

WACŁAW FLOREK

WSTĘPNE UWAGI O WIEKU OSADÓW BUDUJĄCYCH DNO DOLINY DOLNEGO ODCINKA SŁUPI

ZARYS TREŚCI

Badania autora dały możliwość sprecyzowania pozycji chronostratygraficznej równiny zalewowej dolnej Słupi.

Zgodnie z rezultatami datowań C^{14} i analizy palinologicznej formowanie pokrywy osadów organogenicznych nadbudowujących seria aluwialne równiny zalewowej Słupi rozpoczęło się z początkiem okresu subatlantyckiego i trwa do dziś.

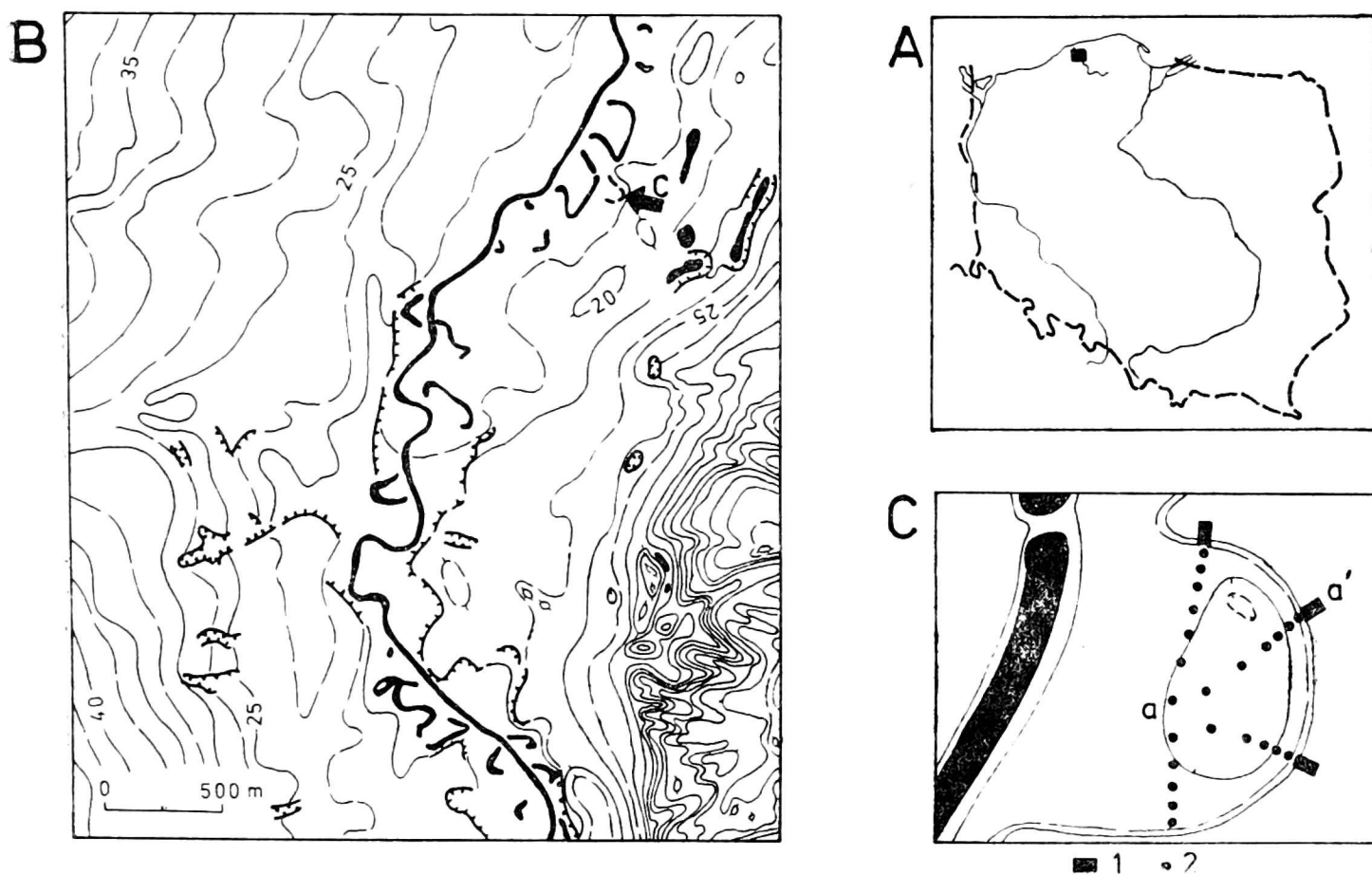
WPROWADZENIE

Wyrównany profil podłużny, płaskie i stosunkowo rozległe dna dolin oraz dość znaczny stopień ich wypełnienia osadami organogenicznymi charakteryzują dolne, przyujściowe odcinki rzek północnego skłonu Pomorza (por. B. Rosa 1964).

