



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**  
**PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

**Opracowała: MICHALINA RUSZAŁA**  
**Zreambulowały: RYSZARDA CHMAL, ALEKSANDRA KARBOWNICZAK**

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

# **OBJAŚNIENIA**

## **DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**

### **POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Racimierz (152)**

(z 1 tab. i 3 tabl.)



MINISTERSTWO  
ŚRODOWISKA



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska  
za środki finansowe wypłacone przez  
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska  
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2014

Autorka: Michalina RUSZAŁA<sup>1</sup>  
Autorki reambulacji: Ryszarda CHMAL<sup>2</sup>, Aleksandra KARBOWNICZAK<sup>2</sup>, 2013

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

<sup>2</sup>Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA  
ul. Kwidzyńska 71, 51-415 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Agnieszka PRZYGODA

Akceptował do udostępniania  
Dyrektor ds. państwowej służby geologicznej  
mgr inż. A. PRZYBYCIN

ISBN 978-83-7863-366-2

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2014

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	11
III. Budowa geologiczna . . . . .	19
A. Stratygrafia. . . . .	19
1. Perm . . . . .	20
a. Perm górny . . . . .	20
Cechsztyń . . . . .	20
2. Trias. . . . .	20
a. Trias górny . . . . .	20
Retyk. . . . .	20
Kajper . . . . .	20
3. Jura . . . . .	21
a. Jura dolna . . . . .	21
Hetang . . . . .	21
Hetang dolny . . . . .	21
Hetang górny . . . . .	21
Synemur . . . . .	21
Synemur dolny . . . . .	21
Synemur górny . . . . .	22
Pliensbach . . . . .	22
Pliensbach dolny . . . . .	22
Pliensbach górny . . . . .	21
Toark. . . . .	22
Toark dolny . . . . .	22
Toark górny . . . . .	23

b. Jura środkowa . . . . .	23
Aalen . . . . .	23
Bajos . . . . .	23
Bajos dolny . . . . .	23
Bajos górny . . . . .	23
Baton . . . . .	23
Baton dolny . . . . .	23
Baton środkowy . . . . .	23
Baton górny . . . . .	24
Kelowej . . . . .	24
Kelowej dolny . . . . .	24
Kelowej górny . . . . .	24
c. Jura górna . . . . .	24
Oksford . . . . .	24
Oksford dolny . . . . .	24
Oksford środkowy . . . . .	25
Oksford górny . . . . .	25
Wołg . . . . .	25
Wołg środkowy . . . . .	25
Wołg górny . . . . .	25
4. Kreda . . . . .	25
a. Kreda dolna . . . . .	26
b. Kreda górna . . . . .	26
Turon . . . . .	26
Koniak + santon . . . . .	26
Kampan . . . . .	26
Mastricht . . . . .	27
5. Paleogen . . . . .	27
a. Paleocen . . . . .	28
Paleocen dolny . . . . .	28
Paleocen górny . . . . .	28
b. Eocen . . . . .	28
Eocen dolny . . . . .	28
Eocen dolny + eocen środkowy . . . . .	29
Eocen górny . . . . .	30

c. Eocen–oligocen . . . . .	30
Eocen górny–oligocen dolny . . . . .	30
d. Oligocen. . . . .	31
Oligocen dolny. . . . .	31
6. Czwartorzęd . . . . .	32
a. Plejstocen . . . . .	33
Zlodowacenia południowopolskie. . . . .	33
Zlodowacenie Sanu 1 . . . . .	33
Stadiał dolny . . . . .	33
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	34
Zlodowacenie Odry . . . . .	34
Interglacjał lubawski . . . . .	35
Zlodowacenie Warty . . . . .	35
Stadiał dolny . . . . .	35
Interstadiał . . . . .	35
Stadiał środkowy . . . . .	36
Interglacjał eemski. . . . .	37
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	38
Zlodowacenie Wisły . . . . .	38
Stadiał górny . . . . .	38
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	41
c. Holocen . . . . .	42
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	44
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	47
IV. Podsumowanie . . . . .	56
Literatura . . . . .	58

## SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

Tablica III — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000



## I. WSTĘP

Arkusz Racimierz (152) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 opracowała Ruszała (1981a, b). Na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego (PIG–PIB) arkusz został zreambulowany w latach 2011–2013 w Przedsiębiorstwie Geologicznym we Wrocławiu PROXIMA SA. Opracowanie wykonano na podstawie projektu prac geologicznych dla reambulacji wybranych z rejonu szczecińsko-pomorskiego następujących arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000: Kołobrzeg (43), Ustronie Morskie (44), Dziwnów (76), Kamień Pomorski (115), Nowe Warpno (151), Racimierz (152), Tanowo (189), Gryfino (265), Żeliszewiec (266), Widuchowa (304), Cedynia (343) i Chojna (344) (Szałajdewicz i in., 2009), zatwierdzonego przez Ministra Środowiska decyzją nr DGiKGgs-475-7/3811/sekr/10/JJ z dnia 22.01.2010. Reambulowaną mapę geologiczną przedstawiono w aktualnie obowiązującym układzie współrzędnych 1942 i dostosowano do wytycznych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r.

Położenie obszaru arkusza Racimierz określają następujące współrzędne geograficzne: 14°30'–14°45' długości geograficznej wschodniej i 53°40'–53°50' szerokości geograficznej północnej. Pod względem administracyjnym omawiany teren, o powierzchni 208 km<sup>2</sup>, położony jest w województwie zachodniopomorskim w obrębie powiatów: kamieńskiego (gmina Wolin), goleniowskiego (gminy: Stepnica i Przybiernów) i polickiego (gmina Police). Łąd zajmuje dwie trzecie powierzchni obszaru. Zachodnią część badanego terenu (około 30%) zajmuje Zalew Szczeciński. Pod względem administracyjnym wody Zalewu podzielone są pomiędzy gminy: Wolin, Międzyzdroje, Stepnica i Police.

Na obszarze arkusza nie ma ośrodków przemysłowych. Jedynie w rejonie Miodowic wydobywa się piaski. W północnej części, w okolicy Zagórza i Wiejkowa, istnieją oraz powstają nowe farmy wiatrowe. W Gąsierzynie, Zielonczynie, Żarnówku, Rzystnowie i Krokorzycach znajdują się stawy rybne. Większość badanego terenu (około 60%), w zachodniej i północnej — lądowej jego części, zajmują użytki rolne, pozostałą stanowią zwarte kompleksy leśne Puszczy Goleniowskiej.

Na omawianym obszarze występują dwa typy obszarów chronionych o znaczeniu ogólnoeuropejskim wymienione w systemie Natura 2000 — specjalne obszary ochrony siedlisk (SOO) i obszary specjalnej ochrony ptaków (OSO). Do SOO należy Zalew Szczeciński i Ostoja Goleniowska. W granicach Zalewu dobrze rozwinięta roślinność przybrzeżna zapewnia doskonale warunki różnym gatunkom ptaków. Ostoja Goleniowska obejmuje przede wszystkim lasy gospodarcze z rozwiniętą populacją cisów (rezerwat przyrody Cisy Rokickie). Do OSO należą: Puszcza Goleniowska (rezerваты: Krzywicki Mszar, Wrzosiec, Uroczysko Święta, Wilcze Uroczysko), Łąki Skoszowskie i Zalew Szczeciński obejmujący w obrębie badanego terenu fragment Wolińskiego Parku Narodowego i rezerваты Czarnocin oraz Białodrzew Kopicki.

Obszar arkusza jest słabo zaludniony. Osady wiejskie położone są wzdłuż dróg, na granicy Puszczy Goleniowskiej i Zalewu Szczecińskiego oraz w sąsiedztwie jeziora Ostrowo. Przez badany teren przebiega z południa na północ droga powiatowa Stepnica–Wolin, natomiast nie ma linii kolejowych.

W czasie kontrolnych terenowych prac kartograficznych wykonano 228 m sond ręcznych i 100 m sond mechanicznych. Zweryfikowano lokalizację otworów studziennych i dokonano przeglądu wyrobisk kruszyw naturalnych.

Do opracowania budowy geologicznej wykorzystano materiały zebrane w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB w Warszawie i w Oddziale Pomorskim PIG-PIB w Szczecinie, w Archiwum Państwowym i w przedsiębiorstwie Geoprojekt w Szczecinie oraz w starostwach powiatowych i gminach województwa zachodniopomorskiego.

Przeanalizowano profile 208 otworów hydrogeologicznych, surowcowych, geologiczno-inżynierskich i badawczych, z których 84 naniesiono na mapę dokumentacyjną, a 42 na mapę geologiczną.

Badania związane z geomorfologią i geologią czwartorzędu oraz jego podłoża w omawianym regionie prowadzone były już w XIX i na początku XX w. przez badaczy niemieckich. Ich prekursorami byli Keilhack (1893, 1899) i Deecke (1907). Linstow (1913) rozpoznał tektonikę kredy a Büllow (1922) i Jentzsch (1927) opisali pomorską formację burowęglową. Büllow (1928) ponadto badał torfowiska wysokie Pomorza Zachodniego. Keilhack (1897a, b) wykonał mapy geologiczne w skali 1:25 000 arkusza Miękowo i Stepnica, a Schmidt (1897a, b) — Przybiernów i Skoszewo. Schulte (1920, 1921), opracował w tej samej skali arkusz Wolin i Dobropole. Mapy geologiczno-geomorfologiczne 1:200 000, 1:500 000 i 1:600 000 sporządzili: Keilhack (1901, 1924, 1925, 1930), Habermann (1913) i Woldstedt (1935a, b). Z nowszych publikacji niemieckich dotyczących geologii czwartorzędu rejonu Zalewu Szczecińskiego należy wymienić prace następujących autorów: Kliewe i Reinhard (1960), Kliewe (1961), Kliewe i Lange (1971), Kliewe i Janke (1978), Kolp (1976, 1979, 1982) i Liedtke (1975, 1981, 2003).



W latach 50., w ramach kartowania geologicznego północnej części wału pomorskiego oraz poszukiwań rud żelaza, wykonano otwory wiertnicze, analiza ich profili została zestawiona w opracowaniach Dadleza i Dembowskiej (1962a, 1965). Na podstawie wyników tych badań autorzy opracowali Mapę geologiczną paratyklinorium pomorskiego bez utworów trzeciorzędu i czwartorzędu 1:100 000 (Dadlez, Dembowska, 1962b) oraz Mapę geologiczną paratyklinorium pomorskiego bez utworów trzeciorzędu i czwartorzędu 1:200 000 (Dadlez, Dembowska, 1963). Budowa geologiczna wgłębną była wcześniej rozpoznana na podstawie dwóch otworów strukturalnych wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny (PIG) — Reclaw IG 1 (otw. 11) i Goleniów IG 1 (otw. 41). W 1980 r., na zlecenie PIG, w ramach badań prowadzonych za węglem brunatnym, odwiercono otwór Goleniów IG 2 (otw. 42). Na podstawie opisu wykonanego przez Ciuka (1980, 1983) dokonano weryfikacji wieku osadów kenozoicznych polegającą głównie na wykluczeniu na obszarze arkusza osadów miocenu.

Litostratygrafię i paleogeografię oraz tektonikę kompleksu permo-mezozoicznego w ujęciu regionalnym omówili: Dadlez (1958, 1961, 1965, 1970, 1974a, b, 1979, 1980, 1987), Jaskowiak (1961, 1966), Jaskowiak-Schoeneichowa (1969, 1976a, b, 1979, 1981), Dadlez i Wagner (1971), Dadlez i Marek (1974), Dembowska (1976, 1979), Niemczycka i Brochwicz-Lewiński (1987), Raczyńska (1987) oraz Wagner (1991, 1999).

W zakresie analizy facjalnej i paleogeograficznej osadów paleogenu i neogenu wyróżniają się prace: Ciuka (1972, 1974, 1980, 1983), Uberny (1974), Odrzywolskiej-Bieńkowej (1983a), Odrzywolskiej-Bieńkowej i innych (1979, 1981), Piwockiego i Kasińskiego (1995), Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1997) oraz Piwockiego i innych (2004). Stratygrafię osadów paleogeńskich występujących na obszarze arkusza na podstawie mikrofauny opracowali: Gawor-Biedowa i Odrzywolska-Bieńkowa (1964), Odrzywolska-Bieńkowa (1972, 1983b), Gawor-Biedowa (1979) a na podstawie badań palinologicznych Grabowska (1971, 1974, 1981, 1983).

Badania geologiczne o charakterze regionalnym związane z geomorfologią i neotektoniką oraz stratygrafią osadów czwartorzędu prowadzone były przez: Krygowskiego (1959), Schoeneicha (1962a, b), Bramera (1967), Karczewskiego (1968, 1971, 1976, 1985, 1996, 2008), Kopczyńską-Żandarską (1970a, b), Sylwestrzaka (1978), Piotrowskiego (1991, 1999a, b, 2006), Kozarskiego (1995), Krzyszkowskiego i Czerwonkę (1994), Lagerlunda i innych (1995), Kurzawę (1999, 2002, 2003, 2004), Börnera (2006), Krzyszkowskiego i innych (2007) oraz Krzyszkowskiego (2010). Paleogeografia czwartorzędu została przedstawiona przez Matkowską i Mojskiego (1975), Dobrackiego (1983), Markiewicza i Piotrowskiego (1999), Błaszkiwicza i Börnera (2006) oraz Borówkę i Latałową (2007). Charakterystyka torfowisk Pomorza Zachodniego została przedstawiona przez Jasnowskiego (1962).

Pierwszym polskim opracowaniem geologiczno-kartograficznym przedstawiającym budowę geologiczną utworów czwartorzędu i ich podłoża jest Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Szczecin (Rühle, 1948; Różycki i Tyski, 1955). W latach 70. opracowano Mapę Geologiczną Polski 1:200 000, arkusz Szczecin (Mojski, 1977; Dobracki, 1977) wraz z Objasńnieniami (Dobracki i Mojski, 1979). Następnie Ruszała (1981a, b) opracowała Szczegółową Mapę Geologiczną Polski 1:50 000, arkusz Racimierz. Börner i inni (2004) wykonali mapę turystyczną (z elementami geologii) obejmującą terytorium Pomorza Zachodniego i niemieckiego Pomorza Przedniego. Jendrysik i Wiśniowski (1998) sporządzili Mapę Geologiczno-gospodarczą Polski 1:50 000, arkusz Racimierz, a Kawulak i inni (2009) — Mapę Geośrodowiskową Polski 1:50 000, arkusz Racimierz.

Wiele informacji na temat budowy wglębnej wału pomorskiego i tektoniki kompleksu permo-mezozoicznego dostarczyły wyniki badań geofizycznych i grawimetryczno-sejsmicznych. Problemy budowy geologicznej niecki szczecińskiej w świetle wyników prac geologiczno-geofizycznych przedstawili Bryl i Horn (1972). W celu wyznaczenia elementów strukturalnych Polski zachodniej Doktor i inni (1995) wykonali na podstawie obrazów satelitarnych mapę fotolineamentów 1:200 000 i przeprowadzili komputerową analizę porównawczą zdjęć grawimetrycznych i teledetekcyjnych. Badania geoelektryczne o charakterze regionalnym prowadzone były m.in. przez Kucharską i innych (1974).

Z prac hydrogeologicznych regionalnych należy wymienić zbiorcze dokumentacje dla powiatów Kamień Pomorski i Goleniów wykonane przez Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne w Gdańsku (Praca zbiorowa, 1967, 1968). Matkowska (1990) opracowała Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:200 000, arkusz Dziwnów, Szczecin. Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000, arkusz Racimierz wykonali Matkowska (1997) i Wiśniowski (2006).

Analiza map topograficznych, geologicznych, profili otworów wiertniczych i własnych sondażowych, wykonanych w czasie prac terenowych przy reambulacji, pozwoliły na zakwalifikowanie osadów z okresu schyłkowego plejstocenu i holocenu do wydzielen odmiennych od przyjętych przez Ruszałę (1981a, b). Wyznaczono w nowym ujęciu formy utworzone w czasie zaniku lądolodu skandynawskiego w rejonie Zalewu Szczecińskiego oraz określono zasięgi młodoholocenijskich osadów jeziorno-morskich. Dotychczasowe wyniki badań litologicznych i palinologicznych oraz oznaczenia wieku bezwzględnego metodą radiowęglową są dla dna Zalewu i jego strefy brzegowej skromne. Opracowanie Rosy (1963), fundamentalne dla badań nad zasięgiem transgresji morza litorynowego na polskim wybrzeżu Morza Bałtyckiego, wykonano głównie na podstawie wyników analiz palinologicznych próbek pobranych z kilku otworów odwierconych na mierzejach zamykających jeziora Pobrzeża Słowińskiego. W rejonie Zatoki Pomorskiej i Zalewu Szczecińskiego granice wyznaczone przez tego badacza były przypuszczalne, co autor potwierdził w swoich następnych publikacjach (Rosa, 1968a, b).

Wyniki pierwszych polskich radiowęglowych oznaczeń wieku torfów z wysp Uznam i Wolin przedstawili w swoich pracach Prusinkiewicz i Noryśkiewicz (1966) a po kilkunastu latach z wyspy Wolin Borówka i inni (1982). Tymczasem badacze niemieccy wydatowali metodą radiowęglową ( $^{14}\text{C}$ ) ponad 50 próbek osadów organogenicznych pobranych na wyspach Uznam i Rugia oraz w Zatoce Meklemburskiej (Kliewe i Janke, 1978). Dlatego stratygrafię w strefie wybrzeża Zalewu Szczecińskiego ustalono głównie na podstawie publikacji autorów niemieckich, opisujących rezultaty wierceń przy granicy z Polską (stanowiska: Kamminke, Zernin, Ahlbeck, Parchen-Wiese, Pudagla). Obecnie polscy badacze holocenijskich oscylacji poziomu Morza Bałtyckiego dysponują dziesiątkami oznaczeń radiowęglowych. Pozwoliły one Rosie (1987) na weryfikację wcześniejszych poglądów a Rotnickiemu (2001) na rozwinięcie szeroko zakrojonych badań w strefie środkowego wybrzeża. Jednak osady wybrzeża Zalewu Szczecińskiego w obrębie arkusza Racimierz nie zostały dotychczas zbadane metodą radiowęglową ( $^{14}\text{C}$ ).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski (Kondracki, 2009) obszar arkusza Racimierz znajduje się w obrębie podprowincji Pobrzeża Południowobałtyckie, w makroregionie Pobrzeże Szczecińskie i mezoregionach: Równina Gryficka, Uznam i Wolin oraz Równina Goleniowska. Jedną trzecią obszaru arkusza zajmują wody Zalewu Szczecińskiego wraz z rzeką Dziwną.

Najwyższy punkt na badanym terenie (46,0 m n.p.m.) znajduje się we wschodniej części, w obrębie wzgórza moreny czołowej (Góra Kopice), a najniższy (0,1–0,5 m n.p.m.) w obrzeżeniu Zalewu Szczecińskiego (Półwysep Rów). Rozległy obszar wybrzeża Zalewu wydzielony przez Kondrackiego jako Dolina Dolnej Odry w niniejszym opracowaniu traktowany będzie jako tarasy jeziorno-morskie, bowiem nie wykluczając roli wód rzeki Odry w jego kształtowaniu, pod względem geomorfologicznym nie może być on uznawany za element dna doliny Odry (tabl. 1).

**Formy lodowcowe.** W y s o c z y z n a m o r e n o w a p ł a s k a występuje w północnej części obszaru arkusza, pomiędzy Wiejkowem, Gogolicami a Skoszewem oraz w postaci kilku płatów w części środkowej, na wysokości około 10–17 m n.p.m. Najwyżej jej powierzchnia wznosi się w strefie wzgórz czołowomorenowych, do wysokości około 25 m n.p.m. Urozmaicają ją w niewielkim stopniu zagłębienia po martwym lodzie, pola piasków eolicznych i wydmy oraz formy akumulacji szczelinowej. Spadki terenu nie przekraczają  $2^\circ$ , a wysokości mezofর্ম są mniejsze od 2 m.

W y s o c z y z n a m o r e n o w a f a l i s t a występuje na południe od jeziora Ostrowo i w rejonie Machowicy, na wysokości od około 10 do 22,5 m n.p.m. Jej powierzchnia jest nieznacznie urozmaicona niewielkimi zagłębieniami po martwym lodzie i pagórkami, których wysokości względne nie przekraczają kilku metrów.

