

PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU
GEOLOGICZNEGO

Aurelia Makowska

*Morza plejstocenijskie elbląskie i z Próchnika
na Wzniesieniu Elbląskim*

*The Pleistocene seas from Elbląg and Próchnik,
Elbląg Upland*



PAŃSTWOWY
INSTYTUT
GEOLOGICZNY

Tom 206

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2019

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Obszar badań	7
Historia badań	7
Morfologia obszaru badań	9
Zarys budowy geologicznej	10
Osady morskie w nowych odsłonięciach terenowych	13
Kadyny	13
Opis odsłonięcia	13
Datowanie osadów	16
Interpretacja profilu	17
Próchnik	18
Próchnik I	18
Opis odsłonięcia 1 (1990 r.)	18
Datowanie osadów	20
Interpretacja profilu	20
Opis odsłonięcia 2 (1991 r.)	20
Interpretacja profilu	22
Próchnik III	23
Opis odsłonięcia	23
Datowanie osadów	23
Interpretacja profilu	26
Pozycja stratygraficzna osadów morskich w zaburzonej glacytektonicznie kompleksie osadów zlodowacenia wisły	26
Warunki paleogeograficzne na podstawie profili opisanych w tekście	28
Dyskusja	31
Wnioski	36
Literatura	38
Summary	41

Aurelia MAKOWSKA¹

MORZA PLEJSTOCENSKIE ELBLĄSKIE I Z PRÓCHNIKA NA WZNIESIENIU ELBLĄSKIM

Abstrakt. W artykule omówiono trzy nowe odsłonięcia terenowe plejstocenских osadów morskich na Wzniesieniu Elbląskim w Kadynach i w Próchniku oraz niepublikowane dotąd wyniki ich datowania metodami TL, OSL i ¹⁴C. Na podstawie analizy tych danych oraz sytuacji geologicznej osadów morskich, w porównaniu z opublikowanymi już danymi o plejstocenских osadach morskich z tego obszaru, potwierdzono wcześniejsze wnioski o tym, że są one różnowiekowe, zarówno interglacjalne, jak i interstadialne. Wyniki nowych badań uwiarygodniają także uprzednie ustalenia, że znajdują się w jednej z międzymorenowych serii zaburzonego glacitektonicznie kompleksu osadów zlodowacenia wisły nazwanej formacją Kadyn, gdzie są odmiennie usytuowane. Najwięcej miejsca zajmują tam interglacjalne iły elbląskie z Kadyn i z innych stanowisk omawianego obszaru. Są one nieporównywalne z niżej leżącymi na tym obszarze i niezaburzonymi lub mało zaburzonymi glacitektonicznie osadami eemskiego morza tychnowskiego, ponieważ to ostatnie jest morzem strefy lużytańskiej, a iły elbląskie reprezentują morza borealne i arktyczne. Według nowych danych można jednak

przypuszczać, że są one głębokowodnymi osadami morza eemskiego, pochodzącymi z północnych obszarów niecki bałtyckiej i w odróżnieniu od osadów płytszego morza tychnowskiego, które występują tu w swej pierwotnej pozycji stratygraficznej, są jedynie porwakami glacialnymi przeniesionymi na obszar Wzniesienia Elbląskiego przez loby lodowcowe ostatniego stadiała zlodowacenia wisły. Z kolei osady morskie z Próchnika różnią się od iłów elbląskich wieloma cechami – są od nich młodsze i na podstawie datowań można przyjąć, że są związane sedimentacyjnie z międzymorenową formacją Kadyn, w której występują. Są one osadami nieznanego dotąd w tym rejonie chłodnego morza, które zajmowało południową część niecki bałtyckiej w starszym interstadiale zlodowacenia wisły. Ustalenia te wpływają na zmianę rangi interglacjalu krastudzkiego (elbląskiego) w podziale stratygraficznym osadów zlodowacenia wisły, opierającym się na badaniach prowadzonych w latach 70–90. ub. w. na obszarze Pomorza Nadwiślańskiego, na wcześniej określony w tej pozycji stratygraficznej interstadiał gniewu.

Słowa kluczowe: morza plejstocenские, strefa perybałtycka, interglacjal eemski, glacitektonika, Wzniesienie Elbląskie, północna Polska.

WSTĘP

Na południowym wybrzeżu Bałtyku najbardziej charakterystycznym zarysem wyróżnia się odcinek okalający Zatokę Gdańską, tworząc tam wielkie półkole wysunięte w stronę lądu i skierowane ku Żuławom Wiślanym. Jest to ślad erozyjnej działalności głównego strumienia lodowego, spływającego ze Skandynawii na południe wzdłuż południkowej rozciągłości niecki bałtyckiej, w czasie ostatniego zlodowacenia. Łądolód, wykorzystując tu wcześniejsze obniżenia swego podłoża, równocześnie ponownie pogłębiał i poszerzał je egzarycyjnie, co następnie stwarzało szczególnie predyspozycje tego obszaru do transgresji morza. Tak było w holocenie w okresie literynowym, kiedy morze zalało tu najbliższe otoczenie współczesnego wybrzeża zatoki. Był to

maksymalny zasięg Bałtyku w jego holocenским rozwoju. Podobnie było też w plejstocenie, kiedy obszar ten i jego sąsiedztwo podlegały prawdopodobnie wielokrotnym transgresjom morskim, o czym świadczą liczne warstwy morskie występujące w osadach plejstocenских na obszarze Wzniesienia Elbląskiego.

Niestety historia plejstocenских zalewów nie jest jeszcze wystarczająco poznana, z wyjątkiem transgresji morza tychnowskiego, które zalało obszar Wzniesienia Elbląskiego w interglacjale eemskim, dochodząc w swym maksymalnym zasięgu na południe do współczesnych okolic Kwidzyna i Prabut (Makowska, 2009). Jego osady znajdują się jednak poniżej dna doliny Wisły i (z wyjątkiem Bażantarni) nie od-

¹ Emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

ślaniają się na powierzchni terenu. Jedynym obszarem w Polsce, gdzie plejstocenyjskie osady morskie można licznie obserwować na powierzchni, są okolice Elbląga. Najważniejsze z nich, znane już od połowy XIX w. jako ility yoldiowe lub elbląskie (Jentzsch, 1876), występują na stokach Wzniesienia Elbląskiego nad Zalewem Wiślanym, gdzie znajdują się jednak w niezwykle skomplikowanych, silnie zaburzonych i mało czytelnych w badaniach powierzchniowych strukturach glacitektonicznych, wskutek czego ich pozycja stratygraficzna oraz wiek były przez ponad stulecie dyskusyjne (Woldstedt, 1969). W latach 70. i 80. ub. w. autorka tego tekstu musiała się zmierzyć z tym tematem podczas opracowywania arkuszy map geologicznych tego obszaru – *Mapa Geologiczna Polski* (MGP) w skali 1:200 000 (ark. Elbląg) (Makowska, 1977b, 1979a) i *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski* (SMGP) w skali 1:50 000 (ark.: Krynica Morska, Elbląg Północ, Elbląg Południe) (Makowska, 1987, 1991a, 2014a, b). W toku prac okazało się, że problem plejstocenyjskich osadów morskich na Wzniesieniu Elbląskim jest znacznie bardziej złożony niż to wynikało z dotychczasowej literatury (m.in. Galon, 1934, 1938). Autorka znalazła bowiem w różnych miejscach i w różnych sytuacjach hipsometrycznych, morfologicznych i geologicznych wiele innych, nieznanych dotąd, odrębnych warstw morskich, rozmieszczonych w zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego. W początkowych badaniach autorki w pierwszej kolejności były rozpoznawalne głównie ility elbląskie, które występowały w znanych od dawna wyrobiskach eksploatacyjnych miejscowych zakładów ceramicznych nad Zalewem Wiślanym w Nadbrzeżu, Suchaczu, Kadynach i w innych, mniejszych odsłonięciach terenowych. Stwierdzono je także poniżej powierzchni terenu w profilu jednego z wierzeń kartograficzno-badawczych wykonanego przez autorkę w Nadbrzeżu (Janczyk-Kopikowa, 1976; Makowska, 1977b). W miarę postępu prac kartograficznych znaleziono też inne osady morskie w nowych wyrobiskach zlokalizowanych na urozmaiconej morfologicznie powierzchni wysoczyzny, gdzie systemem gospodarczym eksploatowano różnego typu międzymorenowe utwory piaszczyste, podobnie jak ility elbląskie, przeważnie zaburzone glacitektonicznie (Łęcze, Próchnik I, II i in.). Wzdłuż ścian eksploatacyjnych niektórych nowych wyrobisk odsłaniały się wśród piasków pojedyncze warstwy ilów i mułków humusowych, lokalnie z wkładkami torfów, zawierające jeziorną i morską faunę mięczaków lub otwornice. Tego typu warstwy znaleziono również w kilku odsłonięciach naturalnych znajdujących się w zboczach lub w dnach niektórych dolin erozyjnych (Kamionek Wielki, Miedniki) (Makowska, 1986b, 1987). Wszystkie nowo odkryte warstwy morskie i jeziorne były pod wieloma względami odmienne od ilów elbląskich, jakkolwiek występowały najczęściej w tej samej dużej formacji międzymorenowej przykrytej od góry jednym lub dwoma pokładami glin zwalowych.

W toku dalszych badań rozpoznano kolejny, nowy na tym obszarze, poziom osadów morskich, które znajdowały się w profilach wiertniczych w Pęklewie (oraz Pagórkach poza omawianym obszarem) na głębokości 150 i 203 m

od powierzchni terenu. Uznano je za eemskie osady morza tychnowskiego, poznane wcześniej poza Wzniesieniem Elbląskim, w wielu innych profilach wiertniczych na dolnym Powiślu (Makowska, 1979c, 1986b; Makowska, Rabek, 1990). Tychnowskie osady morskie na Wzniesieniu Elbląskim, podobnie jak na dolnym Powiślu, występowały w niższej formacji międzymorenowej (w formacji dolnopowiaśląskiej) oddzielonej od osadów odsłaniających się na powierzchni terenu kolejną, trzecią od góry gliną zwalową, którą w badaniach na dolnym Powiślu nazwano gliną toruńską (Makowska, 1977a).

W wyniku tych odkryć stało się jasne, że w budowie geologicznej Wzniesienia Elbląskiego biorą udział nieznanne dotąd warstwy morskie, powstałe w czasie różnowiekowych transgresji mórz plejstocenyjskich. Położenie hipsometryczne i glacitektoniczne zaburzenia warstw pozwalały równocześnie wnioskować, że przynajmniej częściowo nie znajdują się one na obszarze swej pierwotnej sedimentacji, lecz mogły być również nasunięte od zachodu i od północy z obszaru niecki bałtyckiej. Późniejsze badania autorki prowadziły jednak do wniosku, że osady morskie odsłaniające się na powierzchni terenu reprezentują morza młodsze od morza tychnowskiego z interglacjału eemskiego i powstały w wyniku odrębnych transgresji morskich zajmujących badany obszar lub bezpośrednio przylegające do niego obszary od strony Bałtyku w różnych poeemskich okresach plejstocenu (Makowska, 1986b).

Podczas realizacji kolejnego w tym rejonie arkusza SMGP – Elbląg Południe – obejmującego południową część Wzniesienia Elbląskiego, autorka obserwowała też opracowane uprzednio północne obszary i do 1991 r. śledziła dalszy obraz tych wyrobisk eksploatacyjnych, w których odsłaniały się osady morskie. Niektóre zostały w tym czasie, albo już wcześniej, wyeksploatowane i zrehabilitowane (Suchacz, Łęcze, Próchnik II). Inne były rozszerzane i pogłębiane (Próchnik I), a jeszcze inne powstawały w nowych miejscach (Próchnik III).

Podobnie jak w latach wcześniejszych obserwacje warstw geologicznych były dość utrudnione ze względu na zaburzenia glacitektoniczne oraz przez to, że eksploatacja była wszędzie nieuporządkowana. Ściany wyrobisk były różnie zorientowane kierunkowo, miały zmienne, przypadkowe długości i wysokości oraz były zasypywane przez materiał z nadkładu.

Dzięki kilkuletnim studiom realizowanym przez autorkę w ramach własnych prac pozaplanowych przebieg warstw morskich stawał się jednak coraz bardziej czytelny. Przyczyniła się do tego również opublikowana monografia autorki dotycząca międzymorenowej formacji dolnopowiaśląskiej. Formacja ta zawiera osady morza tychnowskiego i rozciąga się wzdłuż Doliny Dolnej Wisły na odcinku od Zalewu Wiślanego po Kotlinę Toruńską (Makowska, 2009) i stanowi tu przewodni poziom stratygraficzny, do którego można nawiązywać położenie innych poziomów litostratygraficznych tego obszaru. W związku z tym obecnie podsumowując wcześniejsze obserwacje omawianych tu warstw morskich, można przedstawić ich sytuację geologiczną w sposób wy-

rażniejszy niż miało to miejsce w badaniach prowadzonych przed 1986 r. W niniejszej publikacji zaprezentowano nową interpretację sytuacji stratygraficznej warstw morskich z odsłonięcia w Kadynach, gdzie występowały ility elbląskie oraz z odsłonień w Próchniku I, II i III, gdzie występowały warstwy morskie młodsze od ility elbląskich.

Z tych odsłonień uzyskano tylko pojedyncze wyniki badań wieku osadów metodami TL, OSL i ^{14}C , które jednak mogą stanowić podstawę do nowej oceny wieku i pozycji stratygraficznej opisywanych w tej pracy warstw morskich. Wiążące się z tym wnioski na temat młodoplejstocенских transgresji morskich po części potwierdzają konkluzje przedstawiane we wcześniejszych publikacjach (Makowska, 1979b, c, 1986a, b, 1991b, 1995b, 1999, 2001, 2004a, b, 2008, 2009), częściowo natomiast pozwalają na ich modyfikację lub w dalszym ciągu pozostają dyskusyjne. Naj-

ważniejszym wynikiem tych badań jest ustalenie obecności na omawianych obszarach lub w ich sąsiedztwie osadów odrębnego, młodoplejstocенского morza z Próchnika, które istniało w niecce Bałtyku w okresie 30–40 ka BP. Obecność tego morza w południowej części basenu bałtyckiego nie była dotąd znana. Ogólnie biorąc, wyniki omawianych w tej pracy badań mogą mieć duże znaczenie dla dalszego poznania historii plejstocенского Bałtyku, zwłaszcza, że omawiane tu wyrobiska eksploatacyjne, w których odsłaniały się osady morskie, z wyjątkiem Kadyn, zostały porzucone i są już całkowicie lub w dużym stopniu zasypane albo zrekultywowane. Zapewne wpłynie to na ograniczenie lub nawet uniemożliwi prowadzenie na Wzniesieniu Elbląskim dalszych badań nad zróżnicowanymi wiekowo warstwami plejstocенских osadów morskich aż do czasu powstania nowych wyrobisk.

OBSZAR BADAŃ

Obszar badań, ograniczony następującymi współrzędnymi: 19°23'–19°30' długości geograficznej wschodniej i 54°10'–54°20' szerokości geograficznej północnej, znajduje się w strefie Pobrzeża Gdańskiego na Wzniesieniu Elbląskim, gdzie rozciąga się południkowo, szerokim pasem między Elblągiem a Kadynami (fig. 1). Jego budowę geologiczną przedstawiono na arkuszach Krynica Morska i Elbląg Północ SMGP (Makowska, 1987, 1991a) oraz w innych opracowaniach autorki (m.in. Makowska, 1999). Na obszarze arkuszy Krynica Morska i Elbląg Północ są zlokalizowane trzy omawiane w tej pracy stanowiska z plejstocенскими osadami morskimi odsłaniającymi się na powierzchni terenu – jedno w Kadynach (znajduje się w dużym, starym wyrobisku, gdzie od kilkudziesięciu lat eksploatowano ility elbląskie, stanowiące wraz z podścielającymi je ility czerwonymi podstawowy surowiec do wyrobów ceramicznych) i dwa stanowiska w oddalonym od Kadyn o 5,6 km na SSW Próchniku (znajdują się w dwóch oddzielnych kopalniach piasku, oznaczone jako Próchnik I i Próchnik III). Profile wyrobisk z Kadyn i Próchnika I były już częściowo omawiane (Makowska, 1986b, 1995b, 1999, 2009), natomiast opis stanowiska Próchnik III nie był dotąd publikowany.

Na tym obszarze znajdowały się też omawiane już i zaznaczone na arkuszu Elbląg Północ SMGP stanowiska kopalniane z osadami morskimi Próchnik II zlokalizowane w odległości ok. 250 m na południe od Próchnika III – Łęcz (położone w połowie odległości między Kadynami a Próchnikiem) oraz duże wyrobisko kopalniane w Suchaczu. Obecnie są one wyeksploatowane lub porzucone. ility elbląskie występowały również w rozległym wyrobisku kopalnianym w Nadbrzeżu i w dolinie Srebrnego Potoku (Bażantarnia) oraz odsłaniały się też w wielu innych miejscach na powierzchni terenu, m.in. w Małych Bielanych i w rejonie Elbląga (Makowska, 1986b, 1987) (fig. 1).

W czasie opracowywania map geologicznych wykonano na tym obszarze siedem wierceń kartograficzno-badawczych w: Nadbrzeżu, Pękiewie, Krasnym Lesie, Jagodnej, Próchniku, Małych Bielanych i Bażantarni (fig. 1). Osady morskie z dwóch pierwszych wierceń zostały zbadane na zawartość pyłku przez Janczyk-Kopikową (1976, 1984). Profile tych wszystkich otworów wraz z uproszczonymi lub szczegółowymi profilami osadów morskich w Kadynach, w Łęczu i w Próchniku omówiono w objaśnieniach do tych map oraz w wielu innych publikacjach (Makowska, 1986b, 1987, 1991a, 1999, 2009; Makowska-Rabek, 1990).

HISTORIA BADAŃ

Pierwsze osady morskie z rejonu Elbląga zostały odkryte w drugiej połowie XIX w. przez Jentzscha (1876, 1887), który nazwał je ility elbląskimi lub yoldiowymi od występującego w nich małża morskiego *Portlandia (Yoldia) arctica* Gray. Odsłaniają się one na powierzchni terenu w zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego, gdzie występują w silnie zaburzonych strukturach glacytektonicznych, a przez to w niejasnej dla ówczesnych badaczy pozycji stratygraficznej. Początkowo

Jentzsch (1884) i inni uczeni, opierając się na składzie fauny malakologicznej występującej w osadach, przyjmowali, że stanowią one osad innego, starszego morza niż hipotetyczne jeszcze w tym czasie morze, które jak przypuszczano na podstawie rozproszonej w różnych osadach młodoplejstocенских, cieplejszej fauny mięczaków znajdujących się tam na wtórnym złożu, załało te obszary w młodszym interglacjale. W dalszych badaniach zaczęły przeważać poglądy, że wiek ility elbląskich

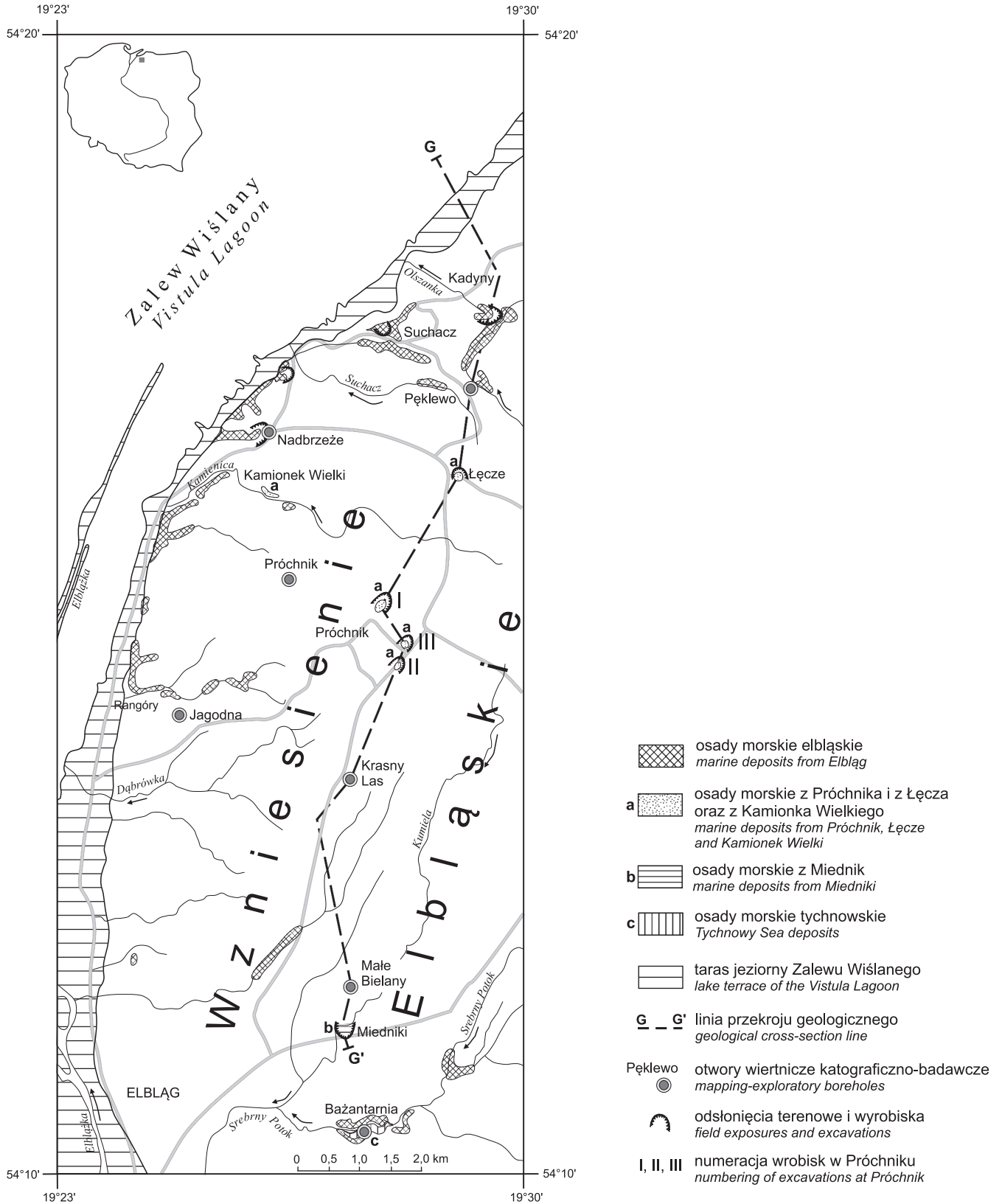


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny. Plejstoceńskie osady morskie odsłaniające się na powierzchni terenu oraz w odsłonięciach i w wyrobiskach między Elblągiem a Kadynami (wg SMGP, Makowska, 1987)

Location sketch-map. Pleistocene marine deposits exposed on the surface and in excavations between Elbląg and Kadyny, according to the Detailed Geological Map of Poland 1 : 50,000 (Makowska, 1987)

należy jednak wiązać z tym młodszym interglacjałem (Galon, 1938), nazywanym od 1928 r. interglacjałem eemskim. Ze względu na zimny charakter występującej w nich fauny malakologicznej, która różniła się od ciepłej fauny osadów morza eemskiego, znanych z obszarów Danii, Holandii i północnych Niemiec oraz na podstawie pojedynczych analiz palinologicznych wykonanych dla iłów morskich z Elbląga i z Kadyn korelowano je z osadami tzw. morza portlandzkiego w Finlandii (Zans, 1936) i określano czas ich sedimentacji na początek (Gross, 1967) lub na schyłek interglacjału eemskiego (Woldstedt, 1969).

Wcześniej Halicki (1951a, b), w wyniku badań nad pozycją stratygraficzną osadów morskich rozpoznanych i określonych jako eemskie przez Samsonowicza (1951) w profilach wiertniczych z Tychnowych na dolnym Powiślu, wyrażał pogląd, że ily elbląskie reprezentują interglacjał młodszy od eemskiego, który nazywał interglacjałem skaerumhede. Jednak dalsze badania prowadzone przez tego autora wraz z Brodniewicz, która opracowała faunę mięczaków i otwornic z osadów morskich w Nadbrzeżu i Bażantarni koło Elbląga, po uwzględnieniu analiz palinologicznych, wykonanych w obu stanowiskach przez Olszewskiego i Przybylskiego (w: Halicki, Brodniewicz, 1961), skłoniły autorów do określenia wieku iłów elbląskich na interglacjał eemski i interstadiał oryniacki (brörup) (Halicki, Brodniewicz, 1961; Brodniewicz, 1969, 1972). Problem wieku tych iłów nie został jednak definitywnie rozwiązany, ponieważ wyniki badań faunistycznych i florystycznych w obu stanowiskach różniły się między sobą. Wyraźne cechy interglacjału eemskiego uzyskano jedynie dla osadów z Bażantarni, natomiast w Nadbrzeżu nie były one pod tym względem jednoznaczne. Stąd dla autorki tego opracowania, prowadzącej tu późniejsze badania geologiczne, wynikał wniosek, że osady morskie nie muszą w tych stanowiskach tworzyć tego samego

poziomu litostratygraficznego. Jednak w początkowych pracach kartograficznych prowadzonych dla arkusza Elbląg MGP ily elbląskie zostały oznaczone jako eemskie, zgodnie z przeważającymi wówczas poglądami (Makowska, 1977b, 1979a, b). Wyniki późniejszych prac prowadzonych podczas realizacji arkuszy Krynica Morska i Elbląg Północ SMGP, takich jak: kartowanie powierzchniowe, wiercenia w Pęklewie i w innych miejscach, badanie osadów morskich z wiercenia w Nadbrzeżu (Janczyk-Kopikowa, 1976) oraz pojedyncze datowania osadów morskich i jeziornych metodą TL w różnych stanowiskach, nie potwierdziły eemskiego wieku iłów elbląskich, lecz wskazywały, że mogą być młodsze od tego interglacjału (Makowska, 1986b, 1987). Poza tym w toku tych prac, poza iłami elbląskimi, autorka odkryła na Wzniesieniu Elbląskim, jak wspomniano we wstępie, wiele innych, niezależnych warstw morskich, zarówno starszych, stanowiących osady morza tychnowskiego z interglacjału eemskiego (Pęklewo, Pagórki) (Janczyk-Kopikowa, 1984, 1991; Makowska, 1986b, 1991b; Makowska, Rabek, 1990), jak i młodszych od iłów elbląskich (Janczyk-Kopikowa, 1980), które jak można było wnioskować z obserwacji ich sytuacji stratygraficznej i innych cech pochodziły z różnych, poeemskich okresów plejstocenu i stanowiły osady z odrębnych transgresji morskich (Makowska, 1986b).

Pogląd o wielokrotnych transgresjach morskich na obszar Wzniesienia Elbląskiego lub na obszary bezpośrednio z nimi sąsiadujące autorka przedstawiła w syntetycznym opracowaniu o budowie geologicznej Wzniesienia Elbląskiego, gdzie na przekrojach geologicznych zilustrowano wzajemne położenia wszystkich napotkanych warstw morskich na tle całego, częściowo zaburzonego glaciektogenicznego kompleksu osadów plejstoceniowych, budujących ten obszar (Makowska, 1999). Rozważania przedstawione w niniejszym opracowaniu są kontynuacją tego tematu.

MORFOLOGIA OBSZARU BADAŃ

Wzniesienie Elbląskie, którego częścią jest omawiany w pracy obszar, stanowi charakterystyczną jednostkę geograficzną Pobrzeża Bałtyckiego, wyróżniającą się zarówno pod względem morfologii, jak i budowy geologicznej od swego otoczenia. Jest to kopulaste wzniesienie sięgające w punkcie kulminacyjnym wysokość 197 m n.p.m., otoczone od północy i od północnego zachodu Zalewem Wiślanym, od zachodu – deltą Wisły i Nogatu, a od wschodu i od południa – obniżeniami dolinnymi. Stanowi ono izolowany fragment wysoczyzny polodowcowej częściowo przekształcony przez procesy glaciektogeniczne w czasie ostatniego zlodowacenia (Makowska, 1999).

