

MIĘDZYMORENOWA FORMACJA DOLNOPOWIŚLAŃSKA NA TLE BUDOWY OSADÓW PLEJSTOCENSKICH POMORZA NADWIŚLAŃSKIEGO I JEJ ROZWÓJ W MŁODSZYM PLEJSTOCENIE

INTERMORAINIC LOWER VISTULA FORMATION AGAINST THE BACKGROUND OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF PLEISTOCENE DEPOSITS IN VISTULA POMERANIA, AND ITS DEVELOPMENT DURING THE YOUNGER PLEISTOCENE

AURELIA MAKOWSKA¹

Abstrakt. W artykule zaprezentowano wyniki wieloletnich badań międzymorenowej formacji dolnopowiślańskiej, rozciągającej się na obszarze Pomorza Nadwiślańskiego wzdłuż Doliny Dolnej Wisły, od Kotliny Toruńskiej po Zalew Wiślany.

Badania przeprowadzono na podstawie analiz profili wierceń kartograficzno-badawczych dla map geologicznych.

Osady międzymorenowe powstawały w czasie od schyłku zlodowacenia warty, przez interglacjał eemski, po glacialną część zlodowacenia toruńskiego. Leżą one na glinach zwałowych zlodowacenia warty i są przykryte glinami zwałowymi zlodowacenia toruńskiego (starszego z dwóch zlodowaceń wisły). W składzie formacji wyróżniono wiele kompleksów litologiczno-genetycznych, obejmujących osady jezior peryglacialnych, zastoiskowych, dolinne oraz deltowe osady rzeczne i jeziorne, a także osady morskie poziomu tychnowskiego.

Litologię oraz genezę formacji przedstawiono na tle starszych i młodszych od niej osadów plejstocenских. Omówiono także rozwój procesów paleogeograficznych w czasie sedimentacji osadów formacji dolnopowiślańskiej.

Słowa kluczowe: formacja dolnopowiślańska, morze tychnowskie, interglacjał eemski, zlodowacenie wisły, Pomorze Nadwiślańskie.

Abstract. The paper presents the results of many-years' studies on the intermorainic Lower Vistula Formation that extends in Vistula Pomerania along the Lower Vistula river valley from the Toruń Valley to Vistula Lagoon. The researches were based on data from mapping-exploratory boreholes drilled for the construction of geological maps.

The intermorainic deposits accumulated from the end-Wartanian Glaciation through the Eemian Interglacial to the glacial part of the Torunian Glaciation. They overlie Wartanian tills and are overlain by tills of the Torunian Glaciation (the older one of the two Vistulian glaciations). The formation includes a number of lithological-genetic complexes comprising deposits of periglacial and ice-dammed lakes, fluvial and lacustrine deposits on deltas, as well as marine deposits of the Tychnowy horizon.

The lithology and origin of the formation is presented against the background of older and younger Pleistocene deposits. Development of palaeogeographical processes during deposition of the Lower Vistula Formation is also discussed.

Key words: Lower Vistula Formation, Tychnowy Sea, Eemian Interglacial, Vistulian Glaciation, Vistula Pomerania.

WSTĘP

Niniejszy artykuł jest poświęcony jednej z czwartorzędowych formacji osadów międzymorenowych Pomorza Nadwiślańskiego, nazwanej ze względu na obszar występowania formacją dolnopowiślańską.

Niewiele jest w polskiej literaturze opracowań poświęconych jednej, czwartorzędowej formacji międzymorenowej. Jednak znaczenie tych formacji w budowie osadów czwartorzędowych, a ściślej biorąc osadów plejstocenских,

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: aurelia.makowska@pgi.gov.pl

może być bardzo duże, ponieważ to właśnie one zawierają osady dokumentujące większość procesów zachodzących w tym okresie.

Ekstremalnymi zjawiskami zachodzącymi w plejstocenie były ochłodzenia i ocieplenia klimatyczne, prowadzące do nasunięcia na nasz obszar lądolodów skandynawskich, oraz rozwoju erozji rzecznej i akumulacji osadów organicznych w zbiornikach wodnych. Sama obecność lądolodu w profilu osadów plejstoceniowych zaznacza się luką stratygraficzną lub zaburzeniami glaciektectonicznymi, a późniejsze ślady obecności lądolodu w postaci pozostawionych glin zwałowych, wytopionych w czasie recesji zajmują stosunkowo niewiele miejsca. Osady międzymorenowe, jeżeli nie zostały zniszczone przez erozję rzeczną lub egzarację, mogły osiągać miąższości wielokrotnie większe od glin zwałowych i dokumentować wielką liczbę procesów zachodzących między kolejnymi nasunięciami lądolodów, od początku okresów kataglacialnych ustępującego zlodowacenia, przez okresy interglacialne i interstadialne, po okresy anaglacialne i nasunięcia się lądolodu kolejnego zlodowacenia. Obraz zmian klimatycznych w tych procesach nie wszędzie jest kompletny, ponieważ pojedyncze profile rejestrują jedynie zjawiska lokalne. Pełniejszy obraz rozwoju zjawisk dają szersze badania regionalne, które mogą obejmować osady różnych stref paleogeograficznych, w których powstawała dana formacja.

Taki zakres miały prowadzone przez autorkę w ciągu ostatnich trzydziestu lat ubiegłego wieku badania formacji dolnopowiaśląskiej na Pomorzu Nadwiślańskim. Objęły one obszar rozciągający się wzdłuż doliny dolnej Wisły od okolic Bydgoszczy i Torunia na południu, po Zalew Wiślany na północy.

Wyniki badań pokazują, że jest to najważniejsza i najlepiej wykształcona litologicznie formacja czwartorzędowa tego obszaru. Kolejne powody, dla których zasługuje ona na specjalną uwagę to:

1. Oprócz osadów lądowych powszechnie występujących na obszarze Polski, omawiana formacja zawiera unikatowy dla niej, dobrze udokumentowany paleontologicznie i przestrzennie poziom osadów morskich, rozciągający się na dużym, wyraźnie określonym obszarze. Są to osady morza tychnowskiego, które zalało ten obszar w interglaciale eemskim. Stanowiło ono część dużego morza eemskiego, zajmującego w tym czasie niekłą Bałtyku i obejmującego

swym zasięgiem większe obszary niż współczesny Bałtyk. Na Pomorzu Nadwiślańskim transgresja morza tychnowskiego przekroczyła linię obecnego brzegu Bałtyku i dotarła 70 km dalej na południe, do okolic Kwidzyna i Prabut.

2. Omawiana formacja ma dobrze określone położenie i wiek. Występuje na dużym obszarze Pomorza Nadwiślańskiego, gdzie została stwierdzona w strefie o wielokilometrowej szerokości, rozciągającej się wzdłuż doliny dolnej Wisły i wschodniej części jej delty, od Kotliny Toruńskiej na południu, po Zalew Wiślany na północy. Na całym tym obszarze znajduje się w wyraźnej sytuacji stratygraficznej – na południu leży na osadach neogeńskich i paleogeńskich, na północy na osadach zlodowaceń środkowopolskich (głównie warty), a od góry jest przykryta gliną zwałową zlodowacenia toruńskiego, starszego z dwóch zlodowaceń północnopolskich.

3. Formacja charakteryzuje się dużą miąższością i bogatym wykształceniem. Jej miąższość wynosi średnio kilkadziesiąt metrów, a na północy przekracza sto metrów, co stanowi w tym rejonie 1/3 miąższości całego kompleksu czwartorzędowego. Osady są bardzo zróżnicowane pod względem występowania, genezy i litologii. Oprócz jednego wyraźnie określonego poziomu morskiego, występującego w północnej części obszaru, w skład formacji wchodzi osady drugiego, starszego, lecz nieciągłego poziomu morskiego występującego w tej samej strefie oraz osady limno-peryglacialne, zastoisowe, rzeczne i jeziorne, powstałe w regionalnie i wiekowo zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych.

4. Historia rozwoju formacji obejmuje długi okres, rozpoczynający się u schyłku zlodowacenia warty i kontynuujący się przez cały interglacjal eemski oraz dolną część zlodowaceń północnopolskich (wisły), aż po ich część środkową. W tym czasie, w strefie występowania formacji następowało wiele przemian w środowisku paleogeograficznym, m.in. miały miejsce mało dotąd znane w plejstocenie Polski fakty z historii plejstoceniowego Bałtyku oraz z rozwoju rozległej sieci dolin rzecznych, uchodzących do tego morza w czasie powstawania formacji.

5. W toku wieloletnich badań zgromadzono dla tej formacji odpowiedni materiał dokumentacyjny, zasługujący na specjalne omówienie.

W artykule przedstawiono formację dolnopowiaśląską na tle i w powiązaniu z całym kompleksem osadów plejstoceniowych, znajdujących się w strefie jej występowania.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Obszar badań znajduje się w środkowej części północnej Polski, gdzie rozciąga się pasem o zmiennej szerokości między południkami 18 i 20° długości geograficznej wschodniej, wzdłuż doliny dolnej Wisły oraz wschodniej części delty Wisły i Nogatu, na odcinku od Torunia i Bydgoszczy na południu po Zalew Wiślany i Zatokę Gdańską na północy (fig. 1). W początkowej fazie badań granice obszaru obejmowały dolinę dolnej Wisły i najbliższe fragmenty obrzeża-

jących ją wysoczyzn polodowcowych na odcinku od okolic Torunia po Tczew, Malbork i Pasłęk (Makowska, 1979b), a następnie, w toku dalszych badań, były stopniowo rozszerzane ku północy oraz w kierunku zachodnim i wschodnim, i dostosowywane do sukcesywnie rozpoznawanej (w tych kierunkach) rozciągłości formacji dolnopowiaśląskiej.

Obszar o powierzchni około 10 000 km² obejmuje swym zasięgiem różne regiony geograficzne. Rozciąga się od Po-

brzeża Gdańskiego na północy, po rozległe regiony Pojezierzy Południowobałtyckich: Wschodnio- i Południowopomorskiego oraz po Pojezierze Iławskie i Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie na południu (Kondracki, 2002). W zasięgu tych wielkich jednostek fizycznogeograficznych znajduje się wiele jednostek mniejszego rzędu. Od zachodu w granice obszaru badań wchodzi następujące fragmenty Pojezierzy Wschodnio- i Południowopomorskiego: Pojezierze Starogardzkie, Bory Tucholskie i Wysoczyzna Świecka. W środkowej części obszaru rozciąga się Dolina Dolnej Wisły, rozpoczynająca się na południu w Kotlinie Toruńskiej, natomiast na północy, od okolic Gniewu przechodząca w Żuławy Wiślane ograniczone od Bałtyku Mierzeją Wiślaną. Na północnym wschodzie w granicach obszaru znajduje się Zalew Wiślany oraz fragmenty Równiny Warmińskiej i Wzniesienie Elbląskie, stanowiące unikatową jednostkę geograficzną o charakterystycznej budowie geologicznej, z lokalnymi zaburzeniami glacictonicznymi na dużą skalę (Makowska, 1999). W kierunku południowym obszar obejmuje fragmenty Pojezierzy: Iławskiego i Chełmińskiego. Środkowa część obszaru, rozciągająca się wzdłuż doliny Wisły jest określana historyczno-geograficzną nazwą: dolne Powiśle.

Przy tak dużej ilości zróżnicowanych jednostek fizycznogeograficznych, znajdujących się w granicach omawianego obszaru, zaistniała potrzeba określenia go jedną wspólną dla wszystkich jednostek nazwą geograficzną. Najbardziej uzasadnione będzie, zdaniem autorki, przyjęcie dla tego obszaru jednego, ogólnego określenia regionalnego, i nazwanie go Pomorzem Nadwiślańskim.

Cały omawiany obszar znajduje się w zasięgu zlodowaceń północnopolskich (wisły), dlatego też rzeźba jego powierzchni jest stosunkowo świeża i urozmaicona. Oś morfologiczną obszaru stanowi dolina dolnej Wisły, do której kierują się mniejsze doliny jej dopływów. Najważniejsze z nich to od zachodu doliny rzek: Brdy, Wdy, Mątawy i Wierzyce, a od wschodu: Fryby, Osy i Liwy. Na północnym wschodzie znajdują się ponadto doliny Dzierzgonia i Wąskiej, uchodzące na obszar Żuławy Wiślanej do jeziora Druzno, oraz doliny: Narusy, Baudy i Pasłęki, skierowane wprost do Zalewu Wiślanego. Obniżający się ku północy taras zalewowy doliny Wisły znajduje się na wysokości od około 35 m n.p.m. w Kotlinie Toruńskiej do około 10 m n.p.m. w rejonie Gniewu. Ponad nim wznosi się system tarasów nadzalewowych, głównie erozyjno-akumulacyjnych, najlepiej rozwiniętych w Kotlinie Toruńskiej i w Basenie Grudziądzkim, gdzie ich liczba dochodzi do dziewięciu. Wznoszą się one stopniami, dochodząc maksymalnie do wysokości 70–72 m n.p.m. W pozostałych odcinkach doliny Wisły jest mniej tarasów (maksymalnie cztery). Podobnie jest też w dolinach jej dopływów, gdzie liczba tarasów jest ograniczona do jednego lub dwóch (Drozdowski, 1967, 1974, 1982; Galon, 1968; Makowska, 1974a, 1975a; Drozdowski, Berglund, 1976; Maksiak, 1981, 1983; Uniejewska, 1982; Uniejewska, Nosek, 1982; Kozłowska, Kozłowski, 1986, 1990; Wrotek, 1986, 1990; Niewiarowski, 1987; Starkel, 2001).

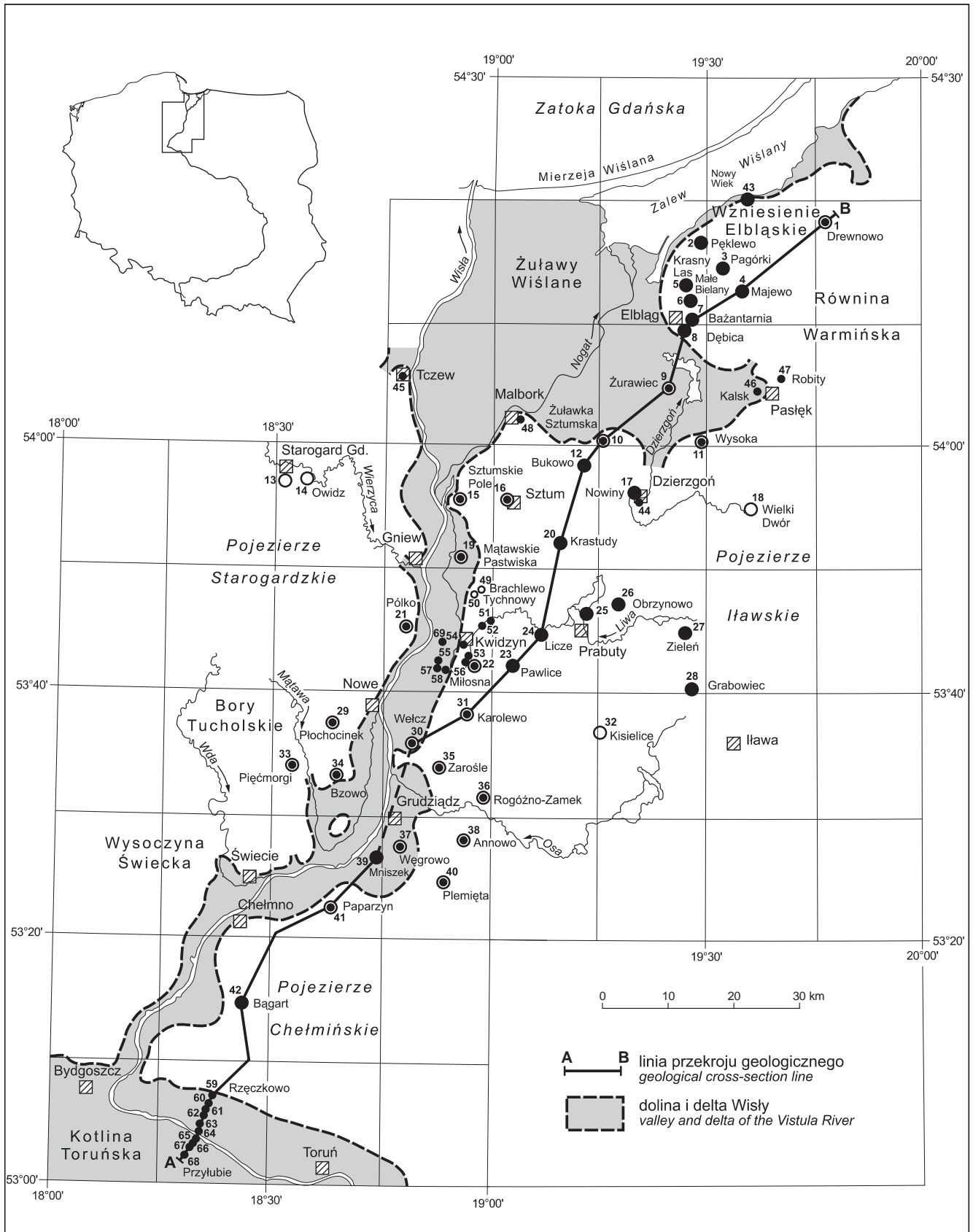
Wiśła poniżej Gniewu wkracza na obszar Żuławy Wiślanej obejmujących jej deltę. Powierzchnia delty znajduje się

na wysokości 0–11 m n.p.m. Przez wschodnią część Żuławy biegnie (odcięta obecnie służą) odnoga Wisły – Nogat, który uchodzi do Zalewu Wiślanego. W tej części Żuławy znajdują się liczne i rozległe depresje schodzące poniżej poziomu morza. Są one pozostałością po dawnym zasięgu Zalewu Wiślanego z okresu transgresji lityrynowej Bałtyku. W dnie jednej z nich znajduje się reliktove jezioro Druzno.

Powierzchnie wysoczyzn okalających od zachodu i od wschodu dolinę Wisły dochodzą w jej najbliższym sąsiedztwie do wysokości od około 90 m n.p.m. na południu, do około 50 m n.p.m. na północy, a w większej od niej odległości przekraczają średnio około 100 m n.p.m.

Kulminacja terenu znajduje się na Wzniesieniu Elbląskim. Najwyższe wzniesienie tworzy Góra Maślana o wysokości 197 m n.p.m. Na powierzchni otaczających dolinę Wisły wysoczyzn znajdują się zróżnicowane, recesyjne formy erozji i akumulacji glacialnej i ekstraglacialnej, powstałe w czasie dwóch głównych faz recesji lądolodu zlodowacenia wisły, tj. fazy poznańskiej na południu i fazy pomorskiej na północy. W sąsiedztwie doliny Wisły formy te są na ogół silnie zdenurowane. Granicę morfologiczną między tymi fazami recesyjnymi wyznaczają ciągi i pojedyncze wzgórza moren czołowych oraz pola sandrowe, rozciągające się na przedpolu tych moren. Moreny czołowe nie wszędzie są wyraźnie zaznaczone. Najlepiej można je prześledzić w ciągach, w których występują po wschodniej stronie doliny Wisły. Po stronie zachodniej nie tworzą natomiast wyraźnych ciągów, lecz występują pojedynczo, ponieważ zostały tu rozmyte przez wody ekstraglacialne, spływające ku dolinie Wisły. Na podstawie *Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*, arkusz Grudziądz (Makowska, 1974a, 1975a), granicę fazy pomorskiej można przeprowadzić od zachodu na wschód, wzdłuż linii Czarna Woda–Lubichowo–Skórcz–Nowe–Gardeja–Kisielice–okolice Iławy–Morąg, z lokalnymi odchyleniami wynikającymi z nowszych badań (Gałązka, 2003; Błaszkiwicz, 2005). Na przedpolu moren czołowych, wyznaczających tę granicę, rozciągają się dwa wielkie zespoły sandrów: sandr tucholski na zachodzie oraz sandry: iławski i ostródzki na wschodzie (Wiśniewski, 1971; Błaszkiwicz, 2005), a także szereg mniejszych pól sandrowych, znajdujących się między nimi. Na powierzchni wysoczyzn, w strefie obydwóch głównych faz recesyjnych: poznańskiej i pomorskiej, występują liczne wzgórza morenowe, grupujące się w fazowe ciągi recesyjne niższego rzędu lub występujące pojedynczo. Wśród tych form znajdują się również pojedyncze lub zgrupowane w zespoły wzgórza kemowe, a także pojedyncze ozy. Charakterystycznymi formami wklęsłymi są jeziora rynnowe, występujące zarówno w zachodniej, jak i we wschodniej części obszaru. Oprócz nich, na wszystkich wysoczyznach znajdują się liczne zagłębienia wytopiskowe, o różnych rozmiarach i kształtach, częściowo włączone w odpływ rzeczny. Wszystkie te formy wpływają na duże urozmaicenie krajobrazu wysoczyzn polodowcowych.

Odrębną jednostką morfologiczną i krajobrazową stanowią Żuławy Wiślane, obejmujące deltę Wisły i Nogatu, ograniczone wraz z Zalewem Wiślanym od północy Mierzeją Wiślaną. Powierzchnia delty jest płaska, nachylona



Wybrane otwory wiertnicze:

Kartograficzno-badawcze z nazwą i kolejną numeracją (1–43) sprofilowane przez autorkę lub autorów innych map geologicznych (tab. 1) z pełnymi profilami:

Selected boreholes:

Mapping-exploratory boreholes with name and successive numbering (1–43) drill core logging by the author or by the authors of particular geological maps (Tab. 1) with complete section:

- opublikowanymi wcześniej w różnych opracowaniach autorki
published earlier in various reports of the author
- przedstawionymi w niniejszym opracowaniu (fig. 5)
presented in this report (Fig. 5)
- opublikowanymi przy mapach geologicznych:
arkusz łława *Mapy geologicznej Polski 1:200 000* (Makowska, 1976b), arkusze: Starogard Gdański (Rabek, 1984) i Kisielice (Uniejewska, 2000) *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000* (fig. 2)
- *published with geological maps:
map sheet łława of the Geological Map of Poland, scale 1:200 000 (Makowska, 1976b), map sheet: Starogard Gdański (Rabek, 1984) i Kisielice Uniejewska, 2000) of the Detailed Geological Map of Poland, scale 1:50 000 (Fig. 2)*

Geologiczno-inżynierskie, hydrogeologiczne i badawcze, wykonane przez PIG oraz przez różne przedsiębiorstwa geologiczne, z kolejną numeracją (44–69)

Geological-engineering, hydrogeological and exploratory boreholes drilled by the PIG and various geological companies, with successive numbering (44–69)

- sprofilowane i opublikowane przez autorkę (44–48 i 51–69) (Makowska, 1979b, 1990)
- *logged and published by the present authors (44–48 and 51–69) (Makowska, 1979b, 1990)*
- opublikowane w innych opracowaniach (Nowak, 1965, otwór wiertniczy 49; Samsonowicz, 1951, otwór wiertniczy 50)
- *published in other reports (Nowak, 1965, borehole 49); Samsonowicz, 1951, borehole 50*

Fig. 1. Szkic dokumentacyjny

Documentation sketch-map



w kierunku północno-wschodnim, gdzie przechodzi w rozległe obniżenia depresyjne schodzące poniżej poziomu morza. Przecinają ją liczne, słabo wcięte doliny rzeczne, kierujące się z zachodu na wschód i uchodzące do jeziora Dru-

żno lub do Zalewu Wiślanego. Bieg dolin jest powtórzeniem wcześniejszego, zmiennego biegu Nogatu, który przesuwiał się z południa na północ, w ślad za zmniejszającym się zasięgiem Zalewu Wiślanego.

ROZWÓJ BADAŃ

Osady formacji dolnopowiańskiej nie odsłaniają się na powierzchni terenu, ponieważ znajdują się poniżej dna doliny dolnej Wisły na całej jej długości. Od góry są one przykryte kompleksem osadów glacialnych i międzymorenowych zlodowaceń wisły, których miąższość na wysoczyznach wynosi od kilkudziesięciu do stu metrów, lub osadami holoceniowymi. Z powodu tak miąższych osadów pokrywających formację dolnopowiańską, nie była ona znana badaczom zajmującym się utworami powierzchniowymi. Najważniejszymi opracowaniami były w tym zakresie prace Galona (1934, 1938). Wśród osadów odsłaniających się w krawędziach wysoczyzn, okalających z dwóch stron dolinę Wisły na odcinku od Torunia po Tczew oraz od Gardej po okolice Elbląga, wyróżnił on trzy pokłady glin zwałowych: „górną”, „pierwszą dolną” i „drugą dolną”, rozdzielone dwiema seriami międzymorenowymi, nazwanymi „fluwiogłacją I” i „fluwiogłacją II”. Część osadów „fluwiogłacją II” Galon (*op. cit.*) wiązał wiekowo z interglacją

eemskim, leżącą pod nią glinę zwałową „drugą dolną” ze zlodowaczeniem środkowopolskim, natomiast dwie górne gliny zwałowe wraz z dzielącym je „fluwiogłacją I” – ze zlodowaczeniem bałtyckim.

Ten schemat stratygraficzny nie obejmował osadów formacji dolnopowiańskiej, ponieważ nie była ona dostępna do bezpośrednich badań. Formacja ta znajduje się poniżej całego kompleksu osadów opracowanych przez Galona, które obecnie w całości należą do zlodowaceń wisły. W związku z tym, aż do lat 70. ubiegłego wieku, formacja ta była praktycznie nieznaną. Pojedyncze wiercenia, które do niej docierały, nie dawały podstaw do wyznaczenia tych osadów w jednolity poziom litostratygraficzny.

Pierwszym wskaźnikiem obecności i właściwego położenia nowej serii osadów międzymorenowych, nazwanych później przez autorkę formacją dolnopowiańską, były dwa otwory wiertnicze wykonane w Tychnowych. Przebiły one cały kompleks czwartorzędowy i dotarły do jego podłoża.

W profilach tych wierceń Samsonowicz (1951) wyróżnił osady morskie, znajdujące się na złożu pierwotnym, które na podstawie występującej w nich fauny malakologicznej oraz otwornic opracowanych przez Pożaryskiego (1951) zaliczył do interglacjału eemskiego. Osady te występowały na wysokości około 5,0–7,0 m p.p.m., a więc znajdowały się poniżej dna doliny Wisły i leżały znacznie niżej niż odsłaniające się w krawędziach wysoczyzn osady „fluwioglacjału II”, którym wcześniej Galon przypisywał eemski wiek. Sytuację stratygraficzną osadów morskich z Tychnowych opracował Halicki (1951a, b). Ponad osadami morskimi wyróżnił dwa kompleksy glacialne, zaliczone przez niego do dwóch odrębnych zlodowaceń: piątego i szóstego (bałtyckiego) z sześciu wyróżnianych przez siebie zlodowaceń czwartorzędowych. Położenie osadów morskich z Tychnowych zostało następnie potwierdzone kolejnym otworem wiertniczym wykonanym przez Państwowy Instytut Geologiczny w Brachlewie, w odległości około 1 km na północ od otworów wiertniczych z Tychnowych (Nowak, 1965). Badania fauny mięczaków i otwornic z tego otworu, wykonane przez Brodniewicz (1960, 1965, 1972), w pełni potwierdziły eemski wiek osadów. Ponad nimi występowały jednak nie dwa, jak to ustalił Halicki (1951a) w Tychnowych, lecz co najmniej trzy poziomy osadów glacialnych, co mogło wyraźniej wskazywać na to, że osady eemskie stanowią starszy poziom litostratygraficzny niż osady „fluwioglacjału II” opisane przez Galona (1934) w dolinie Wisły. Osadom morskim w Tychnowych i w Brachlewie towarzyszyły piaszczyste osady rzeczne, lecz miały one niewielką miąższość, rzędu kilku metrów, i stanowiły zaledwie małą część formacji międzymorenowej, rozciągającej się szeroko wzdłuż doliny Wisły, rozpoznanej przez autorkę artykułu w wyniku późniejszych badań. W połowie lat 60. ubiegłego wieku autorka miała już własne informacje o nieznanym dotąd poziomie interglacialnym, znajdującym się poniżej dna doliny Wisły. Uzyskała je na podstawie pojedynczych próbek osadów organicznych z wierceń hydrogeologicznych wykonywanych na omawianym obszarze przez różne przedsiębiorstwa geologiczne (przedsiębiorstwa przeznaczały te próbki do likwidacji). Na prośbę autorki przeprowadzono ekspertyzy pyłkowe tych próbek, które wykonane zostały dla osadów z Mniszka przez Borówko-Dłużakową i Janczyk-Kopikową (1965), a dla osadów z Bajerza przez Janczyk-Kopikową (1965). Wyniki badań wskazywały na ich eemski wiek. Na osady opisywanej formacji dolnopowiaśląskiej natrafiono też wcześniej, bo w latach 50. ubiegłego wieku, podczas prowadzenia przez Państwowy Instytut Geologiczny wierceń geologiczno-inżynierskich w dolinie dolnej Wisły, dla stopni wodnych projektowanych w rejonie Solca Kujawskiego, Chełmna, Kwidzyna i Tczewa. Jednak w końcowych dokumentacjach geologiczno-inżynierskich, opracowanych na podstawie tych wierceń na początku następnego dziesięciolecia, omawiane osady nie zostały wyodrębnione w oddzielny poziom litostratygraficzny. Wraz z nadległą gliną zwałową, zgodnie z pog-

ładami Galona (1934, 1938) zostały one zaliczone do osadów wodnolodowcowych zlodowacenia środkowopolskiego, bądź w samej dolinie Wisły do holocenu (Bażyński, Skłodowski, 1960; Franczyk i in., 1960, 1962; Bażyński i in., 1967; Kühn i in., 1960; Bażyński, 1962; Jakubicz, Witkowska, 1962; Witkowska i in., 1962).

W końcu lat sześćdziesiątych ubiegłego wieku autorka wykorzystując zachowane, lecz podlegające już częściowej likwidacji próbki osadów pobranych z tych wierceń, podjęła własne badania nad przewierconymi osadami czwartorzędowymi oraz neogeńskimi i paleogeńskimi (Makowska, 1969). Badania poszerzyła następnie o analizę archiwalnych otworów wiertniczych zlokalizowanych w sąsiedztwie doliny Wisły. Wynikiem tych badań było wyodrębnienie serii międzymorenowej zawierającej lądowe i morskie osady interglacjału eemskiego (Makowska, 1973a, 1979b), do których w wyniku analizy przestrzennej włączono też osady z Tychnowych, Brachlewa oraz Mniszka i Bajerza. Był to nowy poziom litostratygraficzny w kompleksie czwartorzędowym Pomorza Nadwiślańskiego. Występował on poniżej gliny zwałowej, zaliczanej wcześniej przez Galona (1934) do zlodowacenia środkowopolskiego. Wśród osadów tego poziomu autorka wyróżniła osady lądowe, którymi były głównie osady dolinne, wypełniające rozgałęzioną sieć kopalnych dolin rzecznych, składające się z trzech nałożonych na siebie coraz młodszych serii: dolnej (EI), środkowej (EII) i górnej (EIII), oraz osady morskie, składające się z dwóch niezależnych od siebie poziomów: starszego – sztumskiego, odpowiadającego wiekowi dolnej serii dolinnej i młodszego – tychnowskiego, związanego wiekowo z górnym poziomem środkowej serii dolinnej. Ekspertyzy palinologiczne wykonane na podstawie próbek osadów organicznych i mułkowych, pobranych przez autorkę z wierceń geologiczno-inżynierskich w dolinie Wisły i opracowane przez Janczyk-Kopikową (1968, 1970), jednoznacznie określały wiek osadów na interglacjał eemski. W wyniku tych badań zespół osadów eemskich, w stosunku do wcześniejszych interpretacji Galona, „obniżył” się o około 20–40 m, a leżąca nad nimi glina zwałowa, wcześniej zaliczana do zlodowacenia środkowopolskiego, została „przesunięta” do zlodowacenia północnopolskiego (wisły) i nazwana przez autorkę „gliną zwałową toruńską” (Makowska, 1977a).

W następnych latach badania pierwotnie ograniczone do rejonu Doliny Dolnej Wisły i jej najbliższego sąsiedztwa rozszerzyły się na dalsze obszary. Związane to było z pracami kartograficznymi prowadzonymi przez Państwowy Instytut Geologiczny. Prace te (analizy wierceń archiwalnych i kartograficzno-badawczych wykonywanych specjalnie na potrzeby dokumentacji map) obejmowały nie tylko rozpoznanie powierzchniowej budowy geologicznej, ale także całego kompleksu czwartorzędowego i jego bezpośredniego podłoża.

W latach 1968–1978 autorka opracowała trzy arkusze *Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*, arkusze: Grudziądz, Iława i Elbląg, wykonując 20 wierceń kartografi-

czno-badawczych (Makowska, 1974, 1975a, 1976b, 1977b, 1978a, b, 1979a, 1980a) (fig. 1) w celu rozpoznanie budowy czwartorzędu na obszarze objętym wymienionymi wyżej arkuszami map. Na wyraźne osady formacji dolnopowiańskiej natrafiły jedynie niektóre wiercenia, usytuowane głównie we wcześniej rozpoznanej przez autorkę zasięgu występowania tej formacji w sąsiedztwie doliny Wisły i południowo-wschodniej części jej delty w: Bągarcie, Mniszku pod Grudziądem, Wełczu, Sztumie, Nowinach koło Dzierzgonia, Prabutach oraz na bardzo mało dotąd znanym obszarze Wzniesienia Elbląskiego w Krasnym Lesie i Małych Bielanych (fig. 1) (tab. 1). Formację dolnopowiańską w profi-

lach tych wierceń rozpoznano na podstawie obecności osadów morskich oraz osadów dolinnych, zawierających często warstwy organiczne powstałe w jeziorach dolinnych lub w starorzeczach. Najpełniejszy profil osadów dolinnych został nawiercony w Bągarcie (Makowska, 1977a). Odpowiadał on profilom z rejonu doliny dolnej Wisły, które autorka opracowała wcześniej na podstawie wierceń geologiczno-inżynierskich (Makowska, 1979b). Profil z Bągartu można uważać za typowy dla południowej części obszaru. Drugim ważnym profilem był profil z wiercenia w Nowinach koło Dzierzgonia, w którym uzyskano najpełniejszy zestaw osadów morskich i lądowych formacji dolnopowiańskiej

Tabela 1

Wykaz wierceń kartograficzno-badawczych do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 (MGP) i Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SMGP), wykorzystanych w artykule
Index of mapping-exploratory boreholes drilled for the *Geological Map of Poland, scale 1:200,000 (MGP)* and *Detailed Geological Map of Poland, scale 1:50,000 (SMGP)*

Nr	Otwory wiertnicze		Arkusze mapy (fig. 2): MGP 1:200 000 SMGP 1:50 000	Autor i rok wydania (lub opracowania) mapy	Autor profilu omawianego w tekście	Pełny profil przedstawiono: * w publikacjach ** na przekrojach do map geologicznych *** na figurze 5
	nazwa	[m n.p.m.]				
1	2	3	4	5	6	7
1	Drewnowo	34,9	Chruściel (2)	Rabek, 1996	Makowska	***
2	Pęklewo	122,0	Elbląg Północ (2)	Makowska, 1987	Makowska	* Makowska, Rabek, 1990
3	Pagórki	187,1	Młynary (2)	Rabek, 1997	Makowska	* Makowska, 1991b
4	Majewo	172,4	Młynary (2)	Rabek, 1997	Makowska	* Makowska, 1999
5	Krasny Las	130,0	Elbląg (1)	Makowska, 1977b	Makowska	* Makowska, 1999
6	Małe Bielany	87,0	Elbląg (1)	Makowska, 1977b	Makowska	* Makowska, 1999
7	Bażantarnia	49,0	Elbląg Południe (2)	Makowska, 1994b	Makowska	* Makowska, 1999
8	Dębica	70,0	Elbląg Południe (2)	Makowska, 1994b	Makowska	* Makowska, 1999
9	Żurawiec	0,0	Elbląg Południe (2)	Makowska, 1994b	Makowska	***
10	Żuławka Sztumska	46,0	Elbląg Południe (2)	Makowska, 1994b	Makowska	***
11	Wysoka	27,0	Elbląg Południe (2)	Makowska, 1994b	Makowska	***
12	Bukowo	44,8	Sztum (2)	Rabek, 1988	Makowska	* Makowska, 1986a
13	Starogard Gdański	111,4	Starogard Gdański (2)	Rabek, 1984	Rabek	** SMGP 1:50 000
14	Powidz	84,2	Starogard Gdański (2)	Rabek, 1984	Rabek	** SMGP 1:50 000
15	Sztumskie Pole	58,2	Gniew (2)	Wrotek, 1985	Makowska	***
16	Sztum	60,0	Ława (1)	Makowska, 1976b	Makowska	***
17	Nowiny	45,0	Ława (1)	Makowska, 1976b	Makowska	* Makowska, 1980b, 1994a
18	Wielki Dwór	107,0	Ława (1)	Makowska, 1976b	Makowska	** MGP 1:200 00
19	Mątownskie Pastwiska	11,0	Gniew (2)	Wrotek, 1985	Wrotek	***
20	Krastudy	92,5	Sztum (2)	Rabek, 1988	Makowska	* Makowska, 1986a, b
21	Pólko	80,2	Kwidzyn (2)	Kozłowska, Kozłowski, 1984	Kozłowska, Kozłowski	***
22	Miłosna	87,1	Kwidzyn (2)	Kozłowska, Kozłowski, 1984	Makowska	***
23	Pawlice	91,3	Prabuty (2)	Uniejewska, Skocki, 1997	Uniejewska, Skocki, Makowska	* Makowska, Kabulski, Uniejewska, 2001
24	Licze	87,5	Prabuty (2)	Uniejewska, Skocki, 1997	Uniejewska, Skocki, Makowska	* Makowska, Kabulski, Uniejewska, 2001

Tabela 1 cd.

1	2	3	4	5	6	7
25	Prabuty	103,0	Ilawa (1)	Makowska, 1976b	Makowska	* Makowska, Kabulski, Uniejewska, 2001
26	Obrzynowo	104,5	Susz (2)	Kabulski, 1998	Kabulski, Makowska	* Makowska, Kabulski, Uniejewska 2001
27	Zieleń	105,0	Ilawa (1)	Makowska, 1976b	Makowska	* Makowska, Kabulski, Uniejewska, 2001
28	Grabowiec	110,7	Susz (2)	Kabulski, 1998	Kabulski	* Makowska, Kabulski, Uniejewska, 2001
29	Płochocinek	83,9	Nowe (2)	Listkowska, 1980	Makowska	***
30	Wełcz	24,0	Grudziądz (1)	Makowska, 1974	Makowska	***
31	Karolewo	96,8	Gardeja (2)	Kozłowski, Wrotek, 1981a	Makowska	***
32	Kisielice		Kisielice (2)	Uniejewska	Uniejewska	** SMGP 1: 50 000
33	Pięcmorgi	82,4	Nowe (2)	Listkowska, 1980	Makowska	***
34	Bzowo	80,9	Nowe (2)	Listkowska, 1980	Makowska	***
35	Zarośle	97,4	Gardeja (2)	Kozłowski, Wrotek, 1981a	Makowska	***
36	Rogoźno Zamek	92,8	Gardeja (2)	Kozłowski, Wrotek; 1981a	Makowska	***
37	Węgrowo	25,5	Grudziądz (2)	Uniejewska, 1982	Makowska	***
38	Annowo	94,5	Grudziądz (2)	Uniejewska, 1982	Makowska	***
39	Mniszek	23,0	Grudziądz (1)	Makowska, 1974	Makowska	* Makowska, 1970
40	Plemięta	92,9	Grudziądz (2)	Uniejewska, 1982	Makowska	***
41	Paparzyn	92,5	Grudziądz-Rudnik (2)	Maksiak, 1981	Makowska	* Makowska, 2004b
42	Bągart	92,0	Ilawa (1)	Makowska, 1976b	Makowska	* Makowska, 1977a
43	Nowy Wiek	40,3	Frombork (2)	Rabek, 1994a	Rabek, Makowska	* Makowska, 1999
44	Dzierzgoń (otwór hydrologiczny)	21,5	–	–	Makowska	***

w północnej części obszaru. Osady organiczne i mułkowe zawierające faunę mięczaków pobrane z tego profilu zostały poddane szczegółowym badaniom palinologicznym (Janczyk-Kopikowa, 1976; Janczyk-Kopikowa w: Makowska, 1986b) i malakologicznym (Makowska, 1979b, 1986b). Wyniki badań wskazały na ich eemski wiek oraz jeziorną i morską genezę. Był to przez wiele lat profil stratotypowy dla młodszego plejstocenu północnej części obszaru. Najważniejszym wynikiem, jaki uzyskano na podstawie wymienionych wyżej wierceń, oprócz poznania całego, nieznanego dotąd kompleksu osadów czwartorzędowych w granicach opracowywanych arkuszy map, było dokładniejsze ustalenie i udokumentowanie położenia i zasięgu osadów formacji dolnopowiaśląskiej na badanym obszarze oraz określenie południowej i wschodniej granicy morza tychnowskiego.

Ważnych danych o formacji dolnopowiaśląskiej dostarczyły prace kartograficzne prowadzone przez Państwowy Instytut Geologiczny przy opracowywaniu kolejnych arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SGMP)*, rozpoczęte na tych obszarach w końcu lat 70. ubiegłego wieku i kontynuowane do czasów obecnych. Autorka, oprócz własnego udziału w opracowywaniu tych map, prowadziła również do końca 1997 r. koordynację ich realizacji. W granicach omawianego obszaru opracowano łącznie 26 ar-

kuszy map (oraz kilkanaście arkuszy w jego najbliższym sąsiedztwie), zlokalizowanych początkowo wzdłuż i w pobliżu doliny Wisły, a następnie w dalszych od niej odległościach (Makowska, 1992).

Poszczególne arkusze, z małymi wyjątkami, dokumentowane były wierceniami kartograficzno-badawczymi, których wykonano łącznie 51. Autorka wykonała z tego siedem otworów wiertniczych, w granicach opracowanych przez siebie arkuszy Elbląg Północ i Elbląg Południe *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*. Wiercenia były zlokalizowane w następujących miejscowościach: Pęklewo, Jagodna, Dębica, Bażantarnia koło Elbląga, Żurawiec, Żuławka Sztumska i Wysoka (fig. 1). Ponadto autorka sprofilowała dodatkowo (na podstawie rdzeni wiertniczych) wiele z pozostałych profili wiertniczych podczas realizacji kolejnych arkuszy *SMGP* (tab. 1). Oczywiście, wiercenia te były w pierwszej kolejności profilowane przez autorów poszczególnych arkuszy szczegółowych map geologicznych, a uzyskane z odwiertów osady były poddawane badaniom specjalistycznym, zgodnie z wymogami instrukcji wykonawczych do sporządzania map wydawanych przez Państwowy Instytut Geologiczny.

Materiały uzyskane z otworów wiertniczych wykonanych dla *SMGP* umożliwiły dalsze, dokładniejsze rozpoznanie pokrywy czwartorzędowej Pomorza Nadwiślańskiego i jej bez-

pośredniego podłoża oraz znaczne przyczyniły się do bardziej szczegółowego rozpoznania najważniejszej formacji tej pokrywy, jaką jest formacja dolnopowiańska. Jednym z istotniejszych wyników badań było również udokumentowanie

obecności i określenie położenia formacji dolnopowiańskiej na Wzniesieniu Elbląskim, a także jej ściśle powiązanie z formacją dolnopowiańską z obszaru dolnego Powiśla.

METODY BADAŃ

Badania nad osadami formacji dolnopowiańskiej Pomorza Nadwiślańskiego autorka prowadziła w Państwowym Instytucie Geologicznym w ramach własnych prac pozaplanowych, sukcesywnie, w miarę uzyskiwania nowych materiałów z wierceń wykonywanych na Pomorzu Nadwiślańskim. Okres badań obejmował ostatnie 30 lat XX wieku.

Przedstawiony w artykule obraz wykształcenia litologicznego, położenia i rozciągłości oraz rozwoju paleogeograficznego formacji dolnopowiańskiej początkowo uzyskany został przez autorkę w wyniku opracowania wierceń geologiczno-inżynierskich wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny w dolinie dolnej Wisły (Makowska, 1979b). Następnie był on uzupełniany i rozszerzany na podstawie 43 profili wybranych otworów kartograficzno-badawczych, nawiercających formację dolnopowiańską, wykonywanych na omawianym obszarze przez Państwowy Instytut Geologiczny lub na jego zlecenie w ramach prac kartograficznych do *Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000* (10 otworów wiertniczych) i *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* (33 otwory wiertnicze) (tab. 1). Część z tych wierceń autorka wykonała w ramach opracowywania własnych arkuszy map (16 otworów wiertniczych), natomiast część profilowała makroskopowo w całości, a w pojedynczych przypadkach częściowo, na podstawie rdzeni z wierceń wykonanych przez autorów innych map (21 otworów wiertniczych). Kolejne profile (6 otworów wiertniczych) zostały wykorzystane w badaniach autorki na podstawie opisu litologicznego wykonanego przez autorów pozostałych map. Poza wierceniami uzyskanymi przy pracach kartograficznych autorka profilowała też wiercenia – głównie hydrogeologiczne (wykonywane na całym obszarze badań przez różne przedsiębiorstwa geologiczne) na podstawie prób uzyskiwanych sukcesywnie w terenie lub przy ich likwidacji po zakończeniu docelowych prac. Jednym z nich jest wiercenie w Dzierzgoniu (otw. wiertn. 44) (fig. 1).

Niezależnie od wymienionych wyżej materiałów wiertniczych, budowa geologiczna została przez autorkę przeanalizowana na bardzo licznych przekrojach geologicznych, uwzględniających poza profilami otworów kartograficzno-badawczych możliwie dużą liczbę (około 4 tys.) opisów archiwalnych otworów wiertniczych, które zostały wykonane w granicach badanego obszaru. Poza opisem i analizą materiałów wiertniczych, autorka opracowała też w większym lub mniejszym zakresie faunę malakologiczną napotkaną w badanych osadach.

Niniejszy artykuł został opracowany głównie na podstawie tych profili wiertniczych, w których stwierdzono obecność formacji dolnopowiańskiej. Są to przede wszystkim

otwory wiertnicze kartograficzno-badawcze (lub inne), sprofilowane przez autorkę na podstawie rdzeni lub próbek wiertniczych, oraz dodatkowo profile opisane przez innych autorów (tab. 1). W artykule autorka w zasadzie nie wykorzystywała archiwalnych otworów wiertniczych, które bądź nie osiągnęły omawianej formacji, bądź nie wnosiły istotnych informacji o jej wykształceniu litologicznym.

Wiercenia archiwalne są częściowo uwzględnione jedynie na przekroju geologicznym przez osady czwartorzędowe i ich bezpośrednie podłoża, przecinającym omawiany obszar z południa na północ na takich jego odcinkach, które zostały wykorzystane z wybranych przekrojów geologicznych, opracowanych przez różnych autorów do arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski (fig. 1, 2). Wiercenia archiwalne zamieszczone na wybranych odcinkach przekroju są zlokalizowane na tych arkuszach.

W artykule uwzględniono łącznie 69 otworów wiertniczych, w tym 43 kartograficzno-badawczych oraz 26 innych (głównie wykorzystanych z wcześniejszych publikacji autorki). Niektóre profile otworów kartograficzno-badawczych były wcześniej publikowane w różnych opracowaniach autorki, dlatego uwzględniono je tylko w części obejmującej formację dolnopowiańską (19 otworów wiertniczych). Zestawienie nowych pełnych, dotychczas niepublikowanych (poza mapami geologicznymi) profili wierceń kartograficzno-badawczych (20 otworów wiertniczych), obejmujących zarówno morskie oraz lądowe osady formacji dolnopowiańskiej, rozmieszczonych na całym obszarze badań przedstawiono na figurze 1 i w tabeli 1.

Pozostałe cztery kartograficzno-badawcze otwory wiertnicze opublikowano przy mapach geologicznych (tab. 1).

W trakcie prowadzenia badań nad formacją dolnopowiańską korzystano też, w miarę potrzeby, z licznych opracowań specjalistycznych: litologiczno-petrograficznych, mikrozoologicznych, palinologicznych, wykonanych przez różnych autorów w ramach opracowywania poszczególnych arkuszy map geologicznych ogólnych i szczegółowych. Autorka wykorzystywała również odrębne opracowanie sedymentologiczne osadów interglacjału eemskiego, wykonane przez Gronkowską (1972) dla kilku wybranych wierceń.

