

UKD 551.332.55:551.312.46:552.524:551.793(438–18 Niewodowo)

Andrzej MUSIAŁ, Katarzyna STRASZEWSKA, Maria ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO

Interglacialny zbiornik jeziorny w Niewodowie na Wysoczyźnie Kolneńskiej*

Kopalny zbiornik jeziorny Niewodowo powstał w jednej z mis wytopiskowych uformowanych w wyniku deglacjacji arealnej. Jezioro istniało tu w fitofazie *d* interglacjału eemskiego i przekształciło się w zabagnienie w fitofazach od *e* do *g*. Wypełnienie pozostałego po jeziorze zagłębienia warstwą glin spływowych wskazuje na silne ochłodzenie połączone z rozwojem procesów soliflukcyjnych (schyłek eemu lub wczesny vistulian), przykrycie zaś tych glin warstwą pyłów eolicznych – na klimat suchy, chłodny (późny glacjał). Występowanie osadów eemskich bez przykrycia utworami glaciegenicznymi przeczy przyjmowanej przez niektórych autorów koncepcji objęcia Wysoczyzny Kolneńskiej lądolodem we wczesnym vistulianie.

WSTĘP

Wysoczyzna Kolneńska stanowi zwarty obszar wysoczyzny polodowcowej rozciągającej się na przedpolu zlodowacenia Wisły. Od wschodu i zachodu otaczają ją rozległe obniżenia Kotliny Biebrzańskiej i Równiny Kurpiowskiej, a od południa odcinek doliny przełomowej Narwi.

Rzeźba południowej części Wysoczyzny Kolneńskiej jest urozmaicona, liczne są pagórki i wzgórza oraz głębokie doliny. Deniwelacje dochodzą tu do 47 m, a spadki przekraczają 11°. Największe nachylenia obserwuje się na stokach dolin, zwłaszcza w ich przewężeniach. Charakter rzeźby, budowa form oraz ich sytuacja przestrzenna wskazują na arealny typ deglacjacji obszaru podczas zaniku ostatniej na tych terenach powłoki lodowej. Powszechnie występują tu zespoły form szczeli-
nowych, kontaktu lodowego oraz rozległe obniżenia, na których w końcowym etapie degradacji lądolodu wytapiały się poszczególne jego fragmenty (A. Musiał, 1976, 1978). Urozmaicenie krajobrazu powoduje ponadto obecność niewielkich form wklęsłych tzw. „oczek”, których powstanie A. Kalniet (1952) wiąże z oddziaływaniem różnych czynników, m. in. z wytapianiem się martwych lodów po zlodowaceniu środkowopolskim. Najczęściej występują one w źródłowych odcinkach suchych dolin, na działach wodnych oraz w obrębie wspomnianych rozległych obniżeń, stanowiących obszary bezodpływowe.

Dotychczas na Wysoczyźnie Kolneńskiej nie prowadzono badań dla określenia wieku i genezy zarówno samych mis, jak i wypełniających je osadów jeziornych

* Praca wykonana w ramach tematu „Geodynamika obszaru Polski”

i bagiennych. Problem jest interesujący m. in. ze względu na to, że obszar leży na bliskim przedpolu lądolodu zlodowacenia Wisły (północnopolskiego, bałtyckiego, würmu).

Autorzy skoncentrowali swoją uwagę na jednym z niewielkich zagłębień, które rokowało nadzieję uzyskania profilu osadów organogenicznych. Leży ono w pobliżu wsi Niewodowo i Drodzowo, niedaleko północnego stoku przełomowego odcinka doliny Narwi (fig. 1) i stanowi pierwsze zbadane stanowisko osadów jeziorno-bagiennych na Wysoczyźnie Kolneńskiej (K. Straszewska, E. Stupnicka, 1980; praca w druku).

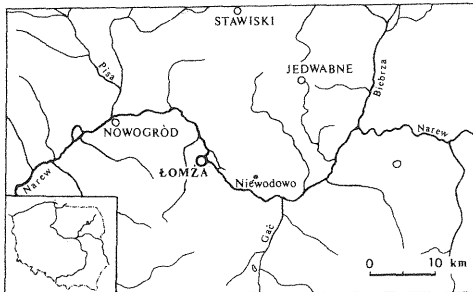


Fig. 1. Szkic sytuacyjny kopalnego zbiornika jeziornego w kolonii Niewodowo

Location sketch map of ancient lacustrine reservoir at the Niewodowo settlement

Często wypowiedane poglądy na temat wieku rzeźby Wysoczyzny Kolneńskiej znacznie się między sobą różniły. Opierały się one tylko na danych z sąsiednich obszarów Polski i dotyczyły interpretacji zasięgu lądolodów późnych stadiałów zlodowacenia środkowopolskiego (Z. Michalska, 1961; K. Straszewska, 1975*a, b*) oraz określenia zasięgu zlodowacenia Wisły. Poglądy dotyczące pierwszego z nich zostały przedstawione przez M. Bogackiego i A. Musiała (1975). Problem zlodowacenia Wisły jest bardziej złożony, choć zdania autorów co do jego przebiegu (przy potraktowaniu glaciostadiału leszczyńskiego jako maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły) różnią się nieznacznie (M. Bogacki, 1980; R. Galon, L. Roszkówna, 1967; J. Kondracki, S. Pietkiewicz, 1967; J.E. Mojski, 1968; L. Roszko, 1968; S.Z. Różycki, 1967*a, b*, 1969, 1972*a, b*; E. Wołk-Musiał, 1978*a, b*, 1980; S. Zurek, 1975). Istnieje natomiast zdanie, zgodne z którym miało miejsce zlodowacenie starsze od zlodowacenia Wisły, a młodsze od środkowopolskiego (B. Halicki, 1950) lub też, że miało miejsce nasunięcie lądolodu glaciostadiału zlodowacenia Wisły, starszego od glacyfazy leszczyńskiej (Z. Michalska, 1961; J.E. Mojski, 1965, str. 55–57, 1972; J.E. Mojski, A.J. Nowicki, 1964). Zagadnienie to na szerszym tle referował w 1966 r. J.E. Mojski, skłaniając się ku możliwości wyróżnienia osadów stadiału szczecińskiego w Polsce północno-wschodniej w rejonie moren północnobiałostockich, a nawet w rejonie Ostrowi Mazowieckiej (J.E. Mojski, 1965, str. 56). Do tego poglądu nawiązuje ostatnio J. Stasiakowa (1979), powołując się na szereg prac z zakresu stratygrafii czwartorzędu i wspominając, m. in. o występowaniu w kilku punktach cienkich glin zwałowych w rejonie Sokółki, a nawet w południowej Białostocczyźnie. Wspomniane gliny nie przykrywają nigdzie interglacialnych osadów eemskich. Co się tyczy rejonu Ostrowi Mazowieckiej, to wiek glin zalegających na powierzchni przesądza znana od dawna sytuacja stanowiska osadów jeziornych Konopek Leśnych (Z. Borówko-Dłużakowa, B. Halicki, 1957), Łomżycy (A. Bałuk, 1974, 1975; K. Straszewska, 1974) i Mystek – Rzymu (Z. Borówko-Dłużakowa, inf. ustna).

Na temat zlodowacenia Wisły J. Stasiakowa (1979) wypowiada się, opierając się na analizie palinologicznej osadów w profilu Jez. Maliszewskiego i kilku

innych w Kotlinie Biebrzy–Narwi zaczynających się od allerödu lub okresów późniejszych. Zdaniem tej autorki równoczesna obecność na obszarze Polski północno-wschodniej stanowisk osadów eemskich oraz późnoglacialnych i holocenijskich stanowi sprzeczność w argumentach paleobotanicznych na rzecz obecności lub braku śladów starszego od leszczyńskiego nasunięcia lądolodu Wisły. Należy zwrócić uwagę, że wszystkie wspomniane przez autorkę stanowiska późnoglacialne i holocenijskie są położone w Kotlinie Biebrzy–Narwi zapełnionej osadami budującymi powierzchnię uformowaną na utworach przede wszystkim piaszczystych, których dolną część H. Banaszuk (1975, 1980) odnosi do zlodowacenia środkowopolskiego, górną zaś do würmu. S. Żurek (1975, 1978) wiąże ostatnie zasypanie pradoliny Biebrzy–Narwi także z ostatnim zlodowaceniem, podobnie jak M. Bogacki (1976, 1980). W żadnym profilu, jak Grądy–Woniecko k. Wizny, Bagno–Kalinówka i Czarna Wieś koło Białegostoku, Sidra k. Sokółki, osady eemskie nie są przykryte osadami glacialnymi. Nie wydaje się więc, aby wiek utworów z profilów Jez. Maliszewskiego i innych mógł stanowić argument na rzecz objęcia obszaru Polski północno-wschodniej przez lądolód któregoś z glaciastadiów zlodowacenia Wisły.