Powierzchnia Wzniesienia Elbląskiego, w tym również omawianego tu obszaru, jest urozmaicona pod względem hipsometrycznym i morfologicznym ze śladami zarówno działalności ostatniego lądolodu w czasie jego transgresji i recesji, jak i erozji powierzchniowego odpływu wód poglacialnych, co jest widoczne na przekroju geologicznym

przedstawionym na [figurze 2](#). Omawiany obszar badań, rozciągający się południkowo wzdłuż zachodniego stoku Wzniesienia Elbląskiego, znajduje się w niedalekiej odległości od brzegów Zalewu Wiślanego – ok. 2 km w Kadynach i ok. 4 km w Próchniku. Powierzchnia stoku wykazuje duży spadek w kierunku zachodnim – od ok. 180 m n.p.m. na wschodzie badanego obszaru do ok. 0–10 m n.p.m. na brzegu Zalewu Wiślanego. W związku z tym istnieją duże różnice w położeniu hipsometrycznym omawianych odsłoneń terenowych. Górne krawędzie odsłoneń w Kadynach, położonych bliżej Zalewu Wiślanego, znajdują się na wysokości ok. 75 m n.p.m., a w Próchniku I i III odpowiednio na wysokości ok. 143 i 160 m n.p.m. W podobnej sytuacji hipsometrycznej znajdowały się też nieistniejące obecnie stanowiska Próchnik II i Łęcze. Tak znaczne różnice wysokości między omawianymi stanowiskami, a co za tym idzie również w położeniu występujących w nich warstw morskich, są związane również z tym, że znajdują się one w różnych

sytuacjach morfologicznych. Kadyny są bowiem usytuowane na zboczach i w dnie głębokiej doliny erozyjnej, natomiast oba stanowiska w Próchniku I i III występują w szczytowej części dwóch odrębnych wzgórz znajdujących się na powierzchni wysoczyzny. Morfologiczne zróżnicowanie obszaru jest tu związane z położeniem w strefie silnych zaburzeń glacictektonicznych, obejmujących górną część profilu plejstocenijskiego. Powierzchniowe wypukłe formy rzeźby terenu są najczęściej odwzorowaniem morfologii struktur glacictektonicznych występujących bezpośrednio pod najwyższą gliną zwałową, która przykrywa i otula te struktury (wzgórza podmorenowe). Jest to widoczne w wielu odsłonięciach terenowych. Wśród form wypukłych najbardziej charakterystyczne są dwa rodzaje. Pierwszy stanowią liczne stopnie i załomy rozciągające się festynowo w kierunku prostopadłym do spadku powierzchni terenu (fig. 1) (Makowska, 1987, 1991a). Są one odbiciem schodkowych struktur glacictektonicznych nasuniętych na wysoczyznę od strony Zalewu Wiślanego, z zachodu i północnego zachodu, tj. od strony nasuwającego się lobu lodowcowego ostatniego stadiału zlodowacenia wisły. Drugi rodzaj występuje w najwyższych partiach powierzchni wysoczyzny. Stanowią je liczne, wydłużone wzgórza o różnej wysokości i długości,

często ułożone równolegle do siebie i występujące w dwóch głównych szeregach, skierowanych łukowato z północy na południe. Wcześniej były określane przez autorkę, m.in. na podstawie literatury tego obszaru, jako drumliny, lecz ich budowa wewnętrzna wskazuje, że są to spiętrzone przez procesy glacictektoniczne wzgórza podmorenowe (Makowska, 1991a). Trzeci rodzaj wzgórz stanowią formy młodsze od pozostałych. Są to różnej wielkości i wysokości ostańce erozyjne i denudacyjne zachowane na międzydolinnych obszarach wysoczyzny.

Charakterystycznym i dominującym wklęsłym elementem rzeźby terenu są postglacialne doliny rzeczne (fig. 1, 2). Tworzą liczną i rozczłonkowaną sieć z dolinami głównymi skierowanymi radialnie w kierunku ze wschodu, czyli od najwyższych wzniesień wysoczyzny, ku północy, zachodowi i południowi. Głębokość dolin dochodzi lokalnie do 80–100 m, a znaczny spadek ich dna jest porównywalny ze spadkiem dolin górskich.

Wszystkie wymienione powyżej elementy morfologiczne składają się na bardzo zróżnicowany i malowniczy krajobraz omawianego obszaru, który jest dodatkowo wzbogacony rozległymi zespołami pokrywy leśnej, złożonej z objętych ochroną lasów mieszanych z bukiem i dębem.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Kształt i rzeźba powierzchni Wzniesienia Elbląskiego powstawały w wyniku złożonych procesów geologicznych zachodzących tu w ciągu plejstocenu i zapisanych w profilu osadów budujących tę jednostkę geograficzną. Jej rozwój odbywał się na pograniczu dwóch różnych obszarów. Od strony południowej był to obszar wysoczyzny dolnego Powiśla, porożciniany dolinami rzecznyymi, natomiast od strony północnej – obszar formującej się na północy niecki Bałtyku południowego. Obecnie Wzniesienie Elbląskie stanowi odrębną jednostkę geograficzną, lecz genetycznie jest związane przede wszystkim z przylegającym do niego od południa obszarem dolnego Powiśla, gdyż pierwotnie stanowiło przedłużenie tego obszaru ku północy, o czym świadczy ten sam, zasadniczy model budowy geologicznej wyrażający się, zwłaszcza w górnej części ogólnego profilu osadów plejstocenijskich, obecnością tych samych, głównych jednostek litostratygraficznych co na dolnym Powiślu (Makowska, 1999, 2009). Równocześnie w budowie Wzniesienia Elblą-

skiego są widoczne także wpływy procesów kształtujących sąsiadujący od północy obszar niecki Bałtyku, najwyraźniej zaznaczone obecnością młodoplejstocenijskich osadów morskich tworzących odrębne, różnowiekowe poziomy litostratygraficzne, znajdujące się częściowo w swej pierwotnej pozycji stratygraficznej a częściowo w strefowo zaburzonych strukturach glacictektonicznych, powstałych w czasie transgresji lądolodu z okresu ostatniego ze stadiów zlodowacenia wisły. Zaburzenia glacictektoniczne objęły głównie górną, wiślańską część profilu plejstocenijskiego. Najbardziej zaburzona strefa rozciąga się wzdłuż zachodnich stoków Wzniesienia Elbląskiego. Na figurze 2 przedstawiono nieco zmieniony przekrój geologiczny G–G', jeden z przekrojów z wcześniej opublikowanej pracy omawiającej budowę Wzniesienia Elbląskiego i jej zaburzenia (Makowska, 1999). Przekrój ten ilustruje budowę geologiczną silnie zaburzonej strefy na odcinku między Kadynami a Krasnym Lasem i dalej w kierunku Małych Bielán i Miedników. Na przekroju

Fig. 2. Przekrój geologiczny G–G' (wg Makowskiej, 1999, nieco zmieniony)

Pc – paleocen; zlodowacenia: P – południowopolskie; Ś – środkowopolskie; Wa – warty; E – interglacjał eemski; zlodowacenie wisły: stadiały: T – toruński; Św – Świecie; L – leszczyńsko-pomorski; interstadiały: K – Gniew i Kadyny (formacja Gniewu i Kadyn); G – grudziądzki (formacja Grudziądza); interfazy: Br – pagórki (brörup); Od – obrzynowo (ödderade); H – holocen

Geological cross-section G–G' (after Makowska, 1999, slightly modified)

Pc – Paleocene; glaciations: P – South Polish; Ś – Middle Polish; Wa – Wartanian; E – Eemian Interglacial; Vistulian Glaciation: stadials: T – Toruń; Św – Świecie; L – Leszno-Pomerania; interstadials: K – Gniew and Kadyny (Gniew and Kadyny formations); G – Grudziądz (Grudziądz Formation); interphases: Br – Pagórki (Brörup); Od – Obrzynowo (Ödderade); H – Holocene

jest widoczna starsza, zredukowana egzarycyjnie część profilu plejstocenijskiego obejmująca gliny zwałowe zlodowaceń południowo- i środkowopolskich (I), część środkowa, obejmująca formację dolnopowiańską o dużej miąższości z występującym w niej zespołem osadów z interglacjału eemskiego (II), oraz część młodsza, zaburzona glaciektogenicznie, obejmująca środkową i górną część osadów zlodowacenia wisły (III). W tej ostatniej części jest widoczna sytuacja geologiczna omawianych w tej pracy osadów morskich w Kadynach, w Łęczu oraz w Próchniku I, II, III, oparta na wynikach kartowania powierzchniowego wykonanego przez autorkę w latach 1973–1991 oraz na profilach wierceń kartograficzno-badawczych wykonanych w Pękiewie, Krasnym Lesie i Małych Bielanych.

Miąższość osadów plejstocenijskich Wzniesienia Elbląskiego, poznana głównie na podstawie danych z wielu otworów kartograficzno-badawczych docierających do podłoża czwartorzędu, dochodzi maksymalnie do 320 m (Majewo). W podłożu, które znajduje się na wysokości 50–160 m p.p.m. występują utwory kredy, paleogenu (paleocen, oligocen) i neogenu (miocen). Spoczywający na tym podłożu kompleks plejstocenijski jest zbudowany z wielu pokładów glin zwałowych rozdzielonych osadami międzymorenowymi o różnej miąższości.

Starsza część kompleksu plejstocenijskiego (I) charakteryzuje się tym, że przeważają w niej pokłady glin zwałowych o różnej miąższości, które są rozdzielone jedynie cienkimi seriami międzymorenowymi lub bywają nałożone bezpośrednio na siebie. Lokalnie są podścielone najstarszą, piaszczystą serią podmorenową. Podstawą litostratygraficznego podziału tych osadów są głównie wyniki badań litopetrograficznych prowadzonych dla wybranych odcinków rdzeni z wierceń kartograficzno-badawczych wykonanych tu w ramach opracowywania kilku arkuszy SMGP.

W tej części kompleksu wyróżniono na Wzniesieniu Elbląskim piaszczyste osady interglacjału augustowskiego (podlaskiego), gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich: nidy, sanu 1 i sanu 2 oraz zlodowaceń środkowopolskich: odry i warty. W północnej części Wzniesienia Elbląskiego, m.in. w strefie omawianego obszaru badań, osady te podlegały wielokrotnej egzarycji lodowcowej, co wpłynęło na zmniejszenie miąższości i ilości pokładów glin zwałowych i serii międzymorenowych w stosunku do środkowej i południowej części Wzniesienia Elbląskiego (fig. 2 – Ś, P) (Makowska, 1999).

Środkową część pionowego profilu plejstocenijskiego (II) zajmuje międzymorenowa formacja dolnopowiańska, zawierająca m.in. w swym składzie lądowe i morskie osady z interglacjału eemskiego. Osady tej formacji przedłużają się na obszar dolnego Powiśla, gdzie dochodzą co najmniej do Kotliny Toruńskiej (Makowska, 2009). Miąższość formacji na Wzniesieniu Elbląskim jest bardzo duża i może dochodzić do 100 i więcej metrów. W skład formacji oprócz osadów eemskich wchodzi osady innego wieku i różnych środowisk sedymentacyjnych. Podobnie jak na dolnym Powiślu w ogólnym profilu pionowym dzieli się ona na trzy części: dolną, środkową i górną. W części dolnej prawie na

całym obszarze Wzniesienia Elbląskiego występuje charakterystyczny dla tego obszaru kompleks ilów czerwonych, osiągający miejscami znaczne, kilkudziesięciometrowe miąższości, związany z sedymentacją jezior peryglacialnych w niecce Bałtyku u schyłku zlodowacenia warty (Wa).

Środkową część formacji zajmują osady z interglacjału eemskiego (E), stanowiące udokumentowany paleontologicznie stratygraficzny poziom przewodni nie tylko plejstocenu omawianej jednostki geograficznej, lecz także dużych obszarów dolnego Powiśla (Makowska, 2009). Osady interglacialne rozpoczynają się kompleksem rzeczno-deltowym złożonym z korytowych piasków drobnoziarnistych oraz z nadległych, pozakorytowych ilów i mułków torfiastych ze skorupkami mięczaków słodkowodnych, wypełniających starorzeczca i płytkie jeziora na powierzchni kopalnej delty. Wyżej leżą osady morskie morza tychnowskiego. Są to piaski drobnoziarniste, mułki i ily ze skorupkami mięczaków morskich. W części stropowej przechodzą w osady wysłodzonych jezior reliktowych po morzu tychnowskim, które nie zawierają już fauny morskiej.

Wiek osadów został określony na Wzniesieniu Elbląskim badaniami fauny malakologicznej (Brodniewicz, 1969; Makowska, 1986b) oraz badaniami pyłkowymi w odsłonięciu w Bażantarni (Halicki, Brodniewicz, 1961) i w Pagórkach (Janczyk-Kopikowa, 1991; Makowska, 1991b), które wykazały, że zespół osadów morskich i jeziornych tego rejonu powstał w czasie pełnego cyklu transgresji i recesji morza tychnowskiego i koreluje się ściśle z analogicznymi osadami formacji dolnopowiańskiej na dolnym Powiślu. Nad opisanym przewodnim poziomem eemskim znajduje się górny odcinek formacji dolnopowiańskiej zawierający piaszczyste osady rzeczno-deltowe z okresu dolnego zlodowacenia wisły (T).

Młodsza część kompleksu plejstocenijskiego (III) Wzniesienia Elbląskiego obejmuje osady zlodowacenia wisły, składające się, podobnie jak na dolnym Powiślu, z sześciu głównych jednostek litostratygraficznych. Są nimi trzy pokłady glin zwałowych (oznaczonych w opracowaniach autorki symbolami BII, BIII, BIV) (m.in. Makowska, 1986b, 1999, 2009) rozdzielone i podścielone osadami międzymorenowymi, stanowiącymi górną część formacji dolnopowiańskiej oraz tworzącymi dwie młodsze, odrębne formacje (Makowska, 2009). Od najstarszych do najmłodszych utworów są one następujące (fig. 2): górna część formacji dolnopowiańskiej i glina zwałowa toruńska (T), formacja Kadyn (odpowiednik formacji Gniewu na dolnym Powiślu) (K), glina zwałowa Świecia (Św), formacja grudziądzka (G) i glina zwałowa leszczyńsko-pomorska (L). Powyższe jednostki litostratygraficzne w całości należą do piętra zlodowacenia wisły, którego dolna granica znajduje się w formacji dolnopowiańskiej.

Charakterystyczną i dobrze rozwiniętą formacją w tym odcinku profilu plejstocenijskiego jest formacja Kadyn (podobnie jak na dolnym Powiślu analogiczna do niej formacja Gniewu), w której znajduje się kilka poziomów osadów morskich, m.in. poziomy z Kadyn i Próchnika (fig. 2). Z tego względu przyjmowano w dotychczasowych publikacjach autorki niniejszego tekstu hipotezę, że powstała ona,

przynajmniej częściowo, w interglacjale, który dzieli cały okres zlodowacenia wisły na dwa odrębne glacjały nazwane zlodowaceniem toruńskim i zlodowacieniem leszna (dawnej wisły), dzielącym się z kolei na dwa stadiały: Świecica

i leszczyńsko-pomorski (Makowska 1986b, 1999, 2004a, 2009). Podział ten został obecnie nieco zmodyfikowany, co znajduje odzwierciedlenie w końcowych rozdziałach niniejszej publikacji.

OSADY MORSKIE W NOWYCH ODSŁONIĘCIACH TERENOWYCH

KADYNY (fig. 3)

Opis odsłonięcia

W miejscowości Kadyny znajduje się stare wyrobisko kopalniane, w którym od początku ubiegłego wieku eksploatowano z różnym nasileniem ility elbląskie oraz ility czerwone stanowiące razem doskonały materiał do wyrobów cienkościennych ceramiki czerwonej. Położone jest ono w lesie między dwiema głębokimi dolinami rzek Olszanki i jej prawego, bocznego dopływu (fig. 1–3). Głębokość dolin dochodzi do ok. 50 m. W okresie obserwacji autorki wyrobisko było zlokalizowane w ostrodze erozyjnej wysoczyzny położonej między tymi dolinami. Wysokość ścian wyrobiska osiągała w różnych miejscach 50 m, a eksploatacja iłłów odbywała się w jego dolnej części, gdzie gromadził się głównie materiał zsuwowy, zaś pierwotne warstwy geologiczne (całizna) odsłaniały się jedynie fragmentarycznie (Makowska, 1995b, 2008). Pełniejszy obraz układu warstw był widoczny w starszych, górnych odcinkach północno-wschodniej ściany kopalni, odświeżanych okresowo przez większe obrywy (fig. 3). Ogólnie ściany składały się z dwóch odcinków – A i B, przesuniętych eksploatacyjnie względem siebie w kierunku prostopadłym do ich rozciągłości. Ściana A była cofnięta o kilka metrów na zewnątrz kopalni na skutek wielkich obrywów jakie miały tu okresowo miejsce po dłuższych opadach atmosferycznych. Były one związane ze zróżnicowaną litologią osadów odsłaniających się w tym odcinku.

Pierwsze przeglądowe obserwacje i badania tej ściany prowadzono podczas opracowywania arkusza Elbląg MGP w 1973 r. w okresie, gdy ściana miała zarys oznaczony symbolem A_1 (fig. 3 – profil 1, fig. 4). W późniejszych latach ta część ściany została oderwana i w formie wielkiego osuwiska zsunęła się w dół kopalni. Na jej zapleczu odsłoniła się głębsza i szersza część oznaczona symbolem A_2 . Ogólny zarys przebiegu warstw geologicznych nie uległ tu jednak zasadniczym zmianom. W 1982 r. zostały one szczegółowo sprofilowane w szurfiu (fig. 3, profil 2; fig. 5). Natomiast na odcinku B ściany były bardziej stabilne lecz nierówne i mało czytelne, ponieważ przez cały czas były zamaskowane dużymi, starymi osuwiskami. Przebieg wybranych warstw geologicznych został tu również prześledzony po oczyszczeniu fragmentów ściany z materiału osuwiskowego w szurfiu (fig. 3 – profil 3). Warstwy geologiczne w obu głównych odcinkach ścian A i B były różnie ułożone. W ścianie A_1 i A_2 leżały spokojnie w układzie prawie horyzontalnym. Natomiast w ścianie B obserwowano się duże i głębokie zaburzenia glaciektoniczne.

Występowały tu co najmniej dwie nałożone lub dociśnięte do siebie struktury fałdowe, zbudowane z kilku odrębnych warstw. Warstwy pierwszej z nich, północno-wschodniej, były zróżnicowane litologicznie i tworzyły strukturę antyklinalną o prawie pionowym ustawieniu. Druga struktura była mniej zróżnicowana litologicznie i tworzyła część rozległej antykliny lub monokliny o mniejszym upadzie warstw i bardziej rozciągniętych w poziomie. Między tymi strukturami mógł istnieć uskok niezbyt jednak wyraźny w odsłonięciu. Struktury te powstały w głównej fazie zaburzeń glaciektonicznych, jaka miała tu miejsce w czasie lobowego nasuwania się od zachodu lądolodu ostatniego stadiału zlodowacenia wisły (Makowska, 1999, 2009). Warstwy wcześniej widoczne w ścianach A i B obejmowały jedynie górną część profilu geologicznego jaki znajdował się w kopalni. Jego niższa, środkowa część, z wyjątkiem eksploatowanego odcinka (D) była zasłonięta grubymi osuwiskami. Natomiast we fragmencie innej ściany, położonej naprzeciwko ścian A i B od ok. 1982 r. pod grubą pokrywą osuwisk i nasypów eksploatacyjnych odsłoniła się najniższa część profilu. Zarys tego odsłonięcia (C) przedstawiono na figurze 3 w formie rzutu na płaszczyznę osuwisk pokrywających ściany A i B. W ten sposób uzyskano możliwie pełny obraz stratygraficznego następstwa warstw w całym wyrobisku. W 1988 r. eksploatacja objęła również dolne piaski odsłaniające się we fragmencie (C) – warstwa (w.) 1, wskutek czego kontakt wyżej leżącej gliny zwałowej (w. 2) i spągowych warstw formacji Kadyn – iłłów czerwonych i szarych (w. 3 i 4) z tymi piaskami stał się wyraźniejszy (fig. 6).

W sumie, poczynając od dołu, wyróżniono w Kadynach następujące warstwy osadów (fig. 3) (Makowska, 2008):

1. Piaski drobnoziarniste, równoziarniste o równoległym warstwowaniu, rzeczne dolne i jak wynika z analiz paleogeograficznych – deltowe. W górnej części wykazywały nieregularne spękania i wzajemne przesunięcia warstw, a w późniejszej eksploatacji zawierały również przewarstwienia iłłów z substancją organiczną (fig. 6 – w. 2).
2. Gлина zwałowa dolna, brązowa, zwięzła, zwarta. Tworzyła wyraźną, jakkolwiek przerwana na środku odsłonięcia warstwę o miąższości 1–1,5 m, otulającą niżej leżące, diapirowo wypchnięte do góry piaski rzeczne warstwy 1.
3. Iły czerwone, zwięzłe, lite, masywne, częściowo spękanne i zbrekcjonowane, jeziorno-peryglacialne. Spoczywały wprost na glinie zwałowej dolnej. W górnej części były nieregularnie pofałdowane i przemieszane z wyżej leżącymi elbląskimi iłłami szarymi. W kopalni okresowo

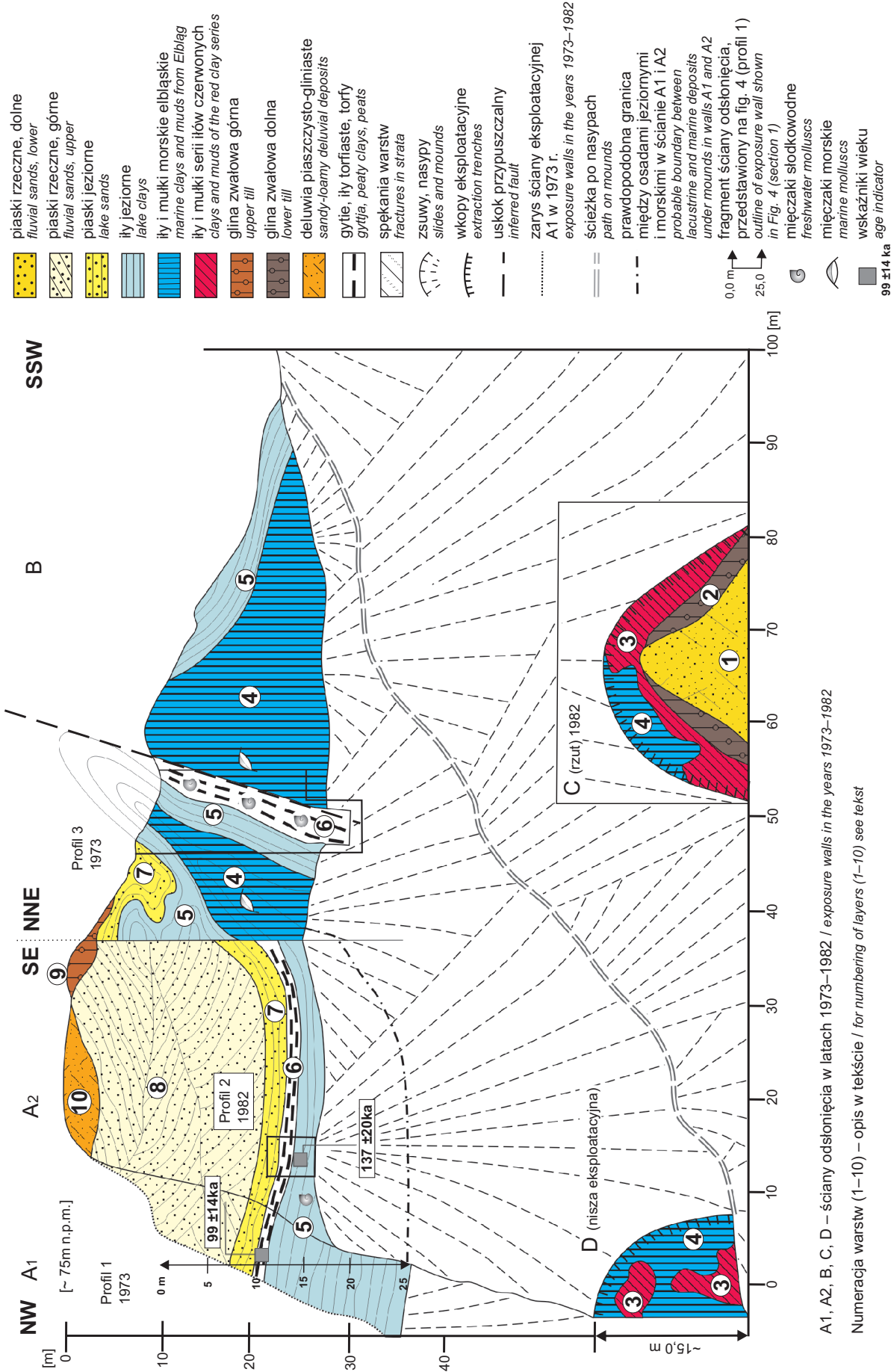


Fig. 3. Kadyny – ily elbląskie i inne osady w ścianach kopalni eksploatacyjnej, lata 1973–1982 (wg Makowskiej, 2008)

Kadyny – the Elbląg Clays and accompanying deposits exposed in mine walls in the years 1973–1982 (after Makowska, 2008)

- były widoczne na wyższych, dużych odcinkach tej samej ściany, osiągały wówczas kilkumetrowe miąższości.
4. Iły lite, zwarte i iły mułkowate, smugowane równoległe, lecz na ogół w sposób nieregularnie zaburzony, szare i ciemnoszare, zawierały pojedyncze ślady zmacerowanych, rozartych skorupki mięczaków morskich. Były to właściwe morskie iły yoldiowe (elbląskie). Ich miąższość w kopalni, zamaskowana zsuwami, mogła być oceniana na kilka lub więcej metrów. Miejscami były przemieszane z diapirowymi wysadami niżej leżących iłów czerwonych. Przemieszanie to było doskonale widoczne zarówno w opisywanej ścianie kopalni, jak też i w płaskich fragmentach jej dna, gdzie obydwa typy iłów – yoldiowe i czerwone – tworzyły na skutek zaburzeń glacictektonicznych bogatą mozaikę wzajemnie przemieszanych, lecz wyraźnie odróżniających się od siebie barwą i teksturą, nieregularnych plam, utworzonych z poziomego przekroju diapirowych wysadów iłów czerwonych przenikających ku górze w warstwy iłów

- yoldiowych. Strop kompleksu iłów yoldiowych nie był wyraźnie odsłonięty. Prawdopodobnie przechodziły one stopniowo w nadległy zespół warstw, opisany poniżej.
5. Iły szare i ciemnoszare od spągu mułkowate, wyżej jednolite, plastyczne, warstwowane równoległe w grube kilku- lub kilkudziesięciocentymetrowe warstwy, rozdzielone cienkimi warstewkami mułków, piasków mułkowatych lub osadów organicznych, których ilość wzrosła ku stropowi (fig. 3). We wszystkich warstwach sporadycznie, a ku stropowi coraz częściej występowały skorupki mięczaków słodkowodnych, m.in. *Valvata piscinalis* (Müller), wskazujące na jeziorną genezę osadów (fig. 4 – w. 2, 3).
6. Iły ciemnoszare, miejscami czarne, zwarte, silnie humusowe z warstwami organicznymi (gytjie) i torfiastymi (fig. 3), zawierały skorupki mięczaków słodkowodnych. W ścianach A₁ i A₂ rozciągały się one poziomo wzdłuż odsłonięcia, natomiast w ścianie B były silnie zaburzone i ustawione pionowo. W tej części odsłonięcia