Najważniejsze znaczenie dla autorki miały jednak dwa rodzaje badań (prowadzonych podczas prac kartograficznych, a częściowo niezależnie od nich): (1) badania fauny malakologicznej, stanowiące podstawę wyróżnienia osadów morskich i oddzielenia ich od osadów jeziornych, wykonane przez autorkę (m.in. Makowska, 1979b, 1986a, b, 2001) oraz (2) szczegółowe badania palinologiczne wykonane przez Janczyk-Kopikową (1968, 1970, 1976, 1991, 1993, 1996b,

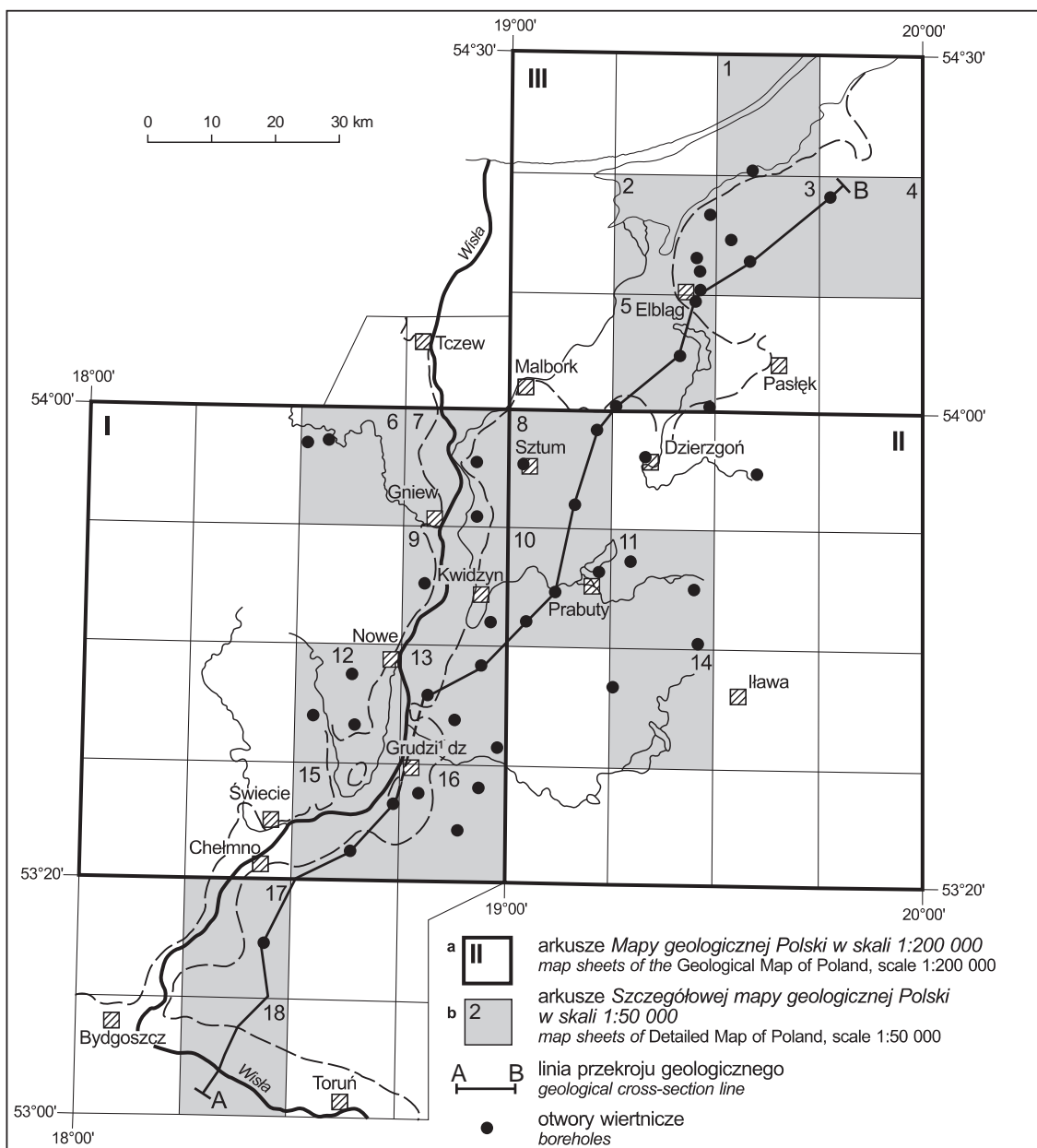


Fig. 2. Skorowidz map geologicznych z wierceniami kartograficzno-badawczymi omawianymi w tekście oraz map uwzględnionych na przekroju geologicznym

a – *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, arkusze: I – Grudziądz (Makowska, 1974a, b, 1975a), II – Iława (Makowska, 1976b, 1978a, 1980a), III – Elbląg (Makowska, 1977b, 1978b, 1979a); b – *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000* (koordynacja prac Makowska, 1977–1998) arkusze: 1 – Frombork (Rabek, 1993, 1994a), 2 – Elbląg Północ (Makowska, 1987, 1991a), 3 – Młynary (Rabek, 1994b, 1998), 4 – Chruściel (Rabek, 1996, 2002), 5 – Elbląg Południe (Makowska, 1994b, 1994c), 6 – Starogard Gdański (Rabek, 1984, 1987) 7 – Gniew (Wrotek, 1985, 1986a), 8 – Sztum (Rabek, 1988, 1990), 9 – Kwidzyn (Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985), 10 – Prabuty (Uniejewska, 1998; Uniejewska, Skocki, 2002), 11 – Susz (Kabulski, 1999, 2003), 12 – Nowe (Listkowska, 1980, 1981), 13 – Gardeja (Kozłowski, Wrotek, 1981a, b), 14 – Kisielice (Uniejewska, 2000, 2002), 15 – Grudziądz-Rudnik (Maksiak, 1981, 1983), 16 – Grudziądz (Uniejewska, 1982; Uniejewska, Nosek, 1982), 17 – Unisław (Kozłowska, Kozłowski, 1986, 1990), 18 – Rzęczkowo (Wrotek, 1986b, 1990)

Index of geological maps showing location of mapping-exploratory boreholes discussed in the text and marked in the geological cross-section

a – *Geological Map of Poland, scale 1:200,000*, map sheets: I – Grudziądz (Makowska, 1974a, b, 1975a), II – Iława (Makowska, 1976b, 1978a, 1980a), III – Elbląg (Makowska, 1977b, 1978b, 1979a); b – *Detailed Geological Map of Poland, scale 1:50,000* (mapping works coordinated by Makowska, 1977–1998) map sheets: 1 – Frombork (Rabek, 1993, 1994a), 2 – Elbląg Północ (Makowska, 1987, 1991a), 3 – Młynary (Rabek, 1994b, 1998), 4 – Chruściel (Rabek, 1996, 2002), 5 – Elbląg Południe (Makowska, 1994b, 1994c), 6 – Starogard Gdański (Rabek, 1984, 1987) 7 – Gniew (Wrotek, 1985, 1986a), 8 – Sztum (Rabek, 1988, 1990), 9 – Kwidzyn (Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985), 10 – Prabuty (Uniejewska, 1998; Uniejewska, Skocki, 2002), 11 – Susz (Kabulski, 1999, 2003), 12 – Nowe (Listkowska, 1980, 1981), 13 – Gardeja (Kozłowski, Wrotek, 1981a, b), 14 – Kisielice (Uniejewska, 2000, 2002), 15 – Grudziądz-Rudnik (Maksiak, 1981, 1983), 16 – Grudziądz (Uniejewska, 1982; Uniejewska, Nosek, 1982), 17 – Unisław (Kozłowska, Kozłowski, 1986, 1990), 18 – Rzęczkowo (Wrotek, 1986b, 1990)

1997) dla osadów morskich i jeziornych z profili z Nowin, Pagórków, Wysokiej, Licza i Obrzynowa, a także badania ekspertyzowe z innych stanowisk.

Ich wyniki były podstawą stratygraficznej korelacji osadów oraz określenia wieku całej formacji dolnopowiańskiej. Obydwa typy badań posłużyły również do ścisłego określenia czasu transgresji, pełnego rozwoju i recesji morza tychnowskiego na omawianym obszarze.

Ponadto, w Pagórkach i Obrzynowie badania palinologiczne ujawniły obecność osadów z okresu ociepleń brørup i odderade, przez co uzyskano ważne uzupełnienie profilu wiślańskiego. Profil w Obrzynowie stał się dzięki tym badaniom najpełniejszym i najlepiej opracowanym profilem osadów młodoplejstocęńskich (eemskich i wiślańskich) na Po-

morzu Nadwiślańskim, i może być profilem stratotypowym dla jego północnej części, zamiast pełniącego dotąd taką rolę profilu w Nowinach.

Oprócz wymienionych wyżej badań przeprowadzono także pojedyncze datowania osadów metodą termoluminescencyjną (TL), głównie na obszarze opracowanych przez autorkę arkuszy Elbląg Północ i Elbląg Południe *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000* (tab. 2).

Zakres badań jest jednak jeszcze zbyt mały, aby ich wyniki mogły być podstawą do dokładniejszego, niż to dają wyniki badań palinologicznych, określenia wieku formacji dolnopowiańskiej. Obecnie mają one głównie regionalne znaczenie wskaźnikowe.

Tabela 2

Datowania TL osadów w niektórych profilach omawianych w tekście

TL dates of deposits from some sections discussed in the text

Otwór wiertniczy		Numer próbki	Głębokość [m]	Typ osadu	Numer laboratoryjny próbki	Wiek TL \pm błąd (ka) BP	Autor i rok opracowania
numer	nazwa						
2	Pąklewo (Łęcze-Leśniczówka)	Ł17	171,5	piasek pylasty	GdTL-151	107 \pm 15	Bluszcz, 1986
7	Bażantaria	1	22,0	ił	Lub-2506	135 \pm 20	Butrym, 1991b
		2	36,0	ił	Lub-2497	139 \pm 31	Butrym, 1991a
		3	50,0	ił	Lub-2507	147 \pm 22	Butrym, 1991b
8	Dębica	2	20,0	głina zwałowa	UG-1652	140,7 \pm 21,1	Olszak, Fedorowicz, 1993
		3	44,0	głina zwałowa	UG-1653	128,2 \pm 19,2	Olszak, Fedorowicz, 1993
		6	107,0	mułek	Lub-2496	376 \pm 56	Butrym, 1991a
		-	126,0	mułek	Lub-2505	384 \pm 57	Butrym, 1991b
		8	138,0	głina zwałowa	UG-1654	167,0 \pm 25,1	Olszak, Fedorowicz, 1993
9	Żurawiec	1	32,5	ił warwowy	Lub-2495	153 \pm 22	Butrym, 1991a
		4	80,0	głina zwałowa	UG-1657	152,4 \pm 22,9	Olszak, Fedorowicz, 1993
10	Żuławka Sztumska	1	12,4-12,6	mułek	Lub-2494	76 \pm 11	Butrym, 1991a
		2	29,8-30,0	ił	Lub-2503	88 \pm 13	Butrym, 1991b
		3	48,0	głina zwałowa	UG-1655	139,5 \pm 20,9	Olszak, Fedorowicz, 1993
		4	60,5	ił	Lub-2504	196 \pm 29	Butrym, 1991b
		6	90,0	głina zwałowa	UG-1656	186,5 \pm 28,0	Olszak, Fedorowicz, 1993
11	Wysoka	1	2,5	głina zwałowa	Lub-2508	64 \pm 9	Butrym, 1991b
		2	40,5	ił	Lub-2498	141 \pm 12	Butrym, 1991a
		3	41,5	ił	Lub-2509	150 \pm 22	Butrym, 1991b
		4	56,0	głina zwałowa	Lub-2510	168 \pm 25	Butrym, 1991b
20	Krastudy (Cierpięta)	Cie 23	56,0-57,0	mułek morski (krastudzki)	GdTL-82	75 \pm 12	Bluszcz, 1984
		Cie 24	104,0-105,0	mułek morski (tychnowski)	GdTL-83	61 \pm 15	Bluszcz, 1984
		Cie 25	123,0-124,0	piasek pylasty, morski (sztumski)	Gd TL-84	81 \pm 12	Bluszcz, 1984
44	Dzierzgoń	7	24,0-26,0	piasek pylasty		97,0	Prószyński, 1980
		10	43,0-44,0	piasek torfiasty		217,0	Prószyński, 1980

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU W STREFIE WYSTĘPOWANIA FORMACJI DOLNOPOWIŚLAŃSKIEJ

W granicach występowania formacji dolnopowiaśląskiej podłoże czwartorzędu znajduje się na wysokości od około 20 m n.p.m. na południu do 140 m p.p.m. na północy. Nachylenie oraz rzeźba powierzchni podłoża czwartorzędowego wykazuje daleko idący związek z jednostkami tektonicznymi starszego podłoża. Obszar znajduje się głównie w zasięgu platformy prekambryjskiej, lecz na południu niewielkim fragmentem wkracza na platformę paleozoiczną (fig. 3). Granicę między tymi dwiema głównymi jednostkami tektonicznymi stanowi krawędź platformy prekambryjskiej, rozciągająca się wzdłuż linii Teisseyre'a-Tornquista w kierunku NW–SE, i biegnąca przez omawiany obszar w rejonie położonym w okolicy Świecia i Chełmna (Znosko, 1986; Znosko, red., 1998). Ten element tektoniczny zaznacza się w rzeźbie podłoża czwartorzędu oraz na innych powierzchniach stratygraficzno-paleogeograficznych tego okresu jako

strefa dzieląca te powierzchnie na dwie części: północną i południową, różniące się od siebie morfologią i budową geologiczną. Dalszy wpływ na rzeźbę powierzchni podczwartorzędowej wywierają młodsze jednostki tektoniczne uformowane w wyniku fałdowań inwersyjnych w permomezozoicznej pokrywie osadowej obydwu platform, które miały miejsce po mastrychcie i dano-paleocenie (Marek, 1997; Dadlez, 2001). Są to wyniesione struktury wału pomorskiego, znajdujące się w strefie platformy paleozoicznej, oraz niecka brzeżna zajmująca część platformy paleozoicznej i znaczną część platformy prekambryjskiej.

Ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędu oraz przebieg procesów erozyjnych i sedymentacyjnych w zasięgu tych jednostek wskazuje na to, że we wczesnym i środkowym plejstocenie miały miejsce przeciwstawne ruchy neotektoniczne, wznoszące na wale pomorskim i obniżające na

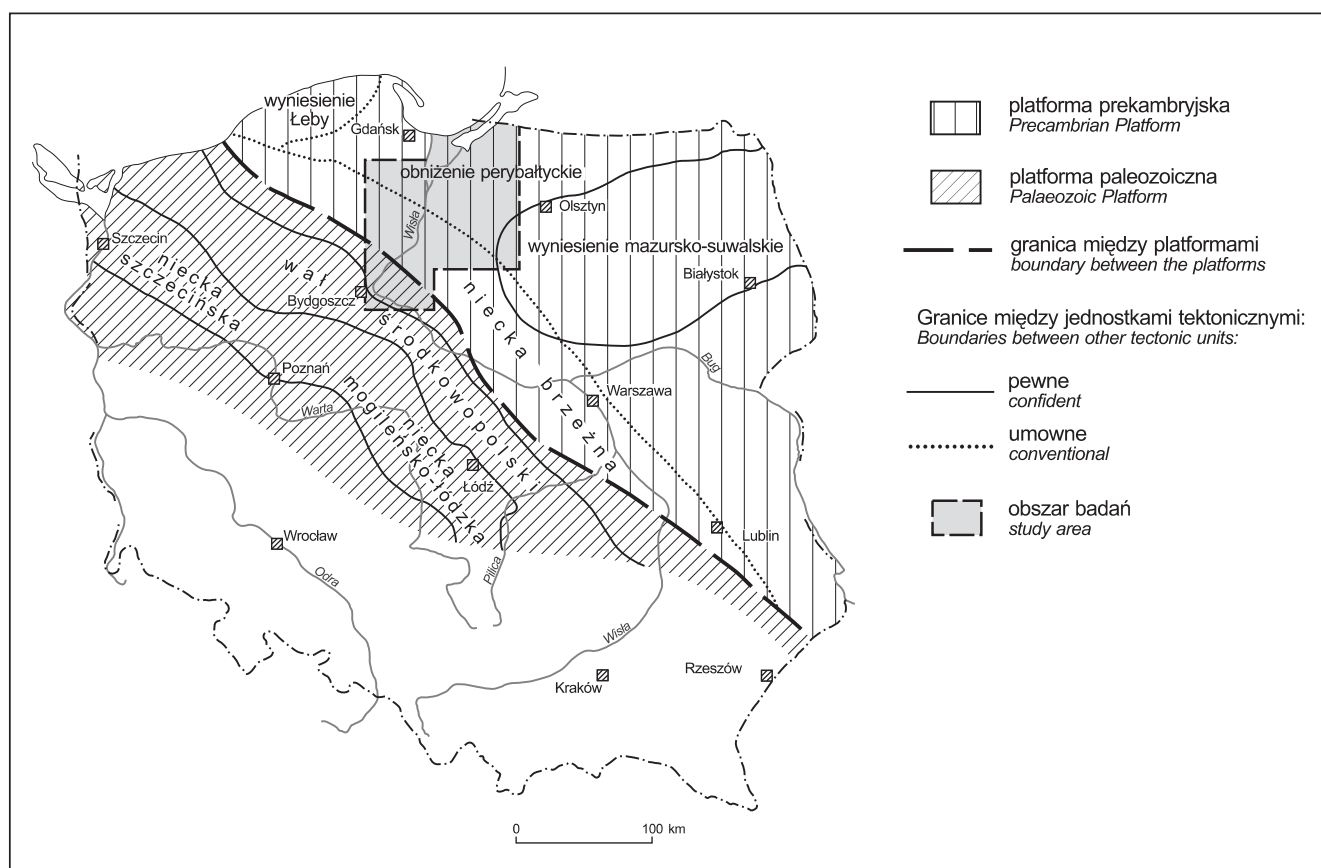


Fig. 3. Omawiany obszar na tle głównych jednostek tektonicznych podłoża czwartorzędu (wg Znosko, red., 1998)

Study area against major tectonic units of the sub-Quaternary basement (after Znosko, ed., 1998)

obszarze niecki brzeźnej, które były kontynuacją ruchów paleogeńskich i neogeńskich.

Powierzchnia podłoża czwartorzędowego w części południowej, znajdującej się w strefie wału pomorskiego, podlegająca neotektonicznym ruchom wznoszącym, leży na wysokości 20–40 m n.p.m., a w pojedynczych miejscach osiąga maksymalnie wysokość 100 m n.p.m. W sąsiedztwie doliny Wisły tworzy ona obecnie elewację toruńsko-chełmińską (Makowska, 1982b), która, jak wynika z *Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000* przedłuża się poza obszar doliny Wisły, zarówno w kierunku zachodnim jak i wschodnim (Makowska, 1974b, 1978a). Jest nachylona półkuliście ku północnemu wschodowi, gdzie jest ograniczona długimi stokami schodzącymi do rzędnej około 80 m p.p.m. Stoki te, w rejonie Basenu Grudziądzkiego, przekształcają się w strukturalną krawędź o wysokości około 60 m, rozciągającą się z północnego zachodu na południowy wschód, nawiązującą do przebiegu krawędzi platformy prekambryjskiej (linii Teisseyre'a-Tornquista). Rzeźba elewacji toruńsko-chełmińskiej w sąsiedztwie doliny Wisły uformowała się w interglacjale eemskim i ma głównie charakter erozyjny. W tym czasie, powstała tu rozgałęziona sieć dolin rzecznych z doliną główną (Prawarty), biegnącą z południa na północ od Kotliny Toruńskiej w kierunku Grudziądza i Kwidzyna, wzdłuż i nieco na wschód od współczesnej doliny Wisły (Makowska, 1979b, 1982b). Na obszarach pozadolinnych, w strefie przykrawędziowej elewacji (między Radzyniem a Wąbrzeźnem), zaznaczają się pojedyncze wzgórza o wysokości do 100 m n.p.m., które zostały uformowane w procesach glacictonicznych, które zachodziły na tym obszarze w plejstocenie przedeemskim. W północnej części obszaru, poniżej Basenu Grudziądzkiego, powierzchnia podłoża czwartorzędowego obniża się i dochodząc do okolic Malborka tworzy depresję grudziądzko-malborską, która rozszerza się poza omawiany obszar na wschód w kierunku Iławy, Morąga oraz Braniewa, gdzie jest ograniczona kolejnymi wypiętrzeniami (Makowska, 1974b, 1978a, b, 1982b). Dno depresji znajduje się na wysokości 80–100 m p.p.m. Wykazuje ono urozmaiconą rzeźbę. Podobnie jak na obszarze elewacji toruńsko-chełmińskiej, tak i tu zaznaczają się liczne, szerokie, wydłużone ku północy obniżenia o dnach schodzących poniżej rzędnych 100–140 m p.p.m. Są to stare, wczesnoczwartorzędowe doliny erozyjne, być może częściowo o założeniach rynnowych, poszerzone następnie w czasie kolejnych zlodowaceń przez egzarację glacialną. Doliny są poprzedzielane ostańcami międziodolinnymi. W rejonie Wzniesienia Elbląskiego podłoże prawdopodobnie jest pocięte siatką krzyżujących się uskoków o kierunkach S–N i W–E (Makowska, 1999). Zarówno pierwotna geneza tej rozległej depresji podłoża czwartorzędowego, jak też urzeźbienie jej dna są

związane z niestabilnością podłoża mezozoicznego i starszego w strefie niecki brzeźnej oraz obniżenia perybałtyckiego platformy prekambryjskiej, które w okresie plejstocenu przedeemskiego miało tendencje obniżające. Intensywność przeciwstawnych ruchów podłoża na południu i na północy obszaru zmniejszyła się w czasie interglacjalu eemskiego. Po tym okresie miały one już małe znaczenie. W całym plejstocenie zachodziły natomiast ruchy izostatyczne, związane z obniżaniem i podnoszeniem się poszczególnych partii kompleksu osadów plejstoceniowych, docierające miejscami również do ich podłoża. Zachodziły one na skutek zmian obciążeniowych spowodowanych przez kolejne nasuwające się i ustępujące lądolody.

W budowie bezpośredniego podłoża czwartorzędowego biorą udział osady kredy oraz paleogenu i neogenu (Makowska, 1974b, 1978a, b). W północnej części podłoża odsłaniają się utwory kredy górnej – kampanu i mastrychtu. Występują w największych obniżeniach dna depresji podłoża oraz w dnach starych dolin rzecznych, wzdłuż których rozciągają się aż do okolic Kwidzyna. W południowej części podłoża, w strefie wału pomorskiego, w dnach kopalnych dolin rzecznych interglacjalu eemskiego, odsłaniają się fragmentarycznie wąskimi pasami utwory kredy dolnej.

Na pozostałym obszarze rozciągają się osady paleogenu i neogenu. Paleogen jest reprezentowany przez osady paleocenu, eocenu i oligocenu. Osady paleocenu występują na znacznej części obszaru, od Wzniesienia Elbląskiego na północy aż po okolice Chełmna na południu. Na powierzchni podczwartorzędowej odsłaniają się głównie w strefie depresji, gdzie występują w jej dnie oraz w dolnej części staroplejstoceniowych obniżen erozyjno-egzaracyjnych. W strefie elewacji podłoża, na południu tworzą wąskie wychodnie w dnach dolin erozyjnych. Osady eoceniowe rozpoznano jedynie w pojedynczych miejscach. Na mapach geologicznych, zarówno ogólnych, jak i szczegółowych, zostały one włączone do osadów oligoceniowych, które zajmują duże obszary powierzchni podłoża. Na północy występują w rozległych strefach międziodolinnych, a w środkowej i południowej części obszaru rozciągają się wzdłuż zboczy dolin erozyjno-egzaracyjnych. Neogen jest reprezentowany przez osady miocenu. Zajmują one środkową i południową część powierzchni podłoża czwartorzędowego, gdzie występują powszechnie w strefach pozadolinnych. W północnej części podłoża występują jedynie wyspowo, w najwyższych częściach ostańców międziodolinnych. Jak wynika z nowszych badań, do miocenu należy prawdopodobnie zaliczyć też niewielkie płyty osadów plioceniowych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Piwocki, 2002, 2004), zaznaczone zarówno na ogólnych, jak i na szczegółowych mapach geologicznych podłoża w południowej części obszaru.

BUDOWA OSADÓW PLEJSTOCENSKICH W STREFIE WYSTĘPOWANIA FORMACJI DOLNOPOWIŚLAŃSKIEJ

Osady czwartorzędowe występujące na omawianym obszarze tworzą ciągłą pokrywę o bogatym i zróżnicowanym wykształceniu litologicznym i stratygraficznym. Jej miąższość zależy głównie od ukształtowania powierzchni podłoża i od współczesnej rzeźby terenu. Zmienia się w granicach od kilkunastu metrów w południowej części obszaru w sąsiedztwie doliny Wisły do ponad 300 m w części północnej, na Wzniesieniu Elbląskim. Pokrywa jest zbudowana z osadów plejstocenских i holocenских. Te ostatnie występują przede wszystkim w dolinach rzecznych, zwłaszcza w dolinie Wisły oraz na obszarze jej delty, gdzie ich miąższość dochodzi do 20–30 m. Wypełniają też większe i mniejsze misy jeziorne oraz zagłębienia bezodpływowe na powierzchniach wysoczyzn. Osady holocenские (omówienie ich budowy wymaga odrębnego opracowania) nie odgrywają zasadniczej roli w stosunku do formacji dolnopowiańskiej, dlatego też zostaną pominięte w niniejszym artykule. Główna uwaga zostanie skierowana na osady plejstocenские.

Budowę pokrywy plejstocenskiej ilustruje przekrój geologiczny zamieszczony na figurze 4. Jest on jednym z wielu wykonanych przez autorkę przekrojów analitycznych, przecinających badane obszary Pomorza Nadwiślańskiego w różnych kierunkach. Omawiany przekrój podłużny jest skierowany z południa na północ, wzdłuż całego obszaru występowania formacji dolnopowiańskiej (fig. 1). Zaczyna się on w Kotlinie Toruńskiej. Zinterpretowany został na podstawie geologiczno-inżynierskich otworów wiertniczych (wykonanych przez PIG dla projektowanego stopnia wodnego w Solcu Kujawskim), opracowanych przez autorkę na podstawie próbek (Makowska, 1979b). Poza Kotliną Toruńską przekrój zinterpretowany jest przede wszystkim na podstawie otworów kartograficzno-badawczych. Zostały one wykonane bądź przez autorkę w toku realizacji map ogólnych i szczegółowych, bądź też przez innych autorów map szczegółowych (tab. 1). Wszystkie wykorzystane w tym przekroju profile wiertnicze zostały przez autorkę sprofilowane na podstawie uzyskanych rdzeni wiertniczych. Pojedyncze, niewielkie odcinki przekroju są (z drobnymi zmianami) przerysowane z wybranych przekrojów załączonych do publikowanych lub niepublikowanych szczegółowych map geologicznych (fig. 2). Na tych odcinkach, do zestawienia omawianego przekroju autorka wykorzystwała również profile wierceń archiwalnych, których lokalizacja jest zamieszczona na wspomnianych wyżej mapach.

Warto zwrócić uwagę, że obraz budowy geologicznej plejstocenu na wszystkich tych odcinkach jest prawie całkowicie zgodny z obrazem, jaki uzyskano w wyniku ogólnej analizy wierceń kartograficzno-badawczych przeprowadzonej na pozostałym obszarze. Jest to wynik stałej koordynacji merytorycznej obejmującej opracowania kartograficzne tego obszaru, prowadzonej przez autorkę w latach 1970–1997.

Osady plejstocenские powstawały na omawianym obszarze od początku plejstocenu po jego schyłek, lecz nie wszędzie są w pełni zachowane. Luka obejmuje najczęściej najstarszy plejstocen oraz osady preplejstocenские, które by może osadzały się na wyżej położonych, obecnie nieistniejących fragmentach powierzchni podłoża czwartorzędu. Najbardziej kompletne profile osadów plejstocenских występują w północnej i wschodniej części obszaru, w strefie depresji podłoża czwartorzędu oraz w kierujących się do niej obniżeniach erozyjno-egzaracyjnych na pozostałym obszarze.

Podstawowy podział stratygraficzny osadów plejstocenских występujących na omawianym obszarze oparto na obecności i rozprzestrzenieniu formacji dolnopowiańskiej, a przede wszystkim na występujących w niej lądowych i morskich osadach interglacjału eemskiego, które stanowią jednoznacznie określony wiekowo i udokumentowany paleontologicznie poziom przewodni. Poznany dotąd obszar występowania tych osadów to dolina dolnej Wisły i jej najbliższe sąsiedztwo, od zachodu obejmujące wschodnie fragmenty Równiny Świeckiej, Borów Tucholskich i Pojezierza Starogardzkiego oraz nieco szersza strefa od wschodu, rozciągająca się od Kotliny Toruńskiej po Zalew Wiślany, obejmująca zachodnie fragmenty Pojezierza Chełmińskiego i Pojezierza Iławskiego, Wzniesienie Elbląskie oraz część Równiny Warmińskiej (fig. 1, 4). Na podstawie tego przewodniego poziomu można podzielić cały kompleks osadów plejstocenских na trzy części:

- pierwszą: osady starsze od formacji dolnopowiańskiej;
- drugą: osady formacji dolnopowiańskiej;
- trzecią: osady młodsze od formacji dolnopowiańskiej.

Podstawą do dalszych podziałów stratygraficznych w granicach części pierwszej (osady starsze od formacji dolnopowiańskiej) i trzeciej (osady młodsze od formacji dolnopowiańskiej) są głównie wydzielenia litologiczne, a nomenklatura wyróżnionych w nich jednostek chronostratygraficznych plejstocenu (pododdziałów, pięter i podpięter) nawiązuje do *Instrukcji dla opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Instrukcja..., 1996)*. Część druga (formacja dolnopowiańska) wraz z jej podziałem stratygraficznym zostanie omówiona szczegółowo w dalszej części tekstu.

Nawiązanie nomenklatury stratygraficznej pierwszej oraz częściowo trzeciej części kompleksu osadów plejstocenских do instrukcji z 1996 roku jest uzasadnione tym, że wszelkie wykorzystane w tej pracy materiały: kartograficzne, wiertnicze i laboratoryjne zostały opracowane na podstawie właśnie tej i wcześniejszych instrukcji. Do omawianego w artykule obszaru Pojezierza Nadwiślańskiego właściwe mogłyby być

też inne, nowsze schematy stratygraficzne (Ber i in., 2007; Lindner i in., 2004, 2006, 2007), szczególnie takie, które uwzględniają profile wierceń kartograficzno-badawczych zlokalizowanych na tym obszarze (Lisicki, 2003). Zastosowanie ich w niniejszej pracy miałyby jednak tylko charakter formalny, ponieważ pełne zastosowanie któregoś z tych podziałów wymagałoby dodatkowych badań i analiz. Odnosi się to zwłaszcza do oznaczenia wieku, co najmniej głównych jednostek litostratygraficznych plejstocenu, a to nie mieściło się w zakresie tego artykułu, poświęconego jednej formacji międzymorenowej.

OSADY STARSZE OD FORMACJI DOLNOPOWIAŃSKIEJ

Starsza część kompleksu plejstoceniowego obejmuje osady powstałe w okresie od zlodowacenia narwi (najstarszego) do zlodowacenia warty. Osady te występują głównie na północy i w środkowej części obszaru w strefie depresji podłoża czwartorzędu, gdzie wypełniają obniżenia jej dna oraz budują niższe części stoków okalających depresję od zachodu, południa i wschodu. Na północy miąższość osadów może dochodzić do 100 m. W strefie południowych elewacji podłoża, związanych z wypiętrzeniami wału pomorskiego, starsze osady plejstoceniowe zanikają, ponieważ w zasięgu formacji dolnopowiańskiej zostały usunięte w procesach erozyjnych i denudacyjnych, które miały miejsce w interglacjale eemskim i w okresach wcześniejszych. W sąsiedztwie doliny Wisły, południowa granica tych osadów wykracza nieco poza Basen Grudziądzki (fig. 4).

Podział tej części kompleksu plejstoceniowego w pierwszym rzędzie jest podziałem litostratygraficznym, polegającym na wydzieleniu kilku pokładów glin zwałowych, przedzielonych seriami osadów międzymorenowych o różnej miąższości. Serie międzymorenowe miejscami są nieciągłe, i wówczas poszczególne gliny zwałowe nakładają się na siebie. Gliny zwałowe w układzie horyzontalnym są zróżnicowane pod względem zabarwienia, składu granulometrycznego (bardziej lub mniej ilaste) oraz ilości i miąższości przewarstwień piaszczystych, mułkowych lub ilastych, którymi bywają też porwaki osadów podłoża przedczwartorzędowego. Podobnie są zróżnicowane serie międzymorenowe. W ich skład mogą wchodzić osady zastoiskowe, wodnolodowcowe, rzeczne i jeziorne, w tym również osady organiczne, które dotąd zostały znalezione w kilku stanowiskach. Najbardziej wyróżniającą się serią międzymorenową tworzą osady rzeczne, często leżące na osadach zastoiskowych i przykryte takimi osadami, o znacznej, miąższości (lokalnie dochodzącej do 50–60 m), wypełniające poznaną we fragmentach sieć kopalnych dolin rzecznych (Mniszek, Wełcz, Karolewo, Grabowiec, Prabuty, Obrzynowo). Ta seria na podstawie ogólnej analizy przestrzennej została zaliczona do interglacjału mazowieckiego i stanowi przewodni poziom stratygraficzny, który w plejstocenie przedeemskim oddziela

od siebie osady zlodowaceń południowopolskich od środkowopolskich.

W dalszym podziale osadów tego kompleksu plejstoceniowego wykorzystano wyniki badań litologicznych i petrograficznych, wykonanych w ramach opracowywania poszczególnych arkuszy map geologicznych ogólnych i szczegółowych. W wielu przypadkach były one publikowane w objaśnieniach do tych map lub w innych publikacjach omawiających niektóre przedstawione w tej pracy profile wierceń kartograficzno-badawczych. W niniejszym artykule wyniki tych badań zostały przyjęte bez zmian lub uległy nieznacznym modyfikacjom, w zależności od ogólnej interpretacji przestrzennej.

W przedeemskim plejstocenie omawianego obszaru, w toku opracowywania map ogólnych w skali 1:200 000, map szczegółowych w skali 1:50 000, a także w innych publikacjach, wydzielano osady zaliczane do zlodowacenia narwi – reprezentowanego przez pojedynczą glinę zwałową, zlodowaceń południowopolskich – reprezentowanych przez trzy pokłady glin zwałowych, oraz osady zaliczane do zlodowaceń środkowopolskich – obejmujących dwa pokłady glin zwałowych. Ważniejsze serie międzymorenowe rozdzielające gliny zwałowe reprezentują interglacjał augustowski (podlaski), oddzielający zlodowacenie narwi od zlodowaceń południowopolskich oraz interglacjał mazowiecki, rozdzielający zlodowacenia południowo- i środkowopolskie. Lokalnie wyróżniono też osady jeziorne interglacjału (interstadiału?) Grabówki, występujące między dwoma pokładami glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich.

W nawiązaniu do wyżej wspomnianych opracowań kartograficznych, autorka przedstawia w tym artykule analogiczny podział stratygraficzny osadów, jedynie lokalnie zmodyfikowany o nowe interpretacje wynikające z ogólnej analizy przestrzennej całego obszaru.

Zlodowacenie narwi (najstarsze)

Gliny zwałowe zlodowacenia narwi zostały przez autorkę wyróżnione w kilku miejscach. Wypełniają one lokalne, izolowane zagłębienia podłoża czwartorzędu. Występują m.in. w zamkniętym obniżeniu egzaracyjnym w rejonie Kaczynosu koło Malborka, gdzie powierzchnia podłoża czwartorzędu schodzi do 160 m p.p.m. oraz w rozległych obniżeniach tego podłoża w rejonie Ostródy, schodzących poniżej rzędnej 100 m p.p.m., poza granicami omawianego obszaru.

Na wyższych poziomach powierzchni podłoża czwartorzędu opisywanych glin obecnie nie ma, ponieważ zostały zniszczone przez egzarację kolejnych lądolodów, młodszych od zlodowacenia narwi.

Interglacjał augustowski (podlaski)

Osady interglacjału augustowskiego (podlaskiego), podobnie jak osady ze zlodowacenia narwi, zostały poznane w pojedynczych miejscach, w największych obniżeniach podłoża

czwartorzędu. Występują m.in. w Bukowie oraz na Żuławach Wiślanych (fig. 4), gdzie wypełniają wydłużone obniżenia podłoża czwartorzędu o charakterze dolin rzecznych, skierowanych z zachodu i południa w kierunku Zalewu Wiślanego. W końcowych odcinkach łączą się ze sobą i biegną wzdłuż zachodnich stoków Wzniesienia Elbląskiego. Ich przebieg jest prawdopodobnie predysponowany jednym lub dwoma równoległymi uskokami zaznaczającymi się na powierzchni podłoża podczwartorzędowego, które ujawniają się w tym rejonie w badaniach geofizycznych (Baran, Jagodzińska, 1988). Doliny są wypełnione osadami piaszczysto-żwirowymi o miąższości co najmniej 30 m.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenia południowopolskie są reprezentowane głównie przez gliny zwałowe, które występują powszechnie w dolnej części kompleksu przedeemskiego, tworząc ciągłe pokłady o zmiennej miąższości. Najpełniej są wykształcone w środkowej i północnej części obszaru oraz na wschodzie, w strefie depresji podłoża czwartorzędu. W kierunku południowym ich miąższość maleje, a następnie zanika całkowicie. Gliny zwałowe tych zlodowaceń zostały po raz pierwszy wyróżnione na omawianych obszarach podczas realizacji arkuszy *Mapy geologicznej Polski 1:200 000* (Makowska, 1974a, 1975a, 1976b, 1977b, 1979a, 1980a). Początkowo zaliczano je (ogólnie) do zlodowacenia południowopolskiego, a następnie podczas realizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000* (przez różnych autorów), w miarę rozwoju badań petrograficznych oraz na podstawie kolejnych, aktualizowanych instrukcji wykonawczych do map, gliny rozdzielono na trzy odrębne stadiały, a później na trzy zlodowacenia: nidy, sanu 1 i sanu 2.

Zlodowacenie nidy

Glina zwałowa zlodowacenia nidy została wyróżniona w wielu stanowiskach wiertniczych w północnej części obszaru Pomorza Nadwiślańskiego, głównie na Równinie Warmińskiej, na Wzniesieniu Elbląskim (Majewo, Dębica) oraz na Żuławach Wiślanych (Żurawiec), gdzie tworzy pokład o miąższości dochodzącej do 40 m. Gлина ta, miejscami (m.in. Żurawiec) zawiera liczne przewarstwienia i porwaki neogeńskich lub paleogeńskich osadów podłoża. Jej zasięg widoczny na przekroju podłużnym (fig. 4) kończy się tuż poza południową granicą Żuław Wiślanych przed Bukowem, jednak nie jest wykluczone, że może ona występować również w innych miejscach poza tą granicą.

Zlodowacenia san 1 i san 2

Dwa pokłady glin zwałowych zaliczane do zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 w wielu profilach wiertniczych nakładają się na siebie, bądź są rozdzielone jedynie cienkimi warstwami międzymorenowymi, składającymi się z osadów piaszczystych lub mułkowych. Najczęściej zostały wydzielone na

podstawie badań petrograficznych (Drewnowo, Majewo, Żurawiec – Nowak, 1993; Kenig, 1994) albo na podstawie przestrzennej analizy w powiązaniu z innymi zbadanymi profilami (Pawlice, Licze – Makowska i in., 2001). Miejscami występują pojedynczo i reprezentują jedynie pokład starszy (san 1), jak to ma miejsce w Żurawcu na Żuławach Wiślanych, bądź w Majewie na Wzniesieniu Elbląskim. W tym ostatnim stanowisku osiągają największą miąższość, dochodzącą do 60 m, co jest związane z lokalnymi, obniżającymi ruchami neotektonicznymi podłoża czwartorzędu, zachodzącymi przed sedimentacją tej gliny. Poza tym obszarem miąższość poszczególnych glin zwałowych tego wieku nie przekracza na ogół kilkunastu metrów. Obydwa pokłady glin zwałowych sięgają do Basenu Grudziądzkiego, nieco go przekraczając. Tam ich południowy zasięg się kończy (fig. 4).

Mała rozdzielność litologiczna tych dwóch pokładów glin zwałowych powoduje, że na omawianym obszarze nie znaleziono jakichkolwiek osadów z interglacjału ferdynandowskiego, który według interpretacji wielu profili wiertniczych z Polski centralnej powinien rozdzielać zlodowacenia san 1 i san 2. Nakładanie się na siebie kolejnych poziomów glacialnych ze wszystkich zlodowaceń południowopolskich wskazuje jednak, że w całym tym okresie na omawianych obszarach zachodziły w glacialach intensywne procesy egzarycyjne, które każdorazowo powodowały zniszczenie coraz młodszych osadów międzymorenowych oraz leżących niżej pokładów glacialnych.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki (holsztyński)

Do interglacjału mazowieckiego (holsztyńskiego) odniesiono osady wypełniające doliny erozyjne uformowane na powierzchni południowopolskich glin zwałowych. Obecność tych osadów stwierdzono w dwóch profilach wierzeń kartograficzno-badawczych zlokalizowanych w dolinie Wisły w Mniszku koło Grudziądza i w Welczu (fig. 4) już w latach siedemdziesiątych XX. wieku, przy opracowywaniu pierwszego na tych obszarach arkusza Grudziądz *Mapy geologicznej Polski 1:200 000*, (Makowska, 1970, 1975a, 1977c). W obydwu profilach są to osady piaszczysto-żwirowe, o miąższości dochodzącej do 50–60 m (z trzema lub czterema cyklami uwarstwienia), tworzące wypełnienie doliny kopalnej rozciągającej się wzdłuż doliny Wisły. Ku górze profile przechodzą w osady zastoiskowe (piaski, mułki, ility), zakumulowane w zastoisku utworzonym w dolinie na przedpolu transgredującego lądolodu. Podobieństwo serii sedimentacyjnych w obydwu profilach jest bardzo duże i wskazuje na to, że są to osady tej samej doliny rzecznej, która przebiegała z południa na północ wzdłuż współczesnej doliny Wisły przez Mniszek i Welcz, a dalej przez Karolewo (gdzie również znajdują się jej osady) (fig. 4). Analogiczne do opisanych wyżej osady, lecz powstałe w innych dolinach, stwierdzono też w wielu innych stanowiskach, takich jak:

Prabuty, Obrzynowo, Grabowiec (Makowska, 2001). Wskazują one na obecność całej sieci dolin rzecznych, uformowanych na omawianym obszarze w interglacjale mazowieckim. Na Wzniesieniu Elbląskim osadów tego wieku nie znaleziono, z wyjątkiem kopalnej doliny rzecznej, znajdującej się na granicy z Żuławami Wiślаныmi, której przebieg predysponowany był wcześniejszą doliną z interglacjalu augustowskiego. Wśród osadów korytowych, wypełniających omawiane doliny, znaleziono też w kilku miejscach, m.in. w Annowie (fig. 5), wkładki osadów organicznych, które wypełniają lokalne starorzecza lub bagniska na powierzchni tarasów dolinnych. Nie były one jednak badane pod względem palinologicznym, stąd brak dla tego interglacjalu odpowiedniej dokumentacji palinologicznej. Podstawą zaliczenia osadów do interglacjalu mazowieckiego jest ich położenie w ogólnym profilu plejstoceńskim oraz przypuszczalne, wzajemnie koordynujące się warunki paleogeograficzne, w jakich osady te powstawały, wypełniając rozwiniętą sieć dolin rzecznych rozmieszczonych na całym obszarze.

Warto zwrócić uwagę, że wypełnienie dolin osadami rzecznyymi z okresu interglacjalu mazowieckiego jest bardzo podobne do wypełnienia dolin z okresu interglacjalu eemskiego i wczesnowiśląskich, o którym będzie mowa w dalszej części artykułu. Odnosi się to również do miąższości osadów, które osiągają w dolinach z interglacjalu mazowieckiego i eemskiego maksymalne miąższości dochodzące do 50–60 m.

Należy jednak przypuszczać, że podobnie jak w dolinach eemsko-wiśląskich, również w dolinach mazowieckich jedynie część, prawdopodobnie środkową (lub dolną i środkową) tego wypełnienia stanowią osady interglacjalne. Pozostała część należy do odpowiednich przed- i pomazowieckich zlodowaceń (sanu 2 i odry). Wyraźny podział osadów mógłby być jednak dokonany jedynie na podstawie wyników szczegółowych badań palinologicznych, ewentualnych osadów organicznych występujących w dolinach, jak to miało miejsce na przykład w mazowieckiej dolinie rzecznej z Cząstkowa (Makowska i in., 1996). Tym niemniej, przy porównywaniu mazowieckich dolin z dolinami z innych obszarów Polski należy ten podział brać pod uwagę.

Dna dolin z okresu interglacjalu mazowieckiego znajdują się w stosunkowo niskim położeniu hipsometrycznym, ponieważ leżą na wysokości 68,0 m, 70,0 m p.p.m. (Mniszek, Wełcz) (fig. 4) lub 66,8 m i 59,6 m p.p.m. (Grabowiec, Prabuty) (Makowska, 2001), zwłaszcza w porównaniu z dolinami Polski środkowej, gdzie znajdują się one powyżej poziomu morza (Marks, Pavlovskaya, 2003; Mojski, 2003). Nie wyklucza to jednak ich wzajemnej korelacji. Może jedynie świadczyć o tym, że miały one niższą i bardziej oddaloną bazę erozyjną niż hipotetycznie dla rzek środkowopolskich określona baza, którą miałyby być morze sztumskie, korelowane w wymienionych wyżej pracach z morzem holsztyńskim (*op. cit.*). Taka korelacja nie ma jednak uzasadnienia w dotychczasowym rozpoznaniu pozycji stratygraficznej i wieku osadów tego morza, który to problem zostanie omówiony w dalszej części artykułu.

Zlodowacenia środkowopolskie

Osady zlodowaceń środkowopolskich występują powszechnie w górnej części przedeemskiego kompleksu plejstoceńskiego. Przeważnie są dwudzielne. Składają się z dwóch pokładów glin zwałowych, rozdzielonych osadami międzymorenowymi o różnej miąższości i składzie litologicznym. Górna glina zwałowa ma mniejszą miąższość od gliny dolnej, mniejszy zasięg ku południowi oraz występuje w sposób nieciągły. Osady zaliczane do zlodowaceń środkowopolskich były na omawianym obszarze wyróżniane powszechnie już od początku lat siedemdziesiątych XX. wieku, kiedy po raz pierwszy określono ich położenie, zasięg występowania oraz pozycję stratygraficzną w przedeemskim kompleksie plejstoceńskim (Makowska, 1974a, 1975a, 1976b, 1977b, c, 1979a, 1980a). W późniejszym okresie, rozdzielono je na dwa stadiały zlodowacenia środkowopolskiego, a następnie na dwa odrębne zlodowacenia odry i warty, rozdzielone (?) interglacjalem grabówki (Makowska, 1977c).

Zlodowacenie odry

Z okresu zlodowacenia odry pochodzi dolna glina zwałowa oraz towarzyszące jej ana- i kataglacialne osady wodnolodowcowe i zastoiskowe. Glina zwałowa tworzy poziom litostratygraficzny, rozciągający się na całym obszarze w zasięgu występowania kompleksu przedeemskiego z wyjątkiem rowu tektonicznego Tolkmicko–Młynary–Majewo, zaznaczającego się w podłożu czwartorzędu na Wzniesieniu Elbląskim, gdzie została w całości lub częściowo usunięta przez procesy egzaracyjne związane z początkowym okresem formowania się niecki Prabałtyku. Procesy te miały miejsce zarówno przed interglacjalem mazowieckim (holsztyńskim), jak i w czasie zlodowacenia odry i warty (Marks, 1995; Makowska, 1999). Glina zwałowa zlodowacenia odry tworzy dość jednolity poziom litostratygraficzny, jedynie lokalnie rozdzielony na więcej poziomów przez soczewki i wkładki cienkich osadów śródglinowych. Jej miąższość wynosi przeciętnie 10–20 m, przekraczając te wartości ku północy w rejonie Krastud i Bukowa oraz na Żuławach Wiślanych i na Równinie Warmińskiej (fig. 4). Jej pozycja stratygraficzna jest w wielu miejscach określona badaniami petrograficznymi, w niektórych natomiast, w wyniku tych badań jest jedynie ogólnie zaliczana do zlodowacenia środkowopolskiego, jak to ma miejsce np. w Krastudach i w Bukowie (Nowak, Rabek, 1987). Być może w tych miejscach oprócz tej gliny znajduje się też glina zwałowa należąca do zlodowacenia warty. Towarzyszące glinie zwałowej osady anaglacialne to prawdopodobnie górna część osadów rzecznych, wypełniających doliny z okresu interglacjalu mazowieckiego i leżące nad nimi dolinne osady zastoiskowe oraz pozadolinne, głównie wodnolodowcowe, a także zastoiskowe osady międzymorenowe, wypełniające inne zagłębienia na powierzchni glin starszych zlodowaceń.