Wiek owych wypełnień, jak i den dolinnych bywa zazwyczaj określany dość ogólnie jako postglacjalny lub holoceniński (W. Deecke 1911, K. v. Bülow 1930, K. Keilhack 1930, B. Rosa 1964, J. E. Mojski, A. Orłowski 1978, J. Sylwestrzak 1978). Autor podjął próbę uściślenia okresu formowania się pokrywy utworów facji pozakorytowych, przede wszystkim zaś osadów organogenicznych. Posłużono się przy tym badaniami geomorfologicznymi prowadzonymi w dolinie Słupi w rejonie Słupska. Materiały z wierceń i wkopów były datowane metodą radiowęglą C^{14} , wykonano również ekspertyzę palinologiczną.

SYTUACJA GEOMORFOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

Przedmiotem szczególnego zainteresowania autora stał się paleomeander Słupi położony na południowym skraju Słupska, na obszarze równiny zalewowej Słupi (rys. 1). Równina zalewowa osiąga tutaj, jak i na całym odcinku od Krzyni do Włynkówka znaczną szerokość (150 - 400 m), i około 2-metrową krawędzią oddzielona jest od terasy nadzalewowej (poziom II według J. E. Mojskiego i A. Orłowskiego 1978). Od ujściowego odcinka rzeki obszar ten odgraniczony jest przełomowym odcin-



Rys. 1. A — położenie obszaru badań, B — obraz hipsometryczny doliny Słupia na południe od Słupska z lokalizacją paleomeandru przedstawionego na szkicu C, C — rozmieszczenie wkopów (1) i wierceń (2) na tle szkicu hipsometrycznego badanego paleomeandru

kiem Włynkówko — Bydlino, nazywanym przez B. Rosę (1964) „progiem Bydlina”. Jest to o tyle istotne, że zdaniem B. Rosy (1964) odcinek Krzyżnia — Włynkówko znalazł się w strefie możliwego reagowania na wahania poziomu morza dopiero po transgresji litorynowej. Stwierdzone więc tutaj w wielu miejscach warstwy torfu zalegające pod aluwiami mineralnymi (B. Rosa 1964, J. E. Mojski, A. Orłowski 1978) powstały w wyniku lokalnego zwilgotnienia dna doliny powyżej Włynkówka będącego rezultatem zablokowania odpływu wód gruntowych z leżącego powyżej fragmentu doliny przez „próg Bydlina” (B. Rosa 1964).

Serie osadów budujących równinę zalewową osiągają łącznie miąższość około 4 m. Składają się na nie osady facji korytowej w postaci piasku średnioziarnistego z udziałem piasku gruboziarnistego w bruku erozyjnym oraz piaskiem drobnoziarnistym łach, osady facji pozakorytowych w postaci piasku drobnoziarnistego, mułku, często z niewielkim udziałem materiału organogenicznego, a także osady facji starorzeczny — piaski drobnoziarniste, gytia, mułki i różne rodzaje torfu. Osobno należy potraktować torfy tworzące na znacznym obszarze ciągłą pokrywę o miąższości do około 1,20 m, które powstają w dość szczególnych warunkach „ponadnormalnego” zwilgotnienia powierzchni równiny zalewowej na odcinku od Włynkówka do rejonu stożka usypanego przez Głaźnę, prawobrzeżny dopływ Słupia.

Obecność pokrywy torfowej powoduje, że rzeźba równiny zalewowej jest dość monotonna, jednak formy paleomeandrów wyróżniają się dość zdecydowanie, przy czym prawdopodobnie starsze formy zajmujące najczęściej pozycje skrajne, jedynie w okresach wyższych stanów wód (najczęściej zimą i wczesną wiosną) są wypełnione wodą. Młodsze formy woda wypełnia przez cały rok. O większości młodszych wiadomo, że powstały w sposób sztuczny w wyniku przeprowadzonej w latach dwudziestych tego stulecia regulacji rzeki.

