimicznych i reprodukowały się w ich powierzchni.

Najmłodsze zdarzenie glacialne, jakim była transgresja lądolodu fazy gardnieńskiej, zaznaczyła swoją obecność na Nizinie Gardnieńsko-Łebskiej w postaci cienkiej pokrywy gliny, która zachowała się w wielu miejscach na nizinie, m.in. na północnym stoku moren czołowych oraz jako erozyjny bruk rezydualny, według ROTNICKIEGO i BORÓWKI (1994a, 1995a, b) będący pozostałością po tej glinie. Badania petrograficzne przeprowadzone przez JASIEWICZA (2001) dowodzą wyraźnej odrębności stratygraficznej tej gliny, a tym samym także samej fazy gardnieńskiej. Transgresja lądolodu tej fazy spowodowała nie tylko



Rys. 2. Przekrój geologiczny w dolinie dolnej Łupawy – środkowa część zastoiska

Zlodowacenie Warty: 1 – mułki z fazy transgresji, 2 – glina zwalowa, 3 – piaski i żwiry gliniaste; plenivistulian: 4 – rzeczne piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, 5 – rzeczne piaski różnoziarniste ze żwitem, 6 – torf; fazza leszczyńsko-pomorska: 7 – glina zwalowa, 8 – piaski i żwiry gliniaste; faza gardnieńska: 9 – rzeczne piaski drobnoziarniste, 10 – iły warwowe 11 – mułki piaszczyste, 12 – przewarstwienia żwirowo-piaszczyste, 13 – glina gardnieńska; górny vistulian i holocen: 14 – piaski różnoziarniste budujące liczne sekwencje utworów rzecznych drobniejszych ku górze; inne: 15 – otwory geologiczne i ich numery

Fig. 2. Geological cross-section – central part of ice-dammed lake

Warta glaciation: 1 – glaciolacustrine clay, 2 – glacial till, 3 – sand with gravel; plenivistulian: 4 – fine and medium sand, 5 – coarse-grained sands with gravel, 6 – peat; leszczyńsko-pomoranian phase: 7 – glacial till, 8 – sand with gravel; gardno phase: 9 – fine sand, 10 – glaciolacustrine sandy silts, 12 – sand and gravel interbeddings, 13 – glacial till; upper vistulian and holocene: 14 – fluvial sands of different grain-size; other: 15 – boreholes and its numbers

powstanie spiętrzonego ciągu moren czołowych w obrębie kopalnej krawędzi oddzielającej obszar Niziny Gardnieńsko-Łębskiej od położonej na południu Wysoczyzny Słupskiej, ale także zamknięcie ujścia doliny Łupawy, co w konsekwencji doprowadziło do powstania przykrawędziowego jeziora zastoiskowego (CZERNAWSKA 1999, 2005). Powstawanie jezior zastoiskowych towarzyszyło również recesji lądolodu tej fazy, których osady występują pod deltą Łupawy (ROTNIICKI, BORÓWKA 1995a).

Trudno określić czas funkcjonowania zbiornika w dolinie dolnej Łupawy. Biorąc jednak pod uwagę wiek fazy gardnieńskiej oraz wiek pierwszej postgardnieńskiej fazy recesyjnej, przypadającej na 14 300–14 000 lat BP (ROTNIICKI 2001), można przyjąć, że jezioro powstało między 14 700 a 14 300 lat BP i istniało nie dłużej niż 400 lat. Recesja lądolodu spowodowała odblokowanie doliny Łupawy, spłynięcie wód zastoiska i stopniowy jego zanik. Łupawa skierowała wody na obszar wolny od lodu, znajdujący się dzisiaj w obrębie Niziny Gardnieńsko-Łębskiej. Tutaj zaczęła formować rozległy stożek napływowy, który zaczął funkcjonować już w drugiej postgardnieńskiej fazie recesyjnej (14 000–13 250 lat BP). Świadczy o tym najstarsze organiczne wypełnienie koryta, datowane na 13 800 ± 270 lat BP (Gd-6117) (ROTNIICKI, BORÓWKA 1995a). Aluwialny stożek był jeszcze formowany przez znaczną część holocenu, co potwierdza jedno z młodszych organicznych wypełnień koryt, występujących na powierzchni stożka, którego wiek wynosi 6700 ± 70 lat BP (Gd-55601) (ROTNIICKI, BORÓWKA 1995a).

