



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Paweł SYDOR, Tomasz ŻUK i Dobrochna GŁĄBIŃSKA

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz NACMIERZ (8)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łącko
M. Uniejewskiej i M. Noska (1985)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowali: Paweł SYDOR¹, Tomasz ŻUK¹ i Dobrochna GŁĄBIŃSKA¹ – 2022
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łącko
M. Uniejewskiej i M. Noska (1985)

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski
ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionalny: Leszek ZALESZKIEWICZ

Redakcja merytoryczna: Maja KOWALSKA

ISBN 978-83-67567-88-6

PIG-PIB, Warszawa 2023
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	9
III. Budowa geologiczna	17
A. Stratygrafia	17
1. Sylur	17
a. Ludlow	17
2. Perm	17
a. Perm górny	17
Cechsztyń	17
Cyklotem 1	17
Stropowa seria terygeniczna	18
3. Trias	18
a. Trias dolny	18
4. Kreda	18
a. Kreda górna	18
Cenoman	18
Turon	19
Koniak	19
Santon	19
Kampan	19
5. Paleogen	20
a. Oligocen	20
6. Neogen	21
a. Miocen	21
7. Czwartorzęd	21
a. Plejstocen	22
Złodowacenia południowopolskie	23
Złodowacenie Sanu 2	23
Złodowacenia środkowopolskie	24
Złodowacenie Odry	24
Złodowacenie Warty	25

Stadiał dolny	25
Zlodowacenia północnopolskie	26
Zlodowacenie Wisły	26
Stadiał środkowy	26
Stadiał górny	27
b. Czwartorzęd nierozdzielony	29
c. Holocen	30
B. Tektonika i ukształtowanie podłoża czwartorzędu	32
C. Rozwój budowy geologicznej	33
IV. Podsumowanie	40
Literatura	41

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica II — Profil otworu badawczego dla SMGP (kartograficznego)

Tablica III — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

I. WSTĘP

Obszar objęty arkuszem Nacmierz (8) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) jest położony w środkowej części wybrzeża Morza Bałtyckiego. Wyznaczają go współrzędne geograficzne: 16°30'–16°45' długości geograficznej wschodniej i 54°30'–54°40' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia tego obszaru wynosi około 300 km², z czego 103 km² stanowi ląd (w tym jezioro Wicko o powierzchni 10,59 km²). Północną część terenu (około 67% powierzchni) zajmuje Morze Bałtyckie. Obszar arkusza Nacmierz graniczy od zachodu z obszarem arkusza Darłowo N, od południa – arkusza Sławsko, a od wschodu – arkusza Ustka.

Pod względem administracyjnym omawiany obszar znajduje się w większości na terenie gminy Postomino w powiecie sławieńskim w województwie zachodniopomorskim. Niewielki fragment wzdłuż wschodniej granicy obszaru arkusza należy do gminy wiejskiej Ustka w powiecie słupskim położonej w województwie pomorskim.

Pod względem geograficznym teren ten należy do prowincji Niż Środkowoeuropejski (Solon i in., 2018; Richling i in., red., 2021). Cechuje się występowaniem klimatu morskiego z niewielkimi rocznymi amplitudami temperatur. Według rejonizacji klimatycznej Koźmińskiego i innych (2007) obszar ten znajduje się w obrębie krainy kołobrzESCO-darłowskiej o średniej rocznej temperaturze od 7,8 do 8,0°C. Przymrozki wiosenne znikają na przełomie drugiej i trzeciej dekady kwietnia, a pierwsze jesienne pojawiają się na przełomie października i listopada. Roczna suma opadów wynosi od 675 do 720 mm. Wiatr wieje przeważnie z kierunków północno-zachodniego i zachodniego.

Obszary leśne stanowią 25% terenu arkusza. Największy kompleks leśny znajduje się w pasie nadmorskim i stanowi go głównie bór sosnowy.

Znaczną powierzchnię omawianego arkusza obejmują obszary ochrony w ramach europejskiej sieci ekologicznej Natura 2000. Są to specjalne obszary ochrony siedlisk Jezioro Wicko i Modelskie Wydmy (PLH320068) oraz Przymorskie Błota (PLH220024), a także obszar specjalnej ochrony ptaków Przybrzeżne wody Bałtyku (PLB990002). Na północ od wsi Złakowo w 2006 r. utworzono rezerwat Zaleskie Bagna o powierzchni 114,34 ha, który ma na celu ochronę ze względów dydaktycznych

i naukowych wysokiego torfowiska bałtyckiego i charakterystycznej dla niego roślinności. Północną część terenu lądowego zajmuje Obszar Chronionego Krajobrazu Pas Pobrzeża na zachód od Ustki.

Pod względem gospodarczym omawiany obszar ma charakter rolniczy. Nie występują tu większe zakłady przemysłowe. Sieć dróg jest słabo rozwinięta i tworzą ją wyłącznie drogi lokalne.

Na obszarze arkusza Nacmierz w granicach terenów zamkniętych resortu obrony narodowej znajduje się Centralny Poligon Sił Powietrznych Wicko Morskie. Jest on położony nad brzegiem Morza Bałtyckiego na północ i wschód od jeziora Wicko i zajmuje około 25% powierzchni lądowej arkusza. Jego zachodnią granicę stanowi rzeka Głównica, a wschodnią – rzeka Potena.

Większość miejscowości na omawianym terenie ma charakter letniskowy (ośrodki wypoczynkowe, pola kempingowe, gospodarstwa agroturystyczne i kwatery prywatne z pokojami gościnnymi). Największą z nich jest Jarosławiec z bogatą ofertą miejsc noclegowych, SPA, sanatoriów oraz aquaparkiem.

Pierwszą wersję arkusza Nacmierz, który nosił nazwę Łącko, sporządzili Uniejewska i Nosek na podstawie projektu badań geologicznych (KOPBG/015/2118/79) zatwierdzonego przez prezesa Centralnego Urzędu Geologii decyzją z 2 maja 1979 r.

Podstawą opracowania mapy były prace geologiczno-zdjęciowe oraz wiertnicze prowadzone w latach 1979–1981 przez zespół kartografów Przedsiębiorstwa Geologicznego w Warszawie. Autorские opracowanie mapy wykonano w 1982 r. Uwzględniało ono dane uzyskane podczas badań realizowanych równoległe przez ten sam zespół autorów na terenie przyległych arkuszy SMGP: Sławno (Lach i in., 1985; Uniejewska, Nosek, 1987), Ustka (Uniejewska, Nosek, 1985c, 1986a) i Wrześnica (Uniejewska, Nosek, 1985d, 1986b). Arkusz Nacmierz (Łącko) wraz z objaśnieniami wydano w 1985 r. (Uniejewska, Nosek, 1985a, b).

W ramach prac kartograficznych przeprowadzonych w celu sporządzenia pierwszej wersji mapy skartowano obszar o powierzchni ponad 86 km², a pozostałe 15 km² zreambulowano na podstawie danych archiwalnych pozyskanych przez badaczy niemieckich oraz rękopiśmiennych i publikowanych materiałów opracowanych do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Koszalin (Butrymowicz i in., 1974a, b).

W celu rozpoznania budowy geologicznej badanego terenu wykonano: 181 sond ręcznych do głębokości 4,5 m o łącznym metrażu 712,5 mb i 70 sond mechanicznych do głębokości 10 m o łącznym metrażu 635,6 mb, opisano trzy odsłonięcia oraz wykonano trzy wkopy o kubaturze 10 m³. Dla całego obszaru zebrano i przeanalizowano 28 otworów studziennych i badawczych, 40 otworów geologiczno-inżynierskich zlokalizowanych w strefie klifu w Jarosławcu, a także dane z dokumentacji złóż torfowych. W celu uzyskania pełnego profilu utworów czwartorzędowych do szczegółowych

analiz wykonano otwór badawczy dla SMGP (kartograficzny) w Górsku (otw. 17) o metrażu 170 mb, który zakończono w utworach kredy (Uniejewska, Nosek, 1985a, b).

Próbki pobrane z otworu kartograficznego i z odsłoneń w okolicach Złakowa przebadano laboratoryjnie. Wykonano analizy petrograficzne żwirów z glin lodowcowych, badania litologiczne glin lodowcowych i dzielących je serii piaszczysto-mułkowych (Pruszek, Fert, 1982) oraz ekspertyzy próbek utworów starszego podłoża i osadów kier odsłaniających się w krawędzi zbocza potoku koło Złakowa (Giel, 1982a, b).

Arkusze Nacmierz zaktualizowano w latach 2019–2020 w Oddziale Pomorskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w ramach projektu „Aktualizacja Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (I etap – 160 arkuszy)”. Od arkusza Nacmierz (d. Łącko) odłączono arkusz Darłowo N przedstawiający niewielki skrawek lądu, który po aktualizacji opublikowano razem z arkuszem Darłowo (Sydor i in., 2023a, b). W celu rozpoznania budowy geologicznej omawianego terenu wykorzystano nie tylko dane zebrane podczas prac związanych z opracowaniem pierwszej wersji mapy w latach 1979–1981 oraz z jej aktualizacją w latach 2019–2020. Pierwszą wersję mapy uzupełniono o nowe dane obejmujące m.in. profile otworów wiertniczych pozyskane z dokumentacji geologicznych (geologiczno-inżynierskich, hydrogeologicznych i surowcowych). Cennych informacji dotyczących budowy geologicznej strefy brzegowej Morza Bałtyckiego (m.in. profile otworów wiertniczych i sondowań, wyniki datowań radiowęglowych oraz analiz malakologicznych i ostrakodologicznych) dostarczyła Mapa Geodynamiczna Polskiej Strefy Brzegowej Bałtyku Południowego 1:10 000 opracowana przez Dobrackiego i Zachowicz (2007). Przy wytyczaniu granic wydziałów geologicznych i geomorfologicznych wykorzystano również numeryczny model terenu (NMT).

Do rozpoznania budowy geologicznej posłużono się także danymi pochodzącymi z otworu kartograficznego Zaleskie położonego na obszarze arkusza Ustka (Uściniowicz i in., 2023a, b), w pobliżu granicy z terenem arkusza Nacmierz.

Ukształtowanie i budowę geologiczną podłoża czwartorzędu rozpoznano przy wykorzystaniu danych pochodzących z otworów wiertniczych przebijających serię utworów czwartorzędowych oraz z głębszych otworów zakończonych w utworach czwartorzędu.

W niniejszym opracowaniu cytowane daty radiowęglowe poddano kalibracji w programie OxCal v.4.4 (Bronk Ramsey, 2009) przy wykorzystaniu krzywej kalibracyjnej IntCal20 (Reimer i in., 2020). Do uzyskanego wyniku dodano 50 lat, co umożliwiło podanie wieku w latach b2k (tj. przed 2000 r.) zgodnie ze standardem zatwierdzonym przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii. Wykalibrowane daty podano z przedziałem prawdopodobieństwa wynoszącym 68,3%.

Rozpoznanie budowy geologicznej obszaru arkusza Nacmierz zostało rozpoczęte w połowie XIX w. przez badaczy niemieckich, a następnie było kontynuowane po drugiej wojnie światowej przez geologów i geografów polskich. Od końca XIX w. do lat 30. XX w. powstały liczne prace regionalne dotyczące podłoża czwartorzędu i osadów czwartorzędowych na terenie Pomorza Zachodniego (Keilhack, 1897a, b; Deecke, 1907; Petersen, 1924; Bülow, 1925, 1928, 1932; Hartnack, 1926; Schneider, 1926). Podczas badań geologicznych realizowanych po 1945 r. prace dotyczące budowy geologicznej podłoża czwartorzędu prowadzono oddzielnie od prac związanych z rozpoznaniem osadów plejstocenu i holocenu. Struktury powierzchni podczwartorzędowej zostały rozpoznane przez naukowców z Instytutu Geologicznego (Dadlez, 1957a, b, 1958; Sobczak, 1957; Osika, 1959; Pożaryski, 1960, 1974; Pożaryski, Pożaryska, 1960; Dadlez, Dembowska, 1965; Szaniawski, 1970; Górecki, 1971; Dadlez i in., 1974). W 1962 r. ukazała się praca zbiorowa pod redakcją Pożaryskiego, w której autorzy omówili budowę geologiczną Nizy Polskiego, w tym przedstawili materiały dotyczące badanego obszaru. Opublikowano także liczne opracowania kartograficzne przedstawiające różne zagadnienia związane z podłożem czwartorzędu (Rühle, Sobczak, 1955; Rühle, 1958; Dadlez, Dembowska, 1963; Areń, 1964; Ciuk, 1965a, b; Nowicki, 1965; Butrymowicz i in., 1974b; Dadlez i in., 1980, 1998; Znosko, red., 1998; Dadlez i in., red., 2000).

W okresie powojennym powstało niewiele publikacji dotyczących problematyki utworów czwartorzędowych. Były to głównie opracowania o charakterze regionalnym przedstawiające zagadnienia stratygrafii, litologii i procesy geologiczne zachodzące podczas najmłodszego zlodowacenia (Galon, 1952, 1957, 1967, 1968a, b, 1969; Roszko, 1968; Sylwestrzak, 1973, 1978). W 1968 r. ukazała się praca zbiorowa pod redakcją Galona, w której autorzy omówili stratygrafię i litologię utworów zlodowacenia północnopolskiego, późnego glacjału i holocenu. Na uwagę zasługują publikacje, w których podjęto problematykę związaną z transgresją Bałtyku oraz najmłodszych osadów plejstocenu i holocenu na wybrzeżu Morza Bałtyckiego (Halicki, 1952; Rosa, 1963, 1964, 1967, 1968; Rudowski, 1978; Uścińowicz, 1999, 2003, 2006, 2014). Tematyka dotycząca deglacjacji obszaru i fazy gardzieńskiej jako ostatniego epizodu lodowcowego na ziemiach polskich została przedstawiona w pracach Rosy (1968), Petelskiego (1975, 1976, 1978, 1985, 2008), Sylwestrzaka (1978), Rotnickiego i Borówki (1995) oraz Jasiewicza (1999, 2001), którzy prowadzili badania w rejonie jeziora Gardno. Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza omówił Florek (1991).

Z innych opracowań kartograficznych sporządzonych dla badanego terenu należy wymienić: Przeglądową Mapę Geologiczną Polski 1:300 000, arkusz Słupsk (Rühle, 1948), Mapę geologiczną Polski 1:500 000 (Rühle, 1986; Marks i in., red., 2006), Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000

wraz z Objasńnieniami, arkusz Łącko (Fuszara, 1998a, b), Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000, pierwszy poziom wodonośny, arkusz Nacmierz (Odoj, Orłowski, 2006, 2007a, b), Glacitektoniczną mapę Polski 1:1 000 000 (Ber, red., 2006), Mapę Geodynamiczną Polskiej Strefy Brzegowej Bałtyku Południowego 1:10 000, arkusze: Wicie, Jarosławiec, Wicko, Modlinek (Dobrcki, Zachowicz, 2007) oraz Mapę Geosrodowiskową Polski 1:50 000, arkusz Nacmierz (Cwinarowicz, Król, 2009; Myśliwiec i in., 2009; Krasuska, Kostrz-Sikora, 2017; Zaleszkiewicz, 2017).

Dla omawianego terenu pierwsze badania geofizyczne wykonano już przed drugą wojną światową. Badania sejsmiczne na tym obszarze prowadzili M. Reich i S. Pfeifer. Powstały wówczas regionalne mapy magnetyczne w skalach 1:10 000 i 1:50 000 opracowane w latach 1928–1939 przez M. Reicha. Po drugiej wojnie światowej materiały te zostały przeanalizowane i zsyntezowane przez Olczaka (1950) i Uchmana (1954). W 1980 r. Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych wykonało terenowe badania elektrooporowe, które zestawiły Kucharska i Berlińska (1981). Wyniki badań zostały częściowo wykorzystane w trakcie opracowania niniejszego arkusza.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza znajduje się w obrębie mezoregionów Wybrzeże Koszalińskie i Równina Słupska, należących do makroregionu Pobrzeże Koszalińskie, podprowincji Pobrzeża Południowobałtyckie (Solon i in., 2018; Richling i in., red., 2021). Oba mezoregiony różnią się między sobą zarówno ukształtowaniem powierzchni, jak i budową geologiczną, a na charakter ich budowy i rzeźby wywarły wpływ procesy deglacji podczas zaniku ostatniego lądolodu oraz procesy związane ze zmianami poziomu Morza Bałtyckiego.

Wybrzeże Koszalińskie obejmuje pas wydm nadmorskich wraz z obniżeniami i osadami równin i tarasów jeziora Wiko oraz rozdzielającymi je obniżeniami przyjeziornymi wypełnionymi torfami.

