



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

KONRAD ROJEK, MAŁGORZATA UNIEJEWSKA

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Polski wschodniej — A. BAŁUK

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1: 50 000

Arkusz Chorzele (291)
(z 1 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



WARSZAWA 2002

SFINANSOWANO ZE ŚRODKÓW NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ
OPRACOWANIE WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA

Autorzy: Konrad ROJEK, Małgorzata UNIEJEWSKA

Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL SA,
ul. Berezyńska 39, 03-908 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Naczelny Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Leszek MARKS

ISBN 83 – 86986 – 88 – 3

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2002

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia	11
1. Trzeciorzęd	11
a. Paleogen	11
Eocen	12
Oligocen	12
b. Neogen	13
Miocen	13
Mio-pliocen	14
2. Czwartorzęd	15
a. Plejstocen	16
Preglacjał	16
Zlodowacenia najstarsze	17
Zlodowacenie Narwi	17
Stadiał dolny	17
Stadiał górny	18
Interglacjał augustowski (podlaski)	19
Zlodowacenia południowopolskie	19
Zlodowacenie Nidy	19
Zlodowacenie Sanu 1	20
Zlodowacenie Sanu 2	22
Interglacjał wielki	22
Interglacjał mazowiecki	22

Zlodowacenia środkowopolskie	23
Zlodowacenie Odry	23
Zlodowacenie Warty	24
Stadiał dolny	24
Stadiał środkowy	25
Stadiał górny	26
Zlodowacenia północnopolskie	29
Zlodowacenie Wisły	29
Stadiał górny	29
b. Czwartorzęd nierozdzielony	30
c. Holocen	30
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	32
C. Rozwój budowy geologicznej	32
IV. Podsumowanie	37
L i t e r a t u r a	39

I. WSTĘP

Obszar objęty arkuszem Chorzele (291) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 leży, prawie w całości, na Nizinie Północnomazowieckiej, w obrębie jej dwóch mezoregionów. Część południowo-zachodnią obejmuje mezoregion zwany Wzniesieniami Mławskimi, a część północno-wschodnią — mezoregion zwany Równiną Kurpiowską. Tylko niewielka, północna część obszaru jest zaliczana do Pojezierza Mazurskiego i obejmuje południowy skrawek Równiny Mazurskiej (Kondracki, 1978).

Granice obszaru arkusza ograniczają następujące współrzędne geograficzne: 20°45'–21°00' długości geograficznej wschodniej i 53°10'–53°20' szerokości geograficznej północnej. Przeważająca jego część leży na terenie województwa mazowieckiego (gminy: Chorzele i Krzynowłoga), a tylko część północna należy do województwa warmińsko-mazurskiego (gminy: Janowo i Wielbark).

Badany teren jest regionem słabo zurbanizowanym i typowo rolniczym. Znajduje się tu tylko niewielkie miasteczko gminne — Chorzele. Sieć komunikacyjna jest słabo rozwinięta. Przez omawiany obszar przebiega szosa Przasnysz–Szczytno oraz nieliczne drogi asfaltowe i drogi o utwardzonej nawierzchni. W północno-wschodniej części przebiega linia kolejowa Ostrołęka–Szczytno.

Cały teren w sposób dość nieregularny pokryty jest niewielkimi kompleksami leśnymi.

Na przeważającej części obszaru, na powierzchni występują, osady czwartorzędowe. Na zachód od Chorzel i na południe od rzeki Orzyc, aż po południową granicę omawianego obszaru rozciąga się kilkukilometrowa strefa występowania na powierzchni terenu utworów trzeciorzędowych. Osady te są prawdopodobnie wypiętrzone i przeważnie występują *in situ*, a tylko sporadycznie w formie porwań i kier lodowcowych.

Opracowanie zostało zrealizowane zgodnie z projektem badań geologicznych, wykonanym w Przedsiębiorstwie Geologicznym POLGEOL SA w Warszawie i zatwierdzonym przez Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa (KOPBG/0153327/91) 26.06.1991 r.

Większość opracowań dotyczących omawianego terenu ma charakter regionalny i obejmuje również obszary przyległe.

Najstarszymi pracami stanowiącymi próbę omówienia zagadnień geomorfologicznych są opracowania wyróżniające strefę moren czołowych, tzw. oscylacji mławskiej (Behr, Tietze, 1912; Wołosowicz, 1924). Lencewicz w publikacji z 1927 roku opisał także strefy moren czołowych w okolicach Mławy, Przasnysza i Ciechanowa.

Pierwszym obrazem kartograficznym utworów powierzchniowych okolic Chorzel jest Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000, arkusz Olsztyn (Zwierz, 1948). Większą część powierzchni wysoczyzny pokrywają piaski lodowcowe lub gliny zwałowe. W północnej i północno-wschodniej części arkusza wyróżniono piaski i żwiry sandrowe.

Zagadnienia stratygrafii plejstocenu i paleomorfologii w rejonie dolnego Bugu zostały przedstawione w opracowaniu Straszewskiej z 1968 roku, które nie obejmuje badanego obszaru. Zagadnienia dotyczące regionu północnego Mazowsza są omówione w pracach Michalskiej (1961a, b; 1967). Przyjęła ona, że powstanie form czołowo-morenowych w okolicy Mławy związane jest z czwartą oscylacją lądolodu w obrębie zlodowaceń środkowopolskich (stadialem Mławy).

Najbardziej aktualnym źródłem wiedzy o budowie geologicznej opracowywanego rejonu jest Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Mława wraz z przeglądową mapą badanego obszaru w skali 1:50 000 (Bałuk, 1978). Na potrzeby wyżej wymienionej mapy wykorzystano wiele otworów kartograficznych, a wśród nich otwór 12 w Opaleńcu (IG 121394)¹ (4 km na północny-zachód od Chorzel) o głębokości 270 m, zakończony prawdopodobnie w osadach oligocenu dolnego lub eocenu (Bałuk, 1978). Informacje uzyskane dzięki temu otworowi miały istotne znaczenie dla ustalenia stratygrafii czwartorzędu na omawianym obszarze. Były one również pomocne przy projektowaniu lokalizacji otworów kartograficznych na potrzeby opracowywanego arkusza mapy.

Na podstawie danych z otworu w Opaleńcu, jak również badań geofizycznych z rejonu Przasnysza (Wiński, 1974) stwierdzono istnienie tu głębokiego obniżenia w podłożu czwartorzędu.

Publikacjami o charakterze regionalnym dotyczącymi stratygrafii plejstocenu, umożliwiającymi korelację stratygrafii osadów z terenu objętego arkuszem Chorzele ze stratygrafią osadów na obszarach otaczających są następujące prace: Michalska, 1967; Rzechowski, 1974; Praca zbiorowa, 1978; Bałuk, 1986, 1991; Marks, 1990. Wszystkie dotychczasowe opracowania dotyczące budowy podłoża czwartorzędu, jak i starszego podłoża, stanowią podstawę do bardziej szczegółowego opracowania tych zagadnień dla badanego obszaru (Lewiński, Samsonowicz, 1918; Zierhoffer, 1925; Zwierz, 1953; Rühle, 1955a; Uberna, 1970, 1974; Marks, 1980, 1988; Mojski, 1965, 1978).

Prace dokumentacyjno-zdjęciowe na omawianym terenie rozpoczęto w 1991, a zakończono w 1993 r. Wykonano 985 sond ręcznych do głębokości przeważnie 2 lub 3 m, łącznie 2208,5 m; 235

¹ Numer archiwalny otworu

sond mechanicznych wiertnicą WH-1 do głębokości przeważnie 5 rzadziej 10 m, razem 1237 m, oraz opisano 47 odsłoneń naturalnych i sztucznych.

W celu opracowania mapy geologicznej wykorzystano również zdjęcia lotnicze, profile 82 archiwalnych otworów hydrogeologicznych i surowcowych, 13 dokumentacji torfowisk, 3 dokumentacje geofizyczne, 15 dokumentacji geologiczno-inżynierskich oraz 11 dokumentacji dotyczących poszukiwania złóż surowców ilastych, kruszywa naturalnego i kredy jeziornej.

Obszar objęty arkuszem Chorzele posiada inwentaryzację złóż kopalin stałych (Lichwa, 1982, 1989a, b, c).

Badania geofizyczne (geoelektryczne) przeprowadzono wzdłuż jednego ciągu elektrooporowego o długości 10 km (Czerwińska, 1992). Potraktowano je jako badania uzupełniające do istniejących już dla tego terenu opracowań archiwalnych badań geofizycznych (Pilaciński, 1967; Radomski, 1970; Pilaciński i in., 1978). W oparciu o wszystkie te dane wyinterpretowano jeden ciąg elektrooporowy wzdłuż przekroju geologicznego A–B oraz cztery ciągi poprzeczne.

Celem badań geofizycznych było uzyskanie danych o ukształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej oraz zasięgu głębokiego obniżenia tej powierzchni, stwierdzonego wcześniej otworem w Opaleńcu. Wyniki sondowań geoelektrycznych w wielu przypadkach okazały się niejednoznaczne dla wyinterpretowania głównego horyzontu niskooporowego, tj. stropu utworów trzeciorzędowych. W kilku przypadkach nie pokrywały się one z danymi uzyskanymi z wierceń. W związku z tym przy opracowywaniu przekrojów geologicznych i szkicu odkrytego wyniki badań geofizycznych zostały wykorzystane tylko częściowo.

Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych z Torunia na zlecenie Przedsiębiorstwa Geologicznego POLGEOL SA wykonało dwa otwory kartograficzne (w pełni rdzeniowane) w Czaplicach (otw. 29) i Przysowach (otw. 28), o łącznym metrażu 217 m. Dostarczyły one szczegółowych profilów osadów plejstoceniowych i stanowią wraz z otworem 12 w Opaleńcu, podstawę opracowania przekrojów i pełnego profilu stratygraficznego osadów na obszarze arkusza Chorzele.

Do sporządzenia przekroju C–D wykorzystano ponadto otwór w Małowidzu znajdujący się przy południowo-wschodniej granicy omawianego terenu, na arkuszu Zaręby (Listkowska, 1999 — otw. 12).

Na próbkach z otworów 28 i 29 zostały przeprowadzone badania litologiczno-petrograficzne (Fert, 1993). Wykonano łącznie: 107 analiz uziarnienia, 14 — składu petrograficznego frakcji żwirowej z glin zwałowych, 83 — minerałów ciężkich, 59 — obtoczenia kwarcu, oraz 107 analiz na zawartość węglanów.

Opracowanie palinologiczne osadów trzeciorzędowych z otworu kartograficznego 28 w Przysowach (Ważyńska, 1993) oraz orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej próbek osadów po-

chodzących z sondy mechanicznej z miejscowości Czarzaste Wielkie (Winter, 1993) zostały wykonane w Państwowym Instytucie Geologicznym.

Ustalenia litostratygraficzne dotyczące plejstocenu nawiązano do skomplikowanej sytuacji paleo-morfologicznej obszaru, tj. do istniejącego tu wysokiego położenia osadów podczwartorzędowych (Baraniecka, 1970), które na zachód od Chorzel i w wielu innych miejscach występują nawet na powierzchni terenu, jak również do głębokiego obniżenia w podłożu czwartorzędu na wschód od Chorzel.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Ukształtowanie powierzchni terenu na północy i północnym wschodzie oraz na południu i południowym zachodzie bardzo różni się od siebie. Część północna jest płaska i znajduje się tam równina sandrowa, natomiast część południowa to teren wysoczyzny polodowcowej (tabl. 1).

Równina sandrowa młodsza rozciąga się z północnego zachodu ku południowemu wschodowi, od wysokości 115 do 137 m n.p.m. Jej południowa część rozcięta jest doliną Orzyca płynącego z północnego zachodu na południowy wschód od 127 do 119 m n.p.m. Szerokość doliny wraz z tarasem zalewowym wynosi średnio około kilometra. Osady tego tarasu opadają w kierunku rzeki krawędzią o wysokości od 0,3 do 3,0 m. Szerokości den dolinnych dopływów Orzyca wahają się 200–300 m.

Wzdłuż doliny Orzyca występują równiny piasków przewianych, z których najrozsleglejsza o powierzchni około 1 km² rozciąga się na południe od Chorzel (tabl. 1). Towarzyszą im wydmy, przeważnie pojedyncze, wałowe. Najdłuższa z nich ma około 1,5 km długości i występuje w odległości około 1 km na południowy-zachód od Opaleńca. Wśród osadów sandrowych zachowana jest równina erozyjno-denuwacyjna, znajdująca się w okolicy Chorzel, na wysokości 126 m n.p.m. Na północny-zachód od Chorzel, w okolicach wsi Wasiły-Zygny i Róg, występują ostaniec erozyjno-denuwacyjne wznoszące się 5–20 m ponad równinę sandrową. Na jej powierzchni znajdują się rozległe obniżenia (od 1 do 2 km²) wypełnione namułami, piaskami humusowymi i torfami.

Wysoczyzna polodowcowa o niezwykle urozmaiconej rzeźbie obejmuje południowo-zachodnią część badanego obszaru. Jest to przeważnie wysoczyzna morenowa falista o wysokości 130–140 m n.p.m. w części zachodniej, 120–135 m n.p.m. w części wschodniej. Jedynie między Plewnikiem a Bagienicami rozciąga się południkowy pas wysoczyzny morenowej płaskiej ukształtowanej na zmiennej wysokości od 135–140 m n.p.m. na zachodzie i 125–130 m n.p.m. na wschodzie i południu. Wysoczyzna polodowcowa opada wyraźną krawędzią o kierunku NW–SE ku równinie sandrowej. Najwyższy jej fragment (10 m) występuje w północnej części wyżej wymienionej wysoczyzny. W kilku miejscach krawędź jest porozcinana stromymi młodymi dolinka-

mi o zatorfionym dnie. Na zachód od Nowej Wsi oraz w okolicy Niskich Wielkich i Bagienic Wielkich powierzchnia wysoczyzny opada łagodnie d ł u g i m i s t o k a m i ku równinie sandrowej.

W południowo-zachodniej części omawianego obszaru dominują m o r e n y c z o ł o w e bezładnie porzucane na wysoczyźnie. Kulminacje wzgórz dochodzą do 175 m n.p.m., a wysokości względne osiągają 20–40 m.

Na badanym terenie, najwyższe wzniesienia o wysokościach względnych około 50 i 191 m n.p.m., tworzą f o r m y a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j , z których największa znajduje się przy zachodniej granicy obszaru . Długość formy wynosi tu około 8 km, a szerokość około 1 km. Dwie mniejsze formy tego typu o wysokościach względnych ponad 10 m (150 m n.p.m.) znajdują się w okolicy Krzynowłogi Wielkiej i Czaplic Wielkich. W północno-zachodniej części wysoczyzny występują liczne wały o z ó w , z których najokazalszy, o kierunku SW–NE, położony jest pomiędzy Dąbrówką a Dąbrową. Długość ozu wynosi kilka kilometrów, szerokość około 250 m, a wysokość względna 30 m.

Na całym obszarze wysoczyzny występują pojedyncze kilkunastometrowej wysokości pagórki m o r e n m a r t w e g o l o d u . Najwięcej jest ich w pobliżu zachodniej granicy obszaru i w centralnej części wysoczyzny polodowcowej. W środkowej części wysoczyzny znajdują się też kilkumetrowej wysokości k e m y . Największe, o powierzchni 1 km² występują w rejonie Kwiatkowa i Krzynowłogi Wielkiej. W okolicy Krzynowłogi Wielkiej i Aleksandrowa przylegają do wysoczyzny i form szczelinowych płaskie powierzchnie t a r a s ó w k e m o w y c h .

Występowanie moren martwego lodu i kemów związane jest ze strefami n i e c e k w y t o p i s k o w y c h . Są to płaskodenne obniżenia o powierzchni 1–4 km², najczęściej zatorfione. W rejonie północnej krawędzi wysoczyzny niecki te są obecnie otwarte w kierunku północnym i północno-zachodnim ku młodszej równinie sandrowej. Największe z nich znajdują się na południowo-zachód od Ulatowa i na północ od wsi Bugzy Płskie.

R ó w n i n y s a n d r o w e s t a r s z e i w o d n o l o d o w c o w e mają nieznaczny udział w rzeźbie wysoczyzny polodowcowej. Ciągają się one dość wąskim pasem wzdłuż strefy wzgórz morenowych, przy zachodniej granicy obszaru, a następnie w okolicy Grabowa przechodzą w dość rozległy stożek sandrowy. Powierzchnia stożka występuje na wysokości około 145 m n.p.m. i obniża się w kierunku południowo-wschodnim do około 130 m n.p.m. Niewielkie pokrywy sandrowe zostały stwierdzone także wzdłuż d o l i n y w ó d r o z t o p o w y c h . Dolina ta znajduje się w południowo-zachodniej części obszaru badań. Jej szerokość waha się od 200 do 300 m, a długość wynosi 15 km. Obecnie jest ona wykorzystywana przez rzeczkę Ulatówkę. Dolina ta jest w większości wypełniona torfami.