Równie wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie równiny zalewowej wały przykorytowe towarzyszące korytu na znacznej długości. Znaczny udział w ich powstaniu miały jednak prace regulacyjne z lat dwudziestych i późniejsze prace zmierzające do oczyszczenia dna i brzegów koryta. Udział procesów naturalnych w ich powstawaniu jest również poważny, o czym autor miał okazję się kilkakrotnie w ostatnich latach przekonać. Po zimowych wylewach Słupi w partiach stropowych wałów i na stokach dystalnych pozostawały świeże odsypy piaszczyste o miąższości do kilkunastu cm.

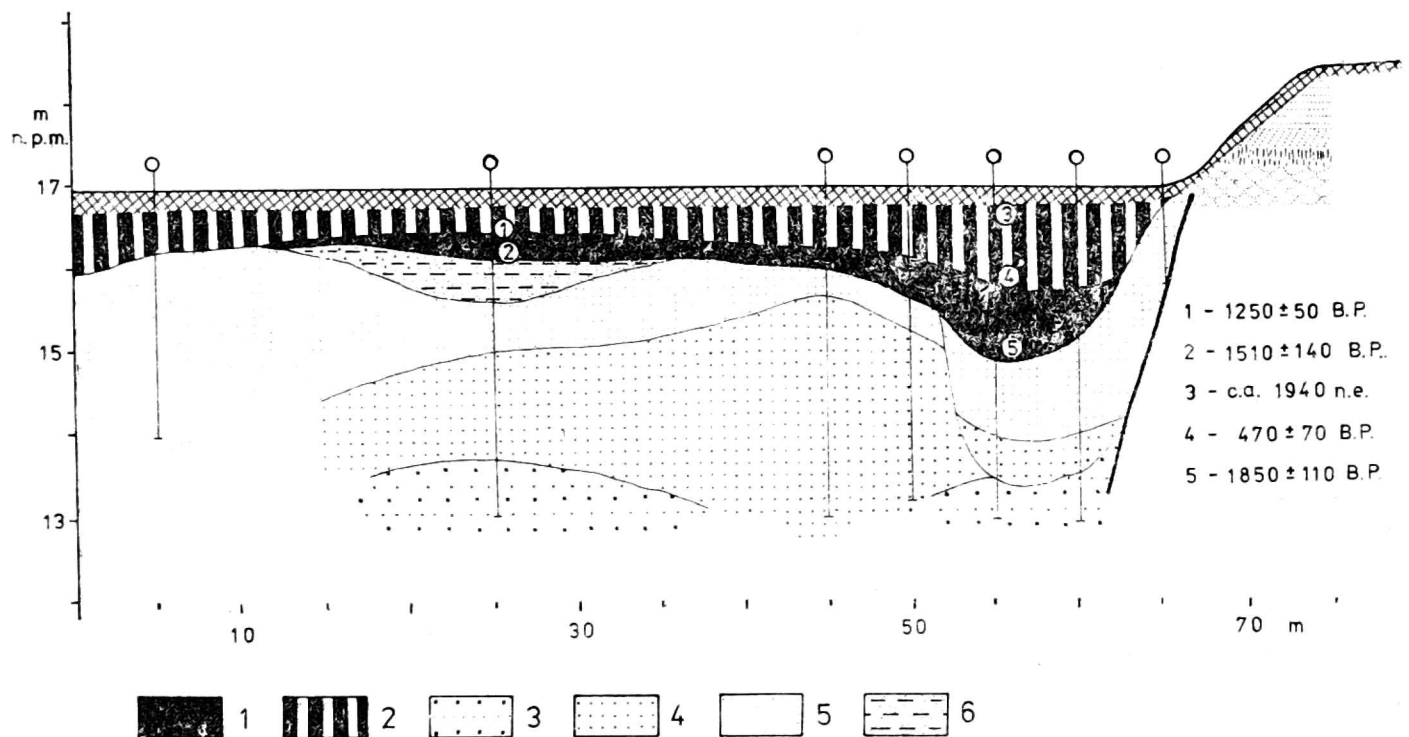
Paleomeander, który został poddany szczegółowym badaniom, jest formą niedużych rozmiarów, o szerokości koryta równej 20 m, promieniu krzywizny — 40 m, połowie amplitudy fali meandru wynoszącej 58 m i szerokości meandru równej 115 m. Dla porównania można dodać, że położone w pobliżu młodsze „postregulacyjne” meandry mają wszystkie pomierzone parametry znacznie większe: szerokość koryta wynosi 21 - 25 m, promień krzywizny meandru 47 - 58 m, połowa amplitudy fali meandru 52 - 64 m i szerokość meandru 150 - 197 m.