Położona na południowym wschodzie Równina Słupska stanowi wysoczyznę morenową z licznymi formami akumulacyjnymi i erozyjnymi powstałymi podczas transgresji, a następnie stopniowego wytapiania się lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Omawiany teren opada z południa i południowego wschodu w stronę Morza Bałtyckiego. Na obszarze tym dominują moreny czołowe przeważnie spiętrzone, które stanowią część kompleksu moren fazy gardzieńskiej ciągnących się od Darłowa do jeziora Gardno (Rosa, 1963; Galon 1968b; Uścińowicz, 1999). Tworzą one oddzielne wały, o wysokości względnej od 10,0 do 55,0 m. Jeden z nich, nazywany Kępą Jarosławiecką leży między mierzejami jezior Wiko i Kopań, a od północy jest podcięty stromym klifem morskim. Drugim dominującym elementem Równiny Słupskiej jest

przecinająca wysoczyznę południkowa rynna subglacialna (dolina tunelowa) między Korlinem a Królewem, wykorzystana obecnie przez młodą dolinę rzeczną (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Deniwelacje terenu na omawianym obszarze wynoszą około 60 m. Najniżej położone są plaże morskie i zatorfione obniżenia przyjeziorne znajdujące się na wysokości 1,0–2,0 m n.p.m. Najwyżej położone wzniesienia występują w strefie moren spiętrzonych i osiągają wysokość ponad 60 m n.p.m. Najwyższym z nich jest wzgórze Srebrnogóra (62,3 m n.p.m.) w południowo-wschodniej części obszaru. Pozostała część Równiny Słupskiej znajduje się na wysokości około 10 m n.p.m.

Na obszarze omawianego arkusza wyróżniono formy geomorfologiczne pochodzenia lodowcowego, wodnolodowcowego, eolicznego, rzeczno, denudacyjnego, jeziornego i morskiego oraz formy utworzone przez roślinność (tabl. I).

Wśród **form lodowcowych** na opisywanym terenie występują wysoczyzna morenowa płaska i wysoczyzna morenowa falista oraz wzgórza moren czołowych spiętrzonych. Największą powierzchnię zajmuje wysoczyzna morenowa płaska położona w zachodniej, południowej i centralnej części obszaru lądowego. Deniwelacje terenu dochodzą do 2 m, a nachylenie nie przekracza 2° (Uniejewska, Nosek, 1985a). Powierzchnia wysoczyzny znajduje się na wysokości średnio 10,0 m n.p.m. Wysoczyzna ta jest zbudowana z glin i piasków lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły oraz piasków pyłowato-ilastych zwietrzelinowych (eluwia glin lodowcowych).

Wysoczyzna morenowa falista występuje na niewielkim obszarze położonym na południe od jeziora Wicko między miejscowościami Królewo i Korlino, na wysokości od 2,0 do 7,0 m n.p.m. Deniwelacje terenu dochodzą do 5 m, a nachylenie wynosi około 5°. Wysoczyzna ta jest zbudowana z piasków lodowcowych zalegających na glinach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Moreny czołowe spiętrzone były opisywane w literaturze przez badaczy niemieckich, a następnie przez polskich (Galon, Roszkówna, 1961; Rosa, 1963; Galon, 1969, 1972; Sylwestrak, 1973; Petelski, 1978, 2008; Rotnicki, Borówka, 1995; Jasiewicz, 1999, 2001) i określane przez nich jako moreny fazy gardzieńskiej. W zachodniej części omawianego obszaru moreny spiętrzone tworzą niezbyt wysokie formy o wysokości 15,0–20,0 m zlokalizowane w okolicy Rusinowa, Jarosławca i na północ od Nacmierza. Moreny spiętrzone stwierdzono także na zachód od Korlina. We wschodniej części obszaru arkusza występuje zwarty kompleks moren spiętrzonych, który charakteryzuje się największymi wysokościami względnymi (55 m) i bezwzględными (62,3 m n.p.m. – wzgórze Srebrnogóra) oraz bardzo urozmaiconą morfologią z licznymi zagłębieniami bezodpływowymi o różnych rozmiarach: od kilkumetrowych obniżen (zbyt małych, żeby przedstawić je w skali mapy) do obniżenia jeziora Marszewo o długości około 500 m. Wzgórza moren spiętrzonych w tym

rejonie są zbudowane z glin i piasków lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły oraz porwaków utworów paleogenu i neogenu, najlepiej rozpoznanych w wąwozach w okolicy Złakowa (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Formy wodnolodowcowe na obszarze arkusza są reprezentowane przez kemy, tarasy kemowe, rynny subglacjalne oraz zagłębienia po martwym lodzie.

Kemy występują w południowej części omawianego terenu, na południe od jeziora Wicko. Są to zbudowane z piasków i mułków wałowe lub owalne formy, ułożone południkowo, o łagodnie zaokrąglonych stokach i wysokościach 5,0–10,0 m.

Taras kemowe rozciągają się na zboczu rynny subglacjalnej w okolicy Korlina, wykorzystywanej obecnie przez Klasztorną. Listwy tarasów kemowych zostały utworzone z piasków drobnoziarnistych i mułków. Nachylone są łagodnie ku osi rynny i z południa na północ w kierunku jeziora Wicko. Tarasy kemowe leżą około 2 m powyżej tarasu zalewowego Klasztornej na lewym brzegu rzeki. Ich występowanie może świadczyć o wypełnieniu rynny subglacjalnej martwym lodem i jego stopniowym wytopieniu już po recesji lądolodu z omawianego obszaru (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Rynny subglacjalne. W południowej części terenu występuje południkowo przebiegająca wyraźna rynna subglacjalna, łącząca się z obniżeniem jeziora Wicko. Jest ona obecnie wykorzystywana przez Klasztorną uchodzącą do jeziora Wicko w okolicy Łącka. Krawędzie rynny o wysokościach od 3,0 do 5,0 m są lokalnie urozmaicone przez płaskie powierzchnie tarasów kemowych (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Zagłębienia po martwym lodzie występują licznie na wysoczyźnie morenowej oraz w strefie moren spiętrzonych. Na wysoczyźnie tworzą płaskie nieckowate obniżenia, które zostały wypełnione piaskami i mułkami lub osadami torfowymi. W strefie moren czołowych spiętrzonych mają różne wielkości i kształty. Największą formą tego typu jest obniżenie jeziora Marszewo usytuowane w centralnej części wału moren czołowych spiętrzonych (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Formy eoliczne na omawianym terenie są wykształcone w postaci wydm, równin piasków przewianych i zagłębien deflacyjnych.

Wydm i równiny piasków przewianych zajmują znaczne powierzchnie wzdłuż wybrzeża Bałtyku. W zachodniej części terenu od granicy obszaru arkusza aż po morenę spiętrzoną Kępy Jarosławieckiej rozciągają się równiny piasków przewianych wraz z wykształconymi na nich wydmami osiagającymi 3,0 m wysokości (Uniejewska, Nosek, 1985a). Pas równin piasków przewianych i wydm na tym terenie ma szerokość dochodzącą do 700,0 m. Na wschód od Kępy Jarosławieckiej, po wschodnią granicę obszaru arkusza ciągnie się znacznie szerszy (do około

1,6 km) pas równin piasków przewianych nadbudowanych wydmi, często rozdzielonych misami zagłębień deflacyjnych (Uniejewska, Nosek, 1985a). Wydmy tworzą tu znacznie większe i bardziej urozmaicone formy o wysokościach dochodzących do 25,0 m. Są to Wydmy Wickie, Wydmy Zaleskie oraz przechodzące na teren arkusza Ustka – Wydmy Modelskie. W południowej części pasa osadów eolicznych piaski są nawiewane na obszar równiny torfowej. Na północny wschód od Górska, pośród rozległej równiny torfowej występuje wydma wałowa o wysokości względnej dochodzącej do 2,5 m i długości 1,5 km.

Formy rzeczne są reprezentowane przez dna dolin rzecznych, tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych, krawędzie wysoczyzny i krawędzie tarasów oraz dolinki i młode rozcięcia erozyjne. Większość młodych dolinek to dopływy do rynny subglacialnej wykorzystanej współcześnie przez Klasztorną (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Dna dolin rzecznych. Na omawianym terenie sieć rzeczna jest słabo rozwinięta, a większe dopływy tworzą Klasztorna, Marszewka i Świdnik. Młode dolinki wypełniają głównie holocenijskie osady den dolinnych bez wykształconego wyraźnego poziomu tarasu zalewowego. Są to głównie piaski, mułki oraz mady (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych występują w postaci listew piaszczystych i piaszczysto-żwirowych w dolinie Klasztornej. Osady te są wykształcone w facji korytowej i powodziowej. Taras akumulacyjny ciągnie się po prawej stronie doliny Klasztornej od południowej granicy obszaru arkusza do Królewa, a następnie do wsi Korlino, gdzie występuje poniżej tarasu kemowego. Niewielkie listwy tarasu akumulacyjnego stwierdzono koło Królewa przy ujściu Marszewki do Klasztornej (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Krawędzie wysoczyzny na obszarze arkusza mają niewielkie nachylenie. Jedynie w okolicy jeziora Wicko są one wyraźne i osiągają wysokości od 1,0 do 3,0 m.

Krawędzie tarasów. Taras zalewowy w dolinie Klasztornej opada krawędzią o wysokości 1,0–1,5 m ku równinie torfowej wypełniającej część tej doliny (Uniejewska, Nosek, 1985a). Krawędź tarasu występuje również na wschód od jeziora Wicko, gdzie tarasy jeziorne opadają krawędzią o wysokości 2,0–3,0 m w kierunku równiny jeziornej.

Dolinki i młode rozcięcia erozyjne są zgrupowane w okolicy Marszewa i Złakowa w strefie moreny czołowej spiętrzony, na jej północnym skłonie opadającym stromo w kierunku obniżenia równiny torfowej położonej na wschód od jeziora Wicko oraz w północnej krawędzi wysoczyzny w okolicy Nacmierza. Tworzą niezbyt długie formy, osiągające 1 km długości, charakteryzujące się znacznym spadkiem i stromymi krawędziami. Są to głównie dolinki okresowo

odprowadzające wody opadowe i roztopowe. Przez większą część roku są one suche (Uniejewska, Nosek, 1985a). Wypełniają je osady piaszczysto-gliniaste.

Wśród **form denudacyjnych** na obszarze arkusza Nacmierz można wyróżnić ostańce, długie stoki oraz strefę degradacji i agradacji.

Ostańce na zachód od Królewa i na wschód od Rusinowa powstały w holocenie, w wyniku odcięcia części wysoczyzny przez erozję w dolinach rzecznych. Formy te odznaczają się płaską powierzchnią i stromymi krawędziami o wysokości 2,0–3,0 m. Podobne formy ostańców obserwuje się w okolicy Korlina, gdzie są otoczone tarasami kemowymi. Powstanie tych form należy wiązać z rozdzielaniem się strumienia wód subglacialnych w początkowej fazie formowania się rynn subglacialnej, natomiast powstanie tarasów kemowych – z fazą konserwacji rynn subglacialnej i dalszym wytapianiem się brył martwego lodu.

Długie stoki. Budowa geologiczna obszaru oraz specyficzny mikroklimat związany z bliskością Morza Bałtyckiego wpływają na procesy denudacji prowadzące do złagodzenia krawędzi i wyrównujące deniwelacje terenu. Krawędź wysoczyzny w okolicach Górska i Jezierzan jest częściowo przekształcona na skutek procesów denudacji i opada długimi stokami ku obniżeniom. Denudacyjnemu przekształceniu ulega także część krawędzi moreny spiętrzonej, która tworzy długie stoki na obszarze południowej krawędzi Kępy Jarosławieckiej (Uniejewska, Nosek, 1985a).

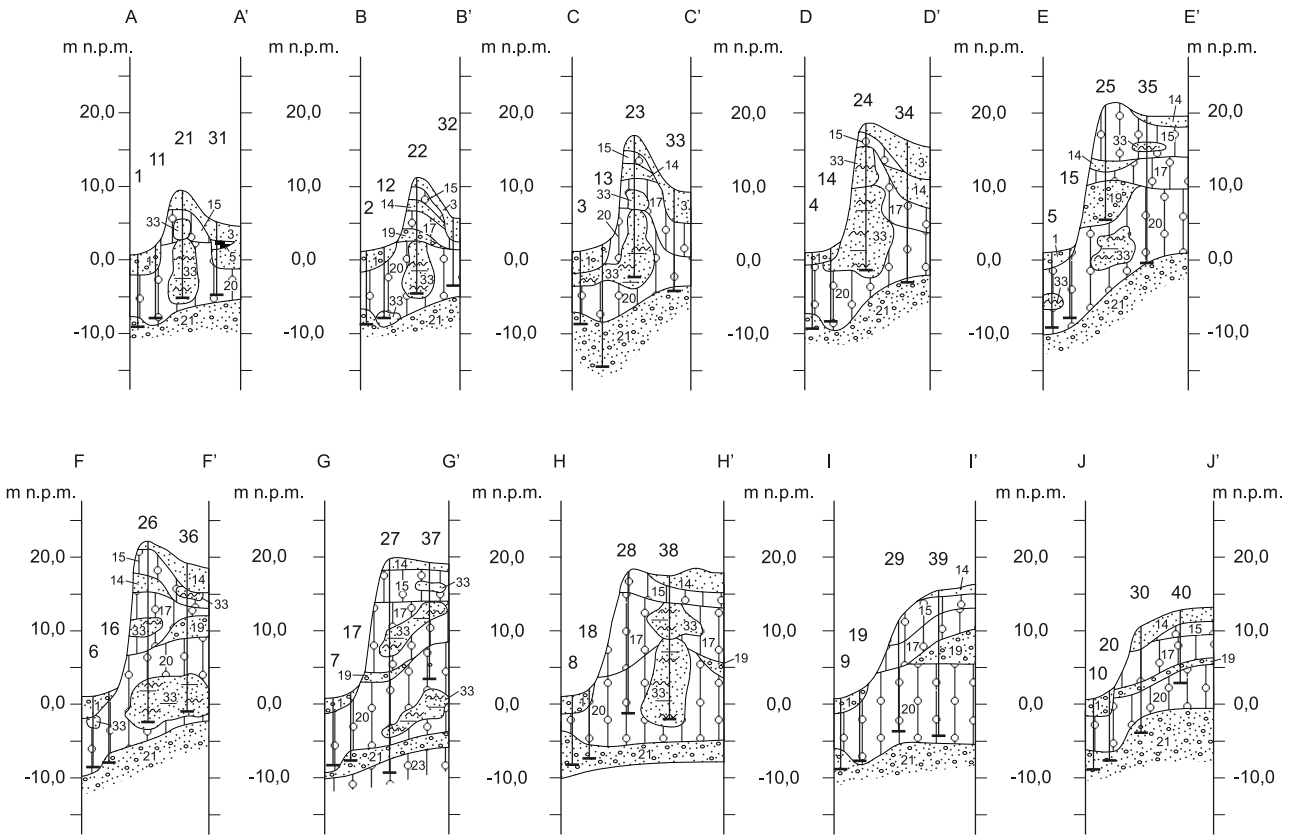
Strefa degradacji i agradacji występuje w północnej, stromej krawędzi moreny czołowej spiętrzonej w okolicy Złakowa, która nosi znamiona degradacji denudacyjnej stoku. Wyróżnić tam można strefę degradacji w górnej części stoku i strefę agradacji w jego dolnej partii (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Formy jeziorne i morskie na obszarze omawianego arkusza są reprezentowane przez tarasy jeziorne, równiny jeziorne, klif i plażę.

Tarasy jeziorne i równiny jeziorne. Misę jeziora Wicko otaczają listwy tarasów jeziornych i równin jeziornych położonych około 2 m nad poziomem wód współczesnego jeziora. Formy te są zbudowane z osadów piaszczystych oraz mułków i torfów (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Klif występuje w rejonie Kępy Jarosławieckiej na odcinku wybrzeża o przewadze abrazji nad akumulacją. Ma on długość około 2 km. Maksymalna wysokość klifu w jego środkowej części wynosi 23,0 m, a w częściach zachodniej i wschodniej od 6,0 do 9,0 m. Jest to klif morski, w którego profilu (fig. 1) stwierdzono gliny lodowcowe, porwaki mułków, piasków i ilów paleogenu oraz neogenu, a także nawodnione przewarstwienia piaszczysto-żwirowe. Zróżnicowana litologia oraz wysięki wód gruntowych są przyczyną dużej podatności klifu w Jarosławcu na rozwój osuwisk.