Na powierzchni wysoczyzny morenowej falistej i płaskiej występują bezodpływowe i na ogół zatorfione liczne z a g ł ę b i e n i a p o w s t a ł e p o m a r t w y m l o d z i e .

W zachodniej i południowej części wysoczyzny uformowały się doliny Ulatówki, Dzierżąski i Zdziwójki oraz dolinki wpadających do nich bezimiennych cieków. Maksymalna szerokość den dolin rzecznych nie przekracza 200–300 m. Wyraźnie widoczny jest związek sieci dolin z obniżeniami wytopiskowymi i równinami sandrowymi. W dnach dolin rzecznych i obniżeniach wytopiskowych uformowały się równiny torfowe. Powierzchnia największej z nich ma 1,5 km².

Na obszarze objętym arkuszem Chorzele występują duże piaskownie-żwirownie, między innymi na wschód od Ulatowa, w Rapatach, Żachach, między Rapatami i Bobrami Wielkimi oraz wyrobisko kopalni surowców i lastych w Niskich Wielkich, a także glinianka w Czaplicach-Furmony, stanowiące istotny element ukształtowania powierzchni badanego terenu.

Główną rzeką przepływającą przez badany obszar jest Orzyca, który bierze swój początek wśród moren mławskich i płynie z północnego-zachodu na południowy-wschód (Jaszczuk, 1987). Pozostałe mniejsze cieki: Zdziwójka oraz Ulatówka i Dzierżąska, które są dopływami Orzyca wypływają z formy szczelinowej i wzgórz morenowych, na wysokości 140–150 m n.p.m., znajdujących się przy zachodniej granicy omawianego obszaru. Ulatówka wykorzystuje powstałą w czasie deglacjacji dolinę wód roztopowych, jak również leżącą na terenie swego przepływu dużą nieckę wytopiskową. Różnice spadków dochodzą do 35 m.

Wzdłuż linii łączącej miejscowości: Wykno, Borowe, Krzynowłoga Wielka, Rycice znajduje się wododział zlewni Orzyca i Ulatówki.

Jedynym zamkniętym zbiornikiem wodnym jest małe jezioro położone przy północnej granicy terenu, na równinie sandrowej młodszej, o nieokreślonej genezie.

Teren równiny sandrowej w północnej i północno-wschodniej części arkusza, w miejscach niżej położonych, jest pocięty siecią rowów melioracyjnych i kanałów odwadniających.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar arkusza Chorzele leży na skłonie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie mazursko-suwalskiego wyniesienia krystaliniku. Podłoże prekambryjskie występuje tu na głębokości 1500–2500 m p.p.t. i jest pochylone ku zachodowi. Zbudowane jest ono ze skał proterozoiku, które reprezentują tzw. mazowiecki metamorficzny kompleks suprakrustalny i kompleks jotnicki (Kubicki, Ryka, 1982).

Na skutek wydzwignięcia mazursko-suwalskiej anteklizy, w wyniku ruchów kaledońsko-waryscyjskich, usunięte zostały z tego obszaru, aż do krystaliniku, starszeutwory (Pożaryski, Kotański, 1974; Karaczun, Kubicki, Ryka, 1975; Kotański, 1977; Motyl-Rakowska, Schoeneich, 1970).

Bezpośrednio na powierzchni krystalicznej leżą utwory mezozoiku (Praca zbiorowa, 1975), których powierzchnia stropowa zbudowana jest z utworów morskich facji węglanowej wieku górnokredowego.

Na obszarach przyległych do terenu badań w wielu otworach nawiercone zostały margle górnokredowe występujące poniżej utworów oligoceńskich lub pod paleocenem (Bałuk, 1987). Wiek ich określono na mastrycht górny.

A. STRATYGRAFIA

Na omawianym obszarze, w podłożu utworów czwartorzędowych, występują osady trzeciorzędowe (tabl. II). Zostały one nawiercone w wielu otworach, jednak tylko w kilku nawiercono utwory tego wieku o miąższości kilkudziesięciu metrów. W Opaleńcu (otw. 12) osiemdziesięciometrowy profil osadów trzeciorzędowych zakończony został prawdopodobnie w utworach eocenu (Bałuk, 1987), a w Krzynowłodze Wielkiej (otw. 25) przwiercono 197-metrową serię utworów złożoną z osadów oligocenu, miocenu i pliocenu.

1. Trzeciorzęd

Osady facji morza regredującego i płytkiego, charakterystyczne dla mastrychtu górnego, zachowały się również w początkowym trzeciorzędzie, tworząc razem z nią powierzchnię skonsolidowanych skał położoną na wysokości 180–200 m p.p.m. i pochyloną w kierunku WSW (Bałuk, 1977, 1978).

Trwająca w eocenie i oligocenie sedymentacja morska związana była początkowo z basenem borealnym platformy wschodnioeuropejskiej, a następnie ze strefą kontynentalną rozdzielającą morza zachodniej i wschodniej Europy (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977, 1978). Z tego okresu pochodzi kompleks osadów piaszczysto-ilasto-mułowcowych z glaukonitem (Ciuk, 1972), znany również z terenu badań.

a. Paleogen

Intensywne procesy erozyjne ze schyłku oligocenu i początku miocenu doprowadziły do zniszczenia znacznej części utworów młodszego paleogenu. Przeobrażony erozyjnie strop osadów oligoceńskich na omawianym obszarze występuje około 60–110 m n.p.m. i jest pochylony ku południowemu zachodowi, podobnie jak starsza powierzchnia kredowo-paleoceńska (Bałuk, 1982a).

Utwory paleogenu rozpoznane na omawianym obszarze należą do oligocenu i prawdopodobnie do eocenu (Bałuk, 1987). W żadnym otworze nie zostały one całkowicie przewiercone (Grabowska,

1975). Opaleniec jest jednym ze stanowisk, na podstawie którego wyznaczono w okolicach Nidzicy i Wielbarku, strefę silnych deformacji trzeciorzędu.

Eocen

Łupki ilaste. Osady tego wieku przypuszczalnie zostały nawiercone w Opaleńcu (otw. 12), gdzie pod zaburzoną serią osadów pliocenu, oligocenu i miocenu natrafiono na głębokości 267 m (143 m p.p.m.) na warstwę łupków ilastych niezaburzonych, bardzo zwięzłych (Bałuk, 1987). W warstwie tej zakończono wiercenie.

Podobne osady nawiercono w kilku otworach na obszarze objętym arkuszem Ostrołęka Mapy geologicznej Polski 1:200 000, gdzie przeważnie występują w dolnych fragmentach serii paleogenu (Bałuk, 1977).

Oligocen

Piaszki pyłowate, piaszki węgliste oraz mułki i ropy. Osady oligocenu zostały nawiercone w Krzynowłodze i Opaleńcu. Otwór w Krzynowłodze jest usytuowany w strefie wysokiego położenia osadów podczwartorzędowych, natomiast otwór w Opaleńcu leży w obrębie głębokiego obniżenia tych osadów. W profilu otworu 25 strop oligocenu występuje 61 m p.p.m. Utwory tego wieku, nie przebite, leżą tu pod 169-metrowym przykryciem osadów mio-pliocenu i miocenu. Miąższość przewierconej partii utworów oligoceńskich wynosi 28 m. Osady są wykształcone głównie w postaci piasków pyłowatych glaukonitowych (17 m). W stropie i w spągu serii piasków występują kilkumetrowe warstwy osadów mułkowato-ilastych.

Otwór 12 leży w obrębie depresji podczwartorzędowej, jak również w strefie silnych deformacji trzeciorzędu. Osady oligoceńskie występują tu pod warstwą pstrych ropy plioceńskich. W ich skład wchodzi wielokrotnie powtarzające się pakiety spękanych ropy pstrych oraz mułków i jasnoszarych piasków pyłowatych bądź brunatnych, z wtrąceniami węgla. Miąższość przewierconych pakietów jest zmienna od 1 do 10 m. Osady węgliste zbadane przez Grabowską (1975) zawierają zespoły mikroflorystyczne znane z górnej części miocenu oraz oligocenu środkowego. Osady górnomioceńskie (Grabowska, 1975) leżą w tym profilu głębiej niż środkowooligoceńskie (Bałuk, 1987).

W stropie osadów oligoceńskich występuje 0,5-metrowa warstwa piasków węglistych z miką, głębiej ropy szare plamiste oraz mułki brunatne z wtrąceniami piasków, zlustrowane, silnie zaburzone, o dużych kątach upadu — 45°–80°. Na głębokości 108–117 m p.p.m. występuje warstwa piasków drobnoziarnistych i mułkowatych, które również mogą reprezentować osady wieku mioceńskiego.

b. Neogen

W miocenie w zbiornikach śródlądowych miała miejsce akumulacja utworów piaszczysto-ilastych z warstwami węgla brunatnego. Ostateczną formę stropowej powierzchni wyżej wymienionych osadów nadały procesy erozyjne z końca tego okresu (Ciuk, 1970).

W powstałym w miocenie górnym jeziorno-bagiennym śródlądowym zbiorniku odbywała się sedimentacja, charakterystycznych dla tego wieku ilów pstrych (seria poznańska).

Utwory neogenu rozpoznane w podłożu osadów czwartorzędowych należą do miocenu i pliocenu. Zostały one stwierdzone w wielu otworach, lecz tylko w dwóch przewiercono je całkowicie (otw. 12 i 25). Ze względu na bardzo urozmaiconą rzeźbę podłoża trzeciorzędowego, podobieństwo występujących osadów miocenu i pliocenu, oraz niewielką ilość przeprowadzonych badań palinologicznych, granica pomiędzy utworami miocenu i pliocenu była trudna do ustalenia. W większości przypadków osady te połączono w jedno wydzielenie, którego wiek określono jako mio-pliocen.

Miocen

Piaski, mułki, iły i piaski węgliste oraz węgle brunatne. Utwory te nawiercone zostały na obszarze wyniesienia osadów przedczwartorzędowych, jak również w głębokiej depresji podczwartorzędowej. Stwierdzono je w profilu otworu 12 w Opaleńcu oraz otworu 28 w Przysowach, gdzie ich wiek potwierdzono badaniami palinologicznymi, jak również w Krzynowłodze Wielkiej (otw. 25) oraz przypuszczalnie w Nowej Wsi (otw. 7). Jedynie w rejonie Przysów (tabl. III) osady miocenu występują bezpośrednio w podłożu czwartorzędu.

Powierzchnia stropu utworów miocenu jest bardzo zróżnicowana. Najniżej, 125 m p.p.m. stwierdzono je w otworze 12. Są to utwory ilasto-mułkowe z wkładkami ilów węglistych i ilów pstrych silnie zlustrowanych (Bałuk, 1987). Ten fragment profilu ma około 17 m, a wyniki analiz palinologicznych ilów węglistych wskazują na wiek górnomioceniński (Grabowska, 1975).

W Przysowach, bezpośrednio pod utworami czwartorzędowymi, 67,3 m p.p.m. występują piaski kwarcowe silnie zawęglone. Na podstawie analizy palinologicznej wiek tych osadów określono na mioceniński (Ważyńska, 1993). Rozpoznano je tylko do głębokości 3,4 m.

W spektrach pyłkowych zbadanych próbek przeważały ziarna pyłku sosny. Stwierdzony zespół roślin trzeciorzędowych to między innymi: *Nyssapollenites kruschi*, *Pterocaryapollenites stellatus* oraz *Tricoloporopollenites pseudocingulum*. Wyróżniono także 104 taksony spor, ziarn pyłku roślin nagoniennych, okrytonasiennych oraz fitoplanktonu wskazujące według autorki na mioceniński wiek osadów.

Badania składu mineralnego wyżej opisanych piasków kwarcowych wskazują na starszy od czwartorzędu wiek tych osadów (Fert, 1993). Skład asocjacji minerałów ciężkich jest odmienny od czwartorzędowego. Najczęściej występują: dysten (20%) i amfibole (20%). Staurolitu jest 13,8%,

epidotu — 10%, a granatów — 7,5%. Są również cyrkon i turmalin — po około 2%. Ziarna kwarcu wykazują bardzo słaby stopień obróbki. W piaskach nie stwierdzono obecności węglanów.

Na obszarze wysokiego położenia osadów podczwartorzędowych również utwory mioceńskie leżą wysoko. W Krzynowłodze Wielkiej strop serii ilasto-mułowcowej o 40-metrowej miąższości leży około 10 m p.p.m. Rozpoczyna ją kilkumetrowa warstwa piaszczysto-węglista, a kończy seria ilasta. Rozdzielenie jednak tych osadów przy obecnej ilości badań jest bardzo wątpliwe. Deniwelacje podłoża mioceńskiego dochodzą do 270 m.

Mio-pliocen

Iły, iły węgliste, mułki oraz piaski kwarcowe i węgiel brunatny (serii poznańskiej) praktycznie występują na całym omawianym terenie. Zostały one nawiercone w wielu otworach na obszarze wyniesienia osadów trzeciorzędowych w środkowej i zachodniej części terenu badań. Poza tym osady te występują prawie na całym obszarze głębokiej depresji podczwartorzędowej.

Strefa wysokiego położenia utworów mio-plioceńskich ciągnie się na południe od Orzyca poprzez Nową Wieś, Niskie Wielkie i Duczymin. Na obszarze tym utwory mio-pliocenu w bardzo wielu miejscach występują na powierzchni lub pod niewielkim nakładem osadów powierzchniowych. Są to przeważnie iły, rzadziej mułki tłuste o barwie szarej, szarozółtej, miejscami czarnej, bezwapniste. W rejonie Niskich Wielkich i Nowej Wsi odsłaniają się w ścianach wyrobisk na wysokości 111,0–142,6 m n.p.m. W niższych partiach odsłonięć osady te przechodzą w iły mułkowate i mułki ilaste o barwie szarozółtej z wkładkami węgla brunatnego o miąższości 0,3–0,4 m. Głębiej, w wierceniach wykonanych na potrzeby cegielni miąższość pokładów węgla brunatnego dochodzi nawet do 3 m (Majewski, 1985; Lichwa, 1989a, b, c). Na terenie cegielni w Niskich Wielkich można również obserwować utwory silnie zaburzone glacitektonicznie. Zaburzenia te są przypuszczalnie związane z działalnością lądolodów, które poszerzając istniejące tu wielkie obniżenia przedplejstocieńskie, doprowadziły do wypiętrzeń podłoża trzeciorzędowego na zachód od Chorzel.

W wielu miejscach iły plioceńskie zostały przewiercone płytkimi otworami, co oznacza, że występują one również w formie porwaków, przeważnie wśród glin zwałowych stadiału północnomazowieckiego, stadiału środkowego zlodowacenia Warty i zlodowacenia Wilgi.

Na podstawie analiz palinologicznych próbek czarnego materiału organicznego występującego w mułkach ilastych pobranych z rejonu Czarzastych Wielkich (sonda 1), określono wiek tych utworów na pliocen dolny (Ważyńska, 1993). Występują one tutaj na głębokości 3,1 m. Analiza dwóch próbek podobnych osadów z sondy 1B z okolicy Chorzel wykazała także wiek plioceński (Winter, 1993).

W otworze w Czaplicach (otw. 29) na głębokości 15 m (około 120 m n.p.m.) została nawiercona miąższa seria mułków pyłowatych jednorodnie wykształconych, o barwie ciemnoszarej, prze-

chodzących niżej w szaroniebieskawe ility z jasnobrązowymi i szarozółtymi plamami i smugami. W stropie osady te są bezwapniste, niżej występują śladowe ilości CaCO_3 . Należy sądzić, że są to ility mio-plioceńskie.