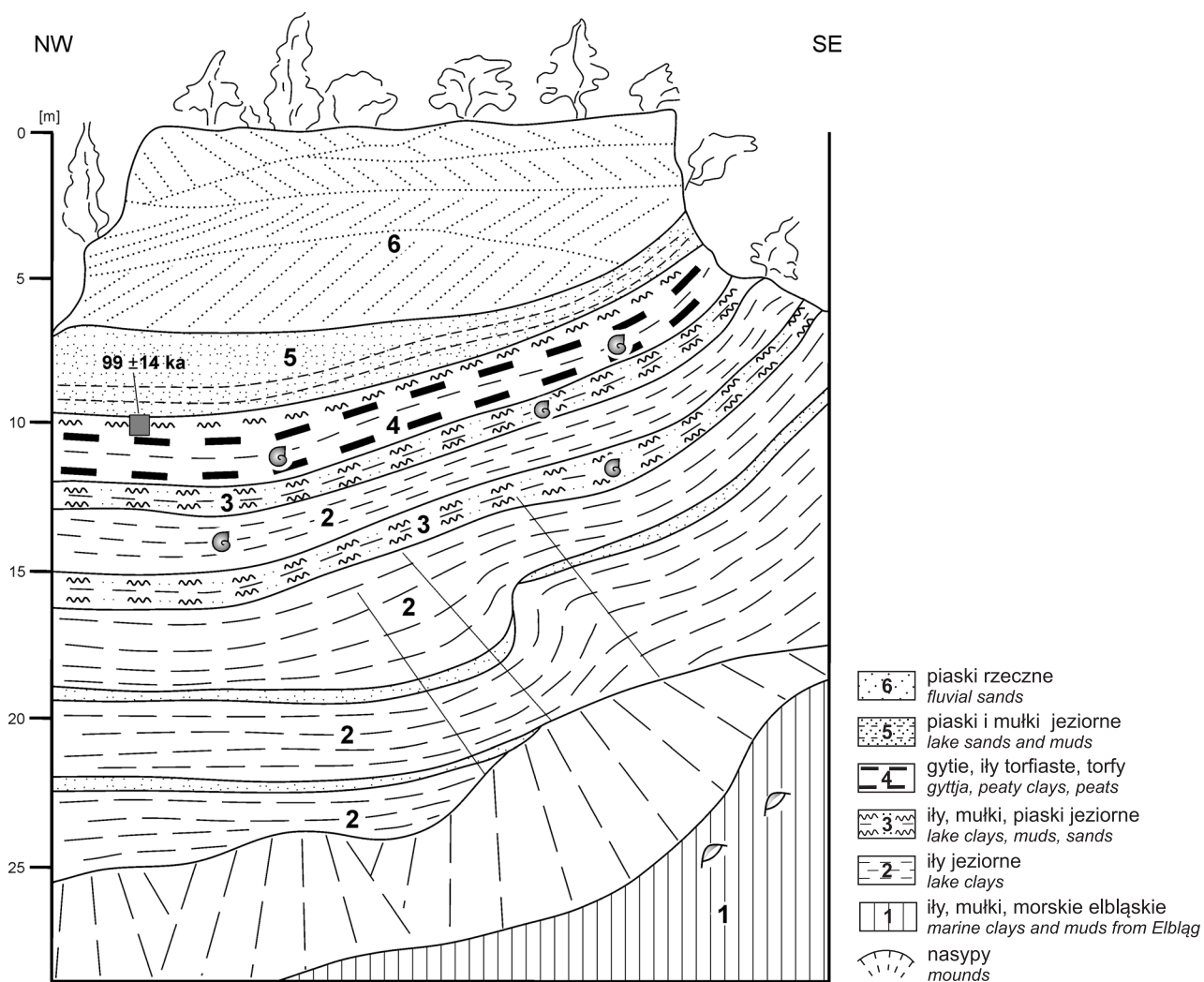
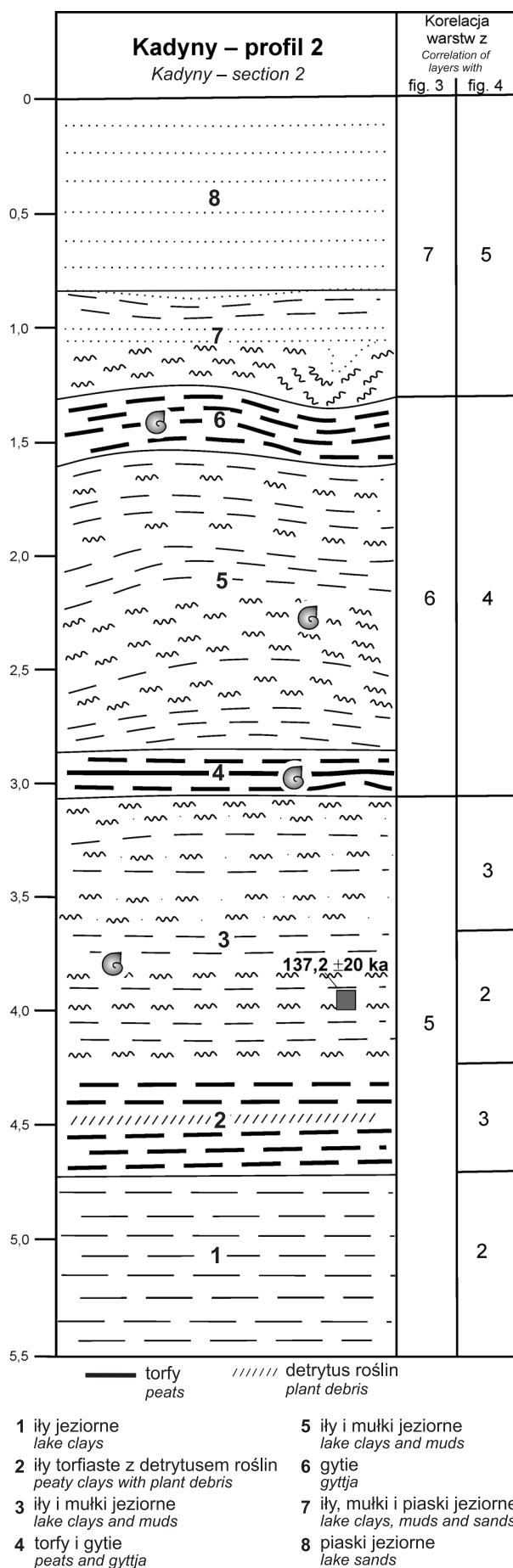


Fig. 4. Kadyny, profil 1, fragment ściany A₁

Pozostałe symbole jak na figurze 3, numeracja warstw – patrz korelacje na figurze 5

Kadyny, section 1, part of wall A₁

For other symbols see Figure 3, for numbering of layers see correlations in Figure 5



w warstwie 6 występowała obficie fauna mięczaków słodkowodnych, wśród których wyróżniono liczne okazy *Valvata piscinalis* (Müller) i *Viviparus diluvianus* (Kunth) oraz pojedyncze *Pisidium amnicum* i *Unio* sp. Wszystkie skorupki dużych okazów *Viviparus* były zgniecione i dość mocno zdeformowane.

- Piaski drobnoziarniste, szare, w spągu dość silnie zorsztynizowane, wyżej przewarstwione cienkimi warstewkami łył brązowych świadczących o tym, że są to osady spokojnego zbiornika jeziornego.
- Piaski drobno- i średnioziarniste, żółte, warstwowanie osadów zmienne, dynamiczne, wskazujące na ich rzeczną genezę (piaski rzeczne górne).
- Gлина zwałowa górna, jasnobieżowa, zwięzła.
- Piaski gliniaste, różnoziarniste z luźno rozmieszczonymi małymi żwirami i smugami orsztynu – osad zboczowy.

Datowanie osadów

Z wielu próbek pobranych w tym odsłonięciu do badań szczegółowych (m.in. palinologicznych) uzyskano początkowo jedynie wyniki datowania osadów dla dwóch próbek pobranych w różnym czasie z osadów jeziornych (fig. 3 – w. 5, 6; fig. 4 – w. 4; fig. 5 – w. 3). Wskaźnik wieku dla warstwy górnej (fig. 3 – w. 6) wyniósł (TL) 99 ± 14 ka BP (Gd TL-30) (Bluszcz, 1984), zaś dla warstwy dolnej (fig. 3 – w. 5) (TL) 137 ± 20 ka BP (Lub. 2502) (Butrym, 1991a).

Opierając się na pierwszym, wcześniej uzyskanym wskaźniku, oceniono wówczas również orientacyjny wiek gliny zwałowej (toruńskiej BII), podścielającej morskie łył elbląskie (fig. 3 – w. 2) na ok. 100 ka BP (Makowska, 1986b). Obecnie ocena wieku tej gliny została odmłodzona na podstawie nowych wskaźników wieku uzyskanych zarówno w Kadynach, jak i na rozleglejszych obszarach dolnego Powiśla (Makowska, 2009).

W latach 90. ub. w. łył morskie i czerwone zostały w Kadynach wyeksploatowane, a przedmiotem dalszej eksploatacji stały się piaski warstwy 1, wypiętrzone w rozległej antyklinie i przykryte gliną zwałową jak to przedstawiono na figurach 3 (w. 1 i 2) i 6 (w. 1 i 3) oraz łyłami czerwonymi i morskimi, a także jeziornymi (fig. 3 – w. 3, 4, 5; fig. 6 – 4, 5), lecz o miąższości znacznie zredukowanej w stosunku do wcześniejszych obserwacji. Na nich zachowała się miąższa seria najmłodszych osadów piaszczystych (fig. 3 – w. 7, 8). W 2006 r. na podstawie trzech próbek pobranych w stropowej części piasków warstwy 1 uzyskano za pomocą badań luminescencyjnych metodą OSL wskaźniki wieku tej



Fig. 5. Kadyny, profil 2, fragment ściany A₂

Pozostałe symbole jak na figurach 2–4, numeracja warstw – patrz korelacje z figur 3 i 4

Kadyny, section 2, part of wall A₂

For other symbols see Figures 2–4, for numbering of layers see correlations in Figures 3 and 4

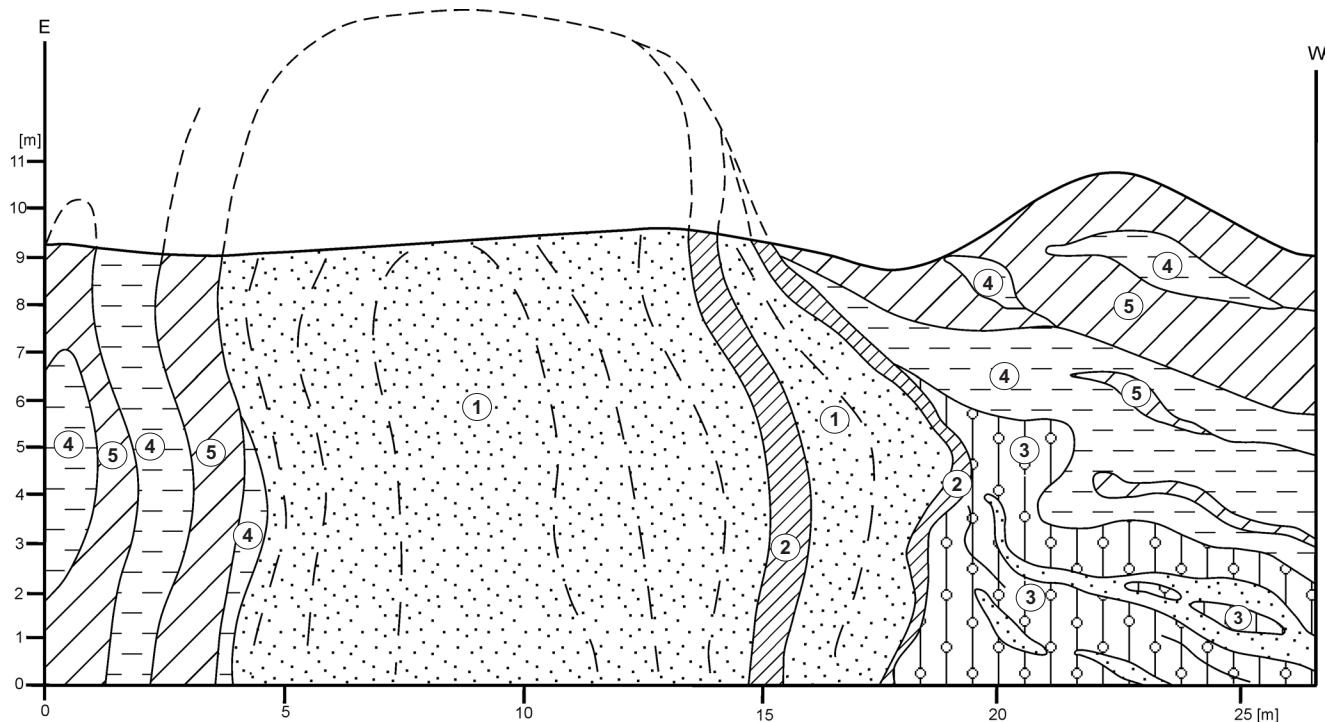
warstwy wynoszące, poczynając od jej stropu: 79,1 (39) ka, 95,8 (43) ka i 100,7 (53) ka BP (Bluszcz, 2006; Makowska, 2008). Wyniki tych badań określają wiek warstwy 1 na dolną część zlodowacenia wisły i pośrednio wskazują, że leżąca wyżej glina zwałowa toruńska jest młodsza niż uzyskane daty. W związku z tym należy określić jej wiek nie na dolną część zlodowacenia wisły, jak we wcześniejszych pracach (Makowska, 1986b), lecz na środkową, podobnie jak to wynika z profili wiertniczych uzyskanych w późniejszych latach na dolnym Powiślu, gdzie glina toruńska znajduje się ponad udokumentowanymi palinologicznie osadami fazy ödderade (Makowska, 2009).

Interpretacja profilu

Osady omawianego stanowiska w Kadynach we wcześniejszym podziale litostratygraficznym (Makowska, 1986b) obejmowały dwie formacje międzymorenowe: górną część

formacji dolnopowiańskiej (fig. 3 – w. 1) oraz formację Kadyn (fig. 3 – w. 3–8), która uzyskała swą nazwę od tego odsłonięcia, rozdzielone gliną zwałową poziomu toruńskiego (BII) (fig. 3 – w. 2) i przykryte fragmentami gliny zwałowej poziomu leszczyńsko-pomorskiego (BIV + BV) (fig. 3 – w. 9).

Z analiz regionalnych obszaru, a w szczególności z korelacji omawianego odsłonięcia z dwoma najbliższymi profilami wierceń kartograficzno-badawczych w Pęklewie (fig. 1 i 2) oraz w Pagórkach (Makowska, 1995b), wynikało, że omawiane osady morskie znajdują się w tym odsłonięciu ponad przewodnim, udokumentowanym w tych profilach paleontologicznie zespołem osadów z interglacjalu eemskiego, występującym w środkowej części formacji dolnopowiańskiej (poniżej osadów warstwy 1) (Makowska, 1999) (fig. 2). Ten fakt pozwalał na zaliczenie całego profilu z Kadyn do zlodowacenia wisły. Profil reprezentował w tym ujęciu część dolną tego okresu (w. 1), środkową



Formacja dolnopowiańska (kompleks G) / Lower Powiśle Formation (complex G):

- ① piaski drobnoziarniste, żółte, warstwowane poziomo i skośnie, rzeczne, diapirowo wypiętrzone
yellow fine-grained sands, horizontally and cross-bedded, fluvial, diapirically upthrust
- ② iły szare, warstwowane, z przewarstwieniami substancją organiczną, jeziorne
grey bedded clays with interlayers of organic matter, lacustrine
- ③ glina zwałowa, szara, piaszczysta, przewarstwiona piaskami drobno- i średnioziarnistymi, toruńska
Toruń till, grey, sandy, interbedded with fine- and medium-grained sands

Formacja Kadyn / Kadyny Formation:

- ④ iły szare, zwarte morskie elbląskie
grey compact clays marine from Elbląg
- ⑤ iły czerwone, zwarte razem z iltami szarymi okalające glinę zwałową i piaszczyste osady formacji dolnopowiańskiej
red compact clays, encasing (along with grey clays) the till and sandy deposits of the Lower Powiśle Formation

Fig. 6. Kadyny – profil odsłonięcia C (fig. 3) obejmujący kontakt spągowej części formacji Kadyn z gliną zwałową poziomu toruńskiego oraz z formacją dolnopowiańską, w dalszych latach eksploatacji

Kadyny – exposure C (Fig. 3) encompassing the contact of the basal part of the Kadyny Formation with the Toruń till and with the Lower Powiśle Formation in subsequent years of exploitation

(w. 2–8)² oraz górną (w. 9). Osady najwyższe, zboczowe (w. 10) powstawały w okresie późny plejstocen–holocen.

Treścią niniejszego opracowania jest częściowa zmiana wieku osadów z dolnej i środkowej części formacji Kadyn, co przedstawiono w dalszych rozważaniach.

PRÓCHNIK

Osady morskie z Próchnika rozpoznano w trzech odkrywkowych wyrobiskach eksploatacyjnych lokalnych piaskowni, oznaczonych jako Próchnik I, Próchnik II i Próchnik III (fig. 1, 2). Pierwsze wyniki badań wyrobisk Próchnik I i II opublikowano w 1986 r. (Makowska, 1986b), natomiast wyrobisko Próchnik III nie było dotąd opisywane. Od 1986 r. w dwóch dawnych wyrobiskach następowały zmiany. Wyrobisko Próchnik II zostało porzucone i wypełnione nasypami, zaś Próchnik I podlegało dalszej, intensywnej eksploatacji i w stosunku do swych wcześniejszych rozmiarów zostało pogłębione i rozszerzone w różnych kierunkach. Wyrobisko Próchnik III, w którym też występowały osady morskie, utworzono pod koniec lat 80. XX w. Obydwa czynne wyrobiska Próchnik I i III były przez autorkę sporadycznie badane w ramach prac pozaplanowych aż do połowy lat 90. Obecnie są one nieczynne, a piaskownia Próchnik I została całkowicie zasypana i zreultywowana.

Wszystkie piaskownie były zlokalizowane na powierzchni wysoczyzny, w miejscach, gdzie odsłaniały się międzymorenowe utwory piaszczyste, tj. na stokach wzgórz, a następnie w wyniku poszerzenia eksploatacji również na ich szczytach, uważanych pierwotnie za wzgórza drumlinowe (*op. cit.*). Aktualnie, m.in. na podstawie rozpoznania ich budowy wewnętrznej, wzgórz te są określane przez autorkę jako spiętrzone glacitektonicznie wzgórza podmorenowe (Makowska, 1987, 1991a). W rejonie Próchnika tworzą one liczne zespoły, zarówno zgrupowane w równoległe, wydłużone szeregi, jak i występujące w sposób nieuporządkowany. Omawiane tu odsłonięcia znajdowały się w dwóch formach tego typu. Wyrobisko Próchnik I znajdowało się początkowo na szczycie wydłużonego w kierunku N–S wzgórza usytuowanego w północnej części wsi. Jego wysokość osiągała w szczytowej części ok. 143–147 m n.p.m. Później wyrobisko rozszerzono na całe wzgórze, a pod koniec lat 90. XX w. zostało całkowicie wyeksploatowane. Dwa pozostałe wyrobiska znajdowały się w jednym, wydłużonym wzgórzu rozciągającym się we wschodniej części wsi Próchnik wzdłuż szosy Elbląg–Tolkicko. Wyrobisko Próchnik II znajdowało się w jego południowej, niższej części, natomiast Próchnik III – w jego północnej, wyższej partii. Wzgórze wznosiło się tu do wysokości ok. 155–160 m n.p.m. (fig. 1).

PRÓCHNIK I (fig. 7–9)

Opis odsłonięcia 1 (1990 r.) (fig. 7, 8)

Pierwsze informacje o morskich osadach z odsłonięcia w piaskowni Próchnik I podano we wcześniejszej pracy autorki (fig. 23 w: Makowska, 1986b). Były one uzyskane na początku eksploatacji tej piaskowni. Przedstawiono wówczas dwa fragmenty ścian, w których były widoczne dwa pokłady glin zwałowych (górną i środkową – BIV i BIII), rozdzielone i podesłane osadami międzymorenowych formacji Łęcza (Grudziądz) i Kadyn (Gniewu). W obu formacjach występowały warstwy ze skorupkami mięczaków morskich. Szczególnie wyraźnie były one widoczne w formacji Kadyn, gdzie znajdowała się warstwa piasków średnio- i gruboziarnistych z drobnymi żwirkami, zawierająca obfitą domieszkę zmacerowanych skorup mięczaków morskich, którą uznano za główny osad morski tego odsłonięcia. Piaski z fauną leżały na grubej warstwie ilów i mułków ilastych o miąższości 4–8 m, w których nie znaleziono wówczas szczątków fauny. Została więc ona określona ogólnie jako osad jeziorny. Po kolejnych obserwacjach, rozwijającego się w następnych latach wyrobiska, można przedstawić dalszą charakterystykę opisanych wcześniej warstw. Są one widoczne na figurach 7 i 9, ilustrujących fragmenty zachodniej, najwyższej ściany wyrobiska w czasie jej eksploatacji w czerwcu 1990 r. i w maju 1991 r.

Na figurze 7 przedstawiono fragment odsłonięcia nr 1 z 1990 r., ze ściany stopnia eksploatacyjnego (A) obniżonego w stosunku do powierzchni terenu o ok. 8 m oraz jego zaplecza (B). W ścianie (A) od dołu występują następujące warstwy:

1. Piaski drobnoziarniste o regularnym, równoległym lub skośnym warstwowaniu, rzeczno-deltowe, w stropie zawierają smugi detrytusu roślinnego.
2. Iły i mułki zwięzłe, szare lub czarne, silnie humusowe, miejscami zawierają cienkie wkładki mułków torfiastych. W mułkach były widoczne pojedyncze skorupki mięczaków słodkowodnych. Warstwę można było prześledzić wzdłuż całego odsłonięcia, lecz najlepiej była widoczna w części północno-wschodniej.
3. Mułki ilaste lub piaszczyste, miejscami iły przewarstwione cienkimi warstewkami piasków drobnoziarnistych, szare. W spągu występowały pojedyncze, zmacerowane skorupki mięczaków morskich.
4. Iły szare, widoczne w północnej części ściany.
5. Mułki zwięzłe, szare, poziomo smugowane.
6. Piaski drobnoziarniste, równoziarniste, warstwowane równoległe.
7. Gлина zwałowa, zwięzła, brązowa (BIII).
W najwyższej części wyrobiska (B) powyżej ściany eksploatacyjnej nad pokrywą zsuwów i nasypów były widoczne kolejne warstwy:
8. Piaski różnoziarniste, częściowo zakryte osuwiskami.
9. Gлина zwałowa, piaszczysta, zwietrzała, brązowa (BIV) otulająca wzgórze.
10. Zsuwy i nasypy występujące też w całym wyrobisku.

² W omawianym odsłonięciu formacja Kadyn kończy się w stropie warstwy 8, lecz nie jest ona tam kompletna. W innych odsłonięciach na Wzniesieniu Elbląskim można było okresowo obserwować jej młodsze części w postaci piasków rzecznych (deltowych), przewarstwionych ilami jeziornymi. Na tych osadach znajdował się też lokalnie kolejny poziom gliny zwałowej Świecia (BIII), której brak w Kadynach (fig. 2).

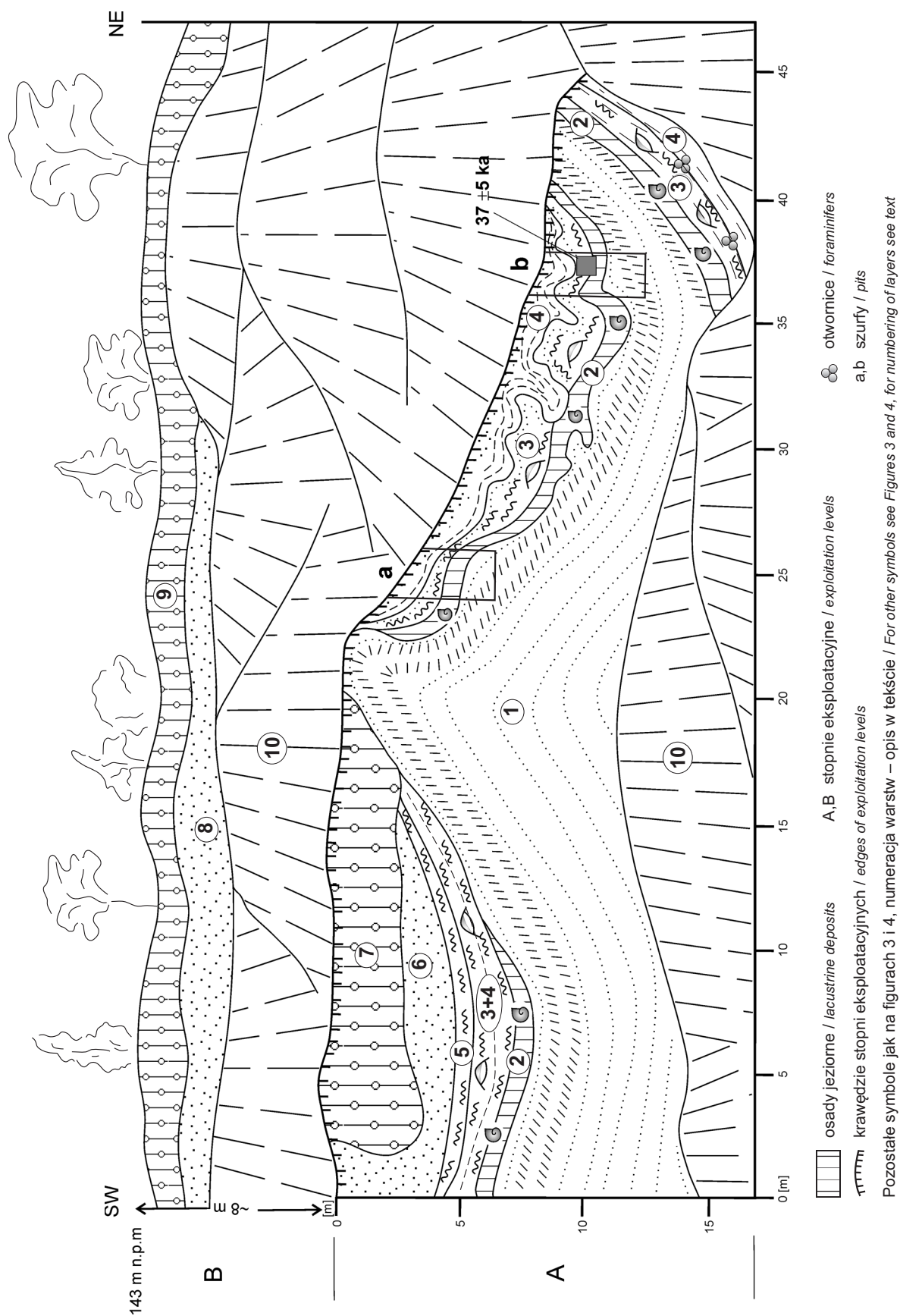


Fig. 7. Próchnik I, fragment zachodniej ściany eksploatacyjnej w odsłonięciu 1 (z 1990 r.)

Próchnik I – part of the western exploitation wall in exposure 1 (as of 1990)

Wszystkie warstwy odsłaniające się w stopniu eksploatacyjnym (A) (w. 1–7) są zaburzone glicitektonicznie. W środkowej części odsłonięcia są wypiętrzone w formie niewielkiej, pionowej antykliny, natomiast w części północnej tworzą fałd obalony ku północnemu wschodowi, na co wskazuje odwrotna kolejność warstw 2 i 3 w jego zewnętrznej części.

Tu należy zaznaczyć, że w dnie omawianego wyrobiska u stóp ściany (A) znajdowano pojedyncze ułamki kości kopalnych, które po złożeniu zostały przez autorkę określone jako fragmenty poroża renifera.