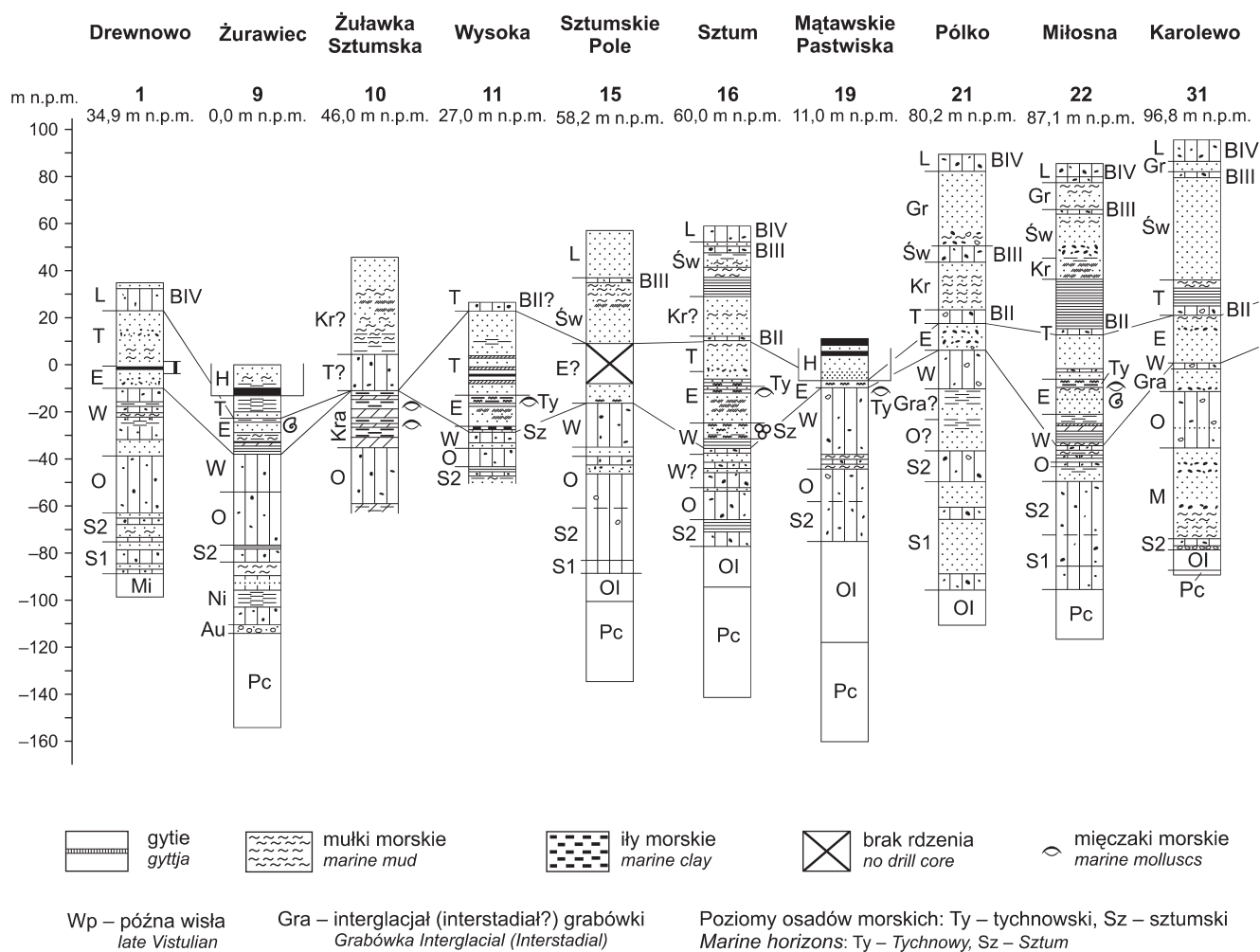


Fig. 5. Nowe profile serii czwartorzędowych

Pięćmorgi 33 – nazwa i numer otworu wiertniczego; 82,2 – rzędną

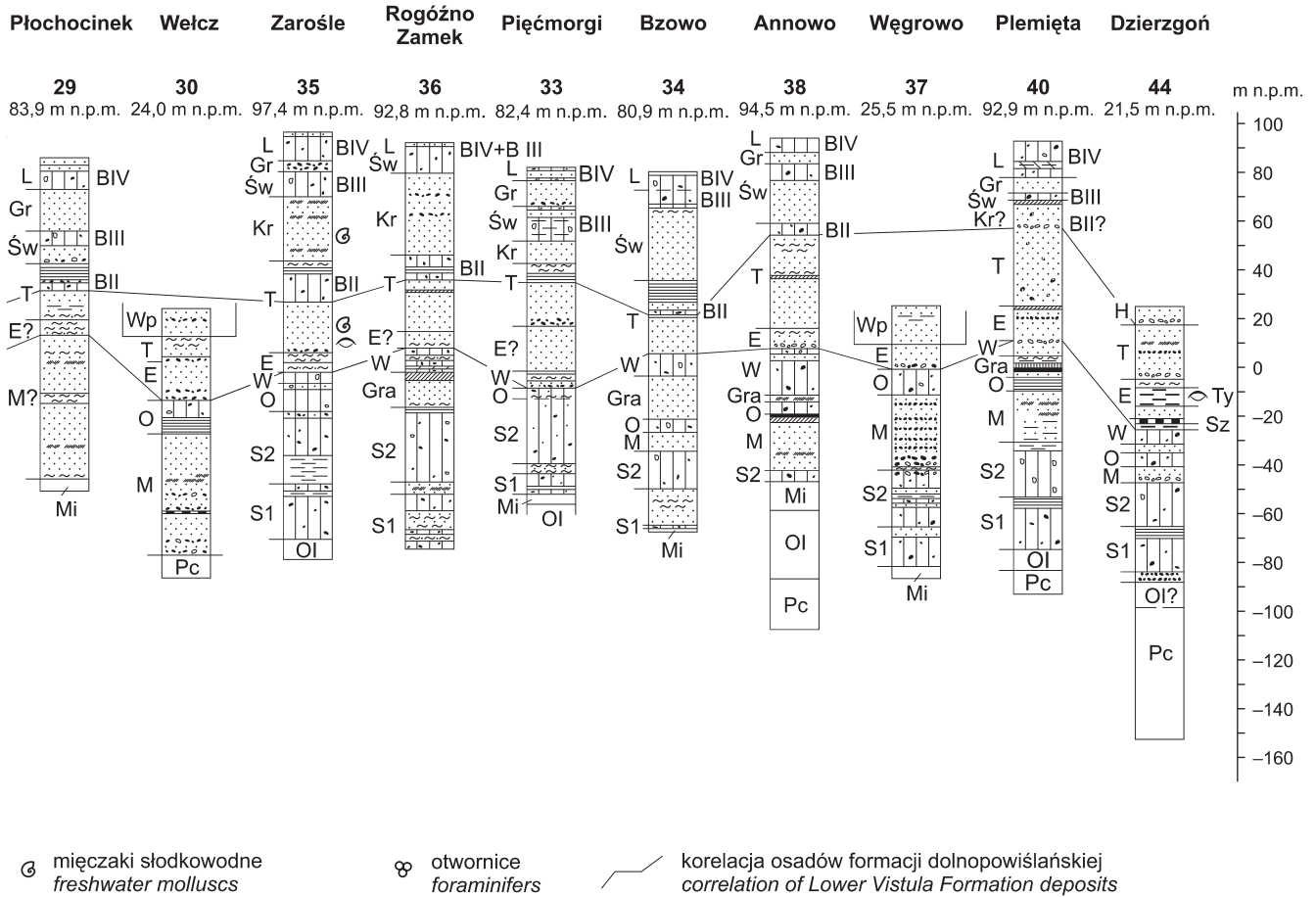
New Quaternary sections in the zone

Pięćmorgi 33 – name and number of borehole, 82.2 – borehole

Interglacjał (interstadiał?) grabówki

Osady z okresu interglacjału (interstadiału?) grabówki, widoczne w profilach wierzeń na figurze 5 (nie występujące na linii przekroju geologicznego przedstawionego na figurze 4), zostały opisane (Makowska, 1977c) na podstawie próbek pobranych z kilku wierzeń geologiczno-inżynierskich, wykonanych w Grabówce i jej okolicach (w rejonie Kwidzyna) przez PIG dla projektowanego stopnia wodnego w dolinie Wisły. Są to osady organogeniczne i kreda jeziorna, znajdujące się między dwoma pokładami glin zwałowych, zaliczanych na podstawie szerokiej analizy przestrzennej do złodowacenia odry i do złodowacenia warty, przykrywających wypełnioną osadami z okresu interglacjału mazowieckiego kopalną dolinę rzeczną w Welczu Wielkim. Próbkę osadów

organicznych zostały poddane analizie paleobotanicznej (Janczyk-Kopikowa, 1968), która wykazała co najmniej interstadialny wiek osadów. Jedna z próbek zawierająca dużą ilość pyłku dębu (22%) może jednak sugerować wiek interglacialny. W toku późniejszych badań, znaleziono kolejne stanowiska osadów organicznych znajdujących się w analogicznej sytuacji stratygraficznej, m.in. w Rogoźnie-Zamku (Kozłowski, Wrotek, 1981a, b) i w Plemiętach (Uniejewska, 1982; Uniejewska, Nosek, 1982) (fig. 5). Analiza palinologiczna wykonana przez Janczyk-Kopikową (1980) dla osadów z Rogoźna-Zamku wykazała ich interstadialny wiek. Jednak w tym stanowisku, osady te są bezpośrednio przykryte przez glinę zwałową i mogą być w stopniu zniszczone egzarycyjnie, reprezentując jedynie część pełniejszego profilu interglacialnego. Wszystkie wymienione stanowiska wska-



w strefie występowania formacji dolnopowiańskiej

otworu w m n.p.m.; pozostałe objaśnienia na [fig. 4](#)

of the Lower Vistula Formation

elevation in m a.s.l., for other symbols see [Fig. 4](#)

zują na określony poziom litostratygiczny zawierający osady organiczne, rozdzielający gliny zwałowe zlodowaczenia odry i warty. Poza miejscami lokalizacji tych stanowisk obydwie pokłady glin są miejscami przedzielone jedynie warstwami piasków lub ilów międzymorenowych ([fig. 4](#)).

Zlodowacenie warty

Glinę zwałową zlodowacenia warty najlepiej można wydzielić w określony poziom litostratygiczny w tych miejscach, w których jest wyraźnie oddzielona przez osady międzymorenowe od niżej leżącej gliny zwałowej zlodowacenia odry. Taka sytuacja jest widoczna we wszystkich tych stanowiskach, w których występują organiczne osady serii Grabówki. Jednak miejscami obydwie pokłady glin zwałowych

odry i warty leżą bezpośrednio na sobie. Gлина zwałowa zlodowacenia warty jest wówczas wydzielana na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych, bądź określana interpretacyjnie na podstawie analiz przestrzennych wykonywanych na przekrojach geologicznych. W wyniku badań litologiczno-petrograficznych została ona wyznaczona w stanowiskach: Żurawiec (Kenig, 1994), Majewo (Nowak, 1993), Drewnowo, Obrzynowo (Olszyński, 1997). Wyniki analiz wskazały, że leży ona pod osadami formacji dolnopowiańskiej.

Wiek gliny zwałowej leżącej w tej sytuacji geologicznej nie wszędzie jest jednoznacznie oznaczony. W niektórych stanowiskach glina zwałowa występująca w podłożu formacji dolnopowiańskiej (w wyniku badań litologiczno-petrograficznych lub innych) została określona jedynie ogólnie

jako glina środkowopolska, np. w Krastudach i Bukowie (Nowak, Rabek, 1987) oraz w Pawlicach i Liczach (Zawidzka, 1997). W takich sytuacjach jedynie z analiz przestrzennych oraz z koncepcji paleogeograficznej może wynikać, czy jest to glina zlodowacenia odry (Krastudy, Bukowo) czy zlodowacenia warty (Pawlice, Licze), przy czym w pierwszym przypadku jest też możliwe, że obydwa poziomy glin nakładają się na siebie.

Nad dwiema glinami zwałowymi zlodowaceń środkowopolskich leżą osady formacji dolnopowiańskiej. Powstały one w długim okresie obejmującym schyłek zlodowacenia warty, interglacjał eemski oraz dolną część zlodowaceń północnopolskich (wisły) (anaglacjalną część zlodowacenia toruńskiego)

FORMACJA DOLNOPOWIAŃSKA

Podłoże osadów formacji. Powierzchnia podłoża, na której leżą osady formacji dolnopowiańskiej, była formowana w różnych okresach, od schyłku zlodowaceń środkowopolskich, po różne fazy interglacjału eemskiego i wczesnych okresów zlodowaceń wisły. Jest ona zróżnicowana morfologicznie, genetycznie i wiekowo. Można ją podzielić na trzy części: południową – od Kotliny Toruńskiej po Kwidzyn i Prabuty, środkową – od Kwidzyna i Prabuty po Tczew, Malbork i Pasłęk oraz północną – obejmującą Wzniesienie Elbląskie (Makowska, 1982b, 1999). Urzeźbienie każdej części wykazuje predyspozycje lub wprost nawiązuje do ukształtowania podłoża podczwartorzędowego. Południowa część podłoża formacji dolnopowiańskiej jest na znacznym obszarze równocześnie podłożem czwartorzędu (fig. 4). Znajduje się w strefie elewacji toruńsko-chełmińskiej. Jej powierzchnia leży na wysokości od 10–20 m p.p.m. Morfologicznie została uformowana w wyniku erozji rzecznej, trwającej od schyłku zlodowacenia warty po wisłę środkową. W tym czasie nastąpiło prawie całkowite usunięcie przedeemskich osadów plejstocenijskich, a na powierzchni odsłoniły się osady paleogenu i neogenu. Występujące w tej strefie osady formacji dolnopowiańskiej są osadami dolinnymi, wypełniającymi rozwiniętą sieć kopalnych dolin rzecznych (Makowska, 1979b) (fig. 6). Ku północy powierzchnia podłoża formacji dolnopowiańskiej obniża się, tworząc część środkową. Na północ od Kwidzyna obejmuje ona rozległe obniżenie znajdujące się w strefie grudziądzko-malborskiej depresji podłoża czwartorzędu, wypełnionej osadami plejstocenijskimi, starszymi od formacji dolnopowiańskiej. W tej strefie podłoże formacji dzieli się na dwie części o różnej genezie: część wschodnią – głębszą, rozciągającą się między Kwidzynem, Sztumem, Malborkiem i Dzierzgoniem oraz część zachodnią – płytszą, znajdującą się między Kwidzynem i Malborkiem oraz Gniewem i Tczewem (Makowska, 1982b).

Rozległe dno części wschodniej podłoża leży na wysokości od około 20 do 50 m p.p.m., obniżając się ku północy. Najniższe znane położenie dna znajduje się na granicy Wysoczyzny Ławskiej i Żuław Wiślanych i schodzi do

78,5 m p.p.m. w Bukowie (fig. 4). Dno jest tu nierówne. Obok przegłębień występują również liczne izolowane od siebie garby i wzniesienia o powierzchni osiągnącej wysokości 0–20 m p.p.m. Cechy morfologiczne dna wskazują na to, że zostało ono uformowane w czasie deglacjacji obszaru u schyłku zlodowacenia warty. Prawdopodobnie w strefie tej istniała misa końcowa jednego z większych lobów łądolodu tego zlodowacenia, której zróżnicowana powierzchnia dna powstała na skutek nierównomiernego wytapiania się lodu w końcowym okresie deglacjacji.

Zachodnia, płytsza część podłoża leży znacznie wyżej niż część wschodnia i ma inną genezę. Jej powierzchnia znajduje się na wysokości 0–20 m p.p.m. Jest to rozległa, wyrównana platforma, zbudowana z gliny zwałowej zlodowacenia warty. Pierwotnie była formowana przez wczesnoeemskie procesy erozyjne, a później, w optimum interglacjalnym przez abrazję morską.

Północna część podłoża formacji dolnopowiańskiej znajduje się na Wzniesieniu Elbląskim. W rejonie tym obniża się znacznie w stosunku do obszarów dolnego Powiśla i schodzi do rzędnych 90–95 m p.p.m., tworząc owalne zagłębienie przedłużające się w kierunku Zatoki Gdańskiej (Makowska, 1999). Jest to zupełnie odrębna jednostka w porównaniu do jednostek z dolnego Powiśla, będąca przedłużeniem formującej się w tym czasie na północy plejstocenijskiej niecki Bałtyku, której powstanie uwarunkowane było zachodzącymi wcześniej procesami egzaracyjnymi. W dnie zagłębienia prawdopodobnie zaznaczają się linie tektoniczne, kontynuujące się od podłoża podczwartorzędowego, ograniczające jednostki tektoniczne tego podłoża: rów Tolkmicko-Młynary, wypiętrzenie Wilkowa oraz równinę Krasnego Lasu (*op. cit.*).

Powierzchnia stropowa formacji. Podobnie jak spąg, w kierunku z południa na północ obniża się też powierzchnia stropowa formacji. Nie jest ona jednak pierwotną powierzchnią sedymentacyjną, ponieważ górna część osadów została w wielu miejscach zniszczona i usunięta bądź przez erozję postglacjalną i holocenijską, jak to ma miejsce w dolinie i w delcie Wisły, bądź przez inne procesy niszczące, takie jak np.: erozja wód odpływu ekstraglacjalnego lub egzaracja działająca w czasie zlodowacenia wisły. Zachowane fragmenty górnej części formacji w Kotlinie Toruńskiej znajdują się na wysokości 25–40 m n.p.m., na Wysoczyźnie Chełmińskiej przekraczają nieco 40 m n.p.m., w Basenie Grudziądzkim i w jego otoczeniu schodzą poniżej 30 m n.p.m., a w rejonie Kwidzyna i na północ od tego obszaru obniżają się do 5–10 m n.p.m. Na Wzniesieniu Elbląskim w miejscach niezaburzonych glacitektonicznie strop osadów znajduje się na wysokości 0–40 m n.p.m. (fig. 4) (Pagórki, Majewo), a jego powierzchnia nachyla się w kierunku Zatoki Gdańskiej. W miejscach zaburzonych glacitektonicznie powierzchnia stropu formacji dochodzi do 120 m n.p.m. (Krasny Las).

Miąszość osadów formacji. Miąszość osadów formacji dolnopowiańskiej zmienia się wraz ze zmianami ukształto-

wania jej powierzchni spągowej i stropowej oraz w zależności od położenia w określonej sytuacji paleogeomorfologicznej. Południowe odcinki kopalnych dolin rzecznych od Kotliny Toruńskiej po Kwidzyn są wypełnione osadami o miąższości dochodzącej do 50 m (Bagart – 49,0 m). Na północ od Kwidzyna i Prabut, w strefie wschodniego obniżenia podłoża formacji, miąższość osadów zwiększa się do około 60 m, przekraczając miejscami te wartości (Kamionka – 62,25 m, Licze – 68,8 m, Krastudy – 61,0 m, Bukowo – 72,5 m). W zachodniej części podłoża miąższość osadów zmniejsza się do kilku metrów, a lokalnie osady są stąd usunięte całkowicie. Największe miąższości osiąga formacja dolnopowiańska na Wzniesieniu Elbląskim, gdzie przekracza 100 m w obszarach niezaburzonych glacitektonicznie, natomiast w miejscach, w których jest w górnej części zaburzona, dochodzi do 197,0 m miąższości (Krasny Las).

Kompleksy litostratygraficzne. Osady formacji dolnopowiańskiej powstawały w długim okresie – od schyłku zlodowacenia warty po środkową część okresu wisły. Są one w związku z tym bardzo zróżnicowane pod względem regionalnym, genetycznym, litologicznym oraz wiekowym. Zróżnicowanie regionalne wynika z położenia osadów w zasięgu kolejnych jednostek morfologicznych podłoża formacji, ponieważ powstawały tam odmienne środowiska sedymentacyjne. Pod tym względem obszar można podzielić na dwie główne strefy: (1) lądową – znajdującą się na południowej elewacji podłoża przedłużającą się do okolic Kwidzyna i Prabut, gdzie osady występują w kopalnych dolinach rzecznych oraz (2) – morską, rozciągającą się na północ od tego obszaru i znajdującą się w zasięgu depresji podłoża, która to strefa była okresowo zalewana przez morze (fig. 4, 6). Obok osadów lądowych powstawały w niej również osady morskie.

Ten regionalny podział jest uwarunkowany położeniem obszaru na pograniczu dwóch najstarszych jednostek tektonicznych podłoża: platformy paleozoicznej – na południowym zachodzie, oraz platformy prekambryjskiej – na północnym wschodzie (fig. 3). W plejstocenie, w ich zasięgu, miały miejsce odmienne procesy geologiczne, które wpływały na rzeźbę powierzchni paleogeograficznych podłoża czwartorzędu oraz innych powierzchni paleogeograficznych tego okresu (aż do podłoża formacji dolnopowiańskiej włącznie), a także na sedymentację osadów omawianej formacji dolnopowiańskiej.

Również pod względem genetycznym osady dzielą się na dwie podstawowe grupy: (1) – osady lądowe, występujące na całym obszarze, (2) – osady morskie, występujące w strefie morskiej. Każda z tych grup wykazuje dalsze zróżnicowania genetyczne i wiekowe. Kopalne doliny rzeczne znajdujące się w strefie lądowej wypełnione są osadami dolinnymi: rzecznyymi, jeziornymi i zastoiskowymi (fig. 7). W strefie morskiej natomiast, obok wymienionych wyżej osadów lądowych, występują też osady morskie, tworzące dwa niezależne, szeroko rozciągające się poziomy litostratygraficzne: poziom sztumski i poziom tychnowski. Ponadto, w północnej części obszaru na Wzniesieniu Elbląskim dolny

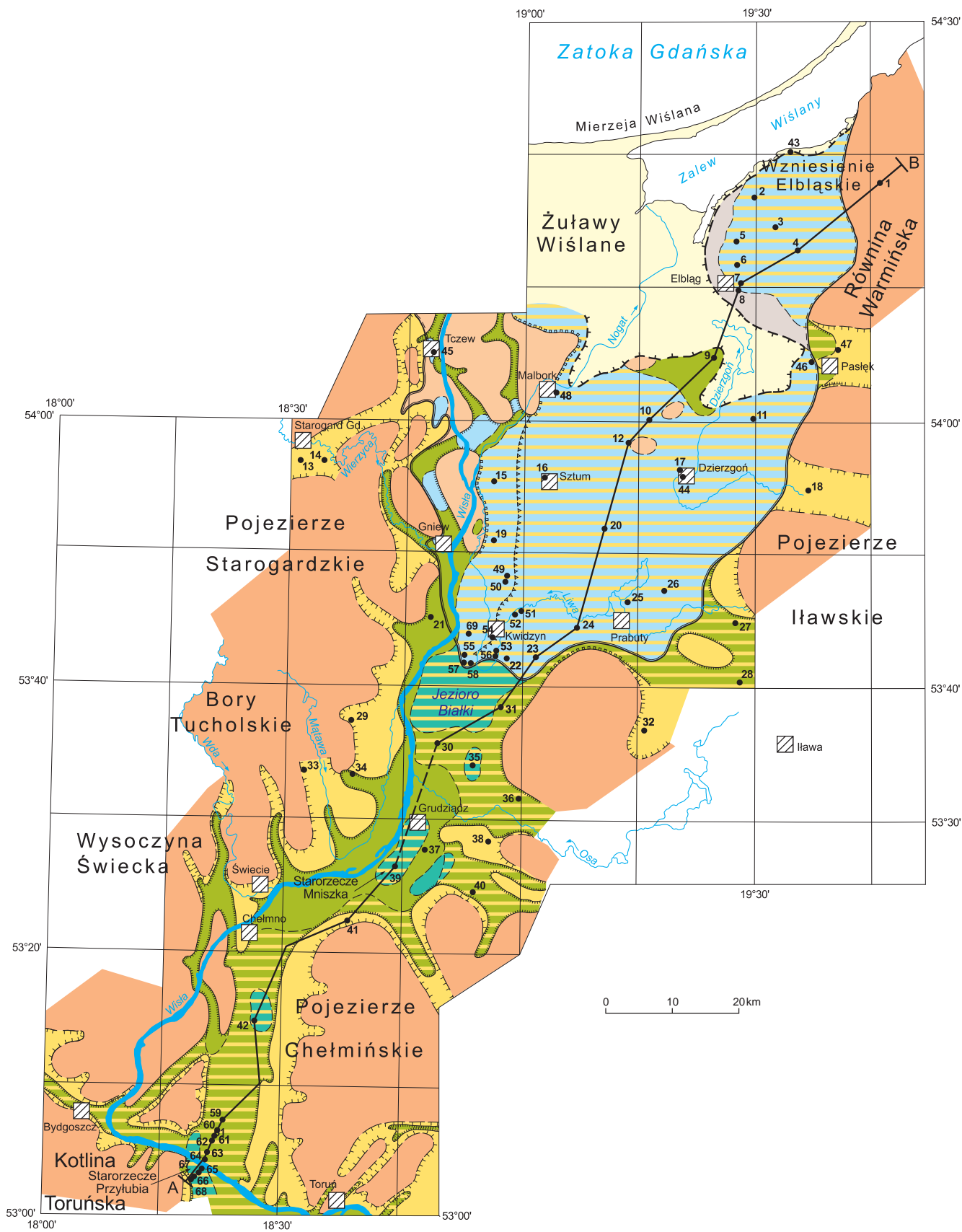
poziom osadów morskich jest podścielony osadami peryglacialnych jezior wytopiskowych, tworzących się na obszarze plejstoceńskiej niecki Bałtyku. Szczególną i wartą podkreślenia cechą całej formacji jest to, że nie stwierdzono w niej dotąd żadnych osadów glacialnych bądź ich reziduiów, które mogłyby wskazywać na jej przynależność do więcej niż jednego okresu międzylodowcowego.

Najpełniejsze wykształcenie litologiczne, genetyczne i wiekowe obserwujemy w strefie morskiej rozciągającej się od okolic Kwidzyna i Prabut na dolnym Powiślu po Wzniesienie Elbląskie (fig. 6). Tę część formacji ilustrują fragmenty 22 profili wybranych otworów wiertniczych przedstawione na figurze 8. Są to profile otworów kartograficzno-badawczych wykonanych do *Mapy geologicznej Polski 1:200 000*, arkusze Iława i Elbląg (Makowska, 1976b, 1977b, 1979a, 1980a) i *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, arkusze Elbląg Północ oraz Elbląg Południe (Makowska, 1987, 1991a, 1994c), Sztum, Młynary (Rabek, 1988, 1990, 1994b, 1998), Kwidzyn (Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985), Prabuty (Uniejewska, 1998; Uniejewska, Skocki, 2002), Susz (Kabulski, 1999, 2003) (fig. 1, 2; tab. 1) oraz wybrane otwory hydrogeologiczne, sprofilowane przez autorkę na podstawie próbek lub rdzeni wiertniczych w Kwidzynie i w Kamionce (Makowska, 1979b, 1990) i w Dzierzgoniu (otw. wiertn. 44). Na figurze 8 uwzględniono również dwa otwory wiertnicze z osadami morskimi nawierconymi w Tychnowych (Samsownik, 1951) i w Brachlewie (Nowak, 1965). Zestawione profile dają najpełniejszy, poznany dotąd obraz wykształcenia formacji dolnopowiańskiej w tej strefie.

Pod względem litologiczno-genetycznym formacja dolnopowiańska dzieli się na siedem kompleksów (fig. 7–9) (od najstarszego do najmłodszego):

A – ilów czerwonych, B – osadów zastoiskowych dolnych (w tym: B1 – starszych i B2 – młodszych), **C – osadów morskich morza sztumskiego, D – osadów rzecznych korytowych i pozakorytowych środkowej serii dolinnej (EII) oraz delt, E – osadów morskich morza tychnowskiego, F – osadów jezior reliktowych po morzu tychnowskim, G – osadów rzecznych korytowych górnej serii dolinnej (EIII) i delt oraz osadów jeziornych i bagiennych.**

W południowej, lądowej części obszaru wykształcenie formacji jest uboższe. Jest ona reprezentowana jedynie przez osady wypełniające doliny kopalne. Ta część formacji została szczegółowo opracowana przez autorkę (Makowska, 1979b). Wyróżniono tu trzy nałożone na siebie, coraz młodsze serie dolinne: dolną (EI), środkową (EII) i górną (EIII), składające się z osadów rzecznych korytowych i pozakorytowych, z osadów jeziornych oraz z osadów zastoiskowych górnych występujących w stropie górnej serii dolinnej. Początkowo wszystkie serie dolinne były zaliczone do interglacjału emskiego, stąd ich oznaczenie literą **E**. Obecnie litera ta odnosi się przy seriach dolinnych jedynie do jednostek litologicznych, a nie wiekowych, ponieważ w dalszych badaniach zostały one rozdzielone na trzy okresy wiekowe: zlodowacenie warty – seria dolna EI, interglacjał eemski – seria środkowa EII i zlodowacenia wisły – seria górna EIII.



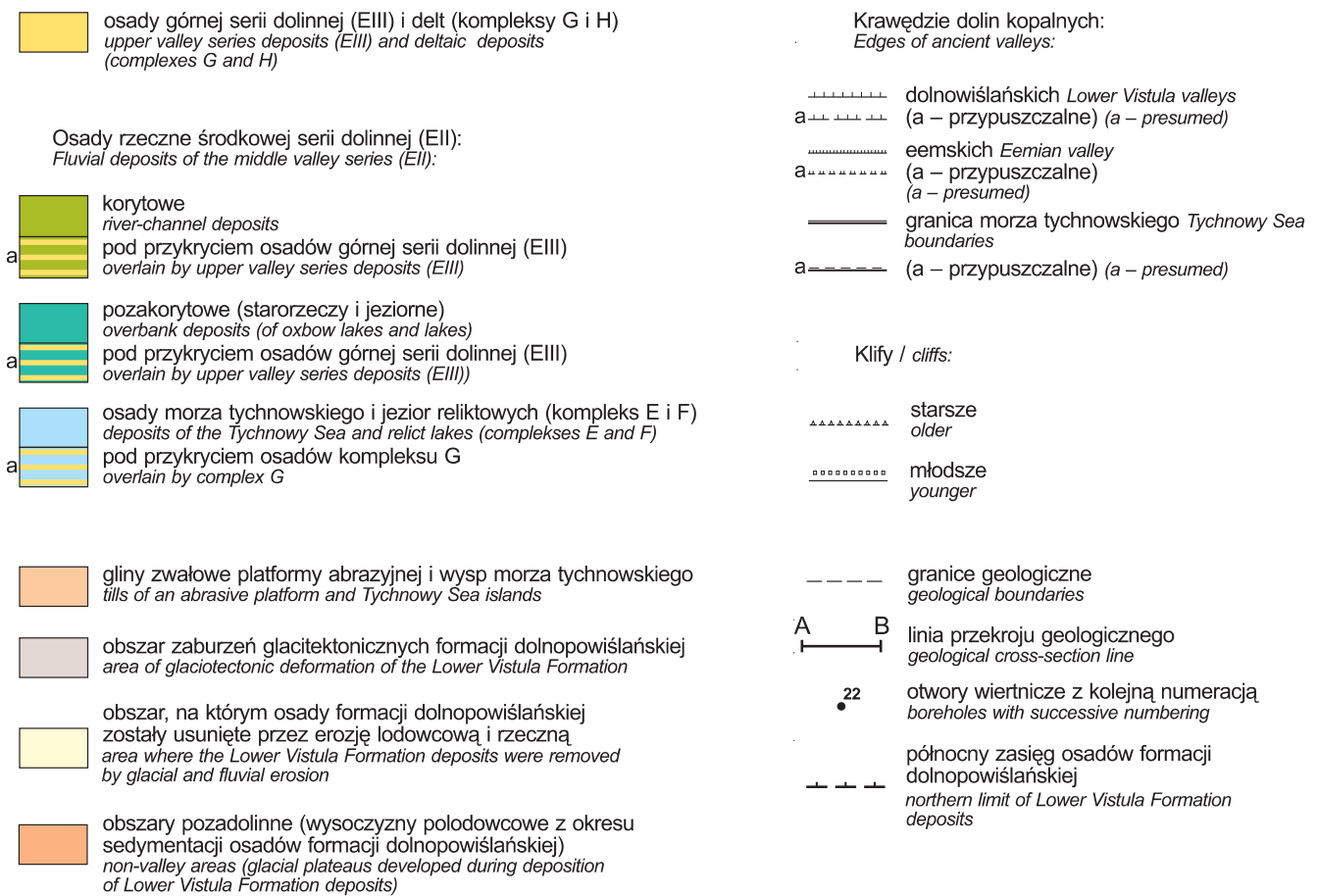


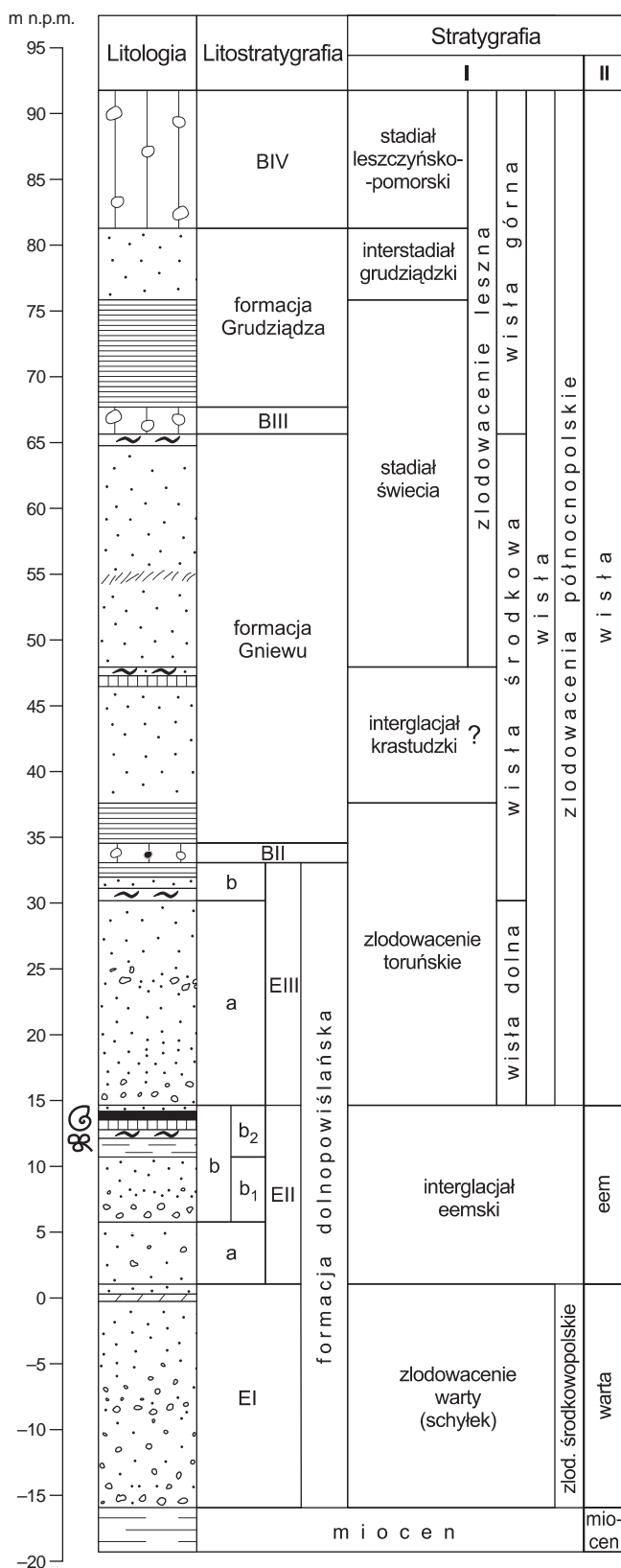
Fig. 6. Rozmieszczenie lądowych i morskich osadów formacji dolnopowiańskiej na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim

Distribution of continental and marine deposits of the Lower Vistula Formation in the Lower Vistula region and Elbląg Height

Badania południowej części formacji, przy późniejszej realizacji map geologicznych ogólnych i szczegółowych, były uzupełniane pojedynczymi profilami otworów kartograficzno-badawczych, które natrafiały na doliny kopalne. Pełne profile tych otworów są przedstawiono na figurze 5 (Karolewo, Płochocinek, Welcz, Zarośle, Rogoźno Zamek, Pięcmorgi, Bzowo, Annowo, Węgrowo, Plemięta).

Reprezentacyjny dla tej strefy jest profil otworu wiertniczego w Bągarcie, obejmujący kompletny zestaw osadów dolinnych (fig. 7) (Makowska, 1977a, 1980b, 2004). Profil znajduje się w centralnej części pierwszej z głównych dolin kopalnych (fig. 4, 6, otw. wiertn. 42), w której dnie odsłaniają się osady mioceny. Następnie leżą tu trójdzielne osady dolinne, składające się z osadów rzecznych, jeziornych i zastoiskowych. Obejmują od dołu dolną serię dolinną

(EI) złożoną z dwucyklicznych, rzecznych osadów korytowych z ciekłą warstwą osadów pozakorytowych w stropie. Wyżej leżą również dwucykliczne, korytowe osady rzeczne drugiej serii dolinnej (EIIa, b). W stropie drugiego cyklu tej serii znajdują się osady pozakorytowe – jeziorne lub starorzeczy (iły, mułki, gytie, torfy, z fauną mięczaków słodkowodnych) (EIIb2), stanowiące wraz z niżej leżącymi osadami korytowymi tej serii eemski poziom interglacjalny. Nad nimi znajduje się trzecia seria dolinna, składająca się z dwucyklicznych, rzecznych osadów korytowych (EIIIa), przechodzących ku stropowi w osady zastoiskowe (EIIIb). Osady rzeczne i jeziorne tych serii przedłużają się ku północy i wchodzi w skład kompleksów wydzielonych w strefie morskiej (fig. 8, 9). Środkowa seria dolinna (EII) wiąże się z osadami kompleksu D, natomiast górna seria dolinna (EIII)



mięczaki słodkowodne
freshwater molluscs

szczątki roślinne
fossil flora

z osadami kompleksu **G**, z wyjątkiem znajdujących się w niej osadów zastoiskowych górnych, które tworzą niezależny kompleks **H**, poznany dotąd jedynie w dolinach kopalnych. Dolna seria dolinna (EI) koreluje się natomiast z kompleksem **C**, lecz tylko wiekowo, gdyż w strefie morskiej jest obecnie nierozpoznawalna.

Formacja dolnopowiańska powstawała w długim okresie czasu, od schyłku zlodowacenia warty po środkową część zlodowacenia wisły (fig. 9). Pod względem wiekowym dzieli się ona na trzy części: dolną – ze schyłku zlodowacenia warty, środkową – powstałą w interglacjale eemskim i górną – należącą do zlodowaceń północnopolskich (wisły).

cd. Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie warty – schyłek
(dolna część formacji)

Kompleks A – ily czerwone (osady jezior peryglacialnych). Kompleks iłó czerwonych ze schyłku zlodowacenia warty, należący do dolnej części formacji dolnopowiańskiej, występuje na Wzniesieniu Elbląskim (fig. 4, 8). Na innych obszarach osady tego kompleksu tworzą nieciągłe warstwy, m.in. na Żuławach Wiślanych, np. w rejonie Żuławki Sztumskiej (fig. 4) lub w północnej części dolnego Powiśla, gdzie pojawiają się w formie pojedynczych przewarstwień wśród innych osadów, które zostaną omówione w dalszej części artykułu. Na Wzniesieniu Elbląskim wypełniają one rozległe zagłębienie podłoża, którego dno znajduje się na wysokości 10–95 m p.p.m. Podłoże to jest nachylone w kierunku Zatoki Gdańskiej. W czasie sedimentacji kompleksu iłó czerwonych było ono przedłużeniem niecki Prabałtyku na obszar Wzniesienia Elbląskiego. Miąższość iłó docho-



Fig. 7. Typowy profil osadów młodszego plejstocenu w Bağart (92,0 m n.p.m.), w tym osadów dolinnych formacji dolnopowiańskiej w lądowej strefie obszaru

I – podział stratygraficzny wg autorki; **II** – podział stratygraficzny wg *Tabeli stratygraficznej Polski* (Ber i in., 2008); serie dolinne: EI – dolna, EII – środkowa: a – część dolna, b – część górna, b₁ – facja korytowa, b₂ – facja starorzeczy; EIII – górna: a – osady rzeczne, b – osady zastoiskowe; gliny zwałowe: BII – toruńska; BIII – Świecie, BIV – Leszno-Poznań; inne znaki jak na fig. 4 i 5

Typical Younger Pleistocene section at Bağart (92,0 m a.s.l.), including valley deposits of the Lower Vistula Formation in the land part of the area

I – stratigraphic chart after author; **II** – stratigraphic chart after *Stratigraphical chart of Poland*, Ber et al., 2008; Valley series: EI – lower series, EII – middle series: a – lower part, b – upper part, b₁ – river-channel facies, b₂ – oxbow lake facies; EIII – upper series: a – fluvial deposits, b – ice-dammed lake deposits; tills: BII – Toruń, BIII – Świecie, BIV – Leszno-Poznań; other symbols as in Fig. 4 and 5

dzi do 70 m. Osady te zostały przewiercone w Pęklewie, Pa-górkach, Majewie, Krasnym Lesie, Małych Bielanych i No-wym Wieku, gdzie nie wykazują zaburzeń glacictektonicz-nych, a ponadto w Bażantarni i w Jagodnej, gdzie znajdują się w strukturach zaburzonych glacictektonicznie (Makow-ska, 1999). Kompleks jest zróżnicowany pod względem lito-logicznym. Zróżnicowanie to nie wykazuje jednak określo-nej prawidłowości (fig. 8). Dominującym osadem są ily je-ziorne zwięzłe, lite, twarde o zmiennym zabarwieniu – od brązowego przez czerwonobrazowe do czerwonego. W nie-kórych profilach zawierają pojedyncze, nieregularnie roz-mieszczone w cieście ilastym ziarna żwirów (Pęklewo). Miejscami wykazują obecność licznych kostkowych spekań lub strukturę brekcyjową, świadczącą o okresowych wynu-żeniach osadu nad poziom wody w jeziorze.

Iły o zabarwieniach brązowoczerwonych zawierają prze-warstwienia iłów szarych i ciemnoszarych. Warstwy te wy-stępują nieregularnie i mają zmienne miąższości. Są mniej zwięzłe i niejednolite, miejscami mułkowate. Często wyka-zują obecność smugowania lub równoległego, nieregularne-go uwarstwienia. Wskazują na zmianę warunków sedyment-acyjnych w stosunku do tych, w jakich osadzały się ily czer-wone. Te dwa typy osadów – ily czerwone i szare – domi-nują w profilach wiertniczych. Jednak miejscami występują w tych profilach inne osady. Najczęściej są to piaski drob-noziarniste, rzadziej średnioziarniste, które tworzą lokalne przewarstwienia wśród osadów ilastych (Krasny Las). Miej-scami warstwy piaszczyste osiągają jednak znaczne miąższości, tak jak w profilu Pagórki, w którym miąższość takiej warstwy dochodzi do 18 m. Warstwa zawiera liczne, niereg-ularne smugi detrytusów roślin. Szczątki organiczne poja-wiają się też wśród warstw ilastych, tak jak w dolnej częś-ci serii w Pęklewie, w których znajduje się warstwa iłów o ciemnoszarym i czarnym zabarwieniu, zawierająca praw-dopodobnie domieszki humusu lub zmacerowanych szczątk-ów organicznych oraz pojedyncze grudki niebieskiego vi-wianitu, świadczące o obniżeniu się poziomu wody w zbiorniku jeziornym. Inną domieszkę stanowią przeławiczenia gli-ną zwałową. Są one widoczne, m.in. w dolnej części serii w Małych Bielanych w Bażantarni i w Nowym Wieku. Spo-radycznie, w dolnej części kompleksu występują ily warwo-we (Pagórki, Małe Bielany), które świadczą, że w początko-wym okresie tworzenia się serii iłów czerwonych, na po-wierzchni podścielającej gliny zwałowe istniały także nie-wielkie, lokalne zastoiska.

Wszystkie opisane wyżej cechy kompleksu iłów czerwo-nych wskazują na określoną genezę zbiornika, w którym po-wstawały te osady. Omawiany zbiornik znajdował się na ob-szarze niecki Prabałtyku. Osady powstawały w takich samych warunkach, jakie autorka określiła na podstawie ana-logicznej, lecz młodszej serii iłów czerwonych, odsłania-jących się na powierzchni terenu w kopalniach odkrywk-owych w Nadbrzeżu, Suchaczku i w Kadynach, gdzie ily te to-warzyszą iłom yoldiowym (elbąskim), razem z którymi

znajdują się w formacji Kadyn (i Gniewu) oddzielonej od formacji dolnopowiańskiej wyraźnym poziomem gliny zwałowej (toruńskiej) (fig. 9) (Makowska, 1986b). Zaobser-wowane tam cechy osadów skłoniły autorkę do przyjęcie tezy, że powstawały one w peryglacialnych zbiornikach je-ziornych, utworzonych na powierzchni gliny zwałowej bez-pośrednio po jej wytopieniu. Świadczą o tym przewarstwie-nia gliniaste występujące w dolnych częściach omawianego kompleksu, a także obecność żwirów w materiale ilastym niektórych warstw iłów czerwonych. Zarówno glina zwa-łowa jak i żwiry pochodziły ze świeżego, jeszcze nieskonso-lidowanego materiału morenowego występującego na brze-gach zbiornika. Materiał powodujący czerwone zabarwienie iłów był natomiast dostarczany do zbiornika z dalszych ob-szarów niecki Prabałtyku i pochodził ze starszych skał pod-łoża, odsłaniających się w jej dnie. Mogły to być osady tria-sowe, permskie lub dewońskie. Na skały triasowe, jako źródło materiału powodującego czerwone zabarwienie kom-pleksu ilastego wskazuje też Lisicki (2003), omawiając ana-logiczny (znajdujący się na obszarze Mazur), lecz starszy kompleks pochodzący z interglacjału mazowieckiego.

Materiał donoszony do zbiornika jeziornego, który to zbiornik zajmował prawie cały obszar Wzniesienia Elbąs-kiego i przedłużał się ku północy na dalsze obszary niecki Prabałtyku, był jednak zróżnicowany, co świadczy o złożo-nym rozwoju tego zbiornika. Iły czerwone stanowią jedyną część osadów całego kompleksu, a ich nieregularne wystę-powanie oznacza, że dopływ materiału czerwonego odby-wał się w różnych i zmiennych okresach ich sedymentacji. Między tymi okresami w jeziorze osadzały się ily szare, związane z materiałem lokalnym, głównie morenowym. Po-nadto w zbiorniku osadzał się też materiał piaszczysty, który mógł być donoszony przez rzeki z obszarów pokrytych wczesną, postglacialną roślinnością. Roślinność mogła też porastać okresowo zmienne brzegi jeziora. Wskazują na to ciemnoszare i czarne ily z wiwianitem, występujące w profi-lu Pęklewa (fig. 8). Wiek kompleksu iłów czerwonych zos-tał określony na podstawie badań termoluminescencyj-nych wykonanych dla osadów z Bażantarni (fig. 8, otw. wiertn. 7), dla których na podstawie trzech próbek uzyskano daty 135 ± 20 ka, 139 ± 31 ka i 147 ± 22 ka BP (Butrym, 1991a, b) (tab. 2). Daty te wskazują na powstanie osadów w czasie oraz u schyłku zlodowacenia warty.

