

PROFIL GEOLOGICZNY OTWORU W PAGÓRKACH KOŁO ELBLĄGA ORAZ ZNACZENIE WYNIKÓW BADAŃ PYŁKOWYCH JEGO OSADÓW DLA STRATYGRAFII MŁODSZEGO PLEJSTOCENU W POLSCE

UKD [561:581.33]:551.791(438)

Otwór wiertniczy Pagórki wykonał W. Rabek w 1987 r. przy opracowaniu arkusza Młynary Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 na Wzniesieniu Elbląskim (ryc. 1). Profil tego otworu stanowi niezwykle ważne uzupełnienie dotychczasowych badań nad plejstocenem Dolnego Powiśla, ponieważ wyjaśnia ostatecznie niektóre problemy stratygraficzne młodszej części tego okresu. Jest on bogato wykształcony, gdyż zawiera osady dwu interglacjalów — eemskiego i krastudzkiego (wraz z występującymi wśród nich poziomami morskimi, tychnowskimi i elbląskimi) rozdzielone gliną zwałową zlodowacenia toruńskiego.

Takie wykształcenie profilu pozwoliło na wyraźne potwierdzenie, ustalonej wcześniej pozycji ilów elbląskich, jako osadów młodszych od interglacjalu eemskiego, a także obok innych argumentów, na potwierdzenie rangi wyróżnionego przez autorkę na Dolnym Powiślu interglacjalu krastudzkiego (13).

Ogólna sytuacja geologiczna profilu w Pagórkach, w nawiązaniu do innych badań z Dolnego Powiśla, została omówiona we wcześniejszym artykule (16), w którym informowano też o dalszych badaniach profilu — obejmujących m.in. badania pyłkowe osadów interglacjalu eemskiego prowadzone przez dr Z. Janczyk-Kopikową. Dr Z. Janczyk-Kopikowa w wyniku swych badań użyła (4) interesujący diagram pyłkowy, w którym po optimum interglacjalu eemskiego zaznaczyło się wyraźnie ochłodzenie pooptymalne oraz następujące po nim ponowne ocieplenie, wiązane przez tę autorkę z amersfoortem — brörupem. Diagram potwierdza ostatecznie wcześniejsze przypuszczenia o ociepleniu pooptymalnym zaznaczającym się w osadach interglacjalu eemskiego na Dolnym Powiślu, które nie miało jednak do tej pory

dobrej dokumentacji paleobotanicznej. Wyniki badań pyłkowych w Pagórkach będą też miały duże znaczenie dla pozostałych obszarów kraju, jako wyniki reperowe w strefie glacialnej zlodowaceń poeemskich.

Dzięki nim uzyskujemy obecnie lepszą podstawę do interpretacji stratygraficznej dużego kompleksu osadów glacialnych i międzymorenowych spoczywających na Dolnym Powiślu ponad osadami eemskimi. Młodoplejstoceniński kompleks osiąga na tym obszarze lokalnie do 200 m i więcej miąższości i jest najpełniej rozwiniętym kompleksem osadów tego wieku na obszarze kraju. W swoim składzie oprócz szeroko rozprzestrzenionych i względnie dobrze już poznanych osadów interglacjalu eemskiego, z przewodnim tychnowskim poziomem morskim o uniwersalnym w Europie Północnej znaczeniu stratygraficznym, zawiera bogato wykształcone osady poeemskie, wśród których znajduje się kilka poziomów glin zwałowych (oznaczanych w pracach autorki; 9) od starszych do młodszych symbolami BI—BV — rozdzielonych lądowymi i morskimi osadami serii międzymorenowych, z których jedna ma cechy serii interglacjalnej. To bogate i zróżnicowane wykształcenie osadów młodoplejstocenińskich Dolnego Powiśla może z powodzeniem predysponować je do roli profilu stratotypowego na obszarze Polski, a także na szerszych obszarach strefy perybałtyckiej.

Duże znaczenie w badaniach tego profilu miały dotychczasowe wyniki analiz pyłkowych, pozwalające na wyraźne określenie wieku osadów interglacjalu eemskiego. Nowe wyniki badań, które dochodzą obecnie ugruntowują i poszerzają możliwości interpretacji stratygraficznej młodoplejstocenińskiego kompleksu Dolnego

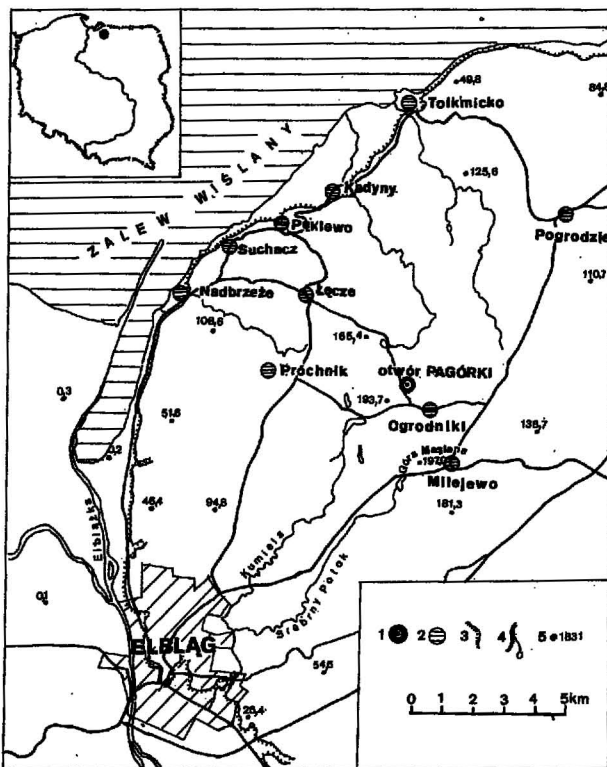
Powisła oraz dają podstawę do szerszych korelacji z pozostałym obszarem kraju.

PROFIL GEOLOGICZNY OTWORU W PAGÓRKACH

Autorka we współpracy z W. Rabkiem opracowała makroskopowo profil na podstawie prób z rdzenia wiertniczego. Ogólna sytuacja geologiczna profilu, w nawiązaniu do badań przeprowadzonych w zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego, została omówiona we wcześniejszym artykule (16). Obecnie w nawiązaniu do wyników badań pyłkowych, zostanie szczegółowiej omówiony sam profil otworu wiertniczego.