POŁOŻENIE KOPALNEGO ZBIORNIKA JEZIORNEGO NIEWODOWO

W południowej części Wysoczyzny Kolneńskiej między Piątnicą Poduchowną a Bronowem znajduje się system dolin i obniżeń, które uchodzą do doliny Narwi. Wśród nich na północ od Niewodowa rysuje się rozległy obszar bezodpływowy (fig. 1), którego krótsza oś ma długość 350 m, dłuższa zaś, o przebiegu NW–SE, do 625 m. W jego dnie występują trzy małe podmokłe zagłębienia. W jednym z nich, wysuniętym najbardziej na południe, podczas kartowania wysoczyzny w

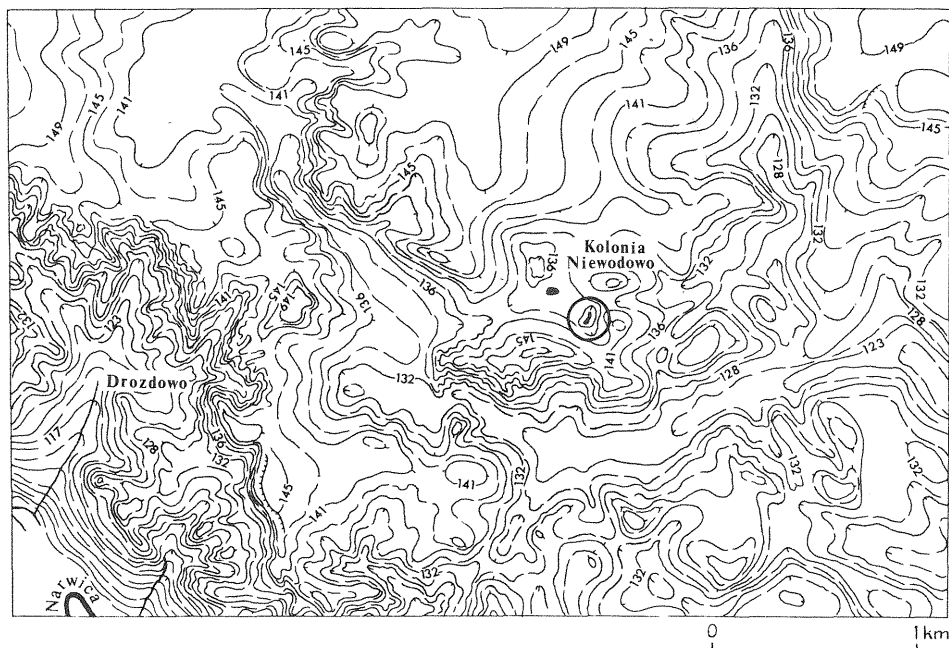


Fig. 2. Mapa poziomicowa okolic Niewodowa
Contour map of the vicinities of Niewodowo

latach 1968–1969 A. Musiał wykonał kilka sond, które posłużyły do zestawienia przekroju poprzecznego. W 1976 r. autorzy wspólnie wykonali wiercenie i pobrali świdrem okienkowym próbki do analizy palinologicznej. Zagłębienie stanowiące przedmiot opracowania jest mokradłem okresowym. W lecie 1979 r. po wyjątkowo śnieżnej zimie było ono całkowicie wypełnione wodą.

RZEŻBY I BUDOWA GEOLOGICZNA OTOCZENIA ZBIORNIKA NIEWODOWO

Obszar obejmujący szeroko rozumiany północny stok przełomu Narwi pod Łomżą oraz jego zaplecze jest znany przede wszystkim z kartowania i profilo-

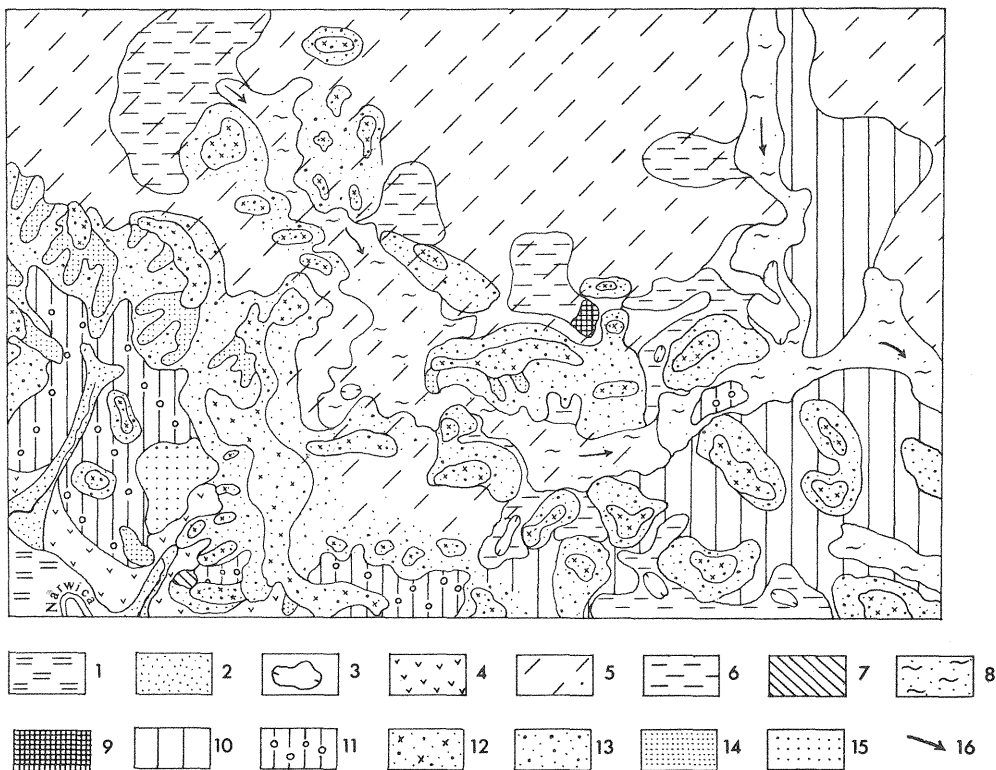


Fig. 3. Szkic litologiczny okolic Niewodowa (skala jak na fig. 1)

Lithological sketch map of the vicinities of Niewodowo (scale as in Fig. 1)

1 – torfy; 2 – piaski i namuły; 3 – namuły w zagłębieniach bezodpływowych w dnach dolin; 4 – deluwia; 5 – pyły eoliczne na wyniesionych powierzchniach wysoczyzny polodowcowej i innych formach; 6 – pokrywa eoliczna na piaskach, żwirach, mułkach oraz glinach zwałowych w dnach dolin i zagłębieniach bezodpływowych; 7 – piaski i żwiry pylaste (osady stokowe); 8 – piaski, żwiry, mułki oraz gliny zwałowe w dnach dolin; 9 – torfy i gytie kopalnego zbiornika jeziornego pod pokrywą pyłów eolicznych; 10 – gliny zwałowe, piaski i żwiry wysoczyzny polodowcowej; 11 – gliny zwałowe mis wytopiskowych; 12 – piaski, żwiry i glazy niesegregowane na kulminacjach form martwego lodu; 13 – piaski i żwiry kemów i innych form martwego lodu; 14 – piaski i żwiry glacyjfluwialne „pazurów kemowych”; 15 – piaski i żwiry zasypiania glacyjfluwialnego; 16 – kierunki odpływu wód roztopowych

1 – peats; 2 – sands and muds; 3 – muds in depressions without outlet in valley floor; 4 – deluvia; 5 – eolian silts at elevated surfaces of post-glacial uplands and other forms; 6 – eolian cover on sands, gravels, muds and tills in valley floor and depressions without outlet; 7 – sands and silty gravels (slope deposits); 8 – sands, gravels, muds and tills in valley floors; 9 – peats and gyttja of ancient lacustrine reservoir under eolian silt cover; 10 – tills, sands and gravels of post-glacial upland; 11 – tills of ablatational depressions; 12 – unsorted sands, gravels and boulders on culminations of dead-ice forms; 13 – sands and gravels of kames and other dead-ice forms; 14 – glacial sands and gravels of “kame claws”; 15 – sands and gravels of glacial infilling; 16 – directions of meltwater outflow