Kompleks B – osady zastoiskowe (dolne). Osady zasto-iskowe dolnej części formacji dolnopowiańskiej występują w północnej części dolnego Powiśla, gdzie zostały pozna-ne w profilach wiertniczych zlokalizowanych na Pojezierzu Iławskim w sąsiedztwie doliny Wisły. Rozciągają się od Ba-senu Grudziądzkiego po Żuławy Wiślane. (fig. 4, 8, 9). Osady zastoiskowe wypełniają wschodnią część depresji pod-łoża formacji, stanowiącą obniżenie uformowane, w końco-wym okresie deglacjacji obszaru w czasie zlodowacenia warty. Po wycofaniu się lądolodu na północ, poza omawiany

Fig. 9. Syntetyczny profil formacji dolnopowiańskiej oraz nadległych osadów zlodowaceń północnopolskich (wisły) na Pomorzu Nadwiańskim

I – podział stratygraficzny wg *Tabeli stratygraficznej Polski* (Ber i in., 2008); **II** – podział stratygraficzny wg autorki; osady formacji dolnopowiańskiej: **A–H** – kompleksy litologiczno-genetyczne ze strefy morskiej; serie dolinne ze strefy lądowej: dolna (EI), środkowa (EII), górna (EIIIA) – część rzeczna, (EIIIB) – część zastoiskowa; poziomy osadów jeziornych w kompleksie litologicznym G: p – pagórki (brørup), o – obrzynowo (odderade), n – nowiny, pa – pawlice; B1–BV – poziomy glin zwałowych; poziomy osadów morskich: Sz – sztumski, Ty – tychnowski, El – elbląski, Kr – krastudzki, Ł – z Łęczą, PR I, II – z Próchnika, KW – z Kamionka Wielkiego, M – z Miednik; an – anaglacjał, g – glacjał, k – kataglacjał; osady: z – zastoiskowe, j – jeziorne, r – rzeczne, fg – wodnolodowcowe

Synthetic section of the Lower Vistula Formation and overlying deposits
of the North Polish (Vistulian) Glaciations in Vistula Pomerania

I – stratigraphic chart after *Stratigraphical chart of Poland*, Ber et al., 2008; **II** – stratigraphic chart after author; Lower Vistula Formation deposits: **A–H** – lithological complexes of the marine zone; continental valley series: lower (EI), middle (EII), upper (EIIIA) – fluvial part, (EIIIB) – ice-dammed lake part; lacustrine horizons in the lithological complex G: p – Pagórki (Brørup), o – Obrzynowo (Odderade), n – Nowiny, pa – Pawlice; B1–BV – till horizons; marine horizons: Sz – Sztum, Ty – Tychnowy, El – Elbląg, Kr – Krastudy, Ł – Łęcz, PR I, II – Próchnik, KW – Kamionka Wielka, M – Miedniki; an – anaglacjal, g – glacial, k – cataglacjal; z – ice-dammed lake deposits, j – lacustrine deposits, r – fluvial deposits, fg – glaciofluvial deposits

obszar, w obniżeniu utworzyło się wielkie zastoisko recesyjne, które zaczęło się wypełniać iłami warwowymi. Osady zastoiskowe z tego obszaru zostały opisane w pierwszej pracy o interglacjale eemskim nad dolną Wisłą (Makowska, 1979b), jednak było to zaledwie rozpoznanie wstępne. Więcej danych o tych osadach dostarczyły profile wierceń kartograficzno-badawczych, wykonanych w ramach sporządzania ogólnych i szczegółowych map geologicznych.

Osady zastoiskowe dolnej części formacji dolnopowiańskiej występują prawie we wszystkich profilach wierceń zlokalizowanych w strefie morskiej poza Wzniesieniem Elbląskim (fig. 4–6, 8).

Ze względu na litologiczne zróżnicowanie osadów można je podzielić na dwie części: starszą (B1) i młodszą (B2) (fig. 8).

Osady starszej części kompleksu (B1) tworzą ily i mułki warwowe, przeważnie wyraźnie warstwowane, szare lub szarobrazowe, z warstwami ciemnymi i jasnymi. Leżą one najczęściej wprost na glinie zwałowej (interpretowanej przez autorkę jako glina zwałowa zlodowacenia warty), która wyścieła dno obniżenia podłoża formacji dolnopowiańskiej. Jedynie w Pawlicach są one podścielone kilkumetrową warstwą piasków drobnoziarnistych przelawionych mułkami, świadczących o tym, że istniał tu lokalny przepływ wód związany z brzegiem zastoiska.

Powierzchnia gliny zwałowej, na której leżą osady zastoiskowe, wykazuje miejscami ślady rozmywania, które widoczne są w postaci niezbyt grubych warstw ilasto-mułkowo-gliniastych (stanowisko Nowiny). W profilu Bukowa, znajdującym się najbliżej Żuław Wiślanych i Wzniesienia Elbląskiego, wśród iłów warwowych wielokrotnie występują warstwy iłów czerwonych. Takie warstwy spotykane są też pojedynczo w profilach położonych znacznie dalej na południe terenu, jak np. w Miłosnej koło Kwidzyna. Wskazuje to na możliwość okresowych połączeń między zbiornikami iłów czerwonych i osadów zastoiskowych, zarówno w okresie ich równoczesnej sedymentacji, jak również po

wcześniejszym wypełnieniu się zbiorników kompleksem iłów czerwonych. Miąższość serii iłów i mułków warwowych jest zmienna i zależy od ukształtowania dna zbiornika zastoiskowego (nierównej powierzchni wschodniej części depresji podłoża formacji dolnopowiańskiej). Jest ona większa w strefie obniżeń dna, mniejsza na jego wzniesieniach, aż do braków osadu włącznie. Miąższość osadów zmniejsza się też znacznie w kierunku południowym, ku brzegom zastoiska. Maksymalne miąższości dochodzą do 12–15 m, w środkowej jego części (Kamionka, Bukowo).

Osady młodszej części kompleksu (B2) występują w Krastudach i w Bukowie (fig. 4, 8), gdzie wypełniają wydłużone zagłębienie rozcinające powierzchnię starszych osadów zastoiskowych, a w Krastudach docierają do podłoża formacji dolnopowiańskiej. Osady serii młodszej (B2) wyraźnie odróżniają się od serii starszej (B1) składem litologicznym. W Krastudach są to od dołu piaski drobnoziarniste i pylaste, przewarstwione w wyższej części profilu kilkoma warstwami iłów, wśród których znajdują się też ily czerwone ze żwirami. Ponad nimi leżą mułki piaszczyste, przewarstwione piaskami pylastymi oraz cienkimi warstewkami iłów czerwonych. W najwyższej części występują ily szare z cienkimi warstwami piasków pylastych w stropie, w których pojawia się detrytus roślin oraz pojedyncze kawałki drewna. W Bukowie są to prawie wyłącznie piaski drobnoziarniste i pylaste z pojedynczą warstwą iłów mułkowatych. W piaskach wielokrotnie występują smugi detrytusu roślin. Litologia tej serii sugeruje, że w profilu z Bukowa i Krastud mamy do czynienia z osadami rzecznyymi, które dostawały się do zbiornika zastoiskowego i zasypywały ten zbiornik wzdłuż linii największego zagłębienia w dnie zastoiska. Było ono częściowo pogłębiane przez prądy wód transportujących osady rzeczne. Prądy te nie były jednak zbyt silne, ponieważ osady mają charakter osadów deltowych. Zmniejszanie się ilości i miąższości warstw piaszczystych w Krastudach w stosunku do warstw występujących w Bukowie może świadczyć, że delta była sypana z północy na południe.

Z tego kierunku donoszone też były ily czerwone, występujące w obydwóch profilach.

Kompleks C – osady morza sztumskiego. Osady morza sztumskiego zostały pierwotnie wyróżnione na podstawie otworu archiwalnego ze Sztumu, opisanego przez Keilhacka i Wolfa (Pacowska, 1953; otw. wiertn. 226), a następnie cytowanego przez wielu autorów jako otwór nawiercający morskie osady eemskie. Keilhack (1910) i Wolf (1914) opisali występujące na rzędnej 35,0 m p.p.m osady ilaste i piaszczyste ze skorupkami mięczaków morskich. Z ogólnej analizy przestrzennej, przeprowadzonej przez autorkę w latach 70. XX wieku wynikało jednak, że leżą one poniżej osadów eemskiego morza tychnowskiego, które znajdowały się na rzędnych 5–20 m p.p.m. Potwierdzał to profil hydrogeologicznego otworu wiertniczego, wykonanego w Sztumie i sprofilowanego przez autorkę na podstawie próbek (Makowska, 1979a). Wiercenie nie osiągnęło poziomu sztumskiego wyróżnionego przez Keilhacka (1910) i Wolfa (1914), lecz na rzędnej 6,8 m p.p.m. stwierdzono osady morskie, stanowiące wyższy poziom litostratygraficzny niż osady sztumskie, od których był oddzielony dużą serią piaszczystą niezawierającą szczątków fauny morskiej (Makowska, 1979b). Taki sam układ warstw morskich powtórzył się następnie w otworze kartograficzno-badawczym w Sztumie (Makowska 1978a, 1980a) (fig. 8; otw. wiertn. 16), zlokalizowanym w pobliżu archiwalnego otworu wiertniczego opisanego przez Keilhacka (1910) i Wolfa (1914) (fig. 5, 6, 8). W profilu otworu wiertniczego nr 16, na iłach warwowych starszej części dolnych osadów zastoiskowych (B1) występują ily, mułki i mułki piaszczyste przewarstwione pojedynczymi warstwami piasków drobnoziarnistych i pylastych o łącznej miąższości 6,4 m. Nie znaleziono w nich mięczaków, ale we wszystkich warstwach stwierdzono obecność dość licznych otwornic, świadczących o morskiej genezie osadów. Strop tych warstw znajduje się na wysokości 23,0 m p.p.m.

Takie same mułki z otwornicami, występują również nad iłami warwowymi w Nowinach (fig. 8; otw. wiertn. 17). Ich miąższość osiąga 1,5 m. Nad mułkami leżą piaski drobno- i średnioziarniste, zawierające skorupki i ułamki skorupki małża morskiego *Cardium sp.* Podobne warstwy, ale ilaste, opisano w profilach archiwalnych otworów wiertniczych oraz w otworach hydrogeologicznych z miejscowości Dzierzgoń. W jednym z nich (profilowanym przez autorkę artykułu na podstawie próbek) (fig. 8; otw. wiertn. 44), ponad iłami występują piaski torfiaste wydатовane na 217 tys. lat BP (Prószyński, 1980) (tab. 2).

Na dolnym Powiślu analogiczne warstwy leżące ponad dolnymi osadami zastoiskowymi formacji dolnopowiańskiej opisywano również w innych profilach, m.in.: Wysoka, Miłosna, Pawlice i Obrzynowo (fig. 8). Nie znaleziono w nich jednak wyraźnych śladów fauny.

Wyróżniono je także w Krastudach i w Bukowie, gdzie leżą nad osadami deltowymi, stanowiącymi młodszą część kompleksu zastoiskowego (B2). W Krastudach jest to war-

stwa szarego mułku piaszczystego o miąższości 1,0 m, zawierającego drobne skorupki mięczaków morskich, wśród których wyróżniono zespół składający się z 11 gatunków ślimaków i małży, o składzie gatunkowym podobnym do późniejszej fauny morza tychnowskiego (Makowska, 1986a, b). W Bukowie, do poziomu sztumskiego włączono warstwę szarego iltu mułkowatego o miąższości 0,2 m, w którym jednak nie stwierdzono obecności mięczaków.

Występowanie osadów morskich ograniczono pierwotnie do tzw. basenu sztumskiego (Makowska, 1979b), znajdującego się na dolnym Powiślu w strefie największych obniżen podłoża formacji dolnopowiańskiej, tj. między Kwidzynie, Sztumem i Dzierzgoniem, wypełnionych dolnymi osadami zastoiskowymi. W toku kolejnych prac geologicznych okazało się jednak, że występują one także na Wzniesieniu Elbląskim, gdzie podobne warstwy szarych mułków lub iltów znaleziono w najwyższej części kompleksu iltów czerwonych. Wyróżniono je m.in. w: Pękiewie, Krasnym Lesie, Małych Bielanych oraz z pewnymi zastrzeżeniami również w Majewie i Bażantarni (fig. 8). Podstawą wydzielenia tych warstw były znajdowane w nich otwornice. Najlepiej zostały one rozpoznane w profilu z Pękiewa (fig. 8; otw. wiertn. 2), w którym na iłach czerwonych ze żwirami leżą piaski pylaste i drobnoziarniste z cienkimi przewarstwieniami iltów i mułków szarych oraz iltów czerwonych, o miąższości 5,4 m. Wyżej leży warstwa iltów szarych o miąższości 6,6 m. Iły są warstwowane poziomo i zawierają rozproszony detrytus roślinny oraz pojedyncze otwornice, na podstawie których osady te określono jako morskie i skorelowano z osadami morza sztumskiego. Nad nimi znajduje się warstwa piasków pylastych datowana metodą TL na 107 ± 15 tys. lat BP (Bluszcz, 1986) (tab. 2). Wynik datowania wykazał, że osady te są młodsze niż osady sztumskie w Dzierzgoniu, co jednak nie jest w tym przypadku czynnikiem rozstrzygającym dla korelacji tych warstw. Zasadnicze znaczenie ma tu bowiem występowanie tych osadów nad kompleksem iltów czerwonych (A) na Wzniesieniu Elbląskim oraz kompleksem osadów zastoiskowych dolnych (B) na dolnym Powiślu.

W stropie kompleksu iltów czerwonych również znajdowano podobne warstwy iltów szarych zawierających otwornice lub domieszki substancji organicznej. Dotyczy to profili w Majewie, Krasnym Lesie i w Małych Bielanych (fig. 8). Opisano też profile, w których nie stwierdzono wyraźnej obecności takich osadów. Przykładem może być np. profil w Pagórkach, w którym bezpośrednio nad iłami czerwonymi leżą interglacjalne piaski rzeczne. Być może osady morskie zostały tu erozyjnie usunięte.

W podsumowaniu opisu osadów, zaliczonych do poziomu sztumskiego, trzeba podkreślić następujące cechy:

1. Osady poziomu sztumskiego występują zarówno na dużych obszarach północnej części dolnego Powiśla, jak również i na Wzniesieniu Elbląskim. W północnej części dolnego Powiśla, z reguły, znajdują się one w stropie kompleksu zastoiskowego (B), natomiast na Wzniesieniu Elbląskim w stropie kompleksu iltów czerwonych (A). Może to

wskazywać na równowiekowość tych kompleksów oraz na to, że wody morskie ingredowały zarówno do jezior peryglacialnych, jak również do zbiorników zastoiskowych.

2. Osady poziomu sztumskiego nie tworzą wyraźnej, ciągłej warstwy morskiej, takiej jaką tworzą wyżej leżące, młodsze osady morza tychnowskiego. Są one trudno dostrzegalne. Z wyjątkiem pojedynczych miejsc, nie zawierają skorupki mięczaków morskich, które makroskopowo wskazywałyby na ich morską genezę. W znacznej większości stanowisk zostały wyróżnione jedynie na podstawie obecności otwornic, które być może w wielu innych miejscach nie zostały zauważone.

3. Fauna znaleziona dotąd w osadach nie daje podstaw do jednoznacznej charakterystyki morza, w którym się rozwijała. Otwornice nie były badane pod względem paleontologicznym. Natomiast miejsca, w których znaleziono skorupki mięczaków morskich są zupełnie sporadyczne, przy czym najpełniejszy zespół mięczaków jaki uzyskano w Krastudach (Makowska, 1986a, b) daje problematyczny obraz ciepłego morza, przypominającego morze tychnowskie. Obecności tak ciepłego morza nie potwierdzają inne stanowiska oraz interpretacje paleogeograficzne, które wskazują na to, że morze sztumskie istniało, co najwyżej, na początku okresu interglacialnego, a nie w jego optimum, kiedy to mogły na te obszary transgredować wody ciepłego morza. Należy więc przyjąć, że morze sztumskie powstało jedynie w wyniku ingresji wód morskich do istniejących zbiorników jeziornych peryglacialnych na obszarze Wzniesienia Elbląskiego oraz zastoiskowych na dolnym Powiślu. Właściwe morze znajdowało się wówczas poza północną granicą omawianych obszarów. Ingresja miała miejsce w schyłkowej części glacialu w czasie inicjalnego rozwoju dolin rzecznych, gdzie powstawała dolna seria dolinna (EI) lub, co najwyżej, w początkowym okresie interglacialnym. W dotychczasowej interpretacji autorki, opartej na przestrzennych analizach litostratygraficznych i pojedynczych datowaniach osadów metodą TL, był to schyłek zlodowacenia warty i początek interglacialu eemskiego.

Interglacial eemski (środkowa część formacji)

Osady z okresu interglacialu eemskiego rozciągają się na obszarze Pomorza Nadwiślańskiego od Kotliny Toruńskiej na południu po Zalew Wiślany na północy (fig. 4–9), zajmując środkową część profilu pionowego formacji dolnopowiańskiej. W początkowym okresie badań autorka zaliczała do interglacialu eemskiego wszystkie osady formacji dolnopowiańskiej, wyróżniając wśród nich osady powstałe w optimum interglacialnym oraz w kolejnych falach ochłodzeń i ociepleń klimatycznych przed- i poptymalnych, zgodnie z klimatostratygraficznymi kryteriami wydzielenia interglacialów według Różyckiego (1964) (Makowska, 1979b). Prowadzone w następnych latach badania palinologiczne próbek ze stanowisk: Nowiny, Pagórki, Wysoka, Licze i Obrzynowo (Janczyk-Kopikowa, 1976, 1991, 1993, 1996b, 1997) stopniowo pozwalały na coraz bardziej precy-

zyjne (oparte na kryteriach paleobotanicznych) wyodrębnienie właściwych osadów interglacialnych.

Obecnie, granice interglacialu eemskiego w osadach formacji dolnopowiańskiej na podstawie badań palinologicznych (*op. cit.*) oraz prowadzonych przez autorkę (Makowska i in., 1979b, 1986a, b; 2001) badań fauny mięczaków, pochodzących z wielu stanowisk, są znacznie wyraźniej określone. Z dużą dokładnością jest wyznaczona górna granica interglacialu. Znajduje się ona w stropie środkowej z serii dolinnych, wypełniających doliny kopalne (seria EII) w strefie lądowej (fig. 7) oraz w stropie osadów jezior reliktowych po morzu tychnowskim (kompleks F) w morskiej strefie obszaru (fig. 8, 9). Niestety, dolna granica interglacialu eemskiego nie jest wyznaczona tak precyzyjnie, ponieważ zasięg badań pyłkowych ogranicza się do spągu osadów organicznych, występujących w górnej części środkowej serii dolinnej, zarówno w dolinach kopalnych strefy lądowej (fig. 7; seria EIIb₂), jak też w strefie transgresji morskich.

Według badań pyłkowych sedymentacja osadów organicznych rozpoczęła się już w pierwszym interglacialnym okresie pyłkowym – EI, lecz pierwszy lokalny poziom pyłkowy w różnych stanowiskach jest odmienny, co jest oczywiste, ponieważ wypełnianie się zbiorników wodnych osadami organicznymi nie wszędzie zaczynało się w tym samym czasie. Poniżej osadów organicznych, zarówno w strefie lądowej oraz morskiej, znajdują się korytowe osady rzeczne (fig. 7; serie: EIIa i EIIb₁), które są płonne pod względem zawartości pyłku. Biorąc pod uwagę potrzebę określenia zdarzenia, które mogło oznaczać początek interglacialu przyjęto, że nastąpiło to w czasie formowania się pierwszej wyraźnej sieci dolin rzecznych, w których powstawała środkowa seria dolinna. Korytowe osady tej serii powstały zatem na początku interglacialu, którego dolną granicę wyznacza spąg tych osadów.

Tak określona wiekowo seria interglacialna tworzy dobrze udokumentowany paleontologicznie przewodni poziom stratygraficzny, rozciągający się szeroką strefą wzdłuż całego omawianego obszaru od Kotliny Toruńskiej na południu po Zalew Wiślany na północy (fig. 4, 5, 8, 9). Został on na początku prowadzonych przez autorkę badań szczegółowo rozpoznany w kilkudziesięciu profilach wierceń geologiczno-inżynierskich w rejonie doliny Wisły (Makowska, 1979b), a następnie w dalszych kilkudziesięciu profilach wierceń kartograficzno-badawczych, rozmieszczonych na pozostałej części omawianego obszaru. Osady eemskie nie odsłaniają się na powierzchni terenu z wyjątkiem odsłonięcia w Bażantarni pod Elblągiem, gdzie występują w sytuacji zaburzonej glaci-tektonicznie (fig. 8) (Makowska, 1986b, 1999).

Wszystkie osady interglacialne znajdują się w granicach wysokości od 0–20 m n.p.m. na południu (w strefie lądowej) do 0–40 m p.p.m. na północy (w strefie morskiej). Osady interglacialu eemskiego wypełniają duży system obniżen swego podłoża tworzących na południu sieć kopalnych dolin rzecznych, rozpoczynających się w Kotlinie Toruńskiej i dochodzących do okolic Kwidzyna i Prabut (fig. 6). Ich ślady przedłużają się dalej ku północy, gdzie doliny rozwidlają się

na szereg odgałęzień tworzących obszar deltowy, który w optimum interglacjalnym został zalany przez morze tychnowskie. Drugi system dolinny, kierujący się w ten sam obszar deltowy, zaznacza się w rejonie Prabut i Susza.

Podłoże osadów interglacjalu eemskiego zbudowane jest na południu obszaru z utworów mioceńskich i oligoceńskich, a w dnach obniżen również paleoceńskich. W części środkowej i północnej (począwszy od okolic Grudziądza) leżą one natomiast na dolnej części formacji dolnopowisłańskiej, obejmującej osady morza sztumskiego (kompleks C), kompleks osadów zastoiskowych dolnych (B) i kompleks ilów czerwonych (A), (fig. 4, 5, 8).

Zespół osadów powstałych w interglacjale eemskim dzieli się na dwie zasadnicze grupy:

(1) – starszą – lądową, stanowiącą wielocykliczne, korytowe i pozakorytowe osady rzeczne, wypełniające doliny kopalne na południu, oraz rozwidlony system obniżen erozyjnych w środkowej i północnej części obszaru, gdzie osady korytowe przechodzą w osady delt i stożków napływowych, wypełniających te obniżenia. Tworzą one środkową serię dolinną (EII), która przedłuża się ku północy, i w strefie morskiej wchodzi w skład kompleksu D (fig. 4, 8, 9).

(2) – młodszą – morską, stanowiącą osady morskie morza tychnowskiego, występujące tylko w morskiej strefie obszaru, gdzie tworzą kompleks E, oraz związane z nim osady jezior reliktowych pozostałych po tym morzu, tworzące kompleks F (fig. 4, 8, 9).

Kompleks D – osady środkowej serii dolinnej (EII) oraz delt. Osady środkowej serii dolnej (EII) oraz delt zostały najlepiej rozpoznane w sąsiedztwie doliny Wisły, na odcinku od Kotliny Toruńskiej po Kwidzyn. W tej serii występują one w systemie dolin kopalnych, utworzonych u schyłku zlodowacenia warty i na początku interglacjalu eemskiego, które to doliny przetrwały aż do wisły środkowej (fig. 7, 8) (Makowska, 1979b). Na badanym obszarze autorka wyróżniła „pierwszą” główną kopalną dolinę rzeczną, biegnącą od Kotliny Toruńskiej po Kwidzyn, równoległe i nieco na wschód od współczesnej doliny Wisły, oraz sieć mniejszych dolin kopalnych, uchodzących do głównej doliny z kierunków: zachodniego i wschodniego. W późniejszych badaniach autorka stwierdziła też obecność innej, większej doliny rzecznej, którą nazwała „drugą” doliną główną, która wkroczyła na omawiany obszar od strony Iławy i Susza (Makowska, 2001). W pierwszej – głównej dolinie i w dolinach bocznych, na podstawie makroskopowych analiz próbek z kilkudziesięciu wierceń geologiczno-inżynierskich, potwierdzonych następnie wynikami badań laboratoryjnych, wykonanych dla wybranych profili (Gronkowska, 1972), autorka artykułu wyróżniła trzy serie osadów: dolną (EI), środkową (EII) i górną (EIII), które pierwotnie zostały w całości zaliczone do interglacjalu eemskiego. Każda z serii składała się z wielocyklicznych, korytowych osadów rzecznych oraz z osadów pozakorytowych, występujących w serii dolnej i środkowej. W serii górnej, ponad osadami rzeczными występują osady zastoiskowe. W późniejszych latach, na podstawie wyników badań palinologicznych, serię

dolną (EI) przesunięto do schyłku zlodowacenia warty, a serię górną (EIII) do zlodowacenia wisły. Na tej podstawie autorka ostatecznie uznała, że interglacjal eemski na omawianym obszarze reprezentowany jest przez środkową serię dolinną (EII), która jest najpełniej rozwiniętą i reprezentacyjną serią dla tego okresu. Wyniki pierwszych badań, opublikowanych przez autorkę (Makowska, 1979b), opracowanych na podstawie wierceń geologiczno-inżynierskich, zostały następnie potwierdzone w profilach wielu wierceń kartograficzno-badawczych wykonanych dla map geologicznych w skali 1:200 000 i 1:50 000. Przykładem jest profil z wiercenia w Bągarcie (fig. 7). W profilu Bągart widoczne są wszystkie serie dolinne w pełni wykształcone litologicznie. Środkowa seria dolinna, występująca we wszystkich dolinach kopalnych, składa się z korytowych, co najmniej dwucyklicznych osadów rzecznych, reprezentowanych przez gładziki, żwiry, piaski różnoziarniste, drobnoziarniste i pylaste (EIIa, EIIb₁). Grubsze frakcje ziaren występują w południowej części obszaru, w strefie wału pomorskiego, natomiast ku północy gładziki i żwiry zanikają i seria składa się z piasków średnio- i drobnoziarnistych lub pylastych. Na osadach korytowych, miejscami, występują osady pozakorytowe (EIIb₂). Są to różnego rodzaju ily, mułki piaszczyste lub ilaste, mułki zawierające substancją organiczną, gytie, torfy, łupki torfiaste wypełniające starorzecza i pojedyncze jeziora znajdujące się w pierwszej głównej dolinie kopalnej, na odcinku od Solca Kujawskiego po Kwidzyn (fig. 6). Dalej, ku północy miejsce starorzeczy i małych jezior zajmują rozleglejsze jeziora oraz rozlewiska uformowane na obszarze ówczesnej delty. W dolinie głównej osady korytowe i jeziorne są miejscami przykryte materiałem powodziowym, złożonym z piasków pylastych przewarstwionych mułkami (EII b₃). Osady korytowe, jeziorne i starorzeczy sporadycznie zawierają skorupki mięczaków słodkowodnych, których nie ma w osadach powodziowych. Eemski wiek osadów został określony na podstawie ekspertyz i badań pyłkowych, wykonanych dla próbek osadów z wielu stanowisk (Borówko-Dłużakowa, Janczyk-Kopikowa, 1965; Janczyk-Kopikowa, 1965, 1970; Drozdowski, Tobolski 1972).

Osady środkowej serii dolinnej przedłużają się do strefy morskiej, w której są reprezentowane przez osady rzeczne – deltowe i stożków napływowych w kompleksie D (fig. 8, 9). Występują one na całym obszarze strefy morskiej.

Kompleks E – osady morza tychnowskiego. Transgresja morza tychnowskiego nastąpiła od strony Zalewu Wiślanego i dotarła stopniowo do Kwidzyna i Prabut. Morze zajęło rozległy obszar deltowy, utworzony na początku interglacjalu eemskiego przez dwie najważniejsze rzeki tego obszaru, biegnące z południa od Solca Kujawskiego („pierwsza” dolina główna, którą była prawdopodobnie dolina Prawarty) i z południowego wschodu od okolic Iławy przez Susz („druga” dolina główna, prawdopodobnie dolina Prawisły). Zarówno te rzeki, jak i obszar deltowy, przyjmowały szereg mniejszych dopływów kierujących się zarówno z zachodu jak i ze wschodu. W czasie pełnego rozwoju transgresji morskiej, jej zasięg rozszerzył się nieco na południe poza

Kwidzyn i Prabuty oraz na zachód, gdzie morze dotarło do okolic Gniewu i Tczewa (fig. 6). Pozostawiło ono wyraźny poziom osadów, rozciągających się na wielkim obszarze obejmującym Wzniesienie Elbląskie, północną część Wysoczyzny Iławskiej oraz wschodnią część doliny Wisły między Kwidzynem a Malborkiem (fig. 4–6, 8). Osady tego morza zostały poznane i opisane przez autorkę w 30 stanowiskach obejmujących jeden lub więcej profili wiertniczych. Z tego 16 profili uzyskano z wierceń kartograficzno-badawczych wykonanych przez PIG dla map ogólnych i szczegółowych, a pozostałe uzyskano głównie z wierceń geologiczno-inżynierskich, wykonanych przez PIG w dolinie Wisły, bądź z wierceń hydrogeologicznych wykonywanych przez różne przedsiębiorstwa geologiczne poza tą doliną. Wykorzystano też 3 opublikowane wcześniej wiercenia wykonane w Tychnowych i Brachlewie (Samsonowicz, 1951; Nowak, 1965) oraz jedno odsłonięcie w Bażantarni (Halicki, Brodniewicz, 1961; Makowska, 1986b).

Morze tychnowskie udokumentowane jest na omawianym obszarze łącznie kilkudziesięcioma profilami otworów wiertniczych. Wiele z nich było już publikowanych we wcześniejszych opracowaniach autorki (Makowska, 1979b, 1980b, 1986a, b, 1990, 1999, 2001; Makowska, Rabek, 1990; Makowska i in., 2001) (tab. 1). Pełne profile pozostałych otworów wiertniczych przedstawiono na figurze 5. Na figurze 8 przedstawiono natomiast 22 najważniejsze odcinki profili z obszarów objętych transgresją morza tychnowskiego, obejmujących formację dolnopowiańską. W każdym z tych profili występują osady tego morza. Dziewiętnaście z prezentowanych profili zostało opracowanych przez autorkę na podstawie próbek lub rdzeni wiertniczych (tab. 1).

Osady morskie i jeziorne zostały rozpoznane głównie na podstawie występującej w nich, widocznej makroskopowo fauny mięczaków morskich i słodkowodnych, a w dwóch profilach (Krasny Las, Małe Bielany) na podstawie obecności otwornic. Szczegółowe badania mięczaków (poza profilami z Tychnowych, Brachlewa i Bażantarni, opracowanych przez Samsonowicza (1951) i Brodniewicza (1960, 1965, 1969) zostały wykonane przez autorkę dla profili z Kwidzyna, Tczewa, Sztumu, Dzierzgonia, Prabuty, Nowin, Licza i Obrzynowa (Makowska, 1979b, 1986a,b, 2001). W innych profilach rozpoznano pojedyncze gatunki, wystarczające jednak dla określenia morskiej genezy osadu. Badania otwornic wykonano dla osadów z profili w Tychnowych, Brachlewie, Bażantarni i Kwidzynie oraz w nieprzedstawionych na figurze 8 profilach z Kaniczek, Gabówki i Kwidzyna (Pożaryski, 1951; Brodniewicz, 1972; Odrzywolska-Bieńkowska, 1972; Makowska, 1979b). W wybranych profilach osady morskie wraz z towarzyszącymi im osadami jeziornymi zostały poddane ekspertyzom i badaniom palinologicznym wykonanym przez Janczyk-Kopikową (1976, 1991, 1993, 1996b, 1997). W wyniku tych badań określono eemski wiek osadów oraz uzyskano obraz zmian roślinności i zmian klimatycznych, które zachodziły w tym czasie na omawianym obszarze. Najpełniejszy obraz tych zmian wykazują diagramy pyłkowe opracowane dla profili z Nowin, Pagórków, Licza i Obrzynowa oraz liczbowe zestawienie z Wysokiej (*op. cit.*). Ponadto szcze-

gółową analizę palinologiczną, wykonaną przez Ołtuszewskiego, mają też osady z Bażantarni (*w:* Halicki, Brodniewicz, 1961). Ekspertyzowe badania pyłkowe były wykonane dla profilu z Pęklewa (Janczyk-Kopikowa, 1984), a także wcześniej dla osadów z Tychnowych przez Bremównę oraz z Dzierzgonia przez Grossa (*w:* Halicki, 1951a). Trzeba podkreślić, że wyniki tych wszystkich badań są ze sobą zgodne i pozwalają na dokładne określenie czasu transgresji, pełni rozwoju i recesji morza na omawianym obszarze.

Mięszość osadów morza tychnowskiego zmienia się w granicach od 2,4 m w Pagórkach do 6,0 m w Kamionce koło Kwidzyna. Osady te nie tworzą więc bardzo grubego poziomu. Największą mięszość – 10,7 m osiągają w Prabutach, reprezentują tam jednak osady delty podmorskiej, wynurzającej się okresowo nad powierzchnię morza. Na pozostałym obszarze zalewu morskiego mięszość osadów zmienia się w niewielkich granicach. Najgrubsze są na ogół w środkowej części obszaru objętego transgresją morską, najcieńsze przy granicach zasięgu tej transgresji oraz tam, gdzie osady zostały zniszczone w stropie przez późniejsze procesy erozyjne, jak np. w dolinie Wisły.

Profil litologiczny osadów jest na ogół mało zróżnicowany. Obejmuje głównie wapniste iły i mułki oraz piaski drobnoziarniste i piaski pylaste, o barwach szarych lub ciemnoszarych. Przy makroskopowym opisie próbek piaski morskie odróżniają się od piasków rzecznych tym, że nie są przemyte i zawierają wyraźną domieszkę szarego materiału ilastego. We wszystkich warstwach występuje przeważnie obfita, widoczna makroskopowo domieszka skorupek mięczaków morskich, znajdujących się w różnym stanie zachowania, na podstawie których osady te zostały przez autorkę określone (prawie we wszystkich opisanych stanowiskach) jako osad morski. Jedynie w pojedynczych miejscach mięczaków nie stwierdzono, a genezę osadu określono na podstawie otwornic lub przez hipsometryczne nawiązanie do wyraźniej określonych warstw morskich.

Obok mięczaków w osadach tych występują też otwornice (miejscami bardzo liczne) oraz małżoraczkę i szczątki innych organizmów zwierzęcych. W wyniku dotychczasowych badań mięczaków wyróżniono w nich łącznie 32 gatunki ślimaków i małży (Makowska, 1979b, 1986b). Fauna ma charakter luzytański. Cały zespół jest porównywalny z mięczakami morza eemskiego na obszarach Holandii, Danii i Niemiec, jakkolwiek jest od niej gatunkowo uboższy (Funder i in., 2002).

Najbardziej reprezentatywny profil osadów morza tychnowskiego został opisany w Nowinach (Makowska, 1986b, 1995a) (fig. 8). Obejmuje on cały morski cykl sedimentacyjny od transgresji, przez pełnię rozwoju morza, po całkowitą recesję. Osady morskie leżą na środkowej serii dolinnej (EII), stanowiącej częściowo osad deltowy (kompleks D), w stropie której znajdują się torfy ze skorupkami mięczaków słodkowodnych. Torfy wypełniają starorzeczka lub płytkie jeziora deltowe. Cykl morski rozpoczyna się od dołu gytą i mułkiem ilastym o mięszości 0,1 m, zawierającym pojedyncze skorupki mięczaków morskich, a następnie szarymi piaskami drobnoziarnistymi i mułkowatymi o mięszości 1,0 m, z ich obfita domieszką. Wśród mięczaków wystę-

pują gatunki płytkowodne i słonawowodne, wskazujące na typ osadu świadczący o transgresji. Wyżej leży warstwa łu i mułku o miąższości 2,8 m, również zawierająca obfitą domieszkę skorupek mięczaków, wśród których nie ma już gatunków płytkowodnych. Warstwa ta reprezentuje pełnię rozwoju morza. W wyższej części profilu występuje kolejna warstwa piasków o miąższości 0,4 m, która zawiera mięczaki płytkowodne i słonawowodne. Jest to warstwa świadcząca o recesji. W stropie tej warstwy kończy się występowanie mięczaków morskich. Wyżej spotykano je jedynie pojedynczo lub na wtórnym złożu. Wiek osadów morskich z tego profilu został określony na podstawie badań skorupek mięczaków metodą aminokwasową na 120 ka BP (Müller i in., 1985).

Podobny układ warstw wyróżniono też w Krastudach, w Obrzynowie i w Wysokiej. W pozostałych stanowiskach profil osadów morskich nie zawsze jest tak wyraźnie zróżnicowany litologicznie. Często brak warstw piaszczystych w spągu lub w stropie profilu lub występują one jako przewarstwienia wśród łów i mułków, w zależności od warunków lokalnych. Dokładność rozpoznania profilu osadów morskich zależy także od jakości rdzenia lub próbek uzyskanych z poszczególnych wierceń. Najlepsze próbki pochodziły z wierceń kartograficzno-badawczych, dlatego stanowią one podstawę rozpoznania całego poziomu tychnowskiego. Osady morskie z profilu Wysoka (fig. 8) były datowane metodą TL. Uzyskano dwie daty ze spągowej i środkowej części tych osadów, które wynoszą odpowiednio: 150 ±22 ka i 141 ±12 ka BP (Butrym, 1991a, b) (tab. 2).

Osady morza tychnowskiego we wszystkich znanych stanowiskach leżą na rzecznych osadach korytowych i pozakorytowych lub jeziornych środkowej serii dolinnej (EII), o zmiennej miąższości, zależnej od przebiegu i głębokości dolin kopalnych lub ukształtowania powierzchni delty zalanej przez morze (kompleks D). Wyjątek stanowią osady występujące w Tychnowych (fig. 8) oraz w Mątawskich Pastwiskach (w otworze kartograficzno-badawczym) (fig. 5). W Tychnowych są one podścielone jedynie cienką warstwą piaszczystą, a w Mątawskich Pastwiskach leżą wprost na glinie zwałowej. W podobnej sytuacji są też osady z doliny Wisły w okolicy Kwidzyna (Obory, Grabówka, Olszanica) (Makowska, 1979b). Analiza ukształtowania podłoża osadów eemskich wykazuje, że znajdują się one na szerokim stopniu abrazyjnym, rozciągającym się od okolic Kwidzyna po Malbork, ograniczonym od wschodu krawędzią erozyjno-abrazyjną, natomiast od zachodu klifem kopalnym, ponad którym rozciąga się dalej ku zachodowi szeroka platforma abrazyjna. Na powierzchni tej platformy obecnie osady morskie nie występują (fig. 6).

Osadów tych nie ma również na obszarze Żuław Wiślanych, ponieważ zostały z niego usunięte przez późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy erozyjne. Na podstawie obecności warstwy ilastej, opisywanej w profilach wierceń archiwalnych, można przedłużać ich zasięg ku północy nieco poza południową granicę Żuław Wiślanych, jednak w profilu otworu kartograficzno-badawczego wykonanego w Żurawcu koło jeziora Druzno osadów tych już nie znale-

ziono, co świadczy o tym, że nie przedłużają się one dalej na północ (fig. 4, 6).

Kompleks F – osady jezior reliktowych po morzu tychnowskim. W strefie zasięgu morza tychnowskiego ponad osadami morskimi leży kompleks osadów jeziornych (F) (fig. 8). Powstały one w końcowych fazach interglacjalu eemskiego. W stropie osadów znajduje się górna granica tego interglacjalu, wyznaczona na podstawie badań palinologicznych w Nowinach, Pagórkach, Liczu i w Obrzynowie (Janczyk-Kopikowa 1976, 1991, 1996b, 1997). Po raz pierwszy osady jeziorne wyróżniono w profilu z Nowin (Makowska, 1986b, 1994a, 1995a), a następnie zostały poznane w wielu innych stanowiskach. Profil osadów jest zróżnicowany. Na dolnym Powiślu są to najczęściej różnego rodzaju mułki ilaste lub piaszczyste, w niektórych miejscach zawierające domieszki lub warstewki substancji organicznej. Często są przewarstwione piaskami pylastymi, mułkowatymi lub drobnoziarnistymi. Niekiedy występują same piaski drobnoziarniste. W profilach z rejonu Wzniesienia Elbląskiego obserwuje się większą domieszkę warstw piaszczystych. Miąższość osadów wynosi w różnych stanowiskach od 1,0 do około 5,5 m (Nowiny). Od osadów morskich odróżniają się brakiem skorupek mięczaków morskich, lub ich występowaniem w formie szczątkowej na wtórnym złożu. Miejscami zawierają skorupki mięczaków słodkowodnych, takich jak: *Valvata piscinalis* (Müller), *Bithynia tentaculata* (Linnaeus) i inne (Licze, Obrzynowo), które świadczą o tym, że osady powstawały w słodkowodnych zbiornikach jeziornych. Były to jeziora reliktowe, które pozostały po recesji morza tychnowskiego. Powszechność występowania osadów wskazuje na to, że było to pierwotnie wielkie słonawe jezioro o urozmaiconej linii brzegowej. Rozciągało się ono prawie na całym obszarze zajętym wcześniej przez morze tychnowskie w czasie jego recesji. Z tego jeziora, w późniejszym okresie mogło się formować szereg mniejszych, całkowicie już wysłodzonych jezior.

Złodowacenia północnopolskie (wisła)

Uwagi o stratygrafii. Nad środkową częścią formacji dolnopowiaśląskiej leży duży i dobrze rozwinięty litologicznie zespół osadów złodowaceń północnopolskich (wisły), rozciągający się na całym obszarze z wyjątkiem tych fragmentów doliny Wisły i dolnych odcinków dolin jej dopływów oraz delty Wisły i Nogatu, gdzie jest zniszczony przez erozję późnoglacialną i holocenijską (fig. 4, 5). Miąższość osadów złodowaceń północnopolskich (wisły) na obszarach pozadolinnych może dochodzić do 100 i więcej metrów. Ich znaczna część odsłania się na powierzchni terenu i w krawędziach wysoczyzn okalających dolinę Wisły oraz dolne odcinki dolin jej większych dopływów. Osady te odsłaniają się też w zboczach Wzniesienia Elbląskiego. Są przedstawione na wszystkich, wykonanych tu mapach geologicznych zarówno ogólnych w skali 1:200 000, jak też i szczegółowych w skali 1:50 000. W skład zespołu osadów złodowaceń północnopolskich (wisły) wchodzi rozciągające się na całym obszarze trzy główne pokłady glin zwałowych: toruńska

(BII), Świecia (BIII) i leszczyńsko-poznańska (BIV), rozdzielone dwiema głównymi formacjami osadów międzymorenowych: formacją dolną – Gniewu na dolnym Powiślu i Kadyn na Wzniesieniu Elbląskim oraz formacją górną – Grudziądz (fig. 4, 9). W północnej części obszaru występują ponadto dwa cienkie i nieciągłe pokłady glin zwałowych: malborska (BI) i pomorska (BV) (fig. 9) z lokalnymi formacjami międzymorenowymi (Makowska, 1973b, 1976a, 1979c, 1980b, 1986b, 1994a, 1999, 2001, 2004a). Gliny te nie są widoczne na linii przekroju geologicznego z wyjątkiem (być może) okolic Majewa (fig. 4).

Ogólny podział stratygraficzny kompleksu osadów zlodowaceń północnopolskich (wisły), znajdujących się nad przewodnim zespołem osadów interglacjalnego eemskiego, został przedstawiony na figurze 9.

Podział ten, na podstawie wymienionych wyżej głównych jednostek litostratygraficznych, ulegał w interpretacji autorki zmianom w miarę postępu badań. Pierwotnie, cały kompleks zaliczono do zlodowacenia wisły *s.l.* i podzielono go na dwie części – przedglacjalną, do której zaliczono osady rzeczne górnej serii dolinnej (EIIIa), oraz glacialną, w której wydzielono dwa stadiały – starszy z fazami toruńską i malborską i młodszy z dwoma substadiałami: świeciana i leszczyńsko-poznańskim, rozdzielone subinterstadią grudziądzką. Obydwa stadiały, starszy i młodszy, przedzielone były dużym interstadią gniewu (Makowska, 1980b).

W miarę prowadzenia kolejnych badań, po odkryciu kilku poziomów osadów morskich w formacji Gniewu i Kadyn przyjęto, że osady tej formacji powstawały w okresie interglacjalnym. Wskutek tego założenia, kompleks osadów wisły został podzielony na dwa zlodowacenia: starsze – toruńskie (obejmujące też dawny okres przedglacjalny) oraz młodsze – wisły *s.s.* (dzielące się na stadiał świeciana, interstadią grudziądzką i stadiał leszczyńsko-pomorski), rozdzielone interglacjalnym krastudzkim. Na podstawie skąpych jeszcze w tym czasie datowań osadów metodą TL i C^{14} określono też wstępnie wiek głównych jednostek litostratygraficznych – glin zwałowych i niektórych poziomów morskich (Makowska, 1986b). W dalszych badaniach kompleks został wzbogacony o kolejne ogniwa stratygraficzne – osady z okresu brørup i odderade, znajdujące się w jego dolnej części, odpowiadającej okresowi przedglacjalnemu (anaglacjalnemu) zlodowacenia toruńskiego (Makowska, 2001; Makowska i in., 2001). Po włączeniu brørupu i odderade, cały poeemski kompleks osadów zlodowacenia wisły można obecnie podzielić na trzy okresy wiekowe:

- okres wisły dolnej, obejmujący przedglacjalne (anaglacjalne) osady zlodowacenia toruńskiego;
- okres wisły środkowej, obejmujący osady glacialne i postglacialne zlodowacenia toruńskiego, osady interglacjalnego krastudzkiego i osady przedglacjalne kolejnego zlodowacenia;
- okres wisły górnej, obejmujący osady dawnego zlodowacenia wisły *s.s.*, obecnie nazwanego zlodowaceniem leszna.

Granicę między okresem wisły dolnej, a wisły środkowej umieszczono w stropie formacji dolnopowiańskiej. Nato-

miast granica między okresem wisły środkowej a wisły górnej jest umowna. W rzeczywistości, podobnie jak granica między interglacjalnym eemskim a zlodowaczeniami północnopolskimi, znajduje się ona wśród osadów kolejnej formacji międzymorenowej Gniewu i Kadyn, nad interglacjalnymi osadami morskimi, ale może być wyznaczona jedynie na podstawie szczegółowych badań. Na figurze 9, dla uproszczenia, umieszczono ją w stropie formacji Gniewu. Równocześnie, w stosunku do wcześniejszych opracowań autorki, zmienia się też ogólna ocena wieku niektórych poziomów litostratygraficznych kompleksu zlodowacenia wisły przez ich korelację z odpowiednimi stadiami izotopowymi (fig. 10). Podstawą tych zmian jest z jednej strony uzyskanie pełniejszego profilu litostratygraficznego osadów zlodowacenia wisły, w stosunku do badań wcześniejszych (Makowska, 1986b, 1992), w tym zwłaszcza uzupełnienie tego profilu o osady z okresu brørup i odderade, które pozwalają na względne odmłodzenie wieku toruńskiej gliny zwałowej (Makowska, 1994a, 2001), a z drugiej strony kilka nowych wskaźników wieku osadów zlodowacenia wisły, uzyskanych przy badaniach całego kompleksu plejstoceniowego na obszarze arkuszy Elbląg Północ i Elbląg Południe *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000* (tab. 2 – Wysoka, Żuławka Sztumska, Pęklewo), a także najnowsze wskaźniki wieku dla osadów morskich z Próchnika (przygotowywane do druku), mieszczące się w granicach 35–44 tys. lat BP. W artykule wykorzystano również uzyskane przez Drozdowskiego (1986) wskaźniki wieku dla formacji Gniewu nad dolną Wisłą.

Podobnie, odmłodzeniu uległ też wiek gliny zwałowej stadiału świeciana. Dotychczasowa ocena wieku tej gliny na około 50 tys. lat BP, na podstawie wyników badań Drozdowskiego (1986), została zdezaktualizowana. Nowsze badania, prowadzone nad dolną Wisłą (Wysota, 2002), a następnie na większym obszarze (Wysota i in., 2006), wykazały młodszy wiek tej gliny. Uzupełniony w ten sposób profil osadów młodszego plejstocenu Pomorza Nadwiślańskiego można skorelować z dobrze opracowanymi schematami interglacjalnego eemskiego i zlodowacenia wisły z obszarów perybałtyckich Europy północno-zachodniej. Taką korelację przedstawiono na figurze 10. Pozwala ona na ogólną ocenę wieku ważniejszych ogniw stratygraficznych okresu wisły na Pomorzu Nadwiślańskim i ich odniesienie do odpowiednich stadiów izotopowych.

W skład formacji dolnopowiańskiej wchodzi osady z okresu wisły dolnej, natomiast pozostała część osadów z okresu zlodowacenia wisły znajduje się ponad tą formacją (fig. 4, 9, 10).