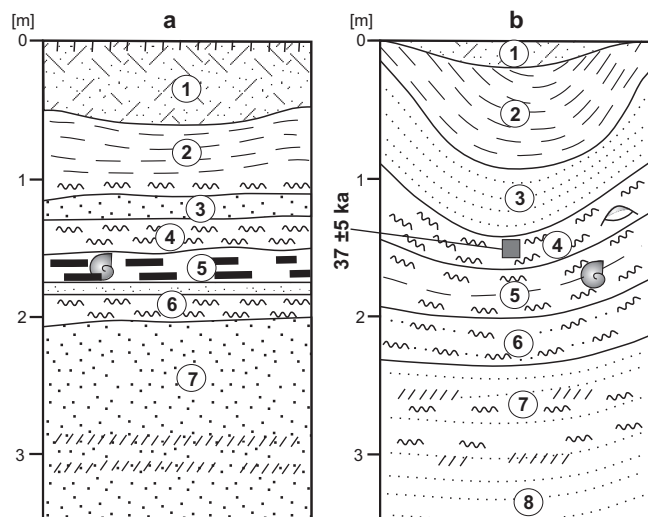


Fig. 8. Próchnik I, profile szurfów a i b w odsłonięciu 1 (z 1990 r.)

Szurf a: 1 – nasyp; 2 – il mułkowy ciemnoszary, warstwowany; 3 – piasek drobnoziarnisty, biały; 4 – mułek szary i brązowy, warstwowany; 5 – mułek szarozółty z warstwami organicznymi i szczątkami muszli mięczaków słodkowodnych; 6 – piasek mułkowy, szary z warstewkami mułku żółtego; 7 – piasek drobnoziarnisty i pylasty ze smugami detrytusów roślin, beżowy, poziomo warstwowany

Szurf b: 1 – nasyp; 2 – il zwięzły, ciemnoszary, warstwowany; 3 – piasek drobnoziarnisty; 4 – mułek zwięzły, szarozółto-zielonkawy, zawiera rozarte skorupki dużych małży morskich i liczne otwornice; 5 – mułek ilasty, zwięzły, ciemnoszary, ze smugami substancji organicznej oraz ze szczątkami skorupki mięczaków słodkowodnych; 6 – mułek piaszczysty, brązowy, warstwowany poziomo z warstewkami mułków ilastych; 7 – piasek mułkowy, żółty, warstwowany poziomo z pojedynczymi warstewkami mułków; 8 – piasek drobnoziarnisty, mułkowy, ze smugami detrytusów roślin; znaki jak na figurach 3–5

Próchnik I – lithological sections of pits a and b in exposure 1 (as of 1990)

Trench a: 1 – mound; 2 – dark grey bedded silty clay; 3 – white fine-grained sand; 4 – grey and brown bedded mud; 5 – grey-yellow mud with organic layers and remains of freshwater mollusc shells; 6 – grey muddy sand, with thin layers of yellow mud; 7 – beige fine-grained and muddy sand with streaks of plant debris, horizontally bedded

Trench b: 1 – mound; 2 – dark grey bedded compact clay; 3 – fine-grained sand; 4 – compact mud, grey-yellow-greenish, contains comminuted shells of large marine bivalves and numerous foraminifers; 5 – dark grey compact clayey mud, with organic matter streaks and debris of freshwater mollusc shells; 6 – brown sandy mud, horizontally bedded with thin layers of clayey muds; 7 – yellow muddy sand, horizontally bedded, with single thin mud layers; 8 – fine-grained muddy sand, with plant detritus streaks; for symbols see Figures 3–5

Datowanie osadów

W opisanym odsłonięciu wykonano datowanie osadów metodą TL z pojedynczej próbki pobranej w szurfie b z warstwy mułków zawierających faunę morską (fig. 7 – w. 3; fig. 8b – w. 4), gdzie wskaźnik wieku osadów wyniósł 37 ± 5 ka BP (Lub. 2499) (Butrym, 1991a).

Interpretacja profilu

Szczegółowa analiza osadów przeprowadzona z wykorzystaniem szurfów (fig. 7, 8 – szurf a i b) pozwala na następującą charakterystykę środowisk sedimentacyjnych, w których powstawały omawiane osady. Piaski warstwy 1 są osadem zbiornika słodkowodnego o małym przepływie. Podobnie jak w innych odsłonięciach, na powierzchni wysoczyzny interpretowano je jako osady rzeczne deltowe z górnej części formacji Kadyn (Makowska, 1987). Warstwa 2 również reprezentuje osady słodkowodnego zbiornika jeziornego. Wskazują na to mułki z dużą ilością substancji organicznej oraz pojedyncze skorupki mięczaków słodkowodnych (*Valvata* sp., *Bithynia* sp.). Były to płytkie, pojedyncze jeziora lub starorzecza. Z kolei warstwy 3–5 są osadem morskim. Zawierają zmacerowane szczątki dużych małży morskich, rozmieszczone głównie w dolnej części zespołu warstw oraz otwornice występujące na całej ich miąższości. Odpowiadają one warstwom ilasto-mułkowym (B2) z tego stanowiska, przedstawionym we wcześniejszej pracy (fig. 23B w: Makowska, 1986b). Zostały one tam określone jako osad jeziorny, ponieważ, jak wspomniano wcześniej, nie znaleziono w nich wówczas makroskopowo widocznych szczątków fauny morskiej.

Odsłonięcie nr 1 z 1990 r. pod tym względem daje jednak większe możliwości określenia genezy tych warstw i pozwoliło powiązać je z wymienionymi wyżej warstwami B2 (z 1986 r.) (*op. cit.*) z tego odsłonięcia. Ta korelacja będzie jeszcze lepiej widoczna w następnym odsłonięciu nr 2 piaszkowni z Próchnika I. Wskaźnik wieku osadów warstwy 3, wynoszący 37 ± 5 ka BP, pozwala na określenie wieku morza, które zajmowało w tym czasie nieckę Bałtyku i pozostawiło opisane wyżej warstwy morskie, na okres środkowej części zlodowacenia wisły.

Opis odsłonięcia 2 (1991 r.) (fig. 9)

Następny fragment wyrobiska Próchnik I był przez autorkę badany w 1991 r. Wyniki badań przedstawiono na figurze 9, gdzie jest widoczne odsłonięcie w kolejnym stopniu eksploatacyjnym (A), przesuniętym nieco ku południowi w stosunku do stopnia (A) z 1990 r. (fig. 7) oraz nowy obraz jego zaplecza (B). W całej ścianie wyrobiska odsłaniały się od dołu następujące warstwy geologiczne:

1. Gлина zwałowa dolna, ilasto-piaszczysta, zwięzła (BII?).
2. Iły plastyczne, szare, jeziorne.

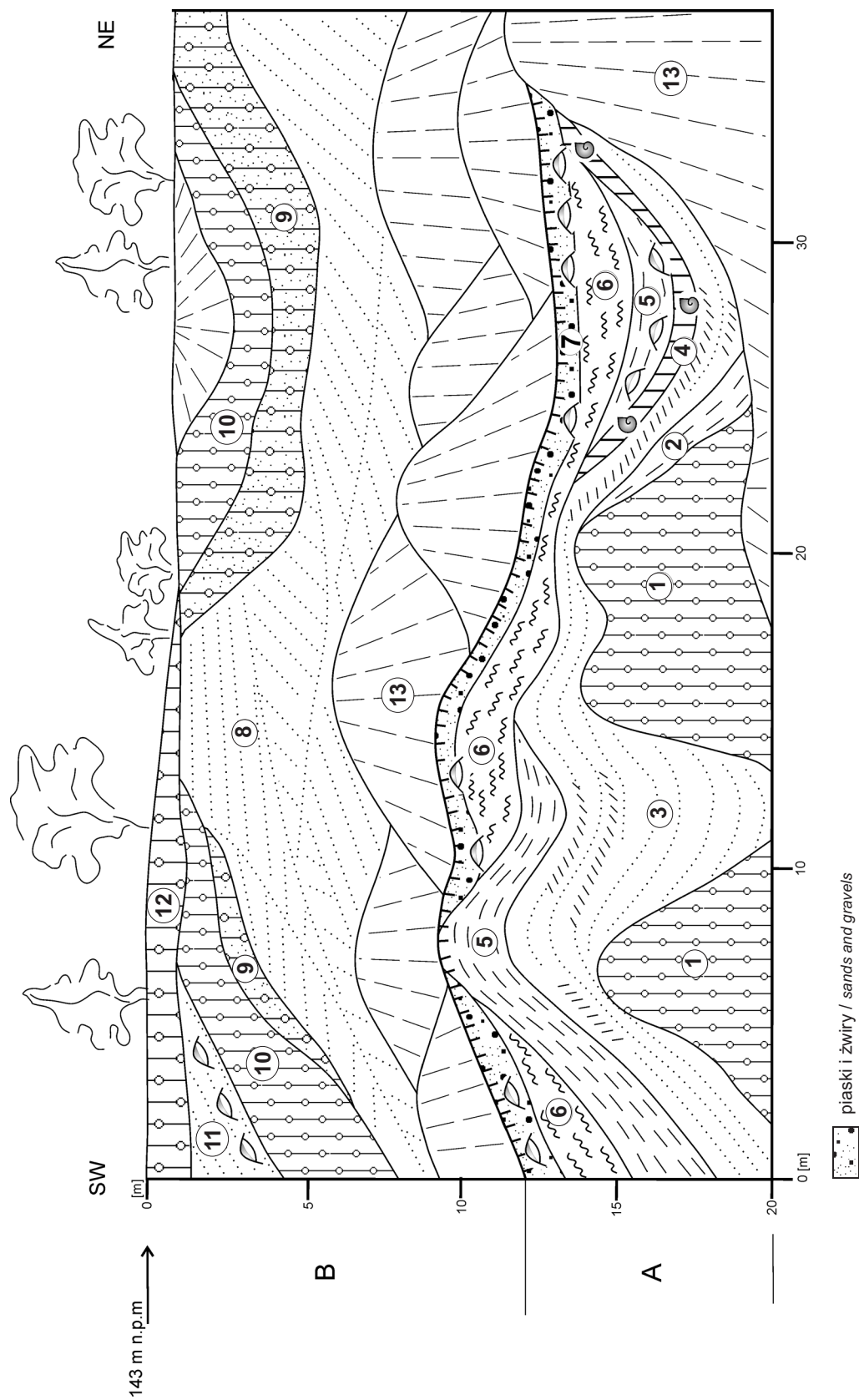


Fig. 9. Próchnik I – fragment zachodniej ściany eksploatacyjnej w odsłonięciu 2 (z 1991 r.)

Pozostałe symbole jak na figurach 3, 4, 6, numeracja warstw – opis w tekście

Próchnik I – part of the western exploitation wall in exposure 2 (as of 1991)

For other symbols see Figures 3, 4 and 6, for numbering of layers see text

3. Piaski drobnoziarniste, równoziarniste o spokojnym równoległym warstwowaniu, w stropie zawierające smugi detrytusu roślin, rzeczno-jeziorne, deltowe.
4. Iły zwięzłe i mułki ilaste, ciemnoszare, silnie humusowe (jeziorne). W północnej części odsłonięcia występowały pojedyncze ułamki skorupki mięczaków słodkowodnych (szczytowe części *Valvata piscinalis* (Müller)).
5. Iły szare, zwięzłe, poziomo smugowane. W północnym fragmencie odsłonięcia, w dolnej części tych warstw były obecne pojedyncze, zmacerowane i zgniecione szczątki muszli małży morskich.
6. Mułki warstwowane równolegle do spągu, nieco piaszczyste, beżowe.
7. Piaski średnio- i gruboziarniste z drobnymi żwirami. W piaskach występowały liczne, zmacerowane, duże skorupy małży morskich, miejscami przekształcone w białe skupiska lub pokłady węglanu wapnia. Warstwa jest odpowiednikiem warstwy morskiej opisanej kilka lat wcześniej w tym odsłonięciu (fig. 23B – w. B3 w: Makowska, 1986b). Na tych warstwach kończy się ściana stopnia eksploatacyjnego (A). Następne warstwy znajdują się w wyższej, starszej części ściany eksploatacyjnej (B) częściowo zakrytej osuwiskami.
8. Piaski drobno- i różnoziarniste, o zmiennym warstwowaniu, rzeczne.
9. Piaski gliniaste z równoległymi smugami piasków drobnoziarnistych (subglacialne?).
10. Gлина zwałowa, zwięzła, piaszczysto-gliniasta, brązowa (BIII).
11. Piaski różnoziarniste, warstwowane. W dolnej części zawierały pojedyncze, zmacerowane skorupki małży morskich (jak na figurze 23A – w. A4 w: Makowska, 1986b).
12. Gлина zwałowa, piaszczysta, jasnobrązowa (BIV), otulająca wzgórze na powierzchni terenu.
13. Zsuwy i nasypy.

Osady tu występujące, podobnie jak w poprzednim odsłonięciu (fig. 7) oraz z lat wcześniejszych (fig. 23A, B w: Makowska, 1986b) są zaburzone glacitektonicznie. Zaburzenia te obejmowały wszystkie warstwy – od 1 do 11. Jedynie najwyższa gлина zwałowa (w. 12), która przykrywa i otula całe odsłonięcie, nie była zaburzona przez procesy glacitektoniczne. Zaburzenia warstw były uzależnione od ich składu litologicznego. W ogólnym zarysie w wyniku tych procesów powstały wielkopromienne struktury fałdowe.

Interpretacja profilu

Rozpoznane osady w odsłonięciu 2 (z 1991 r., fig. 9) wiążą się ściśle z osadami poznanymi w tym odsłonięciu w roku wcześniejszym (fig. 7). Na dolnej glinie zwałowej (BII) (w. 1) leżą osady rzeczno-deltowe (w. 3), lokalnie podścielone łąkami jeziornymi (w. 2). W stropie osadów deltowych stwierdzono nieciągłą, lecz wyraźną warstwę jeziorną zawierającą skorupki mięczaków słodkowodnych (w. 4).

Warstwa ta jest analogiczna do warstwy 2 przedstawionej na figurze 7. Nad nią znajdują się warstwy morskie 5, 6 i 7 odpowiadające warstwom 3, 4 i 5 na figurze 7.

Między warstwą 6 a 7 istnieje niezgodność sedymentacyjna, która oznacza być może okresowe wycofanie się morza i następną, lecz niewielką, transgresję. W analogiczny sposób powstała też wiążąca się z tym poziomem osadów warstwa morska opisana wcześniej (fig. 23B – w. B3 w: Makowska, 1986b).

W górnej części odsłonięcia (B) dużą część ściany zajmują rzeczne osady deltowe (w. 8), stanowiące prawdopodobnie kontynuację akumulacji podobnej, lecz nieco młodszej delty, którą reprezentują osady warstwy 3. Na nich spoczywa gлина zwałowa, środkowa poziomu BIII (w. 10), przykryta piaskiem warstwy 11. Geneza tej warstwy jest trudna do interpretacji, mimo że zawiera ona uszkodzone skorupki małży morskich, które być może znajdują się tu na wtórnym złożu. Analogiczną warstwę już opisano w tym stanowisku we wcześniejszej pracy (fig. 23A – w. A4 w: Makowska, 1986b). Odsłonięcie otula górna, zwietrzała i zdenudowana gлина zwałowa (poziom BIV, w. 12) ścinająca niezgodnie warstwy 10 i 11.

Odsłonięcie przedstawione na figurze 9 obejmuje pełny zestaw warstw jakie zarejestrowano w czasie obserwacji stanowiska Próchnik I na początku lat 80. i 90. ub. w. (Makowska, 1986b, 1999). Wyróżnione tu warstwy mimo różnic w położeniu hipsometrycznym, pod względem wykształcenia litologicznego i genezy korelują się w pełni z warstwami przedstawionymi na figurze 7 z 1990 r. w tym tekście, a także z warstwami przedstawionymi w pracy z 1986 r. (*op. cit.* – fig. 23A, B).

W pełnym zestawieniu litostratygraficznym obejmują one trzy pokłady glin zwałowych: dolną – toruńską (BII) (w. 1), środkową – Świecia (BIII) (w. 10) i górną – leszczyńsko-pomorską (BIV-BV) (w. 12), rozdzielone dwiema formacjami międzymorenowymi: dolną – Kadyn (i Gniewu) (w. 2–8) i górną – grudziądzką (Łęcza) (w. 11). Formacja Kadyn obejmuje główny zestaw warstw odsłaniających się w obu nowych odsłonięciach wyrobiska (fig. 7 – w. 1–6; fig. 9 – w. 2–8). Formacja grudziądzka (Łęcza) jest reprezentowana tylko przez warstwy 8 (fig. 7) i 11 (fig. 9).

Mimo dużej liczby warstw litologicznych, formacja Kadyn nie jest tu w pełni wykształcona. Formacja ta obejmuje prawdopodobnie jedynie górną część osadów wchodzących w jej skład na całym obszarze występowania w rejonie Elbląga (fig. 1, 2). Dolną część tej formacji stanowią osady występujące w Kadynach, a także w wielu innych odsłonięciach, m.in. w Suchaczu (fig. 18, 21 w: Makowska, 1986b). W Kadynach i w Próchniku formacja ta znajduje się jednak w odmiennej sytuacji hipsometrycznej. W pierwszym przypadku jej strop osiąga poziom co najmniej 75 m n.p.m., natomiast w Próchniku może ona dochodzić nawet do ok. 140 m n.p.m. Występujące w niej osady morskie są więc tu bardzo spiętrzone glacitektonicznie. Nie można też wykluczyć ewentualności, że ta część formacji jest w Próchniku oderwana od swego pierwotnego podłoża, które znajdowało się

na przykład na obszarze Żuław Wiślanych i przemieszczona w rejon Próchnika. Mimo tej ewentualności warstwy nie są przemieszane bezładnie, lecz, jak to jest widoczne na omawianych tu figurach (fig. 7, 9), występują w uporządkowanej kolejności stratygraficznej, która pozwala na odtworzenie prawidłowego obrazu rozwoju paleogeograficznego obszaru z okresu sedymentacji tych osadów.

PRÓCHNIK III (fig. 10)

Opis odsłonięcia

W drugiej połowie lat 80. ub. w. w Próchniku powstawała nowa piaskownia (fig. 1, 2, 10, 11). Była ona zlokalizowana we wschodniej części wsi, w północnym odcinku wydłużonego podmorenowego wzgórza, tego samego, w którym wcześniej opisano wyrobisko Próchnik II, znajdujące się po przeciwnej stronie, w południowym odcinku tego wzgórza (fig. 25, 26 w: Makowska, 1986b). Wysokość wzgórza wynosiła 160 m n.p.m., zaś głębokość nowej kopalni osiągała ok. 13 m. Najlepiej odsłonięte warstwy były widoczne w obniżonym stopniu eksploatacyjnym, rozciągającym się wzdłuż dwóch głównych ścian wyrobiska – zachodniej (B) biegnącej z południa na północ i przedłużającej się następnie w ścianę północną (C) skierowaną z NNW na SSE. Stopień w najwyższym miejscu osiągnął ok. 11 m wysokości. Był profilowany przez autorkę w 1988 i 1991 r. W tym czasie w odsłonięciu były widoczne następujące warstwy (od dołu):

1. Piaski drobnoziarniste, beżowe o równoległym warstwowaniu, zaburzone glacitektonicznie i wypiętrzone antyklinalnie, z upadem warstw w kierunku NNW. W górnej części znajdowała się nieregularna, pogrążona bryła wyżej leżącej gliny zwałowej.
2. Gлина zwałowa dolna, brązowa, piaszczysta, zawierająca cienkie, równoległe smugi przewarstwień piaszczystych. W spągowej części gliny od strony warstwy 1 znajdowało się kilka głazów granitowych o średnicach od 0,5 i do 1 m. Gлина tworzyła wyraźną warstwę o zmiennej miąższości od ok. 1 do 8 m, rozciągającą się wzdłuż leżących poniżej piasków warstwy 1 i zaburzoną glacitektonicznie wraz z nimi.
3. Piaski drobno- i różnoziarniste o zmiennym warstwowaniu, równoległym i przekątnym, stanowiące wypełnienie obniżeń w stropie gliny zwałowej.
4. Piaski gliniaste z pojedynczymi żwirami – glacialne.
5. Piaski drobnoziarniste o równoległym warstwowaniu. W górnej części były przewarstwowane licznymi smugami detrytusów roślin, podobnie jak warstwy 1 i 3 w Próchniku I (fig. 7, 9).
6. Iły szare, ciemnoszare i brunatne, zwięzłe, warstwowane równoległe. W spągu przewarstwowane licznymi warstewkami mułków i mułków piaszczystych (fig. 10 – w. 6; fig. 11 – szurf a, w. 5, 6).
7. Iły i mułki torfiaste z wkładkami gytii i torfów w środku warstwy. W północnej części odsłonięcia domino-

- wała gytia ilasta, czarna (fig. 10 – w. 7; fig. 11 – szurf c, w. 4). Miąższość tych osadów wynosiła ok. 40–60 cm. W całej warstwie występowały pojedyncze skorupki lub ułamki skorupki mięczaków słodkowodnych, wskazujące na jeziorną genezę osadu.
8. Mułki piaszczyste, przewarstwowane piaskami drobnoziarnistymi, ku stropowi przechodzące w ily jasnoszare, zwięzłe, warstwowane poziomo z wkładkami piasków drobnoziarnistych (fig. 10 – w. 8; fig. 11 – szurf a, w. 2, 3, szurf b, w. 5, 4, 3, szurf c, w. 3). Miąższość warstw, podobnie jak miąższość leżących niżej warstw jeziornych, wynosiła ok. 60 cm. W osadach występowała jednak inna fauna. Były to pojedyncze lub znajdujące się w sporadycznych skupiskach, zmiażdżone i zmacerowane skorupki dużych małży morskich, wskazujące na to, że opisane warstwy na całej swej miąższości i rozciągłości są osadem morskim³.
 9. Piaski drobnoziarniste, równoziarniste o równoległym warstwowaniu.
 10. Gлина zwałowa górna, piaszczysta, częściowo zwietrzała, lecz wyraźnie otulająca całe wzgórze.
 11. Zsuwy i nasypy eksploatacyjne.

Wszystkie widoczne w odsłonięciu warstwy, z wyjątkiem górnej gliny zwałowej, są zaburzone glacitektonicznie. Tworzą monoklinalną (lub ?uskową) strukturę na zboczu wyciśniętej od dołu antykliny, której widoczne na rysunku jądro jest zbudowane z osadów piaszczystych warstwy 1. Na nich leży gлина zwałowa (w. 2) oraz młodsze warstwy, w tym jeziorne (w. 6 i 7) i morskie (w. 8).

Datowanie osadów

Szczegółowsza analiza składu litologicznego warstw jeziornych i morskich (w. 6, 7, 8) została wykonana w szurfach b i c (ściana B i C) oraz w oczyszczonym z dużych nasypów szurfie a (ściana A). We wszystkich miejscach pobrano próbki do dalszych badań, m.in. do oznaczenia wieku osadów jeziornych i morskich metodą ¹⁴C (jedna próbka) i termoluminescencji (3 próbki). W wyniku tych badań uzyskano następujące wskaźniki wieku: dla osadów jeziornych metodą TL (fig. 10 – w. 7; fig. 11 – szurf a, w. 4) = 38 ± 6 ka (Lub. 2512) (Butrym, 1991b) i metodą ¹⁴C (fig. 11 – szurf c, w. 4) = >45 ka (Gd – 6532) (Pazdur, 1992), zaś dla osadów morskich metodą TL (fig. 10 – w. 8; fig. 11 – szurf b, w. 4 i 3) = 44 ± 7 ka (Lub. 2501) (Butrym, 1991a) oraz (fig. 11 – szurf c, w. 3) = 34 ± 5 ka (Lub. 2513) (Butrym, 1991b). Wszystkie daty pozwalały na zaliczenie osadów do środkowej części zlodowacenia wisły.

³ Uwaga: wzrost miąższości warstw jeziornych (6, 7) i morskich (8) widoczny na figurze 10 w południowej części odsłonięcia jest pozorny, spowodowany skośnym odchyleniem ściany stopnia eksploatacyjnego (NW–SE) w stosunku do płaszczyzny rysunku.

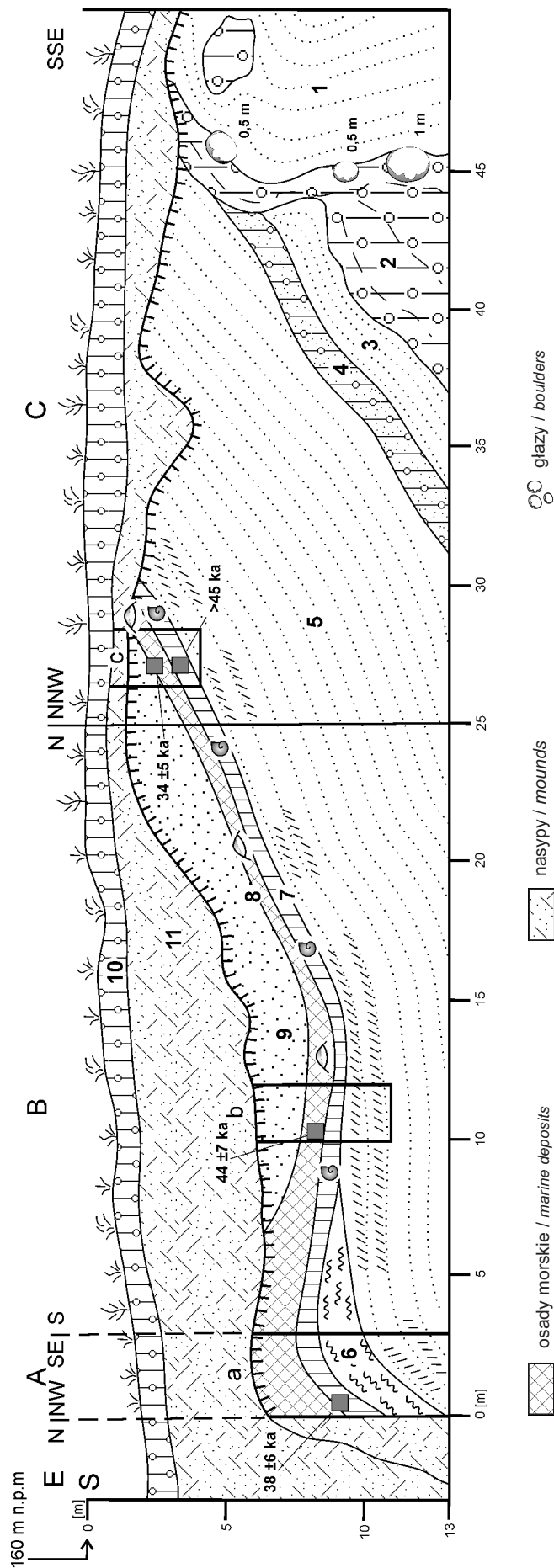


Fig. 10. Próchnik III – zachodnia i północna ściana eksploatacyjna w nowym odsłonięciu z końca lat 80. XX w.