Moreny czołowe akumulacyjne występują w południowo-wschodniej i wschodniej części badanego terenu. Tworzą trzy wały o rozciągłości równoleżnikowej, położone w okolicy Miodowic, Kopic i Zielonczyna. Ich wysokości względne wynoszą około 20 m. Za moreny czołowe pierwszy uznał je Habermann (1913), później Woldstedt (1935a, b). Należą one do ciągu lodowcowych form marginalnych nazywanych w literaturze niemieckiej Velgaster Staffel a w literaturze polskiej subfazą gryficką lub oscylacją koszalińską stadiału górnego zlodowacenia Wisły (Lindner, 1992). Zasięg lądolodu w fazie Velgaster wyznaczyli: Kliewe (1961), Kliewe i Janke (1972, 1978) i Liedtke (1975). Ostatni z wymienionych autorów zasięg ten rozciągnął na obszar Polski od południowego wybrzeża wyspy Uznam, przez środek Zalewu Szczecińskiego, na wschód od Racimierza i dalej na południe od Golczewa i Gryfic aż po Gdańsk.

Dotychczasowe badania geomorfologiczne i geologiczne prowadzone w granicach obszaru arkusza Racimierz dały sprzeczne wyniki. Karczewski (1968, 2008) uznał, że omawiany rejon stanowi strefę marginalną północnopomorską, w której występuje „zespół form martwego lodu”, takich jak kemy czy inne formy akumulacji szczelinowej. Jedynie rozważał czy wzgórze w Zielonczynie może być formą czołowomorenową. Badacze niemieccy uważają obecnie, że faza Velgaster odpowiada powtórnemu awansowi lądolodu a znaczące ją wzgórza są morenami spiętrzonymi. Akumulacyjne moreny czołowe mają stanowić zasięg uprzedniej subfazy (Franzburger Zwischenstaffel). Na wyspie Uznam występują one równoległe do moren wyznaczających Velgaster Staffel, w odległości tylko około 2–3 km (Kliewe, Janke, 1978). Podobna dwuetapowość formowania się moren czołowych zaznacza się na obszarze arkusza Racimierz. Mojski (1977) i Ruszała (1981a, b) za wzgórze morenowe uznali tylko wał w okolicy Kopic natomiast wał w okolicy Miodowic i wał w okolicy Zielonczyna zaznaczyli jako kemy. Według Börnera i innych (2004) wał w okolicy Zielonczyna jest to „bruk głazowy moreny czołowej”, wał w okolicy Kopic — morena czołowa, a wał w okolicy Miodowic — formą zbudowaną z „osadów szczelin i zagłębień w stagnującym i martwym lodzie”. W niniejszym opracowaniu, uwzględniając wykształcenie litologiczne, zaburzenia teksturalne występujące w osadach budujących te formy, wszystkie te wały uznano za moreny czołowe akumulacyjne. Takie stanowisko zajęli ostatnio Marks i inni (2006).

Zagłębienie końcowe (wytopiskowe) znajduje się po północnej stronie wału morenowego zwanego Góra z Wieżą w Zielonczynie. Jest to zagłębienie o wymiarach 700x800 m. W jego dnie występuje niewielkie, zarastające jezioro.

**Formy wodnolodowcowe. Równiny wodnolodowcowe w ogólności.** Są zbudowane z piasków występujących na wysokości 7,5–26,5 m n.p.m. Na ich powierzchni, szczególnie w wyższych partiach, znajdują się liczne zagłębienia po martwym lodzie. Ten fakt może wskazywać, że są to sandry genezy supraglacialnej. Jednak większość autorów opisujących te równiny miała

odmienne poglądy odnośnie warunków ich formowania. Keilhack (1899) przypisał im pochodzenie zastoiskowe. Uhden (1927) uważał, że są one sandrami sypanymi na przedpolu lądolodu, a to że ich powierzchnia w otoczeniu małego Zalewu (Kleines Haft) nachylona jest ku północy wyjaśniał jej przemodelowaniem w czasie transgresji lityrynowej. Do tezy Keilhacka powrócił Bramer (1967). Twierdził on, że do zastoiska szczecińskiego, którego poziom w najstarszym dryasie był o 30 m a w allerödzie o 6,5 m wyższy od obecnego poziomu wód w Zalewie, osady piaszczyste były akumulowane przez rzeki płynące z południa. Karczewski (1968, 2008) omawiane formy nazwał równinami odrzańsko-zalewowymi i w granicach obszaru arkusza Racimierz rozdzielił je na pięć poziomów tarasowych. Dwa najwyższe z nich (powyżej 12,0 m n.p.m.) według tego badacza formowały wody doprowadzane pradoliną pomorską i wody Odry opływające martwy lód zalegający w misie Zalewu Szczecińskiego. Liedtke (1975) wszystkie równiny zbudowane z piasków na wysokości 3,0–25,0 m n.p.m. skartował jako dna pradolin. Matkowska i Mojski (1975) wyrazili opinię, że powstały one w warunkach odpowiadających formowaniu się tarasów kemowych. W latach późniejszych Mojski (1977) przypisał im genezę rzeczną, a tylko w rejonie Miodowic wydzielił płat piasków i żwirów wodnolodowcowych. Ruszała (1981a, b) w okolicach Machowic wyznaczyła obszar równin sandrowych i wodnolodowcowych w ogólności (15,0–26,6 m n.p.m.), natomiast obszar stanowiący południową i środkową część obszaru arkusza uznała w przewadze za równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych w ogólności, w dolinach taras niski (1,5–23,5 m n.p.m.). W litologii są to według tej autorki piaski i piaski ze żwirami równin rzeczno-rozlewiskowych i tarasów nadzalewowych 1,5–23,5 m n.p. rzeki. Dobracka (1980a, b, 1982a, b) stwierdziła, że równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych powstały dzięki wytapianiu się lodu płytko zalegającego pod powierzchnią. Według Börnera i innych (2004) omawiane równiny zbudowane są z utworów wodnolodowcowych i rzecznych obniżzeń, ale nie są to sandry. Ostatnio Marks i inni (2006) od brzegu zalewu Szczecińskiego do linii Racimierz–Zielonczyn (do ok. 10,0 m n.p.m.) zaznaczyli piaski, żwiry i mady rzeczne a na wschód powyżej tej wysokości piaski i żwiry sandrowe.

Wobec powyższych rozbieżności interpretacyjnych dla całości obszaru równin zbudowanych z piasków, a rozciągających się powyżej 7,5 m n.p.m. przyjęto wydzielenie równiny wodnolodowcowej w ogólności uznając, że inicjalnie tworzyły się one dzięki akumulacji na martwym lodzie, a tylko niższe partie formowały się ekstraglacialnie. Pomiędzy Racimierzem, Żarnowem i Rzystnowem powierzchnie równin wodnolodowcowych urozmaicają wydmy i pola piasków przewianych.

**R ó w n i n y z a s t o i s k o w e .** W strefie brzegowej Zalewu Szczecińskiego wydzielono tarasy znajdujące się na wysokości 3,5–7,5 m n.p.m. Tarasy te kształtowały się wówczas, gdy Zalew Szczeciński był jeziorom przylodowym, czyli akwenem blokowany przez lądolód, którego czoło znajdowało się w rejonie dzisiejszej Bramy Świny (Kondracki, 2009). Odpływ wód z tego jeziora dokonywał się pradoliną Peene–Trebel–Recknitz do zatoki Saaler Bodden (około 5 km na północny zachód od

Rostoku) (Lidtko, 1975). W tej pradolinie na bagnach między Tribsees a Sülze (mikroregiony — uroczyska, niemieckie jednostki fizyczno-geograficzne) znajduje się obecnie wododział na wysokości około 9–10 m n.p.m. Torfy mają tu miąższość około 2–3 m. Stanowisko to jest reperowe. Jest ono dowodem, że w czasie recesji lądolodu na obrzeżach Zalewu Szczecińskiego poziom wody w jeziorze przyłodowym nie przekroczył 7,5 m n.p.m. Osady piaszczyste położone wyżej mają już genezę wodnolodowcową (analiza własna, zgodna w ogólności z kartowaniem Liedtko, 1975). W nawiązaniu do wcześniejszych wyjaśnień należy uznać, że zastoisko funkcjonowało w okresie subfazy gryfickiej, gdy czoło lądolodu było na linii Bramy Świny. Dlatego tarasy położone na wysokości 3,5–7,5 m n.p.m., będące równinami zastoiskowymi, występują wzdłuż wschodnich (ark. Racimierz) i południowych wybrzeży Zalewu Szczecińskiego (ark. Nowe Warpno i Tanowo — Chmal, Karbowniczak, 2013a, b), a nie występują na wyspach Wolin i Uznam.

**O z y i f o r m y a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j .** W północno-zachodniej części obszaru arkusza, wzdłuż zachodniego brzegu Dziwny, występuje oz Wolina. Jego północna część przechodzi na obszar arkusza Wolin. Forma ta ma orientację NE–SW, zgodną z linią wybrzeża zatoki Dziwny, punkt kulminacyjny znajduje się na wysokości 21,2 m n.p.m. a wysokość względna wynosi 20,0 m. Południowa część ozu jest pod ochroną, natomiast północna (poza badanym terenem) jest w znacznej części wyeksploatowana. W okolicy Rzystnowa Ruszała (1981b) formę wydłużonego wału, o orientacji NW–SE przedstawiła jako oz. Wierzchołek tej formy w punkcie kulminacyjnym znajduje się na wysokości 16,9 m n.p.m., a wysokość względna — około 11 m. Jest to oz wykształcony klasycznie, towarzyszą mu tzw. rynny przyozowe. Na granicy ze zreambulowanym arkuszem Wolin, wzgórze o rozciągłości południkowej i wysokości względnej około 9 m, za Kurzawą (2013) przedstawiono jako oz. Inne formy wodnolodowcowe o rozciągłości południkowej przedstawiono jako formy akumulacji szczelinowej, ponieważ na podstawie analizy wykształcenia osadów, ich cech teksturalno-strukturalnych nie można dokładnie sprecyzować warunków w jakich tworzyły się. Nie można wykluczyć, że mogą to być kemy. Występują one we wschodniej części obszaru arkusza w rejonie Mierzęcina i Miodowic. Są to ciągi wzgórz o wysokości około 5–12 m, w punkcie kulminacyjnym ich wierzchołki znajdują się na wysokości 25,0 m n.p.m. Najwyższa forma, na południe od Miodowic, ma wysokość około 15 m, a jej wierzchołek w punkcie kulminacyjnym znajduje się na wysokości około 40 m n.p.m. Geneza tych form nie jest jednoznacznie określona. Habermann (1913) uważał, że pagórki te są drumlinami, Keilhack (1930) — ozami, względnie drumlinami, a Kliewe (1961), że są to moreny czołowe. Ruszała (1981a) w nawiązaniu do arkusza Wolin (Ruszała i in., 1978) przedstawiła je na szkicu geomorfologicznym jako pagórki morenowe akumulacyjne.

**K e m y** występują we wschodniej części obszaru na zapleczu moren czołowych. Są to różnej wielkości pagórki lub zespoły pagórków, owalne o wysokości względnej od kilku metrów do około 23 m (Trawna Góra). Ich wierzchołki znajdują się wysokości od 15,0 do 33,3 m n.p.m.

Rynny subglacialne oraz rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone są formami o rozciągłości w przewadze południkowej i szerokości od około 150 do 1500 m. Profil podłużny rynien subglacialnych jest nierówny, występują w nich obniżenia zajęte przez wody jeziorne oraz międzyjeziorne wzniesłości i progi o wysokości dochodzącej do 2 m. O nierównym dnie świadczyć może także zmienna miąższość zalegających w nich torfów. Rynnowy charakter ma jezioro Ostrowo połączone rzeką Grzybnicą z rynną obejmującą jezioro Piaski (ark. Wolin). Jego głębokość wynosi obecnie 7,0 m. Powyżej wschodniego brzegu jeziora istnieje stroma krawędź wysoczyzny o wysokości około 10 m, po stronie zachodniej jej brak. Rynna obejmująca jezioro Ostrowo przechodzi w rynnę, którą obecnie płynie Grzybnica. Dna rynien w niewielkim stopniu zostały przeobrażone przez rzeki (Grzybnicę, Wolą Strugę). Są one prawie w całości zatorfione. Do bardziej przekształconych należy rynna Dziwny, która kontynuuje się w dnie Zalewu Szczecińskiego zwana jest Głębokim Nurtem.

**Doliny wód roztopowych.** W kierunku południowo-zachodnim od jeziora Ostrowo biegnie krótka, szeroka (950 m) dolina wód roztopowych powstała w końcowym etapie deglacjacji. W środkowej części tej doliny istnieje znaczny rozmiarów ostaniec erozyjny. Jego dłuższa oś biegnie na północny wschód. Druga tego typu dolina łączy rynnę obejmującą jezioro Ostrowo z rynną, w której obecnie płynie Wola Struga.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie są najczęściej płytkie, o nieregularnym bądź owalnym kształcie, rozwinięte na powierzchni równiny wodnolodowcowej i wysoczyzny morenowej. Większość zagłębień jest bezodpływowa, a niektóre z nich zostały odwodnione poprzez system rowów melioracyjnych. Niewielkie zagłębienia zlokalizowane w północnej i wschodniej części obszaru arkusza mają głębokość około 1–2 m. W obrębie większych form rozwinęły się torfowiska i gytiowiska, a w ich brzeżnych partiach powstały mułki i piaski.

**Formy eoliczne.** Wydmy i równiny piasków przewianych. Formy te powstały głównie na tarasach jeziorno-morskich i równinach wodnolodowcowych, w mniejszym stopniu na równinach zastoiskowych i wysoczyźnie morenowej. Wydmom towarzyszą równiny piasków przewianych. Największe pola tych form występują na wschód od Rzystnowa, pomiędzy Rzystnowem a Racimierzem, na powierzchni równin wodnolodowcowych, na północ od Widzieńska i nad Zalewem Szczecińskim w okolicach Kopic. Zarówno kształty, jak i rozmiary wydm są zróżnicowane. Występują tu wydmy podłużne, rzadziej poprzeczne, owalne, paraboliczne lub zbliżone do barchanów, w większości asymetryczne. Zbocza wschodnie mają większe spadki. Wysokości względne wydm nie przekraczają 3,5 m, jedynie wydma w okolicach Kopic osiąga 12,5 m, a jej kulminacja znajduje się na wysokości 14,9 m n.p.m.

**Formy rzeczne.** Dna dolin rzecznych. Na obszarze arkusza występuje dno doliny rzeki Gowienicy i jej prawobrzeżnego dopływu — Świdnianki. Dno doliny Świdnianki znajduje się na

wysokości 4,3–10,0 m n.p.m., wykazuje spadek w kierunku południowym do doliny Gowienicy. Dolina Gowienicy, o długości około 12 km (w obrębie badanego terenu) i przebiegu E–W ma szerokość około 100–750 m. Dno doliny Gowienicy znajduje się na wysokości 2,3–14,5 m n.p.m., obniża się w kierunku Zalewu Szczecińskiego. Dolina ta rozcina powierzchnię równin wodnolodowcowych, a jej głębokość wynosi około 4–5 m. Prawdopodobnie Świdniana wykorzystuje dno rynny subglacjalnej a Gowienica płynie w obniżeniu, w którym inicjalnie, w ostatniej fazie zlodowacenia Wisły, płynęły wody rzeczno-lodowcowe. Przemawia za tym fakt występowania wzdłuż Gowienicy, pod torfami, gytii, których miąższość przekracza 7 m. Naturalnie meandrujące koryto Gowienicy dochodzi do równin jezioro-morskich, gdzie tworzy się niewielki stożek napływowy, dalej płynie ona prostoliniowym kanałem.

**Krawędzie i stoki wysoczyzny i tarasów.** W północnej części obszaru, między Gogolicami a Skoszewem, strome zbocze wysoczyzny morenowej od strony Zalewu Szczecińskiego kończy się wyraźną krawędzią, miejscami o wysokości dochodzącej do 18 m. Jest to niewątpliwie paleoklif. W środkowej części obszaru widoczne są w morfologii krawędzie, czasami kilkumetrowej wysokości, rozgraniczające wysoczyzny morenowe od równin wodnolodowcowych. Wyraźna 4–5-metrowa krawędź erozyjna występuje wzdłuż doliny Gowienicy.

**Formy denudacyjne.** **Ostaniec** występuje głównie w obrębie rynien subglacjalnych i dolin wód roztopowych, tworząc różnej wielkości wyspy zbudowane z utworów lodowcowych. Ostaniec położony w dolinie wód roztopowych na wschód od Koniewa osiąga długość 1,9 km i wysokość 6,3 m n.p.m. Najwyższy ostaniec, położony na południe od jeziora Ostrowo, ma długość około 4 km, jego kulminacja znajduje się na wysokości 18,0 m n.p.m. Został on wyizolowany przez wody subglacjalne.

**Dolinki denudacyjne** rozcinają na krótkich odcinkach stoki wysoczyzny morenowej. Są one na ogół suche. Wschodnią stromą skarpe jeziora Ostrowo rozcina dolinka zawieszona na wysokości 2,5 m n.p. wody w jeziorze.

**Formy jeziorne i morskie.** **Taras** jezioro-morskie występuje szerokim pasem (do około 8 km) wokół Zalewu Szczecińskiego. Na powierzchni terenu znajduje się wschodnia, wąska strefa tych tarasów, na wysokości 1,0–3,5 m n.p.m. Stanowi ona około 10% całej powierzchni tego wydzielenia, które w pozostałej części występuje na wysokości 1,0–5,0 m p.p.m. W okolicy Czarnocina, Kopic i Miłowa powierzchnie tych tarasów, nie pokryte torfami, również są w niewielkim stopniu depresyjne (0,3 m p.p.m.). Użyto określenia jezioro-morskie, ponieważ trudno rozstrzygnąć w jakim stopniu Zalew Szczeciński był i jest jeziorem a w jakim zatoką morską. Ruszała (1981a, b) w obrębie tych tarasów wydzieliła plejstocenijskie równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych oraz holocenijskie dna dolin rzecznych i rzeczno-rozlewiskowych. Takie wydzielenie nawiązuje do mapy opracowanej przez Mojskiego (1977). Rzeczną genezę osadów budujących tarasy 0,0–3,5 m n.p.m. przyjęli ostatnio Marks i inni (2006), a wiek tych osadów określili jako holocenijski. W poniższym



opracowaniu uznano jednak, że omawiane tarasy kształtowały się w wyniku subatlantyckich transgresji wód Zalewu Szczecińskiego.

**Równiny jeziorne (stare dna jezior)** powstały wokół jeziora Ostrowo w formie tarasów. Ich powierzchnia znajduje się na wysokości 1,0 m n.p. wody w jeziorze. W wyniku postępujących procesów bagiennych powierzchnia jeziora Ostrowo zmniejsza się, a brzegi zarastają. Występujące na zachód od Machowicy jezioro Dołgie, rozwinięte w znacznych rozmiarów zagłębieniu po martwym lodzie, pozbawione dopływów, prawie całkowicie zarosło, tworzy równinę jeziorną typu bagiennego.

**Klif y.** Na obszarze arkusza Racimierz przeważa wybrzeże płaskie. Wybrzeże strome, na południe od Gogolic, znajduje się obecnie całkowicie poza zasięgiem fal i jest tzw. klifem martwym. Niewielkiej wysokości klify podlegające abrazji występują na dwóch krótkich odcinkach, koło Kopic oraz w miejscu, gdzie Zalew Szczeciński przechodzi w dolinę Dziwny.

**Formy utworzone przez roślinność.** **Równiny torfowe** w otoczeniu Zalewu Szczecińskiego na tarasach jeziorno-morskich zajmują rozległe powierzchnie na wysokości średnio od 0,1 do 1,5 m n.p.m. Są to torfowiska niskie. W dnach dolin rzecznych i rynien subglacialnych oraz w większych zagłębieniach po martwym lodzie występują torfowiska typu przejściowego, rzadziej wysokiego. Rozcięte są one rowami i kanałami melioracyjnymi. W wyniku melioracji procesy torfotwórcze zostały obecnie zahamowane (Jasnowski, 1962). W miejscach po eksploatacji torfów w dolinie Świdnianskiej, w dolinie Grzybnicy między Miodowicami a Machowicą, w Rzystnowie, Żarnówku, Zielonczynie i Gąsierzynie założono stawy rybne.

**Formy antropogeniczne.** **Wały przeciwpowodziowe, groble, tamy i nasypy.** Wały przeciwpowodziowe chronią przed zalewaniem niskie obszary równin jeziorno-morskich i pokrywających je torfowisk od Gąsierzyna do Kopic i od Czarnocina do Skoszewa. W Kopicach, dla zabezpieczenia brzegu przed abrazją, założono opaskę faszynowo-kamienną z piramidkami Kardisa. Nasypy zbudowane z materiału pochodzącego z pogłębienia toru wodnego w obrębie Zalewu tworzą wyspę Chełminek (grunty refulowane) o powierzchni około 0,2 km<sup>2</sup>. Ponadto w okolicy Śmiecia występuje większe nagromadzenie piasków na torfach, które prawdopodobnie zostały wydobyte z kanałów melioracyjnych (Ruszała, 1981b)

**Kanały.** Gęsta sieć rowów melioracyjnych i kanałów odwadnia obszar równin jeziorno-morskich, szczególnie ich partie zatorfione. Największym jest Kanał Czarnociński o długości około 6 km.