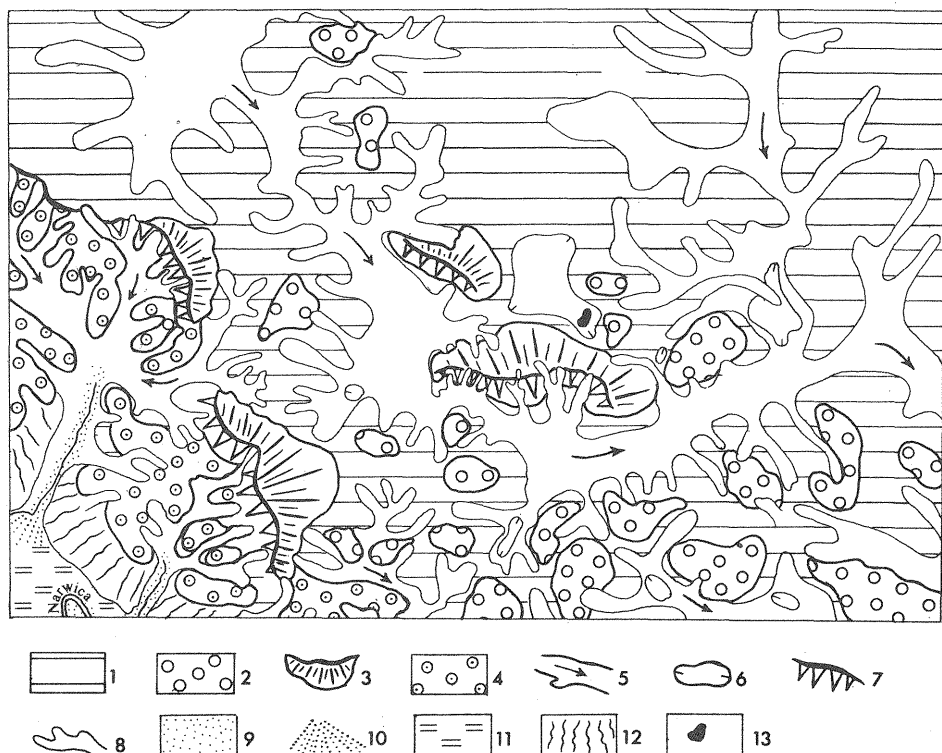


Fig. 4. Mapa geomorfologiczna okolic Niewodowa (skala jak na fig. 1)

Geomorphological map of the vicinities of Niewodowo (scale as in Fig. 1)

1 – wysoczyzna polodowcowa; 2 – pagórki, wały i wzgórza kemowe; 3 – stożki kontaktu lodowego (kemowe); 4 – „pazury kemowe”; 5 – doliny wód roztopowych; 6 – wytopiska (zagłębienia po martwym lodzie); 7 – stoki kontaktu lodowego; 8 – suche doliny; 9 – dna dolin rzecznych; 10 – stożek napływowy; 11 – równina torfowa; 12 – stoki doliny przełomowej Narwi; 13 – zbiornik jeziorny

1 – post-glacial upland; 2 – kame hills and ridges; 3 – ice contact cones (kame ones); 4 – "kame claws"; 5 – meltwater valleys; 6 – ablation depressions (after dead-ice blocks); 7 – ice contact slopes; 8 – dry valleys; 9 – river valley floors; 10 – outwash cone; 11 – peat plain; 12 – slopes of Narew River gorge; 13 – lacustrine reservoir

wania odśnieżeń (A. Bałdowska, 1977; A. Bałuk, 1973; K. Kondzior, 1974; M. Ogrodnik, 1956; M. Wyganowska-Mikołajkow, 1957; A. Żelazny, 1974). Dlatego też poznane są głównie osady leżące na powierzchni i związane ze wspomnianym wyżej procesem arealnej deglacjacji (A. Musiał, 1978). Południowo-zachodnią część obszaru stanowi misa wytopiskowa Drozdowa (fig. 3, 4). Jest ona otwarta ku dolinie Narwi, a jej kształt wskazuje, że miała większe rozmiary i że zachowała się tylko jej część północna. Część istniejąca niegdyś na obszarze obecnego przełomu Narwi została zmodyfikowana przez późniejsze procesy, które zmieniły obniżenie wypełnione martwym lodem we współczesną dolinę przełomową.

W dnie misy Drozdowa leży stwierdzona w szeregu sond glina lodowcowa, najprawdopodobniej wytopiskowa w klasyfikacji M.D. Baranieckiej (M.D. Baraniecka, Z. Sarnacka, 1971) lub wytopnieniowa w ujęciu H. Ruszczyńskiej-Szenajch (1982). W środkowej części misy występują różnej wielkości kemy otulone gliną lodowcowa i zbudowane z piasków drobnoziarnistych przykrytych niesegregowanym żwirem z piaskiem i głazami. Stoki misy wytopiskowej mają urozmaiconą rzeźbę (fig. 2). Wydłużone wąskie pagórki wznoszące się ponad

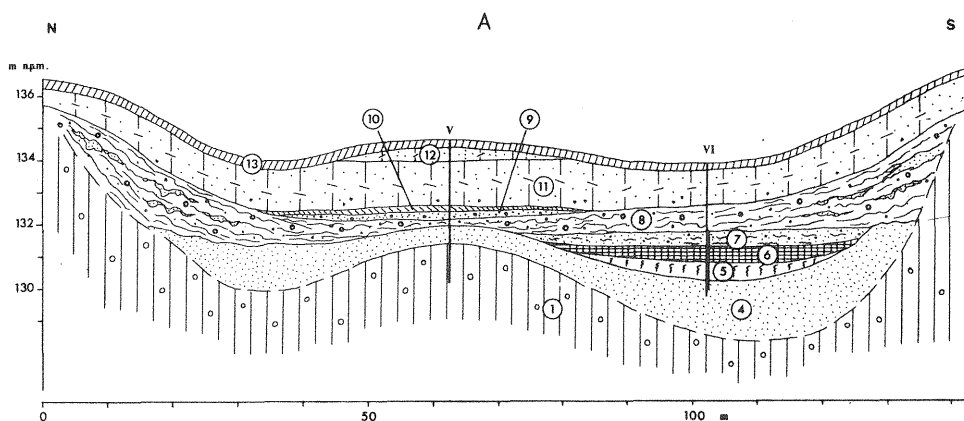
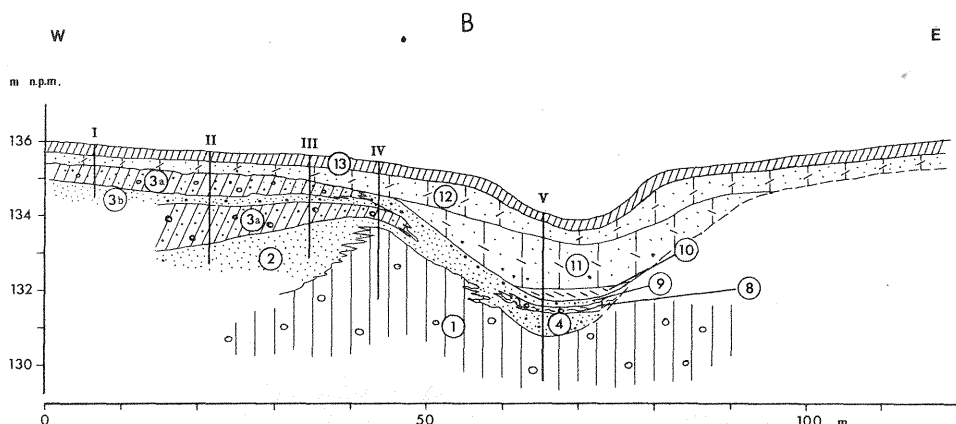


Fig. 5. Przekrój podłużny (A) i poprzeczny (B) przez kopalny zbiornik jeziorny w Niewodowie

1 – glina lodowcowa, piaszczysta ze smugami piasków i dużą ilością żwirów, niebieskoszara, miejscami bardzo zwięzła i twarda, miejscami silnie uwodniona; 2 – piasek średnio- i drobnoziarnisty przemity jasnożółty; 3 – żwir drobny z piaskiem, zgliniony, brunatnożółty; 3a – glina piaszczysta z głazikami i żwirem, rdzawa; 3b – piasek różnoziarnisty ze żwirem; 4 – piasek różnoziarnisty szaroniebieski bardzo silnie uwodniony (kurzawka); 5 – gytia ciemnobrunatna w stropie sprasowana; 5a – gytia ciemnobrunatna w spągu z domieszką piasku drobnoziarnistego; 6 – torf sfagnowy luźny, rozprężający się po wydobyciu, z pojedynczymi ziarnami piasku do głęb. 2,86 m, częściowo rozłożony, rudy, w spągu brunatny z dużą ilością muskowitu, brunatny; 6a – torf brunatny z gniazdami piasku drobnego i wkładkami piasku ze żwirem w stropie; 7 – piaski drobnoziarniste z domieszką różnoziarnistych i mulki; 7a – piasek różnoziarnisty z przewagą piasku drobnego i blaszkami muskowitu oraz gniazdami silnie rozłożonego torfu zawierającego dobrze obtoczone ziarna piasku, z przewarstwieniem mulki pylastego, stalowoszarego z muskowitem i smugami substancji organicznej; 7b – namul z piaskiem różnoziarnistym, brunatny, uwodniony; 7c – namul z piaskiem różnoziarnistym, z muskowitem szarobrunatny silnie uwodniony przechodzący ku spągowi w piasek różnoziarnisty ze żwirem (o średnicy do 7 mm) z przewarstwieniami czarnobrunatnego torfiastego namułu; 8 – glina lodowcowa szara, piaszczysta, spływowa; 9 – piasek różnoziarnisty, brunatny, uwodniony; 10 – pył brunatny, w stropie z warstwą torfu i przewarstwieniem piasku; 11 – pył piaszczysty ze sporadycznie występującymi ostrokrzewczystymi okruchami granitów o średnicy maks. 6 mm i ziarnami piasków, szarobeżowy z rdzawymi plamkami; 11a – pył beżowoszary z wkładkami czarnej substancji organicznej; 12 – pył z wyczuwalnymi ziarnami bardzo drobnoziarnistego piasku, z dużą ilością muskowitu, beżowoszary z rdzawymi plamkami; 13 – warstwa próchniczna; I–IV – numery otworów wiertniczych; odcinek profilu VI zbadany paleobotanicznie zaznaczono grubszą kreską

dnem misy i z jednej strony przylegające do wysoczyzny są zbudowane z piasków i żwirów glaciofluwialnych. Widoczne w niewielkich odślonięciach ułożenie warstw wskazuje na akumulację tych osadów przez niewielkie strugi wód płynących sporadycznie na krótkich odcinkach i wypełniających różnego typu zagłębienia – szczeliny i spękania w martwym lodzie. Formy te są zwłaszcza charakterystyczne w północnej części misy Drozdowa. K. Świerczyński (1959) używał dla podobnych form na Pojezierzu Mazurskim (w okolicach Mrągowa) nazwy „pazurów kemowych”.