Pozostałe symbole jak na figurach 3, 4, 6, numeracja warstw – opis w tekście

Próchnik III – western and northern exploitation wall in a new exposure from the late 1980s

For other symbols see Figures 3, 4 and 6, for numbering of layers see text

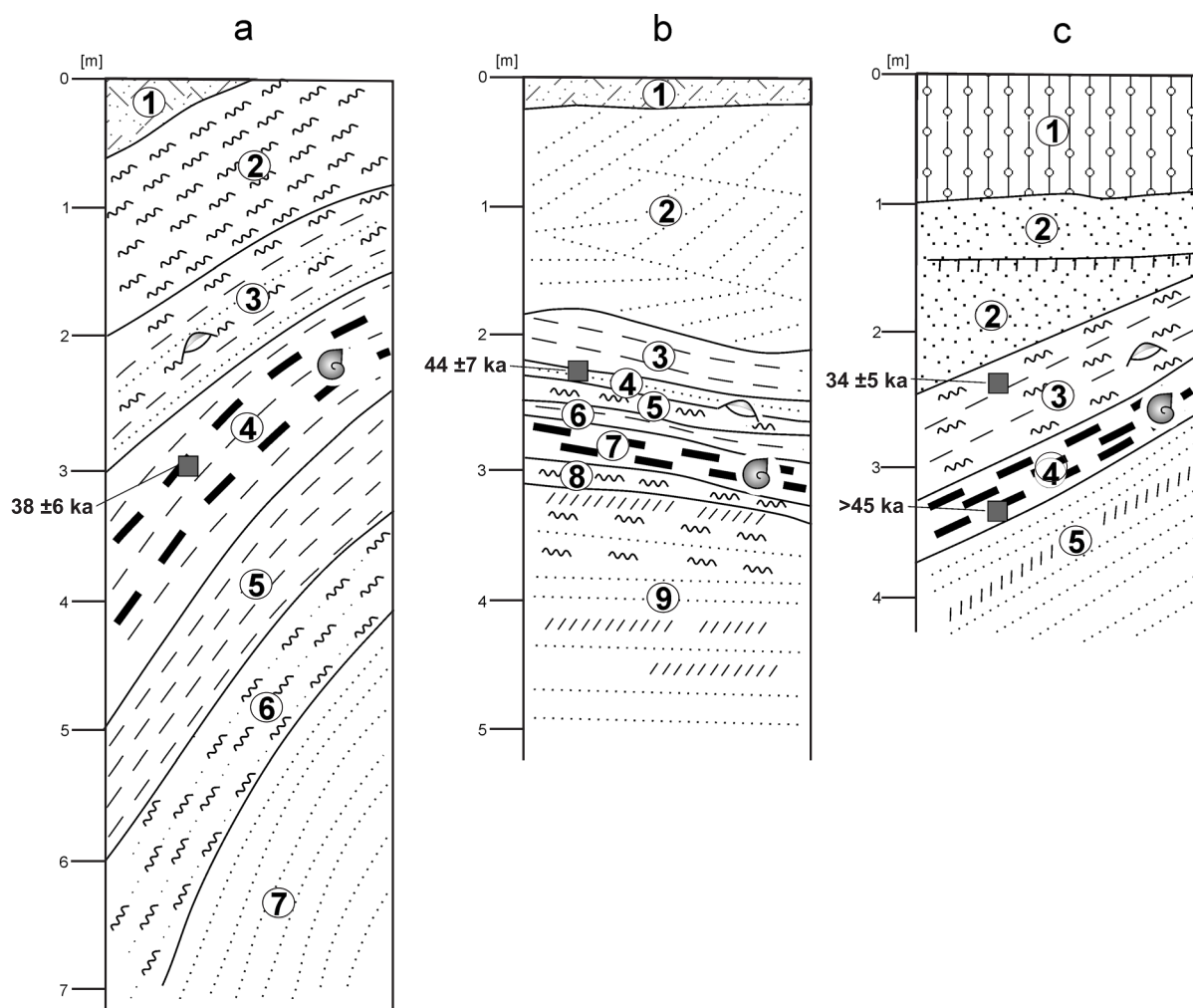


Fig. 11. Profile szurfów a, b i c w odsłonięciu Próchnik III z lat 1988 i 1991

Szurf a: 1 – nasyp; 2 – mulki brązowe, zwarte; 3 – mulki i ropy przewarstwione piaskiem drobnoziarnistym ze szczątkami skorupki małży morskich; 4 – ropy ciemnoszare przewarstwione czarnymi ropy torfiastymi; 5 – ropy ciemnoszare, warstwowane; 6 – mulki brązowe, warstwowane, z piaskami drobnoziarnistymi; 7 – piaski drobnoziarniste, warstwowane równoległe do stropu

Szurf b: 1 – nasyp; 2 – piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste, warstwowane skośnie, żółte; 3 – ropy jasnoszare, przewarstwione poziomo z cienkimi warstewkami piasku drobnoziarnistego; 4 – piasek z pojedynczymi ułamkami skorupki małży morskich; 5 – mulek brązowoszary, przewarstwiony poziomo z piaskiem drobnoziarnistym, z pojedynczymi skorupkami małży morskich; 6 – ropy szare, warstwowane poziomo z bardzo cienkimi warstewkami piasku drobnoziarnistego; 7 – ropy brązowe, zwarte, przewarstwione gytia ropy, ciemnoszara, ze szczątkami skorupki mięczaków słodkowodnych; 8 – mulek ropy, brunatny, zorsztynizowany; 9 – piaski drobnoziarniste i mulkowate, beżowe, poziomo warstwowane, ze smugami detrytus roślin

Szurf c: 1 – glina zwałowa; 2 – piaski drobnoziarniste, warstwowane poziomo i skośnie, beżowe; 3 – mulki brązowoszare, przewarstwione ropy ciemnoszarymi, ze szczątkami skorupki mięczaków morskich; 4 – gytia ropy, czarna, ze skorupkami mięczaków słodkowodnych; 5 – piaski drobnoziarniste, beżowe, poziomo warstwowane, ze smugami detrytus roślin; pozostałe objaśnienia jak na figurach 3–5

Lithological sections of trenches a, b and c in the Próchnik III exposure from the years 1988 and 1991

Trench a: 1 – mound; 2 – brown compact muds; 3 – muds and clays interbedded with fine-grained sands, with detritus of marine bivalve shell; 4 – dark grey clays interbedded with black peaty clays; 5 – dark grey bedded clays; 6 – brown bedded muds with fine-grained sands; 7 – fine-grained sands, bedded parallel to top

Trench b: 1 – mound; 2 – yellow fine-, medium- and coarse-grained sands, cross-bedded; 3 – light grey horizontally bedded clays with thin fine-grained sand layers; 4 – sand with single fragments of marine bivalve shells; 5 – brown-grey horizontally bedded mud with fine-grained sands, containing single marine bivalve shells; 6 – horizontally bedded grey clay with very thin fine-grained sand layers; 7 – brown compact clay, interbedded with dark grey clay gyttja, with detritus of freshwater mollusc shells; 8 – brownish clayey mud, hardpanned; 9 – beige fine-grained and muddy sands, horizontally bedded, with plant detritus streaks

Trench c: 1 – till; 2 – beige fine-grained sands, horizontally and cross-bedded; 3 – brown-grey muds interbedded with dark grey clays, with detritus of marine mollusc shells; 4 – black clay gyttja, with freshwater mollusc shells; 5 – beige horizontally bedded fine-grained sands with plant detritus shells; for symbols see Figures 3–5

Interpretacja profilu

Osady morskie i jeziorne w stanowisku Próchnik III znajdowały się w nieco innej sytuacji geologicznej niż podobne osady z Próchnika I. Występowały one bowiem w towarzystwie nie trzech pokładów glin zwałowych: górnej, środkowej i dolnej, jak to ma miejsce w Próchniku I, lecz tylko dwóch pokładów glin – górnej i dolnej. Górna glina zwałowa występuje na powierzchni terenu i otula całe wzgórze, w którym znajduje się wyrobisko. Jest to więc glina poziomu leszczyńsko-pomorskiego (BIV). Dolna glina ma niejasną sytuację stratygraficzną. W analogicznej pozycji, co osady morskie i jeziorne z Próchnika III występujące pod przykryciem tylko jednego pokładu gliny zwałowej (BIV), znajdowały się też poznane wcześniej osady morskie i jeziorne z Próchnika II i z Łęczca (fig. 1, 2) (fig. 22, 25, 27 w: Makowska, 1986b). Były one tam zinterpretowane jako ogniwa morskie występujące w młodszej formacji międzymorenowej, korelowanej z formacją grudziądzką na dolnym Powiślu a na obszarze Wzniesienia Elbląskiego nazwanej formacją Łęczca (Makowska, 1986b) (fig. 2). Porównując Próchnik III z Próchnikiem II i z Łęczcem należałoby dolną glinę zwałową określać jako glinę poziomu Świecia (BIII). Jednak obecnie, po uzyskaniu datowania osadów morskich i jeziornych w Próchniku I i II (Butrym, 1991a) i porównaniu ich ze zbliżonym wynikiem ich datowania w Łęczcu, należy zrewidować wcześniejszą interpretację i przyjąć, że wszystkie te osady znajdują się w jednej formacji międzymorenowej, która, jak to wynika z profili w Próchniku I, jest stratygraficznie starszą od formacji grudziądzkiej formacją Kadyn przykrytą dwoma poziomami glin zwałowych.

W takim przypadku dolna glina zwałowa w Próchniku III byłaby gliną poziomu toruńskiego (BII), a glina środkowa poziomu Świecia (BIII), która w Próchniku I charakte-

ryzuje się tym, że leży ponad osadami morskimi i jest wraz z nimi zaburzona glacitektonicznie, byłaby w Próchniku III (oraz w Próchniku II i Łęczcu) nieobecna.

Taka interpretacja nie jest bezdyskusyjna ze względu na nietypową miąższość i położenie dolnej gliny zwałowej w Próchniku III, która w innych odsłonięciach znajduje się zazwyczaj w znacznie niższym położeniu hipsometrycznym. Jednakże może ona tu być, wraz z osadami morskimi, spiętrzona glacitektonicznie, tak jak to jest widoczne na [fig. 2](#), lub może też znajdować się w tym odsłonięciu w wyniesionej łusce glacitektonicznej, podobnie do stanowisk z Próchnika I ([fig. 9](#)).

Z regionalnego porównania wszystkich opisanych stanowisk z Próchnika I i III, a także z wcześniej opisanych z Próchnika II i z Łęczca (Makowska, 1986b), wynika, że występujące w nich osady morskie znajdują się w tej samej sytuacji litostratygraficznej. Są one podścielone serią osadów piaszczystych, przykrytych wszędzie osadami jeziornymi z fauną mięczaków słodkowodnych i są wykształcone w postaci ilów, mulków i osadów organicznych o niewielkiej miąższości, zawierających miejscami obfite zgromadzenie skorupki mięczaków morskich oraz przykryte kolejną serią osadów piaszczystych. Ten zestaw osadów przez porównanie z wykształceniem górnej części niżej położonej starszej formacji dolnopowiańskiej (Makowska, 2009) wskazuje na środowisko delty rzecznej, okresowo zalewanej przez morze.

Wskaźniki wieku uzyskane w opisanych tu stanowiskach, a także w opisanym wcześniej Łęczcu sugerują, że warstwy morskie powstały w środkowej części zlodowacenia wisły w wyniku transgresji tego samego morza. Być może nie wszędzie nastąpiła ona w tym samym czasie i w tym samym miejscu, lecz była podzielona na kilka etapów, na co może wskazywać zróżnicowanie fauny morskiej w poszczególnych profilach opisanych wcześniej w odsłonięciach Próchnik I, II i w Łęczcu (Makowska, 1986b).

POZYCJA STRATYGRAFICZNA OSADÓW MORSKICH W ZABURZONYM GLACITEKTONICZNIE KOMPLEKSIE OSADÓW ZLADOWACENIA WISŁY

We wcześniejszych pracach omawiających plejstocénskie osady morskie Wzniesienia Elbląskiego (Makowska, 1986b, 1999) opisano z tego obszaru osiem różnych i odmiennie usytuowanych ogniw plejstocénskich warstw morskich. Według ówczesnej oceny miały one powstać w wyniku odrębnych transgresji Prabałtyku, jakie miały miejsce na tym obszarze lub w niedalekiej od niego odległości w młodszym plejstocenie. Dwie najstarsze z tych transgresji – sztumska i tychnowska – nastąpiły w schyłkowym okresie zlodowacenia warty i w interglacjale eemskim. Młodsza z nich, tychnowska, objęła swym zasięgiem nie tylko Wzniesienie Elbląskie, lecz także wykroczyła daleko na dolne Powiśle. Pozostałe zalewy morskie, jak można było sądzić z położenia ich osadów, miały miejsce w okresach międzylodowcowych w czasie zlodowacenia wisły i ograniczały się do bliskiej strefy perybałtyckiej.

Ocena wieku i pozycji stratygraficznej poszczególnych ogniw morskich, poza ogniwem tychnowskim z interglacjale eemskiego, które miało dobrą dokumentację paleontologiczną w Bażantarni (Halicki, Brodniewicz, 1961; Makowska, 1986b), potwierdzoną następnie w profilach otworów wiertniczych w Pękiewie i Pagórkach (Makowska, Rabek, 1990; Janczyk-Kopikowa, 1991; Makowska, 1991b), opierała się na pojedynczych datowaniach osadów lub na występujących w nich okazach mięczaków morskich. Głównie jednak posłużono się występowaniem warstw morskich w dwóch zaburzonych glacitektonicznie odrębnych formacjach międzymorenowych kompleksu wiślańskiego spoczywającego ponad osadami eemskimi: w starszej formacji Kadyn (Gniewu) i w młodszej formacji Łęczca (grudziądzkiej), znajdujących się między przewodnimi pokładami wiślańskich glin zwałowych – dolnej toruńskiej (BII), środkowej Świecia

(BIII) i górnej leszczyńsko-pomorskiej (BIV, BV), rozpoznanych wcześniej na dolnym Powiślu i przedłużających się na Wzniesienie Elbląskie (Makowska, 1986b, 1999) (fig. 4 w: Makowska, 2009). Tak wyznaczona pozycja stratygraficzna oraz wiek poszczególnych ogniw morskich wobec wyraźnych zaburzeń glaciektonicznych omawianych warstw, mogły być określone w przybliżeniu i mieć (w pewnym zakresie) jedynie założenia hipotetyczne. Nowe, przedstawione w tej pracy wyniki datowań osadów morskich w opisanych wcześniej, a także w nowych, stanowiskach wnoszą do tego zagadnienia dalsze informacje, które mogą stanowić podstawę do potwierdzenia lub weryfikacji wcześniejszych poglądów. Najważniejsze znaczenie miały i mają w tym zakresie wiek i pozycja stratygraficzna omawianych tu osadów morskich znajdujących się w międzymorenowej formacji Kadyn. Są to w pierwszym rzędzie ility elbląskie (yoldiowe), stanowiące tu główny zespół osadów morskich o dużych miąższościach, rozprzestrzenione szeroko w zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego i odsłaniające się na powierzchni terenu w różnych miejscach od Elbląga po Kadyn, gdzie znane są głównie z Nadbrzeża, Suchacza i Kadyn, ale też z innych mniejszych odsłoneń zaznaczonych na arkuszu Elbląg Północ SMGP (fig. 1) (Makowska, 1987) i z profili wierzeń w Nadbrzeżu (Makowska, 1986b) oraz w Pęklewie i Pagórkach (Makowska, Rabek, 1990).

Podstawowym stanowiskiem dla poznania tych osadów i ich pozycji stratygraficznej we wcześniejszych badaniach autorki było wielkie, głębokie do 70 m i wielopoziomowe wyrobisko eksploatacyjne w Suchaczu (fig. 1, tab. 1), gdzie w ciągu kilkuletniej obserwacji odsłaniał się stopniowo duży odcinek profilu młodoplejstoceniowego (fig. 18–21 w: Makowska, 1986b). W Suchaczu znajdowały się od dołu analogiczne warstwy formacji dolnopowiańskiego, jakiego opisano w Kadynach (fig. 3), a nad nimi dwa pokłady glin zwałowych: pokład dolny lokalnie dwudzielny, odpowiadający glinom zwałowym toruńskiej (BII) i malborskiej (BI) oraz pokład górny leszczyńsko-pomorski (BIV+BV), rozdzielone wielką, kilkudziesięciometrową serią międzymorenową, obejmującą formację Kadyn z ility elbląskimi oraz według ówczesnej interpretacji (Makowska, 1986b) leżącą wyżej, młodszą formację Łęcza, składającą się w omawianym stanowisku z piaszczystych i mułkowych osadów jeziornych, zawierających skorupki mięczaków słodkowodnych. Były one zaliczane w tym odsłonięciu do formacji Łęcza (grudziądzkiej) na tej zasadzie, że między nimi a leżącymi niżej ility osadami jeziornymi i morskimi ility elbląskimi, zaburzonymi glaciektonicznie, istniała niezgodność sedymentacyjna oraz przypuszczalna luka stratygraficzna wyrażająca się brakiem środkowej gliny zwałowej Świecia (BIII). Dodatkowym argumentem było datowanie metodą ^{14}C występujących w osadach jeziornych skorupki mięczaków słodkowodnych na $34,5 \pm 1,8$ ka BP (tab. 2), który to wiek przypisywano tam formacji Łęcza na podstawie korelacji z wiekiem formacji grudziądzkiej na dolnym Powiślu (Drozdowski, 1979, 1980).

Aktualnie należy skorygować interpretację tego wcześniejszego poglądu i przyjąć, że niezgodność sedymenta-

cyjna występująca w górnej części odsłonięcia (fig. 21 w: Makowska, 1986b), zinterpretowana jako luka stratygraficzna, może być jedynie wynikiem glaciektonicznego przesunięcia się górnej części profilu osadów międzymorenowych w stosunku do jego części dolnej. Natomiast odsłonięcie w całości, ponad gliną zwałową poziomą toruńskiej (BII), obejmuje międzymorenowe osady formacji Kadyn i reprezentuje najpełniejszy, poznany dotąd obraz jej wykształcenia litologicznego na obszarze Wzniesienia Elbląskiego.

Porównując stanowiska w Kadynach i Suchaczu, można też stwierdzić, że występujące tam serie ility elbląskich wykazują dużą zgodność litostratygraficzną i uzupełniają się wzajemnie. Razem stanowią z kolei najpełniej poznany dotąd obraz wykształcenia tej serii na badanym obszarze.

W tabeli 1 przedstawiono korelację warstw geologicznych między stanowiskami Kadyny i Suchacz. W tej, na ogół zgodnej korelacji, która mimo zaburzeń glaciektonicznych wskazuje na szerokie rozprzestrzenienie się analogicznych osadów rozpatrywanego odcinka profilu wiślańskiego na Wzniesieniu Elbląskim (fig. 1), zastrzeżenie wzbudza jedynie porównanie osadów rzecznych warstwy 8 z Kadyn z podobnymi osadami w Suchaczu (fig. 21 – w. S7; fig. 18 – w. 14 w: Makowska, 1986b) zaliczanymi tam wcześniej do formacji Łęcza. W Kadynach nie ma podstaw do takiej korelacji z powodu braku fauny w warstwie 8.

Natomiast z górną częścią profilu z Suchacza (*op. cit.*: fig. 21, w. S7) datowaną metodą ^{14}C na okres $34,5 \pm 1,8$ ka BP mogą być korelowane osady piaszczyste i mułkowe zawierające podobnie datowane warstwy morskie ze wszystkich trzech stanowisk z Próchnika (I, II, III) oraz z Łęcza. We wszystkich stanowiskach wymienione warstwy są przykryte gliną zwałową poziomą leszczyńsko-pomorskiego (BIV) z wyjątkiem Próchnika I, gdzie nad tymi osadami występuje też zaburzona glaciektonicznie glina zwałowa poziomą Świecia (BIII) (fig. 7, 9). Brak tej gliny w innych miejscach może być wynikiem jej usunięcia w procesach

Tabela 1

Korelacja warstw geologicznych w Kadynach (fig. 3) z warstwami w Suchaczu (fig. 18 i 21 w: Makowska, 1986b)

Correlation of geological strata from Kadyny (Fig. 3) with those from Suchacz (Figs. 18 and 21 *in*: Makowska, 1986b)

Kadyny fig. 3	Suchacz (Makowska, 1986b)	
	fig. 21	fig. 18
	warstwy	
9	S8	15
8	S7	14
7	S6	13
6	S6a	13
5	S6a	13
4	S5	12
–	S4	11
3	S3	10
–	–	9
2	S2	8
–	–	3–7
1	S1	1–2

Tabela 2

Datowania osadów morskich i jeziornych Wzniesienia Elbląskiego wg Makowskiej (1986b – tab. 1, 2) i Makowskiej, Rabka (1990)

Dates of marine and lacustrine deposits from the Elbląg Upland area, after Makowska (1986b – Tabs. 1, 2) and Makowska, Rabek (1990)

Lp.	Stanowisko	Symbol próbki	Typ i geneza osadu	Formacja międzymorenowa	Rodzaj badań	Numer laboratoryjny	Wiek + błąd [ka BP]	Autor i rok opracowania
1	Łęcze	p. 40	mułki jeziorne	?formacja Łęcza	¹⁴ C	Gd-1326	35,1 ±1,5	M.F. Pazdur, 1981a
2	Suchacz	Pl	skorupki mięczaków słodkowodnych	?formacja Łęcza	¹⁴ C	Gd-1371	34,5 ±1,8	M.F. Pazdur, 1981b
3	Kadyny	Ka 60	iły jeziorne	formacja Kadyn	TL	GdTL-30	99 ±14	A. Bluszcz, 1984
4	Pęklewo	Ł 16	iły morskie, elbląskie		TL	GdTL-150	124 ±18	A. Bluszcz, 1986a
5	Pęklewo	Ł 17	iły		TL	GdTL-151	107 ±15	A. Bluszcz, 1986a
6	Suchacz	Su21	iły morskie, elbląskie		TL	GdTL-148	>180	A. Bluszcz, 1986b
7	Suchacz	Su33	iły morskie, elbląskie		TL	GdTI-149	≥210	A. Bluszcz, 1986c

glacitektonicznych zachodzących w czasie występowania lądolodu ostatniego stadiału zlodowacenia wisły, tak jak to jest miejscami widoczne na [figurze 2](#).

Przedstawione wyżej porównanie profili osadów morskich z Kadyn i z Próchnika z najpełniejszym profilem formacji Kadyn w Suchaczu wskazuje, że w tej formacji występują dwa, wyraźnie różniące się między sobą zespoły osadów morskich i jeziornych. Pierwszy z nich, znajdujący się w dolnej części formacji i odsłaniający się na powierzchni terenu w niższych pozycjach hipsometrycznych, to zespół iłów elbląskich obejmujący osady morskie wraz z towarzyszącymi im jeziornymi osadami lądowymi. Drugim, występującym przeważnie w górnej części tej formacji i odsłaniającym się na powierzchni terenu w wyższych pozycjach hipsometrycznych, jest zespół, który można nazwać zespołem osadów morskich z Próchnika, również obejmującym osady morskie i lądowe (jeziorne) ([fig. 1, 2](#)).

Te dwa zespoły osadów morskich różnią się od siebie zasadniczo, zwłaszcza takimi cechami jak: wykształcenie litologiczne, miąższość, rozprzestrzenienie i zawartość faunistyczna warstw morskich, a także genezą i litologią osadów lądowych towarzyszących tym warstwom oraz wynikami datowań osadów metodami TL i ¹⁴C.

Przyjmowano wcześniej (Makowska 1986b), że zespoły te powstawały w odrębnych morzach, wiekowo związanych głównie z okresem sedymentacji formacji Kadyn, tj. między powstaniem glin zwałowych toruńskiej (BII) a Świecia (BIII), z wyjątkiem osadów z Łęcza, wiązanych wówczas z formacją Łęcza (grudziądzką). Obecnie należy jednak w różnym zakresie zrewidować ten pogląd, uwzględniając m.in. problem właściwej pozycji stratygraficznej osadów morskich w związku z ich zaburzeniami glacitektonicznymi. Jest to ważne zagadnienie, które zostanie omówione w dalszej części publikacji.

WARUNKI PALEOGEOGRAFICZNE NA PODSTAWIE PROFILI OPISANYCH W TEKŚCIE

W poprzednim rozdziale napisano, że najstarszymi osadami formacji Kadyn jest zespół iłów elbląskich, które poza osadami eemskiego morza tychnowskiego, z wyjątkiem Bazantarni, nie odsłaniającymi się na powierzchni terenu, stanowią najważniejszy zespół osadów morskich Wzniesienia Elbląskiego. Ich obecna pozycja stratygraficzna została dotąd najlepiej poznana w odsłonięciach terenowych w Suchaczu i w Kadynach. Jak wspomniano w poprzednim rozdziale, pomimo zaburzeń glacitektonicznych wykazują one tam dużą, wzajemną zgodność w korelacji warstw ([tab. 1; fig. 12](#)).

W obu stanowiskach zalegają na osadach piaszczystych (Kadyny, w. 1; Suchacz, w. S1, w. 1–2), które, jak wynika

z porównań z profilami wierceń w Pęklewie i w Pagórkach (Makowska, Rabek, 1990; Makowska, 1995b) oraz ze wskaźników wieku tej warstwy w Kadynach (Makowska, 2008) i z szerokiej analizy paleogeograficznej, są osadami delt rzecznych utworzonych w dolnej części zlodowacenia wisły, po wycofaniu się z tych obszarów eemskiego morza tychnowskiego (kompleks G formacji dolnopowisłańskiej – Makowska, 2009). Osady deltowe nie wyrównały wówczas całkowicie zagłębienia terenu po tym eemskim morzu. Zostało ono zajęte następnie przez wielki lob lodowcowy, który nasuwał się na ten obszar dwukrotnie i swym maksymalnym zasięgiem objął całe Wzniesienie Elbląskie oraz duży obszar

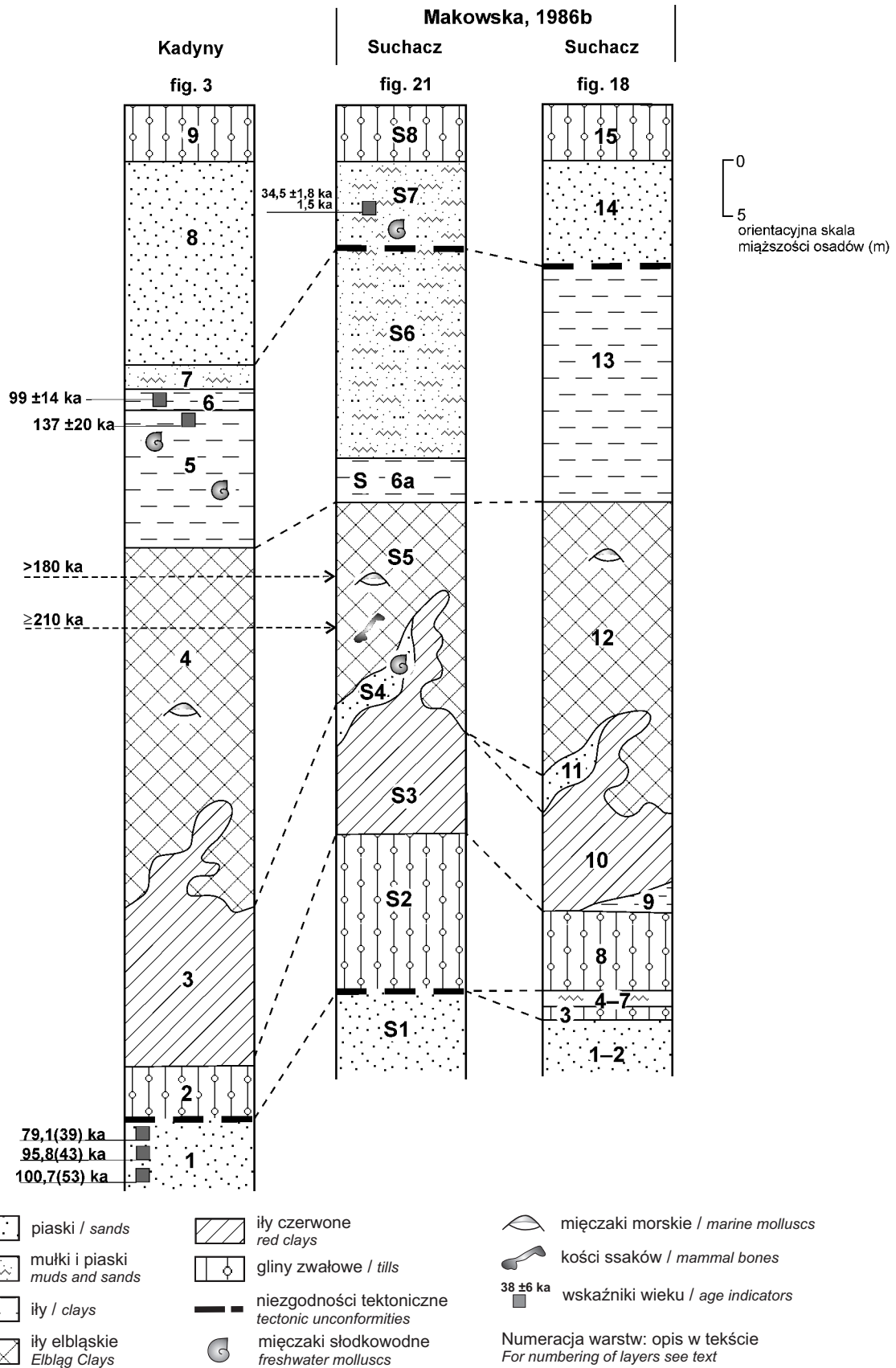


Fig. 12. Korelacja warstw geologicznych z odsłoneń w Kadynach i w Suchacz (tab. 1)

Correlation of geological strata from the exposures at Kadyny and Suchacz (Tab. 1)

dolnego Powiśla, gdzie dotarł aż do okolic Torunia pozostawiając po sobie gliny zwałowe malborską (BI) oraz toruńską (BII) (fig. 12), z którą w Kadynach jest korelowana warstwa 2, a w Suchaczu warstwa S2 i 8 (na Wzniesieniu Elbląskim ten poziom gliny zwałowej może się też we fragmentach składać z innej gliny zwałowej toruńskiej, należącej do zespołu spoczywających na niej ilów elbląskich i towarzyszących im ilów czerwonych).

