

Późnoglacialne i holoceneskie zmiany środowiska zapisane w osadach organogenicznych profilu Bysławek-2 (Wysoczyzna Świecka – północna Polska)

Dariusz Wieczorek¹, Hanna Winter²



D. Wieczorek



H. Winter

Late glacial and Holocene changes of environment recorded in organogenic sediments in the Bysławek -2 profile (Świecie Plateau – N Poland). *Prz. Geol.*, 59: 793–800.

Abstract. Core drilling of a hole Bysławek-2 consisted of gyttja and peat, lying on the mineral deposits (fluvioglacial sand). Lake sediments and peat were investigated by pollen analysis and radiocarbon dating (AMS). Sedimentation of mineral deposits took place into the subglacial channel, during the Main Stage of the Vistula Glaciation. The beginning of sedimentation in lake is dating at $13\,340 \pm 70$ years ^{14}C BP, but pollen data suggest the Alleröd character of vegetation. According to pollen analysis gyttja and peat covered the period from the Alleröd to the Subboreal. The Alleröd forest dominated by *Pinus sylvestris* became more open in the Younger Dryas. The Holocene history of vegetation is characterized by relatively low content of *Carpinus* and *Fagus* in forest. Human impact was also generally low throughout the Holocene.

Keywords: pollen analysis, radiocarbon dating (AMS), Świecie Plateau, northern Poland

Profil osadów jeziornych i biogenicznych Bysławek-2 rozpoznano wstępnie podczas realizacji arkusza *Gostycyn (241) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* (Wieczorek & Stoiński, 2006; Winter, 2006). W rejonie Bysławka (w rynn timer subglacialnej) wykonano dwa wiercenia torfowe: W1 (głębokość 5,0 m) oraz W2 (głębokość 9,9 m) - które stanowi analizowany profil Bysławek-2. Z uzyskanych rdzeni pobrano próbki do badań radiowęglowych i palinologicznych. Wyniki tych oznaczeń miały wskazać na początek rozwoju sedymentacji jeziornej, pośrednio zaś na okres wytopienia brył martwego lodu w rynn timer subglacialnej i wykształcenia misy jeziornej. W obrębie rynny i położonej w pobliżu wysoczyzny wykonano dodatkowo szereg sond mechanicznych o głębokościach do 14 m, celem lepszego rozpoznania ich budowy geologicznej.

Geomorfologia i hydrografia rejonu Bysławka

Miejscowość Bysławek położona jest w północnej Polsce (ryc. 1), w granicach mezorejonu Wysoczyzna Świecka, wchodzącego w obręb Pojezierza Południowopomorskiego (Kondracki, 2000). Rejon ten objęty był zasięgiem górn timer stadiału zlodowacenia wisły - znajduje się on kilkanaście kilometrów na północ od linii moren subfazy krajeńskiej (Galon, 1972). Na północ, wschód i południe od Bysławka rozciąga się wysoczyzna morenowa, którą od strony zachodniej (w rejonie Minikowa) rozcina szlak sandrowy doliny Brdy (ryc. 2).

Profil Bysławek-2 został zlokalizowany w rynn timer subglacialnej, która stanowi część większej formy tego typu (ryc. 2). Na południowy zachód od Doliny Brdy nosi ona nazwę rynny byszewskiej (Uniejewska i in., 1979; Butrymowicz, 1978). W północno-wschodnim jej fragmencie, w rejonie jeziora Strzyżyny, Galon (1982a, 1982b) wydzielili rynn timer strzyżyńską, podwójną (dwie mniejsze rynn timer równoległe do siebie). Znajduje ona swoje przedłużenie

w rejon Bysławka oraz około 2 km dalej na północ po okolice Bysławia.

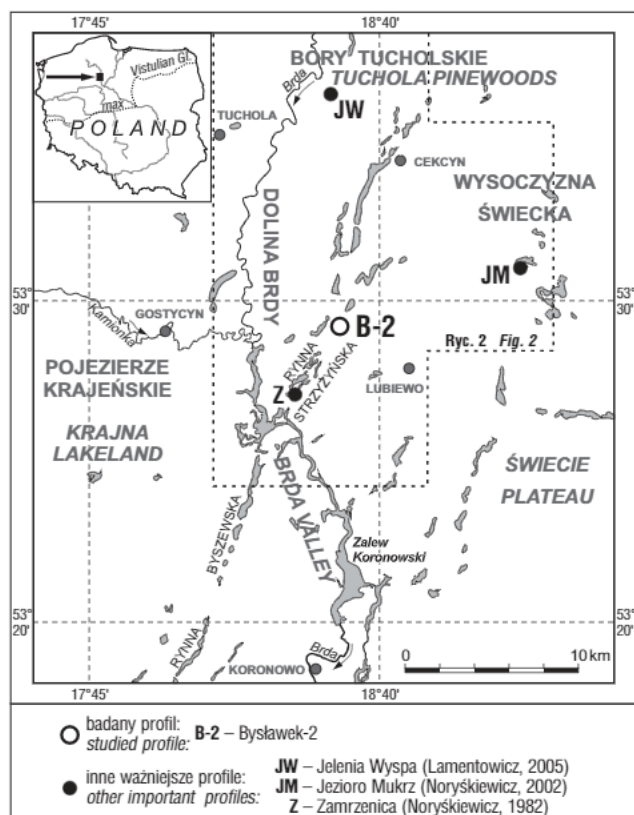
Rynna subglacialna w miejscu lokalizacji analizowanego profilu ma około 400 m szerokości. W kierunku północnym zwęża się do 100 m, gdzie widać charakterystyczny przesmyk (rygiel), po czym rozszerza się do 300 m. Ku południowi i zachodowi rozszerza się ona do około 600 m, co związane jest z krzyżowaniem się tu dwóch rynien, jednej o rozciągłości SW-NE a drugiej o rozciągłości W-E.

Obecnie obserwowana głębokość rynien w rejonie Bysławka wynosi około 10–15 m. Rzeczywista ich głębokość maskowana jest przez jeziora, osady jeziorne i biogeniczne (gyt i torfy), a także piaski z domieszką żwirów, fluwioglacialne (rynnowe). Po uwzględnieniu głębokości jezior (lokalnie do 8–18 m) lub miąższości torfów i gytii, sięgającej nawet do 10,5 m (Dziak, 1961), głębokość rynien w tym rejonie można określić na 25–30 m. Nie sposób natomiast precyzyjnie określić jak głębokie były pierwotne rozcięcia tych rynien, ani jak miąższe jest ich wypełnienie przez osady mineralne (piaszczyste). Przykładowo, w rynn timer byszewskiej na przesmyku pomiędzy jeziorem Krzywe i Piaseczno w jednym z archiwalnych otworów rejestruje się 36-metrowy profil piasków - w całości prawdopodobnie rynn timerowych (Wieczorek & Stoiński, 2006).

W rynn timer z rejonu Bysławka zaznaczają się wyniesienia, które zaliczono do kemów, a od strony południowej zamyka ją wąski taras kemowy przylegający do wysoczyzny (ryc. 2). Obecnie obserwowane dno tej rynny to w większości równina akumulacji biogenicznej (torfowisko). W obrębie rynien subglacialnych w rejonie Bysławka zachowało się kilka większych jezior, ale część mniejszych akwenów zanikła, uległa wypełnieniu i zładowieniu. Obserwuje się tu przepływ wód powierzchniowych, za pośrednictwem skanalizowanych strug, w stronę doliny Brdy.