Wisła dolna
(górną część formacji)

Zlodowacenie toruńskie. Górną część formacji dolnopowiańskiej budują osady z okresu wisły dolnej (fig. 9, 10). Granica pomiędzy interglacjalnym eemskim a zlodowaceniem wisły w strefie morskiej znajduje się w stropie osadów jezior reliktowych (F). Została one ściśle wyznaczona na podstawie badań palinologicznych, przeprowadzonych

I		II					III			
Pododział	Piętro	Stadiały, interstadiały fazy, ⊙ interfazy	Główne jednostki litostratygraficzne		Pozycja stratygraficzna i rozmieszczenie ważniejszych poziomów glacialnych, morskich i jeziornych	Wiek [10 ³ lat BP]	Interstadiały (stadiały)		Chronostratygrafia	
			regiony: Wzniesienie Elbląskie	dolne Powiśle			Dania, Niemcy, Holandia	Skandynawia zachodnia		
holocen										
Wisła	(złodowacenie toruńskie)	stadiały: faza pomorska, faza poznańska, faza leszczyńska	poziom pomorski	poziom poznański	poziom leszczyński	BV		młodszy dryas Ulvoy, Tampen, F	Vistulian górny	
			interstadiał grudziądzki	formacja Grudziądzka	Miedniki	BIV				
			stadiał świecia	poziom Świecia	BIII	?				
			interglacjał krastudzki (elbląski)	formacja Kadyn	formacja Gniewu	Łęcze, Próchnik, Kamionek Wielki, Krastudy, Nadbrzeże, Suchacz, Kadyny, Majewo				35,1 ka BP, 44 ka BP
			poziom toruński	poziom malborski	BII	Suchacz (EIIIb)				
			faza toruńska	faza malborska	BI	pa, n, o				
			⊙ pawlice	⊙ nowiny	G	Obrzynowo				
			⊙ obrzynowo	⊙ pagórki	p	Mniszek, Pagórki, Obrzynowo				
			faza prabuty	faza licze		Nowiny, Pagórki, Krastudy, Pawlice, Licze, Prabuty, Obrzynowo i in.				
			formacja dolnopowiślańska							
Eem	interglacjał eemski		F, E, D	Ty	(EII)	120	Fjøsanger, Leveaniemi	Eemian		
Warta	złodowacenia śródkowopolskie (schyłek złodowacenia warty)		C, A, B	Sz	Sztum i in.	(EI)	130		Saalian	

przez Janczyk-Kopikową (1976, 1991, 1993, 1996b, 1997) w stanowiskach: Nowiny, Pagórki, Licze i Obrzynowo. Granica w strefie lądowej jest trudniejsza do wyznaczenia. W dolinach kopalnych można ją umieszczać w stropie środkowej serii dolinnej (EII), natomiast poza dolinami nie ma możliwości tej określenia, i na przekrojach analitycznych może być w niektórych miejscach wyznaczana jedynie interpretacyjnie. W przypadku środkowej serii dolinnej (EII), to jednoznaczne wyznaczenie granicy wymaga badań palinologicznych, ponieważ, jak to wykazały analizy z profilu w Mniszku (Drozdowski, Tobolski, 1972), granica ta zaznacza się jedynie cienką warstwą piaszczystą w osadach organicznych wypełniających starorzecza i jeziora dolinne. Lokalnie, warstwa piasku może być niewidoczna; następuje nałożenie się na siebie organicznych osadów zlodowacenia wisły na osady interglacjału eemskiego. Wiślańską część formacji reprezentuje na całym omawianym obszarze kompleks **G**, obejmujący osady rzeczne górnej serii dolinnej (EIIIa) w strefie lądowej i osady deltowe wiążące się z tą serią, a także osady jeziorne i bagienne, które występują na obszarze delty w strefie morskiej (fig. 7–9).

Kompleks G – osady rzeczne górnej serii dolinnej (EIIIa) i delt oraz osady jeziorne i bagienne. W dolinach kopalnych ponad osadami organicznymi środkowej serii dolinnej występuje trzecia – górna seria dolinna (EIII) (fig. 7) należąca do zlodowaceń wisły. Powstała ona w anaglacjalnym okresie pierwszego, wiślańskiego zlodowacenia (toruńskiego) i może być w całości zaliczana do okresu wisły dolnej (fig. 7, 9, 10). Górna seria dolinna zajmuje najwyższą część kompleksu osadów wypełniających doliny kopalne, znacznie poszerzone w tym czasie w stosunku do dolin z okresu interglacjału eemskiego, wypełnionych środkową serią dolinną (EII) (Makowska, 1979b) (fig. 4, 6–9). Osady trzeciej serii dolinnej (EIII), w dolinach kopalnych są dwudzielne (fig. 7). Część starsza składa się z co najmniej dwucyklicznych, rzecznych osadów korytowych (EIIIa), zawierających żwiry i żwirki oraz piaski różno- i drobnoziarniste, o zmniejszającej się ku stropowi średnicy ziaren. Miąższość osadów rzecznych w dolinach kopalnych dochodzi do 20,0 m. Część młodszą stanowią osady zastoiskowe (EIIIb),

leżące na osadach rzecznych, wydzielone w odrębny kompleks **H** (fig. 9).

W strefie morskiej wykształcenie osadów odpowiadających trzeciej serii dolinnej jest nieco inne niż w dolinach kopalnych. Tworzą one kompleks **G** (fig. 8, 9). Są to szeroko rozciągające się rzeczne osady deltowe, zajmujące całą strefę. Ich miąższość jest zmienna, lecz na ogół znacznie wzrasta w stosunku do miąższości osadów dolinnych. Na dolnym Powiślu miąższość tych osadów dochodzi do 30–35 m (Licze, Prabuty, Obrzynowo, Wysoka), natomiast na Wzniesieniu Elbląskim przekracza te wartości i dochodzi do ponad 60 m. W Pękiewie miąższość osadów osiąga maksymalnie 85,0 m, lecz w tym przypadku jest to miąższość pozorna, gdyż osady w górnej części profilu są spiętrzone glacictonicznie. Można przyjąć, że obszar zajęty w interglacjale eemskim przez morze tychnowskie był w okresie dolnej wisły intensywnie zasypywany osadami delt i stożków napływowych, donoszonymi przez rzeki płynące dawnymi dolinami interglacjalnymi, obecnie znacznie poszerzonymi i uchodzącymi na ten obszar z wielu kierunków (fig. 6). Rzeki kierowały się tu zarówno z zachodu, skąd płynęły odnowionymi dolinami zaznaczającymi się w platformie abrazyjnej uformowanej w morzu tychnowskim, z południa skąd płynęły przedłużeniem „pierwszej” doliny głównej, która mogła być doliną Prawarty, z południowego wschodu skąd płynęły wzdłuż „drugiej” doliny głównej, która mogła być doliną Prawisły, oraz ze wschodu, gdzie znajdowały się inne doliny rzeczne. Jedną z nich była dolina w rejonie Pasłęka, biegnąca wzdłuż obecnej doliny rzeki Wąskiej.

Wykształcenie litologiczne osadów deltowych jest bardzo charakterystyczne. Wyraźną cechą jest ich cykliczna zmienność obserwowana w większości profili. Najwyraźniej zaznacza się ona wzajemnymi przewarstwieniami osadów piaszczystych z osadami mułkowymi i organicznymi, przy czym przeważają piaszczyste osady rzeczne. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami pylaste. W niektórych miejscach, głównie na dolnym Powiślu, rzadziej na Wzniesieniu Elbląskim, osady deltowe zawierają niewielkie domieszki materiału grubszego – piasków różno- i gruboziarnistych oraz żwirików i żwirów przewarstwiających materiał piaszczysty. Na podstawie tych przewarstwień można w nie-

Fig. 10. Młodszy plejstocen (interglacjał eemski i zlodowacenia północnopolskie (wisła)) na Pomorzu Nadwiślańskim oraz korelacja stratygraficzna z obszarem perybaltyckim północno-zachodniej Europy

I – podział stratygraficzny wg *Tabeli stratygraficznej Polski* (Ber i in., 2008); **II** – Pozycja formacji dolnopowiańskiej oraz podział litostratygraficzny eemskich i poeemskich osadów plejstocenijskich Pomorza Nadwiślańskiego według autorki; **III** – Stadiały i interstadiały ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego w południowo-zachodniej Skandynawii oraz Danii, Niemiec i Holandii (według Baumaun i in., 1995; Sejrupa i in., 2003; Houmark-Nielsen, 2003, nieco uproszczone); znaki graficzne i symbole literowe w części II jak na fig. 9

Younger Pleistocene (Eemian interglacial and North Polish (Vistulian)) glaciations in Vistula Pomerania and stratigraphic correlation with peribaltic north-western Europe

I – stratigraphic chart after *Stratigraphical chart of Poland* (Ber et al., 2008); **II** – Position of the Lower Vistula Formation and lithostratigraphic scheme of Eemian and post-Eemian Pleistocene deposits in Vistula Pomerania after author; **III** – Stadials and interstadials of the last interglacial-glacial cycle in south-western Scandinavia, Denmark, Germany and the Netherlands (after Baumann et al., 1995; Sejrup et al., 2003; Houmark-Nielsen, 2003, slightly simplified); graphic and letter symbols in part II as in Fig. 9

których profilach wyznaczyć drobniejszą, zmienną cykliczność sedymentacyjną. Najbardziej charakterystyczną cechą całej serii są jednak występujące w niej przewarstwienia osadami jeziornymi. Są to różnego typu mułki ilaste lub piaszczyste, szare i ciemnoszare, ły lub piaski drobnoziarniste i pylaste oraz osady organiczne – torfy i gytie, o miąższościach zmieniających się w granicach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Osady jeziorne występują przeważnie w dolnej części całego kompleksu **G**, ale miejscami rozmieszczone są także w dolnej oraz w środkowej części kompleksu, lub nawet w jego górnej części (fig. 8). Liczba przewarstwień osadów rzecznych osadami jeziornymi w poszczególnych profilach jest różna.

W niektórych profilach brak osadów jeziornych. W innych występują one w zmiennej ilości od jednego do pięciu lub sześciu przewarstwień. Można przyjąć, że osady jeziorne, w tym zwłaszcza organiczne dokumentują cieplejsze okresy klimatyczne, a rzeczne osady korytowe, pozbawione szczątków roślinnych reprezentują okresy chłodniejsze. Palinologiczny obraz tych zmian uzyskano w dwóch stanowiskach na podstawie badań pyłkowych wykonanych w Pagórkach (fig. 8; otw. wiern. 3) na Wzniesieniu Elbląskim oraz w Obrzynowie (fig. 8; otw. wiern. 26) na dolnym Powiślu (Janczyk-Kopikowa, 1991, 1996b). W obydwóch stanowiskach badaniami objęto profil rozpoczynający się w stropie środkowej serii dolinnej (EII; kompleks **D**), a wyżej obejmujący osady morza tychnowskiego (kompleks **E**), jezior reliktowych po tym morzu (kompleks **F**) oraz dwie lub trzy nadległe warstwy organiczne, występujące w dolnej części osadów deltowych (kompleksu **G**), odpowiadających trzeciej serii dolinnej (EIII) (fig. 8, 9). Warstwy organiczne znajdujące się nad osadami z okresu interglacjału eemskiego w Pagórkach zostały zaliczone do brørupu (Janczyk-Kopikowa, 1991; Makowska, 1991b). Są one dwudzielne i składają się z dwóch warstw torfowych, rozdzielonych piaskami drobnoziarnistymi i żwirkami, oraz z przykrywających je mułków torfiastych. Rozdzielność warstw organicznych może świadczyć, że dolna z nich mogła powstać w amersfoorcie, a górna w brørupie. Powyżej tych warstw w profilu Pagórki występują piaski ze żwirkami w stropie, o miąższości ponad 30 m. W piaskach tych nie ma już warstw organicznych, natomiast w Obrzynowie takich warstw jest więcej. W profilu z Obrzynowa, na podstawie badań palinologicznych (Janczyk-Kopikowa, 1996b), wyróżniono od dołu osady z brørupu (i amersfoortu?) (mułki torfiaste, gytie, torfy) oraz leżące wyżej osady z odderade (torfy, piaski z substancją organiczną). Ponad nimi znajduje się jeszcze jeden poziom młodszych osadów organicznych, zawierający warstwę piasków z substancją organiczną, przykrytych torfami. W tym ostatnim poziomie nie stwierdzono obecności pyłków roślin, dlatego ich wiek nie został palinologicznie określony. Należy jednak przyjąć, że podobnie jak niższe warstwy organiczne oznacza on kolejną, ciepłą fazę klimatyczną. Wyżej, w górnej części profilu, znajduje się warstwa gleby kopalnej, również oznaczająca ciepłe wahnięcia klimatyczne. W innych profilach tego regionu (Pawlice, Licze, Prabuty) (fig. 8) z tym poziomem gleby korelują się jeziorne

warstwy organiczne (torfy, mułki torfiaste, mułki z substancją organiczną), potwierdzające obecność tego wahnięcia (Makowska, 2001; Makowska i inni, 2001). Profil z Obrzynowa oraz profile sąsiednich otworów wierniczych wskazują zatem na falowe zmiany klimatyczne, które miały miejsce w czasie sedymentacji osadów deltowych, zasypujących obniżenie terenu utrzymujące się po recesji morza tychnowskiego. Była to anaglacjalna część zlodowacenia toruńskiego, odpowiadająca okresowi wiśły dolnej. Na podstawie profilu w Obrzynowie wyróżniono pięć fal klimatycznych, obejmujących pięć poeemskich ochłódzeń rozdzielonych czterema ociepleniami, wśród których znajdowały się – od starszych do młodszych – ocieplenia z brørupu i odderade, udokumentowane badaniami palinologicznymi oraz dwa młodsze ocieplenia, zaznaczone jedynie obecnością osadów organicznych. Na podstawie profilu z Obrzynowa i innych profili z tego regionu (Pawlice, Licze, Prabuty) wyróżniono od najstarszych do najmłodszych kolejne fale zmian klimatycznych, które następowały po sobie w czasie sedymentacji osadów deltowych kompleksu **G** (Makowska, 2001). Składają się one każdorazowo z kolejnych ochłódzeń i ociepleń, określonych jako fazy i interfazy anaglacjalnej części zlodowacenia toruńskiego (fig. 9).

W całym kompleksie piaszczystych osadów deltowych (**G**), na obszarze dawnego zalewu tychnowskiego, podobne przewarstwienia osadami jeziornymi i organicznymi występują w bardzo wielu profilach zarówno na dolnym Powiślu, gdzie opisywano je już wcześniej w Nowinach, Krastudach, Kamionce (Makowska, 1994a) oraz w nieomawianym dotąd szczegółowiej profilu w Wysokiej, a także na Wzniesieniu Elbląskim, gdzie występują prawie w każdym profilu z obszaru pierwotnego cokołu sedymentacyjnego (Pagórki, Majewo, Krasny Las, Małe Bielany) (fig. 8) (Makowska, 1999). Analiza profili wskazuje jednak, że osady jeziorne i organiczne nie tworzą jednolitych porównywalnych ze sobą (w różnych profilach) poziomów litostratygraficznych. Wśród piaszczystych osadów deltowych tworzą odmienne przewarstwienia i występują bądź w postaci od jednej do kilku pojedynczych warstw, bądź w postaci kilkunastu warstw zgrupowanych w zespoły, co ma miejsce zwłaszcza na obszarze Wzniesienia Elbląskiego. Są też inaczej wykształcone litologicznie i mają inne miąższości. Tylko w niewielu profilach udaje się ustalić porównywalną kolejność poszczególnych warstw organicznych w nawiązaniu do najpełniej opracowanego palinologicznie profilu w Obrzynowie na dolnym Powiślu. Można porównywać profile z Nowin i z Krastud, natomiast np. w Wysokiej, porównanie jest trudniejsze, ponieważ warstw jeziornych i organicznych jest tu więcej niż w Obrzynowie, są inne pod względem litologicznym i mają inne miąższości. Podobnie jest na Wzniesieniu Elbląskim, gdzie warstw tych jest więcej niż na dolnym Powiślu.

Zróznicowanie położenia i wykształcenia warstw jeziornych i organicznych wśród rzecznych osadów deltowych prowadzi do wniosku, że powstawały one w okresowych zbiornikach wód stojących, tworzących się w różnym czasie na zmieniającej się i zróżnicowanej morfologicznie powierzchni rozległego obszaru deltowego. Były to różnego

typu starorzecza oraz większe lub mniejsze jeziora i bagniska. Ponadto powierzchnia delty była okresowo przekształcana erozyjnie przez zmieniające się przepływy rozdzielonych koryt rzecznych, co zostało stwierdzone w Pawlicach, Liczu i w Obrzynowie (Makowska, 2001). W wyniku erozji, której nasilenie było regionalnie zróżnicowane, niektóre wcześniej osadzone warstwy jeziorne i organiczne były usuwane i niszczone, dlatego warstwy takie w wielu miejscach nie występują (Sztum, Kamionka, Kwidzyn) lub występują jedynie śladowo (Miłosna). W wyniku działania tych wszystkich procesów ogólny obraz deltowej części kompleksu G jest bardzo złożony i nie poddaje się jednoznacznej interpretacji litostratygraficznej. Próbę takiej interpretacji można przeprowadzić jedynie poprzez zgrupowanie osadów rzecznych i jeziornych w poszczególnych profilach w cykle sedimentacyjne, odpowiadające kolejnym falam klimatycznym, wyróżnionym na podstawie najpełniej zbadanego palinologicznie profilu z Obrzynowa.

Jest to jednak interpretacja zastępcza, która nie wyklucza możliwości udokumentowania dalszymi badaniami pełniejszego obrazu zmian klimatycznych, zachodzących w okresie sedimentacji kompleksu osadów dolinnych i deltowych (G), niż to uzyskano w profilu z Obrzynowa. Kompleks ten w całości przedstawia obecnie najbogatszy profil litologiczny osadów powstałych w okresie dolnej wisły na obszarze Polski. Wskazuje tym samym na możliwość wzbogacenia tego okresu o nowe, mało dotąd rozpoznane zmiany klimatyczne, które miały miejsce przed nasunięciem się lądolodu zlodowacenia toruńskiego na obszar Pomorza Nadwiślańskiego.

Poza tym obszarem, obecność takich zmian rejestruje prawdopodobnie pojedynczy profil w Horoszkach Dużych opracowany szczegółowo przez Granoszewskiego (2003). Profil ten obejmuje osady z bardziej stabilnego środowiska sedimentacyjnego niż delta kompleksu G na Pomorzu Nadwiślańskim, gdyż powstałe prawdopodobnie w zamkniętym zbiorniku jeziornym bez widocznych makroskopowo śladów przepływu rzecznoego. Można przypuszczać, że obraz zmian klimatycznych uzyskany w wyniku badań palinologicznych osadów z profilu w Horoszkach Dużych jest bardziej kompletny niż uzyskany z profilu na Pomorzu Nadwiślańskim. Dotyczy to zwłaszcza młodszej części zbadanych profili. W części starszej, obejmującej dwa poeemskie ocieplenia, brørup i odderade, rozdzielone dwoma ochłodzeniami, istnieje pełna korelacja między profilem z Horoszek Dużych a profilem z Obrzynowa na dolnym Powiślu. Natomiast część młodsza nie jest już tak wyraźnie porównywalna. W Horoszkach Dużych jest ona zaliczona do plenivistulianu (*op. cit.*) i jest przedstawiona alternatywnie w wersji A i B. W wersji A obejmuje siedem fal klimatycznych, składających się z kolejnych niewielkich ociepleń, skorelowanych z ociepleniami oerel, glinde, moershoof, hengelo i denekamp, rozdzielonych różnej długości ochłodzeniami. W drugiej wersji B istnieje tylko jedno dłuższe ochłodzenie oraz jedno ocieplenie zaznaczone osadami organicznymi w stropie profilu i skorelowane z oerelem. Autorka uważa, że wersja A jest tą wersją, w której należałoby szukać korelacji z obszarem Pomorza Nadwiśla-

ńskiego. Tu mogą się znajdować odpowiedniki dwóch fal klimatycznych następujących po ociepleniu odderade, wyróżnionych w Obrzynowie i w sąsiadujących z nim profilach w Liczu i Pawlicach, a także innych zmian klimatycznych zaznaczających się w zróżnicowanych litologicznie profilach osadów deltowych kompleksu G na tych obszarach. Jednak w takim przypadku, wszystkie zbadane palinologicznie osady w Horoszkach Dużych, podobnie jak osady deltowe (G) formacji dolnopowiańskiej, należałoby zaliczyć do wisły dolnej.

Omówione wyżej warstwy jeziorne i organiczne należące do kompleksu G formacji dolnopowiańskiej zostały znalezione wyłącznie w strefie morskiej. Natomiast w dolinach kopalnych, w których akumulowana była trzecia seria dolinna (EIII), osady jeziorne i organiczne powstawały początkowo w starorzeczach i jeziorach kontynuujących się od interglacjału eemskiego do czasu, gdy zostały one zasypane całkowicie przez rzeczne osady korytowe trzeciej serii dolinnej. Nastąpiło to zapewne po interfazie brørup lub odderade. Brak w tym zakresie szczegółowych danych, ponieważ osady starorzeczy nie były tak dokładnie badane palinologicznie jak osady morskie. W wielu stanowiskach wykonano dla nich jedynie ekspertyzy palinologiczne, które nie dawały podstaw do oddzielenia osadów wiślańskich od osadów eemskich. Wyjątek stanowią badania w Mniszku, gdzie ponad utworami eemskimi wyróżniono pierwszy interstadiał (interfazę) zlodowacenia wisły, nazwany przez autorkę ociepleniem Mniszka (Drozdowski, Tobolski, 1972; Makowska, 1979b). Prawdopodobnie po tym ociepleniu, korelowanym z brørupem, lub po ociepleniu odderade nie było już warunków do wypełniania się starorzeczy i jezior dolinnych osadami organicznymi. Zostały one zasypane osadami korytowymi trzeciej serii dolinnej (EIIIa). Osady te w dolinach kopalnych stają się ku stropowi coraz bardziej drobnoziarniste i pylaste, a następnie przechodzą w osady zastoiskowe złożone z mułków i iłów warwowych (EIIIb), tworząc górny poziom zastoiskowy formacji dolnopowiańskiej.

Kompleks H – osady zastoiskowe (górne). Górne osady zastoiskowe (kompleks H) występują wyłącznie w dolinach kopalnych południowej części obszaru, gdzie stanowią najwyższą część górnej serii dolinnej (EIIIb) (fig. 7, 9). Ich miąższość nie jest duża (na ogół wynosi kilka metrów), lecz stanowią one wyraźny, widoczny w wielu profilach zespół warstw. Strop osadów dochodzi maksymalnie do wysokości około 40,0 m n.p.m. Są one związane genetycznie z obecnością lądolodu, który zatrzymał się w rejonie Kwidzyna. Była to pierwsza, gładzalna faza zlodowacenia toruńskiego, nazwana fazą malborka (Makowska, 1979b).

Osady zastoiskowe reprezentują końcowy etap wypełniania dolin rzecznych. Przejście od osadów rzecznych do zastoiskowych jest stopniowe. Są to początkowo piaski drobnoziarniste i pylaste, następnie mułki piaszczyste i ilaste, a następnie typowe, poziomo warstwowane ily warwowe, które stanowią najwyższy osad dolinny. Iły warwowe występują obecnie głównie w górnym odcinku „pierwszej” głównej doliny kopalnej (Prawarty) oraz w dolnych odcinkach jej bocz-

nych dolin. W niższych odcinkach doliny głównej zostały zniszczone przez późniejszą erozję glacialną i rzeczną. Są one najniższym i końcowym poziomem litostratygraficznym formacji dolnopowiańskiej w granicach obszaru badań.

OSADY MŁODSZE OD FORMACJI DOLNOPOWIAŃSKIEJ

cd. Zlodowacenia północnopolskie (wisła)

Wisła środkowa

Zlodowacenie toruńskie. Część górna formacji dolnopowiańskiej, zaliczana do anaglacjalnego (przedglacialnego) okresu zlodowacenia toruńskiego z okresu wisły dolnej, przykryta jest dwoma pokładami glin zwałowych, które wyznaczają dwie fazy zlodowacenia: malborską (BI) i toruńską (BII) (fig. 9). Starsza glina zwałowa (BI) poziomu malborskiego (malborska) tworząca cienki, nieciągły pokład, występuje jedynie lokalnie w obrzeżeniu Żuław Wiślanych i w dolinie Wisły w okolicach Kwidzyna, gdzie została pierwotnie wyróżniona na podstawie ogólnej analizy wierceń archiwalnych (Makowska, 1979b). Obecność tej gliny została potwierdzona podczas opracowywania arkusza Kwidzyna *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* (Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985) oraz po analizie profili niektórych wierceń archiwalnych, zlokalizowanych w dolinie Wisły na północ od obszaru tego arkusza. Opisano ją również na Wzniesieniu Elbląskim, w odsłonięciu terenowym w Suchaczu (Makowska, 1986b). Glina ta powstała w pierwszej, transgresywnej fazie, gdy lądolód wypełniał największe, niewyrównane obniżenia po morzu tychnowskim.

Młodsza glina zwałowa poziomu toruńskiego (BII) (toruńska) przykrywa formację dolnopowiańską na całym obszarze jej występowania od Zalewu Wiślanego na północy po Kotlinę Toruńską na południu (fig. 4). Na zachodzie wykracza nieco poza dolinę Wisły, natomiast na wschodzie przeważnie rozciąga się poza obszar dolnego Powiśla i Wzniesienia Elbląskiego. Miąższość gliny jest różna, lecz na ogół nie przekracza 10 m. Wyściela ona, w dalszym ciągu nie w pełni wyrównane i częściowo tylko zasypane przez rzeczne osady anaglacjalne, obniżenia po morzu tychnowskim oraz po sieci dolin rzecznych z interglacjału eemskiego i okresu wisły dolnej. Glina ta na znacznej części obszaru tworzy ciągły, dobrze wyodrębniający się poziom litostratygraficzny. Istnieją jednak też takie miejsca, zarówno na północy jak i na południu obszaru, w których została ona zniszczona przez późniejszą erozję jezior zastoiskowych lub wód odpływu powierzchniowego. Przybliżony wiek gliny zwałowej tego poziomu został określony w profilu Wysoka (fig. 5, 8) metodą TL na 64 ± 9 ka (tab. 2).

Na toruńskiej glinie zwałowej leży kolejna seria osadów międzymorenowych, na dolnym Powiślu nazwana formacją Gniewu, a na Wzniesieniu Elbląskim formacją Kadyn (fig. 4, 9). Jest to najważniejsza formacja międzymorenowa zlodowaceń wisły. Miąższość osadów dochodzi, a lokalnie

przekracza 60 m, i jest porównywalna z miąższością niżej leżącej formacji dolnopowiańskiej. Skład formacji jest złożony pod względem litologicznym i wiekowym. W dolnej części formacji znajdują się osady powstałe w schyłkowym (kataglacjalnym) okresie zlodowacenia toruńskiego. Są to związane z recesją lądolodu ily i mułki warwowe oraz zastoiskowe piaski drobnoziarniste i pylaste o miąższości od kilku do ponad 10 m. Na dolnym Powiślu leżą one bezpośrednio na toruńskiej glinie zwałowej. Występują wzdłuż doliny Wisły na obszarze od Kotliny Toruńskiej po Żuławę Wiślaną, z wyjątkiem tych odcinków, gdzie zostały zniszczone i usunięte przez późniejszą erozję. W wielu miejscach odsłaniają się na powierzchni terenu w dolnych partiach krawędzi wysoczyzn obrzeżających dolinę Wisły. Są znane ze stanowisk w okolicach Chełmna, Świecia, Grudziądza, Saddlek, Kwidzyna, Ryjewa, Opalenia i wielu innych. Stanowią tam wyraźny, przewodni poziom litostratygraficzny zlodowaceń wisły. Powstały w rozległym, wydłużonym południkowo jeziorzysku zastoiskowym, utworzonym na sedymentacyjnie obniżonej powierzchni gliny zwałowej zlodowacenia toruńskiego (BII), po recesji lądolodu tego zlodowacenia. Na Wzniesieniu Elbląskim osady zastoiskowe tego poziomu nie są znane, gdyż jest to odrębna regionalna jednostka paleomorfologiczna, która okresowo znajdowała się w zasięgu formującej się na północy niecki Prabałtyku, o czym świadczą występujące tu w licznych poziomach osady morskie (Makowska, 1999).

W zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego, na toruńskiej glinie zwałowej leżą ily czerwone, stanowiące charakterystyczny osad jeziornych zbiorników peryglacialnych, tworzących się w zasięgu niecki prabałtyckiej. Na toruńskiej glinie zwałowej leżą również morskie ily elbląskie (yoldiowe), występujące najczęściej w formie wzajemnych przewarstwień z iłami czerwonymi, w różnego typu strukturach glacictonicznych (fig. 4). Opisane osady odsłaniają się na powierzchni terenu wzdłuż zachodnich stoków Wzniesienia Elbląskiego, nad Zalewem Wiślanym. W pojedynczych stanowiskach można też obserwować w miarę spokojne następstwo tych warstw, wraz z leżącą pod nimi toruńską gliną zwałową (Makowska, 1986b, 1999). Na pozostałym obszarze Wzniesienia Elbląskiego, zamiast osadów morskich występują warstwiane osady jeziorne (widoczne, m.in. w profilu otworu wiertniczego w Majewie), złożone z mułków i piasków drobnoziarnistych, stanowiących początkowo osad zimnych jezior postglacialnych, a w wyższej części aż do stropu formacji przechodzące w osady cieplejszych jezior, na co wskazują występujące w nich skorupki mięczaków (Makowska, 1999) (fig. 4).

Na dolnym Powiślu, na opisanych wyżej osadach zastoiskowych, leży kolejna, duża seria litostratygraficzna. Jest ona zróżnicowana litologicznie i wiekowo. Tworzą ją głównie piaszczyste osady rzeczne, odsłaniające się m.in. w krawędziach wysoczyzn wzdłuż doliny Wisły (fig. 4, 9). Na niektórych obszarach seria ta jest co najmniej dwudzielna, ponieważ w dolnej części profilu jest ona rozdzielona osadami zaliczanymi przez autorkę do interglacjału krastudzkiego.

Interglacjał krastudzki. W okresie interglacjału krastudzkiego (elbląskiego) powstawały osady rzeczne i jeziorne ze szczątkami fauny oraz występujące zarówno na dolnym Powiślu, jak i na Wzniesieniu Elbląskim osady morskie. Osady jeziorne to: ily, mułki z substancją organiczną, piaski mułkowate i drobnoziarniste zawierające skorupki lub szczątki skorupki mięczaków, otwornice poznane w takich stanowiskach jak: Bągart, Pawlice, Licze, Prabuty na dolnym Powiślu (Makowska, 1977a; Makowska i in., 2001) oraz mułki i piaski drobnoziarniste ze szczątkami mięczaków słodkowodnych w profilu Majewo na Wzniesieniu Elbląskim (Makowska, 1999) (fig. 4). Do tego okresu należą również dwa poziomy osadów morskich. Pierwszy poziom to ily elbląskie, występujące na Wzniesieniu Elbląskim. Są one widoczne także w wielu odsłonięciach terenowych, m.in. w profilu otworu wiertniczego Pagórki, w którym znajdują się w sytuacji zaburzonej glicitektonicznie (Makowska, 1986b, 1987, 1991a, b; Makowska, Rabek, 1990) (fig. 4, 9). Znajdująca się w tych osadach fauna mięczaków morskich oraz otwornic wskazuje na morze chłodne. Początkowo, miało ono charakter arktyczny, a później borealny (Brodnie-wicz, 1969, 1972). Z optymalnym okresem interglacjałnym wiążą się prawdopodobnie jedynie najwyższe warstwy iłó elbląskich oraz leżące nad nimi mułki jeziorne z fauną słodkowodną, opisane m.in. w Kadynach (Makowska, 1986b, 1995b; Makowska, Rabek, 1990). Na dolnym Powiślu, analogiczne osady morskie zostały poznane w Ryjewie w formacji Gniewu (Drozdowski, 1986; Makowska, 1986b). Poza iłami elbląskimi występują w tej formacji również inne warstwy morskie. Są to szare ily i mułki o miąższości 10 m, z fauną mięczaków morskich, podścielone piaskami rzeczny-mi opisane w profilu z Krastud (fig. 4), oraz w Kamionce koło Kwidzyna (Makowska, 1986a, b, 1990). Mięczaki występujące w tych osadach wskazują, że powstały one w cieplejszym morzu niż ily elbląskie (yoldiowe), i mogą pochodzić z optimum interglacjałnego. Osady z Krastud zostały poznane w profilu pojedynczego otworu kartograficzno-badawczego, lecz analiza wierceń archiwalnych z tego rejonu sugeruje, że mogą się one też rozciągać na dalsze obszary. Na południu hipsometrycznie korelują się z nimi warstwy jeziorne z Licza i Pawlic, a na północy ily szare z Bukowa, zawierające otwornice (fig. 4).

Wisła górna

Zlodowacenie leszna². Osady zlodowacenia leszna, zarówno na dolnym Powiślu jak i na Wzniesieniu Elbląskim, powstały w czasie dwóch stadiałów: świecia i leszczyńsko-pomorskiego, rozdzielonych interstadiąłem grudziądzkim. Obejmują one górną część międzymorenowej formacji Gniewu i Kadyn oraz dwa pokłady glin zwałowych: dolną

świecia (BIII) i górną leszczyńsko-pomorską (BIV + BV), rozdzielonych osadami formacji Grudziądzka. W obniżeniach wytopiskowych, na górnej glinie zwałowej oraz w większych dolinach rzecznych występują osady rzeczne i jeziorne ze schyłku ostatniego stadiału tego zlodowacenia, obejmującego okres od najstarszego po najmłodszy dryas oznaczone symbolem Wp (fig. 4, 5).

Stadiał świecia. Anaglacjalne osady z okresu stadiału świecia zajmują górną część formacji Gniewu i Kadyn (fig. 9). Na całym omawianym obszarze wykształcone są głównie jako piaszczyste osady rzeczne, osiągające kilkadziesiąt metrów miąższości. Na dolnym Powiślu są to dolinne oraz deltowe osady korytowe. Jak na to wskazują wstępne analizy paleogeograficzne, wypełniają one rozległą sieć dolin rzecznych z szeroką doliną główną, przebiegającą wzdłuż doliny Wisły na odcinku od Kotliny Toruńskiej po Basen Grudziądzki (lecz jeszcze bardziej odsuniętą na wschód od tej doliny, niż „pierwsza” dolina główna Prawarty z okresu interglacjału eemskiego). Do tej doliny kierowała się rozgałęziona sieć mniejszych dolin rzecznych. W końcowym okresie sedymentacji dolinnej, u ujść dolin bocznych do doliny głównej, powstawały stożki napływowe. Na obszarach środkowej i północnej części dolnego Powiśla oraz na Wzniesieniu Elbląskim, po stosunkowo krótkim okresie sedymentacji dolinnej, tworzyły się natomiast rozległe i rozczłonkowane delty rzek uchodzących z różnych kierunków do mórz interglacjałnych z okresu interglacjału krastudzkiego (elbląskiego). Morza te były „spychane” przez te delty ku północy, a następnie zostały na omawianym obszarze całkowicie przez nie zasypane. Najbardziej północne odcinki obszarów deltowych podlegały później, jak o tym świadczą warstwy osadów morskich z Kamionka Wielkiego i Próchnika na Wzniesieniu Elbląskim, okresowym, krótkotrwałym transgresjom morskim, niewykraczającym jednak poza współczesne Żuławy Wiślane (Makowska, 1986b, 1999).

W najwyższej części formacji Gniewu, w pojedynczych, płytkich zagłębieniach występują cienkie warstwy iłó i mułków zastoiskowych, a lokalnie jeszcze niezbyt dobrze rozpoznane pokrywy osadów wodnolodowcowych.

Na osadach formacji Gniewu i Kadyn leży kolejny, trzeci pokład gliny zwałowej, nazwany gliną zwałową świecia (BIII). Gлина ta występuje na całym omawianym obszarze, zarówno na dolnym Powiślu, jak i na Wzniesieniu Elbląskim. Jej miąższość dochodzi średnio do 10 m. Na dolnym Powiślu gлина stadiału świecia jest miejscami (szczególnie w sąsiedztwie doliny Wisły) zniszczona przez procesy egzaracji lub erozji, zachodzące w młodszym plejstocenie, natomiast na Wzniesieniu Elbląskim częściowo podlegała silnym zaburzeniom glicitektonicznym, obejmującym górną część profilu młodoplejstocenijskiego (fig. 4) (Makowska, 1999).

² Wcześniej okres ten nazywany był przez autorkę zlodowaceniem wisły s.s. (Makowska, 1986b, 1992a). Obecnie zmieniono jego nazwę na zlodowacenie leszna, ponieważ nazwa wisła została zastosowana do jednostki nadrzędnej określanej dotąd terminem „zlodowacenia północnopolskie” (*Instrukcja...*, 1996) (fig. 9, 10). Odpowiada ona powszechnie stosowanej nazwie Vistulian.

Interstadial grudziądza. Gлина zwałowa stadiału świecia (BIII) na całym omawianym obszarze przykryta jest serią osadów międzymorenowych. Na podstawie datowania tych osadów oraz badań litologicznych i sedymentologicznych, prowadzonych w rejonie Grudziądza i w innych stanowiskach wzdłuż doliny Wisły, Drozdowski (1974, 1975, 1980, 1986) zaliczył je do wyróżnionego przez siebie interstadiału grudziądzkiego. Autorka artykułu osady te nazwała formacją Grudziądza (Makowska, 1980b, 1986b).

Miąższość oraz skład litologiczny formacji Grudziądza jest bardzo złożony i zróżnicowany regionalnie. Ma ona znacznie mniejszą miąższość niż dwie starsze formacje młodoplejstoceniowe – dolnopowiańska oraz Gniewu i Kadyn, które osiągają po kilkadziesiąt metrów miąższości. W dolnej części jest jeszcze związana ze stadiem świecia (fig. 7, 9). Są to osady supraglacialne i ekstraglacialne (wodnolodowcowe i zastoiskowe) wypełniające liczne zagłębienia na powierzchni gliny zwałowej świecia (BIII), tworzące miejscami płaskie pokrywy rozciągające się na większych obszarach (fig. 4). W pojedynczych miejscach można wyróżnić cyklicznie warstwowane piaszczyste osady rzeczne, zawierające smugi detrytusu roślin, które można już wiązać z okresem interstadialnym. Jednak na dolnym Powiślu brak na ogół wyraźniejszych osadów interstadialnych. Występują one na Wzniesieniu Elbląskim. Są to osady jeziorne ilaste i mułkowo-piaszczyste, a lokalnie również osady organiczne – mułki torfiaste lub torfy. Za najwyraźniejszy osad interstadialny były dotąd uważane przez autorkę osady morskie występujące w Łęczu, datowane metodą C^{14} na 35 tys. lat BP (tab. 2; fig. 10) oraz w Miednikach, gdzie znajdują się między glinami zwałowymi stadiału świecia (BIII) i stadiału leszczyńsko-pomorskiego (BIV) (Makowska, 1986b, 1999). Jednak obecnie, po próbie zmiany wieku gliny zwałowej świecia (BIII) z około 50 na 30 tys. lat BP osady morskie z Łęcza muszą być umieszczone pod tą gliną i zostały włączone do formacji z Kadyn (fig. 9, 10), natomiast niedatowane osady morskie z Miednik, znajdujące się w wyraźniejszej pozycji stratygraficznej, w dalszym ciągu pozostają w wyższej formacji.

Stadial leszczyńsko-pomorski. Sedymentacja osadów stadiału leszczyńsko-pomorskiego rozpoczęła się w okresie anaglacjalnym. W tym czasie powstały rozległe pokrywy wodnolodowcowe o różnej miąższości. Są to przeważnie piaski drobno- i różnoziarniste, niekiedy przewarstwione różnoziarnistymi żwirami, występujące w górnej części formacji grudziądzkiej. Miejscami, występują też cienkie osady zastoiskowe: mułki i ily warwowe, stanowiące przewarstwienia wśród osadów piaszczystych, bądź tworzące niezależne zespoły warstw. Osady te w wielu miejscach leżą wprost na glinie zwałowej stadiału świecia, bądź nakładają się na analogiczne osady z okresu kataglacialnego tego stadiału, wypełniające lokalne zagłębienia podłoża. W takich przypadkach są one trudne do wzajemnego rozdzielenia. Wszystkie te osady przykryte są ciągłym pokładem kolejnej, młodszej gliny zwałowej (BIV), która występuje na całym omawianym obszarze z wyjątkiem dolin rzecznych oraz Żuław Wiślanych, skąd została usunięta przez procesy erozyjne. Miąższość tej gliny nie przekracza na ogół 10 m. Zmniejsza się w obszarach przydolinnych, w których miejscami jest znacznie zredukowana lub nawet usunięta przez procesy denudacyjne. W północnej części dolnego Powiśla wyodrębnia się kolejny, jeszcze młodszy poziom gliny. Jest to gлина zwałowa fazy pomorskiej (BV). Jej obecność można stwierdzić jedynie tam, gdzie jest ona oddzielona od niższej gliny osadami międzymorenowymi. Osady te nie tworzą jednak ciągłych warstw, miejscami obydwie gliny nakładają się na siebie, a wówczas ich rozdzielność nie jest wyraźna, wręcz nieczytelna. Starsza gлина zwałowa (BIV), poza zasięgiem fazy pomorskiej również zawiera ślady rozdzielności w postaci występujących w niej przewarstwień piaszczystych lub ilastych o różnej miąższości i różnym zasięgu przestrzennym. Mogą one wskazywać na rozdzielność tej gliny na dwie fazy starsze od fazy pomorskiej. Na powierzchni poziomów glin (BIV i BV) występują zróżnicowane osady i formy recesyjne, które powstały w schyłkowej części kolejnych faz omawianego stadiału. Z tym okresem związane są wyższe tarasy dolinne i budujące je osady.

PALEOGEOGRAFIA OBSZARU W CZASIE SEDYMENTACJI OSADÓW FORMACJI DOLNOPOWIŚLAŃSKIEJ

SCHYLEK ZŁODOWACENIA WARTY

Do okresu schyłku zlodowacenia warty należy odnieść sedymentację najstarszych osadów formacji dolnopowiańskiej: kompleksu iltów czerwonych (A), kompleksu osadów zastoiskowych dolnych (B), kompleksu osadów morza sztumskiego (C), a także sedymentację osadów dolnej serii dolinnej (EI). W czasie recesji lądolodu zlodowacenia warty powstała pokrywa gliny zwałowej, rozciągająca się na całym omawianym obszarze. Jej powierzchnia była nierówna, dostosowana do morfologii podłoża, na które wcześniej nasunął się lądolód warty. Zasadniczą cechą tego podłoża był

podział na dwie różne strefy, uzależnione od morfologii podłoża czwartorzędu oraz od starszych jednostek tektonicznych i zachodzących w ich zasięgu ruchów neotektonicznych w ciągu przedwarciańskiego plejstocenu. Jest to strefa platformy paleozoicznej na południu i uformowanego na niej wału pomorskiego, wykazująca we wczesnym plejstocenie kontynuujące się od kredy tendencje wznoszące oraz strefa platformy prekambryjskiej, obejmująca środkową i północną część obszaru, w obrębie której przeważały ruchy obniżające. Obie jednostki rozgranicza linia Teisseyre'a-Tornquista (linia T-T), przecinająca omawiany obszar skośnie w kierunku NW–SE, i biegnąca w pobliżu południowej

części Basenu Grudziądzkiego, która później również zaznaczała się w podłożu formacji dolnopowiańskiej (fig. 3). Deglacjacja obszaru zajętego przez łądolód zlodowacenia warty w obu tych strefach była zróżnicowana, o czym świadczą hipsometryczne położenie gliny zwałowej tego wieku oraz ukształtowanie jej powierzchni.

W rejonie obecnie udokumentowanego, najdalej położonego zasięgu gliny zlodowacenia warty, sięgającego na południe w sąsiedztwie doliny Wisły w okolicy Kwidzyna, jej powierzchnia znajduje się na wysokości około 0–10 m p.p.m. Pierwotnie musiała leżeć znacznie wyżej oraz przedłużać się na obszar wału pomorskiego. Natomiast dalej od Kwidzyna ku północy, aż do Wzniesienia Elbląskiego, jej powierzchnia obniża się do wysokości 40–80 m p.p.m. (Żurawiec, Majevo) (fig. 4).

W czasie i po recesji łądolodu zlodowacenia warty, w południowej części obszaru, gdzie brak gliny zwałowej tego zlodowacenia, a w podłożu formacji dolnopowiańskiej występują osady neogenu i paleogenu, zachowały się jednak ślady rynien subglacjalnych z tego okresu oraz dolina marginalna biegnąca wzdłuż współczesnej doliny Wisły i dolnej Brdy w Kotlinie Toruńskiej (Makowska, 1979b). Na południowo-wschodnim obrzeżeniu Basenu Grudziądzkiego znajdowały się łańcuchy wzgórz o wysokości dochodzącej do 100 m n.p.m., zbudowane z osadów neogeńskich, paleogeńskich i plejstoceniowych, spiętrzone glaciektonicznie w czasie starszych zlodowaceń. Ich obecność i przebieg nawiązują do linii T-T, rozgraniczającej obydwie platformy podłoża – paleozoiczną i prekambryjską.

W środkowej i północnej części obszaru glina zwałowa zlodowacenia warty wyściela dna rozległych obniżzeń. Geneza obniżzeń jest złożona. W środkowej części obszaru, na dolnym Powiślu, formowały się one pierwotnie w wyniku egzaracji podłoża przez kolejne łądolody, w czym duży udział miały łądolody odry i warty. W czasie recesji łądolodu warty powstała predysponowana tymi obniżeniami rozległa misa końcowa, wyścielona gliną zwałową. Nieco inną genezę mają podobne obniżenia na Wzniesieniu Elbląskim. Obniżenia te są znacznie głębsze niż na dolnym Powiślu. Skład i budowa osadów plejstoceniowych, starszych od interglacjalu eemskiego, wśród których istnieją duże luki stratygraficzne, wskazuje na to, że obszar ten znacznie wcześniej i większym zakresie niż obszar dolnego Powiśla podlegał silnej egzaracji związanej z formowaniem się niecki Prabałtyku. Wyraźny związek obszaru z tą niecką datuje się, co najmniej, od interglacjalu mazowieckiego (Makowska, 1999).

Jeziora peryglacjalne

Sedymentacja najstarszych osadów formacji dolnopowiańskiej na dolnym Powiślu i na obszarze Wzniesienia Elbląskiego rozpoczęła się prawie jednocześnie. Utworzyły się jednak dwa zupełnie odmienne kompleksy litologiczne: kompleks iłów czerwonych (A) na Wzniesieniu Elbląskim i kompleks osadów zastoiskowych, dolnych (B) na dolnym Powiślu. Wzniesienie Elbląskie, w rejonie którego powstał kompleks (A), znajdowało się w granicach tworzącej się

na północy niecki Prabałtyku. W czasie deglacjacji obszaru powstawały w tym miejscu rozległe jeziorzyska, w których osadzała się gruba seria iłów czerwonych, zajmujących jego znaczną część (Makowska, 1999). Tego typu osady tworzyły się prawdopodobnie na obszarze niecki wielokrotnie, ponieważ występują one również w innych pozycjach stratygraficznych. Analogiczne ily czerwone widoczne są m.in. na powierzchni terenu w odsłonięciach nad Zalewem Wiślanym, gdzie towarzyszą morskim ıłom elbląskim, znajdującym się w młodszej formacji międzymorenowej, tj. w formacji Kadyn, oddzielonej od formacji dolnopowiańskiej toruńską gliną zwałową (fig. 9). Bezpośrednia obserwacja poziomu iłów czerwonych w profilu z Suchacza oraz w innych odsłonięciach na powierzchni terenu, doprowadziła autorkę do wniosku, że są one jeziornym osadem peryglacjalnym (Makowska, 1986b, 1987). Powstały w niecce Prabałtyku, w rozległych i głębokich zbiornikach jeziornych, uformowanych na powierzchni niecałkowicie jeszcze skonsolidowanej gliny zwałowej, która na brzegach spływała do jezior, tworząc liczne przewarstwienia wśród serii iłów.

Takie same cechy litologiczne, a także genezę wykazują ily czerwone kompleksu (A) formacji dolnopowiańskiej. Dokładny zarys jezior tego kompleksu jest nieznany. Na obszarze Wzniesienia Elbląskiego był to jeden rozległy zbiornik, który mógł być jedynie zatoką większego zbiornika (o rozmiarach być może zbliżonych do Zatoki Gdańskiej), który rozciągał się na dalsze, północne obszary niecki Prabałtyku, albo stanowił lokalne, niezależne jezioro. Głębokość jeziora (jak na to wskazuje miąższość osadów dochodząca do 70 m) osiągała kilkadziesiąt metrów, a być może dochodziła nawet do 100 m (jest porównywalna z głębokością Zatoki Gdańskiej).