W rejonie głębokiej depresji podczwartorzędowej w Opaleńcu (otw. 12), utwory serii poznańskiej zostały nawiercone 66 m p.p.m., pod 190-metrowym nakładem osadów czwartorzędowych. Są to ility zwięzłe, pstre, ciemnoszare lub czarne, silnie ukośnie zlustrowane. Wyraźny kontrast pomiędzy spokojnym ułożeniem, leżących wyżej osadów preglacjalnych a silnie zdeformowanymi ility pstrymi, wyklucza glacitektoniczną naturę tych deformacji (Bałuk, 1987). Przyczyną zaburzeń mogły być powierzchniowe ruchy masowe związane z przedczwartorzędowymi procesami neotektonicznymi. Jest to najgłębiej stwierdzone stanowisko występowania pstrych ility serii poznańskiej na terenie objętym arkuszem Chorzele. Najwyższe położenie tych osadów (146,2 m n.p.m.) znane jest z okolicy Niskich Wielkich. Deniwelacje stropu utworów mio-pliocenu wynoszą więc około 212 m, a wysokość pierwotnej powierzchni sedymentacyjnej jest niemożliwa do określenia.

2. Czwartorzęd

Stratygrafię utworów czwartorzędowych opracowano na podstawie wyników badań osadów wierzeń kartograficznych, w nawiązaniu do wyników badań Bałuk przedstawionych w pracy z 1991 r. oraz profilu otworu w Opaleńcu (Bałuk, 1978, 1987).

Na omawianym obszarze występuje pokrywa osadów czwartorzędowych o złożonej budowie geologicznej i zróżnicowanej miąższości (Rühle, 1965, a, b). Największe miąższości — 190,0 i 186,6 m stwierdzono odpowiednio w Opaleńcu (otw. 12) i Przysowach (otw. 28), w obrębie głębokiej depresji podczwartorzędowej, a najmniejsze w okolicach Krzynowłogi Wielkiej, Czaplic, Niskich Wielkich i Nowej Wsi, na obszarze wielkiego wypiętrzenia starszego podłoża. Przeprowadzono bezpośrednią korelację wyników badań petrograficzno-litologicznych osadów z otworów kartograficznych w Przysowach i Czaplicach Wielkich (Fert, 1993), z wynikami tego typu badań otrzymanymi dla osadów z otworu w Opaleńcu.

W związku z tym, że uzyskana ilość próbek glin zwałowych z otworów kartograficznych wykonanych na potrzeby arlusa była ograniczona, wyniki badań prowadzonych dla osadów z otworu Opaleniec okazały się bardzo pomocne przy opracowywaniu podziału stratygraficznego utworów czwartorzędowych.

W korelacji poziomów glin zwałowych, przede wszystkim przy wyróżnianiu glin najstarszego zlodowacenia, brano pod uwagę wyniki badań litologiczno-petrograficznych wykonane dla osadów z innych otworów kartograficznych z obszaru Przeglądowej mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Mława i sąsiedniego obszaru objętego arkuszem Przasnysz Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 (Czerwonka, 1975; Kenig, 1977; Rzechowski, Sobczuk, Gronkowska, 1981; Rzechowski, 1977).

Podczas końcowej analizy całości materiałów i wyników, niektóre sugestie dotyczące litostratygrafii plejstocenu, zawarte w opracowaniu petrograficzno-litologicznym autorstwa Fert (1993) okazały się dyskusyjne, bądź nie do przyjęcia.

a. Plejstocen

Preglacjał

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e. Osady preglacjału rozpoznane zostały w profilu otworu 12 w Opaleńcu (Bałuk, 1987). Leżą one na wysokości 26–66 m p.p.m., bezpośrednio na silnie zaburzonych łańcuchach pstrych serii poznańskiej.

Rzeczno-jeziorne osady preglacjału składają się z trzech ogniw obejmujących warstwy piaszczyte-mułowcowe i ilaste, regularnie poziomo warstwowane.

W dolnej części o miąższości 15,5 m występują głównie piaski kwarcowe, drobnoziarniste z mika, w stropie z domieszką humusu. Ogniwko środkowe o miąższości 13,2 m jest zbudowane z mułków, w spagu ilastych, bez śladów warstwowania, wyżej natomiast regularnie laminowanych piaskami pyłowatymi z domieszką humusu i detrytusu roślinnego. Dla 0,4-metrowej warstwy mułków z humusem i leżącej wyżej 2,6-metrowej serii mułków piaszczystych Stuchlik (1975) wykonał badania palinologiczne. Wykazały one, że podczas tworzenia się tych osadów panującą roślinnością były lasy sosnowo-brzozowe, a w miejscach podmokłych olchowe. Szatę roślinną uzupełniały zarośla z brzozą karłowatą (*Betula nana*) oraz trawy z turzycami i paprociami. Stwierdzono też występowanie sporomorf: *Artemisia*, *Selenginella* i *Thalictrum*. Powyższy zespół roślinności świadczy o tym, że panował wówczas klimat umiarkowanie chłodny, o charakterze interstadialnym (Stuchlik, 1975). Na podstawie tych badań nie można jednak wyodrębnić okresu ciepłego, a także przeprowadzić granicy między nim a okresem chłodnym (Bałuk, 1987). Na głębokości występowania serii preglacjalnej występuje warstwa piasków drobnoziarnistych, warstwowanych o miąższości 8,3 m.

Trójdzielność serii preglacjalnej wskazuje na występujące zmiany w sedymentacji, od rzecznej przez jeziorną i ponownie do rzecznej w ostatnim cyklu. Położenie, miąższość oraz charakter litofacjalny omawianych osadów świadczą o istnieniu tu głębokiej staroczwartorzędowej doliny rzecznej. Brak materiału krystalicznego w wyżej wymienionych utworach pozwala sądzić, że są to osady wczesno-plejstoceniowe.

Wśród minerałów ciężkich nie stwierdzono tu, typowego dla preglacjału południowego Mazowsza, kompleksu granatowo-chlorytowego (Kociszewska-Musiał, Kosmowska-Ceranowicz, 1976). Osady te ze względu na znaczny udział turmalinów i andaluzytu przypominają utwory eoceńsko-oligoceniowe, dla których źródłem materiału był masyw wołyńsko-ukraiński.

Zlodowacenia najstarsze

W świetle istniejących opracowań istnienie utworów najstarszych zlodowaceń na obszarze północno-wschodniego Mazowsza nie budzi zastrzeżeń (Michalska, 1967; Straszewska, 1968; Rzechowski, 1968). Wielu autorów rozważało rozwój i zasięg tych zlodowaceń w północno-wschodniej części Nizy Polskiego (Mojski, 1969, 1981; Praca zbiorowa, 1978; Różycki, 1972a, b, 1978; Rühle, 1973, 1974). Utwory tego wieku zostały stwierdzone w okolicy Przasnysza (Bałuk, 1982, 1983), jak również w Opaleńcu (otw. 12) (Bałuk, 1991). W okolicy Przysów i Opaleńca osady tych zlodowaceń występują z reguły w głębokich obniżeniach i odpowiadają prawdopodobnie dwóm stadiom zlodowacenia Narwi.

Na dwudzielność zlodowaceń najstarszych zwróciło już wcześniej uwagę wielu autorów (Straszewska, 1968; Nowak, 1974; Lamparski, 1981; Różycki, 1967a, 1972a, b).

Zlodowacenie Narwi

Stadiał dolny

Gliny zwałowe zostały nawiercone w profilu otworu w Przysowach (otw. 28), gdzie leżą bezpośrednio na węglistych piaskach miocénskich, z których zbudowane jest podłoże czwartorzędu. Jest to około pięciometrowa warstwa glin pyłowato-piaszczystych leżąca na głębokości 181,1–186,6 m (62,5–67,3 m p.p.m.).

Gliny są ciemnoszare i ubogie w żwiry. We frakcji żwirowej skały krystaliczne i wapienne występują w zmiennych proporcjach, więcej jednak jest tych pierwszych. W ubogim i słabo zróżnicowanym materiale lokalnym, głównym składnikiem są mułowce (3,4%) i piaskowce (2,8%). Współczynniki petrograficzne² O/K, K/W i A/B tych glin wynoszą: 1,20–0,98–0,87. Prowincja mineralogiczna omawianych osadów ma charakter amfibolowo-granatowo-epidotowy (odpowiednio: 38,3%; 29,7%; 11,5%). Często są spotykane staurolity (4,4%) i turmaliny (3,3%). Wapnistość glin jest niska i wykazuje wyraźną tendencję spadkową w kierunku stropu od 4,8 do 1,6% CaCO₃.

Piaski i żwiry wodnolodowe. Utworów tych bezpośrednio na obszarze arkusza nie stwierdzono. Można jedynie przypuszczać na podstawie otworu Wyżegi, znajdującego się 6 km na północny wschód od terenu arkusza (Bałuk, 1991), że lokalnie mogły zachować się tutaj osady wodnolodowe powstałe w czasie recesji lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Narwi. W profilu Wyżegi na wysokości około 55 m p.p.m. natrafiono na utwory piaszczyste kilkumetrowej miąższości, leżące bezpośrednio na glinach zwałowych.

² Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarc, W — skały węglanowe, A — skały nieodporne na niszczenie, B — skały odporne na niszczenie.

Stadiał górny

Iły zastoiskowe. Ponad najstarszymi glinami zwałowymi w Przysowach (otw. 28) na głębokości 156,5–181,0 m (37,2–61,7 m p.p.m.) leży 24,5-metrowa warstwa iłó w. W części spagowej na głębokości 175,5–181,0 m (56,2–61,7 m p.p.m.) są to ily warwowe, szare, słabowapniste. Zawartość węglanów wynosi 4,8% CaCO_3 . W górnej części osady te są ciemnoszare i zlustrowane.

Ze względu na śladowy udział materiału piaszczystego w iłach, nie zostały wykonane analizy składu mineralnego frakcji ciężkiej.

Na podstawie opracowania petrograficzno-litologicznego wykonanego przez Fert (1993) utwory te zaliczono do osadów zastoiskowych. Mogły się one tworzyć na przedpolu nadciągającego lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Narwi, na skutek zatamowania odpływu wód.

Położenie, miąższość i wykształcenie iłó w z Przysó w wykazują duże podobieństwo do osadów jeziorno-zastoiskowych z Kuskowa koło Przasnysza, wiązanych z okresem inderstadialnym w obrębie najstarszych zlodowaceń (Bałuk, 1982a, 1991). W iłach z otworu 28 nie stwierdzono występowania materiału organicznego.

Gliny zwałowe. Piaszczyste gliny zwałowe stadiału górnego o miąższości 6,4 m, występują w Przysowach na głębokości 150,1–156,5 m (30,8–37,2 m p.p.m.) przypominają gliny stadiału dolnego. Leżą one tu na opisanych wyżej utworach zastoiskowych.

Gliny te o barwie ciemnoszarej są ubogie w materiał żwirowy, co również wskazywałoby na przynależność ich do zlodowaceń najstarszych. Wpływ podłoża trzeciorzędowego przejawia się wysoką frekwencją szarych mułowców paleoceńskich (13,6%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: 1,21–0,93–0,95. Zespół minerałów ciężkich ma charakter granatowo-amfibolowo-epidotowy (odpowiednio: 337%, 28%, 17%). W mniejszych ilościach występują: biotyt (3,7%), staurolit (2,8%), andaluzyt (2,4%), turmaliny (2%) i dysten (1,5%). Wapnistość utrzymuje się w granicach 6,2–7,0% CaCO_3 .

Gliny zwałowe jednego ze stadiałó w zlodowaceń najstarszych o miąższości 12 m zostały nawiercone również w otworze 12 w Opaleńcu, położonym około 7 km na północ od Przysó w (Bałuk, 1991). Leżą one tutaj na serii osadów preglacialnych 14–26 m p.p.m. Gliny te w spągu szare i zwarte, wyżej stają się silnie piaszczyste i zielonkawe od domieszki osadów paleogenu.

Badania laboratoryjne wykazały silne przeobrażenia górnej, prawie zupełnie pozbawionej żwiró w wapieni i dolomitó w, 5–6-metrowej warstwy tych glin, wskutek procesó w wietrzeniowo-glebowych (Czerwonka, 1975). Dla próbek pobranych z części znajdującej się poniżej warstwy zwietrzałej średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: 1,03–1,06–0,85 i są porównywalne ze współczynnikami glin z Przysó w i Przasnysza (Bałuk, 1982a, 1991). Zespół minerałów ciężkich jest również podobny do zespołu z Przysó w, poza wyjątkowo duże ilości turmalinó w (16,6%).

Porównując obydwie gliny zlodowaceń najstarszych występujące w profilu w Przysowach z glinami w Opaleńcu należy przypuszczać, że omawiane osady z Opaleńca należą do stadału górnego zlodowacenia Narwi.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e. Utworów tych bezpośrednio na obszarze badań nie stwierdzono. Na podstawie profilu w Wyżegach (Bałuk, 1991) można przypuszczać, że i tutaj zachowały się osady wodnolodowcowe powstałe w okresie recesji lądolodu zlodowacenia Narwi. W wyżej wymienionym profilu, na wysokości około 25 m p.p.m. występuje strop osadów piaszczysto-żwirowych, które tworzą warstwę kilkumetrowej miąższości. Leżą one bezpośrednio na glinach zwałowych stadału górnego zlodowacenia Narwi.

Interglacjał augustowski (podlaski)

P i a s k i r z e c z n e oddzielające osady glacialne zlodowaceń najstarszych i zlodowacenia Nidy, wyróżniła Bałuk (1991) w profilu otworu 12 w Opaleńcu. Na głębokości 132–139 m p.p.t. (8–15 m p.p.m.) leży 7-metrowa warstwa piasków z wtrąceniami mułków, smugami i przemazami substancji organicznej oraz ze szczątkami zwęglonych roślin. Osady te odpowiadają serii rzeczno-jeziornej z Kijewic koło Przasnysza, leżącej na utworach mioceńskich i pod glinami zwałowymi najstarszego ze zlodowaceń południowopolskich — zlodowacenia Nidy.

Zlodowacenia południowopolskie

Na podstawie wyników badań i materiałów archiwalnych, na obszarze objętym arkuszem Chorzelski wyróżniono trzy poziomy glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich. Zachowały się one jedynie we wschodniej części, na obszarze głębokiej depresji podczwartorzędowej, stopniowo je wypełniając, oraz na jej zachodnim skłonie. Na pozostałym terenie, obejmującym prawie w całości wielkie wypiętrzenie osadów podczwartorzędowych, zostały one zniszczone przez kolejno nasuwające się lądolody.

Zlodowacenie Nidy

I ł y i m u ł k i z a s t o i s k o w e. W wyniku postępującego tamowania odpływu wód rzecznych przez lądolód zlodowacenia Nidy rozpoczęła się akumulacja zastoiskowa. Osady tego okresu występują w profilu otworu 28 w Przysowach na głębokości 138,5–149,6 m i są wyraźnie dwudzielne (Fert, 1993). Warstwa dolna o miąższości 3,8 m położona na głębokości 145,2–149,6 m (25,9–29,7 m p.p.m.) jest zbudowana z ilów pyłowych wyraźnie laminowanych i słabo wysortowanych. Ponad połowę minerałów frakcji ciężkiej stanowią minerały nieprzezroczyste (57,7%). Wśród pozostałych, głównymi składnikami są: amfibole (25%), granaty (24,1%) i biotyt (22,8%). W mniejszych ilościach

występują epidot (10,6%) i staurolit (6,4%). Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu (R) wynosi 0,38. Iły charakteryzują się wysoką zawartością węgla wapnia (8,7%).

Część górna tej serii o miąższości 6,7 m występuje na głębokości 138,5–145,2 m i jest zbudowana z mułków piaszczystych średnio wysortowanych. Wśród minerałów ciężkich dominują: amfibole (44,8%), biotyt (16,9%), epidot (14,9%) i granaty (12,1%). Turmalinów i andaluzytu jest średnio po 2%. Stopień obtoczenia ziarn kwarcu jest bardzo wysoki, a zawartość węgla wapnia wynosi 3%.

O zbliżającym się lądolodzie świadczy tu zwłaszcza wysoka zawartość amfiboli i biotyty.

Gliny zwałowe są znane jedynie z otworu w Opaleńcu (otw. 12) (Bałuk, 1991). Tworzą one szczątkową warstwę o miąższości 1,4 m, występującą 5,2–6,6 m p.p.m. Gliny te leżą bezpośrednio na piaszczysto-mułkowatych osadach związanych z interglacją augustowskim (podlaskim).

Piaszki wodnolodowcowe powstały podczas recesji lądolodu zlodowacenia Nidy i występują powszechnie na obszarze głębokiej depresji podczwartorzędowej, tworząc serię około 20-metrowej miąższości. W Przysowach występują one na głębokości 121,0–138,5 m. W profilu tym zaznacza się ich wyraźna trójdzielność (Fert, 1993). Dolny fragment o miąższości 3,5 m, położony 15,7–19,2 m p.p.m., zbudowany jest z piasków drobnoziarnistych, pyłowatych, prawie bez frakcji grubszych, średnio wysortowanych. Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole (42%), nieco mniej jest granatów (19%) i epidotu (18,5%). Staurolitu jest 5,3%, biotyty — 45% i turmalinów — 3,5%. Zawartość węglanów wynosi 4%.