**Piaskownie-żwirownie i piaskownie.** Ze względu na ich rozmiary w okolicy Mierzęcina i Zielonczyna zaznaczono wyrobiska poeksploatacyjne po piaskach i żwirach (tabl. I). Największym czynnym wyrobiskiem jest piaskownia położona na wschód od Miodowic. Jest to wyrobisko o wymiarach 200x300 m, wysokość ścian wynosi około 15 m. Obok znajduje się nieczynna piaskownia-żwirownia. W rejonie Mierzęcina dwie odkrywki po eksploatacji piasków i żwirów zostały częściowo zrehabilitowane, pozostałe nie są zagospodarowane.

Grodziska. Na podstawie mapy opracowanej przez Börnera i innych (2004) na obszarze arkusza zaznaczono grodziska (tabl. I), do tej pory (Ruszała, 1981b) nie były one wyróżniane. Są to grodziska słowiańskie w Wiejkowie, Mierzęcinie, Na Trawnej Górze i w Miodowicach.

Sieć rzeczna na obszarze arkusza Racimierz jest uboga. Składają się nań cztery ciek. Dwa z nich, Grzybica i Wola Struga, nie wykształciły własnych dolin. Wykorzystują one rynny subglacjalne, które obecnie zajmują równiny torfowe. Ich przepływy są niewielkie, okresowo są to wody prawie stojące. Ich średni spadek wynosi 0,01%. Zlewnie tych rzek zamykają się przy jeziorze Ostrowo i należą do zlewiska Morza Bałtyckiego (przepływ przez Zalew Kamieński — obszar arkusza Wolin). Pod względem hydrogeologicznym zachodnia i południowa część obszaru arkusza należy do zlewiska Zalewu Szczecińskiego. Wododział między tymi zlewiskami występuje na wysokości około 10 m n.p.m. koło Skoszewa i wznosi się w kierunku południowo-wschodnim do około 25 m n.p.m. Znajduje się też na badanym terenie kilka obszarów bezodpływowych, największe z nich wokół jeziora w Zielonczyni i jeziora Dołgie. Południowo-wschodnia część obszaru arkusza odwadniana jest przez Gowienicę i jej dopływ Świdniankę. Gowienica do wysokości około 4 m n.p.m. płynie korytem nie przeobrażonym przez człowieka, dalej (do Wielkiego Zalewu — obszar arkusza Police) przekopany kanałem. Największe jezioro — Ostrowo ma głębokość maksymalną 12,0 m. Dla Grzybicy jest ono zbiornikiem przepływowym. Drugi co do wielkości powierzchniowy zbiornik wodny między Machowicą a Miodowicami jest w istocie stawem rybnym założonym w byłej torfiance.

Pierwszy poziom wód podziemnych na rozległym obszarze tarasów jeziorno-morskich występuje na głębokości mniejszej niż 1 m (Wiśniowski, 2006). Zwierciadło tych wód znajduje się na wysokości 0,3–2,5 m n.p.m. W rejonie Czarnocina występują obszary depresyjne. Do czasu wybudowania wałów przeciwpowodziowych był to teren zalewany w czasie okresowych wlewów wód Morza Bałtyckiego do Zalewu Szczecińskiego, co zdarzało się w czasie sztormów przy wiatrach z sektora północnego. Towarzyszące temu zjawisko cofki powoduje podniesienie się lustra wody w Zalewie o 2,5 m w części północnej i o 2,0 m w części południowej (Onoszko, Szopowski, 1957). Wały przeciwpowodziowe wybudowane prawie wzdłuż całego brzegu między Gąsierzynem a Skoszewem chronią tarasy jeziorno-morskie przed zalewaniem. Nie utworzono ich między Kopicami a Czarnocinem, gdzie brzeg jest wystarczająco wysoki. Wody z powierzchni tych tarasów odprowadzane są do Zalewu gęstą siecią rowów melioracyjnych i kanałów. Mimo tego w zatorfionych partiach tarasów utrzymują się lokalnie mokradła i bagna.

Na przeważającym obszarze Zalewu Szczecińskiego występuje płaskie dno na głębokości 6 m. Hydroizobata 5 m przebiega południkowo w zachodniej części akwenu znajdującego się w granicach obszaru arkusza. Wyznacza ona podstawę podwodnej skarpy, powyżej której rozciąga się, również południkowo, pas dna na głębokości 2 m. Ma on szerokość około 1–2 km. W środkowej części nazywany jest Pomorską Mielizną. Na wschód od niej w Zatoce Skoszewskiej, występuje przegłębienie dna do głębokości 2,5–3,2 m. Następnie izobata 2,0 m wyznacza podwodne tarasy, które we wschod-

niej części Zatoki Skoszewskiej i wokół południowego cypla wyspy Wolin, mają szerokość od 0,3 do 1,5 km. Nawiązując do pracy Rosy (1968b) można przypuszczać, że powierzchnie dna na wysokości około 2 m p.p.m. są zatorfionymi tarasami morskimi z okresu transgresji litorynowej. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza przebiega tor wodny Szczecin–Świnoujście, będący sztuczną rynną przegłębioną do około 10 m w stosunku do lustra wody w Zalewie.

Średnie zasolenie wód Zalewu Szczecińskiego wynosi 1‰. Według różnych autorów zawartość jonu chlorkowego w próbkach wody zmienia się w przedziale 20–7000 mg/dm<sup>2</sup> (Wypych, 1970; Młodzińska, 1980). Rekordowe stężenie oznaczono w próbkach pobranych z większych głębokości — po sztormowych wlewach do Zalewu wód z Zatoki Pomorskiej. Ilość wód morskich wlewających się do Zalewu z Zatoki Pomorskiej wynosi 9,8 km<sup>3</sup> rocznie, podczas gdy docierających doń wód rzecznych 18,6 km<sup>3</sup>. Badania muszlowych odsypów brzegowych wykonane przez Piotrowskiego i Dubicką (1994a, b) wykazały, że na plażach w Czarnocinie i Trzebieży (lądowa, południowo-zachodnia część obszaru arkusza) około 1% składu muszli stanowią słonolubne *Cardium glaucum* i *Macoma baltica*. W Warnołęce (arkusz Nowe Warpno) udział ten wynosi 9%. Natomiast na stanowiskach Gąsierzyno, Kopice i Zatoka Skoszevska autorzy Ci stwierdzili wyłącznie muszle małży i ślimaków słodkowodnych. Przypuszczają oni, że muszle gatunków słonowodnych dostały się na plażę Zalewu z Zatoki Pomorskiej dzięki zjawisku cofki. Można jednak przyjąć, że są one redeponowane po rozmyciu miejscowych, starszych osadów morskich.

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### A. STRATYGRAFIA

Na obszarze arkusza Racimierz nie przewiercono osadów cechsztynu, dlatego nieznana jest litologia podłoża permu i litofacjalne wykształcenie czerwonego spągowca. W najbliższej położonym otworze Trzebież 1 (81868<sup>1</sup>; obszar arkusza Tanowo), na głębokości 4164,0 m p.p.m. nawiercono 235-metrową serię osadów czerwonego spągowca wykształconych w postaci iłowców i piaskowców przechodzących w stropie w zlepieńce i łupki miedzionośne (Chmał, Karbowniczak, 2013b). W trzech otworach Międzyzdroje IG (obszar arkusza Międzyzdroje) nawiercono osady czerwonego spągowca górnego tworzące zespół różnych facji lądowych (Mikołajewska, Mikołajewski, 1999).

<sup>1</sup>Numer archiwalny otworu w Narodowym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie.

Osady triasu także nie zostały rozpoznane. Z dwóch głębokich otworów tylko w jednym (Goleniów IG 1 — otw. 41) natrafiono słup soli cechsztyńskich, drugi (Reclaw IG 1 — otw. 11) zakończono w piaskowcach i iłowcach retyku. Z analizy osadów z otworu Trzebież 1 (obszar arkusza Tanowo) wynika, że kompletnie wykształcone utwory triasu w postaci przemienne występujących iłowców, mułowców, piaskowców, margli, wapieni i wapieni dolomitycznych osiągają miąższość 1453,0 m, w tym 500 m przypada na pstry piaskowiec dolny (Chmał, Karbowniczak, 2013b).

## **1. Perm**

### **a. Perm górny**

#### **Cechsztyn**

Sole kamienne, sole potasowe, anhydryty, dolomity i iłowce nawiercono w otworze 41 (Goleniów IG 1) na wysokości 689,7 m p.p.m. Miąższość tych osadów przekracza 2946,8 m. Występują w formie słupa solnego. Według Dadleza (1980) spąg utworów cechsztynu w tym rejonie zalega prawdopodobnie na głębokości około 4000 m. W stropie wysadu występują dolomity przewarstwione anhydrytami, anhydryty, iłowce czerwono-brunatne lub jasnozielone, następnie sole kamienne, miejscami przewarstwione solami potasowymi. Sumaryczna miąższość soli w słupie, na który natrafiono w otworze 41, wynosi 2895,4 m. W dolnej części słupa na wysokości 2949,9–2987,5 m p.p.m. występuje w solach ławica anhydrytów, a na wysokości 3622,5 m p.p.m. — szarych dolomitów o miąższości 14,0 m, zawierających w dolnej partii okruchy skał krystalicznych. Profil ten reprezentuje dwa lub trzy cyklotomy nie w pełni wykształcone (Z1 — Werra, Z2 — Stassfurt i pozbawiony soli Z3 — Leine). Zasadniczą jego część stanowią prawdopodobnie sole starsze tworzące łącznie z podścielającymi je anhydrytami cyklotem Z2. Podobnego zdania odnośnie pobliskiego wysadu solnego w strefie antykliny Nowego Warpna jest Dadlez (1974a).

## **2. Trias**

### **a. Trias górny**

#### **Retyk**

#### **Kajper**

Piaskowce i iłowce. Osady retyku nawiercono w otworze 11 (Reclaw IG 1) na wysokości 1721,0 m p.p.m., ich miąższość przekracza 172,0 m. Reprezentowane są przez warstwy jarkowskie i zbąszyneckie wykształcone w postaci pstrych lub czerwono-brunatnych iłowców, z podrzędnie występującymi drobnoziarnistymi piaskowcami szarymi (Dadlez, Wagner, 1971). W ich stropie występuje 74-metrowa seria piaskowców różnoziarnistych z detrytusem roślinnym oraz piaskowców z wkładkami iłowców, które zaliczono do warstw z *Trileites* retyku górnego.

### 3. Jura

Stratygrafię osadów jury opisano na podstawie utworów z odwiertu Reclaw IG 1 (otw. 11). Na okres kimeryd-wołg dolny przypada luka stratygraficzna. Łączna miąższość osadów jury w antyklinie Reclawia, mimo zdenudowanej partii przegubowej, wynosi 1687,0 m. Na obszarze arkusza w obrębie niecki szczecińskiej osady te (z wyjątkiem utworów wołgu) osiągają miąższość zaledwie 544,8 m (otw. Trzebież 1 — obszar arkusza Tanowo; Chmal, Karbowniczak, 2013b).

#### a. Jura dolna

Utwory jury dolnej występują na wysokości 759,0 m p.p.m., a ich miąższość wynosi 962,0 m. Litostratygrafię i tektonikę osadów jury dolnej w tym rejonie opracowali: Kopik (1960), Dadlez (1965, 1969), Dadlez i Dembowska (1965) oraz Dadlez i Marek (1969).

#### Hetang

Utwory hetangu zaliczono do hetangu dolnego, który reprezentują warstwy mechowskie dolne i hetangu górnego — warstwy mechowskie środkowe. Występują one na wysokości 1549,0 m p.p.m. Ich miąższość wynosi 172,0 m.

#### Hetang dolny

Piaskowce i iłowce (warstwy mechowskie dolne) znajdują się na wysokości 1614,0 m p.p.m. Piaskowce drobnoziarniste występują na przemian z iłowcami szarymi wzbogaconymi detrytusem roślinnym. Miąższość tych osadów wynosi 107,0 m.

#### Hetang górny

Iłowce, piaskowce i iłowce z syderytami (warstwy mechowskie środkowe). Ciemnoszare iłowce są przewarstwione jasnoszarymi piaskowcami i iłowcami z syderytami. Występują one na wysokości 1549,0 m p.p.m., a ich miąższość nie przekracza 65 m.

#### Synemur

Utwory synemuru występują, podobnie jak utwory hetangu, w dwóch seriach: synemur dolny reprezentują warstwy mechowskie górne a synemur górny — warstwy radowskie. Miąższość osadów synemuru wynosi 299,0 m.

#### Synemur dolny

Piaskowce, iłowce i syderyty (warstwy mechowskie górne) znajdują się na wysokości 1369,0 m p.p.m. Szare, drobnoziarniste piaskowce zawierają ilaste przemaży, a miejscami występują w nich soczewki syderytów. W stropie ciemnoszare iłowce przewarstwione są jasnoszarymi piaskowcami. Miąższość warstw mechowskich górnych wynosi 180,0 m.

### Synemur górny

Piaskowce, miejscami syderyty i iłowce (warstwy radowskie) znajdują się na wysokości 1250,0 m p.p.m. Piaskowce są szare, drobno- i średnioziarniste. Występują w nich miejscami syderyty. Ten kompleks skalny zamykają ciemnoszare iłowce przewarstwione jasnoszarymi piaskowcami. Miąższość warstw radowskich wynosi 119,0 m.

### Pliensbach

Utwory pliensbachu reprezentowane są przez piaskowcowo-iłowcowe warstwy łobeskie (pliensbach dolny) i piaskowcowy kompleks osadowy warstw komorowskich (pliensbach górny). Miąższość osadów pliensbachu wynosi 347,5 m.

### Pliensbach dolny

Piaski, iłowce, piaskowce dolomityczne, piaskowce mułowcowe oraz iłowce z wkładkami syderytów i fauną (warstwy łobeskie). Pliensbach dolny wykształcony jest w postaci piasków, iłowców ciemnoszarych silnie zlustrowanych oraz szarych, drobno- i średnioziarnistych piaskowców dolomitycznych z przewarstwieniami iłowców. Iłowce zawierają wkładki syderytów i spirytyzowaną faunę. Osady te występują na wysokości 981,0 m p.p.m., a ich miąższość nie przekracza 269,0 m.

### Pliensbach górny

Piaskowce i piaski (warstwy komorowskie). Na omawianym obszarze osady reprezentujące pliensbach górny wykształcone są w postaci jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych i piasków facji brakiczno-lagunowej. Występują one na wysokości 902,5 m p.p.m., a ich miąższość wynosi 78,5 m.

### Toark

Toark jest również dwudzielny. Toark dolny reprezentowany jest przez osady morskie (warstwy gryfickie), a toark górny — limniczne (warstwy kamieńskie). Osady te występują na wysokości 759,0 m p.p.m., a ich miąższość wynosi 143,5 m.

### Toark dolny

Iłowce i piaskowce, miejscami ze sferosyderytami (warstwy gryfickie). Szarzielone iłowce, miejscami szare z oliwkowym odcieniem, przewarstwione są piaskowcami drobnoziarnistymi, szarymi, słabo zwięzłymi. Miejscami w piaskowcach występują sferosyderyty. Występują one na wysokości 815,5 m p.p.m. Ich miąższość nie przekracza 87,0 m.

## Toark górny

Piaski i iły (warstwy kamieńskie). Piaski są drobnoziarniste, szare i jasnoszare. W stropie zawierają przewarstwienia szarych iłów. Występują na wysokości 759,0 m p.p.m. Miąższość tej serii nie przekracza 56,5 m.

## b. Jura środkowa

Utwory jury środkowej występują na wysokości 219,0 m p.p.m., a ich miąższość wynosi 540,0 m.

### Aalen

Piaskowce mułowcowe, piaski, iły i syderyty. Słabo zwięzłe, szare piaskowce mułowcowe i piaski są osadami brakicznymi i morskimi. Jasnoszare piaski przewarstwione są iłami oraz syderytami. Występują one na wysokości 720,5 m p.p.m. Ich miąższość nie przekracza 38,5 m.

### Bajos

#### Bajos dolny

Piaskowce, miejscami z syderytami, piaskowce wapniste i piaski. Są to osady powstałe w zbiorniku brakicznym. Piaskowce są szare, drobnoziarniste i wapniste, miejscami zawierają wkładki syderytów i przewarstwienia jasnoszarych piasków. Występują one na wysokości 524,0 m p.p.m. Ich miąższość wynosi 196,5 m.

#### Bajos górny

Piaskowce, piaskowce mułowcowe, piaski, muszłowce, iły i syderyty. Utwory bajosu górnego wykształcone są jako szare i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, z przerostami piaskowców mułowcowych wzbogaconych w chloryt oraz muszłowców, podrzędnie iłów z syderytami. Ku stropowi przechodzą w ciemnozielone drobnoziarniste piaski kwarcowe. Górna partia tej serii osadów charakteryzuje się dużą zmiennością litologiczną, od piasków, piaskowców, poprzez muszłowce do piaskowców syderytowych. Utwory te występują na wysokości 393,0 m p.p.m. Miąższość tych osadów wynosi 131,0 m.

### Baton

#### Baton dolny

Iłowce. Baton dolny reprezentuje 10-metrowa warstwa ciemnoszarych iłowców znajdujące się na wysokości 383,0 m p.p.m. W iłowcach występują pojedyncze skorupy małży.

#### Baton środkowy

Iłowce, mułowce piaszczyste i iłowce mułowcowe. Iłowce batonu środkowego są czarne, przewarstwione ciemnoszarymi mułowcami piaszczystymi i iłowcami mułowcowymi.

W iłowcach mułowcowych występują skorupy małży. Osady te znajdują się na wysokości 356,0 m p.p.m., a ich miąższość nie przekracza 27,0 m.

#### Baton górny

Mułki i piaski. Mułki jasnoszare i szare oraz drobnoziarniste piaski kwarcowe, w spagu wzbogacone w chloryt, występują na wysokości 333,0 m p.p.m. Miąższość tej serii wynosi 23,0 m.

#### Kelowej

##### Kelowej dolny

Piaski i iłowce. W otworze 11 na wysokości 282,1 m p.p.m. występuje 50,9-metrowa warstwa szarych piasków kwarcowych, przechodzących ku spagowi w szare iłowce i szarozielone piaski chlorytowe. Reprezentują one prawdopodobnie podpiętro keloweju dolnego.

##### Kelowej górny

Iłowce mułowcowe, iłowce z syderytami, mułowce piaszczyste, piaskowce i piaski. W stropie występują szare i ciemnobrunatne iłowce mułowcowe ze śladami detrytusu roślinnego. Poniżej znajdują słabo zwięzłe mułowce piaszczyste, które zawierają prze-warstwienia piaskowców i iłowców z konkrecjami syderytowymi. W spagu tej serii osadowej występują ciemnozielone piaski drobnoziarniste. Utwory te znajdują się na wysokości 219,0 m p.p.m. Ich miąższość wynosi 63,1 m.

#### c. Jura górna

Utwory jury górnej stwierdzono w trzech profilach otworów w obrębie antykliny Reclawia. W otworach 13 i 14 występują one bezpośrednio w spagu osadów czwartorzędowych na wysokości 35,7–39,0 m p.p.m, a w otworze 16 pod osadami kredy dolnej —106,3 m p.p.m. Ich miąższość wynosi 185,0 m (otw. 11). Na obszarze niecki szczecińskiej osady jury górnej stwierdzono w profilu otworu 41 (Goleniów IG 1) na wysokości 608,5 m p.p.m., ich miąższość wynosi 81,2 m. Profil ten jest niepełny ze względu na położenie nad wysadem solnym.

#### Oksford

##### Oksford dolny

Piaski i iłowce mułowcowe. Drobnoziarniste, szare piaski kwarcowe występują na wysokości 178,0 m p.p.m. W ich spagu zalegają ciemnobrunatne iłowce mułowcowe. Miąższość tych osadów wynosi 41,0 m.



#### Oksford środkowy

Mułowce margliste. Oksford środkowy reprezentowany jest przez ciemnobrunatne mułowce margliste, które występują na wysokości 161,0 m p.p.m. Ich miąższość nie przekracza 17,0 m.

#### Oksford górny

Wapienie margliste. Oksford górny wykształcony jest w postaci wapieni marglistych, organodetrytycznych. Występują one na wysokości 128,0 m p.p.m. Ich miąższość wynosi 33,0 m.