Otwór został zlokalizowany w najwyższej części Wzniesienia Elbląskiego, niedaleko od Góry Maślanej (197,0 m npm, ryc. 1). Rzędna otworu na podstawie pomiarów geodezyjnych wynosi 187,14 m npm*, a jego głęb. 355 m. Przewiercono cały kompleks czwartorzędowy i na głęb. 299,0 m natrafiono na podłoże zbudowane z osadów paleocenu (ryc. 2—D). Strop trzeciorzędu znajduje się na wysokości 112,0 m ppm. W kompleksie czwartorzędowym występują głównie osady młodoplejstoceniowe, które są podesełane gliną zwałową zlodowacenia środkowopolskiego. Miąższość osadów młodoplejstoceniowych jest bardzo duża i wynosi aż 286,0 m, lecz w górnej części profilu są one częściowo spiętrzone

* Rzędna 188,0 m npm podana w poprzednim artykule (16) obliczono na podstawie mapy topograficznej.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny

1 — otwór wiertniczy, 2 — ważniejsze miejscowości, 3 — krańcówkę wysoczyzny, 4 — rzeki i jeziora, 5 — punkty wysokościowe (w m npm)

Fig. 1. Location sketch

1 — borehole, 2 — settlements, 3 — plateau edge, 4 — rivers and ponds, 5 — geodetic marks (in m a.s.l.)

i zaburzone glacitektonicznie podobnie jak inne osady tego wieku odsłaniające się w zboczach wysoczyzny nad Zalewem Wiślany (15), w wyniku czego mogą tu być miąższości pozorne (16).

W kompleksie czwartorzędowym występują od dołu osady zlodowacenia środkowopolskiego, interglacjału eemskiego, zlodowacenia toruńskiego, interglacjału krastudzkiego i zlodowacenia wisły reprezentowane przez najwyższą glinę zwałową. W profilu w Pagórkach, w stosunku do ogólnego profilu Wzniesienia Elbląskiego, między osadami interglacjału krastudzkiego a najwyższą gliną zwałową występuje luka stratygraficzna i dlatego nie ma tu niższego poziomu gliny zwałowej zlodowacenia wisły (BIII) oraz serii międzymorenowej (formacji Łęcza) dzielącej dwie gliny tego zlodowacenia (16). Niżej przedstawiono szczegółowe wykształcenie profilu w otworze Pagórki.

Gлина zwałowa zlodowacenia środkowopolskiego

Utwory zlodowacenia środkowopolskiego spoczywają wprost na osadach trzeciorzędowych. Jest to glina o miąższości 13,0 m szara, piaszczysta, miejscami bardzo piaszczysta, z licznymi żwirami i glaznikami, twarda silnie skompresowana z obfitą domieszką materiału trzeciorzędowego w spągu, pobranego przez lodowiec z bezpośredniego podłoża. Badania petrograficzne otworu Pagórki prowadzone przez dr. B.J. Nowakę wskazują na środkowopolski wiek gliny**. Analogiczne badania wykonane dla tego samego poziomu gliny w Pęklewie przez dr. J. Morylę (16) wskazywały, że w dolnej części jest to glina południowopolska, a w górnej być może środkowopolska. Wyniki te sugerują, że nastąpiło tu prawdopodobnie nałożenie się różnowiekowych glin na siebie. W Pagórkach glina południowopolska mogła zostać całkowicie zniszczona przez egzarację lądolodu środkowopolskiego.

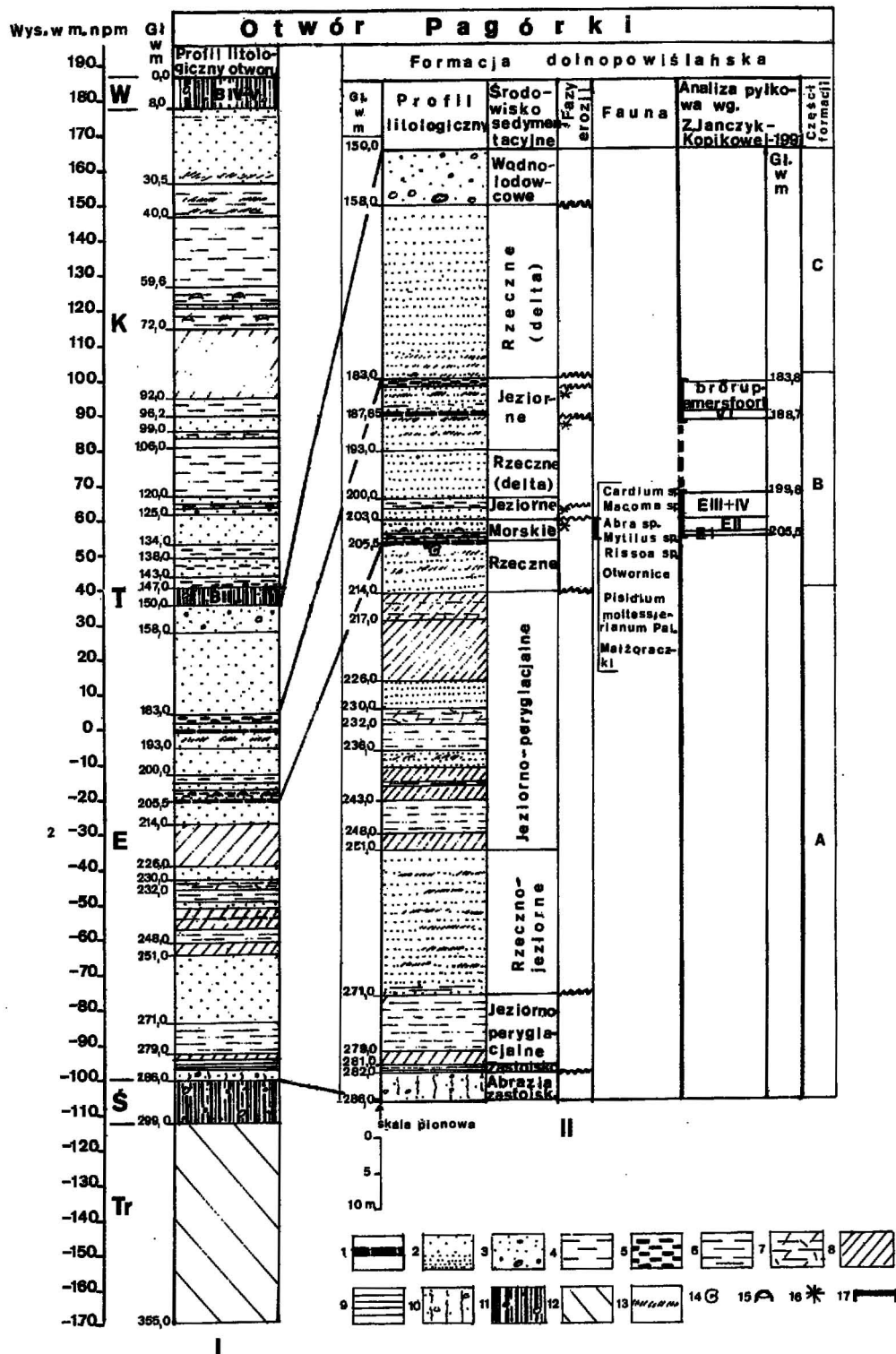
Formacja dolnopowisłańska interglacjału eemskiego