Część środkową 2,5-metrowej miąższości (12,2–15,7 m p.p.m.) tworzą osady piaszczysto-mułkowe słabo wysortowane. Zespół mineralogiczny ma charakter amfibolowo-granatowo-epidotowy (odpowiednio 41%, 28%, 17%), poza tym występuje staurolit (4,7%) i biotyt (4,4%).

Część górną o miąższości 10,5 m (1,7–12,2 m p.p.m.) budują piaski drobnoziarniste i pyłowate, średnio i słabo wysortowane. Prowincja mineralogiczna tych utworów ma charakter amfibolowo-granatowo-epidotowy (odpowiednio: 37%, 22%, 18,5%). Zawartość węglanów wynosi 4,5%. Osady te mogły osadzać się już w strefie peryglacjalnej.

Seria podobnych, drobnopiaszczystych osadów występuje w Opaleńcu na wysokości około 5 m p.p.m.–17 m n.p.m., a także w sąsiednim profilu otworu 1. Osady te pochodzą z recesji lądolodu zlodowacenia Nidy.

Zlodowacenie Sanu 1

Iły i mułki zastoiskowe. Początek tego okresu klimatycznego wyrażony jest w Przysowach około 22-metrową serią osadów zastoiskowych na głębokości 98,6–121,0 m (od 1,7 m p.p.m. do 20,7 m n.p.m.). Jest to monotonna seria iłów pyłowatych ciemnoszarych, miejscami laminowanych piaskami pyłowatymi jasnoszarymi.

We frakcji ciężkiej iłów minerały nieprzezroczyste stanowią 70% ogółu analizowanych ziarn. Zespół minerałów przezroczystych zdominowany jest głównie przez granaty (30,9%) i amfibole (23,4%). W górnej partii osadów przewaga granatów zwiększa się dwukrotnie (odpowiednio: 37,5%, 19,5%). Biotytu jest 18,1%. Iły charakteryzują się dużą zawartością CaCO_3 — 10%. Osadom tym odpowiada miększa seria utworów ilasto-mułkowych występująca 21 m p.p.m.–16 m n.p.m. w profilu Małowidz, położonym na południowy-wschód od Przysów, poza granicą arkusza Chorzele.

Prawdopodobnie z tym samym, początkowym, okresem zlodowacenia Sanu związana jest akumulacja iłów i mułków zastoiskowych (warwowych na obszarach sąsiednich) znanych z profilu w Ostrowi Mazowieckiej (11 m p.p.m.–28 m n.p.m.), w Przyjmach (4 m p.p.m.–9 m n.p.m.), jak również w Płudach (12–25 m n.p.m.) i w Fideście (4–20 m n.p.m.) (Bałuk, 1991).

Gliny zwałowe nawiercone zostały w otworze 28 w Przysowach na głębokości 84,0–98,6 m (20,7–35,3 m n.p.m.). Są one niejednorodne i składają się z czterech mniej lub bardziej rozmytych warstw. W dolnej partii jest to 2,5-metrowa seria glin zwałowych z dużą ilością żwirów i gładów. Wśród żwirów stwierdza się równowagę skał krystalicznych i wapieni (odpowiednio: 30,6% i 31,3%). Gliny te przechodzą ku górze w piaski różnoziarniste, lekko zapyłone ze żwirami i cienką wkładką glin. Zespół minerałów ciężkich zdominowany jest przez granaty (49%), amfiboli jest 25,4%, a epidotu 10,5%. Wyżej występuje 1,5-metrowa warstwa glin zwałowych ze żwirami o dominacji skał krystalicznych nad wapieniami przechodząca ku stropowi w 9-metrową serię piasków różnoziarnistych pyłowatych z licznymi żwirami i 2,5-metrową serię otoczków w stropie. Wapniistość osadów wykazuje tendencję spadkową od spągu do stropu od 12,6 do 3,5%. Współczynniki petrograficzne dwóch wkładek glin różnią się i wynoszą: dla glin dolnych: 1,19–0,91–1,03, a dla glin w środkowej partii profilu: 0,93–1,16–0,81 (Fert, 1993). Na podobnej wysokości wyróżniono pozostałości glin zlodowacenia Sanu w Opaleńcu (otw. 12) (20–23 m n.p.m.), jak również w Olszewce i Wyżegach poza granicami arkusza (Bałuk, 1991).

Próba zaliczenia przez Fert (1993) opisanych glin z profilu Przysowy do zlodowacenia Nidy tylko na podstawie współczynników petrograficznych, jest zdaniem autorów niesłuszna, gdyż ze względu na znikomą ilość zbadanych próbek (po jednej próbce z warstw glin) można je traktować jedynie orientacyjnie.

Piaski wodnolodowe ze schyłku zlodowacenia Sanu wyróżnione w Chorzelach są wyrazem silnej działalności erozyjno-akumulacyjnej wód roztopowych, które miejscami całkowicie wymyły zdeponowany wcześniej materiał, sięgając aż do podłoża trzeciorzędowego. W Chorzelach wody roztopowe wcięły się w zbocze wyniesienia osadów trzeciorzędowych do wysokości 50 m n.p.m., a następnie osadziły 13-metrową warstwę piasków wodnolodowcowych. Odpowiadają im podobne osady w Wyżegach położone na wysokości 30–42 m n.p.m. (Bałuk, 1991).

Zlodowacenie Sanu 2

Piaski i mułki zastoiskowe. Osady mułkowo-piaszczyste, ciemnoszare, poziomo-warstwowane, 2,5-metrowej miąższości leżą w Przysowach (otw. 28) na głębokości 81,5–84,0 m (35,3–37,8 m n.p.m.), bezpośrednio na utworach glacialnych zlodowacenia Sanu. Ku stropowi warstwy frakcje tych osadów stają się coraz drobniejsze.

Gliny zwałowe zachowały się tylko fragmentarycznie na obrzeżeniu depresji podczwartorzędowej. Na większej części obszaru zostały one prawdopodobnie całkowicie zniszczone podczas interglacjału mazowieckiego. W Chorzelach (otw. 18) na głębokości 46,0–60,0 m (63,2–69,7 m n.p.m.) wyróżniono 6-metrową warstwę glin zlodowacenia Wilgi. Na podobnej wysokości występują one również w Wyżegach (Bałuk, 1991).

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Piaski i żwiry rzeczne kilkudziesięciometrowej miąższości, oddzielają utwory zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich. Znane są one z otworów kartograficznych w Przysowach (otw. 28) i Opaleńcu (otw. 12) oraz z otworu hydrogeologicznego w Chorzelach (otw. 31). Rozprzestrzenienie osadów wskazuje na istnienie dużej rzeki, której kierunek przepływu wyznaczało głębokie obniżenie w podłożu czwartorzędu.

O bardzo silnej działalności erozyjnej wód płynących świadczy głębokość powstałego rozcięcia, sięgającego w Chorzelach (otw. 31) aż do spągu glin zlodowacenia Sanu.

W Przysowach (tabl. III) piaski i żwiry rzeczne o miąższości 37,5 m nawiercono na głębokości 44,0–81,5 m (37,8–75,3 m n.p.m.). Seria ta jest wyraźnie zróżnicowana pod względem uziarnienia i odpowiada czterem cyklom sedymentacyjnym. Dolna część o miąższości 3,5 m zbudowana jest z piasków różnoziarnistych, pyłowatych, ze znacznym udziałem frakcji żwirowej (15–20%). Cykl następny to warstwa o miąższości 7 m. Są to piaski różnoziarniste, lekko pyłowate, ale o wyraźnie niższej zawartości frakcji żwirowej (10%). Kolejny cykl o miąższości 9 m to piaski różnoziarniste z przewagą piasków średnioziarnistych. Cykl ostatni to warstwa o miąższości 17 m zbudowana z piasków średnioziarnistych przewarstwionych piaskami różnoziarnistymi. Obie warstwy górne zawierają około 10% frakcji pyłowatej i około 5% żwirowej. Malejący ku stropowi serii udział w osadach frakcji żwirowej świadczy o regresywnym zapisie cyklu sedymentacyjnego.

Ziarna kwarcu są tu przeważnie częściowo obtoczone o współczynniku $R = 0,69$, a zawartość węgla wapnia wynosi średnio 7%.

Seria piaszczysta występująca w Opaleńcu na podobnej wysokości jest interpretowana przez Bałuk (1991) jako seria rzeczna interglacjału mazowieckiego.

Zlodowacenia środkowopolskie

Osady zlodowaceń środkowopolskich występują na całym obszarze arkusza. Miąższość ich jest zmienna i zależy od głębokości występowania podłoża trzeciorzędowego.

Na zachód od Chorzel, w strefie wysokiego położenia podłoża, miąższość osadów zlodowaceń środkowopolskich jest mocno zredukowana, a w wielu miejscach na powierzchni terenu występują ciemnoszare i pstre łąy mio-pliocenńskie. Osady tego okresu klimatycznego są znane z licznych wierceń i odsłoneń. Reprezentowane są one przez cztery poziomy glin zwałowych, rozdzielone osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi.

Na powierzchni wysoczyzny polodowcowej występują osady stadiału górnego (Mławy) zlodowacenia Warty.

Zlodowacenie Odry

Iły i mułki zastoiskowe znane są z otworów archiwalnych wykonanych w okolicach Chorzel (otw. 9, 10, 31), gdzie miejscami leżą bezpośrednio na piaskach rzecznych interglacjału mazowieckiego tworząc kilkunastometrową warstwę (otw. 31). Powstały one zapewne w wyniku zatamowania odpływu wód przez czoło nasuwającego się łądolodu najstarszego stadiału zlodowacenia Odry. Ich pozycja odpowiada osadom zastoiskowym, tzw. serii ostrołeckiej (Bałuk, 1991), gdzie jednak miąższość i rozprzestrzenie podobnych utworów jest znacznie większe.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) wyróżnione zostały w Chorzelach, gdzie tworzą kilkumetrową warstwę leżącą bezpośrednio na opisanych wyżej osadach zastoiskowych oraz na glinach zwałowych zlodowacenia Wilgi. Powstały one w wyniku akumulacji wodnolodowcowej w bezpośrednim sąsiedztwie transgredującego łądolodu. Strop tych utworów znajduje się na wysokości około 74 m n.p.m.

Gliny zwałowe. Zasięg występowania glin zwałowych zlodowacenia Odry jest ograniczony do obszaru depresji podczwartorzędowej i jej zachodniego skłonu. Rozpoznano je w wielu otworach archiwalnych w okolicach Chorzel (między innymi w otworze 18 i 12), gdzie leżą wprost na serii piasków wiązanych z interglacjałem mazowieckim. Tworzą one kilkunastometrowej miąższości warstwę, której strop występuje na wysokości 80–86 m n.p.m.

Współczynniki petrograficzne (otw. 12) wynoszą: 1,23–0,89–1,04 (Bałuk, 1991). Gliny w wyżej wymienionym otworze wyodrębniono w spągu 40-metrowej miąższości kompleksu glacialnego zlodowaceń środkowopolskich, położonego na wysokości 65–91 m n.p.m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Dobrze rozwinięte serie osadów wodnolodowcowych ze schyłku zlodowacenia Odry występują na Kurpiach i w okolicach Ostrołeki (Bałuk, 1991). Są to piaski zróżnicowane frakcjonalnie, pyłowate, miejscami ze żwirami, przeważnie o kilkunastometrowej miąższości.

Podobne utwory występują w okolicach Chorzel i Opaleńca oraz na północny-wschód od omawianego terenu w Zarebach. Ich strop znajduje się tutaj na wysokości około 85–92 m n.p.m. Powstały przypuszczalnie w okresie recesji lądolodu zlodowacenia Odry. Na terenie objętym omawianym arkuszem zachowały się jedynie lokalnie.

Zlodowacenie Warty

Stadiał dolny

Iły i mułki zastoiskowe wyróżniono w okolicach Chorzel (otw 18) i Baranowa (otw. 1, 2), gdzie na wysokości 78–90 m n.p.m. znajduje się strop kilkunastometrowej miąższości serii mułków i łów szarych. Osady te leżą bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Odry, a pod glinami stadiału środkowego zlodowacenia Warty. W rejonie Baranowa, przykrywa je miąższa seria utworów wodnolodowcowych powstałych w czasie recesji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty. Iły i mułki zastoiskowe osadziły się na przedpolu lądolodu na początku stadiału dolnego.

Gliny zwałowe tego stadiału można spotkać zarówno w strefie depresji podczwartorzędowej, jak również, w przeciwieństwie do glin zlodowacenia Odry, poza jej zasięgiem. Są one znane jedynie z wierceń archiwalnych i wyróżniane hipotetycznie wśród nierozdzielonych serii glin złowaceń środkowopolskich.

Są to szare piaszczyste gliny zwałowe z otoczkami. Współczynniki petrograficzne mają następujące wartości: 1,44–0,72–1,17. Przypuszczalny strop glin podnosi się w kierunku południowo-wschodnim, od okolicy Chorzel (otw. 18, 20) do Krzynowłogi Wielkiej i Czaplic Wielkich (otw. 29). Rzędne stropu wynoszą odpowiednio: 101, 120, 122 m n.p.m. Są to wartości przybliżone i często niejednoznaczne ponieważ nad opisywanymi glinami leżą, przwaźnie niczym nie oddzielone gliny zwałowe przedostatniego i ostatniego stadiału zlodowacenia Warty.

W otworze w Czaplicach Wielkich (otw. 29) zachowała się dwudziestocentymetrowej miąższości warstwa piaszczysto-mułkowa o charakterze glin morenowych, położona na wysokości 122,1–122,3 m n.p.m. (Fert, 1993), która może być pozostałością glin dolnego stadiału zlodowacenia Warty. Być może, znajdująca się poniżej dwumetrowa warstwa żwirów należy również do rozmytej serii morenowej leżącej tutaj bezpośrednio na łożach plioceńskich.

Piaszki i żwiry wodnolodowcowe powstały przypuszczalnie podczas recesji lądolodu stadiału dolnego (mazowiecko-podlaskiego) zlodowacenia Warty. Występują one w północnej i południowo-wschodniej części obszaru, rozdzielając gliny zwałowe stadiału dolnego i środkowego. Tworzą kilkunastometrowej miąższości serię piaszczystą (otw. 1, 2), bądź piaszczysto-żwirową (otw. 6, 28), położoną między 88–105 m n.p.m. i 75–97 m n.p.m. W Przysowach serię tę wyróżniono na głębokości 31–44 m (75,3–88,3 m n.p.m.). Składa się ona głównie z przemytych grubookruchowych żwirów i otoczków (skały krystaliczne, kwarc, krzemienie, pojedyncze margle i piaskowce).

Materiał jest słabo wysortowany. Na głębokości 34,6–35,0 m występuje warstewka drobnookruchowych żwirów piaszczystych, nieco gliniastych z niewielkim udziałem frakcji pyłowej (9,3%). Natomiast w stropie leży 0,3-metrowa warstwa piasków drobno- i średnioziarnistych, lekko pyłowatych, wapnistych (5,1% CaCO₃) o cechach wskazujących na akumulację w warunkach wodno-peryglacialnych. Cały kompleks osadów z Przysów wykazuje cechy osadu fluwioglacjalnego. Według Fert (1993) może on również stanowić rezyduum glin zwałowych.

Stadiał środkowy

Iły i mułki zastoiskowe występują w północnej i środkowej części terenu tworząc serię osadów o miąższości od kilku, w okolicy Baranowa (otw. 1, 2), do kilkunastu metrów w okolicy Opaleńca (otw. 21) i Chorzel (otw. 9, 10). Leżą one w spągu glin zwałowych należących do stadiała środkowego (północno-mazowieckiego) zlodowacenia Warty. Kilkunastometrowej miąższości mułki leżące na południe od Czaplic, których występowanie stwierdzono w rejonie rzeki Ulatówki, bezpośrednio na łąkach plioceńskich, mogą pochodzić z tego samego okresu.

Iły i mułki zastoiskowe występujące pod glinami stadiała środkowego stwierdzono również na obszarze położonym na południowy zachód od rejonu badań, na przykład w Regiminie (IG 81418)³ 102–m n.p.m. oraz Ruszkowie (IG 44264) 86–91 m n.p.m.