Na osadach kompleksu zastoiskowego, jaki się uformował w zbiorniku doliny dolnej Łupawy, poza jednym otworem, w którym osady zastoiskowe dochodzą do dzisiejszej powierzchni, zalega piaszczysto-żwirowa pokrywa osadów rzecz-

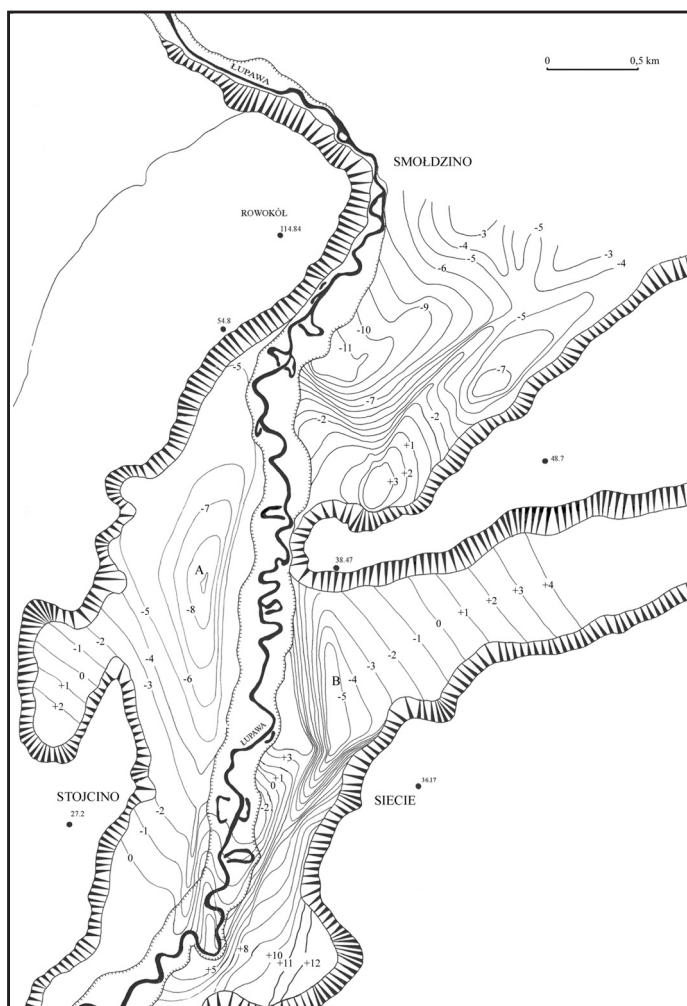
nych Łupawy, której miąższość jest zróżnicowana i mieści się w przedziale od 1 m w południowej części obszaru badań do 11 m w północnej części. Granica pomiędzy osadami kompleksu zastoiskowego a osadami rzecznyymi pokrywającymi ten kompleks jest prawie na całym opisywanym terenie wyraźnie widoczna. Najczęściej na serii zastoiskowej zalegają gruboziarniste, piaszczysto-żwirowe osady rzeczne. Pokrywa aluwialna charakteryzuje się występowaniem licznych w pionie sekwencji drobnienia ziarna ku górze. Analiza uziarnienia omawianych osadów pokazała wyraźnie jednoczłonową sekwencję, którą można zaliczyć do osadów facji korytowej.

W stropie osadów budujących najstarszy poziom terasowy występuje drobniejszy materiał, głównie piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, zalegające miejscami na cienkiej warstwie gleby kopalnej, które prawdopodobnie podlegały oddziaływaniu procesów eolicznych. Trudno wskazać, kiedy nastąpiło zeolizowanie stropu osadów aluwialnych. Być może okres wydymotwórczy w dolinie dolnej Łupawy miał miejsce w tym samym czasie, kiedy tworzyły się wydmy przy południowo-wschodnim brzegu jeziora Łębsko, o których pisze TOBOLSKI (1972), czyli w młodszym dryasie.

UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODŁOŻA OSADÓW ZBIORNIKA ZASTOISKOWEGO

Kopalny zbiornik zastoiskowy w dolinie dolnej Łupawy, o którym wcześniej wspomniano, miał ok. 5 km długości i od 1 do 1,5 km szerokości. Interesująco przedstawia się ukształtowanie powierzchni podłoża osadów tego zbiornika (rys. 3).

W rzeźbie podłoża osadów glacialimicznych rysują się dwa, prawie rów-



Rys. 3. Ukształtowanie powierzchni podłoża osadów zastoiiskowych
 Fig. 3. Surface configuration of the base of glaciolacustrine deposits

noległe do siebie usytuowane podłużne obniżenia o charakterze dolinowym, które ciągną się wzdłuż osi współczesnej doliny Łupawy. Jedno z obniżień (A), wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie, położone jest po stronie zachodniej, a rzędna jego dna wynosi od -6 do -9 m p.p.m. Drugie natomiast, mniej rozległe i położone nieco wyżej, na rzędnej -5 m p.p.m., znajduje się po stronie wschodniej (B),

gdzie obecnie dolina Łupawy łączy się z podłużnym i dzisiaj martwym obniżeniem dolinowym, którego współczesna powierzchnia nachylona jest w kierunku wschodnim i są na niej zachowane ślady koryt roztokowych. Jest bardzo prawdopodobne, że poziom wody w zbiorniku zastoiiskowym zmieniał się. Niewykluczone więc, że podczas wyższych stanów wody dokonywał się tą doliną od-

plyw wód okresową rzeką roztokową. Omawiana dolina mogła stanowić więc pewnego rodzaju „kanał ulgi” i pełnić funkcję regulatora poziomu wody w zbiorniku. Obydwa opisywane równoległe obniżenia (A i B) są rozdzielone płaskim wyniesieniem o charakterze wyższego, kopalnego poziomu dna doliny. Jest on wyraźnie widoczny na przekroju geologicznym (rys. 1). Poziom ten jest położony na rzędnej +4 m n.p.m. i osiąga względną wysokość ok. 9 m. Forma ta po zachodniej stronie zbudowana jest z rzecznych utworów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych Łupawy. Z załączonej mapy wynika, że dno wschodniej części kopalnego zbiornika, leżące na rzędnych od +8 do -7 m n.p.m., jest położone wyżej niż w części zachodniej (od +2 do -9 m p.p.m.).

W ukształtowaniu współczesnej powierzchni dna doliny nie rysują się opisywane obniżenia o charakterze dolinym, występujące w południowej strefie jeziora. Ich przebieg nawiązuje jedynie do współczesnej osi morfologicznej doliny Łupawy i może świadczyć o istnieniu formy dolinnej przed powstaniem zastoiska. Związku podłoża z dzisiejszą rzeźbą doliny Łupawy nie widać również w północnej części zbiornika.

PODSUMOWANIE

W świetle literatury oraz własnych wyników badań można stwierdzić, że dolina dolnej Łupawy ma znacznie starsze założenia niż dotąd przyjmowano i musiała częściowo funkcjonować już w plenivistulianie (ROTNIKI 2001; CZERNIAWSKA 2005). W rozwoju dolnego odcinka doliny Łupawy można wyróżnić fazę późnoglacialnego jeziora zastoiskowego, które powstało podczas nasunięcia i postępu lodolodu fazy gardnieńskiej. Zasięg fazy gardnieńskiej wyznaczony jest przez

kopalną morenę czołową wykrytą w północnej części zbiornika oraz występujące tam gliny spływowe fazy gardnieńskiej (CZERNIAWSKA 2005). Zanik fazy jeziornej nastąpił prawdopodobnie w trakcie pierwszej postgardnieńskiej fazy recesyjnej, przypadającej na 14 300–14 000 lat BP (ROTNIKI 2001). Spływ wód jeziornych przyczynił się do uaktywnienia działalności rzecznej Łupawy, czego rezultatem jest pokrywa aluwialna zalegająca na osadach kompleksu zastoiskowego i budująca częściowo stożek aluwialny Łupawy. Prawdopodobnie w młodszym dryasie miała miejsce faza wydmotwórcza w dolinie dolnej Łupawy, jeśli przyjmujemy, że procesy eoliczne, które zapisały się w postaci wydm śródlądowych przy południowo-wschodnim brzegu jeziora Łebsko (TOBOLSKI 1972), miały szerszy zasięg.