Cechą charakterystyczną tych zbiorników jest czerwony materiał zawieszony, który był donoszony przez rzeki z tych obszarów niecki Prabałtyku, na których odsłaniały się osady mezozoiczne (trias) lub paleozoiczne (dewon, perm). Źródła donoszonych do zbiornika materiałów były jednak zmienne. W kompleksie iłów czerwonych występują również liczne, nieregularne przewarstwienia iłów i mułków o różnych odcieniach szarości od jasno- do ciemnoszarych. Źródłem materiału dla tych warstw mogły być osady wczesnoplejstoceniowe, zwłaszcza gliny zwałowe, występujące wyspowo na obszarach niecki Prabałtyku lub pokrywające większe obszary poza nią. Tym źródłem mogła też być świeżo wytopiona glina zwałowa zlodowacenia warty. W warstwowaniu osadów nie obserwuje się regularnej cykliczności, którą można byłoby wiązać ze zmianami klimatycznymi. Można więc przypuszczać, że materiał o czerwonym zabarwieniu był donoszony do zbiornika z różnym nasileniem i w różnych okresach. Okresy te były przerywane transportem materiału o szarym zabarwieniu. Dowodzi to, że poza zbiornikami jeziornymi istniał przepływ wód powierzchniowych, który obejmował różne obszary niecki Prabałtyku. Być może docierał on też z poza niecki, i był bardzo zmienny w swej dynamice i kierunkach przebiegu. W niektórych profilach, w których opisano kompleks iłów czerwonych (A) występują warstwy piaszczyste o większej lub mniejszej

miąższości. Najgrubsza z nich, o miąższości 18 m, jest widoczna w profilu Pagórki (fig. 8, otw. wiertn. 3). Są to rzeczne osady deltowe, które powstały w płytszych lub nawet przybrzeżnych strefach jeziora. O bliskości brzegów świadczy detrytus roślin obecny w niektórych warstwach. Jest on równocześnie świadectwem tego, że niektóre obszary niecki Prabałtyku lub jej otoczenia były w tym czasie pokryte roślinnością – prawdopodobnie tundrową. Detrytus roślin oraz substancja organiczna występuje też w warstwach ilastych lub mułkowych kompleksu iłów czerwonych, zwłaszcza w warstwach o ciemnoszarym lub czarnym zabarwieniu. Warstwy takie opisano m.in. w osadach z profilu Pęklewo, w którym w jednej z warstw odnotowano również występowanie wiwianitu. Osady powstawały prawdopodobnie także w brzeżnej strefie zbiornika jeziornego, która być może okresowo wynurzała się ponad powierzchnię jeziora. Wszystkie te obserwacje świadczą o długiej i złożonej historii jednego większego lub kilku mniejszych jezior, która miała miejsce w schyłkowym okresie zlodowacenia warty na obszarze niecki Prabałtyku. W tym czasie ulegały zmianom zarysy i głębokości jezior, przebieg i nasilenie odpływu powierzchniowego poza jeziorami oraz ogólne warunki hydrologiczne, panujące na tym obszarze. Najwyraźniejszą przyczyną tych zmian były prawdopodobnie określone zmiany klimatyczne, zachodzące w schyłkowym okresie zlodowacenia warty, aczkolwiek nie zaznaczyły się one wyraźnie w osadach. Przypuszczalnie były to zmiany falowe, obejmujące kolejne ocieplenia i ochłodzenia, podobne do tych, które zaznaczyły się później po interglacjale eemskim w osadach dolnej wisły. Datowanie osadów kompleksu iłów czerwonych (A) w profilu z Bażantarni wskazuje, że ich sedymentacja odbywała się w okresie od około 147 do 135 tys. lat BP, a więc w okresie bezpośrednio poprzedzającym interglacjal eemski lub na początku tego interglacjal.

Jeziora zastoiskowe

Na dolnym Powiślu najstarszymi osadami formacji dolnopowiaśląskiej są osady zastoiskowe kompleksu B, występujące wzdłuż doliny Wisły od okolic Grudziądza po Żuławy Wiślane. Wypełniają one, rozległe zagłębienie podłoża formacji wykształcone w formie misy końcowej lobu lodowcowego w czasie recesji lądolodu zlodowacenia warty. Lądolód wytapiał się nierównomiernie, co spowodowało, że zagłębienie jest nierówne, z licznymi przegłębieniami rozdzielonymi garbami. Po całkowitym ustąpieniu lądolodu utworzyło się rozległe i głębokie jeziorzysko zastoiskowe. Był to zupełnie odrębny zbiornik jeziorny niż jeziora z łąkami czerwonymi, znajdujące się na obszarze niecki Prabałtyku. Zastoisko obejmowało obszar współczesnej doliny Wisły od okolic Grudziądza i rozciągało się dalej na północ, gdzie obejmowało północno-zachodnią część Wysoczyzny Iławskiej od okolic Prabut po Dzierżgoń. Przedłużało się dalej, na obszar Żuław Wiślanych, gdzie obecnie jego osady zachowały się jedynie w części południowej.

Osady zastoiskowe kompleksu B są dwudzielne. Składają się z dwóch części: starszej (B1) oraz młodszej (B2) o odmiennym wykształceniu litologicznym. Część starsza (B1) obejmuje osady głębokiego i rozległego zbiornika zastoiskowego. Są to ropy i mułki warwowe, których miąższość w badanych profilach dochodzi maksymalnie do około 15 m. Osady te leżą przeważnie bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowaceń środkowopolskich, głównie zlodowacenia warty, która wyściela dna zagłębien zajętych przez zastoisko, chociaż glina ta nie tworzy zapewne ciągłej warstwy. Zarys jeziora zastoiskowego pokrywał się w przybliżeniu z zarysem późniejszego morza tychnowskiego, którego transgresja nastąpiła w interglacjale eemskim.

Poza obszarem tego wielkiego zastoiska istniały prawdopodobnie inne, płytsze, lokalne zagłębienia podłoża, wypełnione wodą i również zapełniające się osadami zastoiskowymi. Prawdopodobnie, w jakimś okresie rozwinął się też między nimi przepływ powierzchniowy. Obecność takiego przepływu zaznaczyła się w strefie głównego zastoiska w postaci osadów młodszej części kompleksu zastoiskowego (B2), składającej się z nieco grubszych osadów niż ropy warwowe starszej części (B1), tj.: z mułków przewarstwionych łąkami mułkowatymi oraz piaskami drobnoziarnistymi, albo z samych piasków drobnoziarnistych i pylastych. Osady tej części kompleksu występują w dwóch stanowiskach: w Krastudach i Bukowie, w których osiągają ponad 25 m miąższości. W Bukowie leżą na starszych osadach zastoiskowych (B1), natomiast w Krastudach rozcinają te osady i dochodzą do gliny zwałowej znajdującej się w ich podłożu (fig. 4, 8). Jest to dowód na to, że w czasie sedymentacji młodszej części kompleksu zastoiskowego (B2) następowało rozcinanie części starszej (B1). Można wnioskować, że osady młodsze są osadami jakiejś większej rzeki, której wody wpływały do zastoiska i osadzały tu deltę podwodną. Płynęła ona od strony północnej, o czym świadczy zmiana uziarnienia osadów z piaszczystych transportowanych przez silniejsze prądy wodne na północy (w Bukowie), w osady mułkowo-piaszczyste i mułkowe na południu (w Krastudach), gdzie siła prądów była już znacznie mniejsza. Był to prawdopodobnie odpływ wód ekstraglacialnych uchodzących do zastoiska, i odprowadzających wody spływające sprzed dalekiego czoła topniejącego lądolodu, znajdującego się na obszarze Żuław Wiślanych lub jeszcze dalej w strefie niecki Prabałtyku.

Litologiczne wykształcenie kompleksu osadów zastoiskowych (B) wskazuje na to, że powstawały one w zupełnie odrębnych zbiornikach jeziornych niż kompleks łąkami czerwonych (A), powstających w jeziorach peryglacialnych na obszarze niecki Prabałtyku. Wzajemna korelacja wiekowa tych zbiorników jest problematyczna. Rozpatrując jedynie czas zanikania lądolodu na omawianym obszarze należałoby przyjąć, że zbiorniki zastoiskowe dolnego Powiśla są nieco starsze niż jeziora peryglacialne z łąkami czerwonymi utworzone na obszarze niecki Prabałtyku. Wśród osadów zastoiskowych występują jednak również przewarstwienia łąkami czerwonymi widoczne zarówno w starszej części

kompleksu (B1), jak i w jej młodszej części (B2), co wskazuje na to, że obydwa typy zbiorników istniały obok siebie i miały okresowo wzajemne połączenia.

Można przyjąć pogląd, że zastoiska dolnego Powiśla powstawały bezpośrednio po „wycofaniu” się lądolodu na obszar niecki bałtyckiej, natomiast jeziora peryglacjalne z łąkami czerwonymi zaczęły się formować nieco później, w czasie deglacji obszaru niecki.

Zbiorniki te różniły się między sobą obszarem alimentacji. Dla zastoisk był to obszar dolnego Powiśla, z którego donoszony był materiał polodowcowy, natomiast dla jezior peryglacjalnych obszarem alimentacji była niecka Prabałtyku, z której obok materiału polodowcowego był też donoszony materiał pochodzący z utworów podłoża podczwartorzędowego z dalszych obszarów niecki, gdzie utwory te miały swoje wychodnie. Materiał ten docierał również fragmentarycznie do jezior zastoiskowych, na podstawie czego można wnosić, że obydwa typy zbiorników w pewnym okresie istniały obok siebie równocześnie z tym, że mogły być rozdzielone ciągami moren czołowych ograniczających od południa nieckę Prabałtyku, a ich wzajemny kontakt miał miejsce jedynie w lokalnych przesmykach. Materiał do sedimentacji łąk czerwonych mógł być też wtórnie przenoszony z jezior peryglacjalnych do zastoisk drogą transportu rzeczno-

Morze sztumskie

O tym, że kompleks łąk czerwonych (A) oraz obie części kompleksu zastoiskowego (B1, B2) powstawały w tym samym lub w zbliżonym okresie, bezpośrednio po deglacji obszaru, świadczą charakterystyczne warstwy osadów leżące nad nimi. Tworzą one kompleks C. Są obecne zarówno w stropie kompleksu zastoiskowego B oraz kompleksu łąk czerwonych (A), i wskazują na obecność lub wpływy wód morskich w czasie sedimentacji osadów. Są to najstarsze ślady obecności morza plejstoceniowego na omawianych obszarach, zaznaczone w określonym poziomie litostratygraficznym. Poziom ten nie występuje w sposób ciągły. Został rozpoznany w wielu odrębnych stanowiskach na dolnym Powiślu, gdzie znajduje się ponad osadami zastoiskowymi kompleksu (B), a także na Wzniesieniu Elbląskim, gdzie występuje nad kompleksem łąk czerwonych (A). Pod względem litologicznym jest wykształcony inaczej niż osady obydwu leżących pod nim kompleksów. Na dolnym Powiślu w skład osadów tego poziomu wchodzi łąki mułkowate albo mułki ilaste lub piaszczyste, warstwowane poziomo, lokalnie z piaskami drobnoziarnistymi, odróżniającymi się od niżej leżących łąk warwowych szarym lub ciemnoszarym zabarwieniem. Poszczególne warstwy są znacznie grubsze od uwarstwienia łąk warwowych i mają zmienną nieregularną miąższość. W niektórych miejscach występuje domieszka detrytus roślin, a w profilu otworu wiertniczego w Dzierzgoniu (fig. 8; otw. wiertn. 44) nad łąkami leży warstwa piasków torfiastych. Zostały one wydatowane metodą termoluminiscencyjną na 217 tys. lat BP (Prószyński, 1980)

(tab. 2), co pozwala wiązać je ze schyłkiem zlodowacenia warty. Podobnie wykształcone warstwy znajdują się też nad kompleksem łąk czerwonych (A). Warstwy te powstawały w odmiennych warunkach niż leżące niżej osady obydwu kompleksów: zastoiskowego (B) lub łąk czerwonych (A).

Wielkie zbiorniki jeziorne, zastoiskowe i peryglacjalne przekształciły się w tym czasie w lokalne, prawdopodobnie mniejsze jeziora umiarkowanej strefy klimatycznej. Jeziora te podlegały wpływom morskim, o czym świadczą nieliczne szczątki fauny występującej w osadach. Są to fragmenty skorupki mięczaków morskich oraz otwornice. Mięczaki występują sporadycznie. Są one znane z archiwalnych profili wiertniczych ze Sztumu (Keilhack, Wolf, w: Pacowska, 1953). Mięczaki zostały również opisane przez autorkę w próbkach z profilu wiercenia w Krastudach. Fauna ta tworzy zespół złożony z 11 gatunków ślimaków i małży zbliżonych swym składem do zespołów występujących w eemskim morzu tychnowskim (Makowska, 1986a, b). W innych stanowiskach występują jedynie otwornice. Ich najwyższą frekwencję stwierdzono w profilu wiercenia kartograficzno-badawczego w Sztumie (fig. 5, 8; otw. wiertn. 16). W tym otworze nie znaleziono skorupki mięczaków opisywanych przez Keilhacka (1910) i Wolfa (1914), ale zidentyfikowano liczne otwornice, które wyraźnie potwierdzają morską genezę osadów. Dużą ilość otwornic stwierdzono też na Wzniesieniu Elbląskim, w profilu otworu kartograficzno-badawczego z Pęklewa, w warstwie łąk szarych, podścielonych piaskami drobnoziarnistymi, leżącymi na łąkach czerwonych (fig. 8; otw. wiertn. 2). W innych stanowiskach geologicznych otwornice są mniej liczne, ale zarówno na dolnym Powiślu jak i na Wzniesieniu Elbląskim wskazują na związek tych osadów ze środowiskiem morskim.

Opisywane osady morza sztumskiego nie stanowią tak wyraźnych warstw morskich jakimi są młodsze i wyżej leżące eemskie osady morza tychnowskiego, od których różnią się sporadyczną zawartością skorupki mięczaków morskich oraz nieciągłym występowaniem. Stąd też obecność morza sztumskiego na opisywanych obszarach jest jeszcze niezbyt wyraźna. Być może znajdowało się ono w niecce Prabałtyku, poza opisywanym obszarem, a jego wody tylko okresowo ingredowały do rezidualnych zbiorników jeziornych, utworzonych w miejscu dawnych zastoisk i wypełnionych łąkami czerwonymi jezior peryglacjalnych.

Za ingresją morską przemawia powszechna obecność otwornic, które w odróżnieniu od mięczaków bardziej związane z lokalnymi warunkami ekologicznymi (głębokością i zasoleniem morza) być może jako plankton mogły się łatwo przemieszczać na dalsze odległości i przystosować do nowego środowiska.

Dotychczasowe badania wskazują niewątpliwie na ślady obecności morza sztumskiego w niecce Prabałtyku, co mogło mieć miejsce w schyłkowym okresie zlodowaceń środkowopolskich, najprawdopodobniej w okresie zlodowacenia warty, jak to wynika z datowania piasków torfiastych z profilu w Dzierzgoniu (fig. 8, otw. wiertn. 44) (Prószyński, 1980), lub

na początku interglacjału eemskiego. Jednak zagadnienie to będzie niewątpliwie wymagało jeszcze dalszych badań.

W czasie obecności lub wpływów morza sztumskiego w morskiej strefie obszaru, w strefie lądowej powstawały lokalne doliny odpływu wód powierzchniowych, łączące ze sobą poszczególne jeziora poglacialne lub zagłębienia bezodpływowe. W tych zaczątkowych dolinach powstawały osady rzeczne dolnej serii dolinnej (EI).

INTERGLACJAŁ EEMSKI

W rozwoju zjawisk, które zachodziły na omawianych obszarach w interglacjale eemskim, można wyróżnić następujące trzy okresy paleogeograficzne: I – okres przedoptymalny, w którym nastąpił rozwój dolin rzecznych, II – okres szeroko pojętego optimum klimatycznego, w którym nastąpiła transgresja, rozwój i recesja morza tychnowskiego i III – okres pooptymalny, w którym utworzyły się jeziora reliktove po morzu tychnowskim.

Okres I – rozwój dolin rzecznych

Na początku interglacjału eemskiego zaczęła się formować zorganizowana sieć dolin rzecznych. Jej rozwój został najlepiej prześlędzony wzdłuż doliny dolnej Wisły od Kotliny Toruńskiej po okolice Tczewa, Malborka i Pasłęka (Makowska, 1979b) (fig. 6). Początkowo były to krótkie, lecz głęboko wcięte w podłoże doliny odpływu ekstraglacialnego, formujące się niekiedy w rynnach subglacialnych i łączące ze sobą większe lub mniejsze (wypełnione wodą) obniżenia wytopiskowe, utworzone na powierzchni gliny zwałowej zlodowacenia warty. Doliny formowały się w schyłkowym okresie tego zlodowacenia w tym samym czasie, w którym na północy w miejscu dawnych zastoisk powstały jeziora, do których następnie ingredowały wody morza sztumskiego. Te pierwsze doliny zostały wypełnione dolną serią dolinną (EI). W miarę ocieplania się klimatu następowało wzmożenie erozji rzecznej. Pierwotne, inicjalne doliny zaczęły się łączyć w zorganizowaną sieć rzeczna. Ten okres można uważać za początek interglacjału.

„Pierwszą” dolinę główną uformowała największa rzeka, która płynęła od Kotliny Toruńskiej po Kwidzyn, wzdłuż i nieco na wschód od współczesnej doliny Wisły. Od zachodu i od wschodu uchodziły do niej doliny mniejszych dopływów. Rzeka płynąca doliną główną była duża i zbierała wody z obszaru Polski środkowej. Mogła to być Prawarta, która rozcięła wypiętrzenia podłoża w strefie wału pomorskiego i skierowała się w stronę niecki Pribałtyku.

W tym samym czasie, na omawiany obszar uchodziła też druga duża rzeka, która płynęła od strony Hławy w okolice Susza i Prabut. Jej osady stwierdzono w Grabowcu i w Zieleńcu. Tą rzeką mogła być Prawiśła. Od zachodu i od wschodu przyjmowała ona inne mniejsze dopływy. Obie główne doliny łączyły się ze sobą na obszarze dawnych zastoisk i morza sztumskiego. W rzeźbie powierzchni osadów zastoiskowych można znaleźć ślady ich przepływu. W późniejszym okre-

nie nastąpiło podniesienie się bazy erozyjnej rzek i obszar ten przekształcił się w rozległą deltę, utworzoną przez obie główne rzeki. Delta zaczynała się w okolicach Kwidzyna i Prabut, i przedłużała się dalej na Żuławy Wiślane i Wzniesienie Elbląskie. Był to obszar depresyjny, położony poniżej współczesnego poziomu morza, znajdujący się w części południowej na wysokościach około 7,0–17,0 m p.p.m.

W następnym etapie rozwoju doliny rzeczne zapełniane były osadami drugiej (środkowej) serii dolinnej (EII), która na obszarze delty odpowiada kompleksowi D. Kompleks ten składa się z aluwów wolno płynących rzek. W dolinach kopalnych są to cyklicznie warstwowane osady korytowe: żwirry i drobne żwirki oraz piaski różnoziarniste, drobnoziarniste i pylaste. Brak grubszych żwirów lub głazików, które występują jedynie w najbardziej południowej części obszaru, gdzie są śladem wzmożonej erozji rzecznej, która miała miejsce w czasie rozcinania wzniesień wału pomorskiego przez Prawartę. W wyniku działania erozji oraz denudacji zachodzącej na obszarach pozadolinnych, nastąpiło w tej strefie prawie całkowite usunięcie przedeemskich osadów plejstoceńskich. Osady interglacialne leżą tu obecnie wprost na neogenie i paleogenie (fig. 4, Pojezierze Chełmińskie).

Wypełnienie dolin rzecznych nastąpiło w przedoptymalnym okresie interglacjału. W miarę ocieplania się klimatu i dalszego podnoszenia się bazy erozyjnej, doliny ulegały poszerzeniu w wyniku meandrowania rzek. Na tarasach zalewowych powstawały starorzecza i jeziora dolinne. Na obszarze delty tworzyły się większe jeziora. Zbiorniki te podlegały następnie dalszej ewolucji. Początkowo były wypełnione wodą, później zaczęły się wypełniać materiałem mineralnym, następnie spłycały się i zarastały roślinnością, aż wreszcie przekształciły się w bagniska i torfowiska wypełnione osadami organicznymi. W wielu stanowiskach przeprowadzono szczegółowe lub ekspertyzowe badania palinologiczne tych osadów, na podstawie których można szczegółowiej określić historię rozwoju i zaniku omawianych zbiorników jeziornych. Początek ich zarastania roślinnością nastąpił już we wczesnych okresach interglacjału eemskiego od fazy E2 (*Pinus–Betula–Ulmus*) (Nowiny) i E3 (*Quercus–Fraxinus–Ulmus*) (Mniszek), przez fazę E4 (*Corylus–Quercus–Tilia*) (Zła Wieś Wielka), aż do jego schyłku w fazie E7 (*Pinus*) (Mniszek) (Drozdowski, Tobolski, 1972; Janczyk-Kopikowa, 1970, 1976, 1991, 1993, 1996a, b, 1997; Mamakowa, 1989). Obszary dolinne w otoczeniu jezior i torfowisk oraz obszary pozadolinne porośnięte były w tym czasie lasami o zmieniających się w czasie zespołach drzew i krzewów charakterystycznych dla interglacjału eemskiego. U schyłku interglacjału lasy przerzedziły się. Nastąpił rozwój roślinności bezleśnej. Taki przebieg zjawisk miał miejsce na tych obszarach, do których nie dotarła transgresja morska.

Okres II – transgresja, rozwój i recesja morza tychnowskiego

Transgresja morza tychnowskiego nastąpiła po wypełnieniu się dolin rzecznych osadami drugiej (środkowej) serii dolinnej (EII) i utworzeniu przez główne rzeki (Prawartę i Pra-

wisłe) wielkiej delty, której osady wchodziły w skład kompleksu **D**. Delta ta rozciąga się na obszarze dawnych, poglądalnych jezior, objętych następnie ingresją morza sztumskiego. Osady morza tychnowskiego z profilu w Wysokiej zostały wydatowane na 141 ± 12 do 150 ± 22 tys. lat BP (tab. 2) (Butrym, 1991a, b) (fig. 8; otw. wiertn. 11). Był to początek transgresji morskiej.

Morze, które w niecce Bałtyku zajęło większe obszary niż Bałtyk współczesny (Knudsen, Gilbord, 2006) wkroczyło na obszar delty od strony północno-wschodniej z rejonu współczesnego Zalewu Wiślanego. Transgresja odbywała się stopniowo. W pierwszym etapie morze zajęło wszystkie obniżenia na powierzchni delty, częściowo wypełnione wodą lub osadami organicznymi, a następnie rozszerzyło swój zasięg na dalsze obszary. Można to prześledzić na podstawie profili, dla których wykonano szczegółowsze badania palinologiczne i faunistyczne. Najważniejsze z nich to profile z Tychnowych, Brachlewa, Bażantarni koło Elbląga, Pagórków, Nowin, Wysokiej, Licza i Obrzynowa (Brodniewicz, 1960, 1969, 1972; Halicki, 1951a; Halicki, Brodniewicz 1961; Janczyk-Kopikowa, 1976, 1991, 1993, 1996b, 1997; Makowska, 1979b, 1980b, 1986a,b, 1991, 2001; Samsonowicz, 1951; Pożaryski, 1951). Na podstawie tych badań, w odniesieniu do faz pyłkowych (RPAZ) wydzielonych w interglacjale eemskim i we wczesnym vistulianie przez Mamakową (1989), można określić czas transgresji, pełnego rozwoju i recesji morza tychnowskiego na omawianym obszarze. Można też wnioskować, że początek transgresji nastąpił u schyłku fazy pyłkowej E2 (*Pinus–Betula–Ulmus*) oraz na przełomie tej fazy i fazy pyłkowej E3 (*Quercus–Fraxinus–Ulmus*). Najwcześniej morze wkroczyło na obszar Wzniesienia Elbląskiego (Pagórki, Bażantarnia), a następnie rozszerzyło się na dalsze obszary i dotarło do okolic Kwidzyna, Obrzynowa, Licza i Prabut. W tym czasie tworzyło ono szeroką i długą zatokę, obejmującą Wzniesienie Elbląskie, wschodnią część Żuław Wiślanych (Żuławy Elbląskie), północno-zachodnią część Wysoczyzny Iławskiej między Malborkiem, Sztumem i Dzierzgoniem, skąd docierało następnie dalej na południe do północnych okolic Kwidzyna i Prabut. Powierzchnia delty zalewanej przez morze znajdowała się na wysokości od około 0,6 m na południu do 4,5 m p.p.m. na północy obszaru (tab. 3). Brzegi morskie były zróżnicowane. Na obszarze delty oraz w miejscach, w których morze wkraczało w ujściowe odcinki dolin rzecznych, brzeg był płaski, piaszczysty lub bagnisty. W miejscach, w których morze wkraczało poza obszary dolinne, brzeg miał charakter klifu. Taki klif rozciągał się na zachodzie między Kwidzynem, Brachlewem, Sztumskim Polem a Malborkiem (fig. 6). Jego wysokość osiągała kilka metrów. Podobne klify tworzyły się też prawdopodobnie na wschodnich brzegach morza. Ten pierwszy zalew morski był stosunkowo płytki, ponieważ jego głębokość, jak na to wskazuje fauna malakologiczna zbadana w Nowinach (Makowska, 1986b), była niewielka i wynosiła około 10–15 m. Na pograniczu Wysoczyzny Iławskiej i Żuław Wiślanych, ponad powierzchnię wód morskich, wznosiły się pojedyncze wyspy (dawne garby w dnie obniżenia wytopiskowego) nie-

objęte transgresją (Chojty, Jasna, Żłówiniec, Kaczynos). Na dnie zatoki powstawały osady piaszczyste. Litologiczne wykształcenie osadów morza tychnowskiego najlepiej ilustruje dobrze zbadany pod względem paleontologicznym profil w Nowinach (fig. 8; otw. wiertn. 17), zlokalizowany na obszarze delty zalanej przez morze (Makowska, 1980b, 1986b, 1995a). Profil ten obejmuje osady pełnego cyklu akumulacji morskiej od transgresji, poprzez pełnię rozwoju morza, aż po jego recesję. Fazę transgresywną reprezentuje warstwa szarych piasków droбноziarnistych o miąższości 1 m, przepelniona skorupkami mięczaków i otwornic. W zespole mięczaków obok gatunków morskich znajdują się również gatunki brackiczne, co wyraźnie wskazuje na początek transgresji i małe zasolenie wód zatoki. Brodniewicz (1960, 1965) badając osady z profilu z Brachlewa, na podstawie nieco młodszej fauny malakologicznej z okresu pełni rozwoju morza, określiła zasolenie na 15–20%. Analogiczne, transgresywne warstwy piaszczyste lub piaszczysto-mułkowe można znaleźć również w innych profilach na całym obszarze zalewu morskiego.

W kolejnym etapie nastąpiła pełnia rozwoju morza. Uległo ono znacznemu pogłębieniu, a jego granice rozszerzyły się na dalsze obszary. Ten etap rozwoju morza najlepiej zaznaczył się na zachodzie, gdzie morze przekroczyło linię dawnego klifu i wkroczyło na obszar wysoczyzny polodowcowej, zatrzymując się początkowo w stosunkowo niewielkiej odległości od pierwszego klifu i utworzyło drugi klif, biegnący na północ od okolic Pastwy, przez Szkaradowo do Białej Góry i Uśnic, równoległe do klifu pierwszego (fig. 6). Między nimi utworzył się pierwszy stopień abrazyjny. Na tym stopniu znajdują się osady morskie, stwierdzone i opisane po raz pierwszy w dwóch profilach z Tychnowych (Samsonowicz, 1951). Miąższość tych osadów jest niewielka (2,0–2,5 m). Nie są to już osady piaszczyste, takie jakie powstawały w pierwszych etapach transgresji, ale iły wapniste (margle), zawierające liczne skorupki mięczaków i otwornic (Pożaryski, 1951). Podobne osady morskie zostały też opisane w osadach z pobliskiego Brachlewa (Nowak, 1965), w których znaleziono obfitą faunę mięczaków i otwornic (Brodniewicz, 1960, 1965, 1972) oraz w Małowskich Pastwiskach (Wrotek 1985, 1986a; Makowska, 1982a), a także w Oborach, Grabówce i Olszanicy (Makowska, 1979b), gdzie osady te występują w analogicznej sytuacji paleogeograficznej. Strop osadów znajduje się tu na wysokości od około 3,5 do 10,0 m p.p.m. (fig. 6; tab. 3).

Ekspertyzowe badania palinologiczne osadów z Tychnowych wykonane przez Bremównę (w: Halicki, 1951b) wskazują, że osady te zaczęły się tworzyć dopiero na początku fazy E4 (*Corylus–Quercus–Tilia*) (w: Mamakowa, 1989), a więc transgresja morska miała tu miejsce znacznie później niż w pierwszym okresie transgresji, kiedy morze zalało obszar delty. Był to początek pełnego rozwoju morza, które w kolejnych etapach przesunęło się znacznie dalej na zachód i dotarło prawdopodobnie do linii Gniew–Tczew–Gdańsk. Śladem tej transgresji są piaszczyste osady morskie w Tczewie opisane w kilku profilach archiwalnych przez Jentzsch (Jentzsch, 1895; Pacowska, 1953), stwierdzone również

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
45	Tczew	^x -9,0	-6,0	-	-	-	-	-	-	-	-1,0	-
46	Kalsk	-14,0	-12,0	-	-8,0	-	-	-	-	-	-	-
47	Robity	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17,0	-
48	Malbork	-	-14,9	-	-	-	-	-	-	-	-2,1	-
49	Brachlewo	-10,0	-7,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
50	Tychnowy	-8,0	-5,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51	Kamionka	-11,5	-3,5	-1,0	1,0	-	-	-	-	-	-	-
52	Kamionka	-16,0	-10,0	-5,0	-2,5	-	-	-	-	-	-	-
53	Kwidzyn-Nicponie	-	-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
54	Kwidzyn	-6,0	-3,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
55	Grabówka	-	-0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
56	Kwidzyn-Nicponie	-	-1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
57	Grabówka	-	-1,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
58	Olszanica	-	-4,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
59	Rzęczkowo	-	-	-	-	-	-	-	11,8	22,0	30,0	41,4
68	Przyłubie	-	-	-	-	-	-	-	-	21,6	34,5	-
69	Obory	-	-3,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Kompleksy osadów: interglacjał eemski (D – środkowa seria dolinna oraz delty, E – morze tychnowskie, F – jeziora reliktowe po morzu tychnowskim), wisła (G – osady jeziorne i bagienne), p – interfaza pagórki, o – interfaza obrzynowo, n – interfaza nowiny, pa – interfaza pawlice; serie dolinne: zlodowacenie warty (EI – dolna), interglacjał eemski (EII – środkowa), wisła (EIII – górna, EIIIA – osady rzeczne, EIIIB – osady zastoiskowe); x – glina zwałowa

Complexes of deposits: Eemian Interglacial (D – middle valley series and deltaic, E – Tychnowy Sea, F – relict lakes after Tychnowy Sea), Vistulian (G – lakes and marshy deposits), p – Pagórki Interfase, o – Obrzynowo Interfase, n – Nowiny Interfase, pa – Pawlice Interfase; valley series: Wartanian Glaciation (EI – lower); Eemian Interglacial (EII – middle), Vistulian (EIII – upper, EIIIA – valley deposits, EIIIB – ice-dammed lake deposits); x – till

przez autorkę w profilu jednego z nowych otworów hydrogeologicznych (Makowska, 1979b).

W czasie transgresji morze abraowało wysoczyznę polodowcową porożcinaną wcześniej przez odnogi doliny Prawarty oraz przez inne doliny rzeczne, kierujące się z zachodu na wschód w stronę obszaru deltowego. W efekcie powstała rozległa platforma abrazyjna o płaskiej, wyrównanej powierzchni, znajdującej się na wysokości 0–10 m n.p.m. Rozciąga się ona między Kwidzynem, Gniewem, Tczewem i Malborkiem. Jest zbudowana z glin zwałowych i osadów dolinnych, utworzonych na początku interglacjału. Na jej obszarze osady morskie z wyjątkiem Tczewa obecnie nie występują. Brzeg morski, ograniczający platformę od zachodu w miejscu, w którym morze docierało do krawędzi wysoczyzn obrzeżających doliny miał charakter klifu, natomiast w miejscu, w którym morze wkraczało w doliny (np. w Tczewie), jego brzeg był płaski, otoczony plażą (Makowska, 1979b).

Rozszerzające się we wszystkich kierunkach morze, na południu przesunęło się wzdłuż głównych dolin Prawarty i Prawisły, i przekroczyło nieco linię swego wcześniejszego zasięgu, zalewając utworzone delty podmorskie okresowo wynurzające się z morza (Prabuty) i obszary plażowe z początkowego okresu transgresji. Maksymalny zasięg brzegu

morskiego ciągnął się więc od okolic Tczewa i Gniewu na południe, wzdłuż kopalnej doliny Prawarty, dotarł do Obór, Grabówki, Olszanicy, a następnie do Nicponi pod Kwidzynem (Makowska, 1973b) oraz do Miłosnej. Stąd linia brzegowa kierowała się na wschód do Pawlic i dalej w rejon Susza, gdzie morze wkraczało w kopalną dolinę Prawisły (Makowska, 2001). Brzegi morskie były tu na ogół płaskie, plażowe lub bagniste, z wyjątkiem odcinka między ujściami obydwu głównych dolin kopalnych, gdzie miała miejsce abrazja wysoczyzny, w wyniku której brzeg mógł mieć charakter klifu. W rejonie Kwidzyna morze sięgnęło swym zasięgiem wielkiego jeziora słodkowodnego o charakterze limanu, nazwanego jeziorem Białki (Makowska, 1979b), zajmującego część szerokiej doliny Prawarty. Musiało ono być oddzielone od morza mierzeją, ponieważ tylko częściowo zostało objęte transgresją tego morza. W innych miejscach, jak np. w rejonie Licza, Prabuty i Obrzynowa, dno doliny Prawisły przekształcało się w plaże nadmorskie, okresowo – w czasie sztormów, zalewane przez morze (Makowska, 2001). Podobnie było zapewne na wschodzie, gdzie morze dotarło prawdopodobnie do linii Susz–Przezmark–Pasłęk–Frombork, lecz jego dokładniejszy zasięg w tym rejonie jest jeszcze mało znany.

Na pograniczu Wysoczyzny Iławskiej i Żuław Wiślanych zachowały się dawne wyspy z pierwszego etapu transgresji morskiej. Ich zarys zmniejszył się nieco, lecz nie zostały one całkowicie zalane przez morze i niektóre z nich zachowały się, aż do całkowitej recesji morza. W czasie maksymalnego zasięgu nastąpiło też pogłębienie się morza, a na jego dnie powstawały osady ilaste i mułkowe obecne prawie we wszystkich profilach zlokalizowanych na całym, zalanym przez morze obszarze.

W morzu żyła liczna fauna: mięczaki, jeżowce i otwornice oraz prawdopodobnie też inne organizmy morskie. Obfite skorupki mięczaków znajdujące się w różnym stanie zachowania występowały w każdym poznanym dotąd stanowisku, w których były podstawą wyróżnienia przez autorkę tychnowskiego poziomu morskiego. Rozpoznany dotąd zespół mięczaków tego morza obejmuje 32 gatunki ślimaków i małży (Brodniewicz, 1960, 1965, 1969; Makowska, 1979b, 1986a,b, 1996, 1997). W poszczególnych stanowiskach występują w różnym składzie gatunkowym, zależnym od lokalnych warunków ekologicznych. W całości jest to zespół charakterystyczny dla strefy luzytańskiej, analogiczny do zespołów poznanych w morzach eemskich Danii, Holandii i Niemiec (Funder i in., 2002). Najbardziej charakterystyczne i przewodnie gatunki zespołu to: *Venerupis aurea senescens* (Doederlein et Cocconi), *Acanthocardia pauciosata* (Sowerby), *Corbula gibba* (Olivi), *Mytilaster lineatus* (Gmelin), *Spisula substruncata* (Da Costa), *Eulimella nitidissima* (Montagu), *Clathrus clathrus* (Linnaeus), *Chrysalida spiralis* (Montagu) i inne (Brodniewicz, 1960; Makowska, 1986b, 2001). Zasolenie morza, obliczone na podstawie badań otwornic z profili z Licza i Obrzynowa, znajdujących się przy południowej granicy zasięgu morza, w okresie jego maksymalnego rozwoju wynosiło 20–25‰ (Balteem, 2002). W dolnej części tych profili brak wskaźników mniejszego zasolenia, co potwierdza wyrażony tu wcześniej wniosek, że transgresja dotarła tu dopiero w okresie pełnego rozwoju morza. Morze było ciepłe, a temperatura jego wód była wyższa niż we współczesnym Bałtyku; dochodziła w okresie letnim do 27°C (Head i in., 2005). Obszary lądowe otaczające morze tychnowskie pokryte były w tym czasie obfitą szatą roślinną. W lasach, które porastały zarówno obszary wysoczyzn oraz szerokie doliny rzeczne, przeważały drzewa liściaste. W dolinach rzecznych istniały liczne jeziora oraz bagniska utworzone w miejscach dawnych starorzeczy i starszych jezior, obecnie intensywnie zarastające roślinnością. Jednym z takich zarastających jezior było jezioro dolinne w Mniszku pod Grudziądem – starorzecze Mniszka (fig. 6). Rozmiary tego jeziora były jednak na tyle duże, że przetrwało ono nie tylko do końca interglacjału, ale także do pierwszych faz wczesnego wistulianu (Drozdowski, Tobolski, 1972).

W późniejszym etapie nastąpiła powolna recesja morza. W profilach z Licza i Obrzynowa zaznacza się ona spadkiem zasolenia wód morskich, które to zasolenie, podobnie jak przy transgresji nie przekroczyło 20‰ (Balteem, 2002). Następnie morze wycofało się z tego obszaru całkowicie. Jak na to wskazują wyniki badań palinologicznych (Janczyk-Kopikowa, 1996b, 1997) i faunistycznych (Makowska,

2001), fakt ten miał miejsce w połowie fazy pyłkowej E5 (*Carpinus–Corylus–Alnus*), przy czym w Obrzynowie morze wycofało się nieco wcześniej, a w Liczu później, ponieważ głębokość morza była tu większa. W tym samym czasie, lub nawet wcześniej, w końcu fazy E4, na zachodzie morze wycofało się też z platformy abrazyjnej (na którą wkroczyło na początku tej fazy) oraz ze stopnia abrazyjnego w Tychnowych i w Brachlewie.

Na przełomie faz pługowych E5 i E6 (*Picea–Abies–Alnus*) morze wycofało się też z obszaru Wzniesienia Elbląskiego (Pagórki). Najdłużej utrzymywało się w środkowej części swego zasięgu, na co wskazują wyniki badań profili z Nowini Wysokiej (Janczyk-Kopikowa, 1976, 1993; Makowska, 1986b, 1994a). W tej części recesja nastąpiła dopiero na początku fazy E6. W czasie recesji morze ulegało znacznemu spłyceciu. Na jego dnie, podobnie jak przy transgresji, powstały osady piaszczyste, zawierające obfitą domieszkę skorupek mięczaków, wśród których, jak na to wskazują badania tej fauny w Nowinach (Makowska, 1986b), ponownie pojawiły się formy brakiczne. Ostateczne wycofanie się morza ze środkowej części omawianego obszaru nastąpiło dość gwałtownie, co zaznacza się ostrą granicą zaniku fauny morskiej w profilu z Nowin. Przyczyną tego zjawiska było prawdopodobnie obniżenie się poziomu morza oraz przerwanie kontaktu morza tychnowskiego z morzami północno-zachodniej Europy (Makowska, 1986b), co kończy II okres interglacjału eemskiego.

Okres III – Rozwój i zanik jezior reliktowych po morzu tychnowskim

W trzecim, poptymalnym okresie paleogeograficznym, obszar badań objęty wcześniejszą transgresją morza tychnowskiego był w dalszym ciągu bardzo zawodniony. Było to równinne, depresyjne pojezierze. Po morzu pozostały wysładzające się stopniowo jeziora reliktowe. Ich osady tworzące kompleks (F) poznano w wielu stanowiskach, zarówno na Wzniesieniu Elbląskim (Pęklewo, Pagórki, Krasny Las, Małe Bielany, Majewo) jak i na dolnym Powiślu (Bukowo, Nowiny, Krastudy, Kamionka, Pawlice, Licze, Obrzynowo) (fig. 8).

Najprawdopodobniej, początkowo było to jedno wielkie słonawowodne jezioro o zróżnicowanym zarysie brzegów. Utworzyło się w południowej części obszaru morskiego w czasie wycofywania się wód morskich, a następnie powiększało sukcesywnie swoje rozmiary na północ, w miarę recesji morza. W wyniku osuszania się klimatu rozpadało się na szereg coraz bardziej wysładzających się jezior i rozlewisk.

Wysładzanie się jezior spowodowane było dopływem wód z rzek, które powróciły na ten obszar w ślad za wycofującym się morzem tychnowskim. Poza tym obszarem płynęły one starymi dolinami uformowanymi na początku interglacjału (fig. 6). W jeziorach reliktowych powstawały osady piaszczyste i mułkowe, rzadziej ilaste, a w płytszych, brzeżnych strefach również organiczne. Wody jezior zasiedlone były nieliczną fauną mięczaków słodkowodnych, wśród któ-

rych najczęściej występowały ślimaki: *Bithynia tentaculata* (Linnaeus) i *Valvata piscinalis* (Müller) oraz małże z rodzaju *Pisidium*. W jednym stanowisku w Liczu stwierdzono też dość liczne ślimaki *Planorbis planorbis* (Linnaeus) i *Anisus spirorbis* (Linnaeus). Fauna ta wskazuje na niewielką głębokość jezior. W ich otoczeniu rozwijała się szata roślinna charakterystyczna dla końcowych faz interglacjału (E6 – *Picea–Abies–Alnus*) (E7 – *Pinus*). Lasy uległy przerzedzeniu. Zapanowała roślinność zielna. U schyłku interglacjału następowało dalsze osuszanie się klimatu. Jeziora zaczęły się jeszcze bardziej spłycać, zarastać roślinnością i przekształcać w bagniska. W końcu obszar został zasypywany osadami odtwarzającej się tu ponownie delty obydwóch głównych rzek uchodzących z południa: Prawarty i Prawisły, do których dołączały też inne mniejsze rzeki wpływające na ten obszar z zachodu i ze wschodu.

Podobnemu procesowi spływania i zasypywania rzeczny- mi osadami korytowymi podlegały też wszelkie zbiorniki jeziorne drugiej serii dolinnej (EII), znajdujące się w dolinach rzecznych poza obszarem transgresji tychnowskiej. Początek zasypywania jezior przypada na górną granicę interglacjału eemskiego, wyznaczoną badaniami palinologicznymi w takich stanowiskach, jak: Nowiny, Wysoka, Licze i Obrzynowo (Janczyk-Kopikowa, 1976, 1993, 1996b, 1997).

WISŁA DOLNA (ZŁODOWACENIE TORUŃSKIE, CZEŚĆ ANAGLACJALNA)

Erozja i akumulacja osadów rzecznych i jeziornych w dolinach kopalnych i na obszarze delty

Osady z okresu wisły dolnej zajmują górną część formacji dolnopowiańskiej (fig. 9). Tworzą one gruby kompleks rozciągający się na całym omawianym obszarze, pokrywając osady interglacjału eemskiego. Kompleks ten jest dwudzielny, inaczej wykształcony w strefie lądowej, tj. w dolinach kopalnych, a inaczej w strefie morskiej, tj. na obszarze zalewu morza tychnowskiego. W dolinach kopalnych, które uległy w tym czasie znacznemu poszerzeniu (fig. 6) (Makowska, 1979b) składa się on z rzecznych osadów korytowych (EIIIA), ku stropowi przechodzących stopniowo w osady zastoiskowe (EIIIB) (fig. 7, 9). Na obszarze wcześniejszego zalewu morskiego jest to kompleks (G). Składa się on z osadów rzecznych, cyklicznie przewarstwionych osadami jeziornymi. Liczba tych przewarstwień zmniejsza się w górnej części kompleksu (fig. 8, 9). Wykształcenie osadów w poszczególnych profilach jest zróżnicowane i wskazuje na zmienność czynników wpływających na ich sedymentację. Jednym z nich były warunki paleogeograficzne. Sedymentacja kompleksu (G) odbywała się na obszarze deltowym. Po zasypaniu jezior reliktowych po morzu tychnowskim cienką warstwą osadów rzecznych, obszar w dalszym ciągu stanowił depresję, ponieważ wysokość powierzchni delty znajdowała się ciągle poniżej poziomu morza (tab. 3). Rzeki płynące dawnymi interglacjałnymi dolinami, wkraczając na obszar depresji ponownie odtworzyły tu rozległą deltę formo-

waną przez dwie główne rzeki: Prawartę i Prawisłę. Na obszarze delty rzeki rozdzielały się na wiele odrębnych ramion o zmiennym biegu, które nadbudowywały ją swoimi osadami, a lokalnie erodowały też jej powierzchnię. Między nimi istniały liczne jeziora tworzące się w starorzeczach lub w innych zagłębieniach terenu. Sedymentacja osadów zarówno rzecznych, jak i jeziornych, była w tych warunkach bardzo zmienna. Jest to widoczne w profilach litologicznych kompleksu (G) (fig. 8).

Drugim ważnym czynnikiem wpływającym na sedymentację osadów były zmiany klimatyczne, które zachodziły w okresie wisły dolnej. Na tle ogólnego ochładzania się klimatu miały one przebieg falowy, polegający na cyklicznie powtarzających się ociepleniach i ochłodzeniach. Ociepleniom towarzyszyło zwiększanie się wilgotności klimatu, z czym wiązał się większy dopływ wód rzecznych na obszar delty i tworzenie się dużych zbiorników jeziornych, ochłodzeniom towarzyszyło natomiast osuszanie się klimatu, co powodowało obniżanie się poziomu wód w rzekach i zwiększona akumulacja osadów korytowych na obszarze delty. Starsze ocieplenia były jeszcze wyraźnie związane z wcześniejszym okresem interglacjałnym. Różycki (1964, 1972) w opracowanych przez siebie podziałach klimatostratygraficznych włączał je do interglacjału. Rytm zmian na początku względnie szybki, w miarę upływu czasu ulegał spowolnieniu. Analizując profile litologiczne z obszaru deltowego przyjęto założenie, że w czasie ociepleń powstawały mineralne i organiczne osady jeziorne i starorzeczy, a korytowe, piaszczyste osady rzeczne odpowiadają ochłodzeniom klimatycznym. Założenie to uzasadniają wyniki badań pyłkowych osadów wiślańskich wykonanych w takich profilach, jak: Pagórki, Wysoka, Licze i Obrzynowo (Janczyk-Kopikowa, 1991, 1993, 1996b, 1997). Najpełniejszy obraz zmian klimatycznych na podstawie badań pyłkowych, uzyskano w dolnowiślańskiej części profilu z Obrzynowa (fig. 8). Ponad osadami eemskimi wyróżniono w nim dwa wyraźne ocieplenia, zaznaczone w osadach jeziornych, rozdzielone trzema kolejnymi ochłodzeniami klimatu, zaznaczonymi sedymentacją korytowych osadów rzecznych. Ponad wymienioną dolną częścią profilu znajduje się część wyższa, nieobjęta badaniami pyłkowymi, w której osady rzeczne również są przewarstwione osadami jeziornymi lub glebą kopalną. Analogicznie do części dolnej, w profilu tym wyróżniono dwa kolejne ocieplenia i trzy ochłodzenia. Łącznie, w osadach wisły dolnej (anaglacjalna część zlodowacenia toruńskiego), w profilu z Obrzynowa oraz w profilach sąsiednich (Pawlice, Licze, Prabuty), wyróżniono cztery ocieplenia przedzielone czterema ochłodzeniami (fig. 8, 9; tab. 3) (Makowska, 2001). Podobny obraz zmian klimatycznych uzyskano w kilku innych profilach osadów deltowych (Nowiny, Krastudy) (Makowska, 1994a). Jednak pozostałe profile są pod tym względem zróżnicowane i zawierają większą lub mniejszą ilość cykli sedymentacyjnych, co jest spowodowane lokalnymi warunkami ich sedymentacji i procesami erozyjnymi, zachodzącymi równocześnie na obszarze delty w poszczególnych odnogach rzecznych. Wzajemne porównanie tych profili może być dokonane jedynie

poprzez połączenie w nich drobniejszych cykli sedymentacyjnych w większe zespoły, skorelowane w przybliżeniu z cyklami wyróżnionymi w opracowanych palinologicznie profilach z rejonu Obrzynowa (fig. 8).