A



C

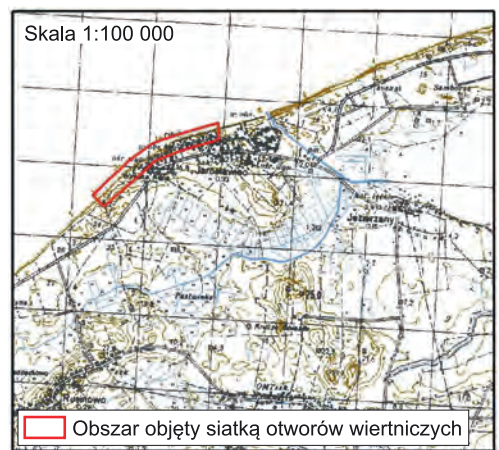
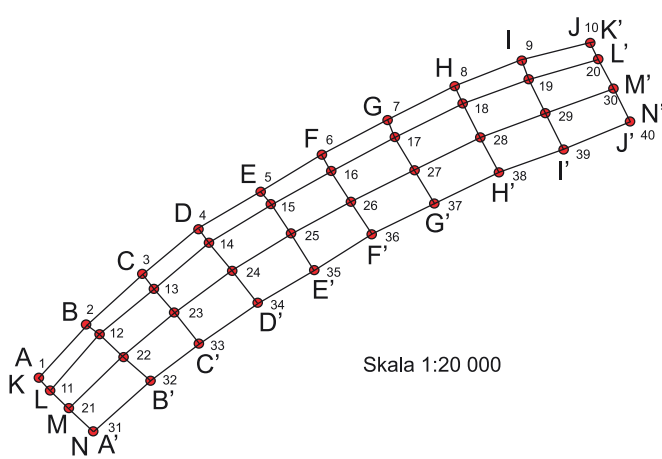
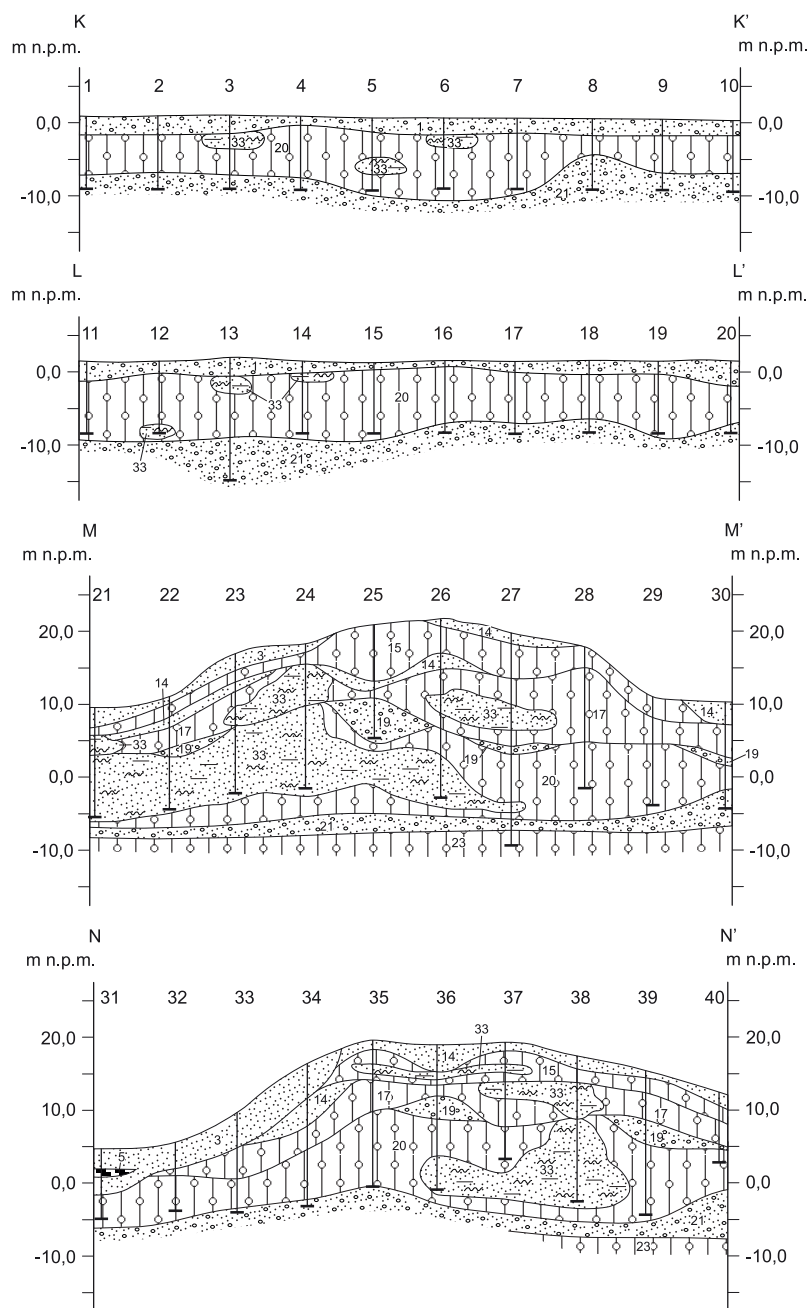
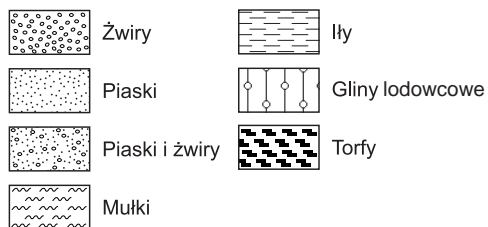


Fig. 1. Budowa geologiczna klifu: A – przekroje poprzeczne, B – przekroje podłużne, C – plan lokalizacji otworów wiertniczych (M. Uniejewska, 1985, zmienione)

B



Przekroje
 Skala pozioma 1:20 000
 Skala pionowa 1:1000



Pozostałe symbole i znaki jak na mapie geologicznej

W środkowej części klifu występuje czynne osuwisko, które jest zbyt małe, żeby pokazać je na szkicu geomorfologicznym. Nisza osuwiskowa ma szerokość około 300 m, a korona klifu jest cofnięta o 20–50 m w stosunku do sąsiednich odcinków. U podnóża klifu gromadzą się osady koluwalne. Opaska betonowa i narzut z gwiazdobloków hamują abrazję koluwiów, które są rozmywane tylko przy bardzo wysokich stanach wody (Dobracki, Zachowicz, 2007).

Plaża na opisywanym obszarze ciągnie się nieprzerwanym pasem wzdłuż całego wybrzeża. Jest ona zbudowana z utworów piaszczysto-żwirowych, często wzbogaconych w znaczną ilość minerałów ciężkich. Plaża jest największa u podnóża klifu Kępy Jarosławieckiej, a najszersza na odcinku mierzei jeziora Wicko. Szerokość plaży ulega sezonowym zmianom (Uniejewska, Nosek, 1985a; Dobracki, Zachowicz, 2007).

Do **form utworzonych przez roślinność** na omawianym terenie należą liczne i zajmujące znaczne powierzchnie **równiny torfowe**. Największa z nich występuje na wschód od jeziora Wicko. Torfowisko to, zwane Zaleskimi Błotami, rozciąga się zarówno na opisywanym terenie, jak i na obszarze sąsiadującego z nim od wschodu arkusza Ustka. Południową granicę torfowiska stanowi wał moreny czołowej spiętrzony w okolicy Złakowa i wysoczyzna morenowa na północny wschód od Górsk. Drugim co do wielkości miejscem akumulacji torfów jest dolina biegnąca od Rusinowa do Jarosławca i Jezierzan, aż po brzeg jeziora Wicko. Równiny torfowe na tym obszarze są utworzone przez torfowiska niskie, turzycowo-mszyste.

* *
*

Pod względem hydrograficznym teren arkusza Nacmierz charakteryzuje się ubogą siecią rzeczno-ą. Większą część obszaru zajmuje Morze Bałtyckie. Centralną część terenu lądowego stanowi rozległe przybrzeżne jezioro Wicko o powierzchni 1059 ha. Jego średnia głębokość wynosi 2,7 m, a maksymalna 6,1 m. Wody z jeziora do Morza Bałtyckiego odprowadza rzeka Głównica. Na południowy wschód od Marszewa znajduje się jezioro Marszewo, które jest kryptodepresją. Powstało ono w zagłębieniu po martwym lodzie. Ma powierzchnię 18,3 ha, a jego średnia głębokość wynosi 6,5 m.

Na omawianym terenie płynie kilka niewielkich cieków, z których większość uchodzi do jeziora Wicko. Od południa do jeziora dopływa struga Klasztorna wykorzystująca w tym rejonie rynnę subglacialną. Od wschodu z okolic Marszewa do Klasztornej dopływa Marszewka. Od południowego zachodu do jeziora Wicko wpływa Świdnik, a od wschodu – Królewicka Struga. W zachodniej części obszaru arkusza płynie ciek o nazwie Główny Rów, który w okolicy Jezierzan uchodzi do Głównicy. Pozostała część obszaru badań nie ma wykształconej sieci rzecznej. Występują na nim jedynie rowy melioracyjne osuszające obszary zagłębień bezodpływowych i obniżenia przyjeziornego położonego na wschód od jeziora Wicko.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Wgłębna budowa geologiczna omawianego obszaru jest słabo poznana. Na terenie arkusza odwiercono tylko jeden otwór badawczy dla SMGP (kartograficzny) – otwór 17 w Górsku. Ma on głębokość 170,0 m (–158,6 m n.p.m.) i został zakończony w utworach kampanu (tabl. II). Bezpośrednie podłoże czwartorzędu badanego terenu jest zbudowane z utworów kredy górnej (kampanu), oligocenu i miocenu (tabl. III).

Najstarszymi utworami rozpoznanymi na omawianym obszarze są utwory syluru (ludłow), na których zalegają kolejno osady permu górnego, triasu dolnego, kredy górnej, paleogenu, neogenu i czwartorzędu.

1. Sylur

Utwory syluru na obszarze arkusza nawiercono w otworze 36 w Nacmierzu. Jest to otwór badawczy o głębokości 844,5 m (–841,2 m n.p.m.). Osady te reprezentują ludłow.

a. Ludłow

Łupki ilaste zaliczono do piętra ludfordu. Ich strop stwierdzono na wysokości –776,7 m n.p.m. Miąższość serii wynosi ponad 64,5 m – serii nie przewiercono. Omawiane osady są wykształcone w postaci łupków ilastych ciemnoszaro-zielonkawych, w spągu nieco marglistych ze śladami detrytusu roślinnego i odciskami graptolitów.

2. Perm

Utwory permu rozpoznano w otworze 36 w Nacmierzu. Ich strop znajduje się na wysokości –645,2 m n.p.m., a miąższość wynosi 131,5 m. Seria reprezentuje niepełną sekwencję permu górnego (cechsztyn), w której wyróżniono podpiętra cyklotemu 1 (Werra) oraz stropowej serii terygeniczej.

a. Perm górny

Cechsztyn

Cyklotem 1

Piaski i piaski ilaste białego spągowca (B1) wchodzącego w skład cyklotemu 1 (Werra). Strop serii znajduje się na wysokości –736,7 m n.p.m., a jej miąższość wynosi 40,0 m. Osady są wykształcone w postaci piasków szarych, niekiedy z milimetrowymi przerostami ilastymi. W stropie serii występują piaski ilaste jasnoszare, luźne, wapniste, z bardzo drobną minką.

Wapienie, anhydryty, gipsy, łupki ilaste i piaskowce wapienia cechsztyńskiego (Ca1) oraz anhydrytu (A1) wchodzących w skład cyklotemu 1 (Werra). Strop osadów znajduje się na wysokości –667,7 m n.p.m., a ich miąższość dochodzi do 69,0 m. W spągu serii występują wapienie szare z licznymi szczątkami skorup fauny. Wyżej stwierdzono anhydryty białe i szare, gipsy z przerostami anhydrytów, łupki ilaste czerwone i brunatne z silnymi przerostami gipsów i anhydrytów oraz piaskowce drobnoziarniste jasnoszare.

Stropowa seria terygeniczna

Piaskowce i iłowce stropowej serii terygenicznej. Strop omawianej serii występuje na wysokości –645,2 m n.p.m., a jej miąższość wynosi 22,5 m. Osady są wykształcone w postaci piaskowców kwarcowych ilastych oraz iłowców czerwonoceglastych. W stropie serii występują piaskowce drobnoziarniste jasnoniebieskie.

3. Trias

Osady triasu przewiercono w otworze 36, w którym reprezentują one trias dolny.

a. Trias dolny

Iłowce. Strop serii znajduje się na wysokości –478,7 m n.p.m., a miąższość dochodzi do 166,5 m. Serię budują iłowce czerwonowiśniowe, nieco margliste oraz iłowce czerwonoceglaste i szaroniebieskie, zapiaszczone, niekiedy z wkładkami iłowców szarych.

4. Kreda

Utwory kredy na omawianym obszarze rozpoznano licznymi otworami wiertniczymi: 7–10, 12–17, 36 i 38. Na obszarze badań reprezentują one niepełną sekwencję kredy górnej, od cenomanu po kampan. Osady starsze od kampanu stwierdzono tylko w otworze 36 w Nacmierzu, w którym miąższość utworów kredy osiąga 353,0 m (otw. 36).

a. Kreda górna

Cenoman

Iły piaszczyste. Strop serii występuje na wysokości –418,7 m n.p.m., a jej miąższość wynosi 60,0 m. Osady cenomanu są wykształcone w postaci iłów piaszczystych, szarych, wapnistych ze śladami okruchów margli i mułowców z glaukonitem. W osadach występują szczątki otwornic: *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Gavelinella baltica* (Brotzen) i *Cibicides formosa* (Brotzen) oraz małży morskich *Inoceramus crippsi* (Mantell) (Dadlez, red., 1976).

Turon

Mułowce, margle, iłowce i piaski. Strop utworów turonu znajduje się na wysokości $-317,7$ m n.p.m. Miąższość serii wynosi $101,0$ m. W spągu osady turonu są utworzone przez mułowce jasnoszare, wapniste, iłowce szarzielone i piaski. Wyżej w profilu występują margle szaropielate z domieszką ziaren kwarcu, margle piaszczyste oraz margle i mułowce z glaukonitem wymieszane z materiałem piaszczysto-ilastym. W stropie omawianej serii stwierdzono mułowce ilaste szarzielonkawe, margliste. Osady zawierają liczne szczątki małży morskich: *Inoceramus labiatus* (Schlotheim), *Inoceramus hercynius* (Petrascheck) oraz *Inoceramus inconstans* (Woods) oraz otwornic charakterystycznych dla turonu (Dadlez, red., 1976).

Koniak

M a r g l e. Osady koniaku są wykształcone w postaci margli z domieszką margli skrzemionkowanych, szarych. Ich strop znajduje się na wysokości $-292,7$ m n.p.m., a ich miąższość dochodzi do $25,0$ m.

Santon

Mułowce i piaski ilaste z glaukonitem. W dolnej części profilu utworów santonu występują mułowce z domieszką frakcji piaskowej, a strop tworzą piaski ilaste z glaukonitem. Strop serii znajduje się na wysokości $-216,7$ m n.p.m., a jej miąższość wynosi $76,0$ m.

Kampan

M a r g l e. Osady kampanu są najstarszymi skałami odsłaniającymi się na powierzchni podczwartorzędowej omawianego obszaru. Ich wychodnie znajdują się na północny wschód od Jarosławca oraz na zachód i południowy zachód od Nacmierza, gdzie zostały stwierdzone w trzech otworach: 7 (na wysokości $-115,6$ m n.p.m.), 8 (na wysokości $-122,0$ m n.p.m.) i 36 (na wysokości $-125,7$ m n.p.m.). Na obszarze całego arkusza utwory kampanu rozpoznano w profilach 12 otworów wiertniczych: w okolicach Jarosławca i Jezierzan (otw.: 7–10, 12–16) oraz Górską (otw. 17) i Nacmierza (otw. 36 i 38). Strop omawianej serii osiąga wysokość od $-114,6$ m n.p.m. na zachód od Jarosławca (otw. 9) do $-154,6$ m n.p.m. w okolicy Górską (otw. 17). Miąższość serii dochodzi do $91,0$ m (otw. 36). Utwory te są wykształcone w postaci margli szarych i jasnoszarych, niekiedy piaszczystych z krzemieniami oraz wkładkami wapieni i fragmentami fauny. W osadach licznie występują otwornice: *Stensiöina pommerana* (Brotzen), *Stensiöina exculpta* (Reuss), *Cibicidoides involuta*

(Reuss), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny) oraz *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny) (Giel, 1982b).

5. Paleogen

Na obszarze arkusza utwory paleogenu stwierdzono w dziewięciu otworach wiertniczych (otw.: 5, 6, 9, 10, 12, 13, 16, 17 i 38). Są to wyłącznie osady oligocenu.

a. Oligocen

Piaski, piaski glaukonitowe, mułki, mułowce i ily. Utwory oligocenu na omawianym terenie odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej na znacznym obszarze. Tworzą podłoże czwartorzędu w okolicach Wicka Morskiego (otw. 5 i 6), Jarosławca (otw. 9 i 12) oraz Nacmierza (otw. 38). Strop omawianej serii znajduje się na różnych wysokościach, od -59,8 m n.p.m. (otw. 5) w Wicku Morskim i -69,5 m n.p.m. (otw. 10) w okolicy Jezierzan do -135,6 m n.p.m. (otw. 17) w pobliżu Górską. W otworze 17 strop utworów oligocenu występuje w dnie głębokiej doliny egzaracyjno-erozyjnej. Największą miąższość osadów oligocenu stwierdzono w profilu otworu 10, gdzie wynosi 60,0 m.

Litologicznie osady oligocenu można rozdzielić na trzy serie, które prawdopodobnie reprezentują pełny profil oligocenu dolnego (warstwy mosińskie dolne i warstwy czempińskie – Ciuk, 1974) i oligocenu górnego (warstwy mosińskie górne – Ciuk, 1974).

Bepośrednio na węglanowych osadach kampanu z wyraźnym poziomem erozyjnym podkreślonym obecnością żwirów w spągu zalega warstwa oligoceńskich piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych, kwarcowo-glaukonitowych, z łyszczkami, niewielkimi fosforytami i nieoznaczalnymi szczątkami fauny, o miąższości 19,0 m (otw. 17). Utwory te są szarozielone. W stropie tej warstwy występują przewarstwienia mułków piaszczystych z glaukonitem oraz mułkami ilastymi, szarymi. Osady są z reguły wapniste lub bardzo wapniste. Nie zawierają oznaczalnej mikrofauny (Giel, 1982b).