Formy te kształtem i sytuacją przypominają ostrogi denudacyjne, które J. Dylak (1953) uważał za grzbiety rozdzielające niecki korozyjne występujące na stokach wzniesień. Jednak „pazury kemowe” różnią się od form opisywanych przez J. Dylaka budową, która świadczy o założeniu glacialnym. Podobieństwo do ostróg denudacyjnych mogło świadczyć się dzięki przemodelowaniu form omawianego obszaru w warunkach klimatu peryglacialnego. Jednak brak jest dowodów znacznej przemiany form w postaci osadów peryglacialnych w zagłębieniach misy wytopiskowej. Świadcstwo wpływu procesów peryglacialnych znajdujemy na omawianym obszarze w postaci niewielkich spłaszczeń na stokach przełomu zbudowanych z typowych osadów stokowych. Stwierdzono je na wschodnim obrzeżeniu misy Drozdowa we wsi Niewodowo, na wysokości kilkunastu metrów nad poziomem dolin. W niewielkim odślonięciu występują tu naprzemianległe warstwy piasków drobnoziarnistych, zawierających domieszkę materiału pylastego oraz piasku różnoziarnistego ze żwirem, również z domieszką pyłu. Podobne osady



Longitudinal (A) and transversal (B) sections through ancient lacustrine reservoir at Niewodowo

1 – blue-gray, locally very compact and hard and sometimes strongly water-saturated sandy till with streaks of sands and large admixture of gravel; 2 – washed, light-yellow, medium- and fine-grained sand; 3 – fine-grained, brown-yellow gravel, loamy and with sand admixture; 3a – rusty sandy till with boulders and gravel; 3b – various-grained sand with gravel; 4 – gray-blue various-grained sand, very strongly saturated with water (quicksand); 5 – dark-brown gytja, squeezed at the top; 5a – dark-brown gytja with admixture of fine-grained sand at the base; 6 – loose sphagnum peat, expanding when taken to the surface, with single sand grains to the depth of 2.86 m, partly decayed, rusty in colour, brown and rich in muscovite at the base; 6a – brown peat with nests of fine-grained sand and intercalations of sand with gravel at the top; 7 – fine-grained sands with admixture of various-grained sand and silt; 7a – various-grained sand with predominance of fine-grained sand, with muscovite and nests of strongly decayed peat with well-rounded sand grains, and intercalation of steel-gray silty mud with muscovite and streaks of organic matter; 7b – brown mud, saturated with water and with admixture of various-grained sand; 7c – gray-brown mud, strongly saturated with water and with various-grained sand and muscovite, passing downward into various-grained sand with gravel (up to 7 mm in size) and intercalations of black-brown peaty mud; 8 – gray sandy flow till; 9 – brown, water-saturated various-grained sand; 10 – brown silt, with peat layer and sandy intercalation at the top; 11 – gray-beige sandy silt with rusty spots and occasional angular debris of granite (up to 6 mm in size) and sand-size grains; 11a – beige-gray silt with intercalations of black organic matter; 12 – beige-gray silt with rusty spots, traceable very fine sand grains, rich in muscovite; 13 – humus layer; I–VI – numbers of boreholes; thick line marks the part of the section VI, covered by paleobotanic studies

obserwowano także na południowym stoku przełomu w Pniewie. Ponadto dwie warstwy żwirów i piasków zglinionych, leżących na piaskach wypełniających obniżenia w glinie zwałowej na stoku kotlinki zbiornika niewodowskiego (fig. 5A, B), mogą wskazywać na ślad szczelin kontrakcji termicznej stwierdzonych w okolicy.

Misa Drozdowa jest obrzeżona od północy niemal prostoliniowym stokiem o wysokości 15–18 m (fig. 6). Jest to stok stromo wznoszącej się ponad dno misy formy zbudowanej w dolnej części z piasków i żwirów glaciofluwialnych, a w górnej z piasków drobnoziarnistych. Jak większość form martwego lodu przykrywa ją niesegregowany materiał żwirowo-głazowy. Osady te obserwowano we wcięciu drogi prowadzącej z Niewodowa ku NE. Przeciwny stok formy jest łagodnie pochyłony ku NE, częściowo schodzi do misy wytopiskowej położonej w głębi wysoczyzny, a częściowo ku innym formom martwego lodu. Opisany wyżej wysoki stok nachylony ku SW jest pozostałością kontaktu lodowego, cała zaś forma – kemem, który ze względu na charakterystyczny kształt i konsekwentne pochylenie powierzchni można by nazwać „stożkiem kemowym”. Powstał on zapewne między martwym lodem zalegającym misę Drozdowa a rozpadającą się również na bryły pokrywą lodu na wysoczyźnie. Ta duża forma stanowi dowód intensywnej akumulacji od strony misy Drozdowa, a więc prawdopodobnie znacznej miąższości lodu w przełomie.

Opisany stożek kemowy wchodzi w skład wzniesień oddzielających misę Drozdowa od głębokiej doliny o kierunku NW–SE i W–E, biorącej początek w roz-



Fig. 6. Północno-wschodnie obrzeżenie misy Drozdowa, proksymalny stok stożka kemowego (fot. A. Musiał)

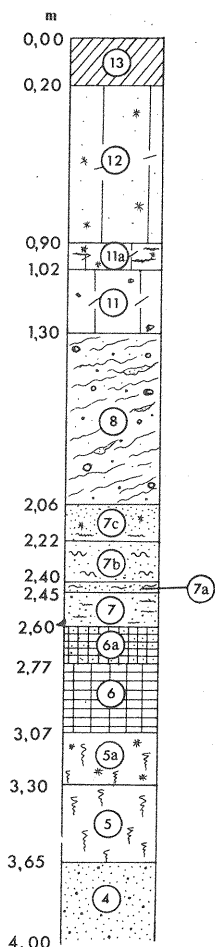
North-eastern margin of Drozdów ablational depression, proximal slope of kame cone (photo A. Musiał)

ległym południkowym obniżeniu położonym na N od Drozdowa. Dolina jest sucha, obejmuje szereg rozszerzeń i zwężeń. Jej obrzeżenie stanowią formy kemowe, dno jest nierówne, z zagłębieniami bezodpływowymi. Dolina łączy zapewne szereg mis wytopiskowych i jest pozostałością przepływu przez nie wód roztopowych okresu deglacjacji. W jej dnie stwierdzono w kilku punktach gliny zwałowe lub mulki, lokalnie piaski i żwiry (fig. 3). Dolina okrąża od zachodu i południa rozległe wzniesienie, w centralnej części którego znajduje się wspomniana wyżej płaska misa wytopiskowa, a w jej dnie kopalne jezioro eemskie.

OSADY KOPALNEGO ZBIORNIKA NIEWODOWO

W otworze wiertniczym wykonanym dla celów analizy palinologicznej stwierdzono na głębokości 2,06 m warstwę osadów organogenicznych i osiągnięto ich spąg. Niestety nie przebito całej warstwy osadów jeziornych ze względu na wodę spłukującą osad ze świdra. Profil osadów przedstawia fig. 7 i 8.

Diagram palinologiczny (fig. 9) obejmuje niezbyt długą historię misy zbiornika Niewodowo odpowiadającą fazie jeziornej i bagiennej. Okres ten T. Wysocki (1979) na podstawie rozważań geochronologicznych ocenia na 6810 lat (od 121490 do 114680 lat wstecz). Sama misa jeziorna, jak już wspomniano na wstępie, ukształtowała się w okresie deglacjacji po zlodowaceniu środkowopolskim. Na początku interglacjału eemskiego odbywała się w niej sedymentacja piasków, a dopiero w klimacie borealnym powstało jezioro (fitofaza *d*), a następnie bagno, które trwało od fitofazy *e* do *g*. Sedymentacja osadów organogenicznych miała



miejsce tylko w części południowej jeziora (fig. 5A, B), w której utworzył się jednak dość pełny profil osadów interglacialnych, mimo małych rozmiarów zbiornika.