W dolinach rzecznych, wypełniających się w okresie wisły dolnej trzecią serią dolinną (EIII), wpływu tak wyraźnych zmian klimatycznych nie zaobserwowano. Zaznaczyły się one jedynie widoczną w niektórych profilach dwucyklicznością osadów korytowych (EIIIa) (fig. 7), która odpowiada najmłodszym falom klimatycznym. Starsze fale klimatyczne zaznaczyły się prawdopodobnie w osadach organicznych środkowej serii dolinnej (EII), wypełniających starorzecza i jeziora dolinne, ale zmiany klimatyczne mogłyby być wyróżnione jedynie na podstawie szczegółowych badań pyłkowych. Osady te były w większości badane tylko ekspertyzowo, co pozwalało jedynie na ogólne określenie ich eemskiego wieku (Janczyk-Kopikowa, 1970). O możliwości przedłużania się osadów na okres wisły dolnej, świadczy jednak analiza wykonana dla osadów z profilu w Mniszku, gdzie na podstawie jednej próbki, pobranej z górnej części osadów organicznych, stwierdzono pierwsze poeemskie ocieplenie klimatu (Drozdowski, Tobolski, 1972), nazwane przez autorkę ociepleniem mniszka (Makowska, 1979b), korelowane następnie z brørupem (Makowska, 1975b).

Najlepszą podstawę do wyróżnienia zmian klimatycznych, zachodzących w okresie wisły dolnej, obejmującego anaglacialną część zlodowacenia toruńskiego, uzyskano na omawianym obszarze w palinologicznie zbadanych profilach z rejonu Obrzynowa koło Prabut (Janczyk-Kopikowa, 1976b, 1997). Na podstawie badań tych profili wyróżniono w tym okresie cztery fale klimatyczne, obejmujące cztery kolejne ochłodzenia i cztery ocieplenia, nazwane fazami i interfazami zlodowacenia toruńskiego (Makowska, 2001). Dwa najstarsze ocieplenia korelują się z „interstadiałami” brørup i odderade (fig. 9, 10).

W każdym z tych okresów, obszar podlegał odpowiednim zmianom paleogeograficznym, które można scharakteryzować w sposób przedstawiony poniżej.

Faza 1 (licze)

(EV1 – *Gramineae–Artemisia–Betula nana*)

W fazie 1 (licze), tj. na początku zlodowacenia wisły, klimat ochłodził się wyraźnie. W dolinach rozpoczęło się wzmożone meandrowanie koryt rzecznych, co spowodowało wzrost erozji bocznej i znaczne poszerzenie dolin w stosunku do ich szerokości z okresu interglacialnego. Dna dolin miały niewielki spadek, w związku z czym erozja wgłębna była niewielka, aczkolwiek zarówno w dolinach, jak i na obszarze jezior, zostały w niektórych miejscach zdarte najwyższe osady eemskie.

Na obszarze dawnej transgresji morza tychnowskiego i jezior reliktowych, pozostałych po tym morzu, początkowo przy ujściowych odcinkach dolin, a później na całym obszarze, rozwijały się liczne, piaszczyste stożki napływowe, zasypujące stopniowo wszelkie rozlewiska wodne i zbiorniki je-

ziorne. Obszar przekształcił się w wielką deltę, porożciną zmiennymi, meandrującymi odnogami rzecznych, kierującymi się ku północy. Powierzchnia delty była piaszczysta, nie pokryta roślinnością, lub pokryta jej skąpymi kępami.

Interfaza pagórki (brørup)

(EV2 – *Betula–Pinus*)

Po pierwszym ochłodzeniu w fazie licze, następuje ponowne ocieplenie się klimatu nazwane interfazą pagórki, a wraz z nim zmiany w krajobrazie obszaru. Najwyraźniej zaznaczyły się one w strefie morskiej, w granicach dawnego zalewu morza tychnowskiego, tj. na obszarze delty. Klimat był wówczas wilgotny, w związku z czym nastąpiło odnawianie się zbiorników jeziornych ze schyłkowej części interglacjalnego eemskiego. Powstały one na skutek wzmożonego dopływu wód rzecznych na obszar delty.

Osady jeziorne z tego okresu występują w licznych stanowiskach (fig. 6, 8; tab. 3). Prawdopodobnie w interfazie pagórki, korelowanej z brørupem, na obszarze delty utworzyło się jedno jezioro, którego granice zbliżone były początkowo do granic morza tychnowskiego z okresu jego transgresji i recesji. Był to zatem rozległy, wydłużony zbiornik jeziorny, który można nazwać „jeziorem wielkim”. Jego rozmiary były podobne do niektórych największych jezior Pojezierza Mazurskiego. Rozciągało się ono na północ od okolic Kwidzyna po współczesny Zalew Wiślany, a być może przedłużało się jeszcze dalej w tym kierunku. Głębokość jeziora nie była jednak zbyt duża. Wynosiła prawdopodobnie nieco ponad kilka metrów (miąższość jego osadów na ogół nie przekracza jednego metra). W niektórych osadach (profile Obrzynowo i Pagórki) zaznaczają się cykliczne zmiany litologiczne, które mogą być wskaźnikiem drobniejszych wahań klimatycznych, zachodzących w ciągu tej interfazy. Jedną z tych zmian można wiązać z ociepleniem amersfoortu.

W strefie lądowej, na obszarze dolin rzecznych, nastąpiło prawdopodobnie analogiczne odnowienie się zbiorników wodnych w jeziorach i starorzeczach. Osady tego wieku zostały dotąd wyróżnione tylko w profilu z Mniszka. Są one prawdopodobnie obecne też w innych stanowiskach, które nie były objęte szczegółowymi badaniami palinologicznymi. Podobnie jak w profilu z Mniszka, mogą się zaznaczać jedynie dwudzielnością osadów organicznych. U schyłku interfazy nastąpił rozpad „wielkiego jeziora” na mniejsze zbiorniki zarastające roślinnością i przekształcające się następnie w bagniska.

Faza 2 (prabuty)

(EV3 – *Gramineae–Artemisia–Betula nana*)

Kolejne ochłodzenie się klimatu – faza 2 (prabuty) zaznacza się wzmożoną sedymentacją rzecznych osadów korytowych. Obszar dawnej transgresji morskiej podobnie jak w pierwszej fazie (licze) był początkowo zasypywany stożkami napływowymi przy ujściach dolin rzecznych do zbiorni-

ków jeziornych, które w miarę ich zasypywania przesuwają się coraz bardziej ku północy. Obszar ponownie przekształcił się w wielką deltę rzeczną, zbudowaną z osadów piaszczystych, na powierzchni której być może zachowały się jeszcze lokalnie pojedyncze, niewielkie jeziorka lub bagniska.

Interfaza obrzynowa (odderade) (EV4 – *Pinus–Betula*)

W interfazie obrzynowa (odderade) następuje kolejne ocieplenie i zwilgocenie klimatu. Na obszarze delty ponownie tworzyło się rozległe jezioro, którego rozmiary były jednak mniejsze niż „jeziora wielkiego” z okresu ocieplenia pagórki (brørup). Jezioro to można nazwać „jeziorem średnim”. Ślady tego jeziora w postaci osadów organicznych zachowały się tylko w niektórych stanowiskach (Obrzynowo, Krastudy, Nowiny, Krasny Las, Małe Bielany, Majewo (fig. 6, 8; tab. 3), ponieważ były one niszczone przez erozję odnóg rzecznych, przepływających w późniejszych okresach przez obszar delty.

Na podstawie analizy wysokości stropu osadów tego jeziora można stwierdzić, że jego najgłębsza część znajdowała się w Majewie na Wzniesieniu Elbląskim. Strop osadów znajduje się tu na rzędnej 24,3 m p.p.m. (tab. 3), lecz mogą one być obniżone na skutek działania późniejszych ruchów neotektonicznych lub izostatycznych. Na dolnym Powiślu jezioro to było natomiast najgłębsze w rejonie Kamionki, gdzie jego dno znajdowało się prawdopodobnie na rzędnej 2,5 m p.p.m. W innych miejscach osady tego jeziora leżą wyżej i dochodzą do 4,5 m n.p.m. (Obrzynowo, Nowiny). Na dolnym Powiślu jezioro było więc równie płytkie, jak w okresie interfazy pagórki (brørup). W schyłkowym okresie swego istnienia rozpadło się na szereg mniejszych rozlewisk, podobnie jak jezioro z interfazy pagórki.

Faza 3

(EV5 – *Gramineae–Artemisia–Betula nana*)

Kolejne ochłodzenie klimatu – faza 3 (Obr. 9; vide tab. 3 w: Makowska, 2001) zaznacza się w profilu Obrzynowa dalszą sedymentacją rzeczną. Miąższość osadów z tego okresu jest większa niż w czasie dwóch poprzednich ochłodzeń z okresu wisty dolnej. Osiągają one około 4,5 m. Na dolnym Powiślu w tym czasie prawdopodobnie nastąpiło całkowite zasypanie „jeziora średniego” z interfazy obrzynowa, rozczłonkowanego już na szereg mniejszych jezior i rozlewisk. Zachowało się po nich jedynie ogólne obniżenie terenu w centralnej części obszaru, w miejscu dawnej transgresji morskiej. Podobnie było na Wzniesieniu Elbląskim.

Interfaza nowiny

Osady organiczne lub mułki jeziorne z okresu interfazy nowiny mają w wielu miejscach zasięg rezidualny, ponieważ zostały częściowo zniszczone przez erozję deltowych odnóg rzecznych, znajdujących się na tym obszarze. Na dolnym Powiślu osady tego wieku stwierdzono tylko w czterech sta-

nowiskach (Obrzynowo, Krastudy, Nowiny, Wysoka) (fig. 8; tab. 3), rozmieszczonych we wschodniej części zasięgu jezior z wcześniejszych interfaz. Hipsometryczne położenie osadów jest w tych stanowiskach mało zróżnicowane, znajdują się one na wysokości od 0,0 do 9,5 m n.p.m. (tab. 3), a ich powierzchnia wznosi się konsekwentnie z zachodu na wschód, podobnie jak powierzchnia osadów jezior wcześniejszych. Może to świadczyć o odnowieniu się kolejnego jeziora, lecz o znacznie mniejszych rozmiarach niż jeziora wcześniejsze, i znacznie od nich płytszego. Być może było to jedynie rozlewisko. W porównaniu z jeziorami ze starszych interfaz można je nazwać „jeziorem małym”. Podobnie jak jeziora starsze, miało ono kształt wydłużony w kierunku N–S, i przedłużało się prawdopodobnie również na obszar Wzniesienia Elbląskiego, na którym jego osady występują w takich stanowiskach jak Krasny Las i Małe Bielany, skąd być może ciągnęło się dalej na północ w stronę niecki Prabałtyku. Na obszarze Wzniesienia Elbląskiego położenie osadów jest jednak bardzo zróżnicowane hipsometrycznie. Znajdują się one na wysokości od 13,0 (Małe Bielany) do 33,2 m n.p.m. (Krasny Las) (tab. 3), co jest wynikiem zarówno ruchów glaciostatycznych, które miały miejsce po utworzeniu się tych osadów, jak również późniejszych procesów glacitektonicznych, które spowodowały zaburzenia warstw w górnej części profilu młodoplejstocenijskiego tego obszaru (Makowska, 1999). Pierwotne jezioro lub rozlewisko rozdzieliło się później, podobnie jak jeziora starsze, na mniejsze zbiorniki wodne oraz bagniska, które następnie uległy wysuszeniu. Jest też możliwe, że od początku były to tylko pojedyncze, płytkie jeziorka, które utworzyły się jedynie w starorzeczach lub lokalnych zagłębieniach na powierzchni delty. Warunki klimatyczne panujące w tym okresie nie są bliżej określone. Można o nich wnioskować tylko na podstawie jednej zbadanej palinologicznie próbki z profilu z Obrzynowa, w której Janczyk-Kopikowa (1996b) znalazła florę z okresu zimnego. Należy więc przypuszczać, że klimat uległ już w tym czasie znacznemu ochłodzeniu w stosunku do klimatu, który panował w starszych interfazach (pagórki, obrzynowo). Był on też mniej wilgotny.

Faza 4

Kolejne, długotrwałe ochłodzenie i osuszenie klimatu nastąpiło w fazie 4 (Obr. 11, vide tab. 3 w: Makowska, 2001). Zaznacza się ono sedymentacją osadów rzecznych o największej, w stosunku do osadów innych faz, miąższości. Na początku tego okresu, niektóre z ramion rozgałęzionego odpływu rzecznego na obszarze delty, wykazywały wzmoczoną erozję wgłębną. Na dolnym Powiślu zaznacza się ona w wielu stanowiskach, w których erozja dochodzi do poziomu osadów interfazy pagórki lub jeszcze niżej, niszcząc po drodze osady z młodszych okresów (stanowiska: Sztum, Miłosna, Kwidzyn). Podobnie jest na Wzniesieniu Elbląskim, w takich stanowiskach, jak Pękłewo czy Pagórki (fig. 8). Po etapie erozji nastąpił etap długotrwałej akumulacji korytowych, drobnoziarnistych osadów rzecznych, nano-

szonych przez wszystkie odnogi rzeczne przepływające przez deltę. W strefie lądowej, poza deltą, w dolinach kopalnych przebiegała natomiast w tym czasie, główna faza akumulacji osadów piaszczystych trzeciej (górnej) serii dolinnej (EIII). Na skutek szerokiego meandrowania rzek, nastąpił kolejny etap wzmożonej erozji bocznej. Doliny uległy dalszemu poszerzeniu. Klimat był suchy i zimny. Pod koniec tego okresu na obszarze delty utworzyły się pojedyncze, małe zbiorniki jeziorne. Podobnie jak w przypadku starszych jezior, należy je wiązać z kolejnym, krótkotrwałym, ciepłym wahnięciem klimatycznym, zaznaczającym niewielką interfazę.

Interfaza pawlice

Osady z okresu interfazy pawlice zachowały się prawie wyłącznie w południowej części strefy morskiej, w delcie obydwóch głównych rzek obszaru w Pawlicach, Liczu i Prabutach (fig. 8). Ich strop znajduje się na różnych wysokościach – od 13,2 (Pawlice) do 25,0 m n.p.m. (Prabuty) (tab. 3). Wykształcenie i miąższość osadów w poszczególnych stanowiskach także są różne. Są to torfy oraz torfy mułkowate lub piaszczyste, albo mułki torfiaste o niewielkich, kilkucentymetrowych miąższościach. Powstawały w płytkim rozlewisku lub w niedużych, lokalnych, izolowanych od siebie zbiornikach wodnych, które następnie wyschły i zarosły roślinnością. Była to prawdopodobnie roślinność tundrowa, która pokrywała w tym czasie również bliższe i dalsze okolice tego regionu. Poza jeziorami tworzyły się też pokrywy glebowe stwierdzone w profilu z Obrzynowa. Wszystko to świadczy o kolejnym, cieplejszym wahnięciu klimatycznym, które miało miejsce w czasie coraz bardziej ochładzającego się klimatu. Podobne jeziora i gleby rozwijały się na całym obszarze delty, lecz ich osady, z wyjątkiem pojedynczych miejsc, nie zachowały się, ponieważ uległy zniszczeniu na skutek erozji działającej w czasie następnego ochłodzenia lub zostały zniszczone przez nasuwający się lądolód zlodowacenia toruńskiego.

Faza malborka

Faza malborka zaznacza się akumulacją osadów przedglacjalnych, które stanowią najwyższą część formacji dolno-powiańskiego oraz osadów glacialnych, częściowo przykrywających tę formację.

W części przedglacjalnej lądolodu fazy malborskiej pokrywa roślinna zmniejszyła się i zanikła całkowicie. Baza erozyjna rzek została zablokowana przez zbliżający się lądolód. Doliny kopalne prawie w całości zostały wypełnione osadami korytowymi górnej serii dolinnej (EIIIa). Obszar delty zajęły wielkie, rozległe piaszczyste stożki napływowe o urozmaiconej powierzchni. Nie wyrównały one jednak całkowicie ogólnej depresji, pozostałej po dawnym morzu tychnowskim. Powierzchnia delty na południu, przy ujściach dolin rzecznych, znajdowała się na wysokości 20–30 m n.p.m. w rejonie Prabuty–Susz, natomiast w rejonie Kwidzyna na wysokości 5–20 m n.p.m. (Makowska, 1979b,

2001). Te różnice wysokości zaznaczające się przy ujściu obu głównych dolin rzecznych wskazują pośrednio na to, że proces zasypywania obszaru delty osadami rzecznyymi był bardziej intensywny przy ujściu doliny Prawisły niż Prawarty. Można stąd wyciągnąć wniosek, że pierwsza z nich była doliną o większym znaczeniu. W miarę oddalania się od ujść obu głównych dolin, powierzchnia delty na dolnym Powiślu staje się bardziej płaska i obniża się do wysokości 0–5 m n.p.m. Istnieje tu rozległe obniżenie, o prawie płaskim dnie i głębokości rzędu 20–30 m, predysponowane wcześniejszymi obniżeniami, kontynuującymi się od interglacjalnego eemskiego. Przed nasunięciem się na ten obszar pierwszego lądolodu zlodowacenia wisły nie zostało ono całkowicie zasypane osadami rzecznyymi.

Inaczej jest na Wzniesieniu Elbląskim (Makowska, 1999), gdzie pierwotna powierzchnia stropowa osadów dolinnych i deltowych uległa przekształceniu w wyniku pionowych młodoplejstoceńskich ruchów glaciostatycznych, i być może również neotektonicznych oraz górnowiąślańskich zaburzeń glacitektonicznych. Największe obniżenia powierzchni tych osadów znajdują się na wysokości 0–20 m n.p.m. Występują one we wschodniej części Wzniesienia Elbląskiego, w strefie przypuszczalnego rowu tektonicznego Tolkmicko–Młynary. Tędy przebiegała eemska i wczesnowiślańska dolina rzeczna. W zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego powierzchnia osadów deltowych tworzy szereg południkowych wzniesień dochodzących do wysokości 120 m n.p.m., rozciętych poprzecznymi obniżeniami schodzącymi do rzędnej 0 m n.p.m. Formy te powstały częściowo pod wpływem wcześniejszych wypiętrzających ruchów neotektonicznych, a częściowo zostały uformowane w wyniku procesów glacitektonicznych w ostatnim stadiale zlodowacenia leszna.

W części glacialnej fazy malborskiej na obszar dolnego Powiśla wkroczył pierwszy lob lodowcowy zlodowacenia toruńskiego. Lob ten pozostawił cienki pokład malborskiej gliny zwałowej (BI), poznany na podstawie opisów wierceń archiwalnych na dolnym Powiślu (Makowska, 1979b). Zajmuje on obniżenia powierzchni delty przedglacjalnej, znajdujące się na wysokości 0–5,0 m n.p.m., i wąską strefą dociera wzdłuż kopalnej doliny Prawarty do okolic Kwidzyna. Na Wzniesieniu Elbląskim, poziom gliny zwałowej (BI), zaobserwowano natomiast w odsłonięciu terenowym w Suchaczku (Makowska, 1986b). Na skutek zatamowania przez lob lodowcowy przepływu wód rzecznych ku północy, w obniżeniach jego przedpola formowały się zastoiska. Powstawały na południowym obszarze delty oraz w dolinach rzecznych. Jedno z takich zastoisk utworzyło się w dolinie Prawarty oraz w dolnych odcinkach skierowanych do niej dolin bocznych. Zajmowało ono duży obszar, rozciągając się południkowo od okolic Kwidzyna po Kotlinę Toruńską. W tym czasie powstały osady zastoiskowe górne, które tworzą najwyższą część górnej serii dolinnej (EIIIb) (kompleks H) (fig. 7, 9). Ich strop osiąga wysokość około 30–40 m n.p.m. Można więc przyjąć, że wody zastoiska wznosiły się o kilka metrów wyżej. Akumulacja osadów zastoiskowych stanowiła końcowy etap wypełniania się dolin kopalnych, utwo-

rzonych na początku interglacjału eemskiego. Podobne zastoisko wypełniało też prawdopodobnie dolinę Prawiśły, lecz nie wykraczało ono tak daleko na południe jak w dolinie Prawarty, sięgając jedynie do okolic Prabut i Susza. Dalszy odcinek doliny był już w tym czasie zasypany osadami rzecznyymi, co najmniej do wysokości 38,5 m n.p.m. Powierzchnia wód zastoiskowych znajdowała się prawdopodobnie niewiele wyżej. Na obecnym etapie badań w dolinie nie stwierdzono osadów zastoiskowych z tego okresu. Być może były one cienkie i zostały zniszczone w czasie dalszej transgresji lądolodu zlodowacenia toruńskiego, która miała miejsce w następnej fazie glacialnej – fazie toruńskiej.

Na Wzniesieniu Elbląskim osadów zastoiskowych fazy malborskiej również nie stwierdzono. W rejonie tym zastois-

ka nie powstawały, ponieważ obszar był wcześniej wysoko zasypany osadami stożków napływowych.

Zastoiska fazy malborskiej są formami ostatniego etapu rozwoju formacji dolnopowiańskiej.

Od północy narastał lądolód fazy toruńskiej, który objął swym zasięgiem cały omawiany obszar i dotarł co najmniej do Kotliny Toruńskiej. Gлина zwałowa z tego okresu przykrywa formację dolnopowiańską na całym obszarze jej występowania. Stanowi ona odrębną jednostkę litostratygraficzną i powstała w innych warunkach paleogeograficznych, które były wprawdzie częściową kontynuacją warunków, w jakich powstawała formacja dolnopowiańska, lecz historia jej powstania wymaga oddzielnego opisu.

UWAGI KOŃCOWE I Dyskusja

Na wykształcenie i rozwój paleogeograficzny formacji dolnopowiańskiej, poza zmianami klimatycznymi będącymi czynnikiem pozaregionalnym, miały niewątpliwie wpływ dwa czynniki lokalne, związane z obszarem jej występowania. Były to: (1) położenie obszaru w stosunku do najważniejszych jednostek tektonicznych i rzeźba podłoża podczwartorzędowego oraz (2) położenie na granicy dwóch różnych stref paleogeograficznych: strefy morskiej na północy i strefy lądowej na południu.

Jednostki platformowe, za pośrednictwem zachodzących w ich zasięgu ruchów neotektonicznych wpływały na przebieg procesów czwartorzędowych, dzieląc obszar na dwie różniące się między sobą części: północną i południową, rozdzielone linią Teisseyre'a-Tornquista (T-T). Największą rolę spełniały jednak młodsze jednostki tektoniczne, uformowane w wyniku fałdowań alpejskich w pokrywie osadowej obydwu platform. Stanowiły je: wał pomorski, rozciągający się na południu, w zasięgu którego, począwszy od kredy miały miejsce inwersyjne ruchy wypiętrzające podłoża, oraz niecka pomorska, w zasięgu której w tym samym okresie następowało jej obniżanie (Marek, 1997; Dadlez, 2001). Amplituda tych ruchów była zmienna. Ruchy neotektoniczne kontynuowały się z różnym nasileniem w plejstocenie przedeemskim oraz częściowo również w czasie interglacjału eemskiego, zaznaczając się wyraźnie w ogólnym profilu osadów powstałych w tym okresie. Można wyciągnąć więc wniosek, że w tym czasie, na całym omawianym obszarze nad akumulacją osadów dominowały procesy niszczące. Wyraża się to w efekcie przewagą glin zwałowych nad seriami międzymorenowymi. Gliny zwałowe tworzą tu przeważnie cztery, a na północy pięć oddzielnych pokładów litostratygraficznych, o miąższości zmniejszającej się ku południowi. Osady międzymorenowe odgrywają natomiast niewielką rolę, a miejscami są nieobecne. Wyjątek stanowią osady interglacjału mazowieckiego, wypełniające poznane fragmenty dolin rzecznych, w których osiagają one kilku-

dziesięciometrowe miąższości. Do interglacjału mazowieckiego zostały zaliczone na podstawie tej właśnie cechy. Inne osady międzymorenowe, nawet biogeniczne z interstadiału (interglacjału?) Grabówki są znacznie cieńsze. Procesy niszczące regionalnie nasilały się z północy na południe, gdzie ogólna miąższość osadów przedeemskich ulegała ciągłemu zmniejszaniu, a na początku interglacjału eemskiego zostały one całkowicie usunięte z obszaru między Basenem Grudziądzkim a Kotliną Toruńską, w miejscach, w których uchy wznoszące były najwyraźniejsze. W przedeemskiej części plejstocenu oraz na początku interglacjału eemskiego w wyniku procesów niszczących uwarunkowanych przewagą ruchów wznoszących na wale pomorskim w strefie platformy paleozoicznej nad ruchami obniżającymi w niecce brzeżnej w strefie platformy prekambryjskiej, następowała więc redukcja profilu plejstocenijskiego obejmująca zwłaszcza osady międzymorenowe oraz częściowo także glacialne. W południowej części podłoża przedczwartorzędowego powstawały wówczas wyniesienia, które były następnie rozcinane przez doliny rzeczne, a na północy w tym samym czasie tworzyły się morfologiczne depresje. Taki przebieg zjawisk kontynuował się do interglacjału eemskiego. Od optimum interglacialnego przewaga procesów niszczących stopniowo zmniejszała się, a następnie prawdopodobnie wygasła całkowicie i nastąpiła przewaga akumulacji osadów nad ich niszczeniem. W eemskim i poeemskim profilu plejstocenijskim wyraża się to znacznym wzrostem miąższości osadów międzymorenowych, do których w pierwszym rzędzie należy formacja dolnopowiańska. Jest ona właśnie jednym z efektów takiego przebiegu zjawisk.

Drugi czynnik wpływający na wykształcenie i paleogeograficzny rozwój formacji dolnopowiańskiej wiąże się z położeniem obszaru na pograniczu dwóch różnych stref paleogeograficznych – morskiej na północy, znajdującej się na przedłużeniu południkowej osi niecki Bałtyku i wykazującej niewątpliwą związek z tą niecką, oraz lądowej na

południu, stanowiącej część innych, otaczających obszarów lądowych. Wzajemne relacje tych dwóch stref zmieniały się w rozwoju paleogeograficznym i zaznaczały się w młodoplejstocennym profilu omawianych obszarów. Na ich przebieg miały wpływ m.in. również (jakkolwiek znacznie słabsze niż w starszym plejstocenie) ruchy neotektoniczne podłoża czwartorzędowego, w dalszym ciągu wyrażające się przewagą jego obniżania w strefie platformy prekambryjskiej. Najwyraźniejsze były w interglacjale eemskim, kiedy to nastąpiła transgresja morza tychnowskiego, które dotarło do okolic Kwidzyna i Prabut. Na przebieg i zasięg tej transgresji wpływały też oczywiście ogólne warunki eustatycznego podnoszenia się wód w morzach i oceanach w czasie interglacjału. Jednak wpływy morskie istniały tu również przed transgresją morza tychnowskiego, a także zaznaczyły się kilkakrotnie w okresie późniejszym. Odmienność budowy geologicznej obszarów strefy morskiej i lądowej zaznacza się bardzo wyraźnie w formacji dolnopowiaśląskiej. W strefie morskiej charakteryzuje się ona większymi miąższościami i większym zróżnicowaniem litostratygraficznym osadów niż w strefie lądowej, w której jest ograniczona wyłącznie do osadów dolinnych wypełniających sieć kopalnych dolin rzecznych. Pozadolinne osady lądowe tej strefy miały prawdopodobnie niewielką miąższość i zostały zniszczone przez denudację oraz egzarcję pierwszego lądolodu zlodowacenia wisły.

Ta część formacji, która znajduje się w strefie morskiej jest natomiast znacznie bardziej złożona. Należą do niej zarówno osady środowisk lądowych, jak i morskich. Osiąga bardzo duże miąższości i jest w pełni wykształcona litologicznie. Jest to wynik zasypywania i wyrównywania zagłębień na powierzchni środkowopolskich glin zwałowych po deglacjacji obszaru, początkowo osadami jeziornymi z ingresją wód morza sztumskiego, później osadami deltowymi, a następnie zalania obszaru przez morze tychnowskie i jeszcze później wypełnianie rozległego obniżenia po tym morzu. Odbywało się to ze znaczną przewagą akumulacji osadów nad erozją kolejnych powierzchni paleogeograficznych, co może wskazywać na ogólną subsyduję tego obszaru. Mimo intensywnego zasypywania, istniejące tu przez cały ten czas zagłębienie, przed transgresją pierwszego lądolodu zlodowacenia wisły nie zostało całkowicie wyrównane i przetrwało aż do okresu interglacjału krastudzkiego, stwarzając predyspozycje dla następnych, młodszych transgresji morskich i akumulacji kolejnej grubej formacji międzymorenowej Gniewu i Kadyn.

Inną ważną cechą obszaru odnoszącą się już bezpośrednio do czwartorzędowej budowy geologicznej jest brak, na znacznej jego części, większych zaburzeń glacitektonicznych.

Cały kompleks plejstocenny, znajdujący się w zasięgu występowania formacji dolnopowiaśląskiej na obszarze między Kotliną Toruńską a Żuławami Wiślаныmi nie wykazuje większych zaburzeń (fig. 4). Pojawiają się one sporadycznie w rejonie południowego obrzeżenia Basenu Grudziądzkiego, tworząc ciągi wypiętrzonych wzgórz powstałych w plejstocenie przedeemskim w podłożu formacji na linii T-T.

Na pozostałej części omawianego obszaru układ warstw plejstocennych jest na ogół spokojny, podkreślony idealnie wyrównanym hipsometrycznie położeniem przewodniego poziomu osadów morza tychnowskiego, rozciągających się w całej strefie morskiej na określonej wysokości od kilku do około 20 m p.p.m. Osady tego morza były chronione przed zaburzającymi wpływami kolejnych nasuwających się na ten obszar lądolodów najpierw (w czasie zlodowacenia toruńskiego) pokrywą górnej części osadów formacji dolnopowiaśląskiej, a następnie kolejną pokrywą osadów formacji gniewskiej i Kadyn z okresu interglacjału krastudzkiego, która chroniła je przed zaburzającymi wpływami lądolodów stadiału świecia i leszczyńsko-pomorskiego zlodowacenia leszna.

Inaczej jest w obrzeżeniu Żuław Wiślanych. Na skraju Wysoczyzny Pojezierza Iławskiego pojawiają się sporadycznie zaburzenia warstw widoczne, m.in. w Żuławce Sztumskiej, które następnie tworzą szeroką strefę głębokich struktur glacitektonicznych, ciągnącą się wzdłuż zachodnich zboczy Wzniesienia Elbląskiego (fig. 6). Znaczna część formacji dolnopowiaśląskiej uległa w tym rejonie zaburzeniu lub została całkowicie usunięta, co nastąpiło głównie podczas nasuwania się na ten obszar lądolodu ostatniego stadiału zlodowacenia leszna (Makowska, 1999).

W tym czasie, osady tej formacji zostały usunięte egzarcyjnie także z obszaru Żuław Wiślanych. Jest możliwe, że częściowo zostały one również przesunięte z Żuław Wiślanych na sąsiednie wysoczyzny, tworząc kry glacialne. Nie zostały one jednak dotychczas znalezione w takiej sytuacji geologicznej i ich występowania można się jedynie domyślać.

Badania formacji dolnopowiaśląskiej obejmowały bardzo szeroki zakres zagadnień odnoszący się nie tylko do normalnego rozpoznania genezy i wykształcenia oraz klasyfikacji stratygraficznej poszczególnych jednostek litostratygraficznych, ale także zagadnień związanych ze specyfiką ich położenia na pograniczu obszarów lądowych i morskich. Jednym z ważniejszych zadań do rozwiązania było wzajemne skorelowanie tych jednostek na obu obszarach, co zostało ostatecznie pomyślnie zrealizowane.

Powiązano serie dolinne z obszarów lądowych z poziomami morskimi: tychnowskim i sztumskim oraz z osadami deltowymi, rozdzielającymi i przykrywającymi te poziomy na obszarze morskim. Połączono je w jednolity system litostratygraficzny, co pozwoliło na prześledzenie wzajemnego związku procesów paleogeograficznych, zachodzących na całym obszarze badań, mimo że ich przebieg był różny w strefie lądowej i morskiej. Uzyskano pełny obraz rozwoju zjawisk w okresie od schyłku zlodowacenia warty po transgresję lądolodu zlodowacenia toruńskiego, a także w czasie późniejszym, aż do schyłku zlodowacenia wisły.

Warto przy tej okazji zwrócić uwagę na specyfikę rozwoju paleogeograficznego strefy morskiej. Przez długi czas była ona obszarem lądowym. U schyłku zlodowacenia warty jej część (Wzniesienie Elbląskie) wchodziła w zasięg formującej się na północy niecki Prabaltyku. Tworzyły się wówczas regionalnie zróżnicowane jeziorzyska, w których w zależności od źródeł donoszonego przez rzeki materiału,

w obrębie niecki powstawały osady kompleksu ilów czerwonych, a poza nią osady zastoiskowe. Dopiero w następnym okresie jeziorzyska podlegały ingresji wód morskich (sztumskich), które na badanym obszarze nie utworzyły jednak wyraźnego zbiornika morskiego. W późniejszym okresie obszar ponownie był niskim, prawdopodobnie przymorskim lądem (pobrzeżem), na którym utworzyła się rozległa delta formowana przez liczne rzeki płynące kilkoma uchodzącymi tu z różnych stron dolinami. Na początku interglacjalnego optimum eemskiego nastąpiła transgresja morza tychnowskiego, które zajmowało ten obszar do połowy pyłkowej fazy RPAZ–E5, docierając w swym maksymalnym zasięgu aż do okolic Kwidzyna i Prabut. Była to wprawdzie jedynie zatoka większego morza eemskiego, zajmującego w tym czasie nieckę Prabałtyku, lecz na obszarze Polski było to największe morze plejstoceńskie, którego obecność zaznaczyła się wyraźnym, ciągłym poziomem osadów morskich, rozpoznanych w ponad 30. stanowiskach wiertniczych.

Po recesji morza tychnowskiego obszar ponownie stał się lądem. Przez długi czas był to obszar depresyjny, z licznymi, podlegającymi okresowej ewolucji jeziorami (być może limanowymi?) i rozlewiskami wodnymi, zasypywanymi cyklicznie przez deltowe osady rzek, które wróciły tu spływając dawnymi interglacjalnymi dolinami. Dzięki tej charakterystycznej sedymentacji, w wyniku badań palinologicznych wykonanych dla osadów z profili w Nowinach, Pagórkach, Wysokiej, Liczu i Obrzynowie, uzyskano w omawianej strefie bogaty obraz zmian klimatycznych, zachodzących w okresie wisły dolnej, a ściślej w anaglacjalnej części zlodowacenia toruńskiego. Jest to najpełniejszy obraz uzyskany dla tego okresu na obszarze Polski, jednak nie obejmuje on prawdopodobnie jeszcze wszystkich możliwych zmian, które zarejestrowane są w tych osadach. Być może w przyszłości uzyska się nowe materiały wiertnicze, które pozwolą na szersze rozpoznanie tego zagadnienia. Obszar jest pod tym względem bardzo obiecujący. Warto też zwrócić uwagę, że zmiany te zostały zarejestrowane jedynie w morskiej strefie obszaru, w osadach kompleksu G. W strefie lądowej natomiast, w której odpowiednikiem tego kompleksu jest górna seria dolinna (EIIIa), nie uzyskano w tym zakresie żadnych informacji, co wynika z faktu, że w czasie powstawania tej serii w dolinach rzecznych nie było dogodnych warunków do tworzenia się organicznych osadów pozakorytowych – jezior lub starorzeczy. Stąd wniosek, że dla uzyskania pełnego obrazu zmian klimatycznych w określonym czasie, nie tylko nie jest wystarczające zbadanie jednego czy więcej stanowisk geologicznych, ale trzeba również zbadać wiele różnych regionów paleogeograficznych.

Przedstawiony w niniejszym artykule obraz budowy geologicznej i rozwoju zjawisk paleogeograficznych, zachodzących w czasie tworzenia się formacji dolnopowiańskiej, będzie prawdopodobnie przedmiotem dyskusji. Dokumentacja wiertnicza, którą zebrano od czasu odkrycia tej formacji jest obecnie imponująca (około 150 profili wierceń opisanych przez autorkę, na podstawie próbek lub rdzeni osadów, a także przeprowadzone przez nią analizę wielu ty-

sięcy wierceń archiwalnych). Niektóre przedstawione w artykule zagadnienia mogą jednak wzbudzać wątpliwości i wymagać dalszych opracowań. Może to dotyczyć na przykład datowania osadów, które niewątpliwie jest jeszcze daleko niewystarczające, a uzyskane wyniki z pojedynczych próbek również dyskusyjne. Istnieje potrzeba wykonania szczegółowych datowań z całego pionowego profilu formacji dolnopowiańskiej. Szczególnie interesujące byłoby określenie wieku tej części profilu, która obejmuje interfazowe osady z brórupu i odderade, i sprawdzenie czy (jak to się przyjmuje w wielu opracowaniach) rzeczywiście odpowiadają one stadiom tlenowym 5a i 5c (fig. 10). Niewielkie miąższości osadów organicznych z tych faz w profilu formacji dolnopowiańskiej sugerują, że powstawały one w krótszych okresach, niż to obejmują wymienione stadia.

Dotychczasowe wyniki badań pokazują jak bardzo skomplikowana jest budowa osadów czwartorzędowych, które nawet przy najbardziej dokładnym rozpoznaniu nie dają całkowitej pewności uzyskania prawdziwego i pełnego jej obrazu oraz prawidłowości odtworzenia przebiegu zjawisk zachodzących w danym okresie. Ważnymi problemami do dyskusji, na które autorka pragnie zwrócić uwagę są te, które odnoszą się do najniższej i najwyższej części formacji, tzn.: obejmującej osady przedeemskie ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego oraz osady poeemskie z okresu wisły dolnej.

Dolna przedeemska część formacji obejmuje trzy główne kompleksy osadów: kompleks A – ilów czerwonych, kompleks B – osadów zastoiskowych dolnych (B1+B2) oraz kompleks C – osadów morza sztumskiego i dolną serię dolinną (EI) w dolinach kopalnych. W interpretacji autorki, wszystkie te osady powstały w schyłkowej części zlodowaceń środkowopolskich, a ściślej u schyłku zlodowacenia warty. Dowodem na to są pojedyncze wskaźniki wieku, uzyskane dla tych osadów, którymi są daty dla ilów czerwonych w Bażantarni (135 ± 20 ka, 139 ± 31 ka, 147 ± 22 ka BP) (tab. 2) oraz data dla piasków torfiastych, znajdujących się nad osadami sztumskimi w Dzierzgoniu (217 ka BP) (tab. 2). Na taki wiek wskazują też wyniki badań petrograficzno-litologicznych osadów z Majewa (Nowak, 1993). Niektórzy autorzy, powołując się na te osady, sugerują inną interpretację ich wieku. Osady morza sztumskiego (kompleks C) są skłonni wiązać z interglacjałem lubawskim (Lindner, Marks, 1999) lub wiążą je wiekowo z morzem holsztyńskim z interglacjałem mazowieckiego (Mojski, 2006). Ta ostatnia interpretacja nie może być brana pod uwagę, ponieważ osady sztumskie nie mają żadnych, ani paleontologicznych ani też litologicznych cech morza holsztyńskiego. Poza tym, nie tworzą odrębnego poziomu morskiego, a jedynie są śladem ingresji wód morskich do zbiorników jeziornych. Osadów morza holsztyńskiego, o ile ono w ogóle było na omawianych obszarach, należy szukać w innych miejscach i w innych poziomach litostratygraficznych. Wiązanie natomiast tych osadów z interglacjałem lubawskim może być brane pod uwagę, lecz w tym jedynie przypadku, gdy interglacjal ten będzie w dalszym ciągu korelowany z serią z Grabówki, ponieważ tylko z tą serią można ewentualnie wiązać te osady.

Bardziej prawdopodobne jest, o czym piszą niektórzy autorzy (Lisicki, 2003), że ility czerwone kompleksu **A** są starsze niż to przyjęła autorka, i być może one właśnie pochodzą z interglacjału mazowieckiego. Problem iłów czerwonych jest bardziej złożony, ponieważ (jak wcześniej wspomniano w tym tekście oraz w innych publikacjach autorki (Makowska, 1986b)) ility czerwone występują w profilu plejstocenijskim omawianych obszarów w różnej pozycji stratygraficznej. Autorka uważa, że są one związane z niecką Prabałtyku, w której tworzyły się wielokrotnie w różnych schyłkowych okresach glacialnych (nie w okresach interglacialnych), bezpośrednio po deglacjacji obszaru. Może się więc okazać, jeśli to zostanie udokumentowane odpowiednimi badaniami, że ility czerwone kompleksu **A** mogą być również częściowo związane ze starszym glaciałem niż zlodowacenie warty. Autorka nie widzi jednak możliwości zaliczania ich do okresów starszych od schyłku zlodowacenia warty.

Najważniejszym argumentem przeciwko zaliczaniu kompleksów z dolnej części formacji dolnopowiańskiej do starszych okresów plejstocenu jest fakt, że w żadnym z wielu opracowanych przez autorkę stanowisk nie znaleziono ani osadów glacialnych, ani ich reziduiów, które oddziałybyby je od środkowej, eemskiej części formacji. Trudno więc przyjąć pogląd, że osady takie były tu obecne i zostały tak skutecznie usunięte z całego obszaru, że nie ma po nich śladu ich obecności. Dlatego też, kompleksy osadów **A**, **B** i **C** są przez autorkę w całości włączone do tej formacji, a ich wiek od początku został związany ze schyłkiem zlodowacenia warty.

Inny problemem stanowi interpretacja dotycząca osadów górnej części formacji dolnopowiańskiej, obejmującej osady kompleksu **G** w strefie morskiej oraz górnej serii dolinnej (EIIIa) wraz z kompleksem zastoiskowym **H** (EIIIb) w dolinach kopalnych strefy lądowej. Tworzą one łącznie niezwykle interesujący zespół osadów wczesnowiańskich, który niewątpliwie zasługuje na specjalną uwagę. Ich wiek jest określony bezpośrednim położeniem nad osadami interglacjału eemskiego oraz obecnością w ich spągu palinologicznie udokumentowanych osadów z ociepleń brørupu i odderade. W interpretacji profilu geologicznego, od interglacjału

eemskiego aż do poziomu odderade, nie ma większych problemów z korelacją tych osadów z osadami innych stanowisk zawierających osady tego wieku, przedstawionych zarówno w syntetycznej pracy Mamakowej (1989), jak też w opracowaniach Granoszewskiego (2003). Problem stanowi interpretacja wyższej części profilu, ponieważ nie ma on odpowiedników na obszarze Polski. W wielu stanowiskach z osadami formacji dolnopowiańskiej, nad osadami z brørupu i odderade występują kolejne poziomy osadów organicznych, które są związane z kolejnymi falami ciepła w okresie ogólnego ochłodzenia się klimatu w anaglacjalnej części zlodowacenia toruńskiego. Dwie fale ciepła zostały rozpoznane na podstawie analiz profili wiertniczych z Obrzynowa i Pawlic. Nie są one znane z obszaru Polski, wyłączając prawdopodobieństwo ich występowania w osadach profilu w Horoszkach Dużych (Granoszewski, 2003).

Jednakże poza Obrzynowem i Pawlicami, na omawianym obszarze osady organiczne z ociepleń młodszych od ocieplenia odderade występują w formacji dolnopowiańskiej w większej ilości. Znajdują się często w różnym położeniu hipsometrycznym i nie wiążą się ze sobą we wzajemnie porównywalne, jednolite jednostki litostratygraficzne. Autorka przyjmuje, że powstawały w niewielkich starorzeczach lub innych zbiornikach jeziornych, tworzących się w różnych miejscach i być może w różnym czasie na powierzchni rozległej delty, jaką w okresie wisły dolnej utworzyły rzeki uchodzące wcześniej do morza tychnowskiego. Daje to bardzo skomplikowany obraz rozwoju zjawisk i nie pozwala na jednoznaczną, szczegółową interpretację wieku tych osadów. W niniejszym artykule autorka za podstawę przyjęła jedynie profile z rejonu Prabuty–Susz, w którym osady takie występują w bezpośredniej superpozycji nad osadami z brørupu i odderade, interpretując tam dwa dodatkowe ocieplenia z okresu wisły dolnej (zlodowacenia toruńskiego) – interfazę nowiny i interfazę pawlice. Jest jednak możliwe, że takich ociepleń było w tym okresie więcej. Być może ujawnią się one podczas prowadzenia dalszych badań osadów czwartorzędowych, zarówno na tym, jak i na innych obszarach Polski.

WNIOSKI

1. Obszar Pomorza Nadwiańskiego znajduje się na pograniczu dwóch plejstocenijskich stref paleogeograficznych: strefy morskiej – na północy, która w budowie osadów młodoplejstocenijskich wykazuje niewątpliwie związek z obszarem niecki Bałtyku oraz strefy lądowej – na południu, stanowiącej część innych otaczających ją obszarów lądowych.

2. Cały obszar Pomorza Nadwiańskiego jest przykryty pokrywą osadów czwartorzędowych o miąższości dochodzącej maksymalnie do 300 m na Wzniesieniu Elbląskim. Główną rolę odgrywają tu osady plejstocenijskie. Osady holocenijskie występują w dolinach rzecznych oraz na Żuławach Wiślanych, gdzie osiągają niewielkie, dochodzące do 30 m miąższości.

3. W ogólnym profilu plejstocenijskim wyróżniono osady glacialne (gliny zwałowe) siedmiu zlodowaceń: nidy, sanu 1, sanu 2, odry, warty, toruńskiego i leszna, oraz pięć serii międzymorenowych zawierających m.in. osady interglacialne: augustowskiego, mazowieckiego, grabówki (?), eemskiego i krastudzkiego. Serie te w młodoplejstocenijskiej części profilu zostały nazwane formacjami. W składzie formacji oprócz osadów interglacialnych (i interstadialnych) znajdują się osady ana- i kataglacjalne, związane z kolejnymi poziomami glacialnymi.

4. Najważniejszą formacją międzymorenową całej pokrywy czwartorzędowej jest formacja dolnopowiańska znajdująca się między glinami zwałowymi zlodowacenia

warty i zlodowacenia toruńskiego. Formacja dolnopowiańska rozciąga się wzdłuż doliny i wschodniej części delty Wisły pasem o zmiennej szerokości, na obszarze od Kotliny Toruńskiej na południu po Zalew Wiślany na północy obszaru. Jej strop znajduje się w różnych miejscach na wysokości od 10 do 40 m n.p.m.

5. Osady formacji dolnopowiańskiej dzielą się na trzy części: dolną, środkową i górną. Powstawały one w okresie od schyłku zlodowacenia warty, przez interglacjał eemski i wisły dolnej, po pierwsze nasunięcie lądolodu zlodowacenia toruńskiego (faza malborska).

Wiek osadów w zakresie interglacjału eemskiego i wisły dolnej został udokumentowany badaniami paleontologicznymi, w tym: paleobotanicznymi obejmującymi w różnych stanowiskach liczne ekspertyzy oraz szczegółowe badania wybranych odcinków rdzeni wiertniczych w Nowinach, Pągórkach, Wysokiej, Liczu i Obrzynowie, a także badaniami paleozoologicznymi, obejmującymi ekspertyzowe i szczegółowe rozpoznanie morskiej i słodkowodnej fauny mięczaków w wielu stanowisk wiertniczych. Dla osadów ze stanowisk w Bażantarni, Dzierzgonia, Wysokiej uzyskano wskaźniki wieku osadów metodą TL.

6. W skład formacji dolnopowiańskiej wchodzi osady lądowe występujące w strefie lądowej i wzdłuż całej południowo-północnowschodniej rozciągłości formacji oraz osady morskie, znajdujące się tylko w strefie morskiej, na północy obszaru. Jednym z ważniejszych osiągniętych wyników pracy autorki jest wzajemna korelacja osadów i procesów geologicznych zachodzących w tych dwóch strefach. Osady lądowe, to osady dolinne tworzące trzy nałożone na siebie różnowiekowe serie: dolną ze schyłku zlodowacenia warty, środkową z interglacjału eemskiego i górną z okresu wisły dolnej. Serie te są złożone z osadów rzecznych korytowych i pozakorytowych, a w górnej serii również zastoiskowych. Wypełniają one rozgałęzioną sieć dolin rzecznych systemu Prawarty i Prawisły. Serie środkowa (EII) i górna (EIII) przedłużają się na obszar strefy morskiej, gdzie przechodzą w osady deltowe.

7. W strefie morskiej występują zarówno osady lądowe jak i morskie. W budowie formacji dolnopowiańskiej tej strefy wyróżniono siedem kompleksów litostratygraficznych: **A**, **B**, **C**, **D**, **E**, **F** i **G**, z których każdy składa się z osadów innej genezy i składu litologicznego. Wśród nich dwa kompleksy: **C** i **E** są w całości lub częściowo osadami morskimi, natomiast pozostałe pięć kompleksów: **A**, **B**, **D**, **F** i **G** to osady lądowe.