Ponad gliną zwałową leży dobrze wykształcona seria międzymorenowa z interglacjału eemskiego *sensu lato* tzn. powstała w okresie od wycofania się jednego lądolodu do wkroczenia następnego, znana wcześniej na Wzniesieniu Elbląskim z Pęklewa oraz z kilku innych profili (lecz nie w tak pełnym wykształceniu), a przede wszystkim z doliny dolnej Wisły, skąd została określona jako formacja dolnopowisłańska (12, 13). Jej miąższość w Pagórkach wynosi 136 m. Jest to miąższość zbliżona do pierwotnej, gdyż seria ta nie jest w tym miejscu zaburzona glacitektonicznie (16).

Przy wcześniejszej analizie tej serii w Pęklewie wyróżniono w niej trzy części: dolną (A), środkową (B) i górną (C) (13, 16). Podobny podział można też zastosować w Pagórkach (ryc. 2—II).

Część dolną (A) stanowią osady piaszczysto-ileste występujące na głęb. 214,0—286,0 m. Zawierają one ility czerwone, osady charakterystyczne dla tego regionu opisane we wcześniejszych pracach autorki, jako osady peryglacialnych zbiorników jeziornych utworzonych w strefie basenu bałtyckiego bezpośrednio po deglacjacji obszaru (13, 15). W Pagórkach ility czerwone są przewarstwione iltami szarymi, oraz piaskami drobnoziarnistymi, które w najniższej warstwie osiągają 20 m miąższości. W warstwie tej piaski zawierają liczne, cienkie smugi detrytusów roślin, co może oznaczać obecność pokrywy

** Informacja ustna.



Ryc. 2. Profil otworu w Pagórkach (I) ze szczegółowym opisem formacji dolnopowisłańskiej (II)

1 – torfy, 2 – piaski, 3 – piaski ze żwirami i głazikami, 4 – mułki, 5 – mułki torfiaste, 6 – ility, 7 – ility zbrekcjonowane, 8 – ility czerwone, 9 – ility warwowe, 10 – piaski gliniaste ze żwirkami, 11 – gliny zwalowe, 12 – osady trzeciorzędowe, 13 – detrytus roślin, 14 – mięczaki słodkowodne, 15 – mięczaki morskie, 16 – fazy erozji stwierdzone przy analizie pyłkowej, 17 – odcinki profilu dokumentowane badaniami pyłkowymi i faunistycznymi; EI–EIV, VI – okresy pyłkowe, BII, BIV–V – poziomy glin zwalowych, Tr – trzeciorzęd, S – zlodowacenie środkowopolskie, E – interglacjał eemski (*sensu lato*), T – zlodowacenie toruńskie, K – interglacjał krastudzki, W – zlodowacenie wisła

Fig. 2. Borehole section from Pagórki (I) with detailed description of the Lower Vistula formation (II)

1 – peats, 2 – sands, 3 – sands with gravels and boulders, 4 – silts, 5 – peaty silts, 6 – clays, 7 – brecciated clays, 8 – red clays, 9 – varved clays, 10 – clayey sands with chad, 11 – till, 12 – Tertiary deposits, 13 – plant debris, 14 – freshwater molluscs, 15 – marine molluscs, 16 – erosive phases noted in pollen analysis, 17 – section fragments documented by pollen and faunistic analyses; EI–EIV, VI – pollen periods, BII, BIV–V – tills, Tr – Tertiary, S – Middle Polish Glaciation, E – Eemian Interglacial (*sensu lato*), T – Toruń Glaciation, K – Krastudy Interglacial, W – Wisła Glaciation

roślinnej w otoczeniu lub w płytszych strefach zbiornika jeziornego oraz cieplejsze wahnięcia przy ogólnych surowych warunkach klimatycznych jakie panowały w czasie sedymentacji tych osadów. Iły czerwone są twarde, zbite i ściśnięte, miejscami zdruzgotane i zlustrowane.

W górnych warstwach ilów pojawia się niekiedy obfity detrytus roślin świadczący ponownie o rozwoju pokrywy roślinnej na lądzie lub w zbiorniku jeziornym. Zaburzenia w strukturze warstw ilastych są spowodowane zapewne różnymi procesami. Jednym z nich mogło być okresowe wysychanie zbiornika lub jego części, w wyniku czego powstały spękania i zaburzenia struktur sedymentacyjnych, tak jak to opisano wcześniej (13), ale zaburzenia mogły też występować na skutek nacisku warstw nadległych, w tym również ciśnienia wody w czasie późniejszych transgresji morskich.