#### Wołg

##### Wołg środkowy

Iłowce, łupki ilaste, wapienie, mułowce ilaste i piaski. Na wysokości 49,6 m p.p.m. (otw. 11) występują szarzielone iłowce i łupki ilaste, przekryształizowane wapienie, mułowce z fauną amonitów i małży oraz piaski kwarcowe. Ich miąższość wynosi 78,4 m.

##### Wołg górny

Iłowce i mułowce z wkładkami wapieni dolomitycznych i wapieni marglistych, łupki ilaste oraz margle. Osady tego piętra występują na powierzchni podczwartorzędowej w okolicy Wiejkowa na wysokości 34,0–39,0 m p.p.m. (otw.: 11, 13, 14), a w otworze 16 pod nakładem osadów kredy dolnej na wysokości 106,3 m p.p.m. W otworze 13 ich miąższość przekracza 61,0 m (nie przewiercone). Wykształcone są w postaci iłowców, łupków ilastych i pstrych mułowców z wkładkami wapieni dolomitycznych i marglistych. W synklinie Stepnicy, w otworze 41, na wysokości 608,5 m p.p.m. występują szare margle z licznym detrytusem roślinnym, o miąższości 81,2 m. Prawdopodobnie są one również osadami wołgu górnego.

## 4. Kreda

Utwory kredy dolnej na powierzchni podczwartorzędowej występują w postaci dwóch izolowanych wychodni na południowym skrzydle antykliny Reclawia. W synklinie Stepnicy leżą one pod nakładem osadów górnokredowych oraz paleogeńskich (otw. 41). Spośród osadów kredy dolnej na obszarze arkusza występują jedynie utwory prawdopodobnie hoterywu i walanżynu. Nie wydzielono natomiast osadów od barremu po cenoman włącznie. Luka stratygraficzna przypadająca na piętra dolnokredowe barrem–alb ma szersze rozprzestrzenienie. Osadów z tego okresu nie zidentyfikowano także na terenach sąsiednich arkuszy. Natomiast utwory cenomanu występują na obszarze arkusza Tanowo w antyklinie Nowego Warpna na wysokości 560,0–839,0 m p.p.m. Na terenie arkusza Nowe Warpno (Chmal, Karbowniczak, 2013a) i Międzyzdroje (Kurzawa, 2013) wychodzą na powierzchnię podczwartorzędową na wysokości około 50 m p.p.m. Łączna miąższość osadów kredy na obszarze antykliny Reclawia jest nieznana. Przewiercono jedynie osady kredy dolnej. W strefie synkliny Stepnicy,

gdzie profil kredy jest jednak zredukowany, utwory z tego okresu mają miąższość 159,0 m (otw. 41). W opracowaniu przedstawiono osady kredy dolnej nierozdzielone, mając na uwadze zgodność styków z arkuszami Wolin i Golczewo.

#### a. Kreda dolna

Piaskowce, piaski, iłowce, margle, mułki i mułowce. Utwory przypuszczalnie walańzynu i hoterywu występują w otworze 41 na wysokości 592,5 m p.p.m. Ich miąższość wynosi 16,0 m. Jest to kompleks brunatno-czarnych mułowców i iłowców z wkładkami pirytu i syderytu, przechodzących ku stropowi w margle. W otworach 16 i 8 na powierzchni podczwartorzędowej, odpowiednio na wysokości 4,3–51,8 m p.p.m., odsłaniają się szare piaski, piaskowce i mułki oraz mułowce z muskowitem i zwęglonym detrytusem roślinnym. Ich sedimentacja przypada na okres czasowego spłylenia zbiornika morskiego. W otworze 16 ich miąższość wynosi 102,0 m.

#### b. Kreda górna

##### Turon

Wapienie margliste, margle, margle ilaste, mułowce, iłowce i piaski. Utwory prawdopodobnie wieku turońskiego stwierdzono w profilach kilkunastu otworów wykonanych w obrębie wału pomorskiego (otw.: 4, 5, 6, 7, 8, 9, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23) oraz w synklinie Stepnicy (otw. 41). W północno-zachodniej części obszaru arkusza (otw. 4) na wysokości 62,6 m p.p.m. nawiercono szaro-zielone margle ilaste z detrytusem skorup małży. Ich miąższość nie przekracza 8,0 m. W pozostałych otworach, na wysokości 0,1–51,8 m p.p.m., przewiercono wapienie margliste z krzemieniami, margle, iłowce, mułowce i piaski. Miąższość osadów w strefie wału pomorskiego przekracza 34,0 m (otw. 23 — nieprzewiercone). W synklinie Stepnicy występują jasnoszare wapienie margliste, silnie spękane, z żyłkami kalcytu, z wkładkami jasnozielonych margli oraz szaro-zielone margle na wysokości 517,5 m p.p.m., ich miąższość nie przekracza tutaj 75,0 m.

##### Koniak + santon

Margle, wapienie margliste i iły margliste. Na powierzchni podczwartorzędowej nierozdzielone i nieudokumentowane osady koniaku i santonu wydzielono w obszarze antykliny Reclawia. W otworze 18 (przekrój geologiczny A–B) na wysokości 22,4 m p.p.m. występują szare margle o miąższości 3,8 m. Oprócz margli w tym okresie miała miejsce również sedimentacja wapieni marglistych i iłów marglistych. Osady te wyróżniono przez analogię do obszarów sąsiednich.

##### Kampan

Wapienie, margle i opoki. Szare margle lekko piaszczyste, z rozproszonymi drobnymi łuseczkami miki i szczątkami fauny nawiercono w rejonie Brzozowa na wysokości 1,4 m p.p.m. (otw. 25 — [tabl. II](#)). Miąższość tych osadów wynosi 12,6 m. Ich wiek Gawor-Biedowa (1979) określiła

na podstawie zespołu otwornic. W rejonie Zielonczyna, w otworach oddalonych od siebie o 70,0 m, występują na wysokości 410,7 i 468,5 m p.p.m. (otw. 42 i 41) jasnoszare, z odcieniem żółtozielonym, wapienie z przewarstwieniami margli szaro-zielonych. Zawierają one faunę małży, pojedyncze gąbki i bakulity. Wapienie są silnie spękane, strzaskane, pocięte licznymi płaszczyznami poślizgów, tnącymi je pod bardzo zmiennymi kątami od 40 do 85°. Osiągają one miąższość 49,0 m (otw. 41). Giel (za Ciukiem, 1983) określiła dość dokładnie wiek wapieni z otworu 42 na kampan górny na podstawie wyników badań mikrofaunistycznych. *Bolivina inerassata* Reuss pojawia się w osadach na granicy kampanu dolnego i górnego a gatunki *Stensionina clementiana* d'Orbigny i *Cavelinella monterelensis* (Marie) giną w mastrychcie dolnym, wyznaczając tym samym górną granicę wiekową.

### Mastrycht

Wapienie margliste, margle, opoki, mułki piaszczyste z glaukonitem i piaskowce. Na obszarze niecki szczecińskiej utwory mastrychtu są wyraźnie dwudzielne litologicznie (Jaskowiak, 1966). W mastrychcie dolnym występują wapienie kredopodobne z wkładkami margli, w górnym — wapienie margliste i zwięzłe opoki. W brzeżnej partii synkliny Stepnicy osady mastrychtu występują w rejonie Goleniowa. Na wysokości 449,5 m p.p.m. (otw. 41) występuje 19-metrowy kompleks wapieni i margli należących do mastrychtu górnego, przykrytych osadami paleocenu dolnego (Ciuk, 1972). W otworze 31 na wysokości 15,3 m p.p.m. nawiercono kompleks szarozielonych mułków piaszczystych z fauną, skupieniami pirytu i glaukonitu. Występują one na przemian z drobnoziarnistymi piaskowcami z glaukonitem. Miąższość ich wynosi 6,7 m. Podobnie wykształcone osady nawiercono w Żarnówku (otw. 37) na wysokości 132,5 m p.p.m. Ich miąższość przekracza 64 m. Wiek osadów w tych otworach został określony przez Gawor-Biedową (1979) na podstawie otwornic.

## 5. Paleogen

Północny zasięg osadów paleogenu wyznacza uskoki o kierunku zbliżonym do przebiegu wału pomorskiego. Ich miąższość wynosi 5,7–314,0 m (otw. 31 i 41). Paleogen reprezentowany jest przez wszystkie piętra paleocenu i eocenu oraz oligocen dolny. Na podstawie prac Odrzywolskiej-Bieńkowej (1972, 1983b), Ciuka (1970, 1972, 1974, 1980, 1983), Grabowskiej (1971, 1974, 1983), Odrzywolskiej-Bieńkowej i innych (1979, 1981), w obrębie paleogenu wyróżniono formacje: puławską, gołeniewską (odrzańską), zielonczynską (szczecińską), tanowską, pomorską, mosińską dolną i rupelską. Wiek poszczególnych formacji przedstawiono wykorzystując podział stratygraficzny przedstawiony w pracy Piwockiego i innych (2004).

Na obszarze arkusza Racimierz brak jest nie tylko osadów plioceńskich, ale również mioceńskich. Te ostatnie przedstawiano do tej pory w strefie wysadu solnego Goleniowa (otw. 41) (Ciuk, 1972; Mojski, 1977; Dobracki, 1977; Ruszała, 1981a, b). W 1980 r. Zakład Geologii Złóż Węgla Brunatnego w Warszawie, wykonał wiercenie kontrolne niepełnordzeniowanego otworu 41. Nowy

odwiert zlokalizowany został w odległości około 70 m od otworu 41. Ciuk (1983) stwierdził, że pod około 150-metrowym płaszczem utworów czwartorzędowych zalegają osady paleogeńskie, a opisywane wcześniej utwory mioceńskie nie występują.

#### a . P a l e o c e n

##### Paleocen dolny

Wapienie z glaukonitem, margle, piaskowce wapniste, iłowce i piaski (formacja puławska) (dan-mont). Osady formacji puławskiej wykształcone w postaci jasnoszarych i białych piaszczystych wapieni organodetrytycznych z glaukonitem i łyszczykami występują w rejonie Zielonczyna na wysokości 399,5 m p.p.m. (otw. 42). W ich stropie leżą słabo związane piaskowce wapniste i piaski. W wapieniach występuje bardzo obfita mikrofauna. Wyniki badań mikrofaunistycznych wykazały zespół otwornic ciepłolubnych (około 18 gatunków) najliczniej reprezentowanych przez takie gatunki jak: *Rotalia marginata* d'Orbigny, *Rotalia saxorum* d'Orbigny i *Globorotaria globigeriniformis* van Bellen. Stratygraficznie osady te należą do warstw puławskich paleocenu dolnego (Ciuk, 1983). W środkowej części obszaru arkusza, w rejonie Żarnówka (otw. 37), na wysokości 124,5 m p.p.m. występują margle piaszczyste z pirytem i glaukonitem, a we wschodniej części — 9,6 m p.p.m., iłowce ciemnobrunatne (otw. 31). Uwzględniając schematy litostratygraficzne paleogenu opracowane przez Ciuka (1974) osady te Ruszała (1981a) stratygraficznie umiejscowiła w paleocenie dolnym, choć należy podkreślić, że ekspertyza wykonana przez Gawor-Biedową (1979) dla opracowanego tego arkusza SMGP, wykazała ogólnie wiek paleoceński. Miąższość osadów formacji puławskiej nie przekracza 11,2 m (otw. 42).

##### Paleocen górny

Piaski i węgiel brunatny (formacja goleniowska). Kompleks osadów piaszczystych formacji goleniowskiej, o miąższości 7,4 m, przewiercono w rejonie Zielonczyna (otw. 42). Ich strop znajduje się na wysokości 392,1 m p.p.m. Są to ciemnoszaro-brunatne i ciemnobrunatne piaski drobnoziarniste, z obfitym pyłem węglowym, z nielicznymi, bardzo drobnymi blaszkami łyszczyków. W osadach tych występuje duża ilość materiału sporowo-pyłkowo-planktonowego, który pozwolił zaliczyć ten kompleks osadów do formacji goleniowskiej paleocenu górnego (Grabowska, 1981). W otworze 41 na wysokości 433,5 m p.p.m. przewiercono pokład węgla brunatnego o miąższości 16 m. Jest on jedynym ogniwem paleocenu górnego w tym otworze. Grabowska (1971) stwierdziła występowanie w nim sporomorf z grupy *Normapolles* i stratygraficznie umieściła go w paleocenie górnym, a Ruszała (1981a) opierając się na schematach Ciuka (1974) zaliczyła do warstw goleniowskich.

#### b . E o c e n

##### Eocen dolny

Piaski glaukonitowe (formacja szczecińska). Zielone i zielono-szare piaski kwarcowe z glaukonitem, z nielicznymi żwirkami, leżące transgresywnie na osadach górnopaleoceńskiej

formacji goleniowskiej, a poniżej piaszczysto-węglowej formacji tanowskiej pochodzącej z okresu eocenu dolnego i środkowego, reprezentują morską serię osadową — formację szczecińską. Osady te przewiercono w dwóch otworach w rejonie Żarnówka (otw. 37 i 27). Występują one na wysokości odpowiednio 112,5 i 101,2 m p.p.m. Ich miąższość nie przekracza 18,0 m (otw. 27). Nie było w nich materiału do badań paleontologicznych.

Mułowce i węgiel brunatny, miejscami iłowce (formacja zielonczyńska). Osady tej formacji występują w okolicy Zielonczyna na wysokości 367,3 m p.p.m. (otw. 42). Czarne mułowce tej serii osadowej są silnie węgliste, piaszczyste, partiami zailone, ze zlepami piryto-wo-markasytowymi oraz drobnym detrytusem zwęglonych roślin. Są one poprzedzielane czterema warstwami węgla brunatnego. Największą miąższość (4,4 m), posiada warstwa węgla występująca w stropie tej formacji. Miąższość pozostałych warstw, w kierunku spągu tego kompleksu wynosi: 0,3; 1,5 i 0,4 m. Węgiel brunatny jest czarnobrunatny, detrytyczny, zawiera nieliczne zżelifikowane szczątki roślin oraz, podobnie jak mułowce, zlepy pirytowe, które powodują wysokie zasiarczenie węgla. Miąższość formacji zielonczyńskiej wynosi 24,8 m. Formację tę stratygraficznie umieszczono w eocenie dolnym, choć na podstawie zespołu mikroflory nie można wykluczyć ich przynależności do dolnej części eocenu środkowego (Ciuk, 1983; Grabowska, 1983). Iły z 6,4-metrową warstwą węgla brunatnego w stropie, występujące w otworze 41 na wysokości 416,1 m p.p.m. zaliczono również do węglonośnej formacji zielonczyńskiej. Ruszała (1981a) wskazała na wiek środkooligoceni tych osadów (warstwy tanowskie), ale poprzez korelację z osadami z otworu 42 stratygraficznie zaliczono je do formacji zielonczyńskiej eocenu dolnego.

#### Eocen dolny + eocen środkowy

Piaski, węgiel brunatny, mułowce, mułki, iły i piaski z glaukonitem (formacja tanowska). Osady formacji tanowskiej występują w rejonie Zielonczyna (otw. 41, 42), Żarnówka (otw. 37) i Siniechowa (otw. 24). W otworze 42 osady formacji tanowskiej, o miąższości 61,6 m, znajdują się na wysokości 305,7 m p.p.m. Są to piaski kwarcowe, jasnoszaro-brunatne na przemian z ciemnoszaro-brunatnymi, drobnoziarniste i pyłowate, z pyłem węglowym. Powyżej piasków występują mułki ciemnobrunatne, silnie piaszczyste i piaski kwarcowe, drobno- i średnioziarniste z ziarnami glaukonitu. W stropie tej serii osadowej występują iły pyłowate ciemnobrunatne, z obfitym pyłem węglowym i z 30-centymetrową warstwą węgla brunatnego. Jest to węgiel czarno-brunatny, detrytyczny, zailony, zżelifikowany kończący cykl sedymentacji osadów formacji tanowskiej (Ciuk, 1983). Na podstawie wyników badań palinologicznych osady tej formacji zostały zaliczone przez Grabowską (1971, 1974, 1981, 1983) do eocenu środkowego. W nowym podziale stratygraficznym Piwocki i inni (2004) zaliczył je do eocenu dolnego+środkowego. Podobnie wykształcone osady o miąższości 47,9 m, występują w otworze 41 na wysokości 368,2 m p.p.m. W stropie znajduje się również 30-centymetrowa warstwa węgla brunatnego kończąca cykl sedymentacyjny formacji tanowskiej. W otworze 37 na

wysokości 88,0 m p.p.m. występuje 24,5-metrowa seria osadów jeziornych wykształconych w postaci szarych i szarobrunatnych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych przewarstwionych warstewkami węgla brunatnego o miąższości 0,1–0,5 m. Na wysokości około 100 m p.p.m. znajduje się 1-metrowy pokład węgla brunatnego, a w spagu tej warstwy zlustrowane mułowce węgliste o pionowych płaszczyznach oddzielności. Gawor-Biedowa (1979) wykazała, że osady te są młodsze od paleocenu, ze wskazaniem na warstwy tanowskie, co przyjęła Ruszała (1981a).

### Eocen górny

Piaski, piaski glaukonitowe, iłowce z wkładkami węgla brunatnego (formacja pomorska). Osady, przypuszczalnie tego wieku, przewiercono w dwóch otworach w rejonie Zielonczyna. W otworze 41 na wysokości 304,5 m p.p.m. występują szare piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką żwirków o miąższości 63,7 m. Zalegające powyżej tych piasków iłowce zostały przebadane makrofaunistycznie i z pewnym prawdopodobieństwem można powiedzieć, że pochodzą one z przełomu eocenu i oligocenu (Ciuk, 1983; Odrzywolska-Bieńkowska, 1983b). W otworze 42 na wysokości 280,4 m p.p.m., występuje 25,3-metrowa warstwa osadów należących przypuszczalnie do formacji pomorskiej (Ciuk, 1983). Są to szarozielone piaski kwarcowe drobno- i średnioziarniste z glaukonitem i nielicznymi żwirkami kwarcu, o miąższości 22,4 m a powyżej nich — czarnobrunatne iłowce węgliste (2,9 m), z 0,5-metrową warstwą ziemistego węgla brunatnego, silnie spękanego, z gruzełkami pirytu. Cały kompleks jest silnie strzaskany, a upady warstw wahają się w granicach 25–80°. Przebadany przez Grabowską kompleks iłowcowo-węglisty wskazuje na eoceniński charakter występujących sporomorf (Grabowska, 1981). Piwocki i inni (2004) nie wykluczają, że utwory te mogą reprezentować jeszcze górną część formacji tanowskiej.

### c. Eocen–oligocen

#### Eocen górny–oligocen dolny

Piaski glaukonitowe z przewarstwieniami żwirów, margli ilastych, iłowców wapnistych i piaskowców kwarcytowych, iłowce i piaski margliste z glaukonitem i syderytami (formacja mosińska dolna). Osady te występują w rejonie Zielonczyna na wysokości 274,1 i 290,0 m p.p.m. (otw. 42 i 41). W otworze 42 drobnoziarniste, zielone piaski kwarcowo-glaukonitowe zawierają domieszkę kwarcowo-lidytowych żwirków i żwirów drobnookruchowych oraz konkrecje fosforytowe o średnicy do 5 cm. W spagu kompleksu piaski zmieniają barwę na ciemnobrunatną. W osadach tych występują przewarstwienia szarych margli ilastych i iłowców wapnistych i piaskowców kwarcytowych. Osiągają one miąższość 6,3 m. Mikrofauny w piaskach nie stwierdzono, natomiast są w nich obecne zęby ryb, koprolity, nieliczne kolce jeżowców oraz igły gąbek (Odrzywolska-Bieńkowska, 1972). W stropie

tych osadów występuje nieliczny zespół mikrofauny otwornicowej, m.in. z *Melonis affine* (Reuss) i *Angulogerina germanica* Cushman et Edwards, który pozwolił na określenie ich wieku (z dużym zastrzeżeniem) na przełom eocenu górnego i oligocenu dolnego (Ciuk, 1983; Odrzywolska-Bieńkowska, 1983b). W otworze 41 powyżej piaszczystych osadów formacji pomorskiej występuje 14,5-metrowa warstwa osadów zbudowana z iłowców i piasków marglistych z glaukonitem i kongrecjami fosforytów, zawiera mikrofaunę, charakterystyczną dla osadów z pogranicza eocenu-oligocenu. Występują w nich takie formy jak: *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny) var. *deperdita* (d'Orbigny), *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny), znana z najwyższego eocenu w Belgii, *Nonion affinee* (Reuss), występująca w eocenie górnym i oligocenie, *Cibicides westi* Howe, znana z eocenu środkowego w Belgii, *Spiroplectammina* sp., *Bolivina striatellata* Bandy oraz *Melonis affinae* (Reuss). Są w tej serii osadów obecne również szczątki skorup mięczaków, kolce jeżowca, zęby ryb (Odrzywolska-Bieńkowska, 1972).

## d. Oligocen

### Oligocen dolny

Iłowce, ily, łupki ilaste, iłowce margliste, mułowce z wkładkami węgla brunatnego, margle, piaski ilaste z glaukonitem oraz syderyty (formacja rupelska). Osady te stanowią podłoże czwartorzędu w południowej i środkowo-wschodniej części obszaru arkusza. Ich miąższość w otworze 41 wynosi 154,5 m. W przeważającej mierze są to iłowce, ily i tzw. ily septariowe, w mniejszym stopniu mułowce oraz piaski ilaste i margle ze sferosyderytami. Ily i łupki ilaste są szaro-oliwkowe, jasnobrązowe, zawierają liczną makrofaunę, ślady ślimaków i małży, szczątki roślin, gruzełki pirytu oraz blaszki łyszczyków. W szaro-oliwkowych mułowcach również występuje mikro- i makrofauna. Są one przewarstwione zielonymi piaskami ilastymi, kwarcowo-glaukonitowymi. Wiek tych osadów został dobrze udokumentowany. W otworze 42 oznaczono formy mikrofauny przewodnie dla rupelu: *Rotaliatina bulimoides* (Reuss), *Turrillina alsatica* Andreae, *Ceratobulimina contraria* (Reuss) (Odrzywolska-Bieńkowska i in., 1981). W otworze 41 występuje zespół makrofauny z *Cyclocardia kickxi* (Nyst et Westendorp), *Nuculana* cf. *Tenuicincta* (Koenen) i *Vagantospira multisulcata* (Nyst) oraz mikrofauny z *Rotaliatina bulimoides* (Reuss), *Cibicides ungerianus* (d'Orbigny), *Quinqueloculina ludwigi* (Reuss) i *Stilostmella ewaldi* (Reuss) (Odrzywolska-Bieńkowska, 1983b; Jakubowski, 1983). Wyniki badań palinologicznych Grabowskiej (1981) potwierdziły rupelski wiek tych osadów. W otworze 42, w pewnych interwałach rupelu, występują igły gąbek, płytki i kolce jeżowców, zwęglone szczątki roślin oraz szczątki i łuski ryb. Odpowiadają one poziomowi ze szczątkami ryb oznaczonemu na terenie Niemiec i nazwanemu Fischschiefer (Odrzywolska-Bieńkowska i in., 1981). Brunatno-czarne iłowce laminowane piaskami stwierdzone w profilu otworu 24 na wysokości 8,5 m p.p.m. również zaliczono do oligocenu dolnego. Jest to najwyższe

położenie stropu tych osadów na obszarze arkusza. Osiągają one miąższość 22,6 m. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza osady rupelskie występują w okolicach Żarnówka, Kopic i Miłowa na wysokości 76,2–137,7 m p.p.m. (otw. 37, 36, 35 i 40). W otworze 37 występują iłowce brunatne i zielonawoszare, zlustrowane, w spągu z przemazami mułkowatymi i gniazdami piasków. Brak otwornic uniemożliwił określenie dokładnego wieku. Gawor-Biedowa (1979) uważa je za młodsze od paleocenu. W otworze w Kopicach (otw. 35) nawiercono szaro-zielone mułowce ilaste z przewarstwieniami brunatnych iłowców, zawierających spirytyzowane okruchy roślin, fragmenty muszli i węgla brunatnego. Gawor-Biedowa (1979) stratygraficznie umiejscowiła je w oligocenie dolnym. Podobne osady nawiercono w otworze 40. Są to mułowce ilaste zielono-szare, w spągu z przemazami piasków, zlustrowane przekątnie (kąt 20–30°). Wiek tych osadów nie został sprecyzowany, ponieważ nie znaleziono w nich przewodniej fauny, jednak ze względu na podobieństwo litologiczne Gawor-Biedowa (1979) zaliczyła je do oligocenu dolnego. W otworze 39 występują iłowce, w stropie brunatne, poniżej szare, bardziej piaszczyste, które również ze względu na podobieństwo wykształcenia zaliczono do oligocenu dolnego.

## 6. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają cały obszar arkusza. Zalegają bezpośrednio na utworach jury, kredy i paleogenu. Utwory neogenu w tym rejonie nie występują. Miąższość utworów czwartorzędowych jest zróżnicowana w zależności od ukształtowania podłoża. Najmniejszą miąższość — 7,0 m (otw. 16) mają w północno-wschodniej części obszaru arkusza, na wysoko położonych wychodniach na powierzchni podczwartorzędowej osadów kredy dolnej. W strefie synkliny Stepnicy ich miąższość wynosi 148,0 m (otw. 41). Analizę paleogeograficzną i stratygraficzną glin zwałowych przeprowadzono na podstawie opracowania Ruszały (1981a, b) oraz prac: Krzyszkowskiego i Czerwonki (1995), Krzyszkowskiego i innych (2007) i Krzyszkowskiego (2010). W oparciu o wyniki badań profili z nowych wierceń i nowszą literaturę oraz na podstawie własnej interpretacji genezy form i osadów, dokonano zasadniczych zmian w stratygrafii czwartorzędu. Przede wszystkim przyjęto, że na omawianym obszarze arkusza brak jest osadów jeziornych z okresu interglacjału wielkiego. Według nowej interpretacji poniżej wysokości 100,5 m p.p.m. wydzielono utwory zastoiskowe ze zlodowacenia Sanu 1, a poniżej 58,5 m p.p.m. — utwory jeziorno-lodowcowe ze schyłkowego okresu zlodowacenia Odry. Analiza pełnordzeniowanego otworu 41 spowodowała, że przedstawiony w opracowaniu Ruszały (1981a, b) „garb” rzekomo zbudowany z osadów mioceńskich stał się doliną kopalną wypełnioną utworami plejstoceniowymi. Ponadto wydzielono nieznanie wcześniej osady jeziorne z interglacjału eemskiego oraz osady lodowcowo-jeziorne budujące tarasy położone na wysokości 3,5–7,5 m n.p.m. Inaczej też przedstawiono genezę osadów holoceniowych w obrębie wybrzeża Zalewu



Szczecińskiego. W efekcie tych przekwalifikowań profil osadów plejstocenu w strefie niecki szczecińskiej zmienił się całkowicie a w strefie wału pomorskiego w znacznym stopniu.

#### a. Plejstocen

##### Zlodowacenia południowopolskie

##### Zlodowacenie Sanu 1

##### Stadiał dolny

Gliny zwałowe występują w obniżeniu powierzchni podczwartorzędowej w strefie niecki szczecińskiej, bezpośrednio na podłożu paleogeńskim. Przewiercono je w okolicach Kopic (otw. 35), Miłowa (otw. 36), Stepnicy (otw. 40) i Łąki (otw. 27). Są to gliny ciemnoszare, pyłowato-piaszczyste, o zróżnicowanym składzie petrograficznym w profilu pionowym. Miejscami występują w nich przewarstwienia iłów zielonych pochodzących przypuszczalnie z podłoża. Średnie wartości współczynników petrograficznych przedstawiają się następująco: O/K—0,61–0,71; K/W—1,55–1,70; A/B—0,61–0,68 (Ruszała, 1981a). Podobne parametry mają wyróżnione przez Krzyszkowskiego (2010) na Pomorzu Zachodnim gliny typu Babinek (T2), które według tego autora odpowiadają najstarszemu stadiałowi zlodowacenia Sanu 1. Gliny zwałowe tego wieku występują na wysokości 68,2–127,7 m p.p.m. (otw. 27 i 40). Ich miąższość wynosi od 1,3 (otw. 35) do 32,0 m (otw. 27).

Piaski i żwiry wodnolodowe występują na wysokości 64,2 m p.p.m. (otw. 27) w pozycji międzyglinowej. Ich miąższość wynosi 5,4 m. Są to szare piaski drobno- i średnioziarniste, ze żwirami średnio- i grubookruchowymi. W spągu występują piaski ze żwirami drobnookruchowymi.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe występują w rejonie Miłowa (otw. 36), Zielonczyna (otw. 42), Stepnicy (otw. 40) i Kopic (otw. 35) na wysokości 99,0–102,5 i 100,5–117,7 m p.p.m. Prawdopodobnie nawiercono je także w Czarnocinie (otw. 34) na wysokości 109,0 m p.p.m. W otworze 40 jasnoszare mułki z nielicznymi żwirami skał krystalicznych i wapieni bez wyraźnej laminacji, w kierunku spągu przechodzą w mułki warwowe ciemno- i jasnoszare o grubości lamin ciemniejszych 0,5–1,5 cm i jaśniejszych powyżej 2,0 cm. Przewarstwione są one piaskami pyłowatymi na wysokości 105,5–113,2 m p.p.m. W dolnej partii laminowane mułki piaszczyste zawierają pojedyncze żwirki i okruchy węgla brunatnego (Ruszała, 1981a). W spągu tej serii zalegają piaski średnioziarniste. W Kopicach (otw. 35) w górnej części serii zastoiskowej przewiercono 3,3 m mułków piaszczystych bez wyraźnej laminacji a następnie 3,6 m iłów pyłowatych warwowych, drobnolaminowanych (1,0:1,5–5 mm). Iły w obu odwiertach są zlustrowane. Płaszczyzny zlustrowań mają upady około 45°. W Zielonczynie Ciuk (1980) opisał kompleks osadów zastoiskowych o miąższości 32,6 m, który rozdzielił na 10 warstw przemiennie występujących iłów, mułków i piasków. Przewarstwienia iłów i mułków nazwał łupkami zastoiskowymi. W całym tym kompleksie stwierdził dodatnią reakcję HCL. Ruszała (1981a) zarówno wszystkie opisane wyżej osady, jak i mułki z otworu 37 na wysokości 58,5–76,2 m p.p.m., zaliczyła do interglacjału wielkiego. Przeciw takiej interpretacji przemawiają następujące powody. Po pierwsze osady budujące omawiany kompleks

w znacznym stopniu mają postać mułków i ilów warwowych, co jest znamienne dla sedymentacji w środowisku peryglacjalnym a nie w warunkach ciepłego klimatu umiarkowanego jaki panował w interglacjale wielkim. Po drugie osady te nie są wzbogacone w substancję organiczną. Po trzecie w opisie profili nie ma wzmianki o szczątkach roślinnych (z wyjątkiem kawałków węgla brunatnego) ani o malakofaunie. Z pewnością nie ma łączności między osadami jeziornymi z rejonu Miłowo–Stepnica–Zielonczyna a osadami przewierconymi w Żarnówku (otw. 37), ponieważ te drugie znajdując się w odległości tylko około 3,7 km występują około 50 m wyżej. Omawiane zastoisko powstało bezpośrednio po wytopieniu się lodu. Sięgało ono prawdopodobnie aż po odległy o 12–16 km rejon Trzebieży–Polic, gdzie analogiczne utwory Mojski (1977) wyznaczył na wysokości 100–120 m p.p.m. Rejon Zielonczyna znajdował się w strefie brzeżnej zbiornika. Rekordowa miąższość osadów zastoiskowych w otworze 42 i ich wzbogacenie w węglan wapnia sugeruje dopływ wód lodowcowych z sektora północnego. Borówka i inni (1999b) wyrazili przypuszczenie, że rzeczne i jeziorne osady interglacjalu wielkiego mogą występować w rejonie Dziwnowa na wysokości 40 m p.p.m., jednak za bardziej prawdopodobne uznali, że reprezentują one wypełnienie rynny subglacjalnej z okresu zlodowaceń środkowopolskich.

### Zlodowacenia środkowopolskie

#### Zlodowacenie Odry

**G l i n y z w a ł o w e .** Szare i ciemnoszare gliny zwałowe z tego okresu są strukturalnie glinami pyłowato-piaszczystymi lub piaszczysto-pyłowatymi. Występują one w strefie niecki szczecińskiej. Przewiercono je w otworach: 40, 27, 36, 35 i 34. Ich miąższość wynosi od 3,7 m w Kopicach (otw. 35) do 31,0 m w Stepnicy (otw. 40). W otworach tych charakteryzują je następujące wartości współczynników petrograficznych: O/K — 0,56 i 0,76; K/W — 1,85–1,43; A/B — 0,53 i 0,74 (Ruszała, 1981a). Są to wartości charakterystyczne dla glin typu Glinno (T4) (Krzyszowski i in., 2007; Krzyszowski, 2010).

**P i a s k i i m u ł k i p i a s z c z y s t e j e z i o r n o - l o d o w c o w e .** Osady te powstały w schyłkowym okresie zlodowacenia Odry w zagłębieniach będących rozcięciami erozyjnymi, które utworzyły wody subglacjalne. Wypełnienia tego typu zbiorników stwierdzono w rejonie Zielonczyna (otw. 42), Żarnówka (otw. 37) i na Półwyspie Rów (otw. 2). Szare mułki piaszczyste z przewarstwieniami mułków piaszczysto-ilastych o miąższości 17,7 m, przykryte glinami zwałowymi, nawiercono w otworze 37 na wysokości 58,5 m p.p.m. Zbiornik w rejonie Zielonczyna został wypełniony serią jednorodnych kwarcowych piasków drobnoziarnistych o miąższości 31,7 m. W jej stropie występuje 20-centymetrowa warstwa ilów warwowych. Utwory te znajdują się tu na wysokości 70,8–102,7 m p.p.m. (Ciuk, 1980). Ich wykształcenie wskazuje na stosunkowo szybkie wypełnienie zbiornika przez osady przyniesione przez rzekę lodowcową. Nie były one znane Ruszale (1981b), która opierając się na błędnym opisie nierzedzeniowanego otworu 41 wydzieliła na tej wysokości utwory miocenu dolnego.

## Interglacjał lubawski

Żwiry, piaski i głązy rezydualne o miąższości 5,0 m przewiercono w okolicy Łąki (otw. 27). Rozdzielają one gliny zwałowe zlodowacenia Odry i Warty na wysokości około 53 m p.p.m. W przypadku takiego położenia rezyduów nie można wykluczyć, że w rzeczywistości są to utwory wodnolodowcowe z fazy kataglacialnej starszego zlodowacenia lub anaglacialnej młodszego. Ruszała (1981a) do lubawskiego (wówczas interglacjału pilickiego) zaliczyła 2-metrową warstwę żwirów nawierconą w Kopicach (otw. 35) na wysokości 112,0 m p.p.m. Była to kwalifikacja uprawniona ponieważ głębiej zalegają dwa pokłady glin zwałowych rozdzielone serią osadów zastoiskowych i najprościej było uznać, że reprezentują one zlodowacenie Odry i Sanu 1. Przeprowadzona analiza geologiczno-geomorfologiczna skłania do innego rozwiązania. Opisywane żwiry zalegają w głębokim (ok. 65 m) rozcięciu glin zwałowych zlodowacenia Odry. Rozcięcie to, gdyby egzystowało po stopieniu się lądolodu w zlodowaceniu Odry, powinno zostać wypełnione osadami zastoiskowymi, jeziornymi i ewentualnie rzecznyymi, tak jak sąsiednie w Zielonczynie (otw. 41, 42). Jest ono wypełnione glinami zwałowymi, zatem trzeba mu przypisać genezę subglacialną. Dyskusyjne żwiry nie mogą być interglacialnymi osadami rzecznyymi, bowiem na Pomorzu Zachodnim nie ma i nie było w interglacjałach warunków dla wysoko energetycznych rzek transportujących żwiry. Mogła je transportować tylko rzeka lodowcowa. Dodać należy, że osadów interglacjału lubawskiego w tak głębokim położeniu nie stwierdzono na obszarach sąsiednich arkuszy, Nowe Warpno (Chmal, Karbowniczak, 2013a) i Tanowo (Chmal, Karbowniczak, 2013b). Przyjęto zatem, że omawiane żwiry stanowią integralną część kompleksu glin zwałowych zlodowacenia Odry. Ich akumulacja zachodziła w tunelu inglacialnym. Nie są one zapisem okresu interglacialnego.

## Zlodowacenie Warty

### Stadiał dolny

Gliny zwałowe. Przewiercono je w otworach: 2, 4, 27, 34, 35, 37 i 40. Są to gliny szare, szaro-brązowe lub ciemnoszare, piaszczysto-pyłowate. Położone są one na różnej wysokości od około 19 do 70 m p.p.m., a ich maksymalna miąższość wynosi 47,0 m (otw. 28). Charakteryzują je następujące średnie wartości współczynników petrograficznych: O/K—1,11; K/W—1,00; A/B—1,10 (otw. 37) (Ruszała, 1981a). Są to wartości charakterystyczne dla glin typu Marwice (T5) (Krzyszowski i in., 2007; Krzyszowski, 2010).

### Interstadiał

Głązy i żwiry rezydualne powstały z rozmycia poziomu glin zwałowych stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Przewiercono je na wysokości: około 15,0 m n.p.m. w okolicach Łąki (otw. 27), 21,0 m n.p.m. w Wiejkówku (otw. 18), 29,2 m n.p.m. w Wiejkowie (otw. 12), 38,0 m n.p.m. w Czarnocinie (otw. 34). W otworze 18 leżą one bezpośrednio na skałach kredy. Omawiane osady

składają się z gładów, gładzików i żwirów krystalicznych skał skandynawskich. Ich miąższość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do 4,5 m (otw. 34).

#### Stadiał środkowy

Mułki, mułki piaszczyste i piaski zastoiskowe. Szare i brązowo-szare mułki o miąższości 3,0–25,0 m występują w północnej części obszaru na wysokości 27,0–47,1 m p.p.m. (otw. 2, 4, 5, 14). W profilu otworu 4, na wysokości 36,6 m p.p.m. stwierdzono mułki piaszczyste szaro-brunatne oraz szare, drobnoziarniste piaski kwarcowe z okruchami nieoznaczonych muszli o miąższości 25,0 m. Za Sochan (1975) zaliczono kompleks tych osadów do zastoiskowych z fazy anaglacjalnej lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe były akumulowane w czasie transgresji lądolodu. Ich miąższość jest zmienna i nie przekracza 35,0 (otw. 8). Stwierdzono je w profilach otworów w rejonie Zielonczyna (otw. 42), Żarnówka (otw. 37) i Jagniątkowa (otw. 8). Najwyżej ich strop znajduje się na wysokości 14,8 m p.p.m. (otw. 8), a najniżej 49,5 m p.p.m. (otw. 42).

Gliny zwałowe stwierdzono w profilach wielu otworów na wysokości od 10,1 m p.p.m. (otw. 4) do 3,0 m n.p.m. (otw. 31). W Gąsierzynie mają one miąższość 30,0 m (otw. 38) a w Kopicach 60,6 m (otw. 35). W północnej części występują one bezpośrednio na osadach kredy i osiągają miąższość 26,5 m (otw. 2). Są to przeważnie gliny ciemnoszare, brunatnoszare, lub szare z zielonym odcieniem. Miejscami występują w nich porwaki ilów, prawdopodobnie paleogeńskich (otw. 31), a na wyspie Wolin porwaki skał kredowych (Aleksandrowicz, 1966). Wyniki badań litologiczno-petrograficznych glin zwałowych (otw.: 25, 31, 35, 37, 40) wykazały bardzo duże zróżnicowanie wartości współczynników petrograficznych. W otworze 37 średnie wartości współczynników petrograficznych glin zwałowych są następujące: O/K–0,55, K/W–1,92, A/B–0,54. Średni udział skał lokalnych wynosi 21,2%, skał krystalicznych — 44,4% i wapieni paleozoicznych — 26,8% (Ruszała, 1981a). Są to wartości odmienne od referencyjnych opracowanych dla Pomorza Zachodniego przez Krzyszkowskiego (2010). Niewiarowski i Sinkiewicz (Praca zbiorowa, 1978) uznali te gliny za dolny poziom lodowcowy zlodowaceń północnopolskich, co nie zostało zaakceptowane przez Ruszałę (1981a). Na podstawie analizy paleogeograficznej przeprowadzonej na większym obszarze potwierdzono wniosek tej autorki, że należą one do wyższego poziomu lodowcowego zlodowacenia Warty.

Piaski wodnolodowcowe. Warstwa szarych, piasków drobnoziarnistych akumulowanych w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Warty, o miąższości nie przekraczającej 3 m (otw. 27) znajduje się w środkowej części obszaru na wysokości od 1,1 m p.p.m. do 4,8 m n.p.m. (otw. 24 i 27). Występują one też w lokalnym obniżeniu w rejonie Wiejkowa na wysokości 13,0–16,6 m p.p.m. i osiągają miąższość 14 m (otw. 14). Zalegają one pomiędzy glinami zwałowymi zlodowacenia Warty i Wisły oraz pod osadami zastoiskowymi zlodowacenia Wisły. Ta pozycja przesądza o zakwalifikowaniu ich do kompleksu środkowopolskiego.

## Interglacjał eemski

Głazy i żwiry rezydualne. W Kopicach (otw. 35) na wysokości 20,2–20,6 m p.p.m. przewiercono pokład bruku morenowego zbudowany ze żwirów i głazów skał krystalicznych o średnicy dochodzącej do 15 cm. Rozdziela on wyżej leżące gliny zwałowe o miąższości 14,9 m od zalegającego głębiej kompleksu glin zwałowych o łącznej miąższości 97,1 m. Z regionalnej analizy profili stratygraficznych wynika, że reprezentuje on epizod rozmycia stropowej partii glin zwałowych zlodowacenia Warty odpowiadający okresowi interglacjału eemskiego.

Gytie, mułki i piaski jeziorno-rzeczne. Osady, które występują w otworze 42 (Goleniów IG 2) koło Zielonczyna na wysokości 16,9–49,5 m p.p.m. uznano za eemskie. Nie jest to kwalifikacja jednoznaczna ponieważ w otworze tym, mimo że przewiercono 146,6 m osadów czwartorzędowych, nie natrafiono na ani jeden poziom glin zwałowych. Reprezentuje go siedem serii osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Tylko na wysokości 70,5 m p.p.m. znajduje się 10-centymetrowa warstwa żwirów grubookruchowych odpowiadających poziomowi interstadiału, który rozdziela osady stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty. Profil litologiczny dolnej części osadów interglacjału eemskiego według opisu Ciuka (1980) przedstawia się następująco (w m p.p.m.):

35,7–38,5 — gytie ilaste, ciemnoszarobrunatne

38,5–38,9 — mułki ilaste, ciemnoszaro-oliwkowe ( $\text{HCl}^+$ )

38,9–43,5 — piaski kwarcowe szare drobno- i średnioziarniste, nieco zaglinione ( $\text{HCl}^-$ )

43,5–44,5 — łupki ilaste, ciemnoszarozielone

44,5–49,3 — gytie mułkowate organodetrytyczne ciemnoszarobrunatne ( $\text{HCl}^-$ ).

Nie ma wątpliwości, że jest to profil osadów interglacjałnych powstałych w jeziorze zaraśającym (detrytus roślinny) z bogatym planktonem (gytie), przejściowo spływającym się (piaski). Kompleks ten jest na tyle silnie wzbogacony w substancję organiczną, że w opisie nierdzeniowanego pobliskiego otworu 41 bryłki gytii i mułków uznano za mioceniński węgiel brunatny.

Ponad górną warstwę gytii występuje 14,5-metrowa seria szarych piasków drobnoziarnistych, bezwęglanowych, a powyżej nich 4,5-metrowy kompleks mułków ilastych i łupków ciemnoszaro-oliwkowych i ciemnooliwkowo-brązowych, również bezwęglanowych (Ciuk, 1980). Zmiana sedymentacji z organogenicznej na piaszczystą wynikała ze zwiększonej dostawy do zbiornika materiału rzecznoego, być może dostarczanego przez Praodrę. W zbiorniku musiało podnosić się synsedymacyjnie lustro wody a on sam stał się przepływowy. Można to wytłumaczyć procesami eustatycznymi związanymi z transgresją morza eemskiego, która skutkowała podniesieniem się poziomu wód podziemnych w regionie pobraża. Wody morskie nie wtargnęły jednak do zbiornika zielonczyńskiego. Był on izolowany od morza wałami morenowymi. Fauna mięczaków morskich znana jest z klifu na wyspie Wolin (stanowisko Świętoustje), ale występuje ona na złożu wtórnym w morenie spiętrzonych (Borówko i in., 1999a).

Strop interglacjału eemskiego w otworach 41 i 42 znajduje się na wysokości około 17,0 m p.p.m. Na Pojezierzu Iławskim i w dolinie dolnej Wisły osady morskie i jeziorno-morskie interglacjału eemskiego występują na wysokości 7,5 m p.p.m. (Makowska, 1984). Różnica tych poziomów zapewne odzwierciedla odmienne tendencje pionowych ruchów neotektonicznych. W niecce szczecińskiej są to ruchy obniżające.

Górna, piaszczysto-mułkowa, partia osadów, uznana w opracowaniu za powstałą w interglacjału eemskim, być może tworzyła się w stadiale dolnym zlodowacenia Wisły, ale z pewnością nie są to osady zastoiskowe z fazy transgresji lądolodu w stadiale górnym tego zlodowacenia. Tego typu utwory na obszarze arkusza Racimierz znajdują się w wyższym poziomie.

### Zlodowacenia północnopolskie

#### Zlodowacenie Wisły

##### Stadiał górny

Iły, mułki, mułki ilaste i piaski zastoiskowe były akumulowane w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły. Stwierdzono je w kilku profilach otworów wiertniczych (otw.: 11, 12, 17, 18, 42). W czasie prac terenowych, pomiędzy Siniechowem a Łąką, pod osadami moreny supraglacialnej i dennej, na wysokości 10,0–12,0 m n.p.m., występują szare mułki ilaste przewarstwione piaskami pyłowatymi. Ich miąższość w profilach sond wiertniczych przekracza 8,5 m (nieprzewierczone). W okolicy Wiejkowa na wysokości około 12–15 m p.p.m., pod piaszczystymi osadami wodnolodowcowymi akumulowanymi w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły, występuje około 3–5-metrowa warstwa mułków (otw. 11, 12). Te same mułki w podobnym położeniu występują w okolicach Wiejkówka (otw. 18). Iły pod glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły występują w okolicach Mierzęcina na wysokości 15,3 m p.p.m. Warstwa szarych iłów o miąższości 1 m zalega tam na marglach kredy górnej (otw. 21). Osady zastoiskowe odsłaniają się na powierzchni terenu w krawędzi wysoczyzny morenowej w okolicy Zagórza. W okolicy Zielonczyna w otworze 42, na wysokości 8,0 m p.p.m., pomiędzy osadami wodnolodowcowymi z okresu zlodowacenia Wisły, a mineralno-organogeniczno-chemicznymi osadami akumulowanymi prawdopodobnie w czasie interglacjału eemskiego, występują mułki ilaste i piaszczyste oliwkowoszare oraz szarozółte piaski kwarcowe drobnoziarniste o miąższości 8,9 m. Na podstawie analizy paleogeograficznej, w której wzięto pod uwagę stratygrafię osadów w dnie doliny Odry i położenie utworów zastoiskowych z fazy transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły na stanowiskach nie budzących wątpliwości co do takiej kwalifikacji wiekowej, uznano, że ławice mułków i piasków występujące na wysokości od 8,0 do 16,9 m p.p.m. reprezentują okres anaglacialny zlodowacenia Wisły. Kwarcowość piasków i zupełna bezwęglanowość całego kompleksu osadów w górnej partii profilu sugeruje, że powstały one w zbiorniku zasilanym wyłącznie przez wody lodowcowe.

Piaski, miejscami z wkładkami mułków oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe akumulowane w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły zachowały się

w północnej części omawianego obszaru. Ich wychodnie na powierzchni terenu obserwuje się w skarpie wysoczyzny morenowej w rejonie Zagórze–Skoszewo. Pokrywają je 4-metrowej miąższości gliny zwałowe. Piaski są żółte, drobnoziarniste, miejscami z przewarstwieniami mułków, w spągu piaski są bardziej gruboziarniste z domieszką żwirów drobno- i średniookruchowych. Wśród żwirów duży udział mają żwiry z okresu kredy. W okolicach Zagórze miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi 20,0 m. W pobliżu Wiejkowa na wysokości 3,0 m p.p.m. znajdują się piaski średnioziarniste ze żwirami o miąższości 17,0 m (otw. 17). Występują one w tej części omawianego terenu na glinach zwałowych i piaskach wodnolodowcowych ze zlodowacenia Warty oraz na mułkach zastoiskowych akumulowanych w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły.

Gliny zwałowe z okresu zlodowacenia Wisły są brunatne, rdzawobrunatne, miejscami szare i z reguły są bardziej piaszczyste niż gliny starsze. W otworze 35 w okolicach Kopic na wysokości 5,0 m p.p.m. nawiercono 14,9-metrowy poziom glin zwałowych z dużą zawartością żwirów kredowych. W ich spągu występuje nagromadzenie materiału głazowego. Są to gliny piaszczysto-ilasto-pyłowate. Średnia zawartość frakcji piaszczystej wynosi 30,1%, ilastej — 35,8%, pyłowatej — 29,8%, a żwirowej — 4,3%. Zawartość węglanów wynosi od 12 do 30% w górnej części profilu i 12–16% w części dolnej. Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K — 0,89; K/W — 1,31; A/B — 0,73 (Ruszała, 1981a). Są to wskaźniki raczej typowe dla glin środkowopolskich, choć z analizy całego profilu wynika, że są one niewątpliwie ze zlodowacenia Wisły. Bardziej reprezentatywne wyniki mają gliny zwałowe zlodowacenia Wisły z otworu 24: O/K — 1,54; K/W — 0,73; A/B — 1,40, przy wysokim udziale wapieni paleozoicznych w badanej frakcji żwirowej (Ruszała, 1981a). W klasyfikacji Krzyszkowskiego (2010) byłyby to północnopolskie gliny typu Mętno (T8B). Na wyspie Wolin brunatne gliny zwałowe występujące na powierzchni wzdłuż Dziwny są bardzo piaszczyste, z licznymi przewarstwieniami piasków, odwapnione do głębokości około 1 m. Miąższość ich wynosi od 2 do 5 m. W czasie kartowania geologicznego w kilku profilach sond nawiercono gliny zwałowe na głębokości 7,0–8,0 m pod piaskami jeziorno-morskimi. W północnej części obszaru arkusza, w rejonie Reclawia i Jagniątkowa, gliny zwałowe występują na wysokości około 10 m n.p.m. osiągają miąższość sięgającą 25,0–30,0 m (otw. 7 i 8).

Piaski, żwiry, gliny zwałowe, iły i głazy moren czołowych występują w postaci wałów o rozciągłości równoleżnikowej. W górnych partiach tych form występują gliny brązowo-szare zazębiające się z piaskami lodowcowymi. Główny trzon moren czołowych zbudowany jest z materiału piaszczysto-żwirowego z głazami w górnej części. W profilach sond pod kilkumetrową warstwą piasków ilasto-pyłowatych ze żwirami nawiercono czarne i ciemnoszare iły. W odsłonięciach w Miodowicach widoczne są silnie zaburzone wytopiskowo i glacitektonicznie pakiety żwirów i piasków. Wzgórze w Zielonczynie ma podobną budowę jak wymienione wyżej wały czołowomorenowe. Miąższość osadów czołowomorenowych wynosi ponad 20 m.

P i a s k i i ż w i r y o z ó w . W północno-zachodniej części obszaru arkusza znajduje się oz (wał) zbudowany w spągu z piasków przewarstwionych żwirami, warstwowanych horyzontalnie i przekątnie, a w stropie z piasków. Miąższość tych osadów wynosi około 20 m. W okolicy Rzystnowa typowy oz zbudowany jest z piasków średnio- i gruboziarnistych z domieszką żwirów. Na kontakcie ze zreambulowanym arkuszem Wolin, wzgórze o rozciągłości południkowej za Kurzawą (2013) przedstawiono również jako oz. Inne podobne formy na arkuszu Racimierz przedstawiono jako formy akumulacji szczelinowej.

P i a s k i z e ż w i r a m i i g l i n y z w a ł o w e w s p ł y w a c h a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j . Na obszarze arkusza, we wschodniej jego części, w pobliżu Mierzęcina i Miodowic występują ciągi wzgórz o rozciągłości południkowej o długości osi od około 0,7 do 1,0 km. W spągu występują piaski średnio- i drobnoziarniste ze żwirami, warstwowane horyzontalnie i przekątnie. Ich miąższość na południe od Miodowic dochodzi do 15 m. Piaski przykrywają gliny zwałowe, w których widoczne są struktury spływowe. Miąższość glin jest zmienna i wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do około 4 m.

P i a s k i z p r e w a r s t w i e n i a m i m u ł k ó w i ż w i r ó w o r a z g l i n y z w a ł o w e w s p ł y w a c h k e m ó w . Pagórki kemów budują piaski żółtobrazowe, niekiedy żółte, drobnoziarniste, często pyłowate, z przewarstwieniami żwirów oraz mułków. Miejscami występują w nich gliniaste przemaży. Warstwowanie tych osadów jest poziome i skośne, na ogół zaburzone wytopiskowo. W podłożu tych form znajdują się gliny zwałowe bazalne lądolodu zlodowacenia Wisły. Gliny występujące sporadycznie na stokach kemów mają genezę grawitacyjną. Miąższość osadów budujących kemy jest taka sama jak ich wysokość, od kilku do ponad 23 m (Trawna Góra).

P i a s k i , ż w i r y i g ł a z y l o d o w c o w e t w o r z ą p ł a t y n a p o w i e r z c h n i g l i n z w a ł o w y c h . Piaski są zwykle żółto-brunatne, najczęściej drobnoziarniste, z domieszką frakcji pyłowej, żwirowej i głazowej. Żwirów są różnokruchove, najczęściej słabo obtoczone. Tekstura piasków jest bezładna. Występują w nich przewarstwienia glin spływowych. Na powierzchni zbudowanej z piasków i żwirów lodowcowych występują miejscami, w zwiększonej ilości duże głazy narzutowe (na wschód od Siniechowa). Osady te stanowią morenę supraglacialną, której miąższość jest zmienna i najczęściej wynosi 2–3 m, ale miejscami przekracza 10 m.

P i a s k i , m i e j s c a m i p i a s k i z e ż w i r a m i i m u ł k i w o d n o l o d o w c o w e . Sedymentacja tych osadów miała miejsce w czasie deglacjacji. Zajmują one znaczną powierzchnię kartowanego obszaru, występują na wysokości 7,5–26,5 m n.p.m. W północnej części obszaru arkusza osady wodnolodowcowe wykształcone są głównie jako piaski średnio- i drobnoziarniste, miejscami pyłowate lub nawet mułki, natomiast w części południowej są to piaski średnioziarniste, z domieszką żwirów bardzo drobnoziarnistych. Miąższość tych utworów dochodzi do 22,0 m (otw. 42). W otworze 31 na wysokości 15,0 m n.p.m. przewiercono 12-metrowy kompleks piasków średnioziarnistych, w spągu z materiałem żwirowym. Ruszała (1981a) zaliczyła je do osadów tarasów kemowych. Ani sytuacja



morfologiczna, na którą powołuje się Ruszała, ani tym bardziej cechy strukturalno-teksturalne osadów nie upoważniają do takiej ich genetycznej klasyfikacji.

Osady stanowiące to wydzielenie były akumulowane pierwotnie na martwym lodzie. Proces ten zachodził w subfazie szczecińskiej (Rosenthaler Staffel), której optimum (formowanie się moren czołowych) według Lidtkego (2003) wystąpiło 14 00 lat BP.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe wprowadzono przy północnej (z terenem arkusza Wolin; Kurzawa, 2013) i wschodniej granicy obszaru arkusza (z terenem arkusza Golczewo; Dobracki i in., 2009). Według autorów opracowujących sąsiadujące obszary arkuszy są to piaski w stropie drobnoziarniste, które ku spągowi przechodzą w osady grubszej frakcji z domieszką żwirów. Na obszarze arkusza Golczewo osiągają one 20 m miąższości. Na badanym terenie osady te są interpretowane jako wodnolodowcowe.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe występują w okolicy Siniechowa i miejscowości Domanie na granicy z terenem arkusza Golczewo. Wypełniają one lokalne zagłębienia na powierzchni wysoczyzny. Powstały w warunkach wód stagnujących lub o słabym przepływie w czasie wycofywania się lądolodu. Są to przeważnie mułki ilaste lub ilasto-piaszczyste, piaski pyłowate lub iły. Osady te są bardzo wapniste, szare i ciemnoszare. Ich miąższość nie przekracza 5 m (otw. 24).

Piaski, miejscami z przewarstwieniami mułków i żwirów lodowcowo-jeziorne występują w strefie wybrzeża Zalewu Szczecińskiego, tworzą tarasy położone na wysokości 3,5–7,5 m n.p.m. biegnące wąskim pasem od południowej granicy obszaru arkusza po Skoszewo. Budują go żółto-szare piaski drobnoziarniste, które zawierają przewarstwienia mułków i miejscami żwirów bardzo drobnoookruchowych. Nie ma w nich przewarstwień szczątków organicznych. Ich miąższość nie przekracza 10 m. Powierzchnię tych tarasów uformowały spiętrzone w jeziorze przylodowym wody lodowcowe i rzeki Odry u schyłku zlodowacenia Wisły. Według Liedtkego (2003) przylodowe jezioro na obszarze Zalewu Szczecińskiego istniało w subfazie gryficko-wolińskiej (Velgaster Staffel). Zaczęło się ono tworzyć około 14 000 lat BP a zanikło 13 300 lat BP. Szerzej genezę tych form i osadów wyjaśniono w rozdziale Ukształtowanie powierzchni terenu.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny deluwialne występują miejscami u podnóży zboczy wysoczyzny w okolicach Zagórza lub wypełniają dna suchych dolinek. Brunatno-szare piaski są pyłowate i zawierają smugi humusu. Miejscami osady deluwialne wykształcone są w postaci szarobrazowych glin z wyraźnie widocznym smugowaniem. Ich miąższość jest niewielka i wynosi około 2 m.

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach. Osady te powstały z przewiania materiału piaszczystego akumulacji wodnolodowcowej, lodowcowo-jeziornej, jeziorno-morskiej i lodowcowej. Miąższość piasków eolicznych raczej nie przekracza 5 m. Są one jasnożółte, kwarcowe,

drobno- i średnioziarniste. Piaski drobnoziarniste stanowią ponad 50% składu osadów. Miejscami w obrębie piasków występuje poziom glebowy o miąższości kilku centymetrów. Piaski, które budują wydmy są raczej średnio obtoczone. Miąższość piasków w wydmach uzależniona jest od wysokości form i wynosi 5,0–7,5 m. Największą miąższość, 12,4 m, mają piaski budujące wydmy w Kopicach.

### c. Holocen

Piaski, miejscami piaski z przewarstwieniami mułków i torfów jeziorno-morskie zajmują około 40% lądowej części obszaru arkusza do wysokości 3,5 m n.p.m. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, szare i brunatno-szare, miejscami zawierające niezwęglony detrytus roślinny i przewarstwienia mułków, namułów organicznych i torfów oraz szczątki muszli. W ich spągu w niektórych otworach wiertniczych występują piaski z domieszką żwirów. Osady jeziorno-morskie zalegają na piaszczysto-żwirowych osadach wodnolodowcowych, na glinach zwałowych i na utworach zastoiskowych zlodowacenia Wisły. Ich miąższość wynosi od kilku metrów do 11,7 m (otw. 40). W osadach tych zapisana jest postglacjalna historia rozwoju budowy geologicznej wybrzeża Morza Bałtyckiego w strefie Zalewu Szczecińskiego. Ich stratygrafia na omawianym obszarze arkusza nie została opracowana, można jednak przywołać wyniki badań niemieckich badaczy na stanowiskach zlokalizowanych na wyspie Uznam przy granicy z Polską (Kliewe, Janke, 1978). Na stanowisku Zernin, na wysokości 10,0–15,0 m p.p.m. występują piaski drobnoziarniste z okresu gdy istniało w tym miejscu jezioro ancylusowe. Pokrywa je około 1-metrowa warstwa torfów z fazy regresji jeziora ancylusowego. W sąsiednim odwiercie Kamminke, zlokalizowanym na brzegu Zalewu Szczecińskiego, torfy te występują o 2,0 m wyżej. Przechodzą one w namuły torfiaste i piaski pyłowate znaczące pierwszy etap transgresji morza litorynowego. Miąższość piasków akumulowanych w fazie litorynowej na stanowisku Kamminke wynosi 4,5 m. Po ustąpieniu morza litorynowego doszło do ponownej akumulacji torfów, które zalegają 2,0–3,0 m p.p.m. W fazie postlitorynowej postępowała akumulacja piasków i piasków pyłowatych.

W wyniku przejściowych subatlantyckich transgresji morskich w okresach 2 600–2500 lat BP i 1000–750 lat BP ukształtowały się tarasy na wysokości 1,0 m p.p.m–3,5 m n.p.m. (Rosa, 1987; Rotnicki, 2001). Budują je osady deltowe Odry oraz rozmyte i redyponowane osady inicjalnie wodnolodowcowe. Jedynie procesy abrazji i redypozycji ukształtowały brzeżną część tarasów jeziorno-morskich znajdującą się na wysokości 1,0–3,5 m n.p.m. Stanowi ona mniej niż 10% powierzchni tych tarasów. Ponad 50% ich powierzchni występuje poniżej poziomu morza i stanowi łąd dzięki pokrywie zbudowanej z torfów.

Piaski i mułki rzeczne den dolinnych. Osady te występują w dnach dolin: Gowienicy, jej prawobrzeżnego dopływu Świdnianki oraz dolnego i górnego biegu Woli Strugi i Grzybnicy. Piaski są szare, drobno- i średnioziarniste. Zawierają przewarstwienia ciemnoszarych i brunatno-szarych mułków piaszczystych. Ich miąższość nie przekracza 3 m.

**P i a s k i i m u ł k i j e z i o r n e .** Osady te tworzą tarasy wokół jeziora Ostrowo. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, z domieszką humusu, często zailone, miejscami z wkładkami torfów i mułków szarych lub brunatnych. Ich miąższość na ogół nie przekracza 2 m.

**G y t i e .** Wzdłuż Gowienicy pod torfami występują gytie wapienne, glonowe i drobnodetrytusowe. Osiągają one miąższość 0,3–7,3 m. Gytiom towarzyszą inne organogeniczne utwory jeziorne, jak sapropele i dy. Zostały stwierdzone między innymi pod torfami w profilach sond wykonanych w okolicach jeziora Dołgiego. Miąższość sapropele dochodzi do 1 m a dy do 5 m. Gytie znane są także z dna Zalewu Szczecińskiego (Borówka i in., 1999c). Autorzy Ci opisują profile osadów nawierconych w Zatoce Skoszewskiej, w odległości 2 km od brzegu w Skoszewie. Na wysokości 5,4–3,7 m p.p.m. występują tu torfy turzycowe przechodzące ku stropowi w torfy drzewne a następnie 30 cm gytii detrytusowej, które stanowią strop osadów dennych. W otworze 3/96 (Borówka i in., 1999c) zlokalizowanym pomiędzy Czarnocinem a torem wodnym Szczecin–Świnoujście, na wysokości 8,0 m p.p.m. występuje 2-metrowy pokład gytii organicznych, przykryty 3-metrową warstwą gytii piaszczystych. W ich podłożu zalega cienka warstwa torfów.

**P i a s k i h u m u s o w e z p r z e w a r s t w i e n i a m i m u ł k ó w z a g ł ę b i e ń b e z o d p ł y w o w y c h i o k r e s o w o p r z e p ł y w o w y c h .** Utworzyły się one w zagłębieniach terenu powstałych na osadach jeziorno-morskich, w dnach dolin oraz na powierzchniach terenu zbudowanych z osadów wodnolodowcowych i lodowcowych. Są to brunatno-szare piaski drobnoziarniste, bądź pyłowate, zawierające przewarstwienia ciemnoszarych mułków i częściowo rozłożoną substancję organiczną. Ich miąższość na ogół nie przekracza 2 m.

**T o r f y .** Największe powierzchnie zajmują torfy niskie występujące na powierzchni tarasów jeziorno-morskich, w obrzeżeniu Zalewu Szczecińskiego. Ich spąg znajduje się 1–5 m p.p.m. Do czasu wybudowania wałów ochronnych przy wyższych stanach wód w Zalewie były one okresowo zalewane. Obecnie takie zalewy zdarzają się w Zatoce Skoszewskiej. W Zalewie Szczecińskim występują torfy drzewno-turzycowe, górne na wysokości 3,7–5,5 m p.p.m. i dolne — 10,0–10,3 m p.p.m. Te drugie są silnie rozłożone. Ruszała (1981a) opisuje, że złoża w tzw. Basenie Czarnocińskim mają charakterystyczny profil stratygraficzny. W spągu występuje około 0,5-metrowa warstwa torfów leśnych, na których zalegają torfy bagienne. W okolicy Gąsierzyna na powierzchni występują torfy trzcinowe, trzcinowo-turzycowe i turzycowe. Niższe torfy najczęściej są drzewne. Złoże torfów Gąsierzyno ma miąższość do 5,5 m, średnio 2,2 m. W pobliżu Żarnowa występują torfy mszysto-turzycowe a w dolinie Starej Strugi i Gowienicy przeważają torfy leśne. Torfowiska typu niskiego występują ponadto na półwyspie Rów. W wielu miejscach miąższość torfów nie przekracza 1,5 m, podścielają je wtedy: gytie (w małej dolince — dopływie Świdnianki); piaski i mułki jeziorne, piaski humusowe z przewarstwieniami mułków zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych oraz piaski i mułki den dolinnych (w północno-zachodniej części

obszaru arkusza). Opisywane torfy występują również na piaskach, miejscami piaskach i żwirach wodnolodowcowych, piaskach, żwirach i głazach lodowcowych i glinach zwałowych zlodowacenia Wisły. Na południe od Miodowic i w południowej części doliny Grzybnicy torfy przejściowe związane są z zarastającymi zbiornikami okresowo przepływowymi. Występują one tutaj na gytiach. Są to torfy turzycowe lub wełniankowo-sfagnowe. W spągu miejscami występują zespoły torfowisk niskich. Ich miąższość waha się od 0,4 do 2,6 m. Torfy wysokie, o miąższości dochodzącej do 6,0 m, znajdują się na niewielkich obszarach zarastających lub zarośniętych jezior w okolicach Miodowic i na wschód od Zielonczyna. Są to torfy sfagnowe lub sfagnowe z domieszką turzyc.

## B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na obszarze arkusza Racimierz występują dwie jednostki strukturalne pierwszego rzędu, wał pomorski i niecka szczecińska. Dadlez (1980) przyjął, że rozdziela je umownie podkenozoiczna granica między kredą dolną a górną. Na obszarze arkusza została poprowadzona wzdłuż wychodni osadów kredy górnej na powierzchni podczwartorzędowej, wzdłuż linii Miodowice–Wolin. Wał pomorski zajmuje północno-wschodnią część obszaru arkusza. Pozostała część lądowa, jak i cały obszar Zalewu Szczecińskiego należą do niecki szczecińskiej. W zachodniej części wału pomorskiego Dadlez (1970, 1980) wydzielił dwie jednostki drugorzędne, blok Wolina i blok Gryfic, rozdzielone południkowo przebiegającą strefą dyslokacji Kamienia Pomorskiego (powstała w głębokim podłożu jeszcze w paleozoiku). Wcześniej Jaskowiak (1961) w tej strefie wału pomorskiego wydzieliła dwie trzeciorzędne jednostki strukturalne o przebiegu SE–NW odzwierciedlające alpejską tektogenezę fałdową: synklinę Przybiernowa i antyklinę Zagórza. Dla tej ostatniej przyjęto za Dadlezem (1974a) nazwę bardziej regionalną — antyklina Reclawia. W obrębie niecki szczecińskiej Jaskowiak (1961) wydzieliła synklinę Stepnicy, antyklinę Maszewa i synklinę Chociwel–Drawno.

Tektonika fałdowa w niecce szczecińskiej doprowadziła według Kurzawy (1999) do utworzenia układu brachysynklin i brachyantyklin, które nazywa odmiennie niż Jaskowiak (1961): brachysynklina Stepnicy, brachyantyklina Zielonczyna, synklina Gowienicy, brachyantyklina Przybiernowa (w strefie dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko). Alpejska tektonika fałdowa istotnie zaburzyła sedymenty kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. Przykrywający go kompleks osadów paleogeńskich ma charakter pokrywowy i jest w niewielkim stopniu sfałdowany wielkopromiennie. Utwory paleogenu w pierwotnym wykształceniu zachowały się w strefach przegubowych synklin. Na obszarze antykliny Reclawia zostały całkowicie zdenudowane a w obrębie grzbietu antykliny Maszewa występują w postaci silnie zredukowanej.

Tektonika solna na obszarze arkusza Racimierz i sąsiednich arkuszy Golczewo i Police, wyraża się złożoną z wielu elementów strukturą solną Goleniowa. Na arkuszu Racimierz jest to słup, nazwany

przez Dadleza (1974a) słupem Goleniowa, a przez Kurzawę (1999) strukturą salinarną Zielonczyna. Słup solny Goleniowa ma wysokość względną przekraczającą 2947 m. Jego wykształcenie nie wpłynęło szerzej na ukształtowanie nadkładu, w przeciwieństwie do poduszki solnej Nowego Warpna (obszar arkuszy Nowe Warpno i Tanowo), dzięki której powstała struktura antyklinalna zaznaczająca się nawet na powierzchni podczwartorzędowej a miąższość soli w tej poduszce wynosi tylko 1280 m (Dadlez, 1974a). Według Jaskowiak-Schoeneichowej (1976b) wysad w okolicy Zielonczyna uformował się w ciągu kredy górnej po mastrycht włącznie.

Rekonstrukcja pierwotnych układów synklinalnych i antyklinalnych jest utrudniona ponieważ są one rozczłonkowane uskokami wyodrębniającymi lokalne zręby i rowy tektoniczne. Wydzielone antykliny zasługują na określenie ich terminem horstantykliny. Najbardziej ogólnym wyrazem tektoniki uskokowej na obszarze arkusza jest dwustopniowa dyslokacja utworów paleogenu i kompleksu permo-mezozoicznego między południowym skrzydłem wału pomorskiego a dnem niecki szczecińskiej. Z porównania pozycji spągu osadów oligocenu dolnego w otworach 24 i 41 wynika, że amplituda tej dyslokacji wynosi 325 m. Zrzut stropu osadów mastrychtu między otworami 37 i 41, oddalonymi od siebie tylko o 2,2 km, osiąga 317,0 m. Porównanie z kolei położenia stropu osadów mastrychtu (154 m p.p.m.) w otworze Trzebież 2T (IG 128398), zlokalizowanym na obszarze arkusza Tanowo w odległości 1,5 km na zachód od południowo-zachodniej granicy arkusza Racimierz, z wysokością stropu tych osadów w otworze 41 (449,5 m p.p.m.) pozwala wysunąć wniosek, że w rejonie Zielonczyna znajduje się nie opisany wcześniej rów tektoniczny rozciągający się w stronę Zalewu Szczecińskiego. Prawdopodobnie zaczął się on tworzyć synsedymencie w oligocenie dolnym, jednak z analizy zróżnicowania miąższości osadów tego piętra wynika, że zasadniczy zrzut (około 150 m) nastąpił później. W dnie rowu Zielonczyna zaznaczono uskok przypuszczalny, ponieważ do końca nie jest oczywiste, że dociera on do powierzchni podczwartorzędowej. Na jego istnienie zwrócił uwagę Ciuk (1983) opisując profil pełnordzeniowanego otworu 42 (Goleniów IG 2) w odniesieniu do profilu niepełnordzeniowego otworu 41 (Goleniów IG 1) oddalonego zaledwie o około 70 m. Położenie stropu powierzchni górnokredowej wykazuje w obu otworach różnicę 40,0 m, przy czym w otworze 42 strop tych utworów budują skały kampanu, a w otworze 41 — skały mastrychtu. W profilu otworu 42 stwierdzono występowanie osadów morskich paleocenu dolnego (montu), których brak w profilu otworu 41, natomiast w otworze 42 nie ma środkowo- i górnopaleoceńskiego węgla brunatnego, który występuje w otworze 41. Ponadto Ciuk (1983) zwrócił uwagę, że wszystkie osady paleogeńskie i kredy w profilu otworu 42 są w znacznym stopniu spękane, a upady dochodzą do 80°. Kąty upadu warstw w rdzeniowanych odcinkach osadów paleogeńskich w otworze 41 wahają się w granicach 22–42°.

Liczne uskoki występują w obrębie antykliny Reclawia. Od południowego zachodu ogranicza ją uskoki należący do strefy dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko (Dadlez, 1980). Od północy ogranicza ją uskoki Reclawia biegnący od Zalewu Szczecińskiego (w północno-zachodnim narożu obszaru arkusza

Racimierz) w kierunku ENE, już na terenie arkusza Wolin (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1969). Uskok ten rozdziela osady jury tworzące jądro antykliny od osadów kredy (kredy górnej). Między otworami 24 i 18 wydzielono zrąb zbudowany z utworów kredy górnej (turonu) i kredy dolnej (prawdopodobnie hoterywu łącznie z walanżynem). Dźwignięcie tego elementu w stosunku do jednostek sąsiednich oszacowano na około 130 m. Uskoki o przebiegu zbliżonym do NW–SE i prostopadłe do tego kierunku zaczęły się tworzyć pod koniec kredy górnej, gdy nastąpiło stadium inwersji procesów tektonicznych i rozpoczęło się piętrzenie wału pomorskiego. Natomiast uskoki o przebiegu południkowym, w tym szczególnie ograniczające strefę dyslokacyjną Kamienia Pomorskiego, są uskoki odmłodzonymi, generacji waryscyjskiej (Dadlez, 1970).

Dyslokacja utworów jury górnej między antykliną Reclawia a synkliną Stepnicy wynosi około 575 m a utworów kredy górnej około 450 m. Dane te odzwierciedlają tylko lokalne efekty połączonych ruchów epejrogenicznych, fałdowych i uskokowych. Nie są one w pełni miarodajne bowiem odnoszą się do otworu 41, który jako jedyny reprezentuje głębokie podłoże synkliny Stepnicy. Porównując położenie osadów kredy górnej (spągu turonu) między antykliną Reclawia a synkliną Tanowa (obszar arkusza Tanowo) różnica wysokości stropu tych osadów wynosi ponad 1470 m. Istnieje ogólna zgodność, że obniżanie się rejonu niecki szczecińskiej względem wału pomorskiego zachodziło nadal w czwartorzędzie i zachodzi współcześnie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976b). Kurzawa (1999) uważa, że w plejstocenie nadal rosła wysokość antyklin w obrębie niecki szczecińskiej w wyniku przepływów soli cechsztyńskich. Ma tego dowodzić mała miąższość osadów lodowcowych i mniejsza ilość poziomów glin zwałowych na grzbietach tych antyklin. Autor ten rolę neotektoniki w kształtowaniu się kompleksu plejstocenijskiego omówił w wielu publikacjach (Kurzawa, 1999, 2002, 2003, 2004).

W plejstocenie i wczesnym holocenie na omawianym obszarze zachodziły pionowe ruchy glaciostatyczne, ale nakładały się na nie również ruchy o genezie epejrogenicznej. Wpływ tych drugich możemy ocenić porównując położenie powierzchni tarasów morskich z okresu maksimum transgresji litorynowej (5500 lat BP) na środkowym wybrzeżu Morza Bałtyckiego (np. 3,0 m n.p.m. w otoczeniu Jeziora Łebskiego) z położeniem tych tarasów w obrębie Zalewu Szczecińskiego (2,0 m p.p.m.). Ruchy glaciostatyczne zaniknęły około 5000 lat BP (Kolp, 1976, 1979, 1982). Zatem możemy wyliczyć, że w okresie subborealnym i subatlantyckim tempo obniżania się dna Zalewu i przyległych tarasów jeziorno-morskich wynosiło około 1 mm na rok.

Powierzchnię podczwartorzędową w strefie antykliny Reclawia budują iłowce, wapienie i mułowce jury górnej (wołgu), które znajdują się na wysokości 34,0–39,0 m p.p.m. a jej skłon stanowią piaskowce, piaski, iłowce, margle, mułki i mułowce kredy dolnej — 4,3–51,8 m p.p.m. Wapienie i margle kredy górnej, od turonu po mastrycht, stanowią powierzchnię podczwartorzędową w pozostałej części wału pomorskiego. W niecce szczecińskiej powierzchnia podczwartorzędowa występuje na głębokości od około 10 do 140 m p.p.m. We wschodniej części obszaru, w okolicy Domani, na

wysokości około 10 m p.p.m. na powierzchni podczwartorzędowej odsłaniają się iłowce paleocenu dolnego. Na południowym stoku wału pomorskiego, pomiędzy Żarnówkiem a Siniechowem, powierzchnię podczwartorzędową budują iłowce formacji rupelskiej, które znajdują się na wysokości 10–70 m p.p.m., piaski z węglem brunatnym formacji tanowskiej — 70–100 m p.p.m. oraz piaski glaukonitowe formacji szczecińskiej — 100 m p.p.m. W synklinie Stepnicy na powierzchni podczwartorzędowej, która obniża się do około 140 m p.p.m., występują iłowce formacji rupelskiej.

Pod względem genetycznym rzeźba podłoża czwartorzędu ma charakter strukturalno-denudacyjny, co dla sąsiednich obszarów zauważyła Kopczyńska-Żandarska (1970). Główny próg morfologiczny, o wysokości 100 m, rozgraniczający synklinę Chociwel–Drawno i antyklinę Reclawia a tym samym nieckę szczecińską i wał pomorski ma założenia fleksuralno-uskokowe. Jest to element rzeźby, który ukształtował się w pliocenie. Jego przedproże, rozciągające się w strefie synkliny Stepnicy, na sąsiednich obszarach arkuszy Nowe Warpno, Tanowo i Police nosi lokalną nazwę obniżenie Trzebieży. Uwzględniając ukształtowanie podłoża czwartorzędu na arkuszu Racimierz należałoby przyjąć nazwę rów w rejonie Trzebieży–Zielonczyna. Forma ta została pogłębiona subglacjalnie przez wody lodowcowe w okresie zlodowacenia Sanu 1.

W strefie antykliny Reclawia występują drugorzędne, typowe progi strukturalne. Ich czoła zbudowane są z utworów kredy dolnej, prawdopodobnie walanżynu łącznie z hoterywem oraz kredy górnej, turonu. Odzwierciedlają one zwiększoną odporność skał tych pięter na wietrzenie i denudację względem osadów jury górnej (wołgu). Jest to częściowo spowodowane zróżnicowaniem litologicznym osadów (piaskowce, wapienie, iłowce, mułowce), ale przede wszystkim większą gęstością spękań, znamiennej dla przegubów antyklin, umożliwiających głębszy postęp wietrzenia. Ostateczne ukształtowanie morfologii powierzchni podczwartorzędowej w strefie wału pomorskiego zawdzięczamy egzaracji lodowcowej i działalności wód lodowcowych, głównie w okresach starszych od zlodowacenia Wisły.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Oдноśnie przedpermickich etapów rozwoju budowy geologicznej obszaru arkusza Racimierz znajdujemy w literaturze i opracowaniach kartograficznych tylko przypuszczenia, że w podłożu permu występują utwory sfałdowane, w jakimś stopniu skonsolidowane, ukształtowane w czasie orogenezy waryscyjskiej lub poprzednich orogenez (Jaskowiak, 1961; Znosko, 1998; Kotański, 1999). Omawiany obszar znajdował się w strefie brzeżnej polskiego basenu czerwonego spągowca. Osady z tego okresu, wykształcone w różnych facjach lądowych, powinny tu potencjalnie występować ponieważ nawiercono je w otworze Trzebież 1 (obszar arkusza Tanowo) i w trzech otworach Międzyzdroje IG (Mikołajewska, Mikołajewski, 1999). W cechszynie nastąpiła transgresja morska (tab. 1), która zapoczątkowała tworzenie się osadów kompleksu permio-mezozoicznego w warunkach płytkiego morza,

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	<p>Torfy — <math>t Q_h</math></p> <p>Piaski humusowe z przewarstwieniami mułków, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — <math>f-li_{ph} Q_h</math></p> <p>Gytie — <math>li_{gy} Q_h</math></p> <p>Piaski i mułki jeziorne — <math>li_{pm} Q_h</math></p> <p>Piaski i mułki rzeczne den dolinnych — <math>f_p Q_h</math></p> <p>Piaski, miejscami piaski z przewarstwieniami mułków i torfów jeziorno-morskie — <math>li-m_p Q_h</math></p>	<p>Akumulacja organiczna przerywana okresami transgresji morskich</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna jeziorna i okresowo rzeczna</p> <p>Akumulacja organiczno-chemiczna</p> <p>Akumulacja mineralna</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Kilka transgresji morskich — uformowanie 3,5-metrowych tarasów jeziorno-morskich</p>
				<p>Piaski eoliczne w wydmach — <math>e_p Q^{\text{w}}</math></p> <p>Piaski eoliczne — <math>e_p Q</math></p> <p>Piaski i gliny deluwialne — <math>d_p Q</math></p>	<p>Akumulacja eoliczna — powstanie wydm i pokryw eolicznych</p> <p>Procesy spłukiwania i stokowe; akumulacja u podstawy i w dolnych załamaniach stoków wysoczyzny oraz u wylotu dolinek denudacyjnych</p>
			Stadiał górny	<p>Piaski, miejscami z przewarstwieniami mułków i żwirów, lodowcowo-jeziorne — <math>g-li_p^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe — <math>b_{im}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe — <math>f-g_{pż}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski, miejscami piaski ze żwirami i mułki wodnolodowcowe — <math>fg_{p2}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski, żwiry i głązy lodowcowe — <math>g_{pż}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski z przewarstwieniami mułków i żwirów oraz gliny zwałowe w spływach kemów — <math>g_{p}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski, żwiry i gliny zwałowe w spływach akumulacji szczelinowej — <math>gs_{pż}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski i żwiry ozów — <math>o_{pż}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski, żwiry, gliny zwałowe, iły i głązy moren czołowych — <math>gc_{pż}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Gliny zwałowe — <math>g_{gzw}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Piaski, miejscami z wkładkami mułków oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe — <math>fg_{p1}^{B3} Q_{p^4}</math></p> <p>Iły, mułki, mułki ilaste i piaski zastoiskowe — <math>b_{im}^{B3} Q_{p^4}</math></p>	<p>Uformowanie przez wody lodowcowe i Odry 3,5–7,5-metrowych tarasów w południowej i wschodniej części wybrzeża Zalewu Szczecińskiego</p> <p>Akumulacja w lokalnych obniżeniach w końcowej fazie recesji lądolodu</p> <p>Zanikanie lądolodu, erozyjna i akumulacyjna działalność wód roztopowych</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa w czasie recesji lądolodu</p> <p>Wytapianie się materiału morenowego — zwałowych utworów piaszczysto-żwirowych z głązami</p> <p>Akumulacja w przetainach lądolodu typu limnoglacialnego</p> <p>Akumulacja w przetainach lądolodu typu wodnolodowcowego</p> <p>Akumulacja w tunelach lodowcowych</p> <p>Wytapianie się materiału morenowego w strefie marginalnej lobu lodowcowego</p> <p>Akumulacja glin zwałowych</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa w czasie transgresji lądolodu</p> <p>Akumulacja w warunkach zastoiskowych na przedpołu w czasie transgresji lądolodu</p>
			Interglacjał eemski	<p>Gytie, mułki i piaski jeziorno-rzeczne — <math>li-f_{gym} Q_{p^{3-4}}</math></p> <p>Głązy i żwiry rezydualne — <math>r_{gż} Q_{p^{3-4}}</math></p>	<p>Akumulacja organiczno-chemiczno-mineralna w lokalnych obniżeniach</p> <p>Erozja, rozmywanie starszych poziomów lodowcowych (glin zwałowych)</p>



C z w a r t o r z ę d	P l i e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadial środkowy	Piaski wodnolodowcowe — $fg Q_p^{W2}$ Gliny zwałowe — $gzw Q_p^{W2}$ Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg pz Q_p^{W2}$ Mułki, mułki piaszczyste i piaski zastoiskowe — $bm Q_p^{W2}$	Akumulacja wodnolodowcowa w czasie deglacjacji  Akumulacja glin zwałowych  Akumulacja wodnolodowcowa w czasie transgresji łądolodu  Akumulacja zastoiskowa na przedpolu transgredującego łądolodu
				Interstadial	Głazy i żwiry rezydualne — $rgz Q_p^{W1-2}$	Erozja, rozmywanie starszych poziomów glin zwałowych
				Stadial dolny	Gliny zwałowe — $gzw Q_p^{W1}$	Akumulacja glin zwałowych
			Interglacial lubawski		Żwiry, piaski i glazy rezydualne — $rz Q_p^L$	Erozja, rozmywanie starszych poziomów glin zwałowych
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry		Piaski i mułki piaszczyste jeziorno-lodowcowe — $li-g pm p Q_p^O$ Gliny zwałowe — $gzw Q_p^O$	Akumulacja jeziorno-lodowcowa w zagłębieniach utworzonych przez wody subglacialne  Akumulacja glin zwałowych Transgresja łądolodu
		Interglacial wielki				Wzmożona denudacja Ruchy epejrogeniczne podnoszące
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu I	Stadial górny		Egzaracja
				Stadial dolny	Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $im b Q_p^{S1}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pz Q_p^{S1}$ Gliny zwałowe — $gzw Q_p^{S1}$	Akumulacja zastoiskowa w czasie deglacjacji  Akumulacja wodnolodowcowa w czasie recesji łądolodu  Akumulacja lodowcowa Erozja i egzaracja lodowcowa Transgresja łądolodu
		Neogen				Denudacja Tektonika uskokuwa
		P a l e o g e n	Oligocen	Oligocen górny		
Oligocen dolny				Iłowce, iły, łupki ilaste, iłowce margliste, mułowce z wkładkami węgla brunatnego, margle, piaski ilaste z glaukonitem oraz syderyty (formacja rupelska) — $ic Ol_1$	Akumulacja osadów w płytkim zbiorniku morskim  Transgresja morza	
Eocen-oligocen	Eocen górny-oligocen dolny			Piaski glaukonitowe z przewarstwieniami żwirów, margli ilastych, iłowców wapnistych i piaszczystych kwarcytowych oraz iłowce i piaski margliste z glaukonitem i syderytami (formacja mosińska dolna) — $pGk E_3-Ol_1$	Akumulacja w warunkach płytkiego morza	
Eocen	Eocen górny			Piaski, piaski glaukonitowe, iłowce z wkładkami węgla brunatnego (formacja pomorska) — $ppGk E_3$	Akumulacja w warunkach płytkiej zatoki morskiej i łądowych (jeziorna)	
	Eocen dolny + eocen środkowy			Piaski, węgiel brunatny, mułowce, mułki, iły i piaski z glaukonitem (formacja tanowska) — $pwbr E_{1+2}$	Akumulacja w warunkach łądowych (jeziorna)	
	Eocen dolny		Mułowce, węgiel brunatny, miejscami iłowce (formacja zielonczyńska) — $mc E_1$ Piaski glaukonitowe (formacja szczecińska) — $pGk E_1$	Akumulacja w warunkach płytkiego morza i w warunkach łądowych (jeziorna)		

Paleogen	Paleocen	Paleocen górny	Piaski i węgiel brunatny (formacja goleniowska) — <sub>p</sub> P <sub>c3</sub>	Akumulacja w warunkach płytkiego morza i w warunkach lądowych (jeziorna)		
		Paleocen środkowy		Regresja morza		
		Paleocen dolny	Wapienie z glaukonitem, margle, piaskowce wapniste, iłowce i piaski (formacja puławska) — <sub>mc</sub> P <sub>c1</sub>	Akumulacja w warunkach płytkiego morza i w warunkach lądowych (jeziorna)		
Kreda	Kreda górna	Mastrycht	Wapienie margliste, margle, mułki piaszczyste z glaukonitem, mułowce margliste i piaskowce — <sub>wme</sub> Cr <sub>m</sub>	— Ruchy epejrogeniczne (faza laramijska) — Akumulacja w warunkach spływającego się zbiornika morskiego		
		Kampan	Wapienie, margle i opoki — <sub>w</sub> Cr <sub>cp</sub>	Akumulacja w obrębie morza szelfowego Stopniowa regresja morza		
		Koniak + Santon	Margle, wapienie margliste i ily margliste — <sub>me</sub> Cr <sub>cn + st</sub>	Inwersja procesów geologicznych, piętrzenie się wału pomorskiego na północy i wzrost tempa akumulacji osadów w pogłębiającym się zbiorniku morskim na południe od niego, początek kształtowania się niecki szczecińskiej		
		Turon	Wapienie margliste, margle, margle ilaste, mułowce, iłowce i piaski — <sub>wme</sub> Cr <sub>t</sub>			
	Kreda dolna		Piaskowce, piaski, iłowce, margle, mułki i mułowce — <sub>pc</sub> Cr <sub>1</sub>	— Transgresja morza —		
Jura	Jura górna	Wołg (tyton)	Wołg górny	Iłowce i mułowce z wkładkami wapieni dolomitycznych i wapieni marglistych, łupki ilaste oraz margle — <sub>ic</sub> J <sub>v3</sub>	Akumulacja osadów w spływającym się zbiorniku morskim (sedymentacja litoralna i szelfowa)	
			Wołg środkowy	Iłowce, łupki ilaste, wapienie, mułowce ilaste i piaski — <sub>icw</sub> J <sub>v2</sub>		
			Wołg dolny			Denudacja
	Jura środkowa	Kimeryd	Oksford	Oksford górny	Wapienie margliste — <sub>wme</sub> J <sub>o3</sub>	Akumulacja osadów w spływającym się zbiorniku morskim (sedymentacja litoralna i szelfowa)
				Oksford środkowy	Mułowce margliste — <sub>mcme</sub> J <sub>o2</sub>	
				Oksford dolny	Piaski i iłowce mułowcowe — <sub>p</sub> J <sub>o1</sub>	
	Jura dolna	Kelowej	Kelowej	Kelowej górny	Iłowce mułowcowe, iłowce z syderytami, mułowce piaszczyste, piaskowce i piaski — <sub>icme</sub> J <sub>cl3</sub>	Transgresja morska i sedymentacja w zbiorniku epikontynentalnym
				Kelowej dolny	Piaski i iłowce — <sub>p</sub> J <sub>cl1</sub>	
		Baton	Baton	Baton górny	Mułki i piaski — <sub>m</sub> J <sub>bt3</sub>	
				Baton środkowy	Iłowce, mułowce piaszczyste i iłowce mułowcowe — <sub>ic</sub> J <sub>bt2</sub>	
				Baton dolny	Iłowce — <sub>ic</sub> J <sub>bt1</sub>	
		Bajos	Bajos	Bajos górny	Piaskowce, piaskowce mułowcowe, piaski, muszłowce, ily i syderyty — <sub>pc</sub> J <sub>bj3</sub>	
	Bajos dolny			Piaskowce, miejscami z syderytami, piaskowce wapniste i piaski — <sub>pc</sub> J <sub>bj1</sub>		
Aalen		Piaskowce mułowcowe, piaski, ily i syderyty — <sub>pmc</sub> J <sub>a</sub>				

J u r a	J u r a d o l n a	Toark	Toark górný	Piaski i ily (warstwy kamieńskie) — $pi J_{to3}$	Denudacja. Powrót do warunków śródlądowych. Ingresja morska		
			Toark dolny	Iłowce i piaskowce, miejscami ze sferysyderytami (warstwy gryfickie) — $ic J_{to1}$			
		Pliensbach	Pliensbach górný	Piaskowce i piaski (warstwy komorowskie) — $pc J_{pl3}$	Kolejne ingresje morskie z krótkotrwałymi okresami lądowymi, akumulacja w warunkach płytkiego morza lub brackiczno-lagunowych		
			Pliensbach dolny	Piaski, iłowce, piaskowce dolomityczne, piaskowce mułowcowe oraz iłowce z wkładkami syderytów i fauną (warstwy lobeskie) — $p J_{pl1}$			
		Symenur	Symenur górný	Piaskowce, miejscami syderyty i iłowce (warstwy radowskie) — $pc J_{s3}$	Akumulacja w warunkach brackiczno-lagunowych lub limnicznych		
			Symenur dolny	Piaskowce, iłowce i syderyty (warstwy mechowskie górne) — $pc J_{s1}$			
		Hetang	Hetang górný	Iłowce, piaskowce i iłowce z syderytami (warstwy mechowskie środkowe) — $ic J_{h3}$	Sedymentacja w zbiorniku o okresowych wpływach morskich		
			Hetang dolny	Piaskowce i iłowce (warstwy mechowskie dolne) — $pc J_{h1}$			
		T r i a s	Trias górný	Retyk	Kajper	Piaskowce i iłowce — $pc T_k$	Denudacja w strefie antykliny Reclawia. Ruchy pionowe związane z uaktywnieniem soli cechsztyńskich. Sedymentacja w warunkach brackiczno-morskich. Regresja morza
			Trias dolny + środkowy				Akumulacja w warunkach subsydencji obszaru
Perm	Perm górný	Cechsztyń		Sole kamienne i sole potasowe, anhydryty, dolomity oraz iłowce — $Na PZ$	Akumulacja w warunkach lagunowych i w zbiornikach zamkniętych Transgresja morska		

przejściowo limnicznych, z kilkoma krótkotrwałymi epizodami denudacyjnymi odpowiadającymi wynurzeniu się obszaru na skutek ruchów epejrogenicznych i tektoniki solnej. W wyniku transgresji morza w cechsztyńskie starsze utwory zostały ścięte i powstała prawierównia, która w świetle danych uzyskanych metodą sejsmiki refleksyjnej rozciąga się obecnie od 4000 m p.p.m. na południu obszaru arkusza do 3500–3000 m p.p.m. na północy (Dadlez, 1980). Utwory cechsztyńskie znane tylko z Zielonczyna, gdzie występują w postaci słupa solnego. Są one wykształcone prawdopodobnie w dwóch, być może trzech niepełnych cyklotemach, jednak ich nie przewiercono.

W triasie obszar arkusza należał do zbiornika środkowopolskiego i podlegał ciągłej, lecz przebiegającej oscylacyjnie subsydencji. Tylko w otworze 11 na wysokości 1721,0 m p.p.m. nawiercono piaskowce i iłowce retyku lecz ich nie przewiercono. Na sąsiednim obszarze arkusza Tanowo osady triasu są kompletnie wykształcone i osiągają około 1453 m miąższości (otw. Trzebież 1).

W jurze postępowała sedymentacja piaskowców, mułowców i iłowców w warunkach brackicznych i płytkiego morza szelfowego. W oksfordzie górnym w bardzo płytkim morzu były akumulowane wapienie.

W kimerydzie omawiany obszar stał się łądem i podlegał denudacji. Ten stan trwał do początku wołgu środkowego. Później nastąpił kolejny płytki zalew morski, który trwał do hoterywu dolnego. Miąższość osadów jury osiągnęła w strefie antykliny Reclawia ponad 1867 m. Na obszarze arkusza Tanowo w otworze Trzebież 1 jest ona trzykrotnie mniejsza, a w otworze Szczecin IG 1 (69082) ponad sześciokrotnie. Różnice te odzwierciedlają dwie prawidłowości. Po pierwsze, miąższość utworów jury rosła w kierunku bruzdy środkowopolskiej, która synsedymacyjnie podlegała znacznie większej subsydencji niż strefa brzeżna (obecnie niecka szczecińska). Po drugie, wymienione otwory z obszaru arkusza Tanowo reprezentują rejony piętrzone halokinetycznie, co skutkowało zmniejszoną akumulacją i przejściowo denudacją, czego nie doświadczył rejon antykliny Reclawia.

W kredzie dolnej (walanżyn i hoteryw) nastąpiła sedymentacja piaskowców, piasków, iłowców, margli, mułków i mułowców w płytkim zbiorniku morskim, najpierw pogłębiającym się a później zanikającym. Sądząc po zróżnicowaniu miąższości utworów kredy dolnej w otworach 11 i 41 można przypuszczać, że wówczas w zasadniczych zarysach powstał słup solny w Zielonczynie, chociaż inicjalne przepływy soli cechsztyńskich do poduszek solnych w strefie obecnej niecki szczecińskiej zaczęły się już w triasie a według Kurzawy (1999) trwały nawet w czwartorzędzie. Od barremu po alb i najstarsze ogniwo kredy górnej — cenoman istnieje luka stratygraficzna. Zastanawiający jest brak osadów cenomanu, które na obszarze arkusza Tanowo występują na wysokości 503,5 (antykлина Nowego Warpna) i 1479,8 m p.p.m. (synklina Tanowa), a w północnej części arkusza Nowe Warpno wychodzą na powierzchnię podczwartorzędową (Chmal, Karbowiczak, 2013a, b). Na całym tym obszarze ich miąższość nie przekracza 56,5 m. Ponieważ są one wykształcone w facjach węglanowych bardzo płytkiego morza, można przypuszczać, że na obszarze arkusza Racimierz albo w ogóle nie doszło do ich sedymentacji lub zostały zdenudowane w wyniku późniejszej tektoniki o genezie epejrogenicznej, na co mogłaby wskazywać ich dyslokacja uskokowa na obszarze arkusza Tanowo i fleksuralna na obszarze arkusza Nowe Warpno. Od turonu do mastrychtu były akumulowane głównie wapień i margle. Na przełomie turonu i koniakum doszło do zasadniczej zmiany procesów geologicznych, którą Dadlez (1980) nazwał stadium inwersji. Mięższe osady zgromadzone w bruzdzie środkowopolskiej w związku z nasiloną tektoniczną tendencją obniżającą zaczęły się piętrzyć, czego efektem było powstanie wału pomorskiego. W strefie brzeżnej tej bruzdy utrzymująca się subsydencja doprowadziła do powstania niecki szczecińskiej. Jaskowiak-Schoeneichowa (1976b) skutki tej przemiany wyraziła obrazowo pisząc, że wielkopromienne fałdy zaznaczające się w utworach przedturońskich są starsze od niecki szczecińskiej.

Paleogen pod względem tektonicznym rozpoczął się intensywnymi ruchami dźwigającymi w strefie wału pomorskiego (drugi etap fazy laramijskiej). Ich rozmiary Dadlez (1980) ocenia na 1,5–2,0 tys. m. Takie też były rozmiary denudacji trwającej dalej w neogenie, która doprowadziła do całkowitego usunięcia osadów kredy i częściowo jury górnej. W paleocenie dolnym w strefie niecki

szczecińskiej w płytkim morzu osadziły się wapienie, margle, piaskowce, iłowce i piaski. Morze to ustąpiło w paleocenie środkowym i brak jest osadów tego piętra. W paleocenie górnym w środowisku jeziorno-bagiennym osadziły się piaski i powstał węgiel brunatny. W eocenie dolnym i środkowym, po początkowej transgresji morskiej zapisanej akumulacją piasków glaukonitowych nastąpił powrót warunków lądowych i akumulacja mułowców, iłowców i utworzenie pokładów węgla brunatnego. W eocenie górnym doszło do kolejnej transgresji morskiej, były akumulowane piaski glaukonitowe. W czasie okresowych regresji miejscami w warunkach lądowych utworzyły się pokłady węgla brunatnego. Pod koniec eocenu doszło do kolejnej transgresji morskiej trwającej przez cały oligocen dolny. W oligocenie dolnym (rupelu) nastąpiła akumulacja serii osadów iłowcowych. Wówczas też zaczął kształtować się rów w okolicy Zielonczyna. Od oligocenu górnego, przez cały neogen istnieje luka stratygraficzna. Oznacza ona okres denudacji i nasilonej tektoniki uskokowej na wale pomorskim, w wyniku której twory kredy (i starsze) zostały zdyslokowane do postaci zrębów. Luka ta przeciąga się na preglacjał i okres najstarszych zlodowaceń.

Kompleks osadów plejstocenijskich zaczął się tworzyć w stadiale dolnym zlodowacenia Sanu 1 w postaci glin zwałowych i kataglacialnych piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz mułków i piasków zastoiskowych. W rejonie Zielonczyna spąg glin zwałowych występuje na wysokości około 138 m p.p.m. Na Pomorzu Zachodnim w Dreżewie znajduje się niżej (179 m p.p.m.) (Racinowski i Sochan, 1981). Tak głębokie zaleganie glin zwałowych świadczy o tym, że w czwartorzędzie nastąpiło tektoniczne obniżanie się rowu w rejonie Zielonczyna–Trzebieży. W pewnym stopniu jego dno zostało dodatkowo pogłębione przez egzarację i działalność wód subglacialnych. Brak jest na obszarze arkusza Racimierz glin zwałowych i utworów im towarzyszących z okresu stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1. Łądolód sięgnął wówczas głęboko po Sudety i Karpaty. Na omawianym obszarze mogła mieć miejsce jedynie egzaracja.

Okres interglacjału wielkiego nie zapisał się żadną sekwencją osadów.

W czasie zlodowaceń środkowopolskich łądolód trzykrotnie wkroczył na omawiany obszar. W zlodowaceniu Odry, w strefie niecki szczecińskiej, zostały osadzone gliny zwałowe o miąższości 10–40 m. Podczas deglacjacji gliny te miejscami zostały rozcięte przez wody lodowcowe, w wyniku czego powstały doliny i zagłębienia bezodpływowe o głębokości 20–30 m. W końcowej fazie deglacjacji zagłębienia te zostały wypełnione piaskami drobnoziarnistymi i mułkami piaszczystymi.

W interglacjale lubawskim doszło do rozmycia stropu glin zwałowych w wyniku czego powstała warstwa piasków, żwirów i głazów rezydualnych.

Stadiał dolny zlodowacenia Warty zaznaczył się tylko akumulacją glin zwałowych o miąższości około 35 m. W ich stropie występują interstadialne osady rezydualne