Początek sedimentacji organogenicznej w zbiorniku Niewodowo przypada na fitofazę *d* według klasycznego podziału K. Jessena, V. Milthersa (1928). Fitofaza ta charakteryzuje się rozwojem lasów sosnowo-brzozowych. W diagramie pyłkowym pyłek sosny i brzozy stanowi absolutną dominantę. Pyłek roślin zielnych występuje stosunkowo nielicznie, jak na okres inicjalny rozwoju roślinności interglacialnej (max. 30%). Jako domieszka na wtórnym złożu w osadach tej fazy występują pojedyncze ziarna pyłku drzew ciepłolubnych (*Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*) oraz pojedyncze ziarna pyłku roślin trzyczłonowych. Charakterystyczna dla osadów pochodzących z wczesnego okresu rozwoju roślinności interglacialu eemskiego jest obecność pyłku osiki, który był notowany przez autorów klasycznego podziału osadów eemskich oraz znajdujący w wielu profilach z Polski (J. Niklewski, 1968). Odcinek profilu odpowiadający fitofazie *d* występuje na głęb. 3,15–3,65 m.

Fitofaza *e* obejmuje okres poprzedzający gwałtowny wzrost udziału pyłku dębu. Pojawiają się w niej pojedyncze ziarna pyłku drzew ciepłolubnych, a szczególnie charakterystyczne jest występowanie pyłku wiązu. Górna granica tej fitofazy przypada na głęb. 3,0 m.

Fitofaza *f* to okres pełnego rozwoju lasów liściastych.

Fig. 7. Profil osadów jeziornych w Niewodowie
The section of lacustrine deposits at Niewodowo
Objaśnienia jak na fig. 5
Explanations as in Fig. 5

W diagramach pyłkowych pochodzących z różnych obszarów wykształcona jest bardzo podobnie. Charakterystyczne jej cechy to: występowanie maksimum pyłku *Quercus*, dochodzące do 60%, po kulminacji dębu wysoka kulminacja pyłku leszczyny do 80%. Górna granica tej fitofazy w diagramie z Niewodowa, ustawiona na głęb. 2,45 m, oparta została na szybkim spadku krzywej pyłku dębu, wzroście krzywej pyłku graba i tendencji spadkowej krzywej pyłku leszczyny. W skład lasów liściastych oprócz wymienionych dominant wchodziły: wiąz, lipa (*Tilia platyphyllos* i *T. cordata*), jesion, klon i olcha. W składzie lasów w tej fazie sosna nie odgrywała większej roli, udział jej pyłku został zredukowany do kilkunastu procent. Podobnie nielicznie w lasach fitofazy *f* jest reprezentowana brzoza.

Fitofaza *g* w profilu z Niewodowa charakteryzuje się wzrostem udziału pyłku graba, przy jednoczesnym stopniowym spadku krzywej pyłku leszczyny. Domieszkę w lasach stanowi lipa (*Tilia cordata*), klon i olcha. Stopniowo pojawia się i wzrasta udział pyłku jodły i świerka. Osad organogeniczny, zawierający ziarna pyłku, kończy się w tym profilu na głęb. 2,06 m. Powyżej nie udało się uzyskać pozytywnych danych. Zamknięcie profilu nie jest więc naturalne i nie pozwala na interpretację zmian roślinności w całej fitofazie *g*.

Trudne do interpretacji jest spektrum ostatniej próbki profilu (głęb. 2,06–2,18 m), w którym ponownie pojawiają się liczne ziarna pyłku drzew liściastych

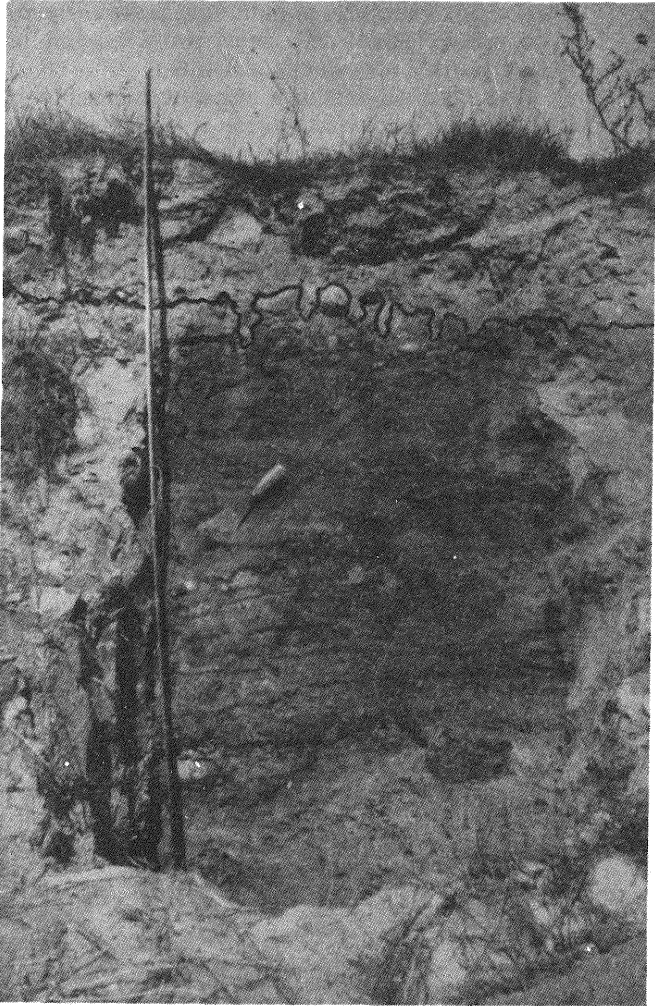


Fig. 8. Odslonięcie pyłów na żwirach w pagórku 147 m n.p.m. na S od Niewodowa (fot. A. Musiał)
Outcrop of silts overlying gravels at slope of the hill 147 m s.s.l. south of Niewodowo (photo A. Musiał)

(*Corylus*, *Carpinus* i *Tilia*) przy równoczesnym konsekwentnym wzroście udziału pyłku drzew iglastych (*Picea*, *Abies*). Wzrasta również ilość pyłku roślin zielnych z charakterystycznymi elementami stepowymi (*Plantago*, *Artemisia*). Taki obraz sugeruje możliwość wymieszania osadów w najwyższej próbce i obecność pyłku drzew ciepłolubnych na wtórnym złożu.

Zakończenie sedymentacji jeziornej i bagiennej nastąpiło w fitofazie *f*, po czym niecka uległa zabagnieniu (fitofaza *g*). Po tym względnie jeszcze ciepłym okresie nastąpiło silne ochłodzenie, którego wyrazem były intensywne procesy soliflukcyjnego niszczenia zboczy zbudowanych z glin zwałowych. Doprowadziły one do powstania warstwy glin o maksymalnej miąższości 76 cm w znacznym stopniu wyrównującej powierzchnię, nie w całym jednak zbiorniku. Proces intensywnej soliflukcji powodującej powstanie dużych mas zsuwowych jest stwierdzony w wielu

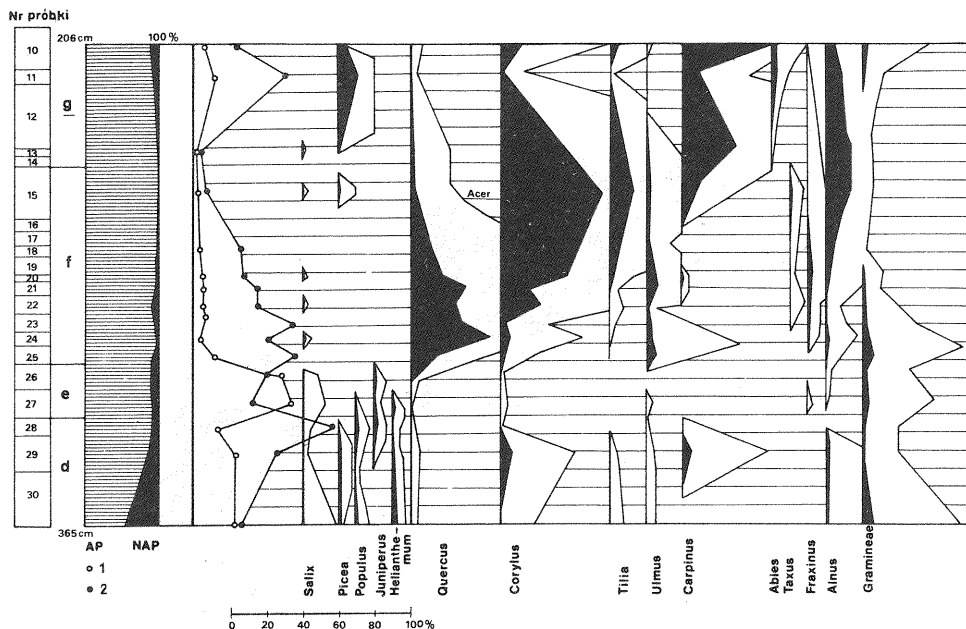


Fig. 9. Diagram pyłkowy osadów kopalnego zbiornika jeziornego w Niewodowie
Pollen diagramme of deposits of ancient lacustrine reservoir at Niewodowo

1 - *Betula*, 2 - *Pinus*

kopalnych misach jeziornych, m. in. w przekrojach kopalnego zbiornika Warszawa-Wola. S.Z. Różycki (1967a, b, 1972b, fig. 58) wiąże to z intensywnym ochłodzeniem i osuszeniem, odpowiadającym frygidostadiówi JIII/IV+1/2.