Część środkową (B) stanowią osady piaszczyste, przewarstwione mułkami oraz warstewki torfów i mułków torfiastych występujące na głęb. 183,0–214,0 m. Są to osady interglacjalne *sensu stricto*. Zaczynają się piaskiem drobnoziarnistym, równoziarnistym, jasnoszarym zawierającym w stropie cienkie przewarstwienia detrytusu roślin. Jest to osad rzeczny, analogiczny do szeroko rozciągających się na Dolnym Powiślu osadów lądowych II serii dolinnej (EII) podścielającej poziom morski ognia tychnowskiego (12). W spągu tych osadów występuje często dolna warstwa morska odpowiadająca ogniwu sztumskiemu, której w opisywanym profilu brak, lecz stwierdzono jej prawdopodobne występowanie w sąsiednim profilu w Pękiewie, gdzie tworzą ją ily z otwornicami (13, 16). W górnej części II serii dolinnej w Pagórkach, podobnie jak w wielu innych profilach eemskich Dolnego Powiśla, występują osady organiczne, które tworzy tu warstwa torfu o miąższości 10 cm (głęb. 205,4–205,5 m). Torf jest kruchy, łupkowany, przewarstwiony piaskiem drobnoziarnistym. Powstał on w starorzeczu lub w innym płytkim zagłębieniu na tarasie rzeczonym lub na powierzchni delty.

Ponad torfem występują warstwy morskie, które znajdują się na głęb. 205,4–203,0 m. Zaczynają się cienką warstewką piasku drobnoziarnistego, jasnoszarego (głęb. 205,3–205,4 m), który zawiera okruchy skorupki mięczaków oraz dość liczne kawałki drewna. Wyżej występuje 30 centymetrowa warstwa mułu szarego z odcieniem zielonkawym (głęb. 205,0–205,3 m), z dość licznymi skorupkami mięczaków morskich. Skorupki są bardzo delikatne i kruche, często zmiażdżone. Ponad mułkiem leży ponownie warstewka piasku drobnoziarnistego i pylastego, miejscami mułkowego (głęb. 203,0–205,0 m).

Miąższość warstw morskich jest niewielka około 2,4 m. Zaczynają się warstewką piasków transgresywnych przechodzącą w mułki powstałe w pełnym zalewie morskim, a wyżej kończą się piaskami recesywnymi. W dolnej warstwie piasków, w mułkach oraz w dolnej części górnej warstwy piasków występuje fauna mięczaków morskich, wśród których autorka wyróżniła: *Cardium* sp., *Macoma* sp., *Abra* sp., *Mytilus* sp., *Rissoa* sp. oraz bardzo liczne otwornice i małżoraczki. Mimo niekompletnego jeszcze opracowania fauny mięczaków, warstwy te można korelować z osadami morza tychnowskiego znad dolnej Wisły, zwłaszcza w powiązaniu z najbliższym profilem w Pękiewie, gdzie znaleziono dwa eemskie gatunki mięczaków *Corbula gibba* Olivii i *Cardium paucicostatum* Sowerby (13, 16). Fauna kończy się w piaskach, na głęb. około 204,5 m a wyżej, do głębokości 203,0 m występuje mika oraz glaukonit i minerały ciemne,

które dają piaskom ciemnoszarzielonkawe zabarwienie charakterystyczne dla osadów morskich. Powyżej głębokości 203,0 m do około 200,0 m zaczyna się wysładzanie i zanik morskiego zbiornika, który przekształca się w jezioro lądowe. Jezioro było zapewne płytkie, okresowo zasypywane osadami deltowymi, drobnopiaszczystymi, częściowo zarastające roślinnością. Powyżej osadów jeziornych występuje kilkumetrowa warstwa piasków drobnoziarnistych, przewarstwionych cienkimi mułkami, stanowiących osad delty rzecznej. Od głęb. 193,0 m w piaskach pojawiają się smugi substancji organicznej, która na głęb. 187,45–187,85 m przekształca się w wyraźną warstwę torfu. Ponad torfem ponownie pojawia się piasek drobnoziarnisty kończący się w stropie metrowa warstwą mułu torfiastego (głęb. 184,0–183,0 m). Osady te kończą sedymentację jeziorną oraz środkową część formacji dolnopowiaśląskiej.

Opisane tu warstwy, mimo różnic miąższościowych odpowiadają warstwowi z profilu Nowiny nad dolną Wisłą (13). Podobnie jak w profilu Nowiny są tu osady lądowe środkowej serii dolinnej (EII), kończące się warstwą organiczną, na którą są nałożone osady morza tychnowskiego, utworzone w pełnym cyklu sedymentacji morskiej od transgresji do recesji morza. Później pojawiają się osady wysładzającego się zbiornika, przekształcającego się następnie w płytkie jezioro lądowe zasypiane następnie przez osady delty rzecznej. Na podstawie dotychczasowych badań można sądzić, że przemiany te dokonywały się na całym Dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim w tych samych warunkach klimatycznych. Wyniki analizy pyłkowej z Pagórków można odnosić do całej serii eemskiej rozprzestrzenionej szeroko na tych obszarach. Badania pyłkowe w Pagórkach objęły środkową (B) część formacji dolnopowiaśląskiej z głęb. 183,8–205,5 m. Powiązanie tych badań z profilem i ich znaczenie będzie omówione w dalszej części tekstu.

Część górną (C) opisywanej formacji tworzy 30 metrowa seria piasków drobnoziarnistych, żółtych przechodzących w stropie w piaski gliniaste lub mułkowate, szarzielonkawe z pojedynczymi żwirami o średnicy 2,0–5,0 cm oraz pojedynczym głazikiem o średnicy 15 cm. Są to zapewne, podobnie jak w innych profilach eemskich, osady delt rzecznych, zasypujących zagłębienia po morzach i jeziorach (12), które w Pagórkach przechodzą w stropie w osady wodnolodowcowe.

Ponad osadami eemskiej formacji dolnopowiaśląskiej znajduje się w profilu Pagórki duży, 150 metrowej miąższości kompleks poeemski, złożony w dwu poziomów glin zwałowych, zlodowaceń toruńskiego i wistły, rozdzielonych formacją międzymorenową Kadyn, powstała w okresie interglacjalu krastudzkiego (ryc. 2–I), (16).

Glina zwałowa zlodowacenia toruńskiego (BII)

Glina zwałowa tworzy cienki pokład o miąższości zaledwie 3,0 m, lecz jest to wyraźny osad glacialny. Jest to glina szarobrazowa, zwięzła, twarda, zawierająca przewarstwienia ilów czerwonych oraz pojedyncze żwiry i głaziki. Powstała ona w czasie pierwszego, większego poeemskiego nasunięcia się lądolodu, który objął Dolne Powiśle wraz ze Wzniesieniem Elbląskim, poprzedzonego wcześniejszym nasunięciem fazowym, docierając w swym maksymalnym zasięgu do okolic Torunia. Okres ten nazwano zlodowaceniem toruńskim (13).