Wyżej występuje warstwa osadów mułkowo-ilastych (mułki, mułowce i ily) z wkładkami piasków drobnoziarnistych z łyszczkami i glaukonitem. Osady zawierają sporadycznie zwęglony detrytus roślinny, a miejscami są w znacznym stopniu zawęglone. Utwory te są barwy od szarej do brunatnej. Miąższość warstwy mułkowo-ilastej wynosi 27,0 m (otw. 38).

Strop osadów oligocenu utworzony jest przez serię szarozielonych piasków drobnoziarnistych z glaukonitem i łyszczkami. Miąższość warstwy piasków dochodzi do 48,0 m w Jarosławcu (otw. 16).

6. Neogen

Na obszarze arkusza utwory neogenu rozpoznano w siedmiu otworach wiertniczych: 4, 10, 13, 16, 18, 19 i 27. Są to jedynie osady miocenu.

a. Miocen

Piaski, mułki i iły z węglem brunatnym. Osady miocenu odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej w okolicy Rusinowa i Jarosławca, na północ od Jezierzan i północny wschód od Wicka Morskiego, budują także podłoże czwartorzędu w całej południowo-wschodniej części terenu, a także prawdopodobnie na południowy zachód od Marszewa oraz na południe od Królewa i Korlina. Ich strop znajduje się na wysokości od $-3,8$ m n.p.m. (otw. 27) w Rusinowie do $-67,5$ m n.p.m. (otw. 10) w okolicy Jezierzan. Utwory miocenu na obszarze arkusza są wykształcone w facji lądowej. Jest to seria osadów piaszczysto-ilastych, charakteryzująca się dużą zmiennością i zróżnicowaną miąższością. Dolne partie profilu utworów miocenu są zbudowane z warstwy osadów ilasto-mułkowych, w różnym stopniu zawęglonych i zawierających nieznacznej miąższości pokłady węgla brunatnego oraz przerosty piasków drobnoziarnistych, kwarcowych. Wyżej zalega warstwa piasków zawęglonych z wkładkami i przewarstwieniami osadów mułkowo-ilastych z węglem brunatnym. Przeważają piaski drobnoziarniste, kwarcowe, z łuszczykami, pyłem węglowym i okruchami ksylicy. Osady są barwy od szarej do brunatnej. Reprezentują one prawdopodobnie wyższą część miocenu środkowego oraz miocen górny. Miąższość osadów miocenu osiąga $59,0$ m w profilu otworu 13 w okolicy Jarosławca.

7. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędu pokrywają teren całego arkusza i tworzą miąższy kompleks przykrywający powierzchnię podczwartorzędową położoną na wysokości $-135,6$ m n.p.m. (otw. 17) w okolicy Górka, $-125,7$ m n.p.m. (otw. 36) w Nacmierzu oraz $-122,0$ m n.p.m. (otw. 8) i $-115,6$ m n.p.m. (otw. 7) w Jarosławcu. Pokrywa czwartorzędowa ma największą miąższość w okolicy Górka ($147,0$ m – otw. 17).

Podziału litologiczno-stratygraficznego utworów czwartorzędowych dokonano na podstawie analizy powierzchni erozyjnych oraz wzajemnego położenia hipsometrycznego poziomów glacialnych. Bazowano na danych opracowanych przez autorów poprzedniej wersji mapy (Uniejewska, Nosek, 1985a, b), obejmujących przekroje geologiczne wykonane na podstawie dostępnych materiałów archiwalnych oraz informacji uzyskanych w trakcie prac geologiczno-zdjęciowych. Poza profilem otworu kartograficznego wykonanym w okolicy Górka (otw. 17) do analiz litologiczno-

-stratygraficznych dołączono wyniki badań z otworu kartograficznego Zaleskie znajdującego się na terenie arkusza Ustka (Uściniowicz i in., 2023a, b) tuż przy granicy z obszarem arkusza Nacmierz.

Ze względu na dużą rozbieżność wyników do ustalenia stratygrafii nie wykorzystano badań litologiczno-petrograficznych wykonanych przez Pruszkę i Fertę (1982) dla próbek z otworów kartograficznych. Wyniki tych badań wykorzystano jedynie do scharakteryzowania osadów rozpoznanych stratygraficznie przez autorów aktualizacji.

W kompleksie osadów czwartorzędowych występujących na omawianym terenie wyróżniono osady plejstocenu, holocenu oraz utwory czwartorzędu nierozdzielonego.

a. Plejstocen

Na obszarze arkusza wydzielono kompleksy glacialne zlodowaceń: południowopolskich, środkowopolskich i północnopolskich. Zlodowacenia południowopolskie są reprezentowane przez jeden poziom glacialny zlodowacenia Sanu 2, które pozostawiło po sobie serię glin lodowcowych. Zlodowacenia środkowopolskie pozostawiły po sobie dwa poziomy glacialne należące do zlodowacenia Odry i stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Zlodowacenia północnopolskie są reprezentowane przez jeden poziom glin lodowcowych stadiału środkowego i dwa poziomy glin lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły, rozdzielone utworami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi.

Margle kampanu jako kry w utworach plejstocenijskich. Kry osadów kredy w utworach plejstocenijskich na obszarze arkusza rozpoznano w profilach dwóch wierceń (otw. 14 i 15) wykonanych w Jezierzanach. Strop kier występuje na wysokości $-32,8$ m n.p.m. (otw. 14) i $-31,8$ m n.p.m. (otw. 15), a miąższość nieprzewierconej serii w obydwu otworach wynosi 1,0 m. Osady kredy w utworach plejstocenijskich są wykształcone w postaci margli kampanu.

Piaski, piaski glaukonitowe i mułki piaszczyste oligocenu jako kry w utworach plejstocenijskich. Kry osadów oligocenu w utworach plejstocenijskich stwierdzono w otworze 17 w Górsku. Jest to seria o miąższości 56,0 m, której strop rozpoznano na wysokości $-79,3$ m n.p.m. Tworzą ją piaski bardzo drobnoziarniste, drobnoziarniste i pyłowate, kwarcowo-skalenkowe z domieszką piasków glaukonitowych, łyszczyków i ziaren minerałów femicznych. Są one szarozielone i jasnoszare.

Krę osadów oligocenu na wysokości $-131,2$ m n.p.m. przewarstwiają gliny lodowcowe pyłowate, szare, o miąższości 40 cm. Poniżej w obrębie osadów piaszczystych występują warstwy mułków piaszczystych z glaukonitem i domieszką minerałów femicznych. Osady są szarozielone.

Węglanowość omawianej serii określono w granicach od 0,8 do 7,4% (Pruszek, Fert, 1982).

Przez autorów pierwszej wersji mapy omawiana seria została zaliczona do osadów interglacjalu mazowieckiego. Cechy litologiczne tej serii oraz występowanie w jej obrębie oraz poniżej niej glin lodowcowych wskazują, że prawdopodobnie są to kry osadów oligocenu.

Mułki, piaski i ły paleogenu i neogenu jako kry w utworach plejstocenijskich. Na omawianym terenie występują obszary o znacznym nagromadzeniu kier osadów paleogenu i neogenu znajdujących się wśród plejstocenijskich utworów lodowcowych. Najliczniejsze są w strefie moren czołowych spiętrzonych w okolicach Złakowa, Rusinowa i Kępy Jarosławieckiej. W wąwozie potoku koło Złakowa na powierzchni terenu odsłaniają się mułki, piaski i ciemne ły z glaukonitem. Na wzgórzu moreny czołowej spiętrzonej koło Rusinowa stwierdzono mułki z blaszkami muskowitu. Utwory paleogenu i neogenu znajdujące się w krach to przeważnie ciemne, czarne lub brunatne ły z glaukonitem, czasem z szarymi mułkami z muskowitem lub seriami piasków i żwirów kwarcowych, niekiedy z wtrąceniami pyłów burowęglowych. Osady te reprezentują wszystkie ogniwa paleogenu i neogenu oraz występują we wszystkich poziomach lodowcowych. Kry osadów paleogenu i neogenu stwierdzone zarówno w najstarszych, jak również najmłodszych utworach czwartorzędowych nie wykazują żadnej prawidłowości w swym położeniu i rozprzestrzenieniu. Miąższość kier jest zróżnicowana i wynosi od kilku (otw.: 20, 23, 25, 26) do ponad 20 m (otw. 21).

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny lodowcowe tego zlodowacenia występują na niemal całym badanym obszarze poza elewacjami podłoża czwartorzędu w pobliżu Złakowa. Strop osadów leży dość płasko, na wysokości od $-64,4$ m n.p.m. (otw. 38) w Nacmierzu, $-67,9$ m n.p.m. (otw. 39) w Korlinie do $-70,9$ m n.p.m. (otw. 8) w Jarosławcu. Miąższość osadów jest znaczna i osiąga $65,0$ m w pobliżu Rusinowa. Gliny te zostały rozpoznane w otworze kartograficznym (otw. 17), gdzie tworzą cienkie warstwy, o miąższości 40 cm w obrębie kry osadów oligocenu oraz 30 cm w jej spągu. Są to gliny piaszczyste i pyłowate (Pruszek, Fert, 1982), słabo wysortowane ($\sigma_1 = 2,41-3,06$), o zawartości węgla wapnia wynoszącej od $8,0$ do $8,2\%$. Z minerałów ciężkich występują amfibole ($41,3\%$), epidot ($20,3\%$) i granaty (15%). W składzie petrograficznym żwirów pochodzących z tych glin z wysokości od $-131,2$ do $-131,6$ m n.p.m. stwierdzono przewagę wapieni północnych ($52,6\%$) nad skałami krystalicznymi ($36,1\%$). Licznie występują piaskowce lokalne ($6,1\%$), piaskowce północne ($3,6\%$) i kwarc północny ($1,5\%$). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – $1,50$; K/W – $0,71$ i A/B – $1,27^1$.

¹ Współczynniki petrograficzne obliczono dla żwirów o średnicy $5-10$ mm uzyskanych z glin lodowcowych. Charakteryzują zależności między różnymi typami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie.

Zlodowacenia środkowopolskie

Utwory zlodowaceń środkowopolskich zajmują znaczny obszar arkusza i wkraczają wysoko na stoki obniżeń podłoża czwartorzędu w południowo-wschodniej części badanego terenu. W obrębie kompleksu utworów glacialnych tych zlodowaceń lokalnie można wyróżnić jego dwudzielność, odpowiadającą dwóm zlodowaceniom: Odry i Warty, reprezentowanym przez poziomy glin lodowcowych rozdzielonych piaskami wodnolodowcowymi. W strefie, gdzie gliny zlodowaceń środkowopolskich są nierozdzielone, tworzą one serię o miąższości około 35 m (otw. 31 w Królewie).

Zlodowacenie Odry

Dolny poziom glacialny zlodowaceń środkowopolskich zaliczono do zlodowacenia Odry. Tworzą go osady wodnolodowcowe i zastoiskowe akumulowane na etapie transgresji lądolodu oraz jeden poziom glin lodowcowych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe są najstarszymi utworami zaliczonymi do kompleksu zlodowaceń środkowopolskich. Omawianą serię tworzą piaski i piaski ze żwirami akumulowane przed czołem transgredującego lądolodu. Osady te występują między Królewem i Korlinem, na wysokości $-55,1$ m n.p.m. (otw. 31) i $-63,4$ m n.p.m. (otw. 39). W okolicy Królewa omawiana seria jest wykształcona w postaci piasków ze żwirami i ma miąższość $11,0$ m, natomiast w pobliżu Korlina nawiercono warstwę piasków o miąższości $5,0$ m.

Piaski, mułki i ły zastoiskowe. Osady zastoiskowe akumulowane na etapie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry na omawianym obszarze rozpoznano jedynie w profilu otworu kartograficznego 17 w Górsku. Jest to seria o miąższości dochodzącej do $21,0$ m, zbudowana z piasków drobnoziarnistych, piasków pyłowatych, mułków i wkładek ilastych, której strop stwierdzono na wysokości $-59,4$ m n.p.m. Badania laboratoryjne tej serii (Pruszek, Fert, 1982) wykazały występowanie na wysokości od $-69,4$ do $-71,4$ m n.p.m. wkładki opisanej makroskopowo jako piaski pyłowate. Są to prawdopodobnie osady z kohezyjnymi spływami subakwalnymi w zbiorniku zastoiskowym.

Gliny lodowcowe leżą prawie płasko. Ich strop znajduje się na wysokości od $-47,1$ m n.p.m. (otw. 31) w Królewie do $-54,4$ m n.p.m. (otw. 39) w Korlinie. Zostały one określone jako gliny piaszczyste szare, a ich miąższość wynosi od $9,0$ m (otw. 39) w Korlinie do $24,0$ m (otw. 38) w okolicy Nacmierza.

Zlodowacenie Warty

Stadiał dolny

Osady zlodowacenia Warty są reprezentowane lokalnie przez utwory wodnolodowcowe oraz jedną serię glin lodowcowych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują jedynie miejscowo w okolicy Nacmierza, gdzie zostały stwierdzone w profilach otworów: 37, 38 i 43. W otworze 43 na wysokości $-43,9$ m n.p.m. przewiercono warstwę o miąższości $12,0$ m zbudowaną z piasków drobnoziarnistych przechodzących ku stropowi w piaski z pojedynczymi ziarnami żwirów.

Gliny lodowcowe. Poziom glin lodowcowych zlodowacenia Warty stwierdzono prawie na całym obszarze arkusza. Strop glin na większości omawianego terenu ma charakter erozyjny, został zniszczony w procesach erozyjno-denudacyjnych interglacjalu eemskiego i podczas nasuwania się kolejnego, najmłodszego lądolodu zlodowaceń północnopolskich. Znajduje się on na wysokości od $-21,0$ m n.p.m. (otw. 31) w Królewie do $-34,0$ m n.p.m. (otw. 40) w Nacmierzu. Strop glin na stokach elewacji podłoża w okolicy Złakowa i Marszewa podnosi się do wysokości $-25,0$ m n.p.m. Miąższość glin zlodowacenia Warty wynosi od $14,0$ m (otw. 40) do $28,0$ m (otw. 31). W okolicy Gór-ska gliny te zostały całkowicie zniszczone.

Piaski, żwiry i mułki wodnolodowcowe rozpoznano w profilu otworu 17 w Górsku. Występują w dolinach o głębokości ponad 20 m rozcinających strop utworów lodowcowych zlodowacenia Warty. W otworze w Górsku miąższość tych osadów wynosi $24,1$ m. Ich strop jest położony na wysokości $-34,3$ m n.p.m. W profilu osadów wodnolodowcowych można wyróżnić dwa cykle akumulacyjne.

Utwory cyklu dolnego mają miąższość $10,4$ m. Ich strop znajduje się na wysokości $-48,0$ m n.p.m. Omawiany cykl buduje seria piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych, silnie wapnistych, szarych, laminowanych piaskami pyłowatymi jasnoszarymi z licznym łyszczkiem. Na głębokości od $65,6$ do $63,3$ m występuje warstwa mułków piaszczystych, średnio zwięzłych, silnie wapnistych, stalowoszarych.

Utwory cyklu górnego mają miąższość $13,7$ m. W spągu są reprezentowane przez piaski drobno- i średnioziarniste kwarcowo-skalieniowe, jasnoszare, z domieszką drobnych żwirów (około 5%). Ku górze przechodzą one w piaski bardzo drobnoziarniste, pyłowate, silnie wapniste, szare, które do głębokości $58,0$ m zawierają cienkie laminy i gniazda piasków drobno- i średnioziarnistych, kwarcowo-skalieniowych, jasnoszarych, a wyżej laminy piasków pyłowatych, jasnoszarych, z licznym łyszczkiem. Na głębokości od $54,0$ do $52,0$ m występuje warstwa mułków piaszczystych, dość zwięzłych, wapnistych, szarych, laminowanych piaskami pyłowatymi, jasnoszarymi. W stropie osadów

cyklu górnego na głębokości 45,7–46,0 m wyróżniono na podstawie badań laboratoryjnych (Pruszek, Fert, 1982) wkładkę glin piaszczystych, silnie wapnistrych, szarych. Warstwa ta może stanowić warstwę glin soliflukcyjnie spływających ze zboczy doliny.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Na obszarze arkusza wyróżniono osady reprezentujące serie glacialne stadiału środkowego i stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Stadiał środkowy

Mułki i piaski zastoiskowe osadziły się w obniżeniach, w których pierwotnie istniały zbiorniki jeziorne. Podczas transgresji lądolodu nastąpiła w nich akumulacja zastoiskowa. Jednym z obszarów tego typu akumulacji była rynna subglacialna ze zlodowacenia Warty w pobliżu Górsk (otw. 17), gdzie na utworach wodnolodowcowych została osadzona seria piasków pyłowatych i mułków o miąższości prawie 9,0 m. Strop serii znajduje się na wysokości –25,4 m n.p.m. Drugim zbiornikiem zastoiskowym jest obszar w okolicy Korlina, gdzie w otworze 39 nawiercono na wysokości –29,4 m n.p.m. warstwę mułków szarych o miąższości 26,0 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe rozdzielające kompleks glin lodowcowych zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich występują na znacznie większym obszarze niż utwory wodnolodowcowe starszych zlodowaceń. Ich akumulacja nastąpiła na etapie transgresji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty. W strefie wysoko położonego podłoża czwartorzędu koło Złakowa osady te są najstarszymi utworami czwartorzędowymi leżącymi bezpośrednio na powierzchni podczwartorzędowej. Są to osady o różnej granulacji – od piasków drobnoziarnistych w Złakowie (otw. 23) do piasków ze żwirami w Nacmierzu (otw. 40). Strop osadów jest położony na wysokości od –8,3 m n.p.m. (otw. 23) do –27,1 m n.p.m. (otw. 33) w Rusinowie i –31,0 m n.p.m. (otw. 40). Miąższość utworów wodnolodowcowych wynosi od 3,0 m (otw. 40) do ponad 10,0 m (otw. 26, nieprzewiercone) w Złakowie.