O ile proces soliflukcji zanotowany w profilu Niewodowa odpowiadałby wiekowi analogicznym procesom w zbiorniku Warszawa-Wola, to należałoby go odnieść do końcowych etapów interglacjału eemskiego (S.Z. Różycki, 1972b, fig. 65) lub do wczesnej części okresu vistulian I (T. Wysoczyński, 1979). Ślady procesów soliflukcji stwierdzone zostały w wielu profilach na obszarze Polski i Europy. Na przykład N.G. Sudakowa (1974) na stokach kotliny Jez. Nero w chłodnym okresie związanym przez nią ze zlodowaczeniem kalinińskim obserwuje pokrywę osadów „morenopodobnych” krynogenicznych. Jednokrotne pojawienie się osadów soliflukcyjnych we wspomnianych profilach sugeruje jednoczesność ich powstania na różnych obszarach.

Po okresie niszczenia zboczy w środkowej części misy Niewodowa (fig. 5A, B) po ponownej sedymentacji piasków notuje się ślady akumulacji mułków brunatnych i torfu (niestety brak tej warstwy w profilu badawczym), co świadczy prawdopodobnie o kolejnym ociepleniu. Okres ten wiązałyby się zatem z którymś z interstadiów zlodowaczenia Wisły.

W stropie opisanych osadów występują dwie warstwy pyłów wypełniających cały zbiornik i nadbudowujące jego powierzchnię. Różnią się one między sobą składem (fig. 5, 7, 8). Dolna warstwa wypełnia zagłębienia pozostałe po zbiorniku jeziornym, górna zaś tworzy pokrywę nadbudowującą jego powierzchnię akumulacyjną. Analiza palinologiczna pyłów wykazała zupełny brak pyłku roślin.

Pyły stwierdzono w wielu punktach Wysoczyzny Kolneńskiej i Łomżyńskiej w postaci pokrywy o miąższości do 2 m (fig. 10), leżącej tuż pod warstwą próchniczną gleby. Nie ma ich z reguły na kulminacjach wzgórz, a w górnej części stoku

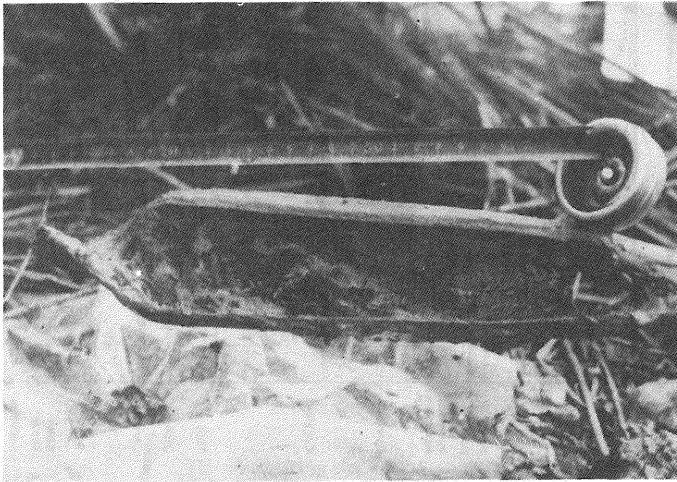


Fig. 10. Osady jeziorne (fot. A. Musiał)
Core of lacustrine deposits (photo A. Musiał)

przełomu tworzą one niewielkie płyty oraz biorą udział w pokrywach deluwialnych jego dolnej części. K. Straszewska notuje płyty pyłów na wschodnim obrzeżeniu form szczelinowych Czerwonego Boru. Stwierdza, że pyły wchodzą w skład osadów deluwialnych na stoku w odsłonięciu na wschód od szosy prowadzącej od starego mostu na Narwi do wsi Kalinowo. Obserwacje w wielu punktach wskazują, że pyły wypełniają różnego typu zagłębienia pochodzenia peryglacialnego, co opisywał J. Dylík (1952) w wielu miejscach Polski środkowej.

W południowej części Wysoczyzny Kolneńskiej obecność pyłów przypominających less stwierdzono już dawno. Są one zaznaczone na *Mapie Gleb Polski* w skali 1:1 000 000 pod red. A. Musierowicza (1958). J. Wolaniecki (1956, 1958) omawia ich rozprzestrzenienie i wiąże ich genezę z procesami wietrzenia mrozowego. A Musiał (1970) notuje ich występowanie również w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Kolneńskiej.

Zagadnienie rozmieszczenia, genezy i wieku pyłów zostało omówione przez W. Karaszewskiego (1972), który podkreśla, że na najmłodsze osady pyłowe jako pierwszy zwrócił uwagę W. Pożaryski (1953) nazywając je „lessem nadległym”. Problem pyłów Polski NE poruszał również H. Maruszczak (1960). Osadom tym przypisywano różną genezę i wiek. Ostatnio większość autorów uważa je za osad eoliczny (J. Dylík, 1967; W. Karaszewski, 1972; S.Z. Różycki, 1967*b* i in.). Utwory pyłowe były szeroko omawiane podczas zjazdu naukowego pod hasłem „Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacialnie na Niżu Polski” w 1973 r.

Co się tyczy wieku pyłów, to według W. Karaszewskiego powstały w górnym dryasie. Na okres po maksimum zlodowacenia Wisły określone one są pośrednio przez starsze od nich struktury peryglacialne oraz warstwy żwirowo-kamieniste

lub bruk ze szlifem eolicznym występujące w spągu pyłów, na co zwracali uwagę J. Dylík (1967), W. Karaszewski (1972), B. Manikowska (1966) i inni. Taką właśnie sytuację obserwowali K. Straszewska i J. Goździk (1976, 1978) w kotlinie Łomżyńcy, gdzie pyły leżą na zdeformowanej szczelinami kontrakcji termicznej powierzchni akumulacyjnej zbiorników jeziornych, m in. zbiornika z okresu poprzedzającego maksimum zlodowacenia Wisły. Pyły leżą tu na warstwie żwirowo-kamienistej i podścielają piaski wydymowe. Warstwy żwirowo-kamieniste są odnoszone przez J. Dylíka (1967) do końca wczesnej lub na początek późnej fazy zstępującej, czyli okresu poprzedzającego sedymentację piasków wydymowych.

Sedymentacja przestrzenna pyłów, położenie Równiny Kurpiowskiej i innych obszarów sandrowych przedpoła zlodowacenia Wisły, a także orientacja wydm Równiny Kurpiowskiej sugerują, że materiał pyłowy mógł być wynoszony z W i NW i deponowany na Wysoczyźnie Kolneńskiej, Łomżyńskiej i Białostockiej, w miejscach gdzie wilgotność podłoża i charakter rzeźby stworzyły do tego dogodne warunki. Należy wspomnieć o zróżnicowaniu osadów peryglacialnych zaznaczonym przez J. Dylíka (1956, mapa 1), który Wysoczyznę Kolneńską i Łomżyńską umieszcza w różnych strefach występowania osadów pokrywowych.

W misie kopalnego zbiornika niewodowskiego można zaobserwować ślady niektórych tylko procesów zachodzących między zlodowaceniem środkowopolskim a końcem deglacjacji obszaru Polski po zlodowaceniu Wisły. Nie stwierdzono tu wyraźnych śladów sedymentacji z wczesnych interstadiałów zlodowacenia Wisły tak dobrze wyrażonych w Bedlnie, Imbramowicach, Horoszkach i innych profilach, ani pleniglacjału zaznaczonego w profilu Łomżyńcy i w wielu profilach Polski południowej.

Jednak badania profilu osadów misy Niewodowa okazały się istotne dla ustalenia wieku rzeźby południowej części Wysoczyzny Kolneńskiej i stwierdzenia śladów wpływu intensywnego ochłodzenia, wiążącego się prawdopodobnie z obecnością łądolodu w odległości kilkudziesięciu kilometrów. Równocześnie badania świadczą, że w południowej części Wysoczyzny Kolneńskiej nie ma śladów łądolodu starszego od fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły wbrew przypuszczeniom wymienionych poprzednio autorów, a także L.R. Sieriebriannego (1968). Autor ten wyraża opinię, zgodnie z którą na terenie Polski istniało zlodowacenie odpowiadające zlodowaceniu wczesnowaldajskiemu. Wiąże je ze stadium maksymalnym – brandenburskim, leszczyńskim, bołogowskim, łącząc z morenami Czerwonego Boru, Ciechanowa, „czyli ... z granicą stadium leszczyńskiego ...” (?).