Formacja Kadyn interglacjalu krastudzkiego

Osady międzymorenowe leżące ponad toruńską gliną zwałową tworzą wielką serię o miąższości 139,0 m. Jest to

miąższość większa od miąższości leżącej niżej serii interglacjału eemskiego. Ta wielka miąższość osadów, może tu wynikać częściowo z ich glacictonicznego spiętrzenia, ale niezależnie od tego, wykształcenie serii wskazuje na to, że również pierwotnie była ona bardzo duża. Seria ta powstała w wyniku podobnych procesów, jak seria eemska tzn. w różnych okresach klimatycznych i w różnych środowiskach sedymentacyjnych, zarówno lądowych jak też i morskich. Odślania się ona częściowo na powierzchni terenu w kopalniach zakładów ceramicznych nad Zalewem Wiślany, m.in. w Kadynach i stąd została nazwana — formacją Kadyn (13). W profilu Pagórków (ryc. 2—I) w dolnej części tej serii na głęb. 92,0—147,0 m występują mułki, kilkakrotnie przewarstwione piaskami drobnoziarnistymi z warstewkami substancji organicznej w stropie, powstałe zapewne w lokalnym zbiorniku jeziornym. Wyżej znajdują się ility czerwone (głęb. 72,0—92,0 m), analogiczne do iłów czerwonych występujących w dolnej części eemskiej formacji dolnopowiańskiej i powstałe w analogicznych warunkach sedymentacyjnych. Nad iłami czerwonymi spoczywają grube warstwy iłów szarych, warstwowanych równolegle, poziomo z rozartymi skorupkami mięczaków morskich, wśród których dominuje *Portlandia arctica* Gray. Mięczakom towarzyszą liczne otwornice i małżoraczki.

Litologia osadów oraz występująca w nich fauna pozwala określić je jako ility elbląskie (yoldiowe). Korelują się one bardzo wyraźnie z iłami elbląskimi odślaniającymi się w kopalniach nad Zalewem Wiślany. Osady te były wcześniej zaliczane do interglacjału eemskiego. Badania wykazały jednak, że powstały one później, w interglacjale młodszym od eemu, który autorka określa jako interglacjał krastudzki (13, 16). Profil w Pagórkach w pełni potwierdza tę nową sytuację stratygraficzną iłów elbląskich (16). Ponad iłami z fauną w Pagórkach, podobnie jak w innych miejscach, np. w Kadynach, występują mułki ilaste, szare, warstwowane poziomo, z domieszką substancji organicznej (głęb. 30,5—59,6 m) stanowiące, tak jak w innych dotąd przez autorkę badanych stanowiskach (Nadbrzeże, Suchacz, Kadyny), osad wysłodzonego zbiornika jeziornego, przekształconego z zatoki morskiej. Wyżej (głęb. 8,0—30,5 m) leżą już piaski deltowe, kończące formację Kadyn w opisanym profilu. Nie jest ona tu kompletna, gdyż w innych miejscach Wzniesienia Elbląskiego, można obserwować jej wyższe części z występującymi w nich poziomami osadów morskich młodszych od iłów elbląskich (13, 15). W Pagórkach istnieje duża luka stratygraficzna obejmująca nie tylko część formacji Kadyn, ale także niższą glinę zwałową zlodowacenia wisły (BIII) oraz górną serię międzymorenową nazwaną w tym rejonie formacją Łęcza (13, 16).

Gлина зва́лова злодо́вачення ві́слі

Gлина зва́лова przykrywająca w Pagórkach osady formacji Kadyn, jest wyższą z dwu glin tego zlodowacenia występujących na Dolnym Powiślu (poziom BIV, BV). Powstała ona w czasie recesji ostatniego lądolodu, w stadiale leszczyńsko-poznańsko-pomorskim.

ZNACZENIE WYNIKÓW BADAŃ PYŁKOWYCH PROFILU PAGÓRKI DLA STRATYGRAFII MŁODSZEGO PLEJSTOCENU POLSKI

Jak wspomiano wcześniej młodoplejstocenijskie osady Dolnego Powiśla tworzą prawdopodobnie najkompletniejszy profil tego wieku na obszarze Polski. Występują tu dobrze rozwinięte i szeroko rozprzestrzenione

osady eemskie — lądowe i morskie, na których spoczywa kompleks glacialny zawierający kilka poziomów glin zwałowych, rozdzielonych seriami międzymorenowymi, z których jedna ma cechy serii interglacjałnej (formacja Gniewu i Kadyn). Wśród tych serii, podobnie jak w serii eemskiej oprócz osadów lądowych występują również osady morskie. Ogólny profil litostratygraficzny tego obszaru nadaje się do porównań z innymi obszarami Polski, a po uwzględnieniu wyników badań pyłkowych może pełnić rolę profilu stratotypowego.

Analizę pyłkową w Pagórkach dr Z. Janczyk-Kopikowa wykonała dla osadów środkowej części (B) formacji dolnopowiańskiej (4). Jak wynika z diagramu, eemski wiek osadów nie wzbudza tu żadnych wątpliwości. Diagram wykazuje według Z. Janczyk-Kopikowej wszystkie 4 okresy eemskiej sukcesji pyłkowej, a następnie ujawnia palinostratygraficzną, górną granicę interglacjału eemskiego, po której następuje ochłodzenie związane z wczesnym vistulianem (a w przypadku Pagórków byłoby to wczesne zlodowacenie toruńskie), oraz ocieplenie korelowane z interstadialem amersfoort—brörup. W części eemskiej dokumentuje on transgresję i recesję morza tychnowskiego oraz przekształcanie się resztek tego morza w zbiorniki słodkowodne (ryc. 2—II). W czasie ochłodzenia następuje sedymentacja osadów piaszczystych a ocieplenie amersfoort—brörup zaznacza się osadami organicznymi. Diagram ten jest obecnie najpełniejszym diagramem dla osadów interglacjału eemskiego Dolnego Powiśla i jednym z najpełniejszych (obok Kaliskiej i Nidzicy, 17) w strefie glacialnej zlodowaceń poeemskich w Polsce. Najważniejsze znaczenie dla naszych rozważań mają osady jeziorne objęte górną częścią diagramu, ujawniające duże ochłodzenie, a następnie pierwsze poptymalne ocieplenie klimatyczne.