Gliny zwałowe. Gliny zwałowe tego stadiała nie zostały stwierdzone w żadnym z dwóch otworów kartograficznych. Nawiercono je w Opaleńcu (otw. 12), gdzie występują w stropie nierozdzielonych glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich oraz między innymi w Baranowie (otw. 1,2), Mąćicach (otw. 6), Chorzelach (otw. 10 i 18) i Krzynowłodze (otw. 25).

Są to gliny szare z niewielkimi wtrąceniami i porwakami żółtoszarych i czarnych łąłw plioceńskich. W otworze miąższość glin wynosi około 15 m (około 93–108 m n.p.m.). Współczynniki petrograficzne mają wartości: 1,31–0,82–1,03 i są zbliżone do współczynników glin z tego stadiała z okolic Przasnysza (Bałuk, 1991).

Piaszki i żwiry wodnolodowe. Osady te akumulowane były w okresie recesji łąłdolodu stadiała środkowego. Przypuszczalnie około 16-metrowa warstwa piasków pyłowatych z drobnymi żwirkami nawiercona w otworze Przysowy na wysokości 90,0–105,8 m n.p.m. może być zaliczana do osadów tego wieku. Są to piaszki słabo wysortowane, średnioziarniste i słabo wapniste (około 3% CaCO₃).

³ Archiwalny numer otworu

Stadiał górny

Mułki zastoiskowe występują w okolicy Chorzel i Opaleńca. W otworze 20, 10-metrowa warstwa mułków (108–118 m n.p.m.) nawiercona została w jednoznacznej pozycji stratygraficznej pod metrową warstwą glin zwałowych, reprezentujących stadiał górny zlodowacenia Warty. W otworze 21, w okolicy Chorzel, na wysokości 115 m n.p.m. nawiercono 13-metrową serię mułków. Na podobnej wysokości znajduje się 8-metrowa warstwa piaszczysto-ilasta w profilu otworu w Przysowach (otw. 28) (105,8–113,8 m n.p.m.). Ziarna kwarcu z tej warstwy są słabo obtoczone. Zawartość CaCO_3 wynosi 2–5%, a cechy osadu wskazują na sedymentację w zbiorniku zastoiskowym. Najprawdopodobniej miała ona miejsce w okresie poprzedzającym nasunięcie się lądolodu stadiału górnego (Mławy).

Gliny zwalowe budują wysoczyznie polodowcową, położoną w południowej i zachodniej części terenu. Są to gliny piaszczyste, w partii stropowej brązowe, głębiej przechodzące w szare, o miąższości kilku metrów. W najbardziej jednoznacznej pozycji stratygraficznej znajduje się 4-metrowej miąższości warstwa glin zwałowych w Chorzelach (otw. 20), w spagu której leżą mułki zastoiskowe. W okolicy Rembielina i dalej na południe miąższość glin stadiału górnego (Mławy) szacuje się od kilku do dziesięciu metrów. Zostały one również stwierdzone w profilach sond mechanicznych w Krzynowłodze Wielkiej, pod kilkumetrową warstwą piasków i żwirków, z których zbudowana jest forma szczelinowa.

Piaski i żwiry lodowcowe o różnej granulacji, często gliniaste lub z dużą domieszką frakcji pyłowej, niewarstwowane, zawierające również otoczaki i głązy, występują na wysoczyźnie polodowcowej zarówno w strefie form marginalnych, jak i w sąsiedztwie glin zwałowych (obocznie).

W południowo-wschodniej części obszaru, na północ od Ulatowa w strefie przypowierzchniowej, dominują piaski różnoziarniste o miąższościach przekraczających 10 m. Piaski te dość dobrze przemyte i często warstwowane, miejscami występują pod żwirami lodowcowymi z głazami, tworzącymi na ich powierzchni niewielkie wzniesienia. Geomorfologia tej części terenu (rozległe wzniesienie) skłania do wniosku, że opisane osady piaszczysto-żwirowe mogą być pochodzenia lodowcowego. Obszar o podobnej rzeźbie i budowie ciągnie się dalej na południe aż do moren przasnyskich.

W rejonie Duczyna, Bagienic i Jedlini na niewielkich obszarach piaski lodowcowe leżą na glinach zwałowych. Na obszarze wysokiego występowania podłoża trzeciorzędowego, na południe od Nowej Wsi, piaski i żwiry lodowcowe leżą bezpośrednio na ciemnoszarych ilach plioceńskich.

Żwiry lodowcowe występują na powierzchni piasków i żwirów lodowcowych w południowo-wschodniej części badanego obszaru na północ od Ulatowa. Tworzą kilkumetrowej wysokości wzniesienia, zbudowane z materiału piaszczysto-żwirowego, miejscami z głazami, o wysokości bezwzględnej do 147 m n.p.m.

Piaski i żwiry moren czołowych znajdują się przy zachodniej granicy omawianego obszaru. W części północnej wysoczyzny, przy jej krawędzi, występują pojedyncze wzgórza morenowe, również w formie ostańców, wśród piasków sandru kurpiowskiego. Osady te powstały podczas recesyjnego postępu lodolodu stadiału Mławy.

Materiał, z którego zbudowane są moreny, to głównie piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, ułożone bezładnie. Utwory te mogą być również warstwowane skośnie lub krzyżowo w różnych kierunkach, wykazując duże kąty nachylenia warstw. Miąższości osadów czołowomorenowych w północno-zachodniej części terenu, przypuszczalnie dochodzą do kilkudziesięciu metrów.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej. Na omawianym terenie występuje kilka form akumulacji szczelinowej w postaci wydłużonych południkowo wzniesień. Dwie mniejsze formy tego typu znajdują się w okolicy Krzynowłogi Wielkiej. Są one w stropie, miejscami, przykryte glinami zwałowymi, bardzo piaszczystymi, pozbawionymi frakcji żwirowej. Podścielają je również gliny występujące na głębokości około 4–8 m. Wewnątrz są zbudowane z piasków różnoziarnistych, skośnie i poziomo warstwowanych.

Największa forma szczelinowa, która jest jednocześnie największą formą rzeźby polodowcowej na omawianym obszarze ciągnie się wzdłuż jego zachodniej granicy (po obu jej stronach) (Uniejewska, Skocki, 2002). Materiał, z którego jest zbudowana akumulowany był w otwartej szczelinie powstałej w lodzie, w okresie recesji lodolodu stadiału górnego (Mławy). Odśłania się on w jednym z niewielu odsłoneń, położonym w Bugzach przy szosie Chorzele–Stara Wieś. Są to piaski różnoziarniste i żwiry skośnie, stromo warstwowane.

Piaski i żwiry ozów. Charakterystycznie wydłużone pagórki ozów uformowane w ciągi, występują w zachodniej i północnej części wysoczyzny. Najdłuższy z ciągów o kierunku NE–SW znajduje się pomiędzy Dąbrówką na północy i Dąbrówą na południu. Jedno z największych wyrobisk eksploatowanych na terenie badań zlokalizowane jest w obrębie ozu, w okolicy Rapat–Żach, przy szosie prowadzącej z Chorzel do Nowej Wsi. W ścianach kilkunastometrowej wysokości, odsłaniają się piaski i żwiry różnej granulacji, szare i przemyte, różnie warstwowane, pochylone pod różnymi kątami. W północnej części ozu w rejonie Dąbrówki Ostrowskiej, w górnej partii ścian istniejących tam odsłoneń, wśród piasków i żwirów, widoczne są niewielkie porwaki żółtoszarych iłów plioceńskich.

Iły te odsłaniają się również w dnach wyrobisk. Północna i środkowa część ozu otulona jest od wschodu i zachodu ciemnoszarymi iłami plioceńskimi, które występują tu na powierzchni.

Spąg osadów, z których zbudowany jest oz, znajdujący się poniżej występujących na powierzchni iłów plioceńskich wskazuje, że wody płynące z dużą siłą w zamkniętej szczelinie lodowej wyłobiły rynnę w występującym tu wysoko podłożu trzeciorzędowym, akumulując w niej warstwowany materiał piaszczysto-żwirowy.

P i a s k i i m u ł k i t a r a s ó w k e m o w y c h w rejonie Krzynowłogi Wielkiej i Aleksandrowa, tworzą trzy płaskie listwy o kierunku południkowym. Zbudowane są one przeważnie z piasków mułkowatych silnie wapnistych, o miąższości 2–3 m, które znane są jedynie z sond i wierceń.

P i a s k i i m u ł k i k e m ó w. Niewielkie pagórki kemowe występują głównie w południowo-zachodniej części wysoczyzny oraz w jej części środkowej, gdzie utworzyły się najokazalsze formy. Są one zbudowane z bardzo drobnoziarnistych piasków, przeważnie silnie wapnistych, poziomo warstwowanych (miejscami zaburzonych), co świadczy o limnoglacialnej genezie tych form. Odślaniają się one w kilku piaskowniach. Największa z nich, o nazwie Koty, jest położona na północny-zachód od Rycic. W odsłonięciu o wysokości około 10 m widoczne są drobnowarstwowane piaski pyłowate, niekiedy z wkładkami mułków lub bardzo drobnookruchowych żwirków. Warstewki układające się poziomo w centralnej części odsłonięcia, bliżej powierzchni zmieniają nachylenie na zbliżone do nachylenia powierzchni terenu. Są to zaburzenia charakterystyczne dla kemów limnoglacialnych.

Na powierzchni wzgórz kemowych często występują głązy narzutowe. Czasami są one przykryte warstwą materiału zwałowego w postaci glin i piasków niewielkiej miąższości, około 0,3 m.

P i a s k i i ż w i r y m o r e n m a r t w e g o l o d u. Liczne, drobne, przeważnie kilkumetrowej wysokości pagórki, miejscami zgrupowane wokół niecek wytopiskowych, występują w zachodniej i środkowej części wysoczyzny. Zbudowane są z niewysortowanego i niewarstwowanego materiału piaszczysto-żwirowego. Powstały w różnym okresie deglacjacji, u schyłku stadiału górnego (Mławy).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e. Osady wodnolodowcowe akumulowane przez wody roztopowe podczas postoju i stopniowej recesji czoła lądolodu stadiału górnego (Mławy), wyznaczają wąski szlak przepływu wzdłuż wzgórz przy zachodniej granicy obszaru. Wody roztopowe płynące ku południowemu-wschodowi, uformowały w okolicy Grabowa dość rozległy stożek. Pozostałością po tym przepływie jest też zapewne wąska listwa osadów wodnolodowcowych, ciągnąca się wzdłuż południowego brzegu Ulatówki. Osady te znane są jedynie z płytkich sond i wierceń. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, często ze żwirkami lub różnoziarniste, odwapnione i dobrze przemyte.

P i a s k i i m u ł k i w y t o p i s k o w e akumulowane były w końcowym etapie deglacjacji, w zamkniętych obniżeniach terenu, w wyniku wytopienia się materiału z brył i płatów martwego lodu. Osady te o charakterze zastoiskowym występują w licznych nieckach wytopiskowych zgrupowanych między innymi w okolicy Krzynowłogi Wielkiej i Bagienic. Są to przeważnie piaski pyłowate i mułki piaszczyste o barwie szarej i miąższości często przekraczającej 5 m.

Mułki ilaste słabo wysortowane, lokalnie piaszczyste, o miąższości 12 m, nawiercone zostały w otworze kartograficznym w Czaplicach (otw. 29). W zespole minerałów ciężkich dominują amfibole (średnio 39%) nad granatami (19,4%) i epidotem (17,%%). Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu (R) wynosi 0,54.

Do głębokości około 3,7 m, mułki są zwietrzałe i nie wykazują obecności węglanów. W pozostałej części udział CaCO_3 wynosi średnio 3,8%. Powyższa charakterystyka osadów wskazuje na spokojną sedymentację w zbiorniku zastoiskowym.

W profilu otworu 25 w Krzynowłodze Wielkiej, 6-metrowa warstwa mułków o genezie wytopiskowej leży na glinach zwałowych stadiała środkowego (północno-mazowieckiego) zlodowacenia Warty.

W pozostałych licznych nieckach wytopiskowych podobne osady mogą występować pod utworami holoceniowymi. Osady wytopiskowe z racji swego występowania w obniżeniach terenu mogą znajdować się w zasięgu stałych lub okresowych podmokłości.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

W czasie ostatniego zlodowacenia badany teren znajdował się poza zasięgiem lądolodu zlodowaceń północnopolskich, w strefie peryglacialnej i był intensywnie niszczone. Zachodzące tu wówczas procesy denudacji, soliflukcji i wietrzenia mrozowego doprowadziły do złagodzenia form i wypełnienia obniż.

W końcowej fazie zlodowaceń nastąpił intensywny odpływ wód roztopowych ku południowemu wschodowi. Wykorzystały one równiny sandrowe powstałe u schyłku zlodowaceń środkowopolskich, na których uformował się sandr kurpiowski.

Przemodelowanie starej powierzchni sandrowej rozpoczęło się podczas fazy leszczyńskiej, lecz główna akumulacja materiału piaszczystego nastąpiła w fazie pomorskiej (Różycki, 1967a, 1972a; Kondracki, 1998; Bogacki, 1967, 1976). Według Bogackiego część Równiny Kurpiowskiej objęta arkuszem należy do strefy północno-zachodniej rozciągającej się od doliny Orzyca po Zalesie i Wach nad Rozogą, reprezentującej wyższy poziom sandrowy, nachylony na południowo-wschód.

Stadiał górny

Piaski i żwiry wodnolodowe tworzą równinę sandrową położoną na wysokości 115–137 m n.p.m. i rozciągającą się na północny-wschód od doliny Orzyca. Jej powierzchnia jest nachylona w kierunku południowo-wschodnim. Miąższość pokrywy sandrowej jest znaczna i wynosi od 5,5 m w okolicy Przysów (otw. 28), 16 m w Opaleńcu (otw. 12), do 21 m w Baranowie (otw. 1 i 2).

W otworze w Przysowach są to piaski wyraźnie zróżnicowane granulometrycznie. W dolnej części (głębokość 4,0–5,5 m) drobnoziarniste, lekko pyłowate, przechodzące ku górze w średnioziarniste, przemyte z pojedynczymi drobnoookruchowymi żwirkami. W obrębie całej warstwy materiał jest średnio wysortowany. Skład mineralny frakcji ciężkiej jest zmienny. W spągu warstwy dominują granaty (44%) nad amfibolami (26%), w środkowej części w piaskach średnioziarnistych proporcje są odwrotne (odpowiednio 41% i 15%), natomiast w stropie wyrównane (33–34%). Współczynnik obtoczenia ziarn

kwarcu (R) waha się od 0,65 do 0,69. Wapnistość jest również zróżnicowana. Piaski drobnoziarniste zawierają około 6% CaCO₃, natomiast piaski średnioziarniste nie wykazują obecności węglanów.

Na podstawie charakterystyki uziarnienia można wnioskować, że sedymentacja fluwiogłacjalna odbywała się przy zwiększającej się sile transportu wód.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) występują na powierzchni wysoczyzny morenowej w południowo-wschodniej jej części, w rejonie Rycic i Czaplíc. Powstały w wyniku wietrzenia glin zwałowych. Pokrywy eluwialne o miąższości około 1 m, zbudowane są z piasków pyłowatych, bezwapnistych o barwie jasnobrązowej, z pojedynczymi żwirkami i głazikami.

Piaski deluwialne pokrywają północne stoki wysoczyzny morenowej. Powstały w wyniku podcięcia jej przez wody fluwiogłacjalne formujące sandr kurpiowski. Skład materiału deluwialnego jest zmienny w zależności od rodzaju podłoża, na którym rozwinęły się deluwia.

Piaski pyłowate deluwialne występują również u podnóża ostańca erozyjnego, położonego na północ od Chorzel, przemieszczone ze zboczy na skutek splezywania i splukiwania przez wody opadowe.

Miąższość osadów deluwialnych wynosi od około 1 do ponad 2 m.

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach występują przede wszystkim na obszarze sandru kurpiowskiego, po obu stronach doliny Orzyca, gdzie tworzą pokrywy i wały piaszczyste (Bogacki, 1969).

Najwyższa z wydm o wysokości względnej 7 m uformowała się w rejonie Budek. Pokrywy piasków przewianych o dużych powierzchniach i kilkumetrowej miąższości występują w rejonie Chorzel.

Na zachód od Mąćic cienkie pokrywy piasków eolicznych zostały nawiane na piaski humusowe i namuły den dolinnych.

Na wysoczyźnie morenowej formy pochodzenia eolicznego występują sporadycznie, na przykład na południowym skraju obszaru koło Adamowa.

Pokrywy eoliczne oraz wydmy zbudowane są z piasków kwarcowych, przeważnie drobnoziarnistych, bezstrukturalnych lub warstwowych o barwie jasnożółtej i ziarnach obtoczonych i matowych.

c. Holocen

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1–3 m n.p.rzeki występują w dolinie Orzyca. Szerokość tarasów wynosi około 1 km.