8. Kompleksy **A**, **B**, **C** tworzą dolną część formacji powstałą w schyłkowym okresie zlodowacenia warty. Są to ility czerwone zbiorników jeziorno-peryglacialnych (kompleks **A**), a także osady zastoiskowe (kompleks **B**) i osady jezior strefy umiarkowanej, które podlegały ingresji wód morskich morza sztumskiego (kompleks **C**).

Środkową część formacji tworzą osady z okresu interglacjału eemskiego. Są to osady trzech kompleksów: **D**, **E**, **F**. Kompleks **D** tworzą rzeczne osady deltowe, wiążące się ze środkową serią dolinną (EII). Kompleks **E** to osady morza tychnowskiego, a kompleks **F** to osady jezior reliktowych po tym morzu. Górna część formacji, z okresu wisły dolnej,

zbudowana jest z osadów kompleksu **G**, składającego się z rzecznych osadów deltowych. Wiążą się one z górną serią dolinną (EIII).

9. Analiza osadów budujących formację dolnopowiańską na całym obszarze jej występowania pozwoliła na odtworzenie paleogeograficznego rozwoju zjawisk, które zachodziły na tym obszarze w czasie powstawania formacji, tj. w okresie od schyłku zlodowacenia warty po okres wisły środkowej.

10. Rozwój zjawisk paleogeograficznych uwarunkowany był w tym czasie położeniem obszaru w bezpośrednim sąsiedztwie, a następnie w częściowym zasięgu niecki Prabaltyku. Osady dolnej części formacji, które powstawały w schyłkowym okresie zlodowacenia warty, tworzyły się bądź w zasięgu tej niecki bądź na jej obrzeżeniach. W końcowym okresie sedymentacji podlegały one ingresji wód morza sztumskiego, które znajdowało się prawdopodobnie poza północną granicą Żuław Wiślanych. Do tego morza kierowały się następnie inicjalne doliny dwóch głównych rzek interglacjału eemskiego – Prawarty płynącej ku temu morzu od strony południowo-zachodniej oraz Prawisły płynącej od strony południowo-wschodniej.

11. W interglacjale eemskim rozwój zjawisk następował w trzech etapach. W pierwszym etapie rozpoczęła się erozja i akumulacja osadów korytowych środkowej serii dolinnej (EII) w strefie rozwijającej się sieci dolin rzecznych, z których najważniejszymi były w dalszym ciągu doliny Prawarty i Prawisły. W północnej części obszaru utworzyły one rozległą deltę. W drugim etapie miało miejsce najważniejsze zdarzenie tego interglacjału, czyli transgresja morza tychnowskiego. Nastąpiła ona w fitofazie E3. Morze wkroczyło od strony Zalewu Wiślanego i poszerzając stopniowo swój zasięg dotarło na południe do okolic Kwidzyna i Prabut. Recesja morza nastąpiła w połowie fitofazy E5. W trzecim etapie, po recesji morza tychnowskiego na obszarze jego wcześniejszego zasięgu pozostały wysładzające się stopniowo jeziora reliktowe.

12. W okresie wisły dolnej, w miarę ochładzania się klimatu, następowało zarówno w strefie lądowej jak i morskiej wypełnianie zagłębień terenu osadami rzecznojeziornymi. Proces ten przebiegał cyklicznie, zgodnie z falowymi zmianami klimatycznymi zmierzającymi ku ogólnemu ochłodzeniu. Doliny rzeczne wypełniły się górną serią dolinną (EIII). Obniżenia po dawnym morzu tychnowskim i po jeziorach reliktowych zostały natomiast ponownie zajęte przez rozległą deltę obydwu głównych rzek obszaru. W czasie ochłodzeń miała miejsce przewaga sedymentacji rzecznej, a w czasie ociepleń następowało wypełnianie się osadami zbiorników jeziornych rozmieszczonych na delcie.

Ogólny profil litologiczny (fig. 9) rejestruje co najmniej cztery fale takich zmian klimatycznych, związanych z kolejnymi fazami i interfazami postępującego zlodowacenia toruńskiego.

Podziękowania. Składam serdeczne podziękowania Autorom map geologicznych, którzy udostępniali mi rdzenie osadów z wykonywanych przez siebie wierceń kartograficz-

no-badawczych, oraz wszystkim Autorom koordynowanych przeze mnie map geologicznych dla obszaru Pomorza Nadwiślańskiego za wieloletnią, bliską, bezkonfliktową i owocną współpracę.

Pragnę również wyrazić wdzięczność dr Zofii Janczyk-Kopikowej za możliwość korzystania z niepublikowanych ekspertyz palinologicznych i wyników badań, które prowa-

dziła przez wiele lat na Pomorzu Nadwiślańskim, bez których określenie wieku oraz wzajemnej korelacji osadów lądowych i morskich formacji dolnopowiaślańskiej nie byłoby możliwe.

Artykuł dedykuję Moim Najbliższym – Teni, Markowi, Kaziowi, Marysi, Władziowi i Asi.

LITERATURA

- BALTEEM, 2002 — Palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution of the Baltic Sea Basin during the last interglacial (Eemian, Mikulino). Contract no: ENV4-CT98-0809. BALTEEM, Final Report.
- BARAN W., JAGODZIŃSKA B., 1988 — Badania specjalne. W: Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Elbląg Południe. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BAUMANN K.H., LACKSCHEWITZ K.S., MANGERUD J., SPIELHAGEN R.F., WOLF-WELLING T.C.W., HENRICH R., KASSENSH., 1994 — Reflection of Scandinavian Ice Sweet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. *Quatern. Res.*, **43**: 185–197.
- BAŻYŃSKI J., 1962 — Budowa geologiczna okolic Chełmna. *Kwart. Geol.*, **6**, 4: 773–774.
- BAŻYŃSKI J., SKŁODOWSKI Z., 1960 — Dokumentacja geologiczno-inżynierska kaskady dolnej Wisły obszaru stopnia wodnego w Chełmnie. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- BAŻYŃSKI J., BIAŁOSTOCKI R., PEPEL A., 1967 — Wyniki badań geofizycznych dla celów budowlanych w dolinie dolnej Wisły, w rejonie Kwidzyna i Tczewa. *Biul. Inst. Geol.*, **198**: 21–37.
- BER A., LINDNER L., MARKS L., 2007 — Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Prz. Geol.*, **55**, 2: 115–118.
- BER A., LINDNER L., MARKS L., 2008 — Tabela Stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BLUSZCZ A., 1984 — Sprawozdanie z wykonania pomiaru wieku metodą termoluminescencyjną w Lab. TL Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach dla próbek z Cierpiet (Krastud) Cie23, Cie24, Cie25. (Gd TL-82, Gd.TI-83, Gd.TL-84). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- BLUSZCZ A., 1986 — Sprawozdanie z wykonania pomiaru wieku metodą termoluminescencyjną w Lab. TL Inst. Fiz. Polit. Śląskiej w Gliwicach dla próbek z Łęcza (Pęklewo) Ł17 (Gd. TL-151). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- BŁASZKIEWICZ M., 2005 — Późnoglacialna i wczesnoholocenińska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). *Pr. Geogr. IG i PZ PAN*, **102**: 1–92.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z., JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1965 — Orzeczenie dotyczące dwu próbek z Mniszka. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- BRODNIOWICZ I., 1960 — Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie. *Acta Palaeont. Pol.*, **5**, 2.
- BRODNIOWICZ I., 1965 — Fauna eemska z otworu Brachlewo. *Biul. Inst. Geol.*, **187**.
- BRODNIOWICZ I., 1969 — Mięczaki z interglacialnych iłów elbląskich z Elbląga i Nadbrzeża. *Acta Palaeont. Pol.*, **14**, 2.
- BRODNIOWICZ I., 1972 — Pleistocene foraminifers of the area of the lower Vistula River (Northern Poland). *Acta Palaeont. Pol.*, **17**, 4.
- BUTRYM J., 1991a — Wyniki datowań termoluminescencyjnych próbek osadów czwartorzędowych z arkusza Elbląg Południe Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- BUTRYM J., 1991b — Wyniki datowań termoluminescencyjnych próbek z osadów czwartorzędowych z arkusza Elbląg Południe Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- DADLEZ R., 2001 — Przekroje przez bruzdę środkowopolską. Mid-Polish Trough – geological cross-sections 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DROZDOWSKI E., 1967 — Objasnienia do Mapy geomorfologicznej w skali 1:50 000, ark. Chełmno. *Dok. Geogr. IG PAN*, **2**.
- DROZDOWSKI E., 1974 — Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych. *Prz. Geogr. IG PAN*, **104**.
- DROZDOWSKI E., 1975 — Penultimate period of deglaciation in the Grudziądz Basin, Lower Vistula River Valley: an interstadial-like interval of the Middle Würm. *Geogr. Pol.*, **31**: 213–235.
- DROZDOWSKI E., 1980 — Chronostratigraphy of the Vistulian glaciation on the Lower Vistula River. *Quater. Stud. Pol.*, **2**: 13–20.
- DROZDOWSKI E., 1982 — The evolution of the Vistula River Valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin. *Geogr. Stud. Sp. Issue*, **1**: 131–147.
- DROZDOWSKI E., 1986 — Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. IG i PZ PAN*, **146**: 1–90.
- DROZDOWSKI E., TOBOLSKI K., 1972 — Stanowiska interglacjału eemskiego w Basenie Grudziądzkim. *Bad. Fizjogr. nad Polską Pół.-Zach.*, **25 A**: 75–91.
- DROZDOWSKI E., BERGLUND B.E., 1976 — Development and chronology of the Lower Vistula River Valley. North Poland. *Boreas*, **5**: 5–107.
- FRANCZYK M., BONAROWSKI R., FORTUNAT W., BAŻYŃSKI J., 1960 — Zdjęcie geologiczno-inżynierskie obszaru stopnia wodnego w Tczewie. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- FRANCZYK M., KÚHN A., PEREK A., BAŻYŃSKI J., 1962 — Dokumentacja geologiczno-inżynierska dróg wodnych śródlądowych dla założeń generalnych. Wisła dolna. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

- FUNDER S., DEMIDOV I., YELOVICHEVA 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. Geogr.*, **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.
- GALON R., 1968 — Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci–Warty i dolin z nią związanych. *Prz. Geogr.*, **40**, 4.
- GALAŹKA D., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Iława. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GRANOSZEWSKI W., 2003 — Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże eastern Poland: a palaeobotanical study. *Acta Palaeobot.*, Sup. 4.
- GRONKOWSKA B., 1972 — Sedymentologia utworów interglacjału eemskiego nad dolną Wisłą. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- HALICKI B., 1951a — Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **20**, 2: 313–318.
- HALICKI B., 1951b — Z historii plejstoceńskiego Bałtyku. *Acta Geol. Pol.*, **2**: 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.
- HEAD M.J., SEIDENKRANTZ M.S., JANCZYK-KOPIKOWA Z., MARKS L., GIBBARD P.L., 2005 — Last interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quatern. Inter.*, **130**: 3–30.
- HOU MARK-NIELSEN M., 2003 — Signature and timing of the Kattegat Ice Stream: onset of the Last Glacial Maximum sequence at the southwestern margin of the Scandinavian Ice Sheet. *Boreas*, **32**, 1: 227–241.
- INSTRUKCJA, 1996 — Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JAKUBICZ B., WITKOWSKA B., 1962 — Geologia i hydrogeologia okolic Solca Kujawskiego. *Kwart. Geol.*, **6**, 4: 771–773.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1965 — Orzeczenie dotyczące próbek czwartorzędowych w miejscowości Bajerze. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1968 — Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Białki, Obory, Grabówka. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1970 — Analiza pyłkowa osadów z obszaru doliny dolnej Wisły. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1976 — Analiza pyłkowa osadów w Nowinach. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1980 — Opracowanie dotyczące opracowania paleobotanicznego próbek z miejscowości Rogoźno-Zamek. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1984 — Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Pęklewo (Łęcze-Leśniczówka). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, 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. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1996a — Wyniki analizy pyłkowej (palinologicznej) wykonanej dla próbek z profilu Drewnowo I (ark. Chruściel). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1996b — Opracowanie osadów interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu metodą analizy pyłkowej z profilu Obrzynowo, ark. Susz Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1997 — Palinostratygrafia oraz zmiany roślinności i klimatu w profilu Licze, ark. Prabuty Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JENTZSCH A., 1895 — Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **16**: 165–208.
- KABULSKI P., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Susz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KABULSKI P., 2008 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Susz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KEILHACK K., 1910 — Ergebnisse von Bohrungen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst. N.F.*, **9**, 3/4: 178–184.
- KENIG K., 1994 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Elbląg Południe. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KONDRACKI J., 2002 — Geografia regionalna Polski. *Wyd. Nauk. PWN SA*, Warszawa.
- KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1984 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kwidzyn. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1985 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kwidzyn. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1986 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Unisław. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1990 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Unisław. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKI I., WROTEK K., 1981a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gardeja. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKI I., WROTEK K., 1981b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Gardeja. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KNUDSEN K.L., GILBAORD P.L., 2006 — Eemian and Weichselian environmental development in the western Baltic area, NW Europe – Introduction. *Boreas*, **35**, 2: 317–319.
- KÜHN A., PEREK M., BAŻYŃSKI J., FORTUNAT W., 1960 — Zdjęcie geologiczno-inżynierskie obszaru stopnia wodnego Kwidzyn–Opalenie. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

- LINDNER L., MARKS L., 1999 — New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in Mid-eastern Poland. *Geol. Quart.*, **43**, 1: 1–17.
- LINDNER L., GOZHNIK P., MARCINIAK B., MARKS L., JELOVICHEVA J., 2004 — Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. *Geol. Quart.*, **4**, 2: 97–114.
- LINDNER L., BOGUTSKY A., GOZHNIK P., MARKS L., ŁANCZOT M., WOJTANOWICZ J., 2006 — Corelation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black Sea, Central Europe. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 195–310.
- LISICKI S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst., Geol.*, **177**.
- LITKOWSKA H., 1980 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Nowe. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LITKOWSKA H., 1981 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Nowe. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1969 — Nowe dane o osadach interglacjału eemskiego w dolinie dolnej Wisły. *Spraw. z Pos. Nauk. Inst. Geol. Kwart. Geol.*, **13**, 4: 915–920.
- MAKOWSKA A., 1970 — Osady organiczne interglacjału eemskiego w Mniszku koło Grudziądza. *Kwart. Geol.*, **14**, 3: 567–571.
- MAKOWSKA A., 1973a — Rozwój erozji i akumulacji w dolinach rzecznych interglacjału eemskiego na obszarze dolnego Powiśla. *Spraw. z Pos. Nauk. Inst. Geol. Kwart. Geol.*, **17**, 4: 903–904.
- MAKOWSKA A., 1973b — Lessy w strefie glacialnej zlodowacenia północnopolskiego. *Kwart. Geol.*, **17**, 1: 152–166.
- MAKOWSKA A., 1974a — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Grudziądz. Wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1974b — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Grudziądz. Wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1975a — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Grudziądz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1975b — Die Früh-Würm-Kaltzeit in Nordpolen. *Wissen. Zeitschrift Ernst-Moritz-Arndt-Univer. Greifswald*, **24**, 3/4: 135–141.
- MAKOWSKA A., 1976a — Stratigraphy of tills exposed along the valley of the Lower Vistula area. *W: Till – its genesis and diagenesis. Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 239–242.
- MAKOWSKA A., 1976b — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Iława. Wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1977a — Rewizja sytuacji stratygraficznej osadów tzw. interglacjału chełmińskiego w Bągarciu koło Unisławia. *Kwart. Geol.*, **21**, 1: 105–118.
- MAKOWSKA A., 1977b — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Elbląg. Wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1977c — Poziom interglacjału wśród osadów zlodowacenia środkowopolskiego w Dolinie Dolnej Wisły. *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 769–787.
- MAKOWSKA A., 1978a — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Iława. Wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1978b — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Elbląg. Wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979a — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Elbląg. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979b — Interglacjału eemski w dolinie dolnej Wisły. *Studia Geol. Pol.*, **63**: 1–90.
- MAKOWSKA A., 1979c — Stratigraphy of Vistula Glaciation deposits in the Lower Vistula valley of the background of marine and continental key series of Eemian Interglacial (Starogród, Grudziądz, Gniew). *Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979. Guide-Book of Excursion: 1–22.*
- MAKOWSKA A., 1980a — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Iława. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1980b — Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula region. *Quatern. Stud. Pol.*, 1979, **2**, 1: 37–56.
- MAKOWSKA A., 1981 — Orzeczenie dotyczące fauny malakologicznej w próbkach z otworu wiertniczego Miłosna, na arkuszu Kwidzyn Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MAKOWSKA A., 1982a — Orzeczenie w sprawie fauny malakologicznej występującej w próbkach z otworu wiertniczego Montowskie Pastwiska oraz z odsłoneń terenowych w Szprudowie i w Gronowie Polskim. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MAKOWSKA A., 1982b — Paleogeographic environment for Eemian marine transgressions on the Lower Vistula. *Biul. Inst. Geol.*, **343**: 31–49.
- MAKOWSKA A., 1986a — Nowy plejstocenijski poziom morski oraz ślady 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. Elbląg Północ. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1990 — Nowe stanowisko osadów morza krastudzijskiego na dolnym Powiślu. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 465–488.
- MAKOWSKA A., 1991a — Objaśnienia do Szczegółowej 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., 1992 — Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation based on mapping and boreholes. *Kwart. Geol.*, **36**, 1: 97–120.
- MAKOWSKA A., 1994a — Climatic variation in the pre-glacial part of the Toruń Glaciation in the lower Vistula region and the Elbląg Elevation (preliminary report). *Geol. Quater.*, **38**, 1: 133–154.
- MAKOWSKA A., 1994b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Elbląg Południe. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MAKOWSKA A., 1994c — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Elbląg Południe. *Państw. Inst. Geol., Warszawa.*

- 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, glaciotectionics. *W*: Quaternary field trips in the Central Europe (red. Schirmer) T. 1. Regional field trips. Stop 7: 136–137. INQUA XVI Intern. Congress., Berlin.
- 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 tychnowskiego 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., NORYSKIEWICZ B., JURYS L., 1996 — Mazovian Interglacial at Cząstkowo near Steżyca – the first site in Pomerania. *Geol. Quart.*, **40**, 2: 245–268.
- MAKOWSKA A., RABEK W., 1990 — Osady morskie interglacjału eemskiego i pozycja stratygraficzna iłów elbląskich (yoldiowych) na podstawie otworów w Pęklewie i Pagórkach (Wzniesienie Elbląskie). *Kwart. Geol.*, **34**, 2: 305–324.
- MAKOWSKA A., KABULSKI P., UNIEJEWSKA M., 2001 — Osady morza tychnowskiego na tle budowy kompleksu plejstocenijskiego z rejonu Prabuty–Susz na dolnym Powiślu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **398**: 69–84.
- MAKSIK S., 1981 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Grudziądz–Rudnik. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKSIK S., 1983 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Grudziądz Południe. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAMAKOWA K., 1989 — Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, **29**, 1: 11–176.
- MARKS L., 1995 — Rola egzaracji w kształtowaniu rzeźby północnej Polski. *Wyd. Nauk. Ser. Geogr.*, **58**: 143–151.
- MARKS L., PAVLOVSKAYA I.E., 2003 — The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. *Boreas*, **32**, 2: 337–346.
- MAREK S., 1997 — Tektonika kompleksu permomezozoicznego. Ogólne wnioski o ewolucji tektonicznej. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 114–115.
- MILLER G.H., MANGERUD J. i in., 1985 — Aminostratigraphy of European marine interglacial deposits. *Quater. Sc. Rev.*, **4**: 215–278.
- MOJSKI J.E., 2003 — Selected problems of the interglacial river valleys investigation in the Polish Plain. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, **189**: 29–39.
- MOJSKI J.E., 2006 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NIEWIAROWSKI W., 1987 — The evolution of the Lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the north of Bydgoszcz–Fordon. *W*: Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part II (red. L. Starkel). *Geograph. Stud. Sp. Issue*, **5**: 233–252.
- NOWAK J., 1965 — Pozycja stratygraficzna osadów eemskich w Brachlewie koło Malborka. *Biul. Inst. Geol.*, **187**.
- NOWAK B.J., 1993 — Wyniki badań litologiczno-petrograficznych dla 3 otworów kartograficznych: Pagórki, Młynary i Majewo (opracowanie specjalne). Arch. Przeds. Geol., Warszawa, Zakład w Gdańsku.
- NOWAK B.J., RABEK W., 1987 — Wyniki badań laboratoryjnych plejstocenijskich osadów morskich z Krastud i Bukowa (Dolne Powiśle) na tle geomorfologii obszaru. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 739–754.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E., 1972 — Opracowanie mikropaleontologiczne próbek z wierceń: Olszanica, Grabówka i Kwidzyn–Nicponie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- OLSZAK J.I., FEDOROWICZ S., 1993 — Sprawozdanie z wykonanych datowań TL 6-ciu próbek osadów czwartorzędowych w Lab. TL w Gdańsku. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- OLSZYŃSKI W., 1997 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Susz. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PACOWSKA J., 1953 — Materiały Archiwum Wierceń, **4** (1, 2). Arkusz Toruń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIWOCKI M., 2002 — Ewolucja poglądów na stratygrafię utworów formacji poznańskiej na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 255.
- PIWOCKI M., 2004 — Miocen, pliocen. *W*: Budowa geologiczna Polski. T. 1 – Stratygrafia, cz. 3a. Kenozoik, paleogen, neogen (red. T.M. Peryt, M Piwocki): 118–133. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 — Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 21–40.
- POŻARYSKI W., 1951 — Otwornice eemskie z nad dolnej Wisły. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **20**, 3: 309–312.
- PRÓSZYŃSKI M., 1980 — Termoluminescencyjne wskaźniki wieku. *Spraw. z Bad. Nauk. Kom. Bad. Czwart. PAN*, **3**.
- RABEK W., 1984 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Starogard Gdański. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1987 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Starogard Gdański. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1988 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sztum. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1990 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Sztum. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1993 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Frombork. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1994a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Frombork. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- RABEK W., 1994b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Młynary. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1996 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Chruściel. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1998 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Młynary. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 2002 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Chruściel. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z., 1964 — Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 3.
- RÓŻYCKI S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1951 — Interglacja eemski nad dolną Wisłą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **20**, 3: 303–308.
- SEJRUP H.P., LARSEN E., HAFLIDASON H., BERSTAD I.M., HJELSTUEN B.O., JONSDOTTIR H., KING E.L., LANDVIK J., LONGVA O., NYGÅRD A., OETTSEN D., RAUNHOLM S., RISE L., STALSBERG K., 2003 — Configuration, history and impact of the Norwegian channel ice stream. *Boreas*, **32**, 1: 18–36.
- STARKEL L., 2001 — Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. PAN, IG i PZ. *Monografie*, **2**.
- UNIEJEWSKA M., 1982 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Grudziądz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- UNIEJEWSKA M., 1998 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Prabuty. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- UNIEJEWSKA M., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kisielice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- UNIEJEWSKA M., 2002 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kisielice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- UNIEJEWSKA M., NOSEK M., 1982 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Grudziądz. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- UNIEJEWSKA M., SKOCKI K., 2002 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Prabuty. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WIŚNIEWSKI E., 1971 — Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz tarasy doliny górnej Drwęcy. *Pr. Geogr. IG PAN*, **83**.
- WITKOWSKA B., JAKUBICZ B., FORTUNAT W., BAŻYŃSKI J., 1962 — Zdjęcie geologiczno-inżynierskie obszaru stopnia wodnego w Solcu Kujawskim. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WOLF W., 1914 — Die geologische Eutwicklung Westpreusseus. *Schr. Naturforsch. Ges. Danzing. N.F.*, **13**, 3/4: 59–105.
- WROTEK K., 1985 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gniew. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WROTEK K., 1986a — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Gniew. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WROTEK K., 1986b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Rzęczkowo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WROTEK K., 1990 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Rzęczkowo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WYSOTA W., 2002 — Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wyd. UMK, Toruń.
- WYSOTA W., PIOTROWSKI J.A., MURRAY A.S., 2006 — Wiek i zasięg lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia wisły w Polsce w świetle datowania bezwzględnego. *W: XIII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”*. Maróz, 4–8 września 2006. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZAWIDZKA K., 1997 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych, ark. Prabuty Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZNOSKO J., 1986 — O międzynarodowej mapie tektonicznej, SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. *Prz. Geol.*, **10**: 545–552.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

This report deals with the most important Quaternary intermorainic formation of Vistula Pomerania, called by the author the Lower Vistula Formation. It is represented by both marine and continental deposits found between the tills of the Wartanian and Torunian glaciations. The latter is the older one of the two Vistulian glaciations.

The study area extends along the Lower Vistula and Nogat valley between the Toruń Valley and Gdańsk Bay (Fig. 1). It lies entirely within the range of the Vistulian Glaciation and its two recessional phases: the Poznań Phase in the south and the Pomeranian Phase in the north. Its morphological axis runs along the Lower Vistula Valley and eastern

part of the Vistula delta, and across the Vistula Lagoon. To the west and east, the area is surrounded by glacial plateaus rising to an elevation of 50–100 m a.s.l. (max. 197 m). The landforms in the plateaus include frontal moraines, eskers, kames, extensive outwash plains and ribbon and ice-dammed lakes genetically related to deglaciation of the area during the recession of the last ice sheet. The plateaus are dissected by valleys of the Vistula tributaries.

Intermorainic deposits of the Lower Vistula Formation are not exposed at the ground surface. The first report on marine deposits of the formation found at a depth of 5–7 m b.s.l. was given by Samsonowicz (1951) who determined their age as

Eemian. Faunal investigations were performed by Brodniewicz (1960, 1965, 1972). Later examinations of the Lower Vistula Formation included studies of its lithology, extent and stratigraphic position (Makowska, 1970, 1973a, 1974a, 1976b, 1977a, 1979b, c, 1980b, 1982b, 1986b, 1991b, 1994a, 1995a, 1999, 2001; Makowska *et al.*, 1990, 2001). The investigations were based on drill cores (logged by the author and partly other authors) acquired from mapping-exploratory boreholes that reached the sub-Quaternary basement, drilled for overview and detailed geological maps (constructed and supervised by the Polish Geological Institute) (Figs. 1, 2; Tab. 1). Deposits from selected drill core intervals were examined using standard investigative methods. A number of lithological-petrographical, palynological, microfaunal and macrofaunal reports were made. A few TL dates were also acquired (Tab. 2). The most important studies included palynological analyses that defined the age and stratigraphic position of the deposits (Janczyk-Kopikowa, 1965, 1968, 1970, 1976, 1991, 1993, 1996a, b, 1997) and malacofaunal investigations that allowed identification and discrimination between continental and marine deposits (Makowska, 1979b, 1981, 1982a, 1986a, b, 1991b, 1999, 2001).

The study area is located within the range of two major tectonic units of the oldest basement: Precambrian Platform and its margin in the north, and Paleozoic Platform in the south (Fig. 3). Analysis of the lithological sections and sub-Quaternary relief indicates that the position of the area relative to these tectonic units was one of the most important factors affecting geological processes during the Quaternary. Sub-Quaternary basement of the study area is composed of Cretaceous, Paleogene (Paleocene and Oligocene) and Neogene (Miocene) deposits (Fig. 4). The top sub-Quaternary surface is situated at an elevation of 20–40 m a.s.l. in the south to 140–100 m b.s.l. in the north. Sub-Quaternary surface relief was shaped by fluvial and glacial erosion during the earliest Pleistocene through the Eemian Interglacial (or Holocene in the Vistula River valley). Thickness of the Quaternary cover, represented mainly by Pleistocene deposits, is up to 300 m. Holocene deposits, below 30 m in thickness, are observed in the Vistula valley and the Vistula-Nogat delta.

Lower Vistula Formation deposits are the stratigraphic marker horizon within the Pleistocene succession of Vistula Pomerania (Figs. 4, 5). The position of the Lower Vistula Formation facilitates subdivision of the Pleistocene succession in Vistula Pomerania into three parts: Pleistocene older than the Lower Vistula Formation, Lower Vistula Formation and Pleistocene younger than the Lower Vistula Formation.

Pleistocene deposits older than the Lower Vistula Formation occur in the northern and eastern parts of the study area. In the Vistula River valley, they extend south into the Grudziądz Valley (Fig. 4). The succession consists of five till horizons underlain by sub-morainic deposits, interbedded with two, locally four, intermorainic sediments (Figs. 4, 5). They are assigned to the three South-Polish Glaciations (Nidanian, Sanian 1 and Sanian 2) and two Middle-Polish Glaciations (Odranian and Wartanian). Each till is several

metres in thickness. The oldest till (Nidanian Glaciation) and the underlying sub-morainic deposits fill valley depressions formed during the Augustovian Interglacial. They occur in the largest erosion-exaration depressions of the sub-Quaternary basement. Younger tills extend throughout the remaining area. The South-Polish and Middle-Polish tills are separated by intermorainic deposits of various thicknesses. The most important intermorainic horizon is represented by Mazovian Interglacial deposits composed of up to 50-m thick fluvial series filling parts of the branching network of river valleys. The younger intermorainic horizon occurs at places as lacustrine (organic) deposits of the Grabówka series separating the Odranian tills from the Wartanian tills (Fig. 5) (Makowska, 1977c).

The Lower Vistula Formation deposits extend along the Lower Vistula valley from the Toruń Valley to the Vistula Lagoon (Fig. 6). They are best recognised in the Vistula River valley and its closest vicinity. South of the Grudziądz Valley, the formation is underlain by Paleogene and Neogene deposits, whereas to the north, there are Pleistocene deposits older than the formation (Fig. 4). Thickness of the Lower Vistula Formation deposits in the south is approximately 50 m, whereas in the north it increases to 100 m.

The basal surface of the formation is at an elevation of about 10–20 m b.s.l. in the Toruń Valley and approximately 90–95 m b.s.l. in the Elbląg Heights, showing relief variations. In the southern part of the study area, the deposits of the formation fill a network of ancient river valleys with two main valleys: the “first” valley running along the present-day Vistula River valley from the Toruń Valley to Kwidzyn, and the “second” valley trending from Iława to Prabuty (Fig. 6). Those could be the pra-Warta and pra-Vistula valleys.

In the north, the basement of the Lower Vistula Formation forms two vast depressions of different origin. The one situated between Kwidzyn and Tczew, Malbork and Pasłęk is shallower and represents a terminal basin in the recession stage of the Wartanian Glaciation. The other one, deeper and of exaration origin, occurs within the zone of Elbląg Heights and is a continuation of the Baltic Depression.

The composition and structure of the deposits constituting the formation are different in the southern and northern parts of the study area. In the south, the formation is represented by continental deposits, whereas in the north from Kwidzyn and Prabuty, continental series are accompanied by marine ones. The occurrence area of the formation can thus be subdivided into the land zone (in the south) and the marine zone (in the north). Continental deposits of the southern zone, filling the network of ancient valleys, consist of three superimposed series: lower series (EI), middle series (EII) and upper series (EIII). These series comprise river channel, overbank, lacustrine and ice-dammed lake deposits (Fig. 7).

In the marine zone, where the thickness of the Lower Vistula Formation increases to approximately 60–70 m, the lithology and origin of the deposits are more diverse. Seven lithologic-genetic complexes (A–G) representing continental

and marine deposits have been identified in that area (Figs. 8, 9). Results of pollen research from many sites as well as some TL dates indicate that both the marine and continental deposits of the zone were deposited during the period spanning the end of Wartanian Glaciation through the anaglacial phase of the Toruń Glaciation. Thus, the whole formation can be subdivided into the lower part deposited during the end of Wartanian Glaciation, the middle part representing the Eemian Interglacial and the upper part deposited during the Lower Vistula period. The lower part of the Lower Vistula Formation is composed of complexes A, B and C. **Complex A** (observed in the Elbląg Heights area) is represented by red to grey clays and fine-grained sands deposited in periglacial lakes during deglaciation of the area at the end of Wartanian Glaciation. **Complex B** includes ice-dammed deposits found between Kwidzyn, Malbork and Pasłęk. They were deposited in the similar period as complex A. **Complex C** is a discontinuous horizon of clay-mud deposits containing foraminifers and marine mollusc fragments.

Deposits of complexes D, E and F compose the middle part of the formation and they were deposited during the Eemian Interglacial (Fig. 9). **Complex D** is represented by fluvial deposits of the middle valley series (EII) of the land zone and by deltaic deposits of the marine zone. **Complex E** (of the Tychnowy Sea) consists of clays, muds and sands with abundant marine mollusc debris. It extends throughout the whole area of the marine zone (Fig. 6). **Complex F** is represented by muds and sands containing fragments of freshwater molluscs, deposited in relict lakes after the Tychnowy Sea.

Complex G, included in the upper part of the formation, is composed of fluvial deposits of the upper valley series (EIIIa), which pass into deltaic deposits in the marine zone. They are cyclically interbedded by numerous organic lacustrine sediments assigned to the anaglacial phase of the Toruń Glaciation (Pagórki (Brörup) and Obrzynowo (Odderade) interphases based on palynological analyses and two younger interphases (Fig. 9).

The Lower Vistula Formation deposits are covered in almost the whole area (excluding large river valleys) with younger Pleistocene deposits, up to 100 m in thickness (Figs. 4, 5). These include three main till horizons (BII, BIII, BIV) and two local horizons (BI, BV), found in the north of the area, separated by the Gniew and Kadyny and also Grudziądz formations (Fig. 9). The most important one – Gniew (and Kadyny) Formation – in addition to fluvial (and lacustrine) deposits observed throughout the whole area, in the northern part of the area contains also marine deposits partly glaciotectionally deformed (Fig. 4). The latter ones were the basis for the assumption (Makowska, 1986b) that the formation partly represents an interglacial period dividing the North-Polish (Vistulian) glaciations into the Toruń and Leszno glaciations (Figs. 9, 10).

Sedimentation of the oldest deposits of the Lower Vistula Formation, represented by periglacial and lacustrine red

clays (A) and ice-dammed lake series (B) (Fig. 8), took place during deglaciation of the area at the end of Wartanian Glaciation. At the final phase of lake filling, a marine ingressions of the Sztum Sea occurred. Its discontinuous deposits, containing foraminifers and marine mollusc remains (complex C), are observed at the top of complexes A and B. In the south, initial river valleys were formed at that time. They were subsequently filled with EI series deposits. In the Eemian Interglacial, an organized river discharge system developed in the whole area (Fig. 6). River valleys became filled with channel deposits of the middle valley series (EII), and an extensive delta formed in the north (complex D) (Fig. 8). Oxbow and normal lakes developed upon the surfaces of valley terraces and in the delta zone, later filled with organic sediments (EIIb₂) (Figs. 6, 7). At the beginning of the interglacial optimum, there was a transgression of the Tychnowy Sea that inundated the delta area and extended at its maximum as far as the Kwidzyn and Prabuty region (Fig. 6). The sea persisted in the area from the end of phytophase E2 (*Pinus–Betula–Ulmus*) through the mid- or locally end-phytophase E5 (*Carpinus–Corylus–Alnus*) (Janczyk-Kopikowa, 1996a, 1997; Makowska, 2001). It left deposits of complex E (Fig. 8). During phytophase E6 (*Picea–Abies–Alnus*), the Tychnowy Sea was replaced by a relict lake that was continuously becoming more freshwater in its nature (complex F). The upper boundary of the Eemian Interglacial was determined at many sites based on palynological data obtained from valley and lacustrine deposits (*op. cit.*).

The anaglacial phase of the Toruń Glaciation was marked by erosion and accumulation of fluvial deposits of the upper valley series (EIII) in ancient valleys in the south of the area (Figs. 6, 7; EIIIa) and by sedimentation of fluvial and lacustrine deposits of complex G (Fig. 8) in the delta zone (northern portion of the study area). Sedimentation of complex G occurred in an alternate, cyclic pattern, in rivers and lakes, due to climate fluctuations. Based on these cyclic changes in the lithology of the anaglacial phase of the Toruń Glaciation, four climate warmings (phytophases): Pagórki, Obrzynowo, Nowiny and Pawlice, and four coolings: Licze, Prabuty, phase 3 (obr. 9) and phase 4 (obr. 11), were identified. The two oldest warmings correspond to the Brörup and Odderade warmings (Figs. 9, 10),

The uppermost Lower Vistula Formation is composed of ice-dammed lake deposits of **complex H** (EIIIb), deposited in ancient valleys during the first glacial (Malbork) phase of the Toruń Glaciation.

The lithology and palaeogeographic development of the Lower Vistula Formation were influenced by a number of both global (climate fluctuations, eustatic sea-level changes, isostatic movements etc.) and regional factors. The most important ones include the location of the study area relative to the main tectonic units of the oldest basement, relief and geological structure of the two palaeogeographic zones: the land zone in the south and the marine zone in the north. During sedimentation of the Lower Vistula

Formation deposits, neotectonic movement (continued from the Cretaceous) took place in both the zones. These were uplifting movements in the south, where the processes of erosion and sedimentation in river valleys occurred, and downward movements (subsidence) in the north, where marine incursions and transgressions entered from the Baltic basin, of which the Tychnowy Sea transgression reached the greatest areal extent.

Analysis of the Lower Vistula Formation deposits and mutual relationships between the individual lithostratigraphic series and complexes in the area of its occurrence has allowed a reconstruction of palaeogeographical evolution of geological processes not only during deposition of the formation, but also during the Pleistocene periods preceding and following its deposition.

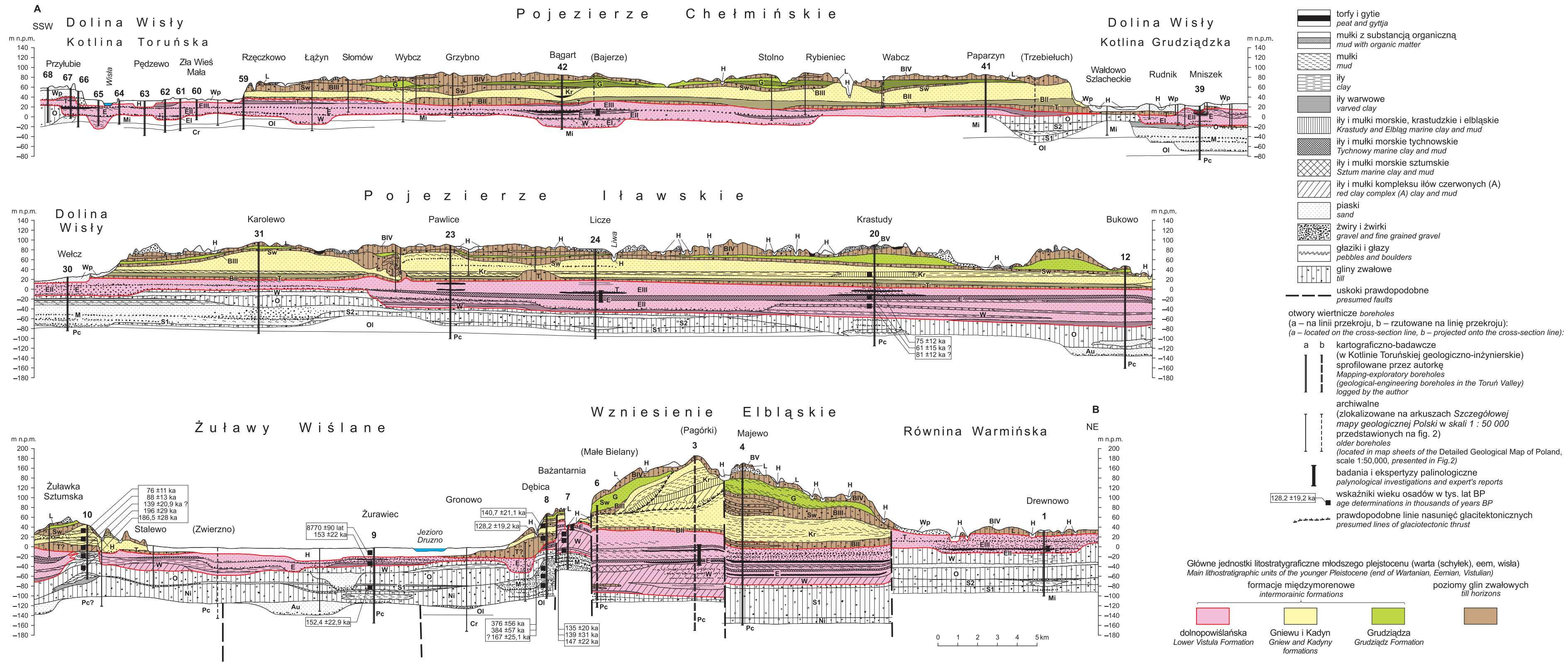


Fig. 4. Przekrój geologiczny A–B przez osady czwartorzędowe w strefie występowania formacji dolnopowiaśląńskiej

Stratygrafia: Cr – kreda, Pc – paleocen, Ol – oligocen, Mi – miocen, **czwartorzęd:** Au – interglacjał augustowski, Ni – zlodowacenie nidy, S1 – zlodowacenie san 1, S2 – zlodowacenie san 2, M – interglacjał mazowiecki, O – zlodowacenie odry, W – zlodowacenie warty, E – interglacjał eemski; zlodowacenia północnopolskie (wisła): T – zlodowacenie toruńskie, Kr – interglacjał krastudzki; zlodowacenie leszna: Św – stadiał świecia, G – interstadiał grudziądzka, L – stadiał leszczyńskiego-pomorski, Wp – późna wisła; H – holocen; jednostki litostratigraficzne młodszego plejstocenu (eemu i wisły): glacialne (gliny zwałowe): (tills): (BII) – toruńska, (BIII) – świecia, (BIV) – leszczyńsko-poznańska, (BV) – pomorska; kopalne serie dolinne formacji dolnopowiaśląńskiej: (EI) – dolna, (EII) – środkowa, (EIII) – górna

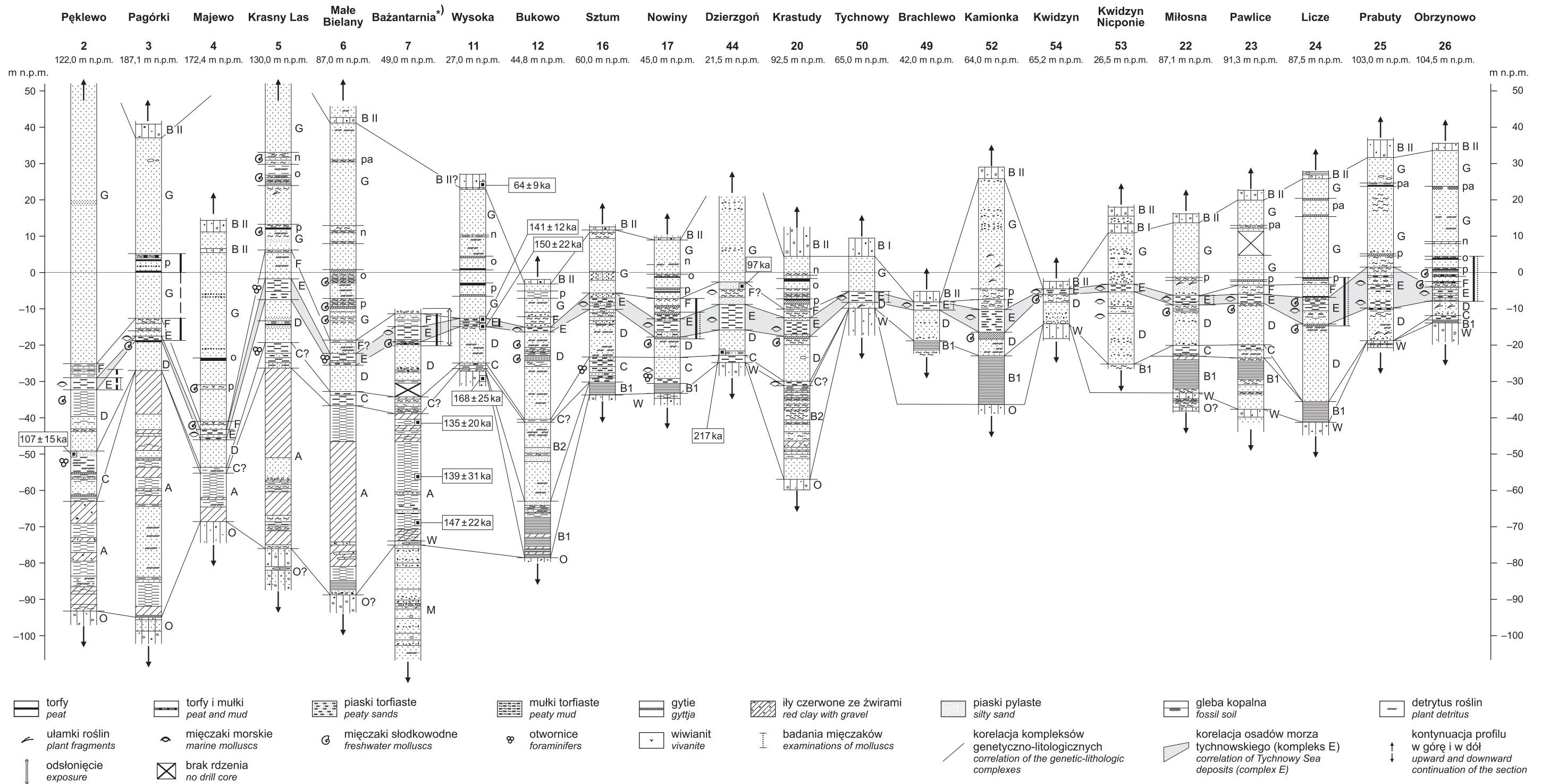
Geological cross-section A–B across Quaternary deposits in the area of the Lower Vistula Formation

Stratigraphy: Cr – Cretaceous, Pc – Paleocene, Ol – Oligocene, Mi – Miocene; **Quaternary:** Au – Augustovian Interglacial, Ni – Nidanian Glaciation, S1 – Sanian 1 Glaciation, S2 – Sanian 2 Glaciation, M – Mazovian Interglacial, O – Odranian Glaciation, W – Wartanian Glaciation, E – Eemian interglacial; zlodowacenie północnopolskie (Vistulian): T – Toruń Glaciation, Kr – Krastudy Interglacial; Leszno Glacial: Św – Świecie Stadial, G – Grudziądz Interstadial, L – Leszno-Pomerania Stadial, Wp – Late Vistula; H – Holocene; lithostratigraphical units of the Younger Pleistocene (Eemian and Vistulian): glacial (tills): (BII) – Toruń, (BIII) – Świecie, (BIV) – Leszno-Poznań, (BV) – Pomerania; fossil valley series of the Lower Vistula Formation: (EI) – lower, (EII) – middle, (EIII) – upper

D O L N E P O W I Ś L E

P O J E Z I E R Z E I Ł A W S K I E

WZNIESIENIE ELBLĄSKIE



Kompleksy genetyczno-litostratigraficzne: A – itów czerwonych, B – osadów zastoiskowych dolnych (B1 – starszych, B2 – młodszych), C – osadów morskich morza sztumskiego, D – osadów rzecznych korytowych i pozakorytowych środkowej serii dolinnej (EII) oraz delt, E – osadów morskich morza tychnowskiego, F – osadów jezior reliktowych po morzu tychnowskim, G – osadów rzecznych korytowych górnej serii dolinnej (EIII) i delt oraz osadów jeziornych i bagiennych; interfaz: p – pagórki (brørup), o – obrzynowo (odderade), n – nowiny, pa – pawlice

*) profil Bażantarnia znajduje się w sytuacji zaburzonej glacytektonicznie (fig. 4); tu obniżony o około 67 m w, celu porównania z innymi profilami formacji dolnopowiaśląskie

Pozostałe objaśnienia – patrz fig. 4, 5

Genetic-lithostratigraphic complexes: A – red clay, B – lower ice-dammed lake deposits (B1 – older, B2 – younger), C – marine deposits of the Sztum Sea, D – river-channel and overbank deposits of the middle valley series (EII) and deltaic deposits, E – marine deposits of the Tychnowy Sea, F – deposits of the relict lakes after Tychnowy Sea, G – deposits of the river-channel upper valley series (EIII), deltaic, lake and swamp

*) Bażantarnia section is glacyte ttonically disturbed (Fig. 4); it is lowered here by about 67 m to be compared with other Lower Vistula Formation sections

For other explanations see Fig. 4, 5

Fig. 8. Kompleksy genetyczno-litostratigraficzne formacji dolnopowiaśląskiej w morskiej strefie obszaru badań

Genetic-lithostratigraphic complexes of the Lower Vistula Formation in the marine zone of the study area