Gliny lodowcowe. Poziom glin lodowcowych występuje na całym obszarze arkusza z wyjątkiem okolicy Złakowa. Ich strop jest położony dość płasko od –23,1 m n.p.m. (otw. 33) w Rusinowie do –6,1 m n.p.m. (otw. 31) w Królewie. Na większości terenu strop glin znajduje się na wysokości –10,0 m n.p.m. Ich miąższość wynosi od 3,0 m (otw. 33) do 18,0 m (otw. 40). Badania laboratoryjne (Pruszek, Fert, 1982) dla próbek glin lodowcowych z otworu kartograficznego 17 w Górsku wykazały, że są to gliny pyłowate szare, o zawartości frakcji pyłowej 48% i iłowej 34%.

Wysortowanie materiału jest bardzo słabe ($\sigma_1 = 2,0-2,34$). Zawartość węglanu wapnia wynosi 9%. Gliny te charakteryzują się niewielkim udziałem frakcji żwirowej, co spowodowało, że wykonano jedynie orientacyjne badania petrograficzne żwirów. W osadach tych przeważają wapienie północne (56%) nad skałami krystalicznymi (30%). Licznie występują piaskowce lokalne (8,5%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – 1,89; K/W – 0,56 i A/B – 1,64. W stropie glin lodowcowych występuje warstwa mułków węglistych o miąższości 1,5 m, która jest porwakiem utworów paleogenu i neogenu.

Stadiał górny

Mułki i piaski zastoiszkowe były akumulowane przed czołem transgredującego lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Strop omawianych osadów w otworze 17 występuje na wysokości –12,6 m n.p.m., a miąższość dochodzi do 6,0 m. Badania laboratoryjne przeprowadzone dla osadów z tego otworu (Pruszek, Fert, 1982) wskazują, że omawiana seria jest wykształcona jako mułki ilaste o słabym wysortowaniu materiału ($\sigma_1 = 1,08-1,48$) i zawartości węglanu wapnia wynoszącej 4,1%.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe dolne były akumulowane na etapie transgresji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Jest to seria piaszczysto-żwirowa o miąższości około 3,0 m (otw. 31 i 38), a miejscami osiągająca miąższość 8,0 m (otw. 33) w Rusinowie i 10,0 m (otw. 23) w Złakowie. Strop osadów jest położony na wysokości od –15,0 m n.p.m. (otw. 33) w okolicy Nacmierza do 0,0 m n.p.m. (otw. 29) w okolicy Złakowa. Są to utwory o różnym uziarnieniu, od piasków drobnoziarnistych lub nawet piasków pyłowatych z wkładkami piasków średnioziarnistych w otworze 17 w Górsku do piasków ze żwirami i żwirów w Nacmierzu (otw. 38). Analiza mineralogiczna osadów w profilu otworu w Górsku wykazała dominację amfiboli (42%) nad epidotem (24%) i granatami (8%).

Gliny lodowcowe dolne na obszarze arkusza stanowią jeden z podstawowych poziomów lodowcowych zlodowaceń północnopolskich. Ma on średnią miąższość kilkunastu metrów, a lokalnie jest cieńszy. W strefie moren czołowych spiętrzonych koło Rusinowa i Złakowa gliny te są zaburzone glacitektonicznie. Ich strop został glacitektonicznie spiętrzony do wysokości ponad 10,0 m n.p.m. (np. 12,5 m n.p.m. – otw. 29 i 12,0 m n.p.m. – otw. 33). Są to gliny szare, określone w badaniach Pruszka i Ferta (1982) jako gliny pyłowate, w których udział frakcji pyłowej wynosi 38%, piaskowej – 28% i iłowej – 29%. Gliny te charakteryzują się znaczną zawartością węglanu wapnia, która wynosi od 9,9 do 13,2% oraz niewielką zawartością frakcji żwirowej. W składzie petrograficznym przeważają wapienie północne (60,3%) nad skałami krystalicznymi (29%). Znaczny jest udział

piaskowców lokalnych (5,4%). Współczynniki petrograficzne osiągają następujące wartości: O/K – 2,17; K/W – 0,50 oraz A/B – 1,82.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe górne na terenie arkusza występują jedynie lokalnie. Strop osadów w południowo-wschodniej części obszaru znajduje się na wysokości 19,2 m n.p.m. (otw. 44) w pobliżu Marszewa i obniża się ku północy i północnemu zachodowi. W okolicy Jarosławca osady te są położone na poziomie morza. Są to cienkie serie utworów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych o miąższości do 5,0 m (otw. 35). W otworze 17 w Górsku osady te tworzą cienką warstwę piasków pyłowatych o 60% udziale frakcji piaskowej (Pruszek, Fert, 1982) i słabym wysortowaniu materiału. Wskaźnik obtoczenia kwarcu ($R_o = -0,55$) wskazuje na przewagę ziaren częściowo obtoczonych (68,7%) nad obtoczonymi (30%), co może świadczyć o genezie wodnolodowcowej badanych osadów.

Iły i mułki zastoiskowe są znane jedynie z zachodniej części opisywanego terenu, gdzie występują pod cienką pokrywą glin lodowcowych. Osady zastoiskowe tworzą niezbyt miąższe (do 3,0 m) serie iłów i mułków laminowanych, brunatnoszarych.

Gliny lodowcowe górne budują powierzchnię wysoczyzny polodowcowej. Ich strop obniża się z południowego wschodu ku północnemu zachodowi. Tworzą cienki poziom, którego miąższość zazwyczaj nie przekracza 10,0 m. W otworze 17 w Górsku poziom ten w spągu (6,0–8,0 m) budują gliny pyłowate, a w stropie – gliny piaszczyste (Pruszek, Fert, 1982). Wysortowanie materiału jest typowe dla glin lodowcowych i wynosi $\sigma_1 = 2,02-2,89$. Zawartość węgla wapnia w spągu osiąga 10% i maleje ku stropowi do 2,4%. W składzie petrograficznym żwirów stwierdzono przewagę wapieni północnych (59%) nad skałami krystalicznymi (29%) oraz wysoki udział piaskowców lokalnych (6,0%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – 1,59; K/W – 0,51 oraz A/B – 1,84. W północno-zachodniej części obszaru arkusza omawiane gliny są bardzo ilaste i z niewielkim udziałem żwirów lub gładów. Na południe i zachód od Rusinowa oraz na południowy zachód od Jarosławca osady te występują na łąkach i mułkach zastoiskowych.

Piaski lodowcowe. Lokalnie gliny lodowcowe przechodzą facjalnie w piaszczyste osady akumulacji lodowcowej. Są to serie piasków różnoziarnistych, często pyłowatych, ze żwirami i nie wykazują warstwowania. Utwory te miejscami zastępują całkowicie pokrywę glin lodowcowych lub przykrywają je cienką warstwą. Miąższość osadów jest niewielka i zazwyczaj wynosi kilka metrów. Piaski lodowcowe stwierdzono na południowy zachód od Marszewa, na południe od Nacmierza i Jezierzan oraz w pobliżu Jarosławca. Cienka pokrywa piasków lodowcowych na glinach lodowcowych występuje w okolicy Królewa oraz na północny wschód od Górka, gdzie ma miąższość 1,5–2,0 m.

Gliny moren spiętrzonych budują wzgórza moren czołowych najmłodszej oscylacji lądolodu na ziemiach polskich opisywanej w literaturze jako faza gardzieńska (Galon, Roszkówna, 1961; Rosa, 1963; Galon, 1969, 1972; Sylwestrzak, 1973; Petelski, 1978, 2008; Rotnicki, Borówka, 1995; Jasiewicz, 1999, 2001; Marks, 2012). Moreny czołowe spiętrzone najczęściej są zbudowane z dwóch poziomów glin: niższego i wyższego. Poziom niższy w czasie transgresji czoła lądolodu fazy gardzieńskiej został spiętrzony glacitektonicznie i zawiera kry utworów paleogenu i neogenu. Poziom wyższy, zakumulowany podczas deglacjacji lobu fazy gardzieńskiej (Galon, Roszkówna, 1961; Rosa, 1963; Galon, 1969, 1972; Sylwestrzak, 1973; Petelski, 1978, 2008; Rotnicki, Borówka, 1995; Jasiewicz, 1999, 2001; Marks, 2012), obejmuje gliny o małej, kilkumetrowej miąższości otaczające te formy.

Piaski moren spiętrzonych. Poza glinami i porwakami utworów paleogenu i neogenu moreny czołowe spiętrzone są zbudowane z piasków. Są to piaski różnoziarniste, lodowcowe, czasem rozdzielające gliny lodowcowe lub budujące osobne kulminacje w urozmaiconych morfologicznie wałach morenowych. Osady te stwierdzono koło Jarosławca, Rusinowa, Górska i na południe od Marszewa, a ich miąższość wynosi zazwyczaj kilka metrów.

Piaski i mułki kemów. Wzgórza kemowe występują w strefach przykrawędziowych rynny subglacjalnej na południe od jeziora Wicko. Są one zbudowane z serii piasków drobnoziarnistych przeławiconych mułkami. Warstwowanie osadów wykazuje charakterystyczne zaburzenia z osiadania w strefie stoków form kemowych związane z wytapianiem lodowego podparcia. Miąższość serii dochodzi do 5,0–10,0 m.

Piaski i mułki tarasów kemowych występują w postaci listew tarasowych na zboczach rynny subglacjalnej wykorzystywanej obecnie przez Klasztorną. Tarasy te są zbudowane z warstwowanych piasków drobnoziarnistych przeławiconych szarymi mułkami lub piaskami pyłowatymi. Miąższość osadów wynosi 2,0–3,0 m.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski pyłowato-ilaste zwietrzelinowe (eluwialne) tworzą cienkie porywy (do 2,0 m miąższości) w stropie glin lodowcowych. Są to osady powstałe w wyniku denudacji powierzchni glin wysoczyzn morenowych. Występują głównie w stropie lub na łagodnie nachylonych stokach pagórków gliniastych na wysoczyźnie znajdującej się na południe od Jezierzan.

Piaski i gliny deluwialne powstały w wyniku działalności procesów zboczowych, denudacyjnych i soliflukcyjnych. Są to serie piaszczysto-gliniastego materiału o miąższości 2,0–3,0 m.

Osady te wypełniają dolinki i młode rozcięcia erozyjne suche lub okresowo przepływowe północnego stoku moreny spiętrzonej w okolicy Złakowa.

c. Holocen

Utwory holocenijskie na omawianym obszarze zajmują znaczne powierzchnie, przede wszystkim na Wybrzeżu Koszalińskim, którego powstanie i rozwój są ściśle związane z ewolucją Morza Bałtyckiego, zmianami poziomu jego wód oraz zmianami linii brzegowej. Osady holocenu na badanym terenie są wykształcone w facji lądowej i morskiej, przy czym dominują utwory facji lądowej.

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,0–1,5 m n.p. rzeki. Osady, które budują tarasy zalewowe 1,0–1,5 m n.p. rzeki, to piaski warstwowane z domieszką żwirów. Wykształcone są w facji korytowej i powodziowej i mają miąższość kilku metrów. Tworzą one taras akumulacyjny znajdujący się w dolinie Klasztornej.

Piaski jeziorne. W wyniku zmniejszania się powierzchni jeziora Wicko na skutek zarastania i zasypywania uformowały się równiny i tarasy jeziorne występujące w jego strefie brzegowej. Są one zbudowane z piasków drobnoziarnistych, czasem pyłowych, poziomo warstwowanych, które tworzą serie o miąższości 2,0–5,0 m. Na północ od jeziora osady te zostały przykryte przez pokrywę piasków eolicznych.

Piaski i mułki zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Są to utwory piaszczysto-mułkowe, często z domieszką materii organicznej, o miąższości kilku metrów. Wypełniają zagłębienia bezodpływowe na północny wschód i południowy zachód od Królewa, na południowy zachód od Wicka Morskiego oraz we wschodniej części pasa wydmowego, a także drobne zagłębienia na całym obszarze.

Piaski i mułki den dolinnych. Większość cieków na omawianym obszarze płynie w bardzo młodych dolinkach, w których nie powstał jeszcze w pełni wykształcony poziom tarasu zalewowego. Ich dna są wypełnione utworami piaszczysto-mułkowymi, stanowiącymi zaczątek tarasu zalewowego. Miąższość tych osadów wynosi 2,0–3,0 m. Występują głównie w dolinie Głównicy, Klasztornej i Marszewki oraz na południowo-zachodnim brzegu jeziora Wicko.

Torfy. Miąższość torfów tworzących rozległą równinę torfową na wschód od jeziora Wicko wynosi 1,7–4,0 m. W dolinie biegnącej od Rusinowa do Jezierzan osady te tworzą cieńsze pokłady. W okolicy Rusinowa mają one powyżej 2,0 m, a w okolicy Jezierzan i Jarosławca ich miąższość nie przekracza 2,0 m i występują one na piaskach rzecznych tarasów zalewowych. Torfy na piaskach rzecznych tarasów zalewowych 1,0–1,5 m n.p. rzeki wyścielają również część rynny subglacjalnej

w okolicach Łącka i Korlina. Wszystkie torfy na omawianym terenie reprezentują typ torfowisk niskich, turzycowo-mszystych.

Iły i mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) to głównie osady facji powodziowej. Występują one na niewielkich obszarach w dolinach rzek w południowej części obszaru arkusza. Mady, powstałe z akumulacji mineralno-organicznej, utworzone są przez osady piaszczysto-mułkowo-ilaste z wkładkami torfów, ciemnoszare lub czarne. Ich miąższość nie przekracza 5,0 m.

Piaski eoliczne oraz piaski eoliczne w wydmach tworzą różnej szerokości pas wzdłuż wybrzeża Bałtyku. Najszerszy pas osadów eolicznych i rozwiniętych na tym obszarze wydmy obserwuje się na północny wschód od jeziora Wicko, gdzie osiąga on 1,5 km szerokości. Wśród osadów eolicznych dominują piaski drobnoziarniste, warstwowane, lokalnie z przewarstwieniami gleb kopalnych. Ich miąższość w zagłębieniach międzywydmowych dochodzi do 4,7 m (otw. 5), natomiast na obszarze wydmy wzrasta do 25,0 m. Początek akumulacji osadów eolicznych na omawianym terenie przypada na późny northgrip (Walker i in., 2019), na co wskazuje wynik daty radiowęglowej oszacowanej na 5627–5092 lat b2k (^{14}C 4610 \pm 200 lat BP) z próbki torfu leżącego bezpośrednio pod osadami eolicznymi w otworze 4 (Dobrcki, Zachowicz, 2007). Ślady wzmożonej aktywności eolicznej w tym okresie są notowane także w innych rejonach północnej i zachodniej Europy (Borówka i in., 1986; Clemmensen i in., 2001, 2009; Wilson i in., 2001; Pedersen, Clemmensen, 2005; Somerville i in., 2007; Reimann i in., 2011; Fedorowicz i in., 2012; Miotk-Szpiganowicz i in., 2013; Sydor i in., 2015; Uścińowicz i in., 2016, 2021; Sydor, 2021). Wiek radiowęglowy 680–522 lat b2k (^{14}C 495 \pm 80 BP) (Dobrcki, Zachowicz, 2007) próbki gleby kopalnej występującej w obrębie osadów eolicznych w otworze 4 wskazuje, że w okresie średniowiecznego optimum klimatycznego nastąpiło zmniejszenie intensywności procesów eolicznych. Podobne zjawisko zaobserwowano również na terenie zachodniego wybrzeża Polski (Sydor i in., 2015; Sydor, 2021).

Piaski eoliczne na glinach lodowcowych występują w klifie w Jarosławcu, gdzie tworzą cienką warstwę o miąższości do 2,0 m.

Piaski eoliczne na torfach rozpoznano w północnej części torfowiska znajdującego się na wschód od jeziora Wicko.

Piaski i żwiry morskie plażowe występują w strefie brzegowej, a ich miąższość wynosi 2,0–3,0 m. Szerokość pasa osadów morskich plaży na omawianym terenie jest niewielka i ulega sezonowym zmianom. Najwęższe plaże stwierdzono u podnóża klifu w Jarosławcu, a najszersze na mierzei jeziora Wicko. Piaski i żwiry są lokalnie wzbogacone w minerały ciężkie.