Są to jasnoszare i szare piaski drobno- oraz średnioziarniste, czasami z domieszką ziarn frakcji pyłowej, z drobnymi wkładkami torfów i namułów. Przepuszczalna miąższość tych piasków wynosi

około 4–5 m. Są one trudne do odróżnienia od występujących najczęściej w podłożu fluwioglacjalnych osadów zlodowaceń północnopolskich, z których zbudowany jest sandr kurpiowski.

Piaski humusowe i namuły den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych występują w wielu mniejszych i większych obniżeniach o różnej genezie. Na wysoczyźnie morenowej są to obniżenia o genezie wytopiskowej lub dna dolin niewielkich cieków.

Osady te często zawierają niewielką domieszkę części organicznych. W przypadku, gdy miąższość opisywanych osadów jest mniejsza niż 2 m, wydzielono na mapie piaski humusowe i namuły den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych na glinach zwałowych (stadiu środkowego zlodowacenia Warty) oraz na łałach mio-pliocenicznych.

Namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych na obszarze wysoczyzny morenowej występują najczęściej w niewielkich zagłębieniach po martwym lodzie, w większości zgrupowanych w rejonie Bogdan, Kwiatkowa i Gadamca. Zamknięte obniżenia znajdują się także na terenie sandru kurpiowskiego, szczególnie w rejonie Mąćic i dalej na południe.

Są to osady pyłowato-piaszczyste, z domieszką części organicznych, przeważnie słabo rozłożone, niewarstwowane o bagiennym zapachu i niedużych miąższościach rzędu 1–3 m.

W zagłębieniach występujących na obszarach zbudowanych z osadów piaszczystych namuły zawierają dużą ilość frakcji piaszczystej.

Namuły torfiaste. Są to młode osady wypełniające obniżenia bezodpływowe, występujące na wysoczyźnie morenowej, sandrze kurpiowskim i w dolinach rzecznych. Stanowią one niewielki procent wśród młodych osadów wypełniających obniżenia. Miąższości namułów torfiastych wynoszą z reguły około 1 m. Miejscami leżą one na łałach mio-pliocenicznych, glinach zwałowych, piaskach i mułkach wytopiskowych stadiu środkowego zlodowacenia Warty, gytiach, piaskach humusowych i namułach den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych, namułach piaszczystych zagłębień bezodpływowych, oraz na piaskach rzecznych tarasów zalewowych.

Torfy. Najwięcej torfowisk rozwinęło się na sandrze kurpiowskim w różnej wielkości podmokłych obniżeniach. Występują one również licznie w dolinach Orzyca i Ulatówki oraz w ich dopływach. Ponadto wypełniają niektóre obniżenia wytopiskowe na wysoczyźnie morenowej. Są to przede wszystkim torfowiska niskie, głównie drzewno-turzycowe, jak również trzcinowo-turzycowe i drzewne. W wielu miejscach miąższość torfów przekracza 2 m.

Procesy torfotwórcze w nieckach wytopiskowych i innych podmokłych obniżeniach mogły rozpocząć się już w plejstocenie. Najmłodsze torfy występują w dolinach rzecznych.

Na obszarze sandru kurpiowskiego torfom i namułom towarzyszyły rudy darniowe (bagienne). Zachowały się one jednak w niewielu miejscach (na przykład na północ od Niskich Wielkich), gdyż w latach pięćdziesiątych zostały w większości wyeksploatowane.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Strop osadów mezozoicznych powtarza generalny kierunek nachylenia stropu krystaliniku. Z posiadanych danych można wnioskować, że w zachodniej części terenu strop mezozoiku występuje poniżej 90 m p.p.m., a we wschodniej poniżej 150 m p.p.m. Taka sytuacja wskazuje na możliwość występowania uskoku tektonicznego między osadami miocenu, występującymi w podłożu czwartorzędu w Przysowach, a osadami mio-pliocenu w Opaleńcu (Bałuk, 1987). Ponadto w otworze Opaleńcie (otw. 12) pod 35-metrowej miąższości osadami mio-pliocenu występują osady oligocenu, przykrywające utwory miocenu środkowego. W stropie zaburzonej serii mio-pliocenu leżą niezaburzone osady preglacjału. Wskazywać to może na prawdopodobieństwo występowania w tym rejonie kopalnych osuwisk plastycznych mas podłoża, których powstanie przypada na okres od miocenu górnego po pliocen górny (ruchy młodolpejskie).

W południowo-zachodniej części terenu, w strefie wysoko spiętrzonego podłoża, utwory mio-pliocenu leżą na stosunkowo spokojnie leżących osadach miocenu i oligocenu (otw. 25). Utwory mio-pliocenu są zaburzone glacitektonicznie, co można zaobserwować w odsłonięciach w Niskich Wielkich i w rdzeniu wiertniczym otworu 25 w Krzynowłodze Wielkiej.

W profilu otworu 25, dwukrotnie przwiercono warstwę węgla brunatnego w obrębie łąk oraz trzykrotnie warstwę mułków, przy miąższości serii ilastej 155 m. Zaburzenia te, mające charakter łusek, zapoczątkowane w zlodowaceniu najstarszym, uformowane, w swym zasadniczym kształcie podczas starszej części zlodowaceń południowopolskich, w czasie zlodowaceń środkowopolskich uległy przekształceniom w górnych partiach. Sięgają one 110–120 m poniżej stropu trzeciorzędu, a być może i głębiej.

Obecnie powierzchnia podczwartorzędowa z kulminacjami przekraczającymi 140 m n.p.m. w rejonie miejscowości Nowa Wieś, Niskie Wielkie, Gadamiec, obniża się ku południowemu zachodowi do około 60 m n.p.m., ku północy do około 30 m n.p.m. i ku wschodowi do poziomu 60–110 m p.p.m. Takie jej położenie związane jest z przebiegiem obniżenia tektonicznego.

W strefie uskoku tektonicznego powierzchnia podczwartorzędowa obniża się z kierunku NNW ku SSE.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Profil osadów, z których zbudowany jest obszar omawianego arkusza, rozpoczyna się osadami trzeciorzędowymi reprezentowanymi przez utwory eoceńskie, nawiercone w otworze w Opaleńcu oraz oligoceńskie, znane z profilów otworów w Krzynowłodze Wielkiej i Opaleńcu (tab. 1). Osady z otworu w Opaleńcu leżą w strefie silnych deformacji trzeciorzędowych spowodowanych być może

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia					Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Pododdział	Piętro	Podpiętro		
C z w e n P l e j s s t o c e n	H o l o c e n				<p>Torfy — $t Q_h$</p> <p>Gytie — $gy Q_h$</p> <p>Namuły torfiaste — $nt Q_h$</p> <p>Namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych — $li_{np} Q_h$</p> <p>Piaski humusowe i namuły den dolinnych oraz zagłębień okresowo-przepływowych — $ph Q_h$</p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki — $f_p Q_h^{\text{f}}$</p>	<p>Akumulacja i narastanie torfów w zagłębieniach bezodpływowych, dolinach rzecznych i podmokłych obniżeniach terenu</p> <p>Akumulacja organiczna, jeziorna</p> <p>Akumulacja organiczno-mineralna w zagłębieniach bezodpływowych, dolinach rzecznych i podmokłych obniżeniach terenu</p> <p>Akumulacja organiczno-mineralna w zagłębieniach bezodpływowych</p> <p>Akumulacja w zagłębieniach okresowo-przepływowych oraz podmokłych obniżeniach terenu</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna w dolinach</p>
					<p>Piaski eoliczne — $p^e Q$</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — $p^e Q^{\text{w}}$</p> <p>Piaski pyłowate deluwialne — $p^{py} Q^d$</p> <p>Piaski deluwialne — $p^d Q$</p> <p>Piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) — $p^{py} Q^z$</p>	<p>Transport i akumulacja eoliczna</p> <p>Akumulacja na zboczach i u podnóży zboczy</p> <p>Denudacja i spływy soliflukcyjne</p> <p>Wierzenie</p>
						<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{p^z} Q_{p^3}^{B3}$</p>
		Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny		
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał górny	<p>Piaski i mułki wytopiskowe — $b_{pm} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{p^z} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i żwiry moren martwego lodu — $gm_{p^z} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i mułki kemów — $tk_{pm} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i mułki tarasów kemowych — $tk_{pm} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i żwiry ozów — $Q_{p^z} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — $gs_{p^z} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i żwiry moren czołowych — $gc_{p^z} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Piaski i żwiry lodowcowe — $g_{p^z} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Żwiry lodowcowe — $g_z Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^3}^{W3}$</p> <p>Mułki zastoiskowe — $b_m Q_{p^3}^{W3}$</p>	<p>Akumulacja w zagłębieniach wytopiskowych</p> <p>Wytapianie się brył martwego lodu w zagłębieniach bezodpływowych</p> <p>Akumulacja i erozyjna działalność wód roztopowych podczas recesji lądolodu</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu lądolodu</p> <p>Erozja na wysoczyźnie i w dolinach</p> <p>Akumulacja glacialna z dużym udziałem wód roztopowych</p> <p>Stagnacja lądolodu, zamieranie i rozpad na bryły martwego lodu</p> <p>Akumulacja osadów piaszczysto-mułkowych w przetainach martwego lodu</p> <p>Akumulacja piasków i mułków między bryłami martwego lodu a wysoczyzną</p> <p>Rozpad lądolodu na bryły martwego lodu</p> <p>Akumulacja w szczelinach sub- i inglacialnych</p> <p>Powstawanie szczelin w lądolodach</p> <p>Akumulacja osadów w szczelinach w martwych lodach</p> <p>Powstanie szczelin otwartych w lądolodzie</p> <p>Akumulacja glacialna</p> <p>Postój czoła lądolodu</p> <p>Akumulacja glacialna</p> <p>Akumulacja w lokalnych zbiornikach zastoiskowych przed czołem lądolodu</p>

C z w l a r j s t o t o r c z e n d	P i e c j n o w o p o l s k i e	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadial środkowy	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_p^{W2}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{W2}$ Iły i mułki zastoiskowe — $im^b Q_p^{W2}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja glacialna Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach przed czołem lądolodu	
				Stadial dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_p^{W1}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{W1}$ Iły i mułki zastoiskowe — $im^b Q_p^{W1}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja glacialna Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu	
			Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $fg_{pż2} Q_p^O$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^O$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{pż1} Q_p^O$ Iły i mułki zastoiskowe — $im^b Q_p^O$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe podczas recesji czoła lądolodu Akumulacja glacialna Erozja przez wody roztopowe Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach przed czołem lądolodu		
				Interglacial wielki	Interglacial mazowiecki	Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pż} Q_{p^{2-3}}$	Wietrzenie i denudacja na wysoczyźnie Akumulacja rzeczna Erozja wgłębna w dolinach
			Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Włgi (San 2)	Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^G$ Piaski i mułki zastoiskowe — $pm^b Q_p^G$	Akumulacja glacialna Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu	
				Zlodowacenie Samu (San 1)	Piaski wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_p^S$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^S$ Iły i mułki zastoiskowe — $im^b Q_p^S$	Akumulacja wodnolodowcowa Erozja na wysoczyźnie i w dolinach Akumulacja glacialna Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu	
		Zlodowacenie Nidy		Piaski wodnolodowcowe — $fg_p Q_p^N$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^N$ Iły i mułki zastoiskowe — $im^b Q_p^N$	Erozja i akumulacja wód roztopowych podczas recesji lądolodu Erozja na wysoczyźnie i w dolinach Akumulacja glacialna Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu		
		Interglacial augustowski (podlaski)		Piaski rzeczne — $f_p Q_{p^{1-2}}$	Erozja i denudacja na wysoczyźnie Erozja w dolinach Akumulacja rzeczno-jeziorna		
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi	Stadial górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_p^{A3}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{A3}$ Iły zastoiskowe — $i^b Q_p^{A3}$	Erozyjno-akumulacyjna działalność wód roztopowych Powstanie równin sandrowych Akumulacja glacialna Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu Wypełnienie obniżeń przedplejstocenijskich	
				Stadial dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_p^{A1}$ Gliny zwałowe — $gzw^g Q_p^{A1}$	Erozyjno-akumulacyjna działalność wód roztopowych Powstanie równin sandrowych Akumulacja glacialna	
		Preglacial		Piaski i mułki rzeczne — $f_{pm} Q_{p^0}$	Akumulacja w trzech etapach: rzeczna, jeziorna, rzeczna Wypełnianie głębokiej przedplejstocenijskiej doliny		
						Utwory trzeciorzędowe jako kry w osadach plejstocenijskich — $T_r Pl$	Akumulacja osadów podłoża czwartorzędu wśród osadów glacialnych Egzaracja podłoża osadów czwartorzędowych

Trzeciorzęd	Neogen	Mio-pliocen		Iły, iły węgliste oraz piaski kwarcowe i węgiel brunatny — MPI	Akumulacja jeziorno-bagienna w zbiorniku śródlądowym
		Miocen		Piaski, mułki, iły i piaski węgliste oraz węgle brunatne — pM	Akumulacja jeziorna w zbiorniku śródlądowym
	Paleogen	Oligocen		Piaski pyłowate, piaski węgliste oraz mułki i iły — ppv Ol	Sedymentacja w płytkim morzu
		Eocen		Łupki ilaste — i _i E	Sedymentacja morska

przez osuwiska zachodzące na zboczach głęboko wciętej podczwartorzędowej doliny lub przez młodoalpejskie pionowe ruchy tektoniczne.

Intensywne procesy erozyjne u schyłku oligocenu i na początku miocenu doprowadziły do zniszczenia znacznej części utworów młodszego paleogenu. Przeobrażony erozyjnie strop osadów oligoceńskich, w rejonie badań, jest nachylony ku południowemu-zachodowi, podobnie jak starsza powierzchnia kredowo-paleoceńska (Bałuk, 1982a).

W miocenie odbywała się sedymentacja w zbiornikach śródlądowych, osadów piaszczysto-ila-
stych z warstwami węgla brunatnego. Duża miąższość i wysokie położenie utworów tego wieku należy łączyć ze strefą wysokiego położenia miocenu między Olsztynem a Wielbarkiem (Rühle, 1955a; Ciuk, 1966). Ostateczną formę powierzchni osadów mioceńskich nadało, pod koniec tego okresu, nałożenie się procesów neotektonicznych (faza attycka) i procesów erozyjnych (Ciuk, 1970). W miocenie górnym i na przelomie miocenu i pliocenu przykryta ona została osadami jeziorno-bagiennymi — iłami pstrymi. Wiek tych utworów w niniejszym opracowaniu, określony został jako mio-pliocen i stanowią one podłoże osadów czwartorzędowych na prawie całym badanym obszarze. W części zachodniej i centralnej terenu badań osady te leżą wysoko do 146,2 m n.p.m., a na obszarze depresji podczwartorzędowej obniżają się do 66 m p.p.m. Jedynie w rejonie uskoku koło miejscowości Przysowy w podłożu odsłaniają się osady o udokumentowanym wieku mioceńskim. Obserwowane w odsłonięciach i rdzeniach wiertniczych zaburzenia utworów trzeciorzędowych wskazują na intensywne procesy glacitektoniczne, związane z działalnością lądolodów, które poszerzyły istniejące tu wcześniej obniżenia terenu i spiętrzały osady trzeciorzędowe na zachód od Chorzel. W rejonie głębokiej depresji podczwartorzędowej silne deformacje iłów mio-plioceńskich wiązać należy z procesami neotektonicznymi. Znaczne deniwelacje stropu i spągu iłów mio-pliocenu, nieciągłości występowania oraz deformacje glacitektoniczne uniemożliwiają odtworzenie ich pierwotnej powierzchni sedymentacyjnej.

Wczesny czwartorzęd był okresem intensywnego działania procesów erozyjnych. W okolicy Chorzel i Opaleńca powstała preglacjalna dolina rzeczna o założeniach podczwartorzędowych (Bałuk, 1987). W dolinie tej akumulowane były rzeczno-jeziorne osady preglacjalne.

Łądolód zlodowaceń najstarszych wkroczył na badany obszar dwukrotnie. W rejonie Przysów i Opaleńca wypełnił depresję podłoża do wysokości 20 m p.p.m osadami dwóch poziomów glacialnych, rozdzielonych seriami osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych.

W interglacjale augustowskim (podlaskim) nastąpiła częściowa rekonstrukcja starszego obniżenia. W dolinie wyciętej w osadach zlodowacenia Narwi zakumulowane zostały utwory rzeczno-jeziorne. Na wysoczyźnie trwały procesy denudacji.