Na glinie toruńskiej w obu stanowiskach spoczywają osady formacji Kadyn (fig. 3, fig. 12 – Kadyny, w. 3–8; Suchacz, w. S3–S7 i 9–14) obejmujące od dołu zespół morskich ilów elbląskich wraz z towarzyszącymi im osadami jeziornymi i ilami czerwonymi, którego część wykazuje swoim składem i zawartością pyłku oraz szczątków zwierzęcych (poznanych w innych stanowiskach tego obszaru) na okres interglacjalny (Nadbrzeże – Halicki, Brodniewicz, 1961).

Opierając się na profilu litologicznym i innych cechach tych warstw można opisać ich środowiska sedymentacyjne w następujący sposób: w czasie i po deglacjacji obszaru na powierzchni gliny zwałowej utworzyło się rozległe jeziorzysko, w którym osadziły się ropy czerwone (fig. 12 – Kadyny, w. 3; Suchacz, w. S3 i 10) o dużej miąższości. Warunki powstawania tych jeziorzysk na podstawie odsłonięcia w Suchaczu omówiono we wcześniejszej pracy (str. 33–34, 56 w: Makowska, 1986b). W schyłkowym okresie rozwoju jeziorzyska obszar sedymentacji ilów został prawdopodobnie objęty transgresją morską, o czym świadczą m.in. otwornice z Bogdańca, stwierdzone w ilach czerwonych przez Brodniewicz (Brodniewicz, 1972). W Suchaczu na ilach czerwonych występowały cienkie warstwy piasków drobnoziarnistych z fauną mięczaków słodkowodnych (fig. 12 – w. S4, 11), świadczące o lokalnych przerwach w transgresji morskiej, lub o jej ograniczonym zasięgu. W następnym etapie nastąpił jednak duży postęp tej transgresji, w wyniku czego powstał zalew morski z osadami ilów yoldiowych (fig. 12 – Kadyny, w. 4; Suchacz, w. S5, 12), odznaczających się bardzo dużymi miąższościami (rzędu kilkudziesięciu metrów), charakterystycznymi dla facji osadów głębokomorskich.

Fauna malakologiczna i otwornicowa z Nadbrzeża wskazuje, że było to morze zimne, początkowo arktyczne, a potem borealne (Brodniewicz, 1969, 1972), powstałe w pierwszej połowie interglacjalu, nazwane morzem elbląskim (Makowska, 1986b). Później, przed optymalną częścią tego okresu, nastąpiło obniżenie się poziomu morza i jego przekształcenie w zbiornik słodkowodny. W optimum interglacjalnym osadziły się warstwy jeziorne (fig. 12 – Kadyny w. 5; Suchacz w. 13) oraz warstwy organogeniczne (fig. 12 – Kadyny w. 6; Suchacz w. S6a) ze szczątkami roślin i fauną interglacjalnych mięczaków słodkowodnych (w Kadynach, m.in. *Viviparus diluvianus*) (Kunth). Następnie jezioro (lub jeziora) uległy spłyceniu i zostały wypełnione piaskami lub piaskami i mulkami jeziornymi (fig. 12 – Kadyny w. 7; Suchacz w. S6). W dalszym etapie obszar, na którym powstały omawiane warstwy, został zasypany dużą serią piasków rzecznych (fig. 12 – Kadyny w. 8).

Był to początek formowania się delty rzecznej, utworzonej przez rzeki spływające do zagłębienia po wcześniejszym morzu. W Kadynach brak śladów dalszego rozwoju delty oraz innych zdarzeń z tego okresu, które można śledzić w innych, mniejszych odsłonięciach z tego regionu. W Suchaczu, w stropie warstw jeziornych (fig. 12 – w. S6) zaznacza się wyraźna niezgodność sedymentacyjna z warstwami leżącymi wyżej, należącymi już do zespołu osadów z Próchnika, być może spowodowana glacitektonicznym przesunięciem się dolnej części profilu w stosunku do jego części górnej lub odwrotnie. Natomiast, zarówno w Kadynach, jak i w Suchaczu, cały profil jest przykryty górną gliną zwałową stadiała leszczyńsko-pomorskiego (BIV+BV), odsłaniającą się powszechnie na powierzchni terenu.

Osady z Próchnika i Łęcza przedstawiają w stosunku do opisanego wyżej zupełnie odmienny obraz rozwoju zjawisk z okresu ich sedymentacji. Występujące tam osady morskie mają niewielką miąższość i znajdują się we wszystkich stanowiskach w podobnej do siebie sytuacji litostratigraficznej – wszędzie są podścielone i przykryte mięszymi seriami piaszczystymi. Rozwój sedymentacji tych osadów można prześledzić we wszystkich stanowiskach z Próchnika (Próchnik I, III – fig. 7, 9, 10), a także w Próchniku II i w Łęczu (fig. 25, 27 w: Makowska, 1986b). Sedymentacja osadów w Próchniku I i III rozpoczęła się od dolnych piasków rzecznych (fig. 7 – w. 1; fig. 9 – w. 3; fig. 10 – w. 5). Zalegają one na nierównej powierzchni toruńskiej gliny zwałowej (BII) (fig. 9 – w. 1; fig. 10 – w. 2). Gdyby ten kontakt z gliną miał spokojny układ sedymentacyjny, to można byłoby przypuszczać, że znajdują się na lokalnym wzniesieniu w dniu większego obniżenia, w którym osadziły się warstwy ilaste (fig. 9 – w. 2), być może wiążące się z ilami jeziornymi z Kadyn, znajdującymi się w stropie ilów elbląskich. Lecz kontakt piasków z gliną zwałową może mieć tu jedynie charakter glacitektoniczny, ponieważ glina zwałowa jest diapirowo wypiętrzona, podobnie jak ma to miejsce w Próchniku III (fig. 10 – w. 2), gdzie wznosi się wraz z podścielającymi ją piaskami warstwy 1. Piaski spoczywające na glinie zwałowej, opisane we wszystkich stanowiskach z Próchnika, a także w Łęczu, są pod względem uziarnienia podobnie wykształcone jak piaski występujące w spągu dolnych glin zwałowych (BII), na których spoczywają zespoły ilów elbląskich w Kadynach i w Suchaczu, gdzie podobne piaski stanowią stropową część starszej formacji dolnopowiańskiej i mają charakter osadów deltowych. Taki sam deltowy charakter mają też osady z Próchnika (i Łęcza) (fig. 7 – w. 1; fig. 9 – w. 3; fig. 10 – w. 5). Na obszarach delt utworzyły się liczne, niezbyt głębokie, lecz rozległe jeziora i starorzecza, w których osadzały się mulki z substancją organiczną i mulki torfiaste z fauną mięczaków słodkowodnych oraz torfy (fig. 7 – w. 2; fig. 9 – w. 4; fig. 10 – w. 6, 7), występujące również w Łęczu.

W czasie wypełniania się jezior osadami nastąpiła transgresja morza, które pozostawiło po sobie konkretny ślad widoczny we wszystkich stanowiskach, zarówno opisanych wcześniej (fig. 23, 25, 27 w: Makowska, 1986b), jak

i prezentowanych w tej publikacji (fig. 7 – w. 3, 4, 5; fig. 9 – w. 5, 6, 7; fig. 10 – w. 8), w postaci osadów ilasto-mułkowych o miąższości 1–3 m, zawierających pojedyncze lub występujące w skupiskach skorupki mięczaków morskich, wyraźnie określających morską genezę tych warstw. Była to podstawowa, morska faza transgresyjna. Morze zalało niski obszar lądowy, podobny do obszaru współczesnej delty Wisły i Nogatu, a jego głębokość, sądząc po ilasto-mułkowych osadach przekraczała zapewne 10 m.

Interesujący, następny etap tej transgresji morskiej jest zarejestrowany w kolejnej, najwyższej warstwie morskiej przedstawionej na figurze 9 (w. 7). Są to piaski różnoziarniste z domieszką drobnych żwirów, zawierające obfite nagromadzenie zgniecionych, częściowo zmacerowanych dużych skorup małży morskich. Warstwa ta została już opisana w tym odsłonięciu jako podstawowa warstwa morska tego stanowiska (fig. 23B, w. B3 w: Makowska, 1986b). Jak wynika z nowszych obserwacji była ona widoczna również w 1991 r. (fig. 9 – w. 7) i to w wyraźniejszej sytuacji geologicznej, gdyż znajdowała się tu ponad stropem niższych, ilasto-mułkowych warstw morskich (fig. 9 – w. 5, 6). Wykształcenie litologiczne tej warstwy w postaci piasków różnoziarnistych i drobnych żwirów mogłoby wskazywać na osad rzeczny, w którym mięczaki morskie znajdują się na wtórnym złożu, jednak tak nie jest, ponieważ skorupki nie wykazują żadnych cech transportu. Mimo że są one ściśnięte i częściowo zmacerowane, to jednak zachowują w swym wnętrzu ośrodki zawierające pierwotny materiał mułkowo-piaszczysty, którym wypełniły się muszle mięczaków po ich śmierci. Opisana warstwa stanowi osad kolejnego etapu transgresji morza lub jest litoralnym osadem sztormowym, wyraźnie jednak odróżniającym się od niżej leżących osadów ilasto-mułkowych głębszego, spokojnego morza. Wyniki datowania osadów w Próchniku I, II i III, a także wcześniejsze datowania z Łęcza wykazują, że transgresja morska miała miejsce w okresie środkowego zlodowacenia wisły, w czasie od $34,5$ do 44 ± 7 ka BP i mogła nie być jednorazowym procesem ciągłym, lecz zachodzić etapami,

na co może wskazywać zróżnicowanie rozpoznanej fauny morskiej w poszczególnych stanowiskach w Próchniku i w Łęczu (Makowska, 1986b).

Obecność tego morza w południowej części niecki Bałtyku nie była dotąd poza Polską opisywana. Ze względu na obszar występowania jego osadów możemy je nazwać morzem z Próchnika.

W końcowym okresie swego istnienia morze to zostało zasypane kolejną, dużą serią osadów piaszczystych, występujących we wszystkich stanowiskach w Próchniku (fig. 7 – w. 6; fig. 9 – w. 8; fig. 10 – w. 9), a także w Łęczu (*op. cit.*: fig. 23, w. B4; fig. 27, 28, w. 10). Osady te były tu prawdopodobnie akumulowane ponownie w formie delty rzecznej.

Następnie omawiany obszar sedymentacji osadów został zajęty przez lądolód stadiału Świecia (BIII), który pozostawił glinę zwałową środkową, widoczną w Próchniku (fig. 7 – w. 7; fig. 9 – w. 10). Odrębność tej gliny, w stosunku do najmłodszej (górnjej) gliny stadiału leszczyńsko-pomorskiego (BIV + BV), jest zaznaczona tym, że jest ona wraz z niżej leżącymi warstwami formacji Kadyn zaburzona glacitektonicznie, co nastąpiło w czasie nasuwania się ostatniego lądolodu na omawiany obszar. Między obydwoma glinami występują piaszczyste osady międzymorenowe formacji grudziądzkiej (dawniej Łęcza), też zaburzone glacitektonicznie. One również zawierają lokalne wkładki osadów ze skorupkami mięczaków morskich (fig. 9 – w. 11), które być może znajdują się tu na wtórnym złożu lub są diapirowo wyciśnięte z formacji Kadyn.

Nowe datowania osadów morskich w Próchniku dezaktualizują natomiast wcześniejszą ocenę wieku pokładu gliny zwałowej Świecia (BIII), która przykrywa tu formację Kadyn – z ok. 55–60 ka BP (Makowska, 1986b) i sytuują ją na okres młodszy od osadów morskich z Próchnika I i III (fig. 7, 10, 11), a także od najwyższych osadów jeziornych z Suchacza datowanych na $34,5 \pm 1,8$ ka BP oraz pozwalają umieszczać ją wraz z leżącymi na niej osadami grudziądzkimi (Łęcza) w okresie zlodowacenia wisły górnej, tj. w okresie ok. 30 ka BP (Makowska, 2009).

DYSKUSJA

Z zestawienia danych geologicznych przedstawionych w poprzednich rozdziałach wynika, że na Wzniesieniu Elbląskim w wiślańskiej, międzymorenowej formacji Kadyn, znajdującej się między zaburzonymi glacitektonicznie pokładami glin zwałowych – toruńskiej BII i Świecia BIII, występują co najmniej dwa zespoły osadów morskich. Powstały one w wyniku dwóch odrębnych transgresji na obszarze niecki Bałtyku oraz być może częściowo na obszarze Żuław Wiślanych. Pierwszy zespół osadów morskich znajduje się w dolnej części formacji Kadyn ponad gliną zwałową toruńską BII i górnymi osadami przewodniej formacji dolnopowiaśląskiej, zawierającej niżej m.in. osady morskie z interglacjału eemskiego (morza tychnowskiego). Górne osady formacji dolnopowiaśląskiej są tu datowane metodą

OSL na 79,1 (39) ka; 95,8 (43) ka i 100,7 (53) ka BP. Drugi zespół osadów morskich znajduje się natomiast w młodszej, wyżej leżącej, przystropowej części formacji Kadyn. Okres sedymentacji tych osadów na podstawie ich położenia w formacji Kadyn określano pierwotnie jako interglacjał młodszy od eemu (interglacjał elbląski – m.in. w: Makowska, 2009). Obecnie, po uwzględnieniu materiałów przedstawionych w niniejszej publikacji, należy jednak podjąć próbę weryfikacji tego stwierdzenia. Z analizy profilu formacji Kadyn wynika, że obydwie zaznaczone w niej odmiennymi osadami transgresje morskie nastąpiły w różnym czasie oraz w różnych warunkach klimatycznych i paleogeograficznych.

Pierwszą z nich była transgresja morza elbląskiego (fig. 12), która miała miejsce na początku i w pierwszej

połowie okresu międzyglacjalnego. Jak to opisano przy omawianiu odsłonięcia w Suchaczu (Makowska, 1986b), morze zajęło wcześniejszy zbiornik (lub zbiorniki) peryglacjalne jeziorno-morskie utworzone bezpośrednio po deglacjacji obszaru i wytopieniu się gliny zwałowej, podścielającej ily czerwone, stanowiące osad tych zbiorników. Zalew morski początkowo zajął tylko część zalewanego obszaru, a następnie jego zasięg znacznie się rozszerzył. Fauna mięczaków morskich i otwornic występująca w osadach iłów elbląskich wskazuje, że początkowo było to morze arktyczne, a później borealne (Brodniewicz, 1969, 1972; Makowska, 1986b). Głębokość morza była w tym czasie znaczna, o czym świadczą morskie osady ilaste i mułkowe osiagające kilkunasto- lub kilkudziesięciometrowe miąższości. Na dużą głębokość morza wskazują również kości dużych ssaków morskich (*Delphinus* sp., *Balaena* sp., *Phoca groelandica*) znajdujące w osadach (Halicki, 1951b; Kowalski, 1959; Makowska, 1986b)⁴.

Można więc ogólnie przyjąć, że wymienione wyżej cechy osadów morza elbląskiego dowodzą, że powstawały one w morzu głębokim, które istniało w przedoptimalnym okresie międzyglacjalnym. Później morze to przekształciło się w wielki zbiornik jeziorny, który początkowo mógł być odcięty przez mierzęję od morza, wysładzającym się zalewem. Wypełnił się on grubą serią ilastych i mułkowatych osadów jeziornych znanych zarówno z Suchacza, jak i z Kadyn oraz z innych stanowisk na Wzniesieniu Elbląskim, a następnie uległ spłyceniu i przekształcił się w zatorfione bagniska lądowe. W tym czasie był zasiedlony przez faunę mięczaków słodkowodnych. Fauna ta, jak można sądzić z porównania jej z arktyczną i borealną fauną morską występującą w niżej leżących iłach elbląskich, pochodzi z umiarkowanego okresu klimatycznego, a znajdujący się w niej gatunek *Viviparus diluvianus* (Kunth) znaleziony w Kadynach wskazuje wręcz na interglacjał (Skompski, Makowska, 1989). Również wcześniejsze wyniki analizy pyłkowej wykonanej w Nadbrzeżu przez Przybylskiego dla iłów elbląskich i towarzyszących im osadów jeziornych wskazują na interglacjalny charakter okresu, w którym osady te powstawały (w: Halicki, Brodniewicz, 1961). Uzyskany tam diagram pyłkowy nie ma konkretnego odniesienia do profilu geologicznego poznanego w Suchaczu i w Kadynach, ale w zestawieniu z opracowaniem fauny mięczaków i otwornic wykonanym przez Brodniewicz (1969, 1972) dla stanowiska w Nadbrzeżu odnosi się niewątpliwie do iłów elbląskich. Nie daje on wprawdzie typowego obrazu rozwoju flory międzyglacjalnej, lecz wykazuje dwa optima klimatyczne dokumentowane obecnością drzew liściastych. Obraz ten może wynikać m.in. z zaburzenia warstw geologicznych, jednak ogólny skład flory ma również wyraźny charakter interglacjalny. Autorzy (Halicki, Brodniewicz, 1961) odnosili

ostatecznie ten diagram do interglacjału eemskiego i ewentualnie do pierwszego, poeemskiego interstadiału (interfazy) – brörupu.

Datowanie osadów morskich i jeziornych wykonane w Kadynach i w sąsiednim profilu wiertniczym w Pęklewie (Makowska, 1995b), obejmujące uzyskane metodą TL daty: 99 ± 14 ka, 124 ± 18 ka oraz 137 ± 20 ka BP, sugerują, że powstawały one w dolnej części zlodowacenia wisły, nie wykluczając równocześnie możliwości przyjęcia ich eemskiego wieku, a nawet przesuwając okres ich powstania przed ten interglacjał, gdyż w Suchaczu uzyskano metodą TL dla dolnej części tych osadów starsze daty, przekraczające wiek >180 ka i ≥ 210 ka BP (fig. 12) (Makowska, 1986b). Natomiast Drozdowski i Fedorowicz (1987) po zbadaniu jednej próbki osadów, pobranej w rejonie Elbląga (nie wiadomo jednak z jakiego stanowiska i z jakiej warstwy litologicznej), uzyskali znacznie młodszy wiek iłów elbląskich(?) określony na 76 ka BP.

Wymienione wyżej, dotychczasowe datowania osadów dolnej części formacji Kadyn, w tym serii iłów elbląskich, nie sugerują więc ich wieku w sposób jednoznaczny. Według tych datowań osady mogą pochodzić z okresu rozciągającego się od młodszej części zlodowaceń środkowopolskich po dolną, a nawet środkową część zlodowacenia wisły włącznie. Również próba określenia wieku osadów za pomocą analiz palinologicznych na podstawie próbek pobranych z wiercenia w Nadbrzeżu, gdzie osady są bardzo zaburzone glacictonicznie, oraz w Kadynach nie dała jednoznacznych wyników (Janczyk-Kopikowa, 1976, 1993). W tej sytuacji, wobec wielkiej skali zaburzeń glacictonicznych całej formacji Kadyn na omawianym obszarze, co jest widoczne we wszystkich odsłonięciach terenowych, należy obecnie przyjąć, że osady tej formacji częściowo lub w całości nie występują tu w pierwotnym położeniu stratygraficznym, lecz są oderwane od swego pierwotnego podłoża z innego obszaru i nasunięte w formie fałdów lub łusek glacictonicznych na formację dolnopowisłańską. W pierwszym rzędzie odnosi się to do zespołu iłów elbląskich ze względu na ich głębokomorski charakter.

Pozostaje więc zagadką skąd pochodzą i jakiego wieku są te osady. Problem ten był rozpatrywany już od samego początku ich odkrycia w połowie XIX w., kiedy to przyjmowano, że stanowią one osad starszego morza, niż w tym czasie jeszcze hipotetyczne morze północne, które mogło tu transgredować w interglacjale młodszym (Jentzsch, 1884). Później interpretacje dotyczące wieku iłów elbląskich były różne, m.in. przyjmowano też założenie, że stanowią one osad z tzw. interglacjału skaerumhede młodszego od eemskiego (Halicki, 1951b). Ponieważ, jak już wyżej wspomniano, dotychczasowe badania iłów elbląskich nie dają na ten temat jednoznacznych wyników, a uwzględniając wyniki badania ich wieku, można rozważać ich pochodzenie z okresu od połowy zlodowaceń środkowopolskich po środkową część zlodowacenia wisły. Możemy przykładowo rozpatrzyć inne, alternatywne możliwości określenia pierwotnego wieku i pozycji stratygraficznej tych osadów niż wiek związa-

⁴ W 1987 r. znaleziono również kilka dużych kręgów szkieletu wieloryba (?) w iłach elbląskich z Suchacza (fig. 21, w. S5 w: Makowska, 1986b). Kości zostały w 1990 r. przekazane do Muzeum Geologicznego PIG w Warszawie, m.in. w celu oznaczenia paleontologicznego.

ny z ich obecnym położeniem w formacji Kadyn. Założmy więc, że:

1. Stanowią one osad morza holsztyńskiego i pochodzą z interglacjału mazowieckiego (holsztyńskiego), na co według niektórych, wcześniejszych autorów może wskazywać obecność skorupki ślimaka *Viviparus diluvianus* (Kunth) w osadach jeziornych towarzyszących iłom elbląskim. Przeciwno takiej interpretacji stratygraficznej przemawiają jednak następujące argumenty:

- ślimak *Viviparus diluvianus* (Kunth) występuje na omawianym obszarze również w osadach z interglacjału eemskiego (Maas, 1902, 1904; Makowska, 1977a), jak też w osadach młodszych od tego interglacjału (Gniew – Makowska, 1979b, 1986b);
- brak odpowiednich badań florystycznych i faunistycznych, które pozwoliłyby na korelację iłów elbląskich z osadami morskimi z interglacjału starszego niż interglacjał eemski;
- dotychczasowe wskaźniki wieku morskich iłów elbląskich wskazują na to, że są one młodsze od interglacjału mazowieckiego (holsztyńskiego), dlatego też należy raczej wykluczyć możliwość korelowania ich z tym interglacjałem.

2. Stanowią one osad z interglacjału eemskiego, jak było to już sugerowane przez innych autorów (m.in. Gallon, 1934, 1938). Wskaźniki wieku dla iłów elbląskich i towarzyszących im osadów jeziornych nie wykluczają takiej możliwości, a raczej mogą wskazywać na ten interglacjał, lecz w takim przypadku osady te powinny być porównywalne z dobrze poznanymi na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim eemskimi osadami morza tychnowskiego znajdującymi się w starszej, międzymorenowej formacji dolnopowiańskiej w dobrze określonej pozycji stratygraficznej. Jednak przy porównywaniu tych osadów i warunków ich sedymentacji ujawniają się zasadnicze różnice:

- osady obu mórz – tychnowskiego i elbląskiego – różnią się między sobą wykształceniem litologicznym, miąższością oraz zawartością fauny malakologicznej i otwornicowej. Tylko ily czerwone towarzyszące tym osadom mają wspólne cechy;
- morza tychnowskie i elbląskie istniały w różnych okresach klimatycznych interglacjału, bądź znajdowały się w różnych strefach paleogeograficznych; morze elbląskie było morzem arktycznym i borealnym, zaś morze tychnowskie w ciągu całego pobytu na obszarze północnej Polski było ciepłym morzem strefy luzytańskiej;
- transgresje obu mórz następowały w różnym okresie interglacjałnym i miały miejsce w różnych warunkach paleogeograficznych. Morze elbląskie transgredowało we wczesnym okresie interglacjału na obszar niecki Prabałtyku, zajętej uprzednio przez peryglacjał jeziora iłów czerwonych, zaś w optimum klimatycznym przekształciło się w zbiornik jeziorny, natomiast morze tychnowskie transgredowało przed optimum klimatycznym na obszar lądowy o rozwi-

niętej rzeźbie erozyjnej i było tu obecne przez całe optimum aż do recesji w okresie pooptimalnym, kiedy to przekształciło się w jeziora reliktove.

Biorąc pod uwagę powyższe zastrzeżenia, można byłoby wykluczyć eemski wiek iłów elbląskich, ponieważ różnią się one znacznie od osadów eemskich morza tychnowskiego i jak można sądzić po ich wykształceniu litologicznym i zawartości fauny pochodzą z innej części akwenu morskiego. Taka możliwość była już brana pod uwagę przez niektórych wcześniejszych badaczy (Jentzsch, 1884; Halicki, 1951b; Woldstedt, 1969), którzy przypisywali im starszy lub młodszy wiek od interglacjału eemskiego, a także przez autorkę niniejszego tekstu określającą wiek tych iłów na podstawie ich położenia w formacji Kadyn na tzw. interglacjał elbląski (Makowska, 2009), młodszy od eemu.

Obecnie należy jednak rozpatrzyć to zagadnienie w innym świetle i wrócić do akceptacji eemskiego wieku tych osadów. W ostatnich latach przyjmuje się, że morze eemskie rozciągało się wzdłuż całej niecki Bałtyku i na zachodzie łączyło się z Morzem Północnym przez cieśniny duńskie, a na wschodzie miało połączenie z Morzem Białym przez obszar Karelii (Funder i in., 2002). Morze to znajdowało się zatem w różnych strefach klimatycznych, a zasiedlająca jego wody fauna reprezentowała różne strefy biogeograficzne – od luzytańskiej na zachodzie i południu po borealną i arktyczną w części środkowej i północnej. Również osady morskie mogły być bardzo zróżnicowane w zależności od zasolenia wód morskich oraz jego głębokości. Wszystkie te czynniki ulegały też zapewne zmianom w miarę rozwoju i zaniku zalewu morskiego, podobnie jak to miało miejsce w rozwoju Bałtyku holocenijskiego. Stąd też można przyjąć, że ily elbląskie reprezentują zespół osadów obcych wprawdzie dla obszaru Pomorza Nadwiślańskiego, lecz pochodzących z innej strefy morza eemskiego. W tym przypadku byłaby to strefa borealna i arktyczna położona na północy i znajdująca się na drodze głównego strumienia lodowego ostatniego stadiału zlodowacenia wisły, który dotarł tu ze Skandynawii (Punkari, 1997), erodując dno niecki Bałtyku i przenosząc wypełniające ją osady na obszar Wzniesienia Elbląskiego w formie kier i łusek glacialnych o wielkich rozmiarach i miąższościach, nasuniętych na międzymorenową formację dolnopowiańską, zawierającą m.in. osady eemskie morza tychnowskiego w pierwotnym położeniu sedymentacyjnym. W takiej sytuacji występują opisane wyżej zespoły morskich iłów elbląskich wraz z towarzyszącymi im osadami jeziornymi i iłami czerwonymi (Makowska, 1999). Reprezentują one zatem fragmenty wypełnienia akwenu morskiego rozciągającego się w północnej części niecki bałtyckiej w okresie interglacjału eemskiego, przeniesione następnie na obszar Wzniesienia Elbląskiego w procesie zaburzeń glaciektonicznych w czasie ostatniego nasunięcia na ten obszar lądolodu zlodowacenia wisły.