¹Geoconsult Sp. z o.o., ul. Mielczarskiego 139/143, 25-611 Kielce; wieczorek@geoconsult.kie.pl.

²Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; hanna.winter@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Lokalizacja profilu Bysławek-2
Fig.1. Location of the profile Bysławek-2

Zbiornik wodny, z którego pochodzi analizowany profil, przed wypełnieniem osadami jeziornymi i biogenicznymi, miał około 1,2 km długości, a szerokość wynosiła około 0,3–0,4 km. W północnej i południowej jego części rysowały się niewielkie zatoki. W kilku miejscach z wód wystawały kemy na kształt wysp czy półwyspów. Największa głębokość tego akwenu wynosiła około 10–11 m.

Budowa geologiczna rejonu Bysławka

Budowę geologiczną rynny subglacjalnej i otaczającej ją wysoczyzny morenowej rozpoznano dzięki analizie profili archiwalnych oraz wykonaniu dodatkowych wierceń podczas realizacji arkusza *Gostycyn*.

W rejonie Bysławka i Minikowa miąższość poziomu glacialnego zlodowacenia wisły to około 2–6 m. W rejonie Bysławia gliny zwałowe mają miąższość 17–25 m, przy czym poziom glacialny zlodowacenia wisły jest najprawdopodobniej nałożony na serię glacialną zlodowacenia warty (ryc. 3). W rejonie Minikowa i Bysławka, te dwie gliny rozdzielone są piaszczysto-żwirową serią wodnolodowcową ze zlodowacenia wisły o miąższość co najmniej 8–10 metrów. W rejonie Minikowa glina zwałowa zlodowacenia warty ma miąższość około 5 m. Poniżej zalega miąższa na około 25 m seria piaszczysta, fluwioglacjalna. Podobna sytuacja ma miejsce także w rejonie Bysławia, pod gliną warciańską też zalega seria piasków, mułków i żwirów fluwioglacjalnych. Można sądzić, iż w części stropowej seria fluwioglacjalna pochodzi z okresu transgresji lądolodu warciańskiego, natomiast część spągowa jest prawdopodobnie starsza – zlodowacenie odry. Może na to wskazywać zalegający poniżej tych piasków kolejny poziom gliny zwałowej, odnoszony do tego zlodowacenia.

Na podobnej głębokości, jak najniżej zachowana glina zwałowa (odrzańska), zalegają mułki miocenijskie.

Dotyychczasowe rozpoznanie geologiczne i jego interpretacja wskazują, iż rozcięcia rynien subglacjalnych w rejonie Bysławka-Bysławia sięgają co najmniej między-morcowych piasków wodnolodowcowych z okresu zlodowacenia środkowopolskich (ryc. 3).

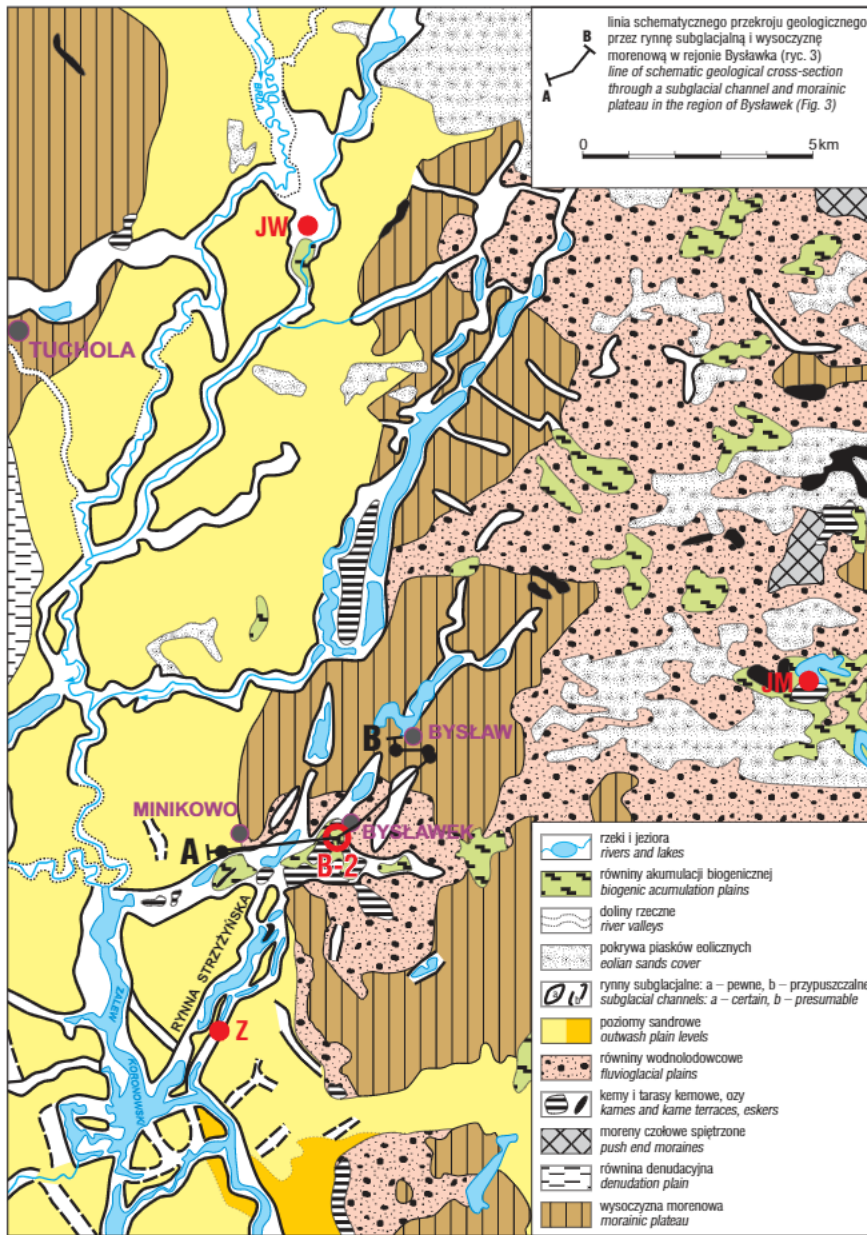
Litologię osadów biogenicznych i jeziornych wypełniających górną część rynny subglacjalnej przedstawia profil Bysławek-2:

- 0,0–0,55 m – mursz czarny, miejscami z fragmentami roślin (korzenie);
- 0,55–3,025 m – torf mszysto-turzycowy, brązowo-czarny i brunatno-czarny, średniorozłożony;
- 3,025–5,75 m – gytia wapienna, szara i jasnoszara, HCl⁺⁺, miejscami z detrytusem malakofauny (także całe egzemplarze), cienkimi wkładkami torfu, detrytusu roślinnego lub piasków;
- 5,75–7,65 m – gytia węglanowo-drobnodetrytusowa, ciemnoszara i czarno-szara, HCl⁺⁺⁺, miejscami wkładki detrytusu malakofauny i roślin, czasem także makroszczątki roślinne;
- 7,65–7,8 m – gytia zatorfiona, HCl⁺⁺⁺;
- 7,8–7,95 m – gytia węglanowo-drobnodetrytusowa, ciemnoszara, czarno-szara, HCl⁺⁺⁺, od 7,85 m nieco zapiaszczona, można tu też obserwować blaszki łyszczyków;
- 7,95–8,1 m – gytia węglanowo-drobnodetrytusowa, szaro-czarna, HCl⁺⁺⁺, zapiaszczona i z mułkiem, liczny detrytus malakofauny, trafiają się także całe egzemplarze muszelek (skorupek), miejscami widoczny detrytus roślinny;
- 8,1–8,2 m – gytia węglanowa, zatorfiona, lekko zapiaszczona i mułkowata, HCl⁺⁺⁺, detrytus malakofauny, makroszczątki roślinne;
- 8,2–8,26 m – gytia węglanowa, zapiaszczona, granica od warstwy podległej ostra;
- 8,26–8,7 m – piasek gruboziarnisty przechodzący w średnioziarnisty, a dalej różnoziarnisty, szary, miejscami z drobnookruchowymi żwirami skał północnych, w spągu pojedyncze glaziki, przemyty;
- 8,7–9,9 m – mułek szary lekko zapiaszczony przechodzący w il oraz glinę ilastą szarą, miejscami z drobnookruchowymi żwirami, pojedyncze konkretacje węglanowe, poniżej 9,0 m glina piaszczysta szara z pojedynczymi żwirami (zachowana z rozmycia glina lodowcowa ?).

Zaobserwowana warstwa murszu powstała w wyniku rolniczego zagospodarowania rynny, gdy wykonano sieć rowów, które obniżyły zwierciadło wód gruntowych. W wyniku tego doszło do przesuszenia stropu warstwy torfowej. W rejonie Bysławka torf eksploatowano także do celów opałowców. Miejscami można obserwować jeszcze pozostałości takich wyrobisk, zarośniętych przez skupiska olszy.

Pod torfami i gytiami zalegają piaski wodnolodowcowe, rynnowe. W sondzie mechanicznej zlokalizowanej około 120 m na zachód od wiercenia Bysławek-2, stwierdzono je do głębokości 14 m. W innej sondzie, położonej w rynnice około 800 m na południowy-zachód od analizowanego profilu, piaski rynnowe stwierdzono do głębokości 10 m.

Z ważniejszych stanowisk rozpoznanych palinologicznie w rejonie Bysławka (ryc. 2), pod względem położenia geomorfologicznego, profil Bysławek-2 zbliżony jest do stanowiska Zamrzenica (Noryskiewicz, 1982) i Jelenia Wyspa



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny rejonu Bysławka. Opracowany na podstawie: Heliasz & Ostaficzuk (2000); Jurys & Woźniak (2006); Pikies (2006); Wieczorek & Stoiński (2006) – zmodyfikowany

Fig. 2. Geomorphological sketch of the region of Bysławek. Based on: Heliasz & Ostaficzuk (2000); Jurys & Woźniak (2006); Pikies (2006); Wieczorek & Stoiński (2006) – modified

(Lamentowicz, 2005). Profile te położone są także w rynnach subglacjalnych, ale zlokalizowanych na powierzchni sandru Brdy.

Przygotowanie próbek do analizy pyłkowej

Uzysk rdzenia z profilu wiertniczego był bardzo dobry dzięki zastosowaniu sondy konstrukcji K. Więckowskiego. Próbkę pobierane i opisywane były z wilgotnego rdzenia. Laboratoryjne przygotowanie próbek polegało na rozpuszczeniu węgla wapnia w 10% roztworze HCl. Następnie osad był gotowany w 7% KOH, a frakcję mineralną od organicznej oddzielono stosując wodny roztwór jodku kadmu i potasu o gęstości ok. 2,1 g/cm³. Właściwą macerację

przeprowadzono zmodyfikowaną metodą acetolizy wg G. Erdtmanna.

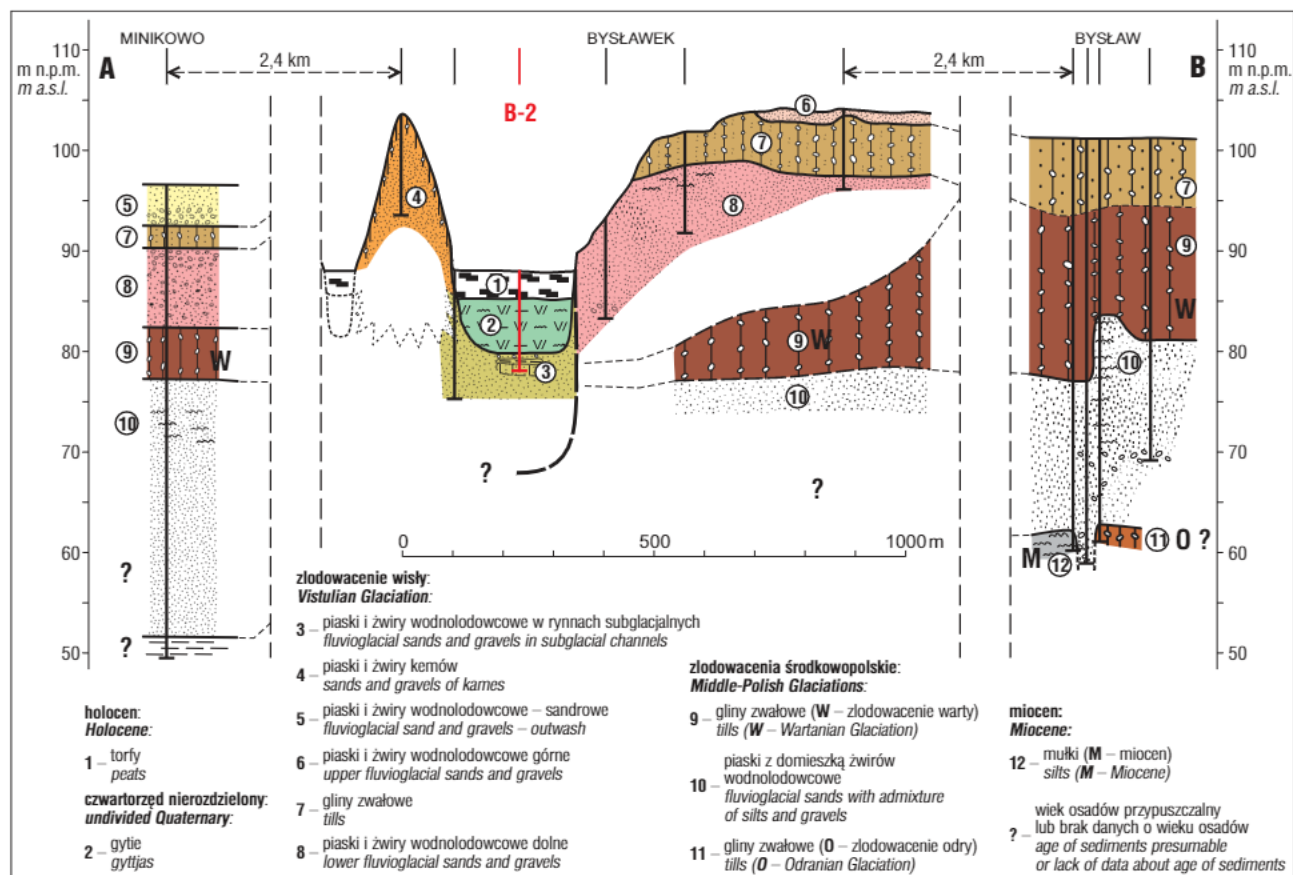
W badanych próbkach stan zachowania pyłku był dobry, niemniej występował również pyłek zniszczony. Frekwencja pyłku była różna. Ze względu na bardzo niską frekwencję, dla próbek z głębokości 8,25–8,80 m wykonano jedynie analizę jakościową.

Dla próbek zbadanych ilościowo wyniki analizy pyłkowej (głębokość 0,20–8,25 m) zostały przedstawione w postaci procentowego diagramu pyłkowego (ryc. 4). W obliczeniach procentowych jako sumę podstawową 100% przyjęto sumę pyłku drzew, krzewów i krzewinek (AP) oraz lądowych roślin zielnych (NAP). Procent pyłku roślin wodnych i zarodników liczony był w stosunku do sumy podstawowej.

Palinostratygrafia i chronostratygrafia

Podział stratygraficzny osadów z Bysławka oparty został na analizie zmian roślinności zarejestrowanych w diagramie pyłkowym oraz datowania osadów metodą radiowęglową AMS (Goslar 2005, 2007). Wyniki oznaczeń wieku ¹⁴C dla próbek z profilu Bysławek-2 przedstawia tabela 1.

Roślinność w poziomie By 1 ma charakter luźnych lasów sosnowo-brzozowych. Porównując zapis pyłkowy tego okresu, zawarty w diagramach z pobliskiego torfowiska Zamrzenia (Noryśkiewicz, 1982), jeziora Mukrz i torfowiska Wierzchlas (Noryśkiewicz, 2002, 2006), zauważalne jest podobieństwo przebiegu krzywych sosny (*Pinus*), brzozy (*Betula*), jałowca (*Juniperus*) i roślin zielnych (NAP) w tych diagramach. Poziom By 1 wykazuje również duże podobieństwo do regionalnego poziomu pyłkowego W-2C Pinus-Betula R PASZ, wydzielonego przez Noryśkiewicza (2006) dla profili z jeziora Mukrz i torfowiska Wierzchlas. Poziom ten cechują wysokie wartości pyłku sosny oraz udział brzozy i roślin zielnych. Wiek osadów poziomu By 1 został odniesiony do allerödu. Podobny obraz roślinności z luźnymi lasami sosnowo-brzozowymi w diagramie z Zamrzenia został przypisany na podstawie wieku radiowęglowego (12 020 ± 350 lat ¹⁴C BP) do wczesnej fazy allerödu (Noryśkiewicz, 1982). W podziale stratygraficznym schyłku zlodowacenia wiśły według Latałowej (2003a) data ta przy uwzględnieniu błędu pomiaru *in minus* nadal odpowiada wczesnemu allerödu. Taki obraz roślinności z allerödu jest charakterystyczny dla Borów Tucholskich (Milecka, 2005; Miotk-Szpiganiowicz,



Ryc. 3. Przekrój geologiczny Minikowo–Byśławek–Byśław
Fig. 3. Geological section Minikowo–Byśławek–Byśław

1989, 1992). W profilu Byśławek-2 została wydatowana próbka z głębokości 8,12–8,15 m (gytia węglanowa). Wiek konwencjonalny tej próbki wynosi $13\,340 \pm 70$ lat ^{14}C BP (Goslar, 2005), co wskazuje na możliwy początek sedymentacji tych osadów w pleniglacjałe/najstarszym dryasie. Jednakże spektrum pyłkowe tego poziomu jest zdominowane przez pyłek sosny (87,9%), z minimalnym udziałem brzozy i nielicznym pyłkiem roślin zielnych (o bardzo dobrym stanie zachowania). Uzyskany obraz pyłkowy obrazuje panowanie zbiorowisk leśnych, które nie mogły występować w końcu pleniglacjału i na początku najstarszego dryasu w warunkach klimatu zbliżonego do subarktycznego. Otrzymana data radiowęglowa nie odpowiada więc obrazowi palinologicznemu. W profilu z jeziora Mały Suszek spektrum pyłkowe próbki datowanej radiowęglowo na $11\,810 \pm 140$ lat ^{14}C BP i przyporządkowanej do allerödu (Miotk-Szpiganowicz, 1989, 1992) odpowiada obrazowi palinologicznemu z poziomu By 1.

Poziom By 2 prezentuje roślinność charakterystyczną dla okresów chłodnych i odpowiada ogólnemu obrazowi roślinności młodszego dryasu. Ta chłodna oscylacja ma doskonały zapis w osadach z jezior i torfowisk położonych niedaleko od Byśławka (Noryśkiewicz, 1982; Noryśkiewicz, 2006) i z Borów Tucholskich (Milecka, 2005; Miotk-Szpiganowicz, 1989, 1992). Konwencjonalny wiek radiowęglowy dla próbki z 7,95–7,98 m (gytia węglanowa) w badanym profilu wynosi $12\,110 \pm 60$ lat ^{14}C BP. W próbce sąsiedniej (7,90–7,95 m) spada udział sosny, rośnie udział brzozy (*Betula*), a wierzba (*Salix*) i jałowiec (*Juniperus*) osiągają maksymalne wartości. Rosną wartości NAP, a szczególnie bylic (*Artemisia*), wiechlinowatych (*Poaceae*) i

turzycowatych (*Cyperaceae*). Porównując to spektrum pyłkowe z Byśławka ze spektrami pyłkowymi z jeziora Ostrowite (Milecka, 2005) oraz z datowanymi radiowęglowo stanowiskami z Borów Tucholskich (Miotk-Szpiganowicz, 1992) widać, iż również i ta data jest niezgodna (postarzona) z zapisem pyłkowym roślinności, charakterystycznym dla młodszego dryasu.

Oznaczenia wieku osadów laminowanych zawierających zapis pyłkowy młodszego dryasu wynoszą 12 720–12 580 i 11 550–11 480 lat kalendarzowych BP dla jeziora Gościąg (Ralska-Jasiewiczowa i in., 1998) i 12 700–11 560 lat kalendarzowych BP dla jeziora Perespilano (Bałaga i in., 1998; Goslar i in., 1999). Najstarsze radiowęglowe oznaczenie wieku osadów z rejonu Borów Tucholskich, wynoszące $15\,800 \pm 80$ lat ^{14}C BP, pochodzi z jeziora Nieirybno i zostało określone przez Milecką (2005) jako niepewne.

W pobliżu omawianego terenu najstarsze osady najczęściej reprezentują roślinność, którą można wiązać z allerödem i młodszym dryasem (Kowalewski & Milecka 2003; Noryśkiewicz, 2006). Najstarsze daty radiowęglowe (nie stojące w sprzeczności z obrazem palinologicznym) sięgają 12 000 lat BP i należy je wiązać z roślinnością starszą od allerödu (Miotk-Szpiganowicz, 1992). Porównanie dat radiowęglowych z Byśławka z poziomów By 1 i By 2 z datami z innych stanowisk z Borów Tucholskich wskazuje na ich postarzenie. Można to wiązać z tzw. efektem rezerwarowym (Ammann & Lotter, 1989; Pazdur, 2007), spowodowanym obecnością węglanów w osadzie.

W profilu Byśławek-2 zapis palinologiczny schyłku glacjału, który należy wiązać z allerödem i młodszym

dryasem, zawarty jest w warstwie o miąższości 0,55 m. Osady z roślinnością późnego glacjału położone są na warstwie piasków fluwioglacjalnych (rynnowych). Od głębokości 8,26 m rozpoczęła się sedymentacja gytii, przejście pomiędzy jednym a drugim osadem jest ostre, a gytie równo zalegają na piaskach. Osad piaszczysty pochodzi z czasu formowania się rynny subglacjalnej – stadiał górny zlodowacenia wisły (pleniglacja). Do głębokości 7,85 m gytia jest zapiaszczona, miejscami mułkowata i z licznym detrytusem, bądź całymi muszlami ślimaków oraz fragmentami roślin. Obecność gytii świadczy o spokojnym przebiegu sedymentacji, a domieszkę frakcji pylastej i piaszczystej przy braku sporomorf na wtórnym złożu można wiązać z procesami eolicznymi – nawiewanie do zbiornika (Wasylikowa, 1964).

Granice między osadami, w których występuje zapis roślinności charakterystycznej dla późnego glacjału zlodowacenia wisły, a holocenem wyznacza wzrost wartości pyłku brzozy i spadek wartości NAP. Jest to granica wydzielona szeroko w metodzie analizy pyłkowej – zespoły poziomów pyłkowych (Środoń, 1972; Starkel, 1999; Latałowa, 2003b), która jest wykorzystywana równolegle z podziałem chronostratygraficznym opartym na datowaniach wieku bezwzględnego (Latałowa, 2003a).

Tak jest też w przypadku poziomu By 3, charakteryzującego się panowaniem lasów brzozowych z sosną, który odniesiono do preboreału. Potwierdzają to też wyniki badań z innych stanowisk na terenie Borów Tucholskich (Milecka, 2005; Miotk-Szpiganowicz, 1989, 1992; Noryśkiewicz, 2006; Obremska & Lamentowicz, 2002).

Dynamiczna ekspansja leszczyny (*Corylus*) wyznacza okres borealny (poziom By 4 i By 5). W tym okresie w zbiorowiskach leśnych pojawił się wiąz (*Ulmus*). Migracja wiązu na początku boreału zaznaczona w diagramie z Bysławka jest zgodna z migracją tego drzewa uwidocznioną w innych diagramach – Ostrowite i Gacno Wielkie (Milecka, 2005; Hjelmroos-Ericsson, 1981), natomiast w profilu z jeziora Mukrz pyłek wiązu pojawił się już w preboreale (Noryśkiewicz, 2006).

Do okresu atlantyckiego, w którym nastąpił rozwój klimaksowych lasów liściastych z dębem (*Quercus*), wiązem, lipą (*Tilia*) i jesionem (*Fraxinus*), odniesiono poziomy pyłkowe By 6–7 i częściowo By 8.

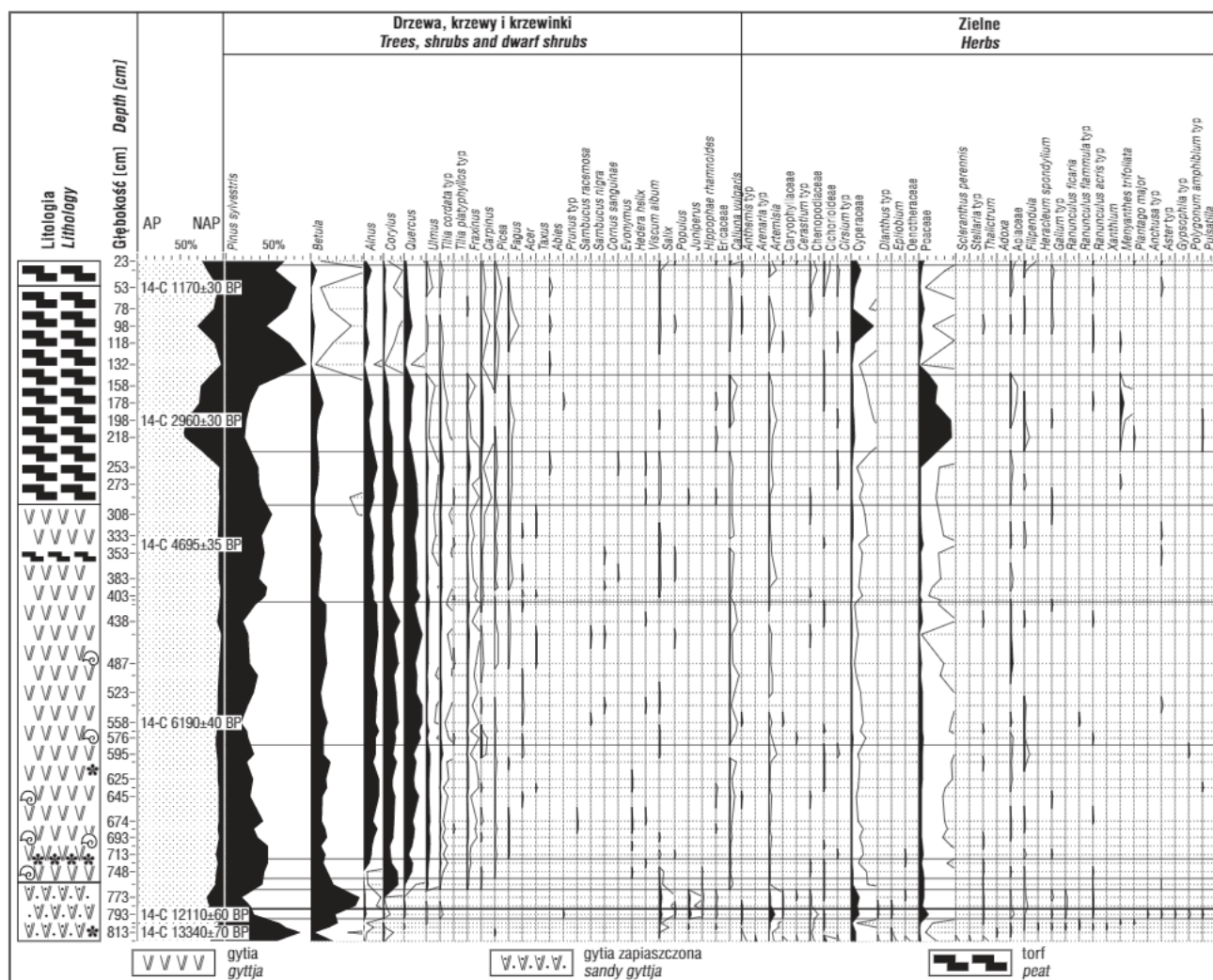
Granica pomiędzy okresem atlantyckim a okresem subborealnym wyznaczana jest spadkiem udziału pyłku wiązu. To niemal synchroniczne zjawisko występuje na terenie całej Europy i jest datowane radiowęglowo na 5100–5000 lat ¹⁴C BP (Latałowa, 2003b). W profilu z Bysławka wynik datowania osadu z próbki, w której zanotowany jest pierwszy spadek wartości pyłku wiązu wynosi 6190 ± 40 lat ¹⁴C BP, jednak epizod ten nie jest utożsamiany z granicą między okresem atlantyckim a subborealnym w przypadku omawianego stanowiska. W profilu Mały Suszek (Miotk-Szpiganowicz, 1992) pierwsze załamanie krzywej zapisane jest pomiędzy datami 7850 ± 140 i 7180 ± 120 lat ¹⁴C BP. W obrębie poziomów pyłkowych odniesionych do subboreału (częściowo By 8 oraz By 9–10) gytia wapienna (na głębokości 3,03 m) zaczyna stopniowo przechodzić w torf, a w spektrach rysują się zmiany. Początek akumulacji torfu w dolnym odcinku okresu subborealnego potwierdzają także obserwacje Tobolskiego (2003). Subborealny rozwój torfowisk jest wiązany z ekspansją graba (*Carpinus*) w środowiska leśne i spadkiem wartości leszczyny. W profilu z

Bysławka zjawisko to nie jest zarejestrowane z uwagi na bardzo niskie wartości pyłku graba (*Carpinus*), a granicę pomiędzy okresem atlantyckim i subborealnym w poziomie By 8 wyznaczono na podstawie datowania radiowęglowego. Próbka osadu z głębokości 3,40–3,45 m została oznaczona wiekowo na 4695 ± 35 lat ¹⁴C BP (Goslar, 2007). Analizując diagramy pyłkowe z rejonu Borów Tucholskich Milecka (2005) wydzieliła regionalny poziom pyłkowy WBT 4: *Quercus-Corylus*, który włączyła do okresu subborealnego. W starszej części poziomu subborealnego (5100–3700 lat ¹⁴C BP) leszczyna i dąb pełniły najważniejszą rolę w zbiorowiskach w zachodniej części Borów Tucholskich. W diagramie z Bysławka oba drzewa przeżywały w młodszym atlantyku, ale ich rola w drzewostanach podczas subboreału jest nadal wysoka.

Następnym etapem w zmianie zbiorowisk leśnych w Borach Tucholskich była ekspansja graba, który pojawił się liczniej w późnym okresie subborealnym (Lamentowicz, 2005; Milecka, 2005; Miotk-Szpiganowicz, 1992; Noryśkiewicz, 2006). W diagramie z profilu Bysławek-2 krzywa grabu jest bardzo niska, a najwyższy udział wynosi 1,9%. Świadczy to o bardzo niskim udziale tego drzewa w zbiorowiskach leśnych okolic Bysławka. Podobnie kształtuje się krzywa tego drzewa w profilu z torfowiska Wierzchlas W/Ot, ale już w diagramie z profilu W/Ol z tego samego torfowiska osiąga wartość 8,2% (Noryśkiewicz, 2006). W innych profilach z omawianego rejonu wartości grabu dochodzą nawet do 22% (Milecka, 2005; Miotk-Szpiganowicz, 1989, 1992; Noryśkiewicz, 2006). Faza rozwoju lasów grabowo-dębowych rozpoczęła się około 3490 i trwała do około 2400 lat ¹⁴C BP. Oznaczona data 2900 lat ¹⁴C BP została przez Milecką (2005) uznana za kontynuację pierwszej kulminacji lasów z grabem. Wobec tego, uwzględniając datę radiowęglową 2960 ± 30 lat ¹⁴C BP dla próbki z najwyższym udziałem grabu w profilu Bysławek-2, być może należy wiązać pojawienie się tego drzewa z pierwszą kulminacją występującą na obszarze Borów Tucholskich. Niskie wartości osiągane przez grab mogą wynikać ze stosunkowo dużej odległości pomiędzy kolejnymi próbkami poddawanymi analizie palinologicznej, a być może grab jako drzewo rosnące na glebach bardziej urodzajnych nie pojawił się liczniej w lasach wokół Bysławka.

W poziomach By 9, By 10, By 11 i By 12 można obserwować duże zmiany w zbiorowiskach leśnych. Poziomy te obejmują większą część subboreału i subatlantyck. Lamentowicz (2005), badając profile położone na północ od Bysławka, zarejestrował w nich wahania poziomu wód jeziornych. Raz wysoki, raz niski. Podobnie zmieniał się poziom wód gruntowych.

Poziom By 9 wyznacza stopniowe wycofywanie się sosny i powrót dębu, leszczyny, brzozy i olszy (*Alnus*). Zwiększa swój udział jesion, wiąz, a szczególnie wyraźnie zaznacza swoją obecność lipa. Podniesienie się krzywej lipy w diagramie z Bysławka rozpoczyna się już u schyłku okresu atlantyckiego, a jej maksymalny udział w lasach przypada na okres subborealny. Widać tu zgodność z zapisem palinologicznym zawartym w diagramie z jeziora Mukrz, w którym został wydzielony regionalny poziom W-7 *Quercus-Tilia* (Noryśkiewicz, 2006). Prawdopodobnie poziom ten należy również wiązać z podpoziomem MS 9:1 *Quercus-Tilia-Corylus*, zawartym między 3700 a 2900



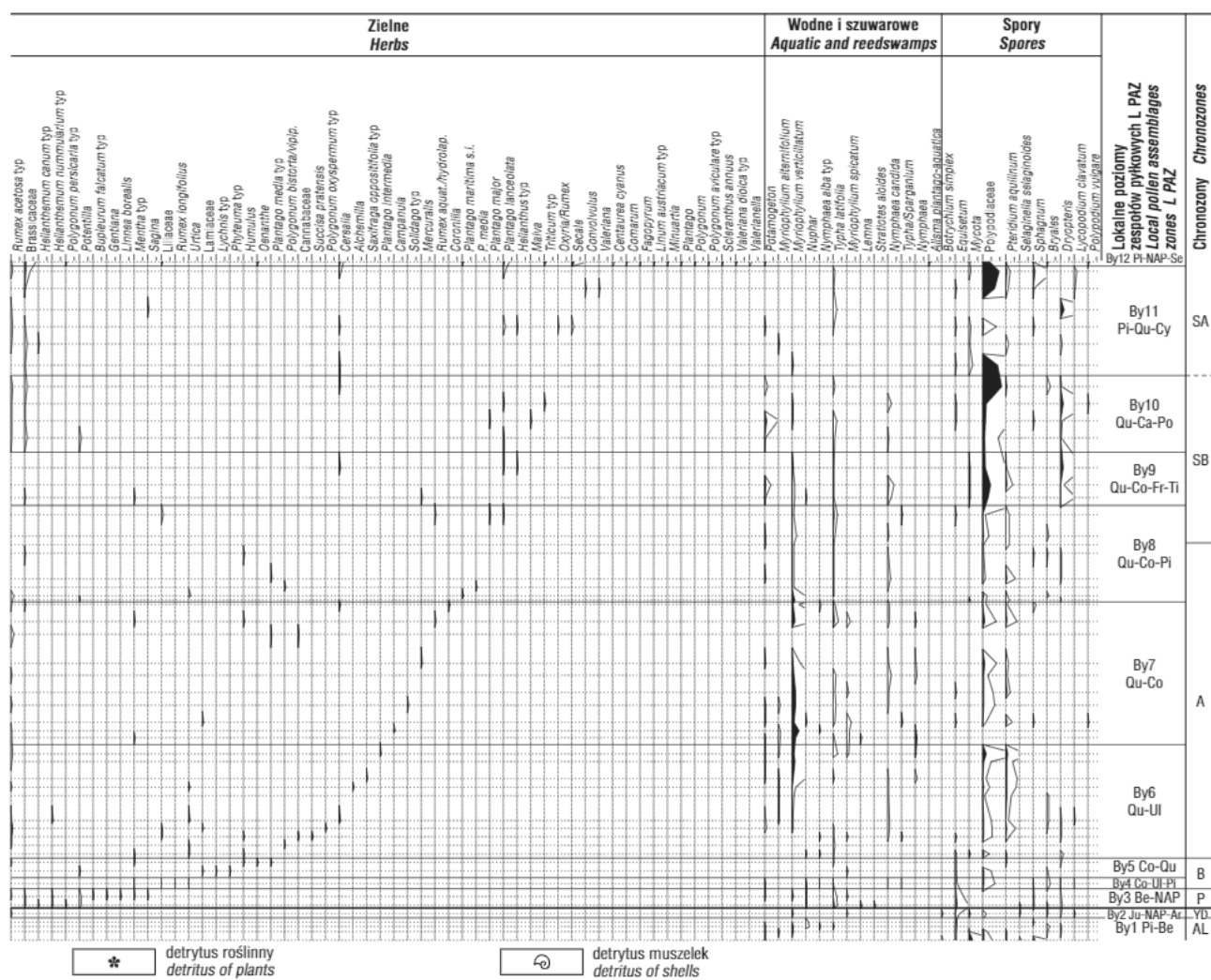
Ryc. 4. Bysławek-2. Diagram palinologiczny

Fig. 4. Bysławek-2. Palynological diagram

lat ^{14}C BP wyróżnionym w diagramie pyłkowym z Małego Suszka (Miotk-Szpiganowicz, 1989).

Z początkiem poziomu By 10 następuje wzrost wartości pyłku Poaceae. Prawdopodobnie jest to zjawisko lokalne, związane z zanikiem zbiornika wodnego, któremu towarzyszył rozwój zbiorowisk szuwarowych z dominującą trzciną pospolitą (*Phragmites communis*). Na odsłoniętych terenach podmokłych i bagiennych powstały zbiorowiska, z którymi związany jest bobrek trójlistkowy (*Menyanthes trifoliata*) i wiązówka (*Filipendula*). Podobne zmiany notowane są w diagramach z torfowiska Wierzchlas (Noryśkiewicz, 2006). Wprawdzie w profilu z Bysławka w tym poziomie najwyższe wartości osiąga grab, ale jego udział jest niski. Niskie wartości graba i spadający udział dębu, leszczyny, olszy i sosny mogą wynikać z wysokiego udziału lokalnych roślin zielnych, głównie traw i turzyc. Podobny przebieg krzywych występuje w diagramach z torfowiska Wierzchlas (profil W/O1), w którym rosnącej wartości NAP towarzyszy spadek wartości graba oraz krzywych innych drzew (Noryśkiewicz, 2006). Maksymalny udział pyłku traw przypada na 2960 ± 30 lat ^{14}C BP, a uznając tę datę za właściwą, poziom został zaliczony do okresu subborealnego.

Dalsze zmiany w roślinności nastąpiły w poziomie By 11. Wzrastający udział pyłku Cyperaceae i spadek Poaceae skorelowane są ze wzrostem wartości sosny. Wzrost udziału turzyc może dowodzić wypierania przez nią trzcin z lokalnych zbiorowisk. Ekspansja sosny może mieć dwójakiego rodzaju przyczyny, jedną związaną z naturalnymi przemianami zachodzącymi na torfowisku, a drugą związaną z działalnością człowieka, prowadzącą do częściowego odlesienia okolic Bysławka. Deforestację zapoczątkowaną jeszcze w końcu subborealnego zarejestrował Lamentowicz (2005), badając profile Jelenia Wyspa i Tuchola. Obecność pyłku dębu, leszczyny i olszy wskazuje na zachowanie izolowanych płatów lasów. Z powodu bardzo niskiej frekwencji pyłku, spowodowanej przewietrzaniem torfu, w próbkach poddanych analizie nie sposób ocenić charakteru i przyczyny zmian zachodzących w zbiorowiskach roślinnych w okresie subatlantyckim. Działalność człowieka wyraźnie zaznacza się dopiero w poziomie By 12. Oprócz wzrostu wartości pyłku roślin zielnych i spadku udziału drzew notowany jest wzrost udziału pyłku zbóż (*Cerealia*), w tym żyta (*Secale*). Stwierdzono też pojedyncze okazy pyłku gryki (*Fagopyrum*), lnu (*Linum austriacum*), czy chabra bławatka (*Centaurea cyanus*). Taki zestaw taksonów wskazuje na uprawę



zboż, gryki i lnu, a o hodowli zwierząt świadczy obecność szczawiu (*Rumex acetosa*), wrzосу (*Calluna vulgaris*) i babki lancetowatej (*Plantago lanceolata*).

Podsumowanie

Badania palinologiczne i datowania radiowęglowe osadów jeziorno-torfowiskowych ze stanowiska Bysławek-2 pozwoliły na odtworzenie zmian środowiska i roślinności wokół zbiornika jeziernego oraz określenie czasu powstania rynny subglacjalnej, w której nastąpiła akumulacja

badanych osadów. Sedymentacja tych osadów rozpoczęła się w allerödzie i kontynuowała się przez młodszy dryas, aż do okresu subatlantyckiego. Początek sedymentacji sugeruje, że już w tym czasie w rynnie subglacjalnej funkcjonował zbiornik jeziorny, a więc czas jego powstania był wcześniejszy. Rozpoczęcie wytapiania brył martwego lodu pogrzebanych w osadach rynny subglacjalnej w rejonie Bysławka mogło mieć miejsce w początkowej części allerödu. Jest to zbieżne z częścią danych pochodzących z sandru Brdy rejonu Charzykowy (Nowaczyk, 1994) oraz ze wschodniej części Pomorza (Błaszkiwicz, 2007).

Tab. 1. Wyniki datowań metodą radiowęglową próbek z profilu Bysławek-2
Table 1. Results of radiocarbon datings samples from Bysławek-2 profile

Głębokość pobrania próbki [m] Depth of collecting of sample [m]	Kod próbki Code of sample	Wiek radiowęglowy [lata BP] Radiocarbon age [years BP]	Zakres kalibrowanego wieku dla poziomu ufności 95% według programu OxCal 3.10 (Bronk Ramsey, 2005) [cal BP] Calibrated age for level of trust 95% by OxCal 3.10 software (Bronk Ramsey, 2005) [cal BP]
0,50–0,55	Poz-22048	1170 ± 30	1180–980
1,95–2,00	Poz-22034	2960 ± 30	3250–3000
3,40–3,45	Poz-21999	4695 ± 35	5490–5310
5,55–5,60	Poz-22035	6190 ± 40	7180–6970
7,95–7,98	Poz-12555	12 110 ± 60	14 110–13 810
8,12–8,15	Poz-12554	13 340 ± 70	16 250–15 400

Obserwacja zmian florystycznych w profilu Bysławek wskazuje na swoistość rozwoju szaty roślinnej w porównaniu do zmian roślinności nieodległych profili jeziora Mukrz i Zamrzenicy oraz szerzej Borów Tucholskich. Specyfika ta przejawia się niskim udziałem jałowca w okresie młodszego dryasu, brakiem fazy lasów grądowych ze względu na bardzo niski udział grabu w drzewostanach i prawie całkowitym brakiem buka w zbiorowiskach leśnych.

Badania palinologiczne i datowania wieku bezwzględnego metodą ^{14}C zostały częściowo wykonane w ramach realizacji tematu 61.3608.0501.00.0.

Słowa podziękowania kierujemy dla doc. dr. hab. Andrzeja Bera z PIG-PIB w Warszawie za pomoc okazaną w zabezpieczeniu środków finansowych na wykonanie wierceń torfowych.

Dziękujemy również dr. Jarosławowi Kordowskiemu z IGiPZ PAN w Toruniu i Piotrowi Leśniakowi za wykonanie wierceń sondą torfową konstrukcji K. Więckiego.

Serdeczne podziękowania dla prof. UAM Krystyny Mileckiej, prof. UwB Mirosławy Kupryjanowicz i dr. Wojciecha Granozowskiego (PIG-PIB) za cenne uwagi dotyczące wyników analizy pyłkowej.

Literatura

AMMANN B. & LOTTER A.F. 1989 – Late-Glacial radiocarbon and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, 18: 109–126.

BAŁAGA K., GOSLAR T. & KUC T. 1998 – A comparative study on the Late-Glacial/early Holocene climatic changes recorded in laminated sediments of Lake Perespiłno – introductory data. [In:] Ralska-Jasiewiczowa M. i in. (red.) *Lake Gościąg, Central Poland. A monographic study. Part 1.* IB PAN, Kraków: 175–180.

BŁASZKIEWICZ M. 2007 – Geneza i ewolucja mis jeziornych na młodoglacjalnym obszarze Polski – wybrane problemy. *Studia Limnologia et Telmatologica*, 1: 5–16.

BRONK RAMSEY C. 2005 – OxCal program v 3.10. INTERNET: <http://www.rhla.ox.ac.uk/Oxcal.php>.

BUTRYMOWICZ N. 1978 – Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, arkusz Chojnice. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

DZIAK W. 1961 – Dokumentacja geologiczna torfowisk Minikowo-Klonowo-Lubiewo (badania wstępne). Archiwum Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach.

GALON R. 1972 – Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. [W:] Galon R. (red.) *Geomorfologia Polski. T. 2. Niż Polski.* PWN, Warszawa.

GALON R. 1982a – Zagadnienia genezy i wieku rynien podlodowcowych na Niżu Polskim na przykładzie rynny strzyżyńskiej w Borach Tucholskich (w okolicy Zamrzenicy). *Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geografia*, t. XVII. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, z. 54: 3–9.

GALON R. 1982b – Niektóre wnioski dotyczące genezy i ewolucji rynny strzyżyńskiej. *Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geografia*, t. XVII. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, z. 54: 36–38.

GOSLAR T. 2005 – Raport z wykonania datowań C-14 w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Numer pracy 1126/05. Poznań.

GOSLAR T. 2007 – Raport z wykonania datowań C-14 w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Numer pracy 2331/07. Poznań.

GOSLAR T., BAŁAGA K., ARNOLD M., TISNERAT N., STARNAWSKA E., KUŹNIARSKI M., CHRÓST L., WALANUS A. & WIĘCKOWSKI K. 1999 – Climate-related variations in the composition of the late glacial and early Holocene sediments of Lake Perespiłno (eastern Poland). *Quaternary Science Reviews*, 18: 899–911.

HELIASZ Z. & OSTAFICZUK S. 2000 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Lubiewo (242) wraz z objaśnieniami. Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie, numer archiwalny 2606/2000.

HJELMROOS-ERICSSON M. 1981 – Holocene development of Lake Wielkie Gacno area, northwestern Poland. Thesis 10, University of Lund, Lund: 1–101.

JURYS L. & WOŹNIAK T. 2006 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Cękycyn (204) wraz z objaśnieniami.

Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie, numer archiwalny 647/2006.

KONDRACKI J. 2000 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.

KOWALEWSKI G. & MILECKA K. 2003 – Palaeoecology of basins of organic sediment accumulation in the Reserve Dury. *Studia Quaternaria*, 20, 2: 73–82.

LAMENTOWICZ A. M. 2005 – Geneza torfowisk naturalnych i seminaturalnych w Nadleśnictwie Tuchola. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.

LATAŁOWA M. 2003a – Późny Vistulian. [W:] Dybowa-Jachowicz S. & Sadowska A. (red.) *Palinologia.* IB PAN, Kraków: 266–273.

LATAŁOWA M. 2003b – Holocen. [W:] Dybowa-Jachowicz S. & Sadowska A. (red.) *Palinologia.* IB PAN, Kraków: 273–292.

MILECKA K. 2005 – Historia jezior lobeliowych zachodniej części Borów Tucholskich na tle postglacjalnego rozwoju szaty leśnej. *Wyd. Naukowe UAM, Poznań. Seria Geografia*, 21: 1–249.

MIOTK-SZPIGANOWICZ G. 1989 – Type Region P-s: Bory Tucholskie. *Acta Palaeobotanica*, 29 (2): 81–84.

MIOTK-SZPIGANOWICZ G. 1992 – The history of the vegetation of Bory Tucholskie and role of man in the light of palynological investigations. *Acta Palaeobotanica*, 32 (1): 39–122.

NORYŚKIEWICZ A.M. 2002 – Holocenska historia lasów okolic Wierchlasu na podstawie analizy pyłkowej osadów z jeziora Mukrz. [W:] Banaszak J. & Tobolski K. (red.) *Park Narodowy Bory Tucholskie na tle projektowanego rezerwatu Biosfery.* Wyd. Homini, Charzykowy: 195–204.

NORYŚKIEWICZ A.M. 2006 – Historia cisa w okolicy Wierchlasu w świetle analizy pyłkowej. *Toruń-Świecie.*

NORYŚKIEWICZ B. 1982 – Roślinność i historia torfowiska w okolicy Zamrzenicy w Borach Tucholskich. *Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geografia*, t. XVII. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, z. 54: 27–35.

NOWACZYK B. 1994 – Wiek jezior i problem zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. *Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geografia*, t. XXVII. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, z. 92: 97–110.

OBREMSKA M. & LAMENTOWICZ M. 2002 – Geologia i historia torfowiska kotłowego na sandrze Brdy koło Tucholi na podstawie analizy palinologicznej i korzenionózek Testaceae. [W:] Banaszak J. & Tobolski K. (red.) *Park Narodowy Bory Tucholskie na tle projektowanego rezerwatu biosfery.* Wyd. Homini, Charzykowy: 205–218.

PAZDUR A. 2007 – Oznaczanie wieku osadów metodami radioizotopowymi i dozometrycznymi. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. & Rutkowski J. (red.) *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku.* Wyd. Szkoły Przymierza Rodzin, Warszawa: 251–279.

PIKIES R. 2006 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Tuchola (203) wraz z objaśnieniami. Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie, numer archiwalny 646/2006.

RALSKA-JASIEWICZOWA M., van GEEL B. & DEMSKE D. 1998 – Holocene regional vegetation history recorded in the Lake Gościąg sediments. [In:] Ralska-Jasiewiczowa M. i in. (red.) *Lake Gościąg, Central Poland. A monographic study. Part 1.* IB PAN, Kraków: 202–219.

STARKEL L. 1999 – Rola holocenu w ewolucji środowiska i jego stratygrafia. [W:] Starkel L. (red.) *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze.* PWN, Warszawa.

ŚRODOŃ A. 1972 – Roślinność Polski w czwartorzędzie. [W:] Szafer W. & Zarzycki K. (red.) *Szata roślinna Polski. T. 1.* PWN, Warszawa: 527–539.

TOBOLSKI K. 2003 – Torfowiska na przykładzie Ziemi Świeckiej. *Towarzystwo Przyjaciół Dolnej Wisły. Świecie.*

UNIEJEWSKA M., NOSEK M. & WŁODEK M. 1979 – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, arkusz Nakło. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

WASYLIKOWA K. 1964 – Roślinność i klimat późnego glaciału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny*, 13: 261–417.

WIECZOREK D. & STOIŃSKI A. 2006 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000 arkusz Gostycyn (241) wraz z objaśnieniami. Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie, numer archiwalny 464/2006.

WINTER H. 2006 – Orzeczenie dotyczące analizy pyłkowej próbek z profilu Bysławek-2. Arkusz Gostycyn (241) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie, numer archiwalny 464/2006.