B. TEKTONIKA I UKSZTAŁTOWANIE PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza znajduje się na pograniczu dwóch jednostek tektonicznych: wyniesienia Łeby i odcinka pomorskiego synklinorium brzeżnego wchodzących w skład platformy wschodnioeuropejskiej. Obraz rzeźby powierzchni podczwartorzędowej opracowano na podstawie interpolacji danych otworowych metodą krigingu z uwzględnieniem modelu budowy geologicznej zakładającego erozję subglacjalną. W podłożu czwartorzędu występują osady kampanu (margle), oligocenu (piaski, piaski glaukonitowe, mułki, mułowce i iły) i miocenu (piaski, mułki i iły z węglem brunatnym). Potwierdzone wierceniami deniwelacje stropu podłoża czwartorzędu są znaczne i dochodzą do 120,0 m. W podłożu czwartorzędu na omawianym terenie zaznacza się obecność dwóch dolin o przebiegu N–S i NW–SE. Pierwsza z nich występuje w zachodniej części obszaru arkusza i ciągnie się od wybrzeża Bałtyku w okolicy Jarosławca w kierunku Nacmierza i kontynuuje się na terenie sąsiedniego arkusza Sławsko. Dno doliny znajduje się na wysokości wynoszącej średnio –100 m n.p.m. Najniżej jest położone na wysokości –125,7 m n.p.m. (otw. 36) w okolicy Nacmierza i –122,0 m n.p.m. (otw. 8) w pobliżu Jarosławca. W dnie doliny występują głównie utwory oligocenu. Lokalnie w okolicach Jarosławca i Nacmierza w podłożu odsłaniają się również osady kampanu. Druga dolina o przebiegu NW–SE ciągnie się od wybrzeża Bałtyku w okolicy Wicka Morskiego w kierunku Marszewa i kontynuuje się na terenie sąsiedniego arkusza Sławsko. Dno tej doliny jest położone na wysokości wynoszącej średnio –100 m n.p.m. Najniżej znajduje się w pobliżu Górska, gdzie występuje na wysokości –135,6 m n.p.m. (otw. 17). Jest to jednocześnie najniżej położone podłoże czwartorzędu na omawianym terenie. Strop utworów kredy regionalnie zapada w kierunku wschodnim, a w dnie doliny występują osady oligocenu.

Powstanie obu dolin można wiązać z erozją rzek w pliocenie, a następnie przemodelowaniem ich przez erozję wód subglacjalnych i erozję lodowcową w plejstocenie.

W okolicach Rusinowa, na południowy wschód od Korlina i na wschód od Złakowa podłoże czwartorzędu jest położone wysoko, tj. na wysokości dochodzącej do –10,0 m n.p.m. Najwyżej położony punkt powierzchni podczwartorzędowej na obszarze omawianego arkusza znajduje się na wysokości –3,8 m n.p.m. (otw. 27) na północ od Rusinowa. Powierzchnia ta jest zbudowana z osadów miocenu, których spąg zalega dość połogo na wysokości od –70,0 do –60,0 m n.p.m.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Słabe rozpoznanie wgłębnej budowy geologicznej (jeden otwór nawiercający utwory syluru – otw. 36 zlokalizowany na zachód od Nacmierza) nie pozwala na wyciągnięcie daleko idących wniosków dotyczących paleogeografii i rozwoju tektonicznego obszaru arkusza. Utwory paleozoiczne pokrywają powierzchnię platformy wschodnioeuropejskiej (Pożaryski, 1974) i są reprezentowane przez osady sylurskiego głębokiego zbiornika morskiego (tab. 1), w którym osadzały się łupki ilaste ze śladami graptolitów. Na przełomie syluru (przydol) i dewonu ruchy wznoszące orogenezy kaledońskiej doprowadziły do całkowitej regresji morza z omawianego terenu (Uniejewska, Nosek, 1985a). Luka stratygraficzna spowodowana erozją rzeczną i denudacją obejmuje okres całego dewonu, karbonu oraz permu dolnego i środkowego. W permie dolnym i środkowym na omawianym obszarze nastąpiła zasadnicza przebudowa paleograficzna środkowej Europy (Pożaryski, 1974). Wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej uformowało się obniżenie zwane synklinorium brzeżnym, w którym następnie osadzały się serie osadów permsko-mezozoicznych o znacznej miąższości (Dadlez, red., 1976). W cechszynie w granicach omawianego obszaru utworzyły się w tym okresie piaski i piaski ilaste, wapień, anhydryty, gipsy, łupki ilaste i piaskowce cyklotemu 1 (Werra) oraz piaskowce i iłowce stropowej serii terygeniczej. Położenie obszaru w brzeżnej strefie poduszki solnej i wpływ niestabilnego podłoża wpłynęły na znaczne zredukowanie miąższości osadów permu i brak utworów cyklotemów: 2 (Stassfurt), 3 (Leine) i 4 (Aller). Powstanie utworów triasu dolnego, wykształconych w postaci iłowców, stanowiło kontynuację akumulacji morskiej, która zachodziła w permie. Są one prawdopodobnie ostatnim ogniwem osadów relikтового zbiornika morskiego (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Końcowa faza orogenezy waryscyjskiej ponownie doprowadziła do wynurzenia obszaru. Na podstawie dostępnych danych nie można stwierdzić, czy strefa pogranicza synklinorium brzeżnego i wyniesienia Łeby została wydzwignięta wzdłuż kaledońskich linii tektonicznych czy też przebudowa została dostosowana do nowych założeń tektonicznych. Od końca triasu dolnego aż po kredę dolną (alb) włącznie omawiany obszar rozwijał się w warunkach lądowych. W wyniku procesów erozji rzecznej i denudacji zachodzących na tym terenie osady od triasu środkowego do kredy dolnej (alb) nie zachowały się. Zalew morza kredowego rozpoczął się w cenomanie i trwał do mastrychtu. W tym czasie osadziły się serie skał marglisto-mułowcowych. Niestabilne dno zbiornika, a tym samym jego okresowe spływanie i pogłębianie, wpłynęło na charakter deponowanych w nim osadów i ich lokalne wzbogacenie w materiał terygeniczny. Ruchy wznoszące fazy laramijskiej spowodowały ponowną regresję morza z granic omawianego terenu. W okresie tym w wyniku erozji rzecznej i denudacji zniszczeniu uległy osady zaliczane do mastrychtu, co doprowadziło do odpreparowania powierzchni utworów kampanu i powstanie luki sedymentacyjnej obejmującej również paleocen i eocen.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Piaski i żwiry morskie plażowe — $^{mpl}_{pż}Q_h$	Akumulacja morska w strefie brzegowej
				Piaski eoliczne w wydmach — $^e Q_h^{(w)}$	Akumulacja eoliczna. Przewiewanie osadów piaszczystych mierzei, powstawanie wydym
				Piaski eoliczne — $^e Q_h$	Akumulacja eoliczna. Przewiewanie osadów piaszczystych mierzei, powstawanie pokryw eolicznych
				Iły i mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) — $^f_{ma} Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna powodziowa
				Torfy — $_t Q_h$	Akumulacja organiczna w zarastających zbiornikach jeziornych, obniżeniach wytopiskowych oraz dnach dolin rzecznych
				Piaski i mułki den dolinnych — $^f_{pm} Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin
				Piaski i mułki zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $^f_{pm} Q_h$	Akumulacja w zagłębieniach wytopiskowych i dolinach rzecznych
				Piaski jeziorne — $^{li}_p Q_h$	Akumulacja jeziorna
				Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,0–1,5 m n.p. rzeki — $^f_{p} Q_h^{(t)}$	Akumulacja rzeczna
				Piaski i gliny deluwialne — $^d_{pg} Q$	Procesy zboczowe i soliflukcyjne (w późnym glacialu), akumulacja u podnóża zboczy, w dolinach i zagłębieniach bezodpływowych
				Piaski pyłowato-ilaste zwietrzelinowe (eluwialne) — $^z_{ppyi} Q$	Denudacja i niszczenie powierzchni glin lodowcowych najmłodszych wysoczyzn polodowcowych
	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o 		
			S t a d i a ł g ó r 	Piaski i mułki tarasów kemowych — $^{tk}_{pm} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów lodowcowo-jeziornych w zagłębieniach w obrębie brył martwego lodu
				Piaski i mułki kemów — $^{(k)}_{pm} Q_{p^4}^{B3}$	
				Piaski moren spiętrzonych — $^{(gw)}_p Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa i deformacje osadów podczas lokalnej oscylacji czoła lądolodu
				Gliny moren spiętrzonych — $^{(g)}_g Q_{p^4}^{B3}$	
				Piaski lodowcowe — $^g_p Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa
				Gliny lodowcowe — $^{gzw2}_g Q_{p^4}^{B3}$	
				Iły i mułki zastoiskowe — $^b_{im} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w proglałacjalnych i terminoglałacjalnych zbiornikach zastoiskowych

Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny lodowcowe — $\frac{g}{gzw1} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ1} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Mułki i piaski zastoiskowe — $\frac{b}{mp} Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu</p> <p>Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych</p>
		Stadiał środkowy	<p>Gliny lodowcowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^4}^{B2}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ} Q_{p^4}^{B2}$</p> <p>Mułki i piaski zastoiskowe — $\frac{b}{mp} Q_{p^4}^{B2}$</p>	<p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu</p> <p>Akumulacja w proglacjalnych i terminoglacjalnych zbiornikach zastoiskowych</p>
Interglacjał eemski				Erozja rzeczna i denudacja
Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał dolny	<p>Piaski, żwiry i mułki wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZm} Q_{p^3}^{W1}$</p> <p>Gliny lodowcowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^3}^{W1}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ} Q_{p^3}^{W1}$</p>	<p>Akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu</p>
	Zlodowacenie Odry		<p>Gliny lodowcowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^3}^O$</p> <p>Piaski, mułki i ropy zastoiskowe — $\frac{b}{pmi} Q_{p^3}^O$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ} Q_{p^3}^O$</p>	<p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja w proglacjalnych i terminoglacjalnych zbiornikach zastoiskowych</p> <p>Erozja rzeczna i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu</p>
Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki			Erozja rzeczna i denudacja, niszczenie powierzchni wysoczyzn polodowcowych
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2		Gliny lodowcowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^2}^G$	Akumulacja lodowcowa
	Zlodowacenie Sanu 1			
Interglacjał augustowski				Erozja rzeczna i denudacja
Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi			

Czwartorzęd	Plejstocen			Mułki, piaski i ily paleogenu i neogenu jako kry w utworach plejstoceńskich — $P_{g+Ng} Q_p$ Piaski, piaski glaukonitowe i mułki piaszczyste oligocenu jako kry w utworach plejstoceńskich — $Ol Q_p$ Margle kampanu jako kry w utworach plejstoceńskich — $Cr_{cp} Q_p$	Erozja lodowcowa, transport i denudacja. Powstawanie kier lodowcowych
		Neogen	Pliocen		
	Miocen				Piaski, mułki i ily z węglem brunatnym — $p_{mi} M$
Paleogen	Oligocen			Piaski, piaski glaukonitowe, mułki, mułowce i ily — $ppGk Ol$	Sedymentacja w środowisku płytkiego morza. Natężenie ruchów górotwórczych fazy pirenejskiej
	Eocen				Regresja morza w wyniku wyniesienia obszaru w czasie fazy laramijskiej. Dominacja erozji rzecznej i denudacji
	Paleocen				
Kreda	Kreda górna	Mastricht			Sedymentacja w zbiorniku morskim
		Kampan		Margle — $me Cr_{cp}$	
		Santon		Mułowce i piaski ilaste z glaukonitem — $m_{cpi} Cr_{st}$	
		Koniak		Margle — $me Cr_{cn}$	
		Turon		Mułowce, margle, ilowce i piaski — $m_{cme} Cr_t$	
		Cenoman		Ily piaszczyste — $ip Cr_c$	
	Kreda dolna				
Jura				Regresja morza w wyniku wyniesienia obszaru w czasie końcowej fazy orogenezy warysycyjskiej. Dominacja erozji rzecznej i denudacji	
Trias	Trias górny				Regresja morza w wyniku wyniesienia obszaru w czasie końcowej fazy orogenezy warysycyjskiej. Dominacja erozji rzecznej i denudacji
	Trias środkowy				
	Trias dolny			Iłowce — $ic T_1$	Sedymentacja w zbiorniku morskim

P e r m	P e r m g ó r n y	Cechsztyń	Stropowa seria terygeniczna	Piaskowce i iłowce — _{peic} PZt	Erozja i denudacja
			Cyklotem 4		
			Cyklotem 3		
			Cyklotem 2		
			Cyklotem 1	Wapienie, anhydryty, gipsy, łupki ilaste i piaskowce — _{wah} PZ1 Piaski i piaski ilaste — _{ppi} PZ1	Sedymentacja ewaporatów w ciepłym morzu
P e r m	środkowy				Dominacja erozji rzecznej i denudacji. Powstanie synklinorium brzeżnego
	dolny				
Karbon					Regresja morza na skutek wyniesienia obszaru w czasie orogenezy kaledońskiej. Dominacja erozji rzecznej i denudacji
Dewon					
Sylur	Przydol				
	Ludlow			Łupki ilaste — _{li} S _{ld}	Sedymentacja w głębokim zbiorniku morskim

Natężenie obniżających ruchów fazy pirenejkiej w oligocenie doprowadziło do powstania krótkotrwałego, płytkiego zbiornika morskiego, w którym osadziła się warstwa piasków drobnoziarnistych, kwarcowo-glaukonitowych (warstwy mosińskie dolne – Ciuk, 1974), mułków, mułowców i iłów, lokalnie z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych z glaukonitem i sporadycznym występowaniem zawęglonego detrytusu roślinnego (warstwy czempińskie – Ciuk, 1974) oraz piasków drobnoziarnistych z łyszczykami i glaukonitem (warstwy mosińskie górne – Ciuk, 1974). Ruchy podnoszące fazy sawskiej na pograniczu oligocenu i miocenu doprowadziły do przesunięcia linii brzegowej zbiornika morskiego poza granice omawianego obszaru. Prawdopodobnie przez cały miocen dolny i część miocenu środkowego w warunkach lądowych intensywnie rozwijały się procesy erozji rzecznej

i denudacji. Pod koniec miocenu środkowego rozpoczęła się sedymentacja osadów jeziornych reprezentowanych w spągu przez mułki i ily z węglem brunatnym, a w stropie przez zawęglone piaski kwarcowe (Uniejewska, Nosek, 1985a).

W wyniku procesów zachodzących w fazie attyckiej nastąpiło wypiętrzenie obszaru i powstała luka stratygraficzna przypadająca na pliocen i starszy czwartorzęd. Z tego okresu pochodzą najprawdopodobniej założenia głębokich obniżeń w stropie podłoża czwartorzędu w postaci pierwotnych dolin rzek plioceńskich płynących ku zbiornikowi śródlądowemu. Obniżenia te zostały przemodelowane przez erozję lodowcową kolejno nasuwających się lądolodów, z których dopiero lądolód zlodowaceń południowopolskich pozostawił mięszki kompleks osadów.

Brak osadów starszego czwartorzędu (zlodowacenia Narwi, interglacjału augustowskiego i zlodowacenia Sanu 1) najprawdopodobniej wynika ze zniszczenia tych utworów przez nasuwające się lądolody zlodowaceń południowopolskich lub też mogły one zostać włączone do dolnej części kompleksu glacialnego zaliczanego do osadów zlodowaceń południowopolskich z powodu braku jakichkolwiek przesłanek pozwalających na ich wydzielenie. Najstarszymi udokumentowanymi utworami czwartorzędowymi jest kompleks osadów lodowcowych pozostawionych przez lądolód zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia Sanu 2), leżących bezpośrednio na podłożu czwartorzędu miejscami wyerodowanym do utworów kredy górnej (kampanu). Gliny lodowcowe zlodowacenia Sanu 2, zawierające lokalnie kry osadów oligocenu, wypełniają najniższe partie terenu (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Ocieplenie klimatu spowodowało ustąpienie lądolodów zlodowaceń południowopolskich i rozpoczęcie interglacjału wielkiego (mazowieckiego). Początek interglacjału zaznaczył się nasileniem procesów erozji rzecznej i denudacji oraz niszczeniem powierzchni wysoczyzn polodowcowych (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Kolejny okres ochłodzenia spowodował nasuwanie się lądolodu zlodowaceń środkowopolskich. Na obszarze arkusza wyróżniono osady zlodowacenia Odry i stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Transgresji lądolodu zlodowacenia Odry towarzyszyły procesy erozji rzecznej i akumulacji wód płynących przed czoła lądolodu, co znalazło odbicie w akumulacji serii piasków i żwirów wodnolodowcowych w okolicach Korlina i Królewa oraz powstanie zbiornika osadów zastoiskowych w pobliżu Górska (Uniejewska, Nosek, 1985a). Na większości obszaru nasuwający się lądolód zlodowacenia Odry zniszczył osady interglacialne oraz osady wód proglacialnych. Lądolód ten pozostawił osady na znacznie bardziej rozległym obszarze niż lądolody zlodowaceń południowopolskich. Mięszkość glin tego zlodowacenia, w których występują miejscami kry osadów paleogenu i neogenu, dochodzi do 24 m.