Badania w Niewodowie nie potwierdzają także zdania A.I. Moskwitina (1977), który zasięg zlodowacenia kalinińskiego, mającego nastąpić po interglacjale eemskim, łączy z zasięgiem zlodowacenia Warty. Zasięg glacialstadiału Mławki powiązany przez E.P. Zarrinę i I.I. Krasnowa (1965) ze stadium oszmiańsko-mińskim zlodowacenia moskiewskiego i poprowadzony w poprzek przełomu Narwi i wzdłuż zespołu form szczelinowych i kemowych Czerwonego Boru też nie znajduje uzasadnienia zarówno w świetle przedstawionych materiałów, jak i poprzednich badań autorów (A. Musiał, 1970; K. Straszewska, 1975a, b, 1980).

PIŚMIENICTWO

- BAŁDOWSKA A. (1977) – Geneza rzeźby południowej części Wysoczyzny Kolneńskiej. Arch. Inst. Geogr. UW. Warszawa.
- BAŁUK A. (1973) – Mapa Geologiczna Polski 1:200000, ark. Łomża wraz z objaśnieniami. Inst. Geol. Warszawa.
- BAŁUK A. (1974) – Młodoplejstoceni zbiornik jeziorny w okolicy Łomży. Materiały I Krajowego Symp. Paleolimnologicznego, Włocławek n/Wisłą, 6–8 VI 1974, p. 58–60.
- BAŁUK A. (1975) – Czwartorzęd i morfogeneza okolic Łomży. Kwart. Geol., 19, p. 100–120, nr 2.
- BANASZUK H. (1975) – Stosunki glebowe w dolinie Biebrzy na tle jej geomorfologii. Arch. Inst. Geogr. UW. Warszawa.
- BANASZUK H. (1980) – Geomorfologia południowej części Kotliny Biebrzańskiej. Pr. Stud. Geogr., 2.
- BARANIECKA M.D., SARNACKA Z. (1971) – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. Biul. Inst. Geol., 254, p. 157–269.
- BOGACKI M. (1976) – Współczesne sandry na przedpołu Skeidararjökull (Islandia) i plejstoceni sandry w Polsce północno-wschodniej. Rozpr. UW, 93.
- BOGACKI M. (1980) – Types of Outwash Forms in North, East Poland. Geogr. Pol., 43, p. 25–34.
- BOGACKI M., MUSIAŁ A. (1975) – Z zagadnień deglacjacji Wysoczyzny Kolneńskiej. Prz. Geogr., 42, p. 79–99, z. 1.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z., HALICKI B. (1957) – Interglacja Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. Acta Geol. Pol., 7, p. 351–401, nr 4.
- DYLIK J. (1952) – Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 67, p. 231–332.
- DYLIK J. (1953) – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Acta Geogr. Univ. Lodzensis, 4.
- DYLIK J. (1956) – Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. Biul. Peryglac., 4, p. 195–238.
- DYLIK J. (1967) – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: Czwartorzęd Polski, p. 311–352. PWN. Warszawa.
- DYLIKOWA A. (1969) – Le problème des dunes intérieures en Pologne à la lumière des études de structure. Biul. Peryglac., 20, p. 45–80.
- GALON R., ROSZKÓWNA L. (1967) – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski, p. 18–38. PWN. Warszawa.
- HALICKI B. (1950) – Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim. Acta Geol. Pol., 1, p. 106–142, nr 2.
- JESSEN K., MILTHERS V. (1928) – Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and North-West Germany. Danm. Geol. Unders., II Raekke 48.
- KALNIET A. (1952) – Zagadnienie genezy i wieku tzw. oczek lodowcowych. Wiad. Mus. Ziemi, 6, p. 339–355, z. 2.
- KARASZEWSKI W. (1972) – Pokrywowe utwory pyłowe w Polsce środkowej. Kwart. Geol., 16, p. 171–182, nr 1.
- KONDRACKI J., PIETKIEWICZ S. (1967) – Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W: Czwartorzęd Polski, p. 206–258. PWN. Warszawa.
- KONDZIOR K. (1974) – Morfologia suchych dolin na tle rozwoju rzeźby okolic Łomży (arkusz Łomża 1:25000). Arch. Inst. Geogr. UW. Warszawa.
- MANIKOWSKA B. (1966) – Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. Acta Geogr. Lodzienia, 22, p. 1–166.
- MAPA GLEB POLSKI (1958) – Skala 1:1000000, red. A. Musierowicz.
- MARUSZCZAK H. (1960) – Utwory pokrywowe plejstocenijskiej tundry plamistej na obszarze Polski północnej i środkowej. Ann. UMCS, Sect. B, 14, p. 315–350, nr 6.
- MICHALSKA Z. (1961) – O wieku moren czołowych w okolicy Mławy i Przasnysza w świetle badań stratygraficznych i paleogeomorfologicznych. W: Prace o plejstocenie Polski środkowej, wy-

- konane pod kierunkiem prof. dr S.Z. Różyckiego, p. 47–57. Wyd. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1965) – Niektóre problemy stratygrafii Niżu Polskiego i obszarów sąsiednich po VI Międzynarodowym Kongresie INQUA. Biul. Inst. Geol., **187**, p. 25–84.
- MOJSKI J.E. (1968) – Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr., Inst. Geogr. PAN, **74**, p. 37–64. PWN. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1972) – Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski, **2**, p. 318–362. PWN. Warszawa.
- MUSIAŁ A. (1970) – Rozwój rzeźby południowej części Wysoczyzny Kolneńskiej (arkusz Czarnocin). Arch. Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW. Warszawa.
- MUSIAŁ A. (1976) – Formy szczelinowe okolic Wizny. Pr. Geogr., **48**, p. 275–286, z. 2.
- MUSIAŁ A. (1978) – Rozwój rzeźby glacialnej Wysoczyzny Kolneńskiej. Arch. Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW. Warszawa.
- NIKLEWSKI J. (1968) – Interglacja eemski w Głównicy koło Wyszogrodu. Mon. Bot., **17**, p. 125–192.
- OGRODNIK M. (1956) – Próba opracowania środowiska geograficznego okolic Łomży. Arch. Inst. Geogr. UW. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1953) – Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. Pr. Inst. Geol., **9**.
- ROSZKO L. (1968) – Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, **74**, p. 65–100. PWN. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1967a) – Zarys stratygrafii Polski Środkowej. W: Czwartorzęd Polski, p. 259–310. PWN. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1967b) – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 1. PWN. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1969) – Zarys geologii i geomorfologii Mazowsza w nawiązaniu do działalności człowieka. Czas. Geogr., **40**, p. 189–223, z. 2.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972a) – Nizina Mazowiecka. W: Geomorfologia Polski, **2**, p. 271–317. PWN. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972b) – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 2. PWN. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1982) – Aktualne zagadnienia geologii glacialnej. Biul. Inst. Geol., **327**.
- STASIAKOWA J. (1979) – Wiek jeziora Maliszewskiego i bagien w Kotlinie Biebrzy. Pr. Stud. Inst. Geogr. UW, **23**, z. 8.
- STRASZEWSKA K. (1974) – Kopalne osady jeziorne i dolinne okolic Łomży. Materiały I Krajowego Symp. Paleolimnologicznego, Włocławek n/Wisłą 6–8 VI 1974, p. 52–57.
- STRASZEWSKA K. (1975a) – Middle Polish (Riss) age of marginal forms in the vicinity of Łomża (north-eastern Poland). Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, **23**, p. 111–118, nr 2.
- STRASZEWSKA K. (1975b) – Zagadnienie genezy i wieku rzeźby Międzyrzecza Bugu i Narwi. Ref. na XIII Ogólnopolski Zjazd PTGeogr., Łódź 28–30 VI 1975, Tezy i streszcz. ref., p. 142–144.
- STRASZEWSKA K. (1980) – Z zagadnień deglacjacji Czerwonego Boru. Acta Geogr. Univ. Lodzensis, Ser. II, **28**, p. 187–194.
- STRASZEWSKA K., GOŹDZIK J. (1976) – Final period of formation of the fossil „Łomżyca” Basin (NE Poland). II International Symposium on Paleolimnology, Mikołajki, 14–20 Sept. 1976, Abstracts. p. 111.
- STRASZEWSKA K., GOŹDZIK J. (1978) – Final period of development and decline of Łomżyca lacustrine basin. Pol. Arch. Hydrobiol., **25**, p. 403–412, nr 1/2.
- STRASZEWSKA K., STUPNICKA E. (1980) – Sites of the Quaternary lacustrine and peaty deposits in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre., **27**, p. 169–177, nr 3–4.
- STRASZEWSKA K., STUPNICKA E. (praca w druku) – Jeziorne i bagienne osady czwartorzędowe w Polsce (zestawienie stanowisk do 1978 roku). Wiad. Muz. Ziemi.
- ŚWIERCZYŃSKI K. (1959) – Stosunki geomorfologiczne. W: Z badań środowiska geograficznego