W trakcie badań wykonano 27 wierceń o głębokości do 4 m oraz kilka wkopów w strefie krawędziowej terasy nadzalewowej, która była podcinana w okresie funkcjonowania meandru. Z osadów torfowych pobrano 4 próbki, które zostały wydatowane metodą radiowęglą C^{14} . Te same próbki były przedmiotem analizy palinologicznej.

ANALIZA PRZEKROJU GEOLOGICZNEGO BADANEGO FRAGMENTU RÓWNINY ZALEWOWEJ

Badany paleomeander ogranicza około 2-metrowej wysokości krawędź terasy zalewowej, którą budują tu piaski średnioziarniste warstwowe przekątnie rynnowo i tabularnie oraz płasko. Na głębokości 1,20 - 1,40 m występuje w nich ciemna, brunatnordzawa warstwa orsztynowa (rys. 2).

Osady budujące podłoże serii osadów równiny zalewowej składają się z piasków średnio- i gruboziarnistych, w północnej części paleomeandru rozcięcie fluwialne dotarło tu do szarej gliny polodowcowej (B_1 — starszej gliny bałtyckiej według J. E. Mojskiego i A. Orłowskiego 1978). Taka sytuacja geologiczna zgodna jest z ideą wyrażoną przez tych



Rys. 2. Przekrój geologiczny paleomeandru Słupi (jego lokalizację określa oznaczenie *a-a'* na rys. 1C)

1 — torf ciemnobrunatny, rozłożony, 2 — torf jasnobrunatny, nierozłożony, 3 — piasek średnioziarnisty z przewarstwieniami gruboziarnistego, 4 — piasek średnioziarnisty, 5 — piasek drobnoziarnisty, 6 — mułek piaszczysty z przewarstwieniami torfu

autorów w opublikowanym przez nich syntetycznym przekroju geologicznym przez plejstocенską formę rynnową w okolicy Słupska (J. E. Mojski, A. Orłowski 1978).

Paleokoryto wypełnione jest w spągu piaskiem średnioziarnistym, z niewielkim udziałem piasku gruboziarnistego, lokalnie wzrastającym i tworzącym bruk erozyjny. Kolejną warstwę tworzy piasek drobnoziarnisty. Podobną budowę ma wewnętrzna część paleomeandru — dolna seria osadów powstała zapewne w wyniku podwodnej akumulacji w obrębie wypukłej części meandru, górna seria — bardziej drobnoziarnista — powstawała zapewne przy wyższych stanach wody tworząc meandrowe łachy wałowe. Zagłębienia pomiędzy nimi są, jak to pokazuje rys. 2, wypełnione osadami bardziej drobnoziarnistymi z niewielkim udziałem materiału organogenicznego.

W obrębie paleomeandru na serii osadów mineralnych, odpowiadających okresowi funkcjonowania meandru, spoczywa lokalnie niezbyt miąższa (do około 0,50 m) warstwa gytii, a na niej warstwa torfu o miąższości sięgającej 3,00 m. Warstwa ta jest dwudzielna — spągowa jej część jest ciemniejsza i charakteryzuje się większym stopniem rozkładu, górna jaśniejsza o nierozłożonych, łatwych do rozdzielenia makroszczałkach sfagnowych.

Również na wewnętrznym obszarze paleomeandru występuje ta sama dwudzielna warstwa torfu, nie osiagając jednak tak znacznej miąższości (por. rys. 2).

Pobrane ze spągu warstwy torfu próbki (2 i 5 na rys. 2) zostały przez Laboratorium C¹⁴ Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej wydatowane na 1850 ± 110 lat B.P. (Gd-864) w odniesieniu do próbki pobranej ze spągu torfów wypełniających paleomeander i na 1510 ± 140 lat B.P. (Gd-862) w odniesieniu do spągu torfów leżących na osadach meandrowych łąch wałowych. A więc dość jednoznacznie lokuje to początek akumulacji torfu w pierwszej fazie okresu subatlantyckiego. Dane te znalazły częściowe potwierdzenie w wynikach ekspertyzy palinologicznej wykonanej przez dr M. Latałową (1981). Rezultaty badań palinologicznych wskazują na niewątpliwie subatlantycki wiek próbek, ale wskazują raczej na drugą połowę okresu subatlantyckiego. Jedynie w próbce wydatowanej na 1850 ± 110 lat B.P. występuje stosunkowo duży udział pyłku drzew liściastych, co może, zdaniem autorki ekspertyzy, świadczyć o jego starszym wieku.