Próby wyróżnienia ocieplenia poptymalnego w osadach formacji dolnopowiańskiej były podejmowane wcześniej, lecz dotąd nie udokumentowane dobrze palinologicznie. Pierwszą wzmiankę na ten temat podał K. Tobolski przy omawianiu wyników analizy pyłkowej w Mniszku, gdzie w górnej części profilu uzyskał na podstawie jednej próbki florę wskazującą na ocieplenie poptymalne (1). Podobny wniosek, wynikał też z prowadzonej przez autorkę dokładnej analizy wielu profili osadów zarówno strefy lądowej (II seria dolina), jak też i morskiej (ponad osadami poziomem tychnowskiego), które wykazywały wyraźną dwudzielność osadów organicznych rozdzielonych mniejszą lub większą warstwą piasku, co najlepiej było widoczne w Mniszku (7, 10) oraz w Białkach i Dzierzgoniu (12).

Dwudzielność zaznaczała się też wyraźnie w profilach uzyskanych w późniejszym okresie jak Nowiny czy Krastudy (13, 14). Fakt ten autorka interpretowała jako wpływ wahań klimatycznych na sedymentację osadów, co zostało przedstawione na krzywej zmian klimatycznych w pracy o interglacjale eemskim, gdzie wyróżniono ocieplenie poptymalne (12). Dotychczasowe ekspertyzy i analizy pyłkowe, wykonane dla wielu profili, bądź nie obejmowały górnej części osadów organicznych, bądź nie ujawniały tego ocieplenia, stąd też nie miało ono dobrej dokumentacji palinologicznej. Brakowało zwłaszcza górnej granicy interglacjału eemskiego określonej palinologicznie. Obecnie dzięki wynikom analizy pyłkowej z profilu osadów w Pagórkach zarówno ocieplenie poptymalne, jak też i granica interglacjału zostały w pełni udokumentowane. Jest prawdopodobne, że pierwotnie zarówno w Pagórkach, jak też i w innych miejscach Dolnego Powiśla, środkowa część formacji dolnopowiańskiej miała więk-

szą miąższość. Mogły się w niej zaznaczać dalsze zmiany klimatyczne jak np. ocieplenie korelowane w innych profilach eemskich na obszarze Polski z ociepleniem odderade (17). Jednakże środkowa część formacji była niszczone w etapie erozji poprzedzającej sedymentację osadów górnej części formacji (C). W wyniku tych procesów ślady innych zmian klimatycznych mogły zostać usunięte.

Jeśli chodzi o granice interglacjału eemskiego określone w Pagórkach na podstawie florystycznej, to należy powiedzieć, że będą one tu miały głównie znaczenie teoretyczne. Natomiast praktycznie będą znacznie trudniejsze do zastosowania, gdyż z punktu widzenia geologicznego przebiegają one nie tylko w środkowej części profilu osadów utworzonych w okresie międzyglacialnym, tzn. gdy obszar był całkowicie wolny od pokrywy lodowej, ale nawet górna z nich znajduje się w środku serii osadów organicznych. Znaczna część profilu na omawianym obszarze, a większość na innych obszarach strefy glacialnej, nie ma tych osadów lub też zawiera osady organiczne inaczej wykształcone, stąd też nie będzie praktycznych możliwości wydzielenia osadów interglacialnych z florystycznego punktu widzenia. Dla celów praktycznych należałoby określać granice interglacjału na podstawie wykształcenia profilu geologicznego.

Wyniki analizy pyłkowej w Pagórkach uwidaczniają jak przy wielkiej sedymentacji międzyglacialnej niewiele miejsca zajmują w formacji dolnopowiaśląskiej osady ściśle interglacialne. Jeśli brać pod uwagę tylko osady, w których zaznaczyły się 4 okresy pyłkowe sukcesji eemskiej to zajmują one zaledwie 4,4% miąższości całej formacji. Jeśli natomiast dołączyć do tego osady powstałe w czasie następnych dwu okresów klimatycznych, to łącznie z eemskimi zajmują one 16,4% miąższości tej formacji. Jest to znikoma część osadów, jakie powstały w okresie od ustąpienia lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego po transgresję zlodowacenia toruńskiego.

W tym czasie zachodziło tu wiele znaczących zjawisk. Rozwijają się i zanikały jeziora zastoiskowe, jeziora peryglacialne z łożami czerwonymi i szarymi, działała wieloetapowa erozja i sedymentacja rzeczna i deltowa, miały miejsce transgresje morskie, następowało całkowite zarastanie roślinnością zbiorników wodnych. Część z tych procesów była niewątpliwie związana ze zlodowaczeniami, większość jednak odbywała się w warunkach, gdy obszar był całkowicie wolny od lodu. Uwzględniając te fakty należałoby dla celów praktycznych poszerzyć granice interglacjału eemskiego poza granice wyznaczone badaniami florystycznymi.

Bazując na profilach z Dolnego Powiśla dolną granicę należałoby umieszczać poniżej osadów najniższej serii dolinnej (EI) oraz osadów morza sztumskiego, górną natomiast przeprowadzić między rzecznyymi i zastoiskowymi osadami III serii dolinnej w strefie sedymentacji lądowej oraz między osadami deltowymi i wodnolodowcowymi w strefach sedymentacji morskiej. W Pagórkach granica ta znajdowałaby się na głęb. 158,0 m. W ten sposób pierwsze ocieplenie pooptimalne paralelizowane z amersfoortem i brörupem, a prawdopodobnie i dalsze ocieplenia (17), znajdowałyby się w całości w obrębie interglacjału eemskiego, a ochłodzenia związane z vistulianem byłyby ochłodzeniami interglacialnymi. Taką koncepcję przedstawiał już w swych pracach S.Z. Różycki wydzielając ponad optimum interglacjału eemskiego ocieplenia (kalidostadiały) Drny i Drzasny rozdzielone kolejnymi ochłodzeniami (frygidostadiałami, 22). Autorka przy analizie osadów eemskich nad dolną Wisłą, ocieplenia zaznaczone w osadach organicznych, z otworu w Mniszku

i w innych profilach eemskich tego obszaru, wiązała z ociepleniem Drny, wyróżnionym przez S.Z. Różyckiego w sensie ocieplenia interglacialnego, oddzielonego od optimum wyraźnym ochłodzeniem pooptimalnym (12). Obecnie, po uzyskaniu wyników badań pyłkowych w Pagórkach można byłoby wrócić do tej interpretacji.