Na marginesie tych rozważań warto też zwrócić uwagę na fakt występowania otwornic w iłach czerwonych podścielających ily elbląskie, stwierdzony przez Brodniewicz w Bogdańcu (Brodniewicz, 1972), który wskazuje na morską genezę przynajmniej stropowej części tych osadów.

Być może jest to kolejny ślad morza sztumskiego, którego osady znajdowano w różnych pojedynczych stanowiskach na całym obszarze interglacjalnej strefy morskiej Pomorza Nadwiślańskiego (Makowska, 2009). Można obecnie przypuszczać, że występują one tam prawdopodobnie jedynie jako rezydujące pozostałości po zniszczonym, pierwotnie ciągłym poziomie osadów morskich, rozmytym przez erozję rzek wczesnointerglacjalnych, których osady mogą być m.in. reprezentowane też w warstwach piaszczystych S4 i 11 w Suchaczu (fig. 12).

Inaczej przedstawia się sprawa oceny wieku i pozycji stratygraficznej młodszego zespołu osadów morskich formacji Kadyn – z Próchnika, Łęcza i Suchacza. We wcześniejszych publikacjach wydzielono tu trzy różne ogniwa osadów morskich i jeziornych tego zespołu lokowane zarówno w formacji Kadyn (Próchnik I), jak i w formacji Łęcza (Próchnik II, Łęcze, Suchacz) w zależności od przykrycia ich dwoma (BIV i BIII) lub jednym poziomem (BIV) glin zwałowych (fig. 18, 21, 22, 23, 27, 31 w: Makowska, 1986b).

Uzasadnienie takiej lokalizacji stratygraficznej omawianych osadów objaśniono wyżej przy omawianiu profilu z Suchacza. Jednym z powodów tej lokalizacji było też to, że w jednym ze stanowisk, tj. w Łęczu, uzyskano datowanie metodą ^{14}C pojedynczej próbki osadów jeziornych podścielających osady morskie, w wyniku którego jej wiek został określony na $35,1 \pm 1,5$ ka BP (tab. 2). Obecnie wzrosła liczba datowań (z 1 do 7) dla osadów jeziornych i morskich zarówno we wcześniejszych stanowiskach, tj. w Próchniku I i w Łęczu, jak i dla tych samych osadów z nowego stanowiska w Próchniku III. Jeśli dodamy do tego wcześniejsze datowanie skorupki mięczaków z osadów jeziornych w Suchaczu (op. cit. fig. 21) to otrzymamy łącznie 8 dat określających wiek i położenie stratygraficzne omawianych osadów (tab. 2, 3).

W odróżnieniu od zespołu ilów elbląskich występujących w dolnej części formacji Kadyn, w Próchniku, na podstawie nowych dat uzyskujemy możliwość dość jednoznacznej oceny wieku osadów jeziornych i morskich, gdyż wszystkie

uzyskane dotąd daty (Próchnik I, III) mieszczą się w granicach od 34 ± 5 ka do >45 ka BP. W tych granicach mieszczą się też daty osadów jeziornych z Łęcza ($35,1 \pm 1,5$ ka) i Suchacza ($34,5 \pm 1,8$ ka) (tab. 2). Nowe daty dezaktualizują i znacznie odmładzają ocenę przypuszczalnego wieku niedatowanych wówczas osadów morskich z Próchnika I oraz w dużo mniejszym zakresie również z Próchnika II, podaną we wcześniejszej pracy (fig. 31 w: Makowska, 1986b).

Dane te wskazują, że wszystkie te osady powstawały na skutek transgresji, być może wieloetapowej, ale jednego morza. Są one obecnie wyniesione glacitektonicznie i znajdują się na dużych wysokościach nad poziomem morza (fig. 2). Jednak pierwotnie, jak wynika z rekonstrukcji paleogeograficznych opierających się na profilach odsłonięć przedstawionych w poprzednich rozdziałach, morze transgredowało na niski obszar lądowy zajęty przez rozległą deltę rzeczną z występującymi na niej zbiornikami jeziornymi różnego typu (starorzecza, rozlewiska, głębsze i płytsze jeziora). Zarówno miąższość osadów morskich, jak też ich występowanie między osadami deltowymi przypominają sytuację w jakiej występują osady morskie z interglacjału eemskiego (morze tychnowskie) na obszarze Pomorza Nadwiślańskiego (Makowska, 2009). Na tej podstawie można byłoby sugerować, że stanowią one ten sam, co opisany w wymienionej pracy, poziom litostratygraficzny i są z nim równowiekowe. Jednak osady z Próchnika, Łęcza i Suchacza, jak na to wskazują podane wyżej daty, są znacznie młodsze od osadów eemskich. Podobna sytuacja litostratygraficzna może natomiast wskazywać, że powstawały w tym samym regionie paleogeograficznym, tj. w niedalekiej odległości od ujścia Doliny Dolnej Wisły do niecki Bałtyku i są związane z deltami rzecznyymi tworzącymi się poza zasięgiem morza w czasie powstawania formacji Kadyn (i Gniewu). Mogą więc stanowić akumulacyjną część tej formacji, która została następnie zaburzona glacitektonicznie i spiętrzona oraz być może odrywana od pierwotnego podłoża.

O etapowym postępie transgresji (lub recesji) morza z Próchnika i Łęcza na obszar deltowy świadczy odsłonię-

Tabela 3

Nowe datowania osadów morskich, jeziornych i rzecznych w Kadynach i w Próchniku

New dates of marine, lacustrine and fluvial deposits from Kadyny and Próchnik

Lp.	Stanowisko	Symbol próbki	Typ i geneza osadu	Formacja międzymorenowa	Rodzaj badań	Nr laboratoryjny	Wiek + błąd [ka BP]	Autor i rok opracowania
1	Kadyny	szurf 1	iły jeziorne	formacja Kadyn	TL	Lub-2502	137±20	J. Butrym, 1991a
2	Próchnik I		iły, mułki morskie		TL	Lub-2499	37±5	J. Butrym, 1991a
3	Próchnik II		iły, mułki morskie		TL	Lub-2500	39±6	J. Butrym, 1991a
4	Próchnik III	szurf a	mułki jeziorne		TL	Lub-2512	38±6	J. Butrym, 1991b
5	Próchnik III	szurf b	mułki morskie		TL	Lub-2501	44±7	J. Butrym, 1991a
6	Próchnik III	szurf c	iły, mułki morskie		TL	Lub-2513	34±5	J. Butrym, 1991b
7	Próchnik III	szurf c	mułki jeziorne		^{14}C	Gd-6532	>45	M.F. Pazdur, 1992
8	Kadyny	Kadyny 1	piaski deltowe kompleks G	formacja dolnopowisłńska	OSL	GdTl-844	79,1(39)	A. Bluszcz, 2006
9	odslonięcie eksploatacyjne	Kadyny 2	piaski deltowe kompleks G		OSL	GdTl-845	95,8 (43)	
10	z 2005 r.	Kadyny 3			OSL	GdTl-846	100,7 (53)	

cie w Próchniku I, gdzie nad powszechnie pojawiającymi się warstwami morskimi składającymi się z ilów i mułków, występuje dodatkowa, transgresywna, piaszczysto-żwirkowa warstwa morska przepelniona zmacerowanymi muszlami mięczaków (fig. 9 – w. 7). Powstała ona po uprzednim wycofaniu się morza i została nałożona na jego starsze i głębsze osady ilasto-mułkowe.

Mięczaki występujące w osadach morskich są słabo rozpoznane, ponieważ muszle małży i ślimaków we wszystkich stanowiskach były silnie zwietrzałe lub zmacerowane i rozsypany się po wydobyciu. Wydaje się, że fauna jest zróżnicowana. Według wcześniejszego opracowania (Makowska, 1986b) w odsłonięciach z Próchnika I i II przeważały muszle dużych małży, wśród których w Próchniku I oznaczono częściowo w przybliżeniu, następujące formy: *Arctica islandica* (Linné), *Mya truncata* (Linné), *Cyrtodaria angusta* Nyst et Westendorp(?), *Panopea arctica* (Lamarck) (?) i *Cardium* sp. Fauna ta tworzy odrębny, niespotykany wcześniej w tym rejonie zespół, z którego może wynikać, że jest to fauna morza chłodnego. Inny, lecz równie ubogi zespół fauny znaleziono w Łęczu, gdzie oznaczono: *Cardium lamarcki* (Reeve), *Cardium* sp., *Macoma balthica* (Linnaeus), *Arctica islandica* (Linné), *Rissoa inconspicua* (Alder), *Mytilus* sp. (Makowska, 1986b). Zespół ten dokumentuje niewątpliwie morską genezę osadów, lecz odróżnia się od zespołów z Próchnika I i II brakiem masowo tam występujących skorup dużych małży z wyjątkiem wspólnej formy *Arctica islandica*. Wcześniej przyjmowano te różnice jako dowód odrębnej transgresji morskiej, lecz mogą one również wynikać z fałszywego zróżnicowania osadów, w których występują, przy czym fauna z Łęczu wydaje się pochodzić z płytszego morza niż fauna z Próchnika, na co wskazują np. formy *Rissoa inconspicua* czy *Mytilus* sp. Na chłodny klimat w czasie transgresji morskiej wskazują też równie ubogie jakościowo, lecz charakterystyczne wyniki uzyskane z ekspertyzy palinologicznej wykonanej dla jednej próbki z jeziornych osadów organicznych w Łęczu przez Janczyk-Kopikową (1980). Ekspertyza wykazała obecność licznych ziaren pyłku i spor z przeważającą sosną (*Pinus*) osiągającą 84,5%, której pyłek, jak sądziła Janczyk-Kopikowa pochodził prawdopodobnie z dalekiego transportu, oraz z występującą w niewielkim procencie brzozą (*Betula*) i olchą (*Alnus*). Rośliny zielne były reprezentowane przez trawy (*Gramineae*), turzycowate (*Cyperaceae*), różowate (*Rosaceae*), złożone (*Compositae*), bylice (*Artemisia*) i goryczkowate (*Gentianeae*). Była obecna również widliczka (*Selaginella selaginoides*), która wskazuje na warunki panowania roślinności bezleśnej i na chłodny klimat. Wystąpiły też dwie formy planktoniczne – *Pediastrum* i *Histrichosphaeridaceae*, które według Janczyk-Kopikowej są charakterystyczne – pierwsza dla płytkiego zbiornika spokojnych wód, druga zaś wskazuje na zasolenie zbiornika, co jest zgodne z obserwacjami litologicznego składu osadów.

W podsumowaniu dyskusji można stwierdzić, że wyniki badań litologicznych, paleobotanicznych oraz faunistycznych osadów jeziornych i morskich ze wszystkich stanowisk w Próchniku (Próchnik I, II, III) oraz w Łęczu dają zbliżony obraz rozwoju transgresji morskiej z czasu określonego

datowaniem osadów metodami ^{14}C i TL na okres od 45 do 34,5 ka BP. Okres ten może być korelowany z interstadiami denekamp i hengelo zlodowacenia wisły środkowej (fig. 10 w: Makowska, 2009). W tym okresie już wcześniej umieszczano osady z Łęczu i Próchnika II (Makowska, 1986b).

Obecnie należy do nich dołączyć wszystkie osady morskie i jeziorne z Próchnika I i III, a także osady jeziorne z Suchacza. Tworzą jeden poziom litologiczno-stratygraficzny, wprawdzie znacznie zaburzony glacitektonicznie, lecz wyraźnie zindywidualizowany, występujący w górnej części międzymorenowej formacji Kadyn zlodowacenia wisły. Stanowią one dowód na obecność, dotąd w interpretacji autorki hipotetycznego, środkowowiślańskiego morza w basenie Bałtyku. Maksymalny zasięg transgresji tego morza nie jest bliżej wyznaczony, ponieważ osady morskie nie występują w pierwotnym położeniu, lecz są nasunięte i wyniesione glacitektonicznie i mogą być oderwane od swego pierwotnego podłoża. Być może wody morskie wkraczały też częściowo na obszar dzisiejszych Żuław Wiślanych. Obecność tych osadów na Wzniesieniu Elbląskim wskazuje jednak wyraźnie na to, że morze znajdowało się w południowej części Prabałtyku na drodze tego samego co przy łałach elbląskich głównego strumienia lodowego, przez który jego osady zostały przetransportowane na Wzniesienie Elbląskie. Jest to nowe dla tego obszaru morze plejstoceńskie, którego obecność sygnalizowały też wcześniejsze badania prowadzone przez autorkę na Wzniesieniu Elbląskim w drugiej połowie ubiegłego wieku (Makowska 1986b). Jak wspomniano we wcześniejszej części tego tekstu możemy je nazwać morzem z Próchnika. Z tym morzem można też prawdopodobnie wiązać morską faunę malakologiczną, występującą na wtórnym złożu w okolicach Gniewu i Małej Słońcy na dolnym Powiślu (Galon, 1934; Makowska, 1979b) w osadach piaszczysto-żwirowych formacji Gniewu, datowanych w Gniewie przez Drozdowskiego głównie na podstawie tej fauny na okres $38,6 \pm 53,2$ ka BP i zaliczanych przez tego autora do osadów interstadiału grudziądzkiego, wypełniających „rynę” rozcinającą formację Gniewu (Drozdowski, 1986). Jednakże taka klasyfikacja jest wątpliwa, ponieważ mięczaki znajdujące się na wtórnym złożu nie mogą być wiekowym i stratygraficznym wskaźnikiem tego złoża. Badania wieku należy tam kontynuować dla osadów mineralnych. Natomiast osady morskie z Ryjewa występujące również w formacji Gniewu korelowane wcześniej z łałami elbląskimi (Makowska, 1986b) i datowane przez Drozdowskiego na 76 ka BP (Drozdowski, Fedorowicz, 1987) stanowią zapewne, podobnie jak łały elbląskie, jedynie porwak glacialny.

Obecność licznych warstw morskich w formacji Kadyn na Wzniesieniu Elbląskim obok krastudzkich warstw morskich występujących w tej samej pozycji stratygraficznej w formacji Gniewu na dolnym Powiślu była dotąd podstawą dla określenia rangi okresu w jakim powstawała ta formacja, czyli na interglacjal krastudzki (elbląski) (Makowska, 2004a, 2009). Główną cechą jaką charakteryzowały się te osady był ich interglacialny charakter, wynikający z zawartości luzytańskich mięczaków morskich w Krastudach

(Makowska, 1986b) lub z analizy paleobotanicznej w iłach elbląskich (Halicki, Brodniewicz, 1961).

Obecnie, po przyjęciu tezy, że ily elbląskie występują zapewne jedynie w formie wielkich porwaków glacialnych nasuniętych na Wzniesienie Elbląskie z północnych obszarów niecki bałtyckiej, istnieje też możliwość przyjęcia podobnego założenia, że w takiej samej pozycji znajdowały się osady morskie z Krastud na dolnym Powiślu. Ich obecność nie została potwierdzona w nowym, usytuowanym w tym samym miejscu otworze wiertniczym Cierpięta (Marks i in., 2014). Może to wynikać z lokalnego braku fauny w występujących tam na głębokości 55–65 m piaskach i mułkach (jeziornych, morskich?), albo z niewłaściwej wcześniejszej oceny, że krastudzkie osady morskie znajdowały się w swej pierwotnej pozycji stratygraficznej, gdyż brak tam było w profilu wyraźnych zaburzeń glacictektonicznych (Makowska, 1986a). Nie jest wykluczone, że mogły one jednak również stanowić jedynie krę glacialną, w tym przypadku osadów morza tychnowskiego, występujących powszechnie poniżej formacji Gniewu w tym rejonie. W takim razie osadami morskimi związanymi sedimentacyjnie z formacją Gniewu i Kadyn byłyby tylko warstwy morskie z Próchnika.

Dotychczasowe badania wykazują jednak, że warstwy te nie mają wyraźnych cech osadu interglacialnego, a raczej dowodzą, że powstały one w morzu chłodnym. W związku z tym, nie są one wskaźnikiem okresu interglacialnego.

Dlatego też okres sedimentacji formacji Gniewu i Kadyn, w której występują warstwy morskie z Próchnika, należy, wracając do wcześniejszej nazwy tego okresu, w dotychczasowym schemacie stratygraficznym młodszego plejstocenu Pomorza Nadwiślańskiego (Makowska, 2009) ponownie określić jako „interstadiał gniewu” (Makowska, 1980), zamiast aktualnego terminu „interglacjał krastudzki (elbląski)”. W efekcie tej zmiany należy również powrócić do nazwy „stadiał toruński” w miejsce dotychczasowego terminu „złodowacenie toruńskie”. W dalszej konsekwencji tych zmian znika też niepotrzebna w tej sytuacji nazwa „złodowacenie leszna”, obejmująca stadiały Świecia i leszczyńsko-pomorskiego.

W wyniku wymienionych zmian schemat stratygraficzny młodszego plejstocenu na obszarze Pomorza Nadwiślańskiego przedstawiony w omawianej pracy (Makowska, 2009) będzie się przedstawiał tak, jak został tu w nowej formie zilustrowany na [figurze 13](#).

WNIOSKI

Nowe dane, uzyskane z badań geologicznych, wykonanych w końcu ubiegłego wieku w rejonie Elbląga na Wzniesieniu Elbląskim są potwierdzeniem wcześniejszych ustaleń autorki, odnoszących się do obecności na tym obszarze kilku ogniw plejstocennych osadów morskich, w tym młodszych i niezależnych od osadów morza tychnowskiego z interglacjału eemskiego, stanowiącego tu, podobnie jak na dolnym Powiślu, przewodni poziom litostratygraficzny.

Opisywane w tym artykule dwa ogniwa morskie – elbląskie i z Próchnika występują w kompleksie zaburzonych glacictektonicznie osadów wiślańskich, gdzie znajdują się w międzymorenowej formacji Kadyn. Najważniejsze ogniwo stanowią tu morskie ily elbląskie o dużej, od kilku do kilkudziesięciometrowej miąższości, występujące w dolnej części tej formacji i zajmujące znaczną część obszaru jej występowania. Od niżej leżących osadów eemskiego morza tychnowskiego są one oddzielone gliną zwałową poziomu toruńskiego (BII) i kompleksem osadów deltowych (G) formacji dolnopowiańskiej.

Iłom elbląskim od dołu towarzyszy seria iłów czerwonych, zaś od góry – osady jeziorne i deltowe. Cały ten zespół

osadów wykazuje cechy zespołu, który powstał w okresie interglacialnym w czasie od jego początku po etap optymalny.

Na interglacialny charakter zespołu iłów elbląskich wskazują: wykształcenie litologiczne, duża miąższość, fauna mięczaków, otwornic i ssaków oraz flora występująca w iłach elbląskich. Wyniki datowania osadów są niejednoznaczne, lecz nie wykluczają wieku eemskiego. Jednakże osady morskie tego zespołu różnią się znacznie od dobrze poznanych osadów eemskiego morza tychnowskiego, występujących poniżej kompleksu osadów deltowych (G) starszej od formacji Kadyn, międzymorenowej formacji dolnopowiańskiej, zarówno na Wzniesieniu Elbląskim, jak też na dolnym Powiślu w swej pierwotnej pozycji stratygraficznej. Różnice między tymi zespołami nie pozwalają na ich prostą, regionalną korelację. Najważniejszą cechą różniącą obydwa zespoły jest to, że osady morza tychnowskiego są osadami ciepłego i płytkiego morza, zaś ily elbląskie powstawały w morzu zimnym i głębokim. Można na tej podstawie przyjąć, że obydwa zespoły morskie pochodzą wprawdzie z okresu interglacjału eemskiego, lecz powstały w różnych strefach ówczesnego akwenu morskiego. O ile osady tychnowskie znajdują się we

Fig. 13. Aktualizacja syntetycznego profilu formacji dolnopowiańskiej oraz nadległych osadów złodowacenia wisły na Pomorzu Nadwiślańskim (wg Makowskiej, 2009) po uwzględnieniu nowej sytuacji stratygraficznej osadów morskich omawianych w tekście

Update of the synthetic profile of the Lower Powiśle Formation and the overlying Vistulian Glaciation deposits in Vistula Pomerania (acc. Makowska, 2009) after taking account of the new stratigraphic situation of the marine deposits discussed in the text

Piętro Stage	Podpiętro Substage	Faza interfaza Phase Interphase	Główne jednostki litostratigraficzne Main stratigraphic units	Poziomy i kompleksy litostratigraficzne / Lithostratigraphic horizons and complexes	Syntetyczny profil litologiczny Synthetic lithological section		
					N	strefy zones	S
					morska marine		lądowa terrestrial
					Zalew Wiślany Vistula Lagoon	Kwidzyn	Kotlina Toruńska Toruń Basin
Holocen / Holocene							
Zlodowacenie wiski / Vistulian Glaciation	wisła górna Upper Vistulian	stadiał leszczyńsko-pomorski Leszno-Pomerania Stadial	k g an	mł. dryas- - böling Younger Dryas-Böling	p. pomorski Pomeranian Horizon	BV	r, fg, z, j
		interstadiał grudziądzki Grudziądz Interstadial			p. leszcz.-poznański Leszno-Poznań Horizon	BIV	
		stadiał Świecia Świecie Stadial	k g an		formacja Grudziądz Grudziądz Formation		M
	wisła środkowa Middle Vistulian	interstadiał gniewu Gniew Interstadial			formacja Gniewu i Kadyn Gniew and Kadyn formations		Ł, Pr I, II, III KW Kr Ei
		stadiał toruński Toruń Stadial	k g an	f. toruńska Toruń Phase f. malborska Malbork Phase	p. toruński	BII	
					p. malborski	BI	H (EIIb)
	wisła dolna Lower Vistulian		an	☉ pawlice ☉ nowiny ☉ obrzynowo ☉ pagórki	część górna Upper part	pa G n o p	(EIIa)
		interglacjał eemski Eemian Interglacial	III II I		część środkowa Middle part	F E D	Ty (EII)
		zlodowacenie warty (schyłek) Wartanian Glaciation (decline)			część dolna Lower part	C B A	Sz (EI)

- osady glacialne (gliny zwalowe) glacial deposits (tills)
- osady zastoiłkowe ice-dammed lake deposits
- osady morskie marine deposits

- osady jeziorne lacustrine deposits
- osady jezior reliktowych relict lake deposits
- osady jezior periglacialnych periglacial lake deposits

- osady rzeczne fluvial deposits
- nasunięcia glaciektoniczne i kry glacialne glaciectonic thrusts and glacial rafts

właściwym miejscu swej sedymentacji, to cechy zespołu iłów elbląskich wskazują na to, że pierwotnie znajdowały się one w północnej, głębszej części niecki bałtyckiej i stąd zostały przeniesione na Wzniesienie Elbląskie przez najmłodszy lód lodowcowy, który spłynął na ten obszar w okresie ostatniego stadiału zlodowacenia wisły i występują tu obecnie w postaci wielkich porwaków glacialnych. Skład i budowa zespołu iłów elbląskich są w takim przypadku ilustracją interesującego przebiegu interglacialnych procesów geologicznych jakie miały miejsce na obszarze ich pierwotnego położenia w północnej części niecki bałtyckiej, gdzie obecnie osady plejstoceńskie zostały w większości wyerodowane.

Oprócz osadów morza elbląskiego na Wzniesieniu Elbląskim występuje wiele innych, niezależnych od siebie, ogniw osadów morskich opisanych przez autorkę w pracy z 1986 r. Nowymi badaniami objęto osady morskie z Próchnika I oraz z nowego stanowiska w Próchniku III. Znajdują się one w młodszej, górnej części międzymorenowej formacji Kadyn i występują pod przykryciem jednego lub dwóch pokładów glin zwałowych ze stadiału Świecia i leszczyńsko-pomorskiego (BIII i BIV+BV). We wszystkich stanowiskach są zaburzone glacitektonicznie. Warstwy morskie są podścielone osadami płytkich zbiorników jeziornych utworzonych na podłożu piaszczystej przymorskiej delty rzecznej. Od góry są również przykryte piaszczystymi osadami deltowymi. Wskaźniki wieku uzyskane z osadów morskich i jeziornych we wszystkich nowych stanowiskach z Próchnika wskazują, że transgresja morska, która wkroczyła na obszar deltowy miała miejsce w okresie od 45 do 34,5 ka BP i mogła być wieloetapowa. Okres ten można korelować z interstadiem hengelo i denekamp. W tym samym czasie powstawały też opisane wcześniej przez autorkę osady morskie z Łęcza datowane na $35,1 \pm 1,5$ ka BP i jeziorne osady z Suchacza datowane na $34,5 \pm 1,8$ ka BP (Makowska, 1986b).

Osady morskie z Próchnika i z Łęcza powstawały w odmiennym środowisku paleogeograficznym niż zespół iłów

elbląskich. Były to osady płytkiego morza transgredującego w warunkach podobnych do transgresji eemskiego morza tychnowskiego, na obszar delty rzecznej. Można stąd wnosić, że była to delta rzeki (lub rzek) płynących podobnie jak rzeki eemskie doliną dolnej Wisły, której osady odsłaniają się w międzymorenowej formacji Gniewu współcześnie na dolnym Powiślu, w krawędziach wysoczyzn okalających tę dolinę. Morze docierało wówczas co najmniej do południowej części niecki bałtyckiej oraz być może wkraczało też na obszar obecnych Żuław Wiślanych. W odróżnieniu od starszego, ciepłego morza tychnowskiego, było to morze chłodne, wskazujące na okres interstadialny. Od stanowisk z Próchnika można je nazwać morzem z Próchnika. Jest to nowe zdefiniowane morze plejstoceńskie, które zajmowało nieckę Bałtyku w środkowej części zlodowacenia wisły.

Okres sedymentacji osadów formacji Kadyn na Wzniesieniu Elbląskim i Gniewu na dolnym Powiślu wyróżniany wcześniej jako interstadial gniewu, następnie od czasu odkrycia występujących w tej formacji na Wzniesieniu Elbląskim wielu ogniw osadów morskich, został określony jako młodszy od eemu interglacial krastudzki (elbląski), głównie na podstawie interglacialnego charakteru zespołu iłów elbląskich. Obecnie po przyjęciu tezy, że ility te są związane z interglacjalem eemskim, jako wskaźnik tego młodszego okresu międzyglacialnego pozostają osady morskie z Próchnika. Dotychczasowe badania wskazują jednak, że są to osady morza chłodnego, które nie powstały w okresie interglacialnym, lecz raczej w okresie interstadialnym. W związku z tym należy powrócić do wcześniejszej nazwy okresu sedymentacji formacji Gniewu i Kadyn i zmienić ją z dotychczasowego interglacialu krastudzkiego (elbląskiego) ponownie na interstadial gniewu. W konsekwencji zmieni się też nazwa zlodowacenia toruńskiego na stadiał toruński. Zlodowacenie wisły po tych zmianach będzie się dzielić tak jak dotąd na trzy części (dolną, środkową i górną), obejmujące stadiał toruński, Świecia i leszczyńsko-pomorski oraz dzielące je interstadiały gniewu i grudziądzka.