W czasie zlodowaceń południowopolskich łądolód wkroczył na badany obszar trzykrotnie. Mięzsze osady zlodowaceń Nidy, Sanu i Wilgi zachowały się jedynie w głębokiej depresji podczwartorzędowej, którą wypełniły do wysokości około 55 m n.p.m. Na pozostałym terenie, prawie w całości znajdującym się w obrębie wielkiego wypiętrzenia osadów podczwartorzędowych, łądolody tych zlodowaceń spowodowały spiętrzenie i zaburzenie plastycznych warstw mio-pliocenu.

Interglacjał wielki rozpoczął się intensywną erozją w strefie kopalnego obniżenia podłoża oraz denudacją wysoczyzn polodowcowych, utworzonych w okresie zlodowaceń południowopolskich. W strefie głębokiego obniżenia osadów podczwartorzędowych powstała dolina rzeczna, wypełniona osadami jeziorno-rzecznyymi. Rozcięcie sięgające spągu glin zlodowacenia Sanu, świadczy o bardzo silnej działalności erozyjnej wód interglacialnych. Wśród osadów rzecznych wyróżnić można cztery cykle akumulacyjne charakteryzujące się sukcesywnie zmniejszającymi się od spągu ku stropowi średnicami ziarn piasków i żwirów. Interglacialne osady rzeczne wypełniły depresję podczwartorzędową do wysokości około 75 m n.p.m.

Kolejne ochłodzenie klimatyczne spowodowało transgresję łądolodów zlodowaceń środkowopolskich. Kompleks osadów składa się z utworów zlodowacenia Odry i trzech stadiałów zlodowacenia Warty. Poziomy glacialne rozdzielają warstwy piasków i żwirów wodnolodowcowych i ilasto-pyłowate utwory zastoiskowe. Osady zlodowaceń środkowopolskich wypełniły całkowicie podczwartorzędową depresję oraz przykryły większą część wysoko spiętrzonego podłoża.

Z utworów stadiału górnego (Mławy) zlodowacenia Warty zbudowana jest, w znacznym stopniu, powierzchnia badanego obszaru. Linia maksymalnego zasięgu tego stadiału przebiegała nieco na południe od obszaru objętego arkuszem Chorzele. Podczas deglacjacji terenu powstały zespoły moren czołowych bezładnie rozrzucone na powierzchni wysoczyzny. Na zapleczu maksymalnego zasięgu łądolodu w otwartych szczelinach powstały, dominujące w rzeźbie terenu, formy szczelinowe, a w szczelinach sub- i inglacialnych — ozy. Między bryłami martwego lodu utworzone zostały wzgórza moren czołowych oraz wzgórza i tarasy kemowe.

Wytapiające się bryły martwego lodu spowodowały powstanie licznych obniżeń wytopiskowych i zagłębień po martwych lodach. Wody roztopowe formowały listwy osadów wodnolodowcowych oraz rzeźbiły dolinę wód roztopowych w południowej części badanego obszaru. Procesy deglac-

cji u schyłku stadiału górnego zlodowacenia Warty (Mławy) uformowały w decydujący sposób, współczesną rzeźbę omawianego terenu.

Podczas interglacjału eemskiego, między nieckami wytopiskowymi, formowała się pierwsza sieć cieków powierzchniowych, a na wysoczyźnie zachodziły procesy denudacji.

W okresie zlodowaceń północnopolskich omawiany obszar stanowił strefę peryglacialną lądolodu, którego czoło znajdowało się nieco dalej na północ. Potężny odpływ wód roztopowych sprzed czoła lądolodu spowodował silną erozję wysoczyzn polodowcowych, a wody transportowały materiał piaszczysto-żwirowy i akumulowały rozległą równinę sandrową zwaną sandrem kurpiowskim.

Od schyłku zlodowaceń północnopolskich na omawianym terenie zachodziły w dalszym ciągu procesy erozji i denudacji. Powstała sieć mniejszych i większych cieków łączących liczne zagłębienia i niecki wytopiskowe. W obniżeniach następowała akumulacja mineralno-organiczna, a w ostatnim etapie powstały torfy. Na rozległej równinie sandrowej przewiewane są stropowe warstwy piasków, w wyniku czego powstają pokrywy piasków przewianych i wydmy. Akumulacja w obniżeniach namulów, deluwiów i torfów zapoczątkowana pod koniec plejstocenu trwa nadal.

IV. PODSUMOWANIE

Przeprowadzone prace kartograficzno-zdjęciowe pozwoliły na wprowadzenie szczegółowych wydzielen litologiczno-genetycznych na mapie powierzchniowej (zwłaszcza w strefie marginalnej), jak również na rozpoznanie budowy geologicznej terenu oraz stratygrafii czwartorzędu i jego podłoża.

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej badanego obszaru jest bardzo urozmaicona. Deniwelacje sięgają 256 m. Na wschód od Chorzel znajduje się wielkie obniżenie, którego dno sięga 110 m p.p.m. Stanowi ono północno-zachodnią część obniżenia rozciągającego się dalej na zachód i południowy-zachód. Jego geneza jest złożona. Wiąże się z procesami erozyjnymi zapoczątkowanymi w preglacjałe, w strefie obniżeń, powstałej w wyniku wcześniejszych procesów neotektonicznych.

Na zachód od Chorzel podłoże trzeciorzędowe wznosi się wysoko (do około 146,2 m n.p.m.). Wypiętrzenie to powstało w wyniku procesów glacitektonicznych i prawdopodobnie neotektonicznych. W wielu miejscach na powierzchni odsłaniają się ły pliocenkie.

Najstarszymi utworami stwierdzonymi na badanym terenie są prawdopodobnie osady eocenu, których przypuszczalny wiek określono w sposób pośredni, ustalając wiek osadów nadległych (Grabowska, 1975), jak również porównując je do podobnych osadów znajdujących się w analogicznej pozycji stratygraficznej na obszarach przyległych (Bałuk, 1977).

W chwili obecnej nie można rozdzielić osadów pliocenu i miocenu występujących na większej części obszaru arkusza. Połączono je więc w jedno wspólne wydzielenie — mio-pliocen. Jedyne

w rejonie otworu 28 Przysowy, w oparciu o badania palinologiczne wyróżnione zostały utwory mio-cenu. Opisano je także w otworze 12 w Opaleńcu i w otworze 30 w Krzynowłodze Wielkiej.

Występowanie w Opaleńcu eoplejstoczeńskich osadów rzecznych oraz późniejszych osadów flu-wialnych pochodzących z interglacjałów: augustowskiego (podlaskiego) i wielkiego (mazowieckie-go) świadczy o wielokrotnym odnawianiu się tego samego, staroplejstoczeńskiego szlaku przepływu.

Ze względu na nieliczne lub słabo zachowane poziomy morenowe, jak również brak informacji paleobotanicznych i paleontologicznych, stratygrafia utworów czwartorzędowych oparta została w du-żej mierze o istniejące publikacje (Bałuk, 1977, 1978, 1982a, 1983, 1991). Wykonano ponadto anali-zę powierzchni erozyjnych i rozprzestrzenienia poziomów glacialnych. Wielu informacji o cechach osadów dostarczyły badania litologiczno-petrograficzne, których wyniki wykorzystano w celu rozpo-ziomowania litostratygraficznego utworów plejstoczeńskich.

Plejstocen na badanym terenie zbudowany jest z następujących kompleksów glacialnych: zlo-dowacenia Narwi, Nidy, Sanu, Wilgi, dwóch stadiałów zlodowaceń środkowopolskich oraz z dwóch rozdzielających je serii interglacialnych — interglacjału augustowskiego (podlaskiego) i wielkiego.

Występowanie osadów zlodowaceń najstarszych oraz zlodowaceń południowopolskich ograni-czone jest do głębokiej depresji podczwartorzędowej.

Zlodowacenia środkowopolskie reprezentowane są przez osady dwóch zlodowaceń: Odry i Warty, w tym trzech stadiałów w obrębie zlodowacenia Warty: dolnego, środkowego i górnego. Po-między nimi nie stwierdzono osadów interstadialnych reprezentujących okresy ciepłe. Z osadów sta-diału górnego zlodowacenia Warty zbudowana jest wysoczyzna morenowa.

Badany teren znajdował się poza zasięgiem lądolodu zlodowaceń północnopolskich. Panujące w tym okresie warunki peryglacialne przyczyniły się do intensywnego rozwoju procesów denudacji.

Północno-wschodnią część obszaru obejmuje sandr kurpiowski, utworzony podczas stadiału górnego (głównego) wyżej wymienionych zlodowaceń.

Na terenie sandru kurpiowskiego miała miejsce intensywna działalność eoliczna, której efektem jest współczesny krajobraz wydmowy tej części omawianego obszaru.

Opracowano
w Przedsiębiorstwie Geologicznym
POLGEOL SA w Warszawie
Warszawa, 1998 r.

Zakład Geologii Czwartorzędu
Państwowego Instytutu Geologicznego

LITERATURA

- B a ł u k A., 1977 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000 arkusz Ostrołęka (30), wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- B a ł u k A., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Mława (29), wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- B a ł u k A., 1982a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Przasnysz. Inst. Geol., Warszawa.
- B a ł u k A., 1983 — Nowe profile czwartorzędu z okolic Przasnysza. *Kwart. Geol.*, **27**, 2.
- B a ł u k A., 1986 — Czwartorzęd i jego podłoże w rejonie dolnej Narwi. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a ł u k A., 1987 — Osady preglacjalne z Opaleńca koło Chorzeli (Równina Kurpiowska). W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Mat. konf. Ossolineum. Wrocław.
- B a r a n i e c k a M.D., 1979 — Osady plioceni Mazowsza jako podłoże czwartorzędu. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **23**.
- B e h r J., T i e t z e O., 1912 — Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mława. *Ib. Preuss. Geol. Landesanst.* 33.
- B o g a c k i M., 1967 — Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. *Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW*, 1.
- B o g a c k i M., 1969 — Wydmy Równiny Kurpiowskiej. W: Procesy i formy wydymowe w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 75.
- B o g a c k i M., 1976 — Współczesne sandry na przedpolu Skeidararjökull (Islandia) i plejstoceńskie sandry w Polsce północno-wschodniej. *Rozpr. UW*, 93.
- C i u k E., 1966 — Mapa geologiczna trzeciorzędu lądowego w Polsce 1:50 000, Mapa ukształtowania stropu miocenu. Inst. Geol., Warszawa.
- C i u k E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- C i u k E., 1972 — Syntetyczny profil stratygraficzny utworów trzeciorzędowych rejonu olsztyńskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- C z e r w i ń s k a I., 1992 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Chorzele (291). Arch. Przeds. Poszukiwań Geofizycznych –SEGI, Warszawa.
- C z e r w o n k a J., 1975 — Badania granulometryczno-petrograficzne osadów kenozoicznych. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Mława. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- F e r t Z., 1993 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Chorzele (291). Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

Grabowska I., 1975 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z arkusza Ostrołęka i Mława Mapy geologicznej Polski 1:200 000. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jaszczuk E., 1987 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Zlewnia rzeki Orzyc. Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

Karaczun K., Kubicki S., Ryka W., 1975 — Mapa geologiczna podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kenig K., 1977 — Litologia glin zwałowych w profilach wiertniczych międzyrzecza dolnego Bugu i Narwi. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kociszewska-Musiał G., Kosmowska-Ceranowicz B., 1976 — Charakterystyka litologiczna osadów trzeciorzędowych i „preglacialnych” z wybranych profili wiertniczych Warszawy i okolic. *Pr. Muz. Ziemi*, 25.

Kotański Z., 1977 — Rozwój paleotektoniczny wyniesionej części starej platformy w Polsce w wałdaju i kambrze. *Biul. Inst. Geol.*, 5, 303.

Kubicki S., Ryka W. (red.), 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej 1:50 000. Wyd. Geol., Warszawa.

Lamparski Z., 1981 — Pleistocene of the Mochowo Depression in the Dobrzyń Lakeland. *Acta Geol. Pol.* 31, 1–2.

Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, 2.

Lewiński J., Samsonowicz J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. *Pr. TNW*, 31.

Lichwa M., 1982 — Sprawozdanie z prac badawczych dla określenia warunków występowania utworów ilastych ceramiki budowlanej w woj. ostrołęckim. Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

Lichwa M., 1988a — Inwentaryzacja złóż kopalin mineralnych stałych na terenie woj. ostrołęckiego (uaktualnienie) gmina Krzynowłoga Mała. Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

Lichwa M., 1989b — Inwentaryzacja złóż kopalin mineralnych stałych na terenie woj. ostrołęckiego (uaktualnienie) gmina Chorzele. Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

Lichwa M., 1989c — Inwentaryzacja złóż kopalin mineralnych stałych na terenie woj. ostrołęckiego (uaktualnienie) gmina Jednoróżec. Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

Listkowska H., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Zaręby (292). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Majewski J., 1985 — Dokumentacja geologiczna w kat. C₂ złoża surowców ilastych dla ceramiki budowlanej. Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

M a j e w s k i J., 1986 — Dokumentacja geologiczna w kat. B złoża surowców ilastych ceramiki budowlanej Niskie Wielkie. Arch. Przeds. Geol., Warszawa.

M a r k s L., 1980 — Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 2.

M a r k s L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments in western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Kwart. Geol.*, **14**, 1.

M i c h a l s k a Z., 1961a — O wieku moren czołowych w okolicy Mławy i Przasnysza w świetle badań stratygraficznych i paleomorfologicznych. W: Prace o plejstocenie Polski środkowej wykonane pod kierunkiem prof. dr S.Z. Różyckiego. Special issue for the VI INQUA Congres. Wyd. Geol., Warszawa.

M i c h a l s k a Z., 1961b — Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza. *Stud. Geol. Pol.*, 7.

M i c h a l s k a Z., 1967 — Stratygrafia plejstocenu północnego Mazowsza w świetle nowych danych. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3.

M o j s k i J.E., R ü h l e E., 1965 — Mapa ukształtowania podłoża czwartorzędu w Polsce. W: Atlas geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa.

M o j s k i J.E., 1978 — Mezoplejstocen. W: Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Biul. Inst. Geol.*, 306.

M o j s k i J.E., 1981 — O stratygrafii dolnego czwartorzędu w Europie. *Biul. Inst. Geol.*, 327.

M o t y l - R a k o w s k a I., S c h o e n e i c h K., 1970 — Budowa geologiczna południowo-zachodniego skłonu antekliny mazurskiej. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 4.

N o w a k J., 1974 — Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 268.

P i l a c i ń s k i T., 1967 — Dokumentacja badań geoelektrycznych Chorzele. Arch. C.B.S. i PWM „BIPROMEL”, Warszawa.

P i l a c i ń s k i T., M a r c i n i a k W., J a s z c z u k C., 1978 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla zaopatrzenia rolnictwa w wodę wybranych rejonów woj. ostrołęckiego, rejon gmin Krzynowłoga Mała i Chorzele. Arch. C.B.S. i PWM „BIPROMEL”, Warszawa.

P o ż a r y s k a K., O d r z y w o l s k a - B i e ń k o w a E., 1977 — O górnym eocenie w Polsce. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.

P o ż a r y s k a K., O d r z y w o l s k a - B i e ń k o w a E., 1978 — Z zagadnień paleogeografii młodszego paleogenu na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, **26**, 1.

P o ż a r y s k i W., K o t a ń s k i Z., 1974 — Polska na tle Europy. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika, 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.

P r a c a z b i o r o w a , 1975 — Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski 1:2 000 000. 2. Mezozoik (bez kredy górnej). Inst. Geol., Warszawa.

P r a c a z b i o r o w a , 1978 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obniżenia. *Biul. Inst. Geol.*, 306.

R a d o m s k i J., 1970 — Dokumentacja badań geoelektrycznych Krzynowłoga Wielka. Arch. C.B.S. i PWM „BIPROMEL”, Warszawa.

R ó ż y c k i S.Z., 1967a — Zarys stratygrafii plejstocenu Polski środkowej. W: Czwartorzęd Polski. Wyd. nauk. PWN, Warszawa.

R ó ż y c k i S.Z., 1972a — Nizina Mazowiecka. W: Geomorfologia Polski. 2. Niż Polski. Wyd. nauk. PWN, Warszawa.

R ó ż y c k i S.Z., 1972b — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie, wyd. 2. Wyd. nauk. PWN, Warszawa.

R ó ż y c k i S.Z., 1978 — Od „MOCHT” do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 3–4.