Transgresja lądolodu zlodowacenia Warty była poprzedzona lokalną akumulacją w okolicy Nacmierza piasków i żwirów wodnolodowcowych rozdzielających gliny zlodowacenia Odry i zlodowacenia Warty. Poziom glin lodowcowych, zawierający kry osadów kampanu, paleogenu i neogenu, pozostawiony przez lądolód zlodowacenia Warty ma nieco większą miąższość (do 28 m) od poziomu glacialnego utworów zlodowacenia Odry.

Kolejne ocieplenie klimatu na omawianym terenie zaznaczyło się w interglacjale eemskim procesami wzmożonej denudacji i niszczenia powierzchni wysoczyzn morenowych oraz erozją rzeczną w dolinach interglacialnych (Uniejewska, Nosek, 1985a).

Następujące po interglacjale eemskim oziębienie klimatu spowodowało nasunięcie się lądolodu zlodowaceń północnopolskich. Stadiał środkowy, rozpoczynający na terenie arkusza zlodowacenia północnopolskie, charakteryzował się akumulacją osadów proglacialnych przed czołem lądolodu. Utwory te występują na prawie całym badanym terenie i wkraczają na obszar elewacji starszego podłoża w okolicach Marszewa i Złakowa. W tym czasie powstały również rozległe zbiorniki zastoiskowe stwierdzone w okolicach Górska i Korlina. Lokalnie poziom glin stadiału środkowego zlodowacenia Wisły leży bezpośrednio na utworach zlodowacenia Warty. Poziom omawianych glin lodowcowych, zawierający kry osadów paleogenu i neogenu, tworzy niemal ciągłą pokrywę na całym obszarze arkusza. Ich miąższość osiąga kilkanaście metrów.

Transgresji lobu lodowcowego stadiału górnego zlodowacenia Wisły towarzyszyła akumulacja piaszczysto-żwirowych utworów wodnolodowcowych o miąższości do 10 m. Osady te na omawianym obszarze nie tworzą ciągłej warstwy. Miejscami ich zwiększona miąższość, jak na przykład w rejonie wałów moren spiętrzonych, może świadczyć o udziale w glacitektonicznym spiętrzeniu osadów w stadiale górnym zlodowacenia Wisły. Charakterystyczny jest też bardzo duży udział porwaków skał paleogenu i neogenu, co wskazywałoby na znaczną siłę erozji lodowcowej tego stadiału.

Recesja lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły była przerywana lokalnymi oscylacjami jego zasięgu, z których najbardziej rzeźbotwórcza była oscylacja fazy gardzieńskiej (Galon, Roszkówna, 1961; Rosa, 1963; Galon, 1969, 1972; Sylwestrzak, 1973; Petelski, 1978, 2008; Rotnicki, Borówka, 1995; Jasiewicz, 1999, 2001; Marks, 2012). Oscylacja fazy gardzieńskiej spowodowała spiętrzenie starszych utworów stadiału górnego zlodowacenia Wisły, przemieszczanie porwaków paleogenu i neogenu, a następnie akumulację cienkiej pokrywy glin lodowcowych i piasków moren spiętrzonych. Podczas recesji lądolodu powstały serie piasków lodowcowych. W efekcie wytapiania się brył martwego lodu w rynnach subglacialnych tworzyły się poziome tarasów kemowych, a na wysoczyźnie morenowej powstawały nieliczne pagóry kemowe. Młodsze oscylacje czoła lądolodu nie wkraczały już na omawiany teren (Uniejewska, Nosek, 1985a).

W czasie ustępowania lądolodu ostatniego zlodowacenia na jego przedpolu w rejonie Basenu Bornholmskiego i Zatoki Gdańskiej zaczęły powstawać jeziora zastoiskowe, które około 16,0 tys. lat b2k połączyły się w Bałtyckie Jezioro Lodowe (Andrén i in., 2011). Kolejnymi, wielokrotnie opisywanymi w literaturze etapami rozwoju Morza Bałtyckiego (Eronen, 1988; Hyvärinen, 1988; Björck, 1995; Andrén i in., 2011; Uścińowicz, 2014; Rosentau i in., 2017) były: Morze Yoldiowe (11 700–10 700 lat b2k), Jezioro Ancylusowe (10 700–9800 lat b2k), Morze Litorynowe (9800–5500 lat b2k) oraz Morze Politorynowe (ostatnie 5500 lat). Ewolucja basenu Morza Bałtyckiego miała znaczący wpływ na rozwój omawianego obszaru w późnym plejstocenie i holocenie. Bardzo niski poziom wód morskich (50 m niższy od współczesnego) na przełomie plejstocenu i holocenu (Uścińowicz, 2003, 2006) spowodował nasilenie się procesów erozji rzecznej i denudacji. Nastąpiło wtedy niszczenie pokrywy glin lodowcowych i tworzenie się na ich powierzchni eluwiów. Około 9,0 tys. lat b2k rozpoczął się gwałtowny wzrost poziomu morza, nazywany w rejonie Morza Bałtyckiego transgresją litorynową. Podniesienie poziomu wód morskich i równocześnie poziomu wód gruntowych spowodowało akumulację osadów tarasów zalewowych w dolinach rzecznych (Florek, 1991). W czasie ostatnich 6,5 tys. lat b2k, czyli po zakończeniu transgresji litorynowej, w warunkach ciągłego i powolnego wzrostu poziomu morza na obszarze arkusza następowało wyrównywanie linii brzegowej, akumulacja w dolinach rzecznych, zmniejszanie się powierzchni jezior, powstawanie tarasów jeziornych i równin osadów jeziornych oraz akumulacja organiczna. W drugiej połowie northgripu (Walker i in., 2019), czyli około 5,3 tys. lat b2k, rozpoczął się okres wzmożonej intensywności procesów eolicznych, w których wyniku na wybrzeżu Bałtyku uformowała się rozległa pokrywa osadów eolicznych. W strefie brzegowej Morza Bałtyckiego powstała pokrywa piasków i żwirów morskich plażowych, których miąższość ulega corocznym zmianom. Równocześnie niszczone jest odcinek wybrzeża klifowego w Jarosławcu.

IV. PODSUMOWANIE

Aktualizację arkusza Nacmierz przeprowadzono w latach 2019–2020, czyli po ponad 30 latach od jego pierwszego opracowania (Uniejewska, Nosek, 1985a, b). W nowej wersji mapy od arkusza Nacmierz odłączono niewielki zachodni fragment obszaru, który w wersji zaktualizowanej opracowano jako arkusz Darłowo N razem z arkuszem Darłowo (Sydor i in., 2023a, b).

Od czasu publikacji pierwszego opracowania arkusza przybyły nowe dane geologiczne dotyczące omawianego obszaru, głównie z dokumentacji geologicznych oraz pozyskane podczas

opracowania Mapy Geodynamicznej Polskiej Strefy Brzegowej Bałtyku Południowego w skali 1:10 000 (Dobrcki, Zachowicz, 2007).

Nowe dane pochodzące z otworów przewiercających osady czwartorzędu potwierdziły w ogólnym zarysie ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej, które zostało przedstawione w pierwszej wersji arkusza (Uniejewska, Nosek, 1985a, b). Odmienne natomiast określono wiek osadów przypisanych w pierwszej edycji mapy do interglacjałów mazowieckiego i eemskiego. Ponowna analiza cech litologicznych utworów nawierconych w otworze kartograficznym w Górsku wskazuje, że osady zaliczone przez Uniejewską i Noska (1985a, b) do interglacjału mazowieckiego uznano za krę osadów oligocenu, a osady przyporządkowane do interglacjału eemskiego zinterpretowano jako utwory wodnolodowcowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Na podstawie opracowań regionalnych odmiennie określono również wiek glin zlodowacenia Wisły. Poziom glin lodowcowych, których wiek Uniejewska i Nosek (1985a, b) przypisali do fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły, w zaktualizowanej wersji arkusza określono na stadiał środkowy zlodowacenia Wisły, natomiast poziomy glin lodowcowych przypisanych przez tych autorów do faz poznańskiej i pomorskiej określono jako gliny stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Nierozwiązanym problemem pozostaje ustalenie stratygrafii utworów paleogenu i neogenu, w szczególności miocenu. Kwestią wymagającą dalszych badań jest dwudzielność glin lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Dotychczas na obszarze arkusza nie znaleziono profili reperowych, które by ją dokumentowały.

Szczecin, 2022 r.

LITERATURA

- Andrén T., Björck S., Andrén E., Conley D., Zillén L., Anjar J., 2011 — The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka. W: *The Baltic Sea Basin* (red. J. Harff, S. Björck, P. Hoth). Springer, 75–98.
- Areń B., 1964 — Atlas geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 11. Trzeciorząd. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A. (red.), 2006 — Mapa glacitektoniczna Polski 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Björck S., 1995 — A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quatern. Internat.*, **27**: 19–40.
- Borówka R.K., Gonera P., Kostrzewski A., Nowaczyk B., Zwoliński Z., 1986 — Stratigraphy of eolian deposits in Wolin Island and the surrounding area, North-West Poland. *Boreas*, **15**: 301–309.
- Bronk Ramsey C., 2009 — Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 1: 337–360.
- Butrymowicz N., Maksiak S., Uniejewska M., 1974a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, wyd. A — mapa utworów powierzchniowych, ark. Koszalin (5). Inst. Geol., Warszawa.

- Butrymowicz N., Maksiak S., Uniejewska M., 1974b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, wyd. B — mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. Koszalin (5). Inst. Geol., Warszawa.
- Bülow K., 1925 — Die Diluviallandsschaft im nordöstlichen Hinterpommern. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 45: 317–344.
- Bülow K., 1928 — Geologische Übersichtkarte von Deutschland 1:200 000. Blatt Stolpmünde. Reichsstelle für Bodenforschung, Berlin.
- Bülow K., 1932 — Randalagen und Rückzug des letzten Eises in Hinterpommern. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 84: 241–251.
- Ciuk E., 1965a — Mapa geologiczna trzeciorzędu lądowego w Polsce 1:500 000. Mapa występowania i perspektyw poszukiwawczych złóż węgla brunatnych. Inst. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1965b — Sprawozdanie wstępne z poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Mosiny. *Kwart. Geol.*, 9, 4: 879–881.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 7–48.
- Clemmensen L.B., Murray A., Bech J.H., Clausen A., 2001 — Large-scale aeolian sand movement on the west coast of Jutland, Denmark in late Subboreal to early Subatlantic time – a record of climate change or cultural impact? *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 123, 4: 193–203.
- Clemmensen L.B., Murray A., Heinemeier J., de Jong R., 2009 — The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: a record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology*, 105, 3–4: 303–313.
- Cwinarowicz A., Król J., 2009 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, plansza B, ark. Nacmierz d. Łącko (8). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dadlez R., 1957a — Dotychczasowe wyniki badań podłoża mezozoicznego w północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego. *Kwart. Geol.*, 1, 1: 48–80.
- Dadlez R., 1957b — Wiercenia niemieckie na Pomorzu Zachodnim. *Prz. Geol.*, 5, 10: 452–457.
- Dadlez R., 1958 — Badania geologiczne na antyklinorium pomorskim w roku 1957. *Kwart. Geol.*, 2, 4: 740–764.
- Dadlez R. (red.), 1976 — Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 79: 112–123.
- Dadlez R., Deczkowski Z., Gajewska I., Kłossowski J., Marek S., Stolarczyk J., Stolarczyk F., 1980 — Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1963 — Mapa geologiczna parantyklinorium pomorskiego bez osadów trzeciorzędu i czwartorzędu 1:200 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965 — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 40: 176–219.
- Dadlez R., Iwanow A., Leszczyński K., Marek S., 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000. W: Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000 (red. R. Dadlez). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., Raczyńska A., 1974 — Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Polska północno-zachodnia i środkowa. W: Budowa geologiczna Polski (red. W. Pożaryski). 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Verlag von Gebrüder. Bornträger, Berlin.

- Dobracki R., Zachowicz J., 2007 — Mapa Geodynamiczna Polskiej Strefy Brzegowej Bałtyku Południowego 1:10 000, arkusze Wicie (21), Jarosławiec (22), Wicko (23), Modlinek (24). Państw. Inst. Geol., Szczecin.
- Eronen M., 1988 — A scrutiny of the Late Quaternary history of the Baltic Sea. *Geol. Surv. Finland, Sp. Papers*, 6: 11–18.
- Fedorowicz S., Zieliński P., Wysińska G., Hołub B., 2012 — Phases of aeolian accumulation on the Vistula Spit (Southern Baltic Sea) in the light of TL dating and analysis of a digital elevation model. *Geol. Quart.*, 56, 2: 345–352.
- Florek W., 1991 — Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części skłonu Pomorza. Wyższa Szkoła Pedagogiczna, Słupsk.
- Fuszara P., 1998a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Łącko (8). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Fuszara P., 1998b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Łącko (8). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Galon R., 1952 — O fazach postępu lodolodu na obszarze Pomorza. Księga pamiątkowa 75-lecia Tow. Nauk. w Toruniu, Toruń.
- Galon R., 1957 — Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos, Ser. B*, 3, 3: 219–239. Warszawa.
- Galon R., 1967 — Czwartorzęd Polski północnej. W: *Czwartorzęd Polski* (red. R. Galon, J. Dylik). PWN, Warszawa.
- Galon R., 1968a — Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lodolodu. *Pr. Geogr.*, 74: 101–120.
- Galon R., 1968b — Przebieg deglacjacji na obszarze Peribalticum. *Pr. Geogr.*, 74: 201–212.
- Galon R. (red.), 1968 — Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr.*, 74: 1–216.
- Galon R., 1969 — The glacial relief of North Poland in the light of the detailed geomorphological map of the Polish Lowland in 1:50 000 scale. *Geogr. Pol.*, 17: 109–118.
- Galon R., 1972 — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: *Geomorfologia Polski*, 2. Niż Polski. PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna L., 1961 — Extens of the Scandinavian Glaciations and their recession stages on the Territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. *Prz. Geogr.*, 33, 3: 347–586.
- Giel M.D., 1982a — Orzeczenie w sprawie określania wieku osadów z odsłonięć 134 i 135 w miejscowości Złakowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Giel M.D., 1982b — Orzeczenie w sprawie określania wieku osadów z otworu wiertniczego Górsko P-8. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Górecki W., 1971 — Profil litostratygraficzny struktury Darłowa. *Prz. Geol.*, 19, 6: 285–288.
- Halicki B., 1952 — Z historii plejstocénskiego Bałtyku. *Acta Geol. Pol.*, 2, 4: 595–615.
- Hartnack W., 1926 — Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. *Stolp 1. Pomm.*, Jb. Geogr. Ges., Greisfeld.
- Hyvärinen H., 1988 — Definition of the Baltic stages. W: *Problems of the Baltic sea history* (red. J. Donner, A. Raukas). *Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A*, 3. Geol.-Geogr., 148: 7–11.
- Jasiewicz J., 1999 — Głacitektoniczna struktura dupleksu (gardzieńska morena czołowa, klif w Dębinie na zachód od Rowów). W: *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku* (red. R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski). *Bogucki Wyd. Nauk.*, Poznań-Szczecin, 87–93.
- Jasiewicz J., 2001 — Vistuliańskie „gliny czerwone” i ich znaczenie stratygraficzne dla wydzielenia fazy gardnieńskiej. W: *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie* (red. K. Rotnicki). *Bogucki Wyd. Nauk.*, Poznań, 53–56.

- Keilhack K., 1897a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25 000, Blatt Saleske. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Keilhack K., 1897b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25 000, Blatt Vitte u. Lanzig. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Koźmiński C., Michalska B., Czarnecka M., 2007 — Klimat województwa zachodniopomorskiego. Akad. Roln., Uniw. Szczec., Szczecin.
- Krasuska J., Kostrz-Sikora P., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, plansza B, ark. Nacmierz d. Łącko (8). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kucharska S., Berlińska Z., 1981 — Wyniki wstępnej interpretacji do lokalizacji otworów wiertniczych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łącko (8). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lach A., Uniejewska M., Nosek M., 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sławno (19). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Marks L., 2012 — Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 44: 81–88.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Miotk-Szpiganowicz G., Jegliński W., Koszka-Maróń D., Uścińowicz Sz., 2013 — Paleogeograficzny model rozwoju Zalewu Wiślanego i Mierzei Wiślanej – transgraniczna korelacja informacji geologicznych polskich i z okręgu kaliningradzkiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Gdańsk.
- Myśliwiec A., Bruczyńska J., Giełżeczka-Mądry D., 2009 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, plansza A, ark. Nacmierz d. Łącko (8). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Nowicki A.J., 1965 — Mapa geologiczna trzeciorzędu lądowego w Polsce 1:500 000. Mapa miąższości nadkładu miocenu. Inst. Geol., Warszawa.
- Odoj M., Orłowski R., 2006 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Nacmierz d. Łącko (8). Pierwszy poziom wodonośny. Występowanie i hydrodynamika. Mapa zbiorcza. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Odoj M., Orłowski R., 2007a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Nacmierz d. Łącko (8). Pierwszy poziom wodonośny. Jakość wód. Mapa zbiorcza. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Odoj M., Orłowski R., 2007b — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Nacmierz d. Łącko (8). Pierwszy poziom wodonośny. Wrażliwość na zanieczyszczenie. Mapa zbiorcza. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Olczak J., 1950 — Prace sejsmiczne wykonane przez Reichsamt für Bodenforschung na Pomorzu Zachodnim w latach 1937–1938. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Osika R., 1959 — Osady pliensbachu na Pomorzu Zachodnim (w związku z zagadnieniem poszukiwania złóż rud żelaza). *Kwart. Geol.*, 3, 4: 914–938.
- Pedersen K., Clemmensen L.B., 2005 — Unveiling past aeolian landscapes: a groundpenetrating radar survey of a Holocene coastal dunefield system, Thy, Denmark. *Sedimentary Geology*, 177: 57–86.
- Petelski K., 1975 — O budowie geologicznej gardzińskiej moreny czołowej w odsłonięciach klifu pomiędzy Dębina a Poddębim na Pobrzeżu Zachodniopomorskim. *Zesz. Nauk. Wydz. BiNoZ Uniw. Gd., Geogr.*, 5: 169–180.
- Petelski K., 1976 — Charakterystyka zaburzeń glacydynamicznych w spągu środkowego poziomu glin zwałowych w odsłonięciach klifu w pobliżu wsi Dębina na Pobrzeżu Zachodniopomorskim. *Zesz. Nauk. Wydz. BiNoZ Uniw. Gd., Geogr.*, 6: 87–99.