Dwie kolejne próbki pobrane ze spągu młodszej, nierozłożonej warstwy torfu wykazują bardzo zróżnicowany wiek. Próbka pobrana z torfu wypełniającego paleomeander została wydatowana na 470 ± 70 lat B.P. (Gd-1320), podczas gdy podobną próbkę pobraną z torfu leżącego na meandrowych łąkach wałowych wydatowano na 1250 ± 50 lat B.P. (Gd-1319). Tę rozbieżność podkreślają również rezultaty analizy pyłkowej, zgodnie z którą próbka wydatowana na 1250 ± 50 lat B.P. przypomina próbkę wydatowaną na 1510 ± 140 lat B.P. W obrazie palinologicznym próbka wydatowana na 470 ± 70 lat B.P. wyróżnia się dominacją pyłków roślin zielnych (NAP=67,8%). Wśród pyłków roślin zielnych dużą rolę odgrywa pyłek roślin zielnych związanych z gospodarką człowieka (Cerealia — 7,1%, Plantago lanceolata — 1,04%, Urtica — 1,95%, Rumex ac./ac. — 9,36%, Agrostemma githago — 0,39%, Centaurea cyanus — 0,13%). Potwierdza to bardzo młody, nawiązujący do czasów historycznych, wiek próbki.

Zróżnicowanie wieku próbek pobranych ze spągu warstwy torfu nierozłożonego wskazuje raczej na to, iż ma ono charakter wtórny, a więc że przemiany torfu — proces jego rozkładu i uwęglania przebiega w obrębie paleokoryta z inną prędkością aniżeli w strefie meandrowych łąk wałowych.

Oprócz próbek poddanych analizie pyłkowej i datowaniu metodą C¹⁴ istnieją jeszcze inne przesłanki wiekowe mogące posłużyć określeniu wieku badanych osadów. W stropie młodszej warstwy torfu, tuż pod warstwą murszu (3 na rys. 2) znaleziono fragment butelki po piwie z charakterystycznymi elementami datującymi znalezisko na najprawdopodobniej rok 1940. Daje to możliwość określenia tempa akumulacji torfu i wskazuje na to, iż proces jego akumulacji trwa nadal.

Jednocześnie trzeba dodać, że w rdzeniu wydobytym z osadów drobnopiaszczystych podścielających torf na obszarze paleomeandru znale-

ziono fragment naczynia glinianego. Niestety, znalezisko to nie zostało dotąd datowane. Określenie wieku znaleziska dałoby możliwość dodatkowej kontroli dokonanych już ustaleń.

PODSUMOWANIE

Wykonane badania lokują wiek równiny zalewowej Słupi w okresie subatlantyckim. Precyzuje to spostrzeżenia innych autorów (W. Deecke 1911, K. v. Bülow 1930, K. Keilhack 1930, B. Rosa 1964, J. E. Mojski, A. Orłowski 1978, J. Sylwestrzak 1978), potwierdzając subatlantycki wiek młodszej serii torfowej w południowej części misy Jeziora Gardno dokonane przez J. Zachowicz (1977) i B. Rosę (1977). J. Zachowicz (1977) wiąże powstanie tej warstwy torfowej z subatlantycką transgresją Bałtyku, w okresie której ta część misy Jeziora Gardno przekształciła się z obszaru podmokłego w płytkie jezioro.

Powstanie osadów organogenicznych wyścielających znaczną część równiny zalewowej Słupi powyżej Włynkówka nie mogło być związane z bezpośrednim wpływem subatlantyckiej transgresji Bałtyku. Nie wyklucza to jednak wpływu pośredniego — wyrażającego się w nasileniu trudności w odprowadzaniu wód gruntowych oraz wzrostem zasięgu wezbrań sztormowych. Towarzyszyło temu w pierwszej części okresu subatlantyckiego znaczne zwilgotnienie klimatu, sprzyjające akumulacji torfu. Współcześnie, powyżej Słupska zwilgotnienie równiny zalewowej jest dodatkowo wzmagane wskutek wpływu urządzeń piętrzących znajdujących się na terenie miasta. W różnym zakresie urządzenia tego typu funkcjonują tu od średniowiecza.