LITERATURA

- AUGUSTOWSKI B., 1984: Pobrzeże Pomorskie. Gdańsk.
- BORÓWKA R.K., 1995: Sub-Quaternary surface and main Quaternary series in the Gardno-Łeba Coastal Plain. [W:] K. Rotnicki (red.), Changes of the Polish Coastal Zone. Guide-Book of the Field Symposium IGU CCS Polish Coast'94. Poznań, 221–223.
- BORÓWKA R.K., ROTNIKI K., 1995: Problemy dolnego i środkowego czwartorzędu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. [W:] Geologia i geomorfologia Środkowego Pobrzeża i Południowego Bałtyku. WSP, Słupsk, 53–70.
- BORÓWKA R.K., ROTNIKI K., 1997: Problems of the Lower and Middle Quaternary on the Gardno-Łeba Coastal Plain. Quaternary Studies in Poland, 14, 5–15.
- CZERNIAWSKA J., 1996: Analiza litofacyjna osadów doliny dolnej Łupawy. Praca magisterska z Zakładu Paleogeografii i Geologii Czwartorzędu UAM (mskr.).
- CZERNIAWSKA J., 1999: Osady zastoiskowe w dolinie dolnej Łupawy. [W:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), Ewolucja geosystemów nadmorskich połud-