- w powiecie mrągowskim. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 19, p. 11–35.
- WOLANIECKI J. (1956) — Próba kompleksowego opracowania środowiska geograficznego okolic Białego Bagna. Arch. Inst. Geogr. UW. Warszawa.
- WOLANIECKI J. (1958) — Kilka uwag o genezie gleb bielcowych z utworów pyłowych łomżyńskich. Prz. Geogr., 30, p. 285–295, z. 2.
- WOŁK-MUSIAŁ E. (1978a) — Kryteria wyznaczania granicy zlodowacenia bałtyckiego na obszarze północnej części Wysoczyzny Kolneńskiej. Arch. Wyd. Geogr. i Stud. Reg. UW. Warszawa.
- WOŁK-MUSIAŁ E. (1978b) — Granica zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej w świetle analizy zdjęć lotniczych. Pr. Nauk. UŚI., 266, p. 82–91.
- WOŁK-MUSIAŁ E. (1980) — Granica zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej w świetle badań form rzeźby. Pr. Stud. Geogr., 2, p. 71–109.
- WYGANOWSKA-MIKOŁAJKOW M. (1957) — Opracowanie środowiska geograficznego w okolicy doliny Narwi. Arch. Inst. Geogr. UW. Warszawa.
- WYSOCZAŃSKI T. (1979) — Climatic changes during the last 150000 years. Sympozjum on Vistulian stratigraphy Poland 4–11.09.1979. Warszawa.
- ŻELAZNY A. (1974) — Geneza rzeźby północnej części Międzyrzecza Łomżyńskiego ze szczególnym uwzględnieniem współczesnych procesów morfogenetycznych (arkusz Konarzyce. 1:25000). Arch. Inst. Geogr. UW. Warszawa.
- ŻUREK S. (1975) — Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy. Pr. Geogr., 110, p. 1–107.
- ŻUREK S. (1978) — Development of the fossil holocene lakes in the Biebrza Ice-marginal valley against the background of the Maliszewskie lake sediments. Pol. Arch. Hydrobiol., 25, p. 491–498, nr 1/2.
- ЗАРРИНА Е. П., КРАСНОВ И. И. (1965) — Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий. В: Краевые образования материкового оледенения. Изд. Минтис. Вильнюс.
- МОЙСКИ Ю. Э., НОВИЦКИ А. Е. (1964) — Из геологии четвертичного периода северо-восточной Польши. Report of the VI-th International Congress on Quaternary. Warsaw, 1961, 2, p. 167–180. PWN. Łódź.
- МОСКВИТИН А. И. (1977) — Стратиграфия плейстоцена Русской равнины. Studia Geol. Pol., 52.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р. (1968) — Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в поздне-четвертичное время. Изд. Наука, Москва.
- СУДАКОВА Н. Г. (1974) — Вопросы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Ярославского Поволжья. Вестн. Моск. Ун-та, №. 5, 61/67.

Анджей МУСЯЛ, Катажина СТРАШЕВСКА, Мария ЗЕМБИНЬСКА-ТВОЖИДЛО

МЕЖЛЕДНИКОВОЕ ДРЕВНЕЕ ОЗЕРО В НЕВОДОВЕ НА КОЛЬНЕНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (СВ ПОЛЬША)

Резюме

Древнеозёрные отложения южной части Кольненской возвышенности были обнаружены и изучались впервые. Они залегают в одной из трёх небольших, ныне заболоченных термокарстовых котловин, расположенных в гляциодепрессии вблизи южного склона прорыва Нарви (фиг. 1–4). Её окружает термокарстовый рельеф (фиг. 2–4). О таком генезисе свидетельствует строение форм, главным образом камов: в обнажениях обнаружены пески иногда с примесью гравия, с неслоистым гравием, песками и валунами в кровле. В дне гляциодепрессий либо сухих

долин, являющихся соединяющими ложбинами стока талых вод, наблюдаются бессточные понижения, залегает морена, озёрные суглинки и водно-ледниковые пески. Примером такой крупной гляциодепрессии является котловина Дроздова (СЗ часть фиг. 2—4). В её дне обнаружена ледниковая глина, ряд небольших камов, а её склоны составляют камовые конусы (фиг. 4) и концентрически расположенные камовые валы (так называемые „когти” или „лапы” по К. Сверчинскому, 1959). С северо-запада котловину ограничивают склоны камов (фиг. 8), из чего следует, что котловина занимала часть прорыва Нарквы перед его образованием.

В нижней части профиля древнеозёрных отложений в Неводове (фиг. 5А, В, 7) обнаружены пески, гиттия и затем торф. Палинологический анализ (фиг. 9) указывает на ээмский возраст осадка. Гиттия отлагалась в фитофазе *d*, а затем торф (фазы *e—g*) и озеро перешло в заболоченность, в которой отлагались пески с прослоями гумусированных суглинков и супесей. Залегающие над органогенными осадками мореноподобные глины отлагались вероятно во время сильного похолодания и развития солифлюкционных процессов.

В верхней части профиля залегают эоловые пылеватые суглинки. Они обнаружены также в виде сплошного покрова или отдельных пятен на Кольненской и Ломжинской возвышенностях. В котловине Ломжицы они лежат в кровле покровных песков с валунами, залегающих поверх псевдоморфоз по ледяным клиньям. Последние деформируют аккумулятивную поверхность древнеозёрных суглинков времени вислинского ледниковья. Пылеватые суглинки подстилают здесь эоловые пески (К. Страшевска, Я. Гоздик, 1976, 1978) — фиг. 10. Этим определяется их возраст как предшествующий периоду эоловой деятельности, который А. Дыликова (1969) увязывает с воменем позднеледниковья.

Распространение суглинков указывает на то, что их источником могла быть Курпёвска задровая равнина и другие задры, образовавшиеся у края вислинского ледниковья.

Изучение профиля древнеозёрных отложений в Неводове даёт основание для следующих выводов (фиг. 7):

— рельеф южной части Кольненской возвышенности сформировался после ледниковья Варты (московского);

— озеро существовало в период ээмского (микулинского) межледниковья начиная с фазы *e* и кончая фазой *g*.

— после межледниковья возвышенность не перекрывалась предполагаемым (Я. Стасякова, 1979; Л.Р. Серебрянный, 1968) ледником старших стадий вислинского ледниковья, которые могли бы быть увязаны с калининским ледниковьем А.И. Москвитина (1977). Нет также оснований проводить вдоль озера-камового образования Червоны Бур (К. Страшевска, 1980), а затем вкост прорыва Наревы границы ледника, например ледника ошмянско-минской стадии московского ледниковья (Е.П. Заррина, И.И. Краснов, 1965).

Перевод К. Страшевска

Andrzej MUSIAŁ, Katarzyna STRASZEWSKA, Maria ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO

INTERGLACIAL LACUSTRINE RESERVOIR AT NIEWODOWO, KOLNO UPLAND

Summary

The paper presents the results of studies on the section of Eemian Interglacial lacustrine-boggy deposits at Niewodowo, the first hitherto recorded in the Kolno Upland (Fig. 1). The deposits originated in a small reservoir situated at northern side of Narew River gorge near Łomża, in area with relief displaying distinct traces of areal glaciation. Ablational depression, in which the reservoir is situated, is separated from the gorge by several dead-ice forms (kames and kame fans) and a dry

valley varying in width and with depressions without outflow in its floor (Figs. 2–4). It is also separated by the Drozdowo basin, the shape of which suggests that it represents northern part of a larger depression, southern part of which was situated at the place of the present-day Narew River gorge. This indicates that the gorge was infilled with dead ice at early stages of its development.

The lacustrine section at Niewodowo begins with (Figs. 5A, B, 7) sands and gyttja and peat (1.05 m thick), overlain by various-grained sands with admixture of peat and sand with gravel, and solifluction loams and silts. Palynological analysis showed Eemian age these deposits (Figs. 7, 9). The lake and bog following it existed here in the phytophases *d–g* in the K. Jessen and V. Milthers (1928) subdivision. Solifluction loams indicate strong cooling at the end of the Eemian Interglacial or the beginning of the Vistulian Glaciation (Vistulian I), and a thin intercalation of muds and peats at the top of the loams (Fig. 5B) – amelioration of climate presumably in one of the Vistulian Glaciation interglacials.

Silts covering lacustrine deposits in the Niewodowo section were also found to form fairly large covers in the Kolno Upland and isolated patches in the Łomża Upland (Figs. 6, 10). They were also recorded at Łomżyca, where they rest on accumulative surface covered with gravel-boulder layer and deformed by fissures from thermic contraction, and they are overlain by eolian sands. Such position suggests that these silts were deposited at the beginning of the Late Glacial. The distribution of the silty covers suggests alimentation from the Kurpie Plain and other sanders in the forefield of the Vistulian icesheet.

The results of studies on the section of ancient Niewodowo reservoir make possible dating the relief in southern Kolno Upland at the Mid-Polish Glaciation. They give further support to the viewpoint according to which this area does not display traces of icesheets older than that of the Leszno phase of the Vistulian Glaciation, i.e. alternative to that of L.R. Sieriebrianny (1978), J. Stasiakowa (1979) and others. The studies on the relief of the Kolno and Łomża Uplands (A. Musiał, 1970, 1978; K. Straszewska, 1975a, b, 1980) do not confirm the point of view of E.P. Zarrina and I.I. Krasnow (1965) that the limit of the Oszmiany–Mińsk stage of the Moscow Glaciation passes across the Narew River gorge and further along the Czerwony Bór dead ice forms.