Na Dolnym Powiślu oraz na Wzniesieniu Elbląskim ponad udokumentowanymi palinologicznie osadami eemskimi z włączonym do nich ociepleniem amersfoort-brörup, występuje duży kompleks glacialny i interglacialny zawierający w swym składzie pięć poziomów glin zwałowych — trzy główne obejmujące swym zasięgiem cały ten obszar (BII, BIII, BIV) oraz dwa o zasięgu lokalnym występujące fragmentami w północnej części obszaru (BI, BV). Między glinami znajduje się kilka, w różnym stopniu rozwiniętych litologicznie i miąższościowo formacji morenowych, w tym dwie główne — dolna gniewska i Kadyn oraz górna grudziądzka i Łęcza.

Formacja dolna z powodu występujących w niej osadów morskich ma cechy formacji interglacialnej (13). Tak bogate wykształcenie poeemskich osadów plejstoceńskich nie jest znane z innych obszarów Polski. W stosunku do pełnego profilu młodszego plejstocenu Dolnego Powiśla i Wzniesienia Elbląskiego (13) na pozostałym obszarze kraju występują przeważnie większe lub mniejsze luki stratygraficzne, których obecność winna być uwzględniana we wszystkich interpretacjach stratygraficznych. W strefie glacialnej nie stwierdzono dotąd odpowiedników zlodowacenia toruńskiego i interglacjału krastudzkiego, natomiast w strefie ekstraglacialnej przeważnie nie stwierdza się osadów od schyłku interglacjału eemskiego po interstadiał grudziądzki (Łęcza), z wyjątkiem osadów lessowych, które wymagałyby obecnie odpowiedniej korelacji z Dolnym Powiślem. Luki stratygraficzne w strefie ekstraglacialnej są spowodowane z jednej strony rzeczywistym brakiem osadów z okresu między interglacjałem eemskim a interstadiałem grudziądzkim, z drugiej zaś tym, że nie uwzględniono możliwości takiej interpretacji wiekowej. Podobne luki występują też w młodszym plejstocenie duńsko-holenderskim, do którego są porównywane polskie podziały stratygraficzne.

Na zakończenie, należy w świetle powyższych uwag, ustosunkować się do tzw. stadiału kaszubskiego, szeroko od wielu lat propagowanego w Polsce i za granicą przez J.E. Mojskiego (18—20), jako stadiału glacialnego rozdzielającego interglacjał eemski od interstadiału brörup. Stadiał ten jest umieszczany poniżej interstadiału konińskiego, wydzielonego na podstawie stanowisk, głównie strefy ekstraglacialnej, korelowanych w różnym czasie z brörupem (Konin—Marantów, Podgłębokie i inne). Stadiał kaszubski jest ściśle kontynuacją tzw. stadiału szczecińskiego, wprowadzonego do naszej literatury przez E. Rühlega (23), a wydzielonego na podstawie domniemanych osadów glacialnych z okolic Szczecina, których bądź w ogóle nie było (22), bądź ewentualnie były to osady obecnie odnoszone do zlodowacenia środkowopolskiego lub południowopolskiego (19). Również na Dolnym Powiślu stadiał szczeciński nie miał żadnego odpowiednika w określonym poziomie glacialnym, gdyż według ówczesnych poglądów, osady eemskie były umieszczane w obecnej formacji Gniewu i Kadyn, a ponad nimi występowały tylko dwa poziomy glin zwałowych, zaliczane do zlodowacenia bałtyckiego (2), bądź do dwu zlodowaceń młodszych od eemu (3, 5), które obecnie są określane przez autorkę jako gliny zwałowe poziomów BIII i BIV ze zlodowacenia wisły.

Nowy, trzeci poziom glacialny można było wydzielić

w plejstocenie poeemskim Dolnego Powiśla, dopiero po ustaleniu przez autorkę właściwego położenia osadów eemskich. Według nowych badań osady eemskie mają inne położenie hipsometryczne i stratygraficzne niż to przyjmowano w literaturze wcześniejszej (12). Znajdują się poniżej gliny zwałowej, która była przed tym określana jako glina złodowacenia środkowopolskiego. Po ustaleniu właściwej pozycji osadów eemskich, glina ta stała się nowym poeemskim poziomem glacialnym. Została ona pierwotnie oznaczona przez autorkę symbolem BII (9), a następnie określona jako glina poziomu toruńskiego (11). W obecnej interpretacji jest to glina złodowacenia toruńskiego (13). Zagadnienia te były w toku badań omawiane w referatach i artykułach autorki (6, 7, 9, 11), a nową interpretację położenia osadów eemskich i nadległych glin zwałowych, przedstawiono na arkuszu Grudziądz Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 (8).

Do złodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) zostały, później przez nawiązanie do arkusza Grudziądz, zaliczone też trzy poziomy glin zwałowych, które zaznaczono na sąsiednim arkuszu Gdańsk tej mapy (21). Najniższy z tych poziomów J.E. Mojski (18) zinterpretował jako glinę stadiała kaszubskiego, odpowiadającego ściśle domniemanemu stadiałowi szczecińskiemu, rozdzielającemu interglacjał eemski od interstadiału korelowanego z brörupem. J.E. Mojski włącza do tego stadiała, również wcześniej przez autorkę wyróżnioną, glinę zwałową poziomu toruńskiego z Dolnego Powiśla. Należy jednak podkreślić, że na Dolnym Powiślu nie było żadnych podstaw aby nad tym, ani nad żadnym innym poeemskim poziomem glacialnym umieszczać osady interstadiału brörup. Również korelacja gliny zwałowej kaszubskiej z gliną toruńską (BII) Dolnego Powiśla nie jest odpowiednio udokumentowana. Zachodnia granica gliny toruńskiej prześlizgnęła się na Dolnym Powiślu na odcinku od Bydgoszczy po Tczew, przebiega równoległe do doliny Wisły w bardzo bliskiej od niej odległości, co nasuwa wątpliwość czy rzeczywiście glina ta kontynuuje się aż do obszaru Kaszub. Korelacja obydwu poziomów glin będzie możliwa po ustaleniu odpowiednimi badaniami, że glina kaszubska jest młodsza od eemu, tzn. że podobnie jak glina toruńska leży ponad udokumentowanymi osadami interglacjału eemskiego. Obecnie poniżej gliny kaszubskiej stanowisk takich brak, zarówno w regionie gdańskim jak też i na Kaszubach. Niezależnie jednak od tego, stadiał kaszubski jako stadiał glacialny (z gliną zwałową) umieszczany między interglacjałem eemskim a interstadiałem brörup nie ma (i nie miał) na naszym obszarze żadnego uzasadnienia.