- Petelski K., 1978 — Formy akumulacji martwego lodu w niecce końcowej lobu gardzieńskiego. *Kwart. Geol.*, **22**, 3: 623–636.
- Petelski K., 1985 — Budowa geologiczna moreny czołowej i niecki końcowej lobu gardzieńskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 348: 89–121.
- Petelski K., 2008 — Ewolucja poglądów na budowę geologiczną i powstanie gardzieńskiej moreny czołowej. *Landform Analysis*, 7: 130–137.
- Petersen G., 1924 — Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. *Fortschr. Geol. Paläont.*, 9.
- Pożaryski W., 1960 — Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 2: 377–440.
- Pożaryski W. (red.), 1962 — Budowa geologiczna Niżu Polskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **35**: 1–377.
- Pożaryski W., 1974 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: Budowa geologiczna Polski (red. W. Pożaryski), **4**. Tektonika, 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., Pożaryska K., 1960 — On the Danian and Lower Paleocene sediments in Poland. Międzynarodowy Kongres Geologiczny, Norden, 5, 170–180. Kopenhaga.
- Pruszek K., Fert Z., 1982 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łącko (8). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Reimann T., Tsukamoto S., Harff J., Osadczuk K., Frechen M., 2011 — Reconstruction of Holocene coastal foredune progradation using luminescence dating – An example from the Świna barrier (southern Baltic Sea, NW Poland). *Geomorphology*, 132: 1–16.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Michael F., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talam S., 2020 — The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**, 4: 725–757.
- Richling A., Solon J., Macias A., Balon J., Borzyszkowski J., Kistowski H. (red.), 2021 — Regionalna geografia fizyczna Polski. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Rosa B., 1963 — O rozwoju morfologicznym pobraża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Studia Soc. Scient. Torunensis*, 5: 1–172.
- Rosa B., 1964 — O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich i ich związku z transgresją morza i znaczenia dla badań nad neotektoniką obszaru. *Zesz. Nauk. UMK, Geogr.*, 10.
- Rosa B., 1967 — Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. UMK, Toruń.
- Rosa B., 1968 — Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (red. R. Galon). *Pr. Geogr.*, 74: 121–155.
- Rosentau A., Bennike O., Uścińowicz Sz., Miotk-Szpiganowicz G., 2017 — The Baltic Sea Basin. W: Submerged Landscapes of the European Continental Shelf (red. N.C. Flemming, J. Harff, D. Moura, A. Burgess, G.N. Bailey). *Quaternary Paleoenvironments*, 103–133.
- Roszko L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (red. R. Galon). *Pr. Geogr.*, 74: 65–100.

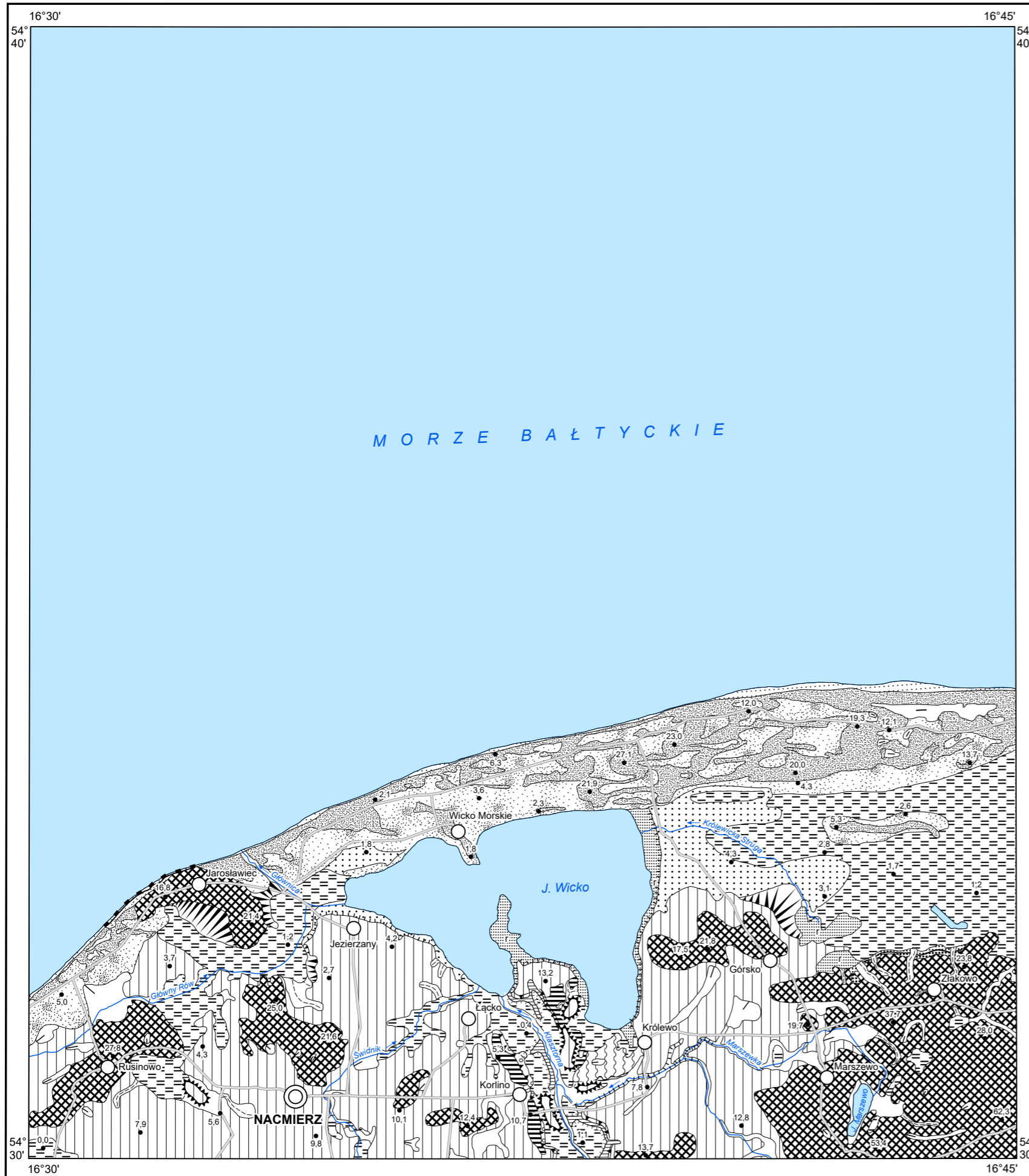
- Rotnicki K., Borówka R. K., 1995 — The last cold period in the Gardno-Łeba Coastal Plain. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 22: 225–229.
- Rudowski S., 1978 — Dawne linie brzegowe i rozwój wybrzeża polskiego Bałtyku w późnym glacie i holocenie. Sprawozdanie z badań naukowych. Komit. Bad. Nauk. Czwartorzędu, Warszawa.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Słupsk, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa,
- Rühle E., 1958 — Podłoże czwartorzędu i charakter osadów zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego). *Pr. Geogr.*, 74: 31–36.
- Rühle E., 1986 — Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., Sobczak H., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Słupsk, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Schneider O., 1926 — Überblick über den geologischen Bau Pommerns. Berlin.
- Sobczak H., 1957 — Materiały Archiwum Wierceń, ark. Słupsk, 1:300 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2: 143–170.
- Sommerville A.A., Hansom J.D., Housley R.A., Sanderson D.C.W., 2007 — Optically stimulated luminescence (OSL) dating of coastal aeolian sand accumulation in Sanday, Orkney Islands, Scotland. *The Holocene*, 17: 627–637.
- Sydor P., 2021 — Rozwój wybrzeża mierzejowego we wschodniej części Zatoki Pomorskiej. *Prz. Geol.*, **69**, 1: 21–32.
- Sydor P., Krzywińska J., Rzodkiewicz M., Kotrys B., 2015 — A multidisciplinary study on the palaeoenvironmental history of the Resko Przymorskie Lake spit during the Late Glacial and Holocene (the southern Baltic coast, NW Poland). *Geol. Quart.*, **59**, 3: 531–550.
- Sydor P., Piotrowski A., Głąbińska D., Żuk T., 2023a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Darłowo (18) i Darłowo N (1073). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sydor P., Piotrowski A., Głąbińska D., Żuk T., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Darłowo (18) i Darłowo N (1073). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sylwestrzak J., 1973 — Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza. Praca habilitacyjna 14. Uniw. Gdański.
- Sylwestrzak J., 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Gdańskie Tow. Nauk., Gdańsk.
- Szaniawski H., 1970 — Stratygrafia, sedymentacja i paleogeografia cechsztynu na obszarze Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3: 485–542.
- Uchman J., 1954 — Opracowanie zdjęcia sejsmiczno-refrakcyjnego z lat 1937–1939 w rejonie Pomorza Zachodniego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1985a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łącko (8). Inst. Geol., Warszawa.

- Uniejewska M., Nosek M., 1985b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łącko (8). Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1985c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ustka (9). Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1985d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wrześnica (20). Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1986a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ustka (9). Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1986b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wrześnica (20). Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1987 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sławno (19). Inst. Geol., Warszawa.
- Uścińowicz G., Tobojko L., Jurys L., Pączek U., Stec B., 2023a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ustka (9). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uścińowicz G., Tobojko L., Jurys L., Pączek U., Stec B., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ustka (9). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uścińowicz Sz., 1999 — Southern Baltic area during the last deglaciation. *Geol. Quart.*, **43**, 2: 137–148.
- Uścińowicz Sz., 2003 — Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *PGI Spec. Pap.*, 10: 1–79.
- Uścińowicz Sz., 2006 — A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. *Quatern. Internat.*, 145–146: 86–105.
- Uścińowicz Sz., 2014 — The Baltic Sea continental shelf. *Geol. Soc. Lond. Mem.*, 41: 69–89.
- Uścińowicz Sz., Adamiec G., Bluszcz A., Jegliński W., Miotk-Szpiganowicz G., 2021 — Holocene development of the Vistula Spit (Baltic Sea coast) based on multidisciplinary investigations. *The Holocene*, 31, 4: 658–671.
- Uścińowicz Sz., Jegliński W., Miotk-Szpiganowicz G., 2016 — Origin and development of the Vistula Spit. W: Abstract Volume and Field Trip Guidebook (R. Kramarska, U. Pączek, G. Uścińowicz, Sz. Uścińowicz, M. Woźniak). The 13th Colloquium on Baltic Sea Marine Geology, 12–16 września 2016 r., Gdańsk. 132–134.
- Walker M., Gibbard P., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H., 2019 — Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. *J. Geol. Soc. India*, 93, 2: 135–141.
- Wilson P., Orford J.D., Knight J., Braley S.M., Wintle A.G., 2001 — Late-Holocene (post-4000 years BP) coastal dune development in Northumberland, northeast England. *The Holocene*, 11, 2: 215–229.
- Zaleszkiewicz L., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, plansza A, ark. Nacmierz d. Łącko (8). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Znosko J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Nacmierz (8)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe spiętrzone

Formy wodnolodowcowe

- Kemy
- Tarasy kemowe
- Rynny subglacialne
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Krawędzie:
a. wysoczyzny, b. tarasów
- Dolinki, młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Długie stoki
- Strefy degradacji i agradacji

Formy jeziorne i morskie

- Tarasy jeziorne
- Równiny jeziorne
- Klify
- Plaże

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

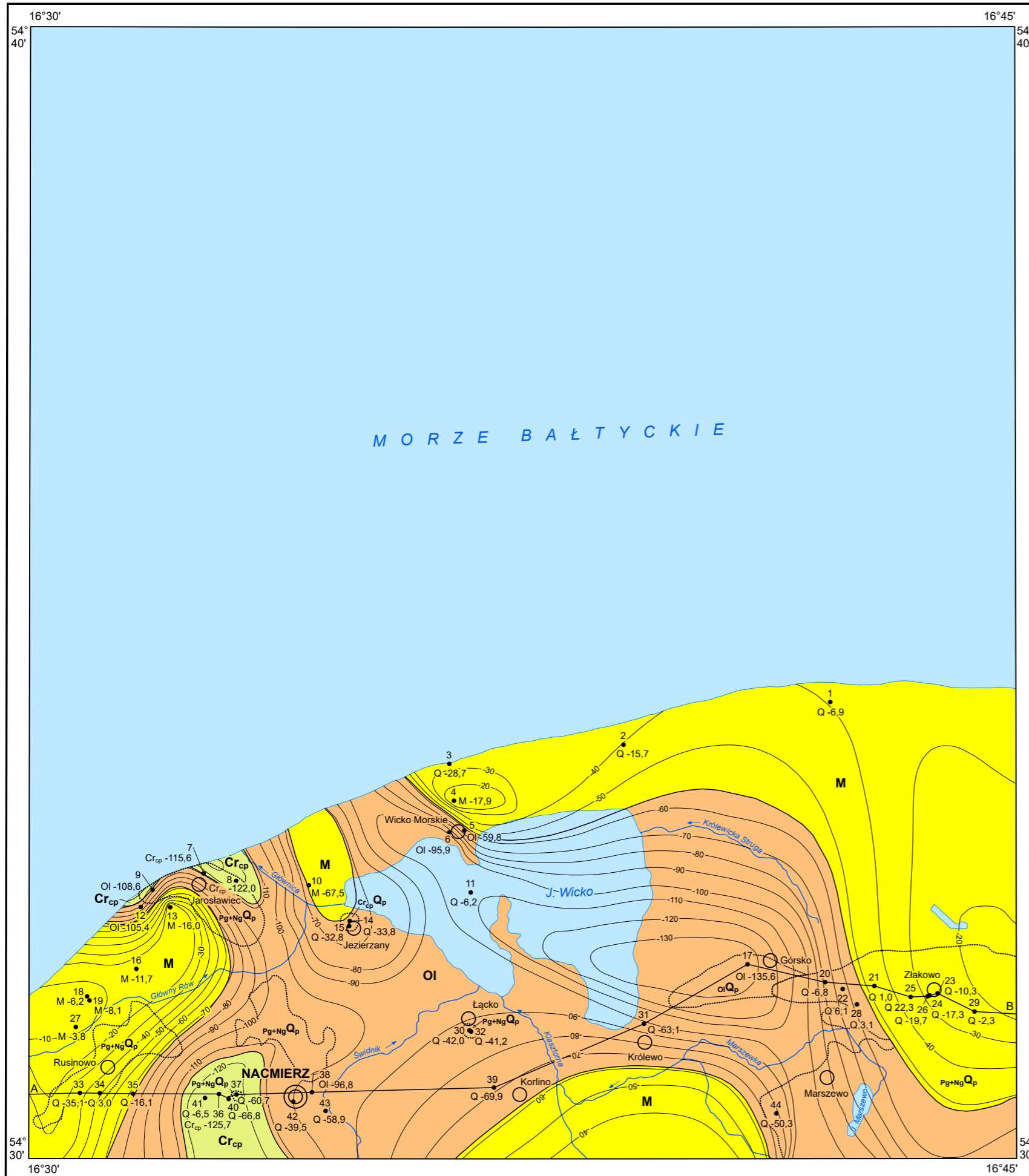


Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Nacmierz (8)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

- | | | | | |
|----------|-------------|------------------------|--|--------|
| NEOGEN | MIOCEN | M | Piaski, mułki i ły z węglem brunatnym | |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | OI | Piaski, piaski glaukonitowe, mułki, mułowce i ły | |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Cr_{cp} | Margle | KAMPAN |
- Granice geologiczne
- 50— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Pg+Ng Qp
Obszary występowania kier osadów:
Pg+Ng – paleogenu i neogenu, OI – oligocenu, Cr_{cp} – kampanu w utworach plejstoceńskich
- 16
● M -11,7
Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej



Opracowali: P. SYDOR, T. ŻUK, D. GŁĄBIŃSKA na podstawie opracowania M. UNIEJEWSKIEJ i M. NOSKA (1985)