R ü h l e E., 1955a — Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Nizy Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 70.

R ü h l e E., 1955b — Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945–1953. *Biul. Inst. Geol.*, 70.

R ü h l e E., 1973 — Stratygrafia czwartorzędu Polski. W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.

R ü h l e E., 1974 — Pokrywa kenozoiczna. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**.

R z e c h o w s k i J., 1968 — Sedymentogeneza czwartorzędu w przekroju Ostrowi Mazowieckiej. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

R z e c h o w s k i J., 1974 — O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Nizy Polskim. *Zesz. nauk. UAM w Poznaniu, Geogr.* 10.

R z e c h o w s k i J., S o b c z u k B., G r o n k o w s k a B., 1981 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Opracowanie specjalne dla arkusza Przasnysz. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

S t r a s z e w s k a K., 1968 — Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia rejonu dolnego Bugu. *Stud. Geol. Pol.*, 23.

Stuchlik L., 1975 — Opracowanie palinologiczne osadów starszego czwartorzędu na tle górnego trzeciorzędu z profili wiertniczych północnego Mazowsza (rejon Mławy i Ostrołęki). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Uberna T., 1970 — Ukształtowanie powierzchni podkenozoicznej oraz budowa pokrywy kenozoicznej. W: Ropo- i gazonośność synklinorium warszawskiego na tle budowy geologicznej. Pr. geostrukt., 1. Inst. Geol., Warszawa.

Uberna T., 1974 — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Nizy Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281.

Uniejewska M., Skocki K., 2002 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Janowo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Ważńńska H., 1993 — Opracowanie palinologiczne osadów z wierceń Przysowy P-6, Czarczaste Wielkie 1/10 (ark. Chorzele 1:50 000). Opracowanie specjalne dla arkusza Chorzele. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Winter H., 1993 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej z dwóch próbek z Chorzele, arkusz Chorzele Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wiński I., 1974 — Dokumentacja badań geoelektrycznych temat „Mława–Ostrołęka”. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wołosowicz S., 1924 — O południowej krawędzi „Prusko-Mławskiego” lądolodu w epoce ostatniego zlodowacenia. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2, 3/4.

Zierhoffer A., 1925 — Zagadnienia powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich. W: Pokłosie geogr. Lwów.

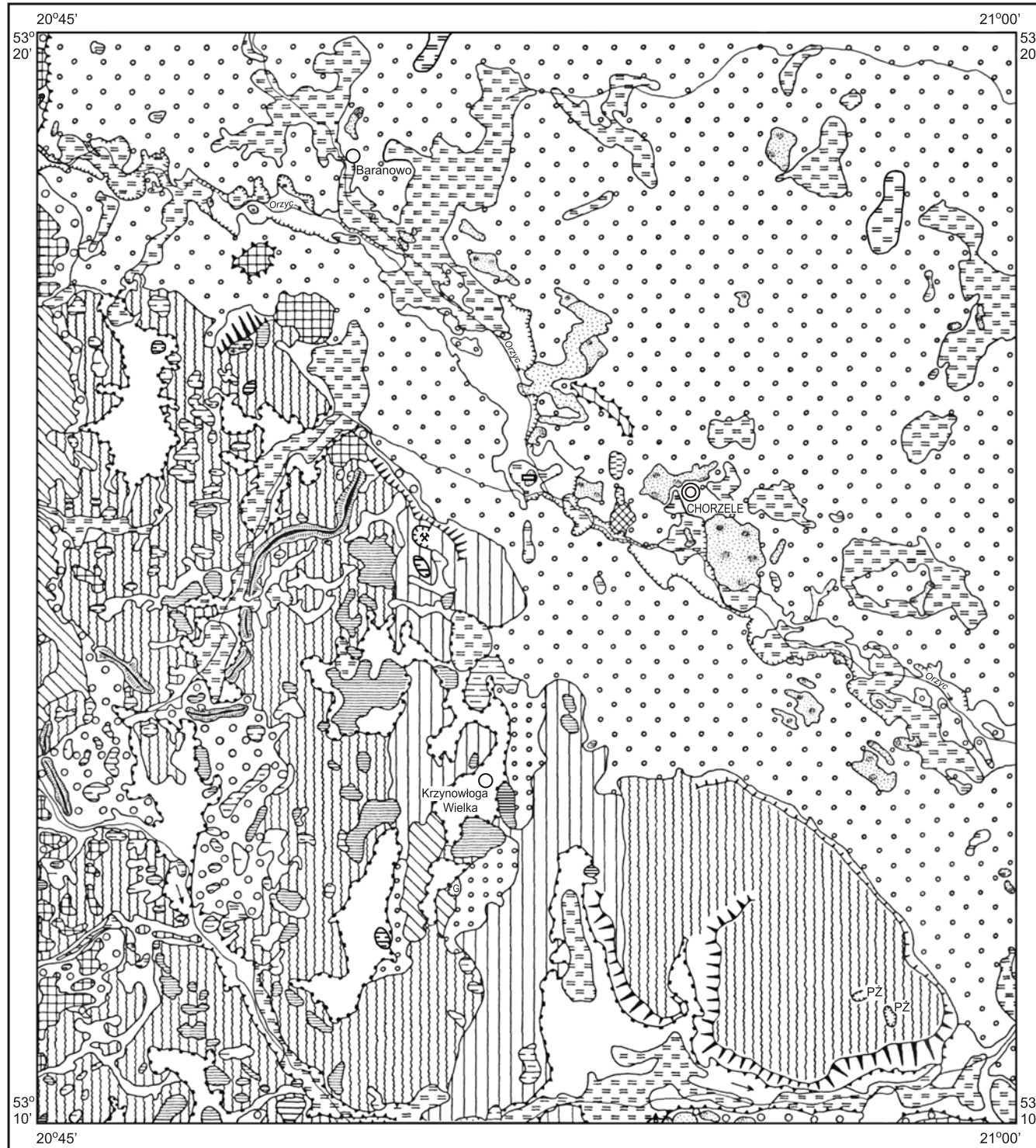
Zwierz S., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Olsztyn, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.

Zwierz S., 1953 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Olsztyn, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Chorzele (291)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne o wysokościach względnych:
 - 5–10 m
 - ponad 10 m
 - Niecki wytopiskowe

Formy powstałe w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu (5–10 m wysokości względnej)

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe młodsze
- Równiny sandrowe starsze i wodnolodowcowe
- Ozy
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki: a - wysoczyzny, b - tarasów

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Ostańce erozyjne
- Długie stoki

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

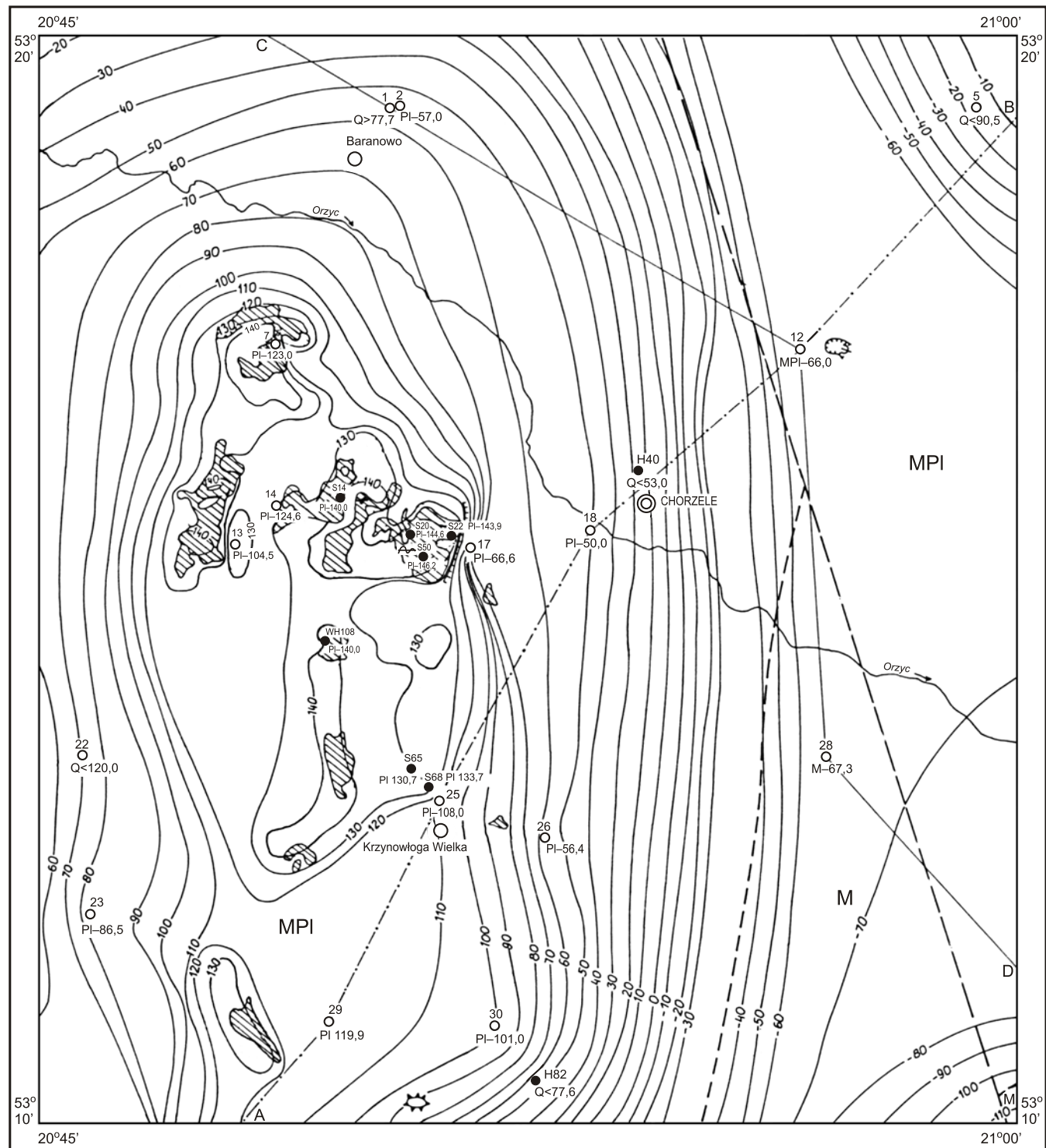
- Nasypy
- Kopalnia odkrywkowa surowców ilastych
- Piaskownie-żwirownie (PŻ), glinianki (G)
- Grodziska

Opracował: K. ROJEK

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Chorzele (291)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | | |
|-------------|--------|------------|--|-------------|
| TRZECIORZĘD | NEOGEN | MPI | Iły i ropy węgliste, mułki oraz piaski kwarcowe i węgiel brunatny | MIO-PLIOCEN |
| | | M | Piaski, mułki, ropy i piaski węgliste oraz węgiel brunatny | MIOCEN |
| | | | Granice warstw geologicznych przypuszczalne | |
| | | | Uskoki przypuszczalne | |
| | | | Izohipsy | |
| | | | Zaburzenia glacytektoniczne | |
| | | | Osuwiska kopalne (przypuszczalne) | |
| | | | Wychodnie utworów trzeciorzędowych na powierzchni terenu | |
| | | | Kry utworów trzeciorzędowych w osadach czwartorzędowych | |
| | | | Krawędzie | |
| | | | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: PI – pliocen, MPI – mio-pliocen, liczba – wysokość stropu utworów trzeciorzędowych lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.) | |
| | | | Wybrane punkty dokumentacyjne z numeracją według mapy dokumentacyjnej (WH – sondy mechaniczne, S – otwory surowcowe, H – otwory hydrogeologiczne) | |
| | | | Linia przekroju na mapie geologicznej | |
| | | | Linia przekroju załączonego w tekście | |

Opracowali: K. ROJEK, M. UNIEJEWSKA

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

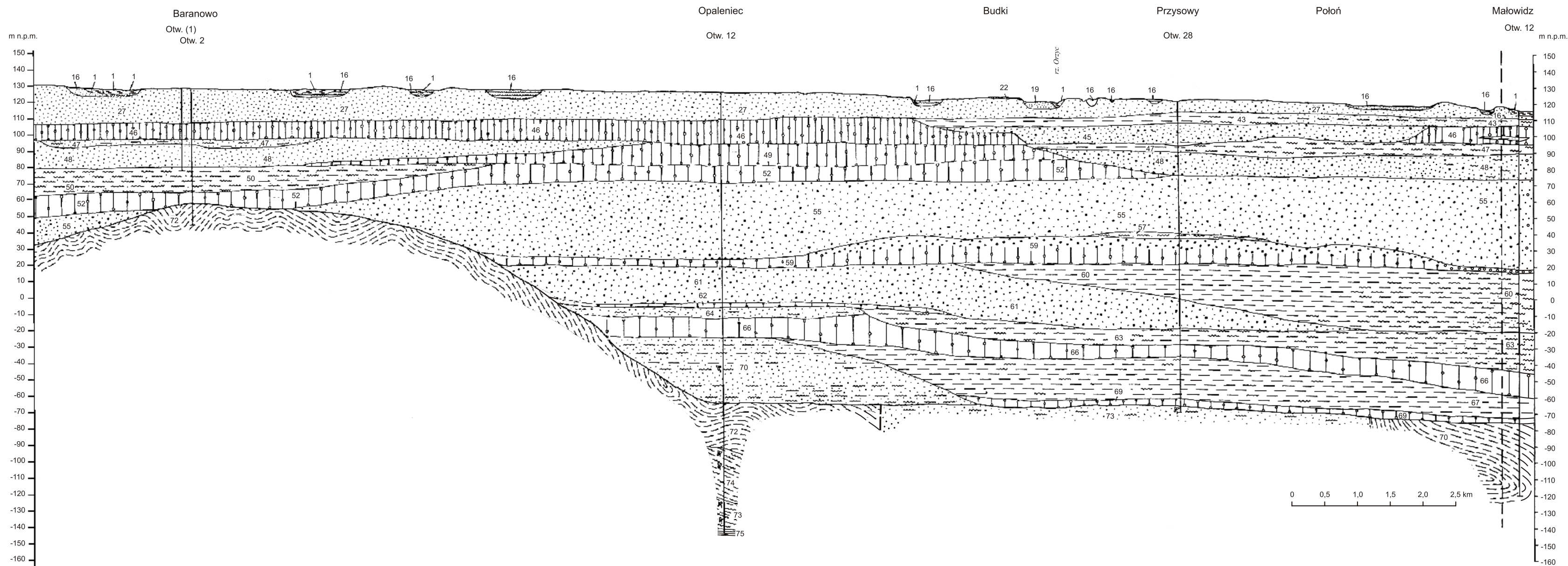
ark. Chorzele | ark. Zaręby

WNW

SE

C

D



- | | | | | |
|--------------------------|--------------------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|
| 1 — t_{Qh} | 43 — $b_{mQp^3}^{W3}$ | 50 — $b_{imQp^3}^{W1}$ | 61 — $fg_{pQp^2}^N$ | 69 — $g_{gzwQp^1}^{A1}$ |
| 6a — gy_{Qh} | 45 — $fg_{p^2Qp^3}^{W2}$ | 52 — $g_{gzwQp^3}^O$ | 62 — $g_{gzwQp^2}^N$ | 70 — f_{pmQp^0} |
| 19 — $f_{pQh}^{(1)}$ | 46 — $g_{gzwQp^3}^{W2}$ | 55 — $f_{p^2Qp^2-3}$ | 63 — $b_{imQp^2}^N$ | 72 — MPI |
| 16 — ph_{Qh} | 47 — $b_{imQp^3}^{W2}$ | 57 — $b_{pmQp^2}^G$ | 64 — f_{pQp^1-2} | 73 — pM |
| 22 — $e_{pQh}^{(W)}$ | 48 — $fg_{p^2Qp^3}^{W1}$ | 59 — $g_{gzwQp^2}^S$ | 66 — $g_{gzwQp^1}^{A3}$ | 74 — ppyOl |
| 27 — $fg_{p^2Qp^4}^{B3}$ | 49 — $g_{gzwQp^3}^{W1}$ | 60 — $b_{imQp^2}^S$ | 67 — $b_{iQp^1}^{A3}$ | 75 — iE |

ZNAKI PETROGRAFICZNE

- Żwiry
- Piaski
- Mułki
- Iły
- Łupki ilaste

ZNAKI KONWENCJONALNE

- Gliny zwalowe
- Torfy
- Gytie
- Namuły

Otw. 12 (H-83) Otwór wiertniczy z arkusza Zaręby

U w a g a : pozostałe znaki jak na mapie geologicznej

Opracowali: K. ROJEK, M. UNIEJEWSKA