L I T E R A T U R A

1. D r o z d o w s k i E., T o b o l s k i K. — Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A, 1972 t. 25 s. 75—89.
2. G a l o n R. — Bad. Geogr., 1934 t. 12—13 s. 1—112.
3. H a l i c k i B. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 1951 z. 3 s. 313—318.
4. J a n c z y k - K o p i k o w a Z. — Prz. Geol., 1991 nr 5 s. 269.
5. K o t a ń s k i Z. — Biul. Inst. Geol., 1956 nr 100 s. 291—354.
6. M a k o w s k a A. — Kwart. Geol., 1969 z. 4 s. 919—920.
7. M a k o w s k a A. — Ibidem, 1970 z. 3 s. 567—571.
8. M a k o w s k a A. — Mapa Geol. Polski w skali 1:200 000 ark. Grudziądz, 1972; objaśnienia do mapy, 1973.

9. M a k o w s k a A. — Kwart. Geol., 1973 z. 1 s. 152—166.
10. M a k o w s k a A. — Wiss. Ztsch. d. Univ. Greifswald Math.-Natur., 1975 vol. 24 z. 3—4 s. 135—141.
11. M a k o w s k a A. — Kwart. Geol., 1977 z. 1 s. 105—118.
12. M a k o w s k a A. — Stud. Geol. Pol., 1979 nr 63 s. 1—90.
13. M a k o w s k a A. — Pr. Inst. Geol., 1986 nr 120 s. 1—71.
14. M a k o w s k a A. — Kwart. Geol., 1986 z. 3—4 s. 609—628.
15. M a k o w s k a A. — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Elbląg Północ, 1987; objaśnienia do mapy, 1986 (w druku).
16. M a k o w s k a A., R a b e k W. — Kwart. Geol., 1990 z. 2 s. 305—324.
17. M a m a k o w a K. — Acta Paleobot., 1989 vol. 29 nr 1 s. 1—176.
18. M o j s k i J.E. — Acta Univ. Nicolai Copernici, 1979 nr 46 s. 61—82.
19. M o j s k i J.E. — [W:] Geol. of Poland vol. I part 31. Wyd. Geol., 1985 s. 1—244.
20. M o j s k i J.E. — Proceedings of the INQUA-Subcommission on European Quaternary Type Sections. Imagination or Reality? Rotterdam, 1985, offprint, 1989 s. 137—147.
21. M o j s k i J.E., S y l w e s t r z a k J. — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000 ark. Gdańsk, 1976. Objąsnienia do mapy, 1979.
22. R ó z y c k i S.Z. — Plejstocen Polski Środkowej. PWN, 1972.
23. R ü h l e E. — [W:] Zarys Geologii Polski. Wyd. Geol., 1965.

S U M M A R Y

The borehole Pagórki was done in 1987 in the Elbląg Elevation (Fig. 1). General position of the borehole was described previously (16) in connection to the earlier studies in this area and in the Lower Vistula Region. Final results of a pollen analysis of the Eemian part of the section (4) support a more reliable stratigraphic interpretation of the sediments and make it a more significant within the extents of the post-Eemian glaciations in Poland. This section is also interesting as it contains two beds of marine sediments, separated by a till and other terrestrial deposits. The upper bed is composed of the Elbląg Clays, defined by the authoress as younger from the Eemian Interglacial (12, 17). The borehole was 355 m deep and went through the Quaternary complex (thickness of 299 m), entering the Tertiary (Palaeocene) substrate (Fig. 1—I).

The Quaternary complex is composed mainly of deposits of the Late Pleistocene age: Eemian and post-Eemian ones, that are 285 m thick. They are underlain by a thin till of the Middle Polish Glaciation. The upper part of the section is partly glaciectonically deformed. The Late Pleistocene complex starts at the bottom with sediments of the Eemian Interglacial (*sensu lato*) and the post-Eemian ones, with two tills of two: Toruń (BII) and Wisła (BIV—V) glaciations, separated by a thick intertill (Kadyny) formation of the Krastudy Interglacial age. The latter contains marine Elbląg Clays with cool remains of molluscs and foraminifers (Fig. 2—I), and in other sites of the Lower Vistula Region also with warmer fauna (13). Eemian sediments *sensu lato* form a thick

Lower Vistula formation (Fig. 2—II) of a considerable thickness, deposited during the interval between the two glaciations. The middle part of the formation (B) is strictly of interglacial character which, beside others contains also marine sediments. The latter are connected with the Tychnowy Sea, correlated with the Eemian Sea of the Netherlands, Germany and Denmark. A middle part of the formation was pollen-analyzed (4); the pollen diagram presents transgression and recession of the Tychnowy Sea and transformation of this sea into a lake reservoir. It reflects presence of the post-optimal cooling, corresponding with the first post-Eemian glaciation (The Toruń

Glaciation in the Lower Vistula Region) and the following warming correlated in Poland with the Amersfoort—Brörup (4, 17). Results of pollen studies at Pagórki are in general concordant with other previous investigations of the Lower Vistula formation in the Lower Vistula Region (1, 12, 13) and enable a distinct displacement of its upper limit outside the Brörup Interstade. They define also the age of the overlying glacial and inter-till sediments to be younger than the Brörup. In result these facts exclude presence of the so-called Kaszuby Stadial, interpreted as a glacial stade between the Eemian Interglacial and the Brörup (18—20).