*Zakład Geografii
Wyższej Szkoły Pedagogicznej
w Słupsku*

LITERATURA

- Bülow K. v., 1930: *Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreis Stolp in Pommern*, Stolp, ss. 200.
- Deecke W., 1911: *Zur Morfologie und Tektonik Pommern*, *Zeit. d. Deutschen Geol. Gessel.*, Bd. 63.
- Keilhack K., 1930: *Geologische Karte der Provinz Pommern und der anschließenden Teile der Granzmark*, 1: 500 000. Berlin.
- Mojski J. E., Orłowski A., 1978: *Pleistocenska forma rynnowa okolic Słupska* (Sum.: *Pleistocene sub-glacial channel from the vicinities of Słupsk*), *Kwart. Geol.*, T. 22, nr 1, s. 171 - 179.
- Rosa B., 1964: *O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związek z transgresją południowego Bałtyku i znaczenie dla badań nad neotektoniką obszaru*, *Zesz. Nauk. UMK, Geogr. III*, Z. 10, Toruń, s. 85 - 108.

- —, 1977: Wyniki badań geologicznych w rejonie Jeziora Gardno, *Studia i Mat. Oceanolog. KBM PAN*, Nr 19, s. 279 - 281.
- Sylwestrzak J., 1978: Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu (Sum.: The development of the valley system in Pomorze towards the close of the Pleistocene), *Gdańskie Tow. Nauk.*, Gdańsk, ss. 161.
- Zachowicz J., 1977: Analiza palinologiczna osadów Jeziora Gardno, *Studia i Mat. Oceanolog. KBM PAN*, Nr 19, s. 299 - 303.

PRELIMINARY REMARKS ON THE AGE OF SEDIMENTS MAKING UP THE FLOOR OF THE LOWER SŁUPIA RIVER VALLEY

Summary

A detailed analysis has been made of sediments making up the floodplain of the Słupia river in vicinity to Słupsk. The morphologic characteristics of the floodplain are older paleomeanders that are subject to inundation at times and younger ones with constant water table. The latter are the result of regulation works of the 1920s on the Słupia. Geometric parameters of the younger paleomeanders attain higher values.

The floodplain consists of medium- and coarse-grained sands representing the channel sedimentary facies and of medium- and fine-grained sands building up point bars. The intervening swales are filled in by finer sediments with contributions from organogenic sediments. After the process of cutoff took place, gyttja became deposited within the paleomeander and peat began to accumulate soon. A layer of peat not only fills up oxbow lakes but also, as a less thick layer, it overlies deposits in the inside of the paleomeander, thus covering the relief of the floodplain. The layer of peat is bipartite; the lower portion is darker and decomposed to a larger extent, whereas the upper one is lighter and is not liable to decay. The dates of 1850 ± 110 yrs BP (Gd-864) and 1510 ± 140 yrs BP (Gd-862), have been assigned to the base of the lower portion in the oxbow lake and in the floodplain, respectively. On the other hand, the dates of 470 ± 70 yrs BP (Gd-1320) and 1250 ± 50 yrs BP (Gd-1319) are available for the base of the upper layer of peat within the paleomeander and in the floodplain, respectively. The results obtained by the radiocarbon dating method have received confirmation from Latałowa's palynological analysis (1981). It can be inferred from the above analysis that a varying age of the base of the upper layer of undecayed peat is the result of secondary alterations in the processes of peat decomposition and carbonization within the paleomeander and floodplain.

The deposition of organogenic sediments overlying a vast area of the floodplain of the Słupia river near Słupsk might be indirectly linked to the Sub-Atlantic transgression of the Baltic Sea. The influence of the transgression was manifested in the slower rate of groundwater runoff and in an increase in the extent of stormy floods. This was accompanied by more humid climate in the first part of the Sub-Atlantic Period. Now the deposition of peat is due to the influence of damming structures constructed on the Słupia at Słupsk. The structures have been used there, to a varying degree, since the Middle Ages.

LIST OF FIGURES

Fig. 1. A: location of the study area, B: hypsometry of the Słupia valley to the south of Siupsk and location of the paleomeander presented in sketch-map C, C: distribution of excavated holes (1) and boreholes (2) against hypsometric sketch of the studied paleomeander.

Fig. 2. Geologic section of the Słupia paleomeander (its location is designated by symbol $a-a'$ in Fig. 1C).

1: decomposed dark brown peat, 2: undecayed light brown peat, 3: medium-grained sand containing coarse sand intercalations, 4: medium-grained sand, 5: fine sand, 6: sandy silt containing peat intercalations.