- niowego Bałtyku. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 63–68.
- CZERNIAWSKA J., 2005: Główne strefy depozycyjne w zastoisku fazy gardnieńskiej – dolina dolnej Łupawy. [W:] J. Skoczylas (red.), Referaty. T. XIV. PTG, UAM, Poznań, 7–25.
- FLOREK W., 1992: Rozwój doliny Łupawy w późnym wistulianie i holocenie. [W:] K. Korzeniewski, Zlewnia przymorskiej rzeki Łupawy i jej jeziora. WSP, Słupsk, 9–41.
- FLOREK W., 1993: Główne etapy rozwoju koryt i dolin rzecznych środkowego Przymorza w późnym wistulianie i holocenie. Geologia i geomorfologia środkowego Pobrzeża i Południowego Bałtyku. WSP, Słupsk, 279–301.
- JASIEWICZ J., 2001: Vistuliańskie „gliny czerwone” i ich znaczenie stratygraficzne dla wydzielenia fazy gardnieńskiej. [W:] K. Rotnicki (red.), Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie. Poznań, 53–56.
- MARSZ A.A., 1984: Główne cechy geomorfologiczne. [W:] B. Augustowski (red.), Pobrzeże Pomorskie. Gdańsk, 41–65.
- MOJSKI J.E., 1985: Quaternary. [W:] Geology of Poland, t. 1: Stratigraphy, cz. 3b: Cainozic. Wyd. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J.E., ORŁOWSKI A., 1978: Plejstocenijska forma rynnowa okolic Słupska. Kwart. Geol., 22(1), 171–179.
- ORŁOWSKI A., 1983: Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej w dolinie Słupi i obszarach przyległych. Koszalińskie Studia i Materiały, 2, 191–203.
- PIASECKI D., 1976: Doliny złożone rzek zachodniego Przymorza. Czasopismo Geograf., 47, 1, 21–32.
- PIASECKI D., 1982: Ewolucja dolin rzek Przymorza. Przegl. Geogr., 54, 1–2, 49–68.
- ROSA B., 1963: O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Studia Soc. Torun., Sectio C, vol. 5, 98–138.
- ROSA B., 1964: O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związku z transgresją morza i znaczeniu dla badań nad neotektoniką obszaru. Zesz. Nauk. UMK, 10, Geografia, 83–108.
- ROTNIICKI K., 2001: Stratygrafia i paleogeografia wistulianu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. [W:] K. Rotnicki (red.), Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 19–30.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 1990: Nowe dane dotyczące stratygrafii osadów młodoczwartorzędowych Niziny Gardzieńsko-Łebskiej na obszarze położonym między jeziorami Gardno i Łebsko. Sprawozd. Kom. Geograf.-Geolog. PTPN, 107, 125–128.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 1991: Litostratygrafia aluwialnego stożka Łupawy na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej w świetle nowych danych. Sprawozd. Kom. Geograf.-Geolog. PTPN, 108, 100–103.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 1994a: Stratigraphy, paleogeography and dating of the North Polish Stage in the Gardno-Łeba Coastal Plain. [W:] K. Rotnicki (red.), Changes of the Polish Coastal Zone. Guide-Book of the Field Symposium IGU CCS Polish Coast'94. Poznań, 84–88.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 1994b: Holocene deposits in the maximum limit zone of the Litorina Sea transgression in the geological cross-section at Kluki. [W:] K. Rotnicki (red.), Changes of the Polish Coastal Zone. Guide-Book of the Field Symposium IGU CCS Polish Coast'94, Poznań, 89–93.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 1995a: The Last Cold Period in the Gardno-Łeba Coastal Plain. [W:] K. Rotnicki (red.), Polish Coast: Past, Present and Future. Journal of Coastal Research, Spec. Issue No. 22, 225–229.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 1995b: Evidences of the Litorina Sea at Kluki, Gardno-Łeba Coastal Plain. [W:] K. Rotnicki (red.), Polish Coast: Past, Present and Future. Journal of Coastal Research, Spec. Issue No. 22, 231–236.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 2000a: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz „Kluki”. Wyd. PIG, Warszawa.
- ROTNIICKI K., BORÓWKA R.K., 2000b: Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz „Kluki”. Wyd. PIG, Warszawa.
- SYLWESTRZAK J., 1978: Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Gdańskie Tow. Nauk. Gdańsk.
- TOBOLSKI K., 1972: Wiek i geneza wydm przy południowo-wschodnim brzegu jeziora Łebsko. Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., B, XXV.
- TOBOLSKI K., 1975: Studium palinologiczne gleb kopalnych Mierzei Łebskiej w Słowińskim Parku Narodowym. PTPN, 41.

TOBOLSKI K. 1979: Przemiany lokalnej szaty roślinnej na podstawie badań subfosylnych osadów biogenicznych w strefie plaży koło Łeby. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, A, 32, 155–168.

TOBOLSKI K., 1989: Holocenijskie transgresje Bałtyku w świetle badań paleoekologicznych Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 56, *Geologia Morza*, 4, 257–265.

Recenzent: prof. UAM dr hab. Leszek Kasprzak

*Instytut Paleogeografii i Geokologii
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu*

DEVELOPMENT OF THE LOWER ŁUPAWA VALLEY IN LATE PLEISTOCENE

Summary

The lower Łupawa valley is situated in the Gardno Phase marginal zone. The Gardno Phase represents a short ice readvance on the North Polish Plain. According to ROTNICKI (2001) Gardno Phase should be situated between 14 700 and 14 500 years B.P. The fossil ice-dammed lake has been discovered in the lower Łupawa valley. Based on the analysis of the materials the extent of ice-dammed lake has been determined. Its dimensions are: width – 1,2 km, length – 5 km. During the first ice recession phase the ice-dammed

lake disappeared. The first ice recession phase is situated between 14 300 and 14 000 years B.P. (ROTNICKI 2001). After that the aggradation of the alluvial fan of the Łupawa began. Fossil channels of braided Łupawa can be found in its top part. The oldest organogenic infillings of these channels started to accumulate 13 800±270 years B.P. (ROTNICKI & BORÓWKA 1995). According to ROTNICKI & BORÓWKA (1995) one of the youngest organogenic infillings of these channels started to accumulate 6 700±70 years B.P.