LITERATURA

- BLUSZCZ A., 1984 – Sprawozdanie z wykonania pomiaru wieku metodą termoluminescencyjną w Lab. TL Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach dla próbki z Kadyn Ka-60 (GdTL-30). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BLUSZCZ A., 1986a – Sprawozdanie z wykonania pomiaru wieku metodą termoluminescencyjną w Lab. TL Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach dla próbek Pęklewa Ł16 i Ł17 (GdTL 150 i 151). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BLUSZCZ A., 1986b – Sprawozdanie z wykonania pomiaru wieku metodą termoluminescencyjną w Lab. TL Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach dla próbki z Suchacza (Su21) (GdTL 148). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BLUSZCZ A., 1986c – Sprawozdanie z wykonania pomiarów wieku metodą termoluminescencyjną w Lab. TL Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach dla próbki z Suchacza (Su33) (GdTL 149). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BLUSZCZ A., 2006 – Sprawozdanie z wykonania pomiaru wieku metodą termoluminescencyjną dla trzech próbek z Kadyn (GdTL-844; GdTL-845; GdTL 846) w Lab. TL Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BRODNIEWICZ I., 1969 – Mięczaki z interglacialnych iłów elbląskich z Elbląga i Nadbrzeża. *Acta Palaeont.*, **14**, 2: 253–290.
- BRODNIEWICZ I., 1972 – Pleistocene Foraminiferes of the Area of the lower Vistula River (Northern Poland). *Acta Palaeont.*, **17**, 4: 423–515.
- BUTRYM J., 1991a – Wyniki datowań termoluminescencyjnych próbek osadów czwartorzędowych z arkusza Elbląg Południe Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, miejscowości: Próchnik I (Lub-2499), Próchnik II (Lub-2500), Próchnik III (Lub-2501), Kadyny (Lub-2502). Uniwer. im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Zakł. Geogr. Fiz. Inst. Nauk o Ziemi, Lublin. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BUTRYM J., 1991b – Wyniki datowań termoluminescencyjnych próbek osadów czwartorzędowych z arkusza Elbląg Południe Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski

- 1:50 000, miejscowości: Próchnik III (Lub-2512), (Lub-2513). Uniwer. im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Zakł. Geogr. Fiz. Inst. Nauk i Ziemi, Lublin. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- DROZDOWSKI E., 1979 – Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów. *Pr. Geogr.*, **132**: 1–103.
- DROZDOWSKI E., 1980 – Chronostratigraphy of the Vistulian glaciation on the Lower Vistula River. *Quarter. Stud. in Poland Vistulian Stratigraphy. Poland, 1979, Part 1, 2.*
- DROZDOWSKI E., 1986 – Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Pr. Geogr.*, **146**: 1–90.
- DROZDOWSKI E., FEDOROWICZ S., 1987 – Stratigraphy of the Vistulian glaciogenic deposits and corresponding thermoluminescence dates in the Lower Vistula River, North Poland. *Boreas*, **16**: 139–153.
- FUNDER S., DEMIDOV I., YLOVICHEVA J., 2002 – Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and White Sea–North Sea seaway in the Eemian. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **184**: 275–304.
- GALON R., 1934 – Dolina Dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. Fizjogr.*, **12/13**: 1–112.
- GALON R., 1938 – Stratygrafia dyluwium wzdłuż prawego brzegu Doliny Dolnej Wisły i Nogatu od Gardei do Malborka oraz w okolicy Elbląga. *Spraw. Pozn. TPN*, **2**: 133–137.
- GROSS H., 1967 – Geochronologia des letzten Interglazials im nördlichen Europa mit besonderer Berücksichtigung der Ud SSR. *Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst.*, **B37**.
- HALICKI B., 1951a – Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. *Rocz. PTG*, **20**, 3: 313–318.
- HALICKI B., 1951b – Z historii plejstocenijskiego Bałtyku. *Acta Geol. Pol.*, **2**, 4: 595–615.
- HALICKI B., BRODNIEWICZ I., 1961 – La stratigraphie du Pleistocene superieur dans la region peribaltique meridionale. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sci. geol. geogr.*, **9**, 3: 159–162.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1976 – Opracowanie palinologiczne prób z profilu wiertniczego Nadbrzeże. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1980 – Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Łęcze i Próchnik. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1984 – Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Pękiewo (Łęcze-Leśniczówka). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1991 – Analiza pyłkowa osadów z otworu wiertniczego Pagórki. *Prz. Geol.*, **39**, 5/6: 269–271.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1993 – Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Kadyny i Wysoka, ark. Elbląg Południe Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JENTZSCH A., 1876 – Auffindung von Ledathon in der Provinz Preussen. *Neues Jb. Miner.*: 738–740.
- JENTZSCH A., 1884 – Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*: 438–524.
- JENTZSCH A., 1887 – Über eine diluviale Cardium-Bank zu Suc-case bei Elbing. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **39**: 492–495.
- KOWALSKI K., 1959 – Katalog ssaków plejstocenu Polski. Pol. Akad. Nauk., Inst. Zool., Kraków.
- MAAS G., 1902 – Über das Antreten der Paludina diluviana in Westpreussen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **54**.
- MAAS G., 1904 – Über präglaciale marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **56**.
- MAKOWSKA A., 1977a – Rewizja sytuacji stratygraficznej osadów tzw. interglacjału chełmińskiego w Bągarcie koło Unisławia. *Kwart. Geol.*, **21**, 1: 105–118.
- MAKOWSKA A., 1977b – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000 ark. Elbląg. Wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979a – Objasnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Elbląg. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979b – Stratigraphy of Vistulian Glaciation deposits in the Lower Vistula valley of the background of marine and continental key series of Eemian Interglacjal (Starogród, Grudziadz, Gniew). Symposium of Vistulian Stratigraphy. Poland, 1979, Guide-Book of Excursion.
- MAKOWSKA A., 1979c – Interglacjal eemski w dolinie dolnej Wisły. *Studia Geol. Pol.*, **63**: 1–90.
- MAKOWSKA A., 1980 – Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula region. *Quatern. Stud. in Poland*, **2**, 1: 37–55.
- MAKOWSKA A., 1986a – Nowy, plejstocenijski poziom morski oraz osady morza holsztyńskiego na dolnym Powiślu. *Kwart. Geol.*, **30**, 3/4: 609–628.
- MAKOWSKA A., 1986b – Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, **120**: 1–74.
- MAKOWSKA A., 1987 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Krynica Morska i Elbląg Północ. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1991a – Objasnienia do szczególowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Krynica Morska i Elbląg Północ. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1991b – Profil geologiczny otworu w Pagórkach koło Elbląga oraz znaczenie wyników badań pyłkowych jego osadów dla stratygrafii młodszego plejstocenu w Polsce. *Prz. Geol.*, **39**, 5/6: 262–269.
- MAKOWSKA A., 1995a – Eem. *W*: Atlas geologiczny południowego Bałtyku. (red. J.E. Mojski i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1995b – Elbląg Clay (Kadyny) – geological situation, stratigraphy, glaciotectonics. *W*: Quaternary field trips in the Central Europe (red. W. Schirmer): 136–137. T. 1. Regional field trips. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Monachium.
- MAKOWSKA A., 1999 – Czwartorzęd i jego podłoże na Wzniesieniu Elbląskim w aspekcie historii plejstocenijskiego Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **386**: 59–132.
- MAKOWSKA A., 2001 – Paleogeografia rejonu Prabuty-Susz (dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychonowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **398**: 25–68.
- MAKOWSKA A., 2004a – Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstocenijski (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. *Prz. Geol.*, **52**, 9: 887–894.
- MAKOWSKA A., 2004b – Nowe badania vistuliańskiej części profilu osadów młodoplejstocenijskich na dolnym Powiślu i wynikające z nich wnioski dyskusyjne. *Prz. Geol.*, **52**, 10: 953–962.
- MAKOWSKA A., 2008 – Kadyny-Elbląg Clays of the Vistulian Kadyny Formation, lithostratigraphy, glaciotectonics and age of the Elbląg Sea. *W*: Quaternary of the Gulf of Gdańsk and Lower Vistula Regions in Northern Poland: Sedimentary environments, stratigraphy and paleogeography (red. S. Lisicki). Abstracts book of International Field Symposium of the INQUA Peribalticum Grup. Frombork 14–19 September 2008. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- MAKOWSKA A., 2009 – Międzymorenowa formacja dolnopo-wiślańska na tle budowy osadów plejstocenijskich Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **437**: 59–124.
- MAKOWSKA A., 2014a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Elbląg Południe. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 2014b – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Elbląg Południe. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., RABEK W., 1990 – Osady morskie interglacja-lu eemskiego i pozycja stratygraficzna ilów elbląskich (yoldio-wych) na podstawie otworów w Pękiewie i Pagórkach (Wzniesienie Elbląskie). *Kwart. Geol.*, **34**, 2: 305–324.
- MARKS L., GAŁĄZKA D., KRZYMIŃSKA J., NITA M., STA-CHOWICZ-RYBKA R., WITKOWSKI A., WORONKO B., DOBOSZ S., 2014 – Marine transgression during Eemian in northern Poland: A high resolution record from the type sec-tion at Cierpięta. *Quater. Internat.*, **328/329**: 45–59.
- PAZDUR M.F., 1981a – Sprawozdanie z wykonania pomiarów wieku metodą C^{14} w Lab. Inst. Fiz. Politech. Śląskiej w Gliwi-cach dla próbki z Suchacza PI (Gd-1371). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PAZDUR M.F., 1981b – Sprawozdanie z wykonania pomiarów wieku metodą C^{14} w Lab. Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach dla próbki z Łęczca, próbka 40 (Gd-1326). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PAZDUR M.F., 1992 – Wykonanie oznaczeń wieku metodą ra-diowęglą dla 10 próbek organicznych do prac geologicznych związanych z wykonaniem Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Elbląg. Próbką Próchnik III (Gd-6532). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PUNKARI M., 1997 – Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quatern. Sc. Rev.*, **16**: 741–753.
- SAMSONOWICZ J., 1951 – Interglacja eemski nad dolną Wisłą. *Rocz. PTG*, **20**, 3: 303–308.
- SKOMPSKI S., MAKOWSKA A., 1989 – *Viviparus diluvianus* (Kunth 1865) *W*: Budowa geologiczna Polski. Atlas skamie-niałości przewodnich i charakterystycznych. Cz. 3b. Kenozo-ik. Czwartorzęd (red. W. Rühle, E. Rühle): 59. Wydaw. Geol., Warszawa.
- WOLDSTED P., 1969 – Handbuch der stratigraphischen Geologie. BII. Stuttgart.
- ZANS V., 1936 – Das Letzinterglaciale Portlandia – Meer de Balti-cums. *Bull. Comm. Géol. Finl.*, **115**: 231–25.

THE PLEISTOCENE SEAS FROM ELBLĄG AND PRÓCHNIK, ELBLĄG UPLAND

Abstract. The paper discusses three new exposures of Pleistocene marine deposits in the Elbląg Upland at Kadyny and Próchnik, and unpublished results of their dating using the TL, OSL and ^{14}C methods. Analysis of these data and the geological setting of the marine deposits, compared with previously published data on the Pleistocene succession in this area, confirm the earlier conclusions that these deposits are of different ages, both interglacial and interstadial. The results of the new research also confirm the previous observations that they occur within one of the intermorainic series of a glaciotectonically disturbed complex of Vistulian Glaciation deposits, referred to as the Kadyny Formation, where they occupy a different position. The interglacial Elbląg Clays from Kadyny and from other sites of the study area are the most common deposits there. They are incomparable with the underlying undisturbed or slightly deformed glaciotectonically deposits of the Eemian Tychnowy Sea in this area, because the sea belonged to the Lusitanian zone, while the Elbląg Clays represent the boreal and arctic seas.

According to the new data, it can be assumed that they are deep-water sediments of the Eemian Sea, derived from northern areas of the Baltic Basin and, unlike the sediments of the shallower Tychnowy Sea, which occur here in their original stratigraphic position, they are only glacial rafts transported into the Elbląg Upland by ice lobes during the last stadial of the Vistulian Glaciation. In turn, the marine sediments from Próchnik differ from the Elbląg Clays with many features; they are younger and their ages suggest that they are associated with the intermorainic Kadyny Formation, within which they occur. They were deposited in a cold sea, previously unknown in this region, which occupied the southern part of the Baltic Basin in the older interstadial of the Vistulian Glaciation. These findings entail a necessity to change the rank of the “Krastudian (Elbląg) Interglacial” in the Vistulian Glaciation stratigraphic scheme, which is based on research conducted in the years 1970–1990s in the Vistulian Pomerania area, to the “Gniew Interstadial” that was previously determined for this stratigraphic position.

Key words: Pleistocene seas, Peribaltic zone, Eemian Interglacial, glaciotectonics, Elbląg Upland, northern Poland.

SUMMARY

The paper is based on the results of general and detailed geological-mapping investigations carried out by the author in the 1970–1990s in the Elbląg Upland of the Gdańsk Coast region, during the construction of the Geological Map of Poland 1 : 200 000 and the Detailed Geological Map of Poland 1 : 50,000. The study area extends along the western slopes of the Elbląg Upland between Elbląg and Kadyny (Fig. 1). It is the only area of Poland where Pleistocene marine deposits are exposed on the surface, and represented mainly by the so-called Yoldia (or Elbląg) Clays, known since the mid-19th century from, *e.g.*, an exposure at Kadyny (Jentzsch, 1876). They occur in strongly deformed glaciotectonic structures; hence their stratigraphic position was disputable over more than a century.

The geological investigations comprised surface mapping, dating of some deposits by the TL, OSL and ^{14}C methods, and the drilling of seven mapping-exploratory boreholes that provided information about the geological structure of

this area. They enabled discovering many new sites of Pleistocene marine deposits that differ from the Elbląg Clays. These occur both on the surface and at considerable depths. Some of the deposits were found in their original stratigraphic position and were represented the Eemian Tychnowy Sea. Others, like the Elbląg Clays, occurred within glaciotectonically deformed terrestrial deposits younger than Eemian. Apart from the Elbląg Clays, the most important were marine deposits from Próchnik (Makowska, 1986b).

The terrain surface of the study area is highly diverse in terms of both its hypsometry and morphology. It ascends from west to south from the elevation of *ca.* 10 m a.s.l. near the Vistula Lagoon up to *ca.* 180 m a.s.l. in its eastern outskirts. The topographic relief is controlled by the subsurface geological structure of the area that is located in a zone of strong glaciotectonic deformation of near-surface deposits. Concave landforms are a reflection of these glaciotectonic structures covered by a mantle of the youngest glacial till

of the Vistulian Glaciation. Moreover, the whole area is transected by a network of radially distributed and deeply incised erosional valleys that were formed after the recession of the last (Vistulian) glaciation.

Geological structure of the study area involves Pleistocene deposits attaining a thickness of 320 m. They rest upon a basement represented by Cretaceous, Paleogene (Paleocene, Oligocene) and Neogene (Miocene) rocks, lying at elevations of 50–160 m a.s.l. (Fig. 2).

The Pleistocene complex is tripartite and composed of many glacial till layers separated by intermorainic deposits. The lowermost part (I) includes several till layers deposited during the South Polish and Middle Polish glaciations, either separated by thin intermorainic series, or lying directly one above another. The middle part (II) includes deposits of the area's largest inter-moraine formation referred to by Makowska (2009) as the Lower Powiśle Formation. It is a stratigraphic marker comprising, among others, terrestrial and marine deposits of the Eemian Interglacial. The upper part (III) spans Vistulian Glaciation deposits containing three till layers separated by two series of intermorainic deposits with, among others, a few Pleistocene horizons of marine sediments. This part of the Pleistocene complex is zonally intensely deformed glaciotectionally.

The sites of marine deposits discussed in this paper are located at Kadyny and Próchnik (Fig. 1) within the lower intermorainic series (Kadyny Formation) of Vistulian Glaciation deposits between the lowermost (Toruń) and the middle (Świecie) glacial tills of this glaciation (Fig. 2).

The Kadyny site (Figs. 3–6) exposes the marine Elbląg Clays (Fig. 3, bed 4) along with accompanying lacustrine and fluvial deposits – beds 5–8. Their total thickness is approximately 65 m, and they are overlain by the youngest till (bed 9). All the beds are underlain by red clays (bed 3), glacial tills of the Toruń Horizon (bed 2), and the lowermost layer of Lower Powiśle Formation sands (bed 1).

The current stratigraphic position of the Elbląg Clays has been defined at this site by comparison with the nearest mapping-exploration borehole sections at Pęklewo and Pagórki, where the Toruń till is underlain by the marker deposits of the Eemian Tychnowy Sea (Fig. 2; Janczyk-Kopikowa, 1984, 1991; Makowska, 1995b, 1999, 2008; Makowska, Rabek, 1990).

The marine deposits from Próchnik differ considerably from the Elbląg Clays in their position and lithology, as well as in thickness and malacological fauna composition. At all sites (Figs. 1, 2; Próchnik I, II, III) they occur at high elevations (143–160 m a.s.l.), cropping out within glaciotectionally stacked submoraine mounds (Figs. 7–11). In any case, they are represented by thin layers of clays and humic muds with a thickness of 1–3 m, containing shells of marine molluscs and foraminiferal tests at various states of preservation. They cover equally thin lacustrine clay and mud layers containing shells of freshwater molluscs, which are underlain by thick fine-grained sands resting upon the lower till of the Vistulian Glaciation. The lacustrine and marine deposits are

overlain by another thick sand series and by one or two glacial till layers of the same glaciation.

Identification of the present-day stratigraphic position of the marine deposits from Kadyny and Próchnik is based on analysis of their position at the discussed sites in relation both to the three till layers of the Vistulian Glaciation (Toruń, Świecie and Leszno-Poznań), which were found there (Figs. 3, 7, 9, 10), and to the sections of the nearest mapping-exploration boreholes that provide biostratigraphic evidence for the presence of marine deposits of the Eemian Tychnowy Sea, which are a marker stratigraphic horizon here and in more distant areas of the Vistula Pomerania (Fig. 2). The clays from Elbląg and Kadyny and the deposits from Próchnik occur within the same intermorainic formation of Vistulian Glaciation deposits, which corresponds to the Lower Kadyny Formation located between the lower (Toruń) and the middle (Świecie) till of the glaciation. The Elbląg Clays are found in the lower part of this formation, while the marine deposits from Próchnik – in its upper part. The lower (Toruń) till is underlain by the Lower Powiśle Formation deposits exposed at Kadyny (Figs. 3, 6). These include the Tychnowy Sea deposits that are found underneath (Fig. 2) (Janczyk-Kopikowa, 1984, 1991; Makowska, 1986b, 1991a, 1991b, 1995a, b, 1999, 2008, 2009; Makowska, Rabek, 1990).

Analysis of palaeogeographic conditions in which the marine sediments from Kadyny and Próchnik were deposited, based on the sections discussed in the paper, indicates that they were formed in completely different zones of the sea basin. The Elbląg Clays are sediments of a deep sea that inundated the Baltic Basin area at the beginning of interglacial, and then the sea transformed into an equally deep lake filled by fluvial sediments in a later stage. The interglacial sea initially belonged to the arctic zone and subsequently to the boreal zone. A similar development of phenomena is also provided by analysis of the Elbląg Clays section in an exposure at Suchacz, where the most complete sedimentary profile (a few tens of metres thick) of the Kadyny Formation (Makowska, 1986b) is located (Fig. 12).

On the other hand, the Próchnik deposits were accumulated in a different zone of the Baltic Basin. They are represented by thin silt-clay beds covering a relatively thick sand series with a continuous layer of lacustrine muds at the top, and are overlain by thick series of fine-grained sands. The lower and upper sands are probably sediments of a river delta that developed in a valley entering the Baltic Sea. It was most probably a river valley from the Vistulian Glaciation period, similar to the Eemian river that existed within the zone of the present-day Vistula River valley (Makowska, 2009).

The results of dating of Elbląg Sea sediments obtained during the research by both the present authoress (Fig. 12) and other authors (Drozdowski, Fedorowicz, 1987) are ambiguous and yielded dates ranging from 76 to ≥ 210 ka BP. Similarly, ambiguous results were obtained from previous pollen studies, according to which the age of the clays was

initially determined to be younger or older than Eemian, and finally to the Eemian Interglacial (Galon, 1934). However, these deposits differ significantly from the Tychnowy Sea sediments that occur in their original stratigraphic position in the Elbląg Upland under the glaciotectonically deformed deposits of the Vistulian Glaciation (Fig. 2).

The differences relate to the lithology and thickness of the sediments and to their faunal content, indicating that the Elbląg Clays were deposited in a different, arctic and boreal, and a deeper zone of the marine basin than the Tychnowy Sea sediments, which were accumulated in a shallow sea of the warm Lusitanian zone. It follows that the Elbląg Clays can be glacial rafts of Eemian bottom sediments from the Central and Northern Baltic, transported to the Elbląg Upland area by the main ice stream heading from Scandinavia toward the mouth of the Lower Vistula Valley into the Baltic Sea, during the last stadial of the Vistulian Glaciation.

In contrast, the sediments from Próchnik were deposited in a shallow sea, resembling the Tychnowy Sea, which developed in analogous palaeogeographic conditions, *i.e.* near the mouth of a large river that accumulated its delta in this area, both before and after the marine transgression.

On this basis, it would be possible to compare the sediments from Próchnik with those of the Eemian Tychnowy Sea. However, studies of the age of these sediments indicate

that they are much younger than Eemian, because their age has been constrained in this paper for a period ranging from 34.5 to >45 ka BP. In addition, they also differ in the content of malacological fauna and plant debris, which point to a cool interstadial period of their deposition.

All these features may indicate that these are deposits of an interstadial sea, unknown so far in the southern part of the Baltic Sea, which developed during sedimentation of the intermorainic Kadyny Formation deposits, during the Vistulian Glaciation. The formation was deformed glaciotectonically, along with the underlying Elbląg Clays, in the last stage of this glaciation.

The above conclusions refer both to the interglacial deposits of the Elbląg Sea, which occur here as a secondary deposit, and to the interstadial deposits from Próchnik, which are probably related to the Kadyny Formation. This entails a necessity to change the rank of the so-called the Krastudian (Elbląg) Interglacial in the stratigraphic scheme of the Vistulian Glaciation, which is presented in a work on the Lower Powiśle Formation in the Vistula Pomerania region (Makowska, 2009). At present, it is suggested to return in this scheme (Fig. 13) to the name “Gniew Interstadial”, used previously for this period (Makowska, 1980).

Translated by Krzysztof Leszczyński

WSKAZÓWKI DLA AUTORÓW

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym. Opracowanie wraz z pismem przewodnim instytucji macierzystej autora oraz informacją o źródłach finansowania publikacji, wkładzie finansowym instytucji naukowo-badawczych, stowarzyszeń i innych podmiotów należy złożyć w jednym egzemplarzu wraz z wersją cyfrową w sekretariacie Działu Wydawnictw Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. Złożenie pracy jest jednoznaczne z oświadczeniem autora, że dzieło jest oryginalne, nigdzie wcześniej niepublikowane i niezłożone do druku w innym wydawnictwie, skład zespołu autorskiego odzwierciedla rzeczywisty wkład pracy poszczególnych osób w procesie powstawania publikacji, a ostateczna wersja publikacji została przedłożona po uzgodnieniu ze wszystkimi autorami. Autorskie prawa majątkowe zostają przeniesione na wydawcę. Opracowania monograficzne publikowane w *Pracach* są recenzowane. Objętość artykułów (opracowań) przeznaczonych do druku w *Pracach* nie jest limitowana.

Wszyscy autorzy składanych prac są zobowiązani do podania stopnia naukowego, afiliacji instytucji macierzystej oraz aktualnego adresu zamieszkania, niezbędnego do zawarcia umowy autorskiej.

Artykuły nadesłane do redakcji, po wstępnym zaakceptowaniu, są przekazywane do recenzji. Recenzja wraz z uwagami redakcji jest udostępniana autorowi w celu dokonania koniecznych poprawek, w uzgodnionym terminie. Przekroczenie uzgodnionego terminu oznaczać będzie zmianę kolejności pozycji w tece redakcyjnej. Po zredagowaniu i złamaniu tekstu autor otrzymuje egzemplarz do korekty, który powinien być zwrócony do redakcji w ciągu dwóch tygodni. Poważne zmiany autorskie w tekście i na ilustracjach na etapie korekty nie będą akceptowane.

W celu usprawnienia prac redakcyjnych prosimy o przygotowanie tekstu i załączników zgodnie z poniższymi wskazówkami; prace nieodpowiadające wymaganiom redakcji będą zwracane autorom. Części pracy publikowane w języku angielskim, tzn. abstrakt, słowa kluczowe, streszczenie, tytuły ilustracji (figury i tablice fotograficzne) z objaśnieniami i tytuły tabel, należy dostarczyć w wersji angielskiej.

Przygotowanie tekstu. Tekst musi być dostarczony w wersji elektronicznej wraz z jedną kopią, wydrukowaną jednostronnie, z podwójnym odstępem między wierszami, 12-punktową czcionką (Times New Roman) i 4-centymetrowym marginesem z lewej strony. Akapity powinny być wyrównane do lewej strony (niejustowane), należy wyłączyć opcję dzielenia wyrazów, nie stosować wcięć akapitowych, wypośrodkowań ustawianych spacjami.

Na marginesach należy zaznaczyć miejsca włamania figur oraz hierarchię tytułów, uwzględniając co najwyżej trzy stopnie. Wszystkie jednostki miar podawać w systemie SI. Cytowane pozycje literatury umieszczać w nawiasach, podając nazwisko i rok wydania, np. (Kowalski, 1998).

Tekst, objaśnienia do ilustracji i tabele należy zapisać w osobnych plikach. Format zapisu — MS Word.

Prosimy o umieszczanie na etykiecie nośnika następujących informacji: nazwisko autora, tytuł pracy, nazwa i wersja edytora tekstu, programu graficznego i ewentualnie nazwy programu kompresującego

Abstrakt. Abstrakt, nieprzekraczający 200 słów, publikowany jest w języku polskim i angielskim. Powinien zwięźle przedstawiać metody, wyniki badań i wnioski.

Słowa kluczowe. Należy podać 5–7 słów kluczowych opisujących tematykę pracy.

Streszczenie. Streszczenie w języku angielskim nie powinno przekraczać 10% objętości całej pracy.

Literatura cytowana. Spis literatury, ułożony alfabetycznie, powinien zawierać tylko prace publikowane, cytowane w tekście, w objaśnieniach do ilustracji i w tabelach. Skróty nazw czasopism i serii wydawniczych należy podawać zgodnie z *Bibliografią geologiczną Polski* i formalnymi wymogami redakcji. Przykłady:

KONDRACKI J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

MALEC J., 1993 — Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **37**, 4: 501–536.

WAGNER R., 1987a — Stratigraphy of the uppermost Zechstein in north-western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth. Sc.*, **35**, 3: 265–273.

WAGNER R., 1987b — Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Cechszyn. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 64–81.

Uwaga: dla książek należy bezwzględnie podać wydawcę i miejsce wydania. Pozycje literatury w alfabetach cyrylickich muszą być podane w transkrypcji na alfabet łaciński.

Ilustracje. Figury (rysunki) i fotografie wraz z kopią należy dostarczyć w wersji elektronicznej (program graficzny CorelDraw; w przypadku stosowania innych programów należy zapisać rysunki w formacie wektorowym Windows Metafile – WMF lub innym umożliwiającym import do Corela Draw) wraz z wydrukiem. Grafikę rastrową (obrazy skanowane) należy zapisać w jednym z następujących formatów: TIFF, PCX, CPT, BMP, JPG. Rozdzielczość zeskanowanych fotografii kolorowych powinna wynosić minimum 300 dpi, fotografii czarno-białych co najmniej 600 dpi, czarno-białych rysunków (liniowych) 1200 dpi.

Kolorowe ilustracje prosimy załączać tylko w uzasadnionych przypadkach, tzn. kiedy kolor jest jedynym sposobem efektywnego wyrażenia zagadnienia. Autorzy są zobowiązani do partycypowania w kosztach druku kolorowych załączników.

Ilustracje powinny być przekazywane w takich wymiarach, aby po zmniejszeniu zmieściły się na kolumnę 175×245 mm. Stopień zmniejszenia przyjmuje się od 30 do 50%. Rysunki nie mogą zawierać zbędnych szczegółów, wielkość opisów po zmniejszeniu nie może być mniejsza niż 1 mm. Na mapach i przekrojach należy umieścić skalę liniową. Objasnienia figur w języku polskim i angielskim prosimy umieszczać pod rysunkiem (nie stosować kostek z numeracją).

Tabele. Tabele muszą być zapisane w oddzielnym pliku, w formacie MS Word lub Excel (maksymalny format A4).

W przypadku wątpliwości co do formalnych wymagań, autorzy są proszeni o bezpośredni kontakt i konsultację z Działem Wydawnictw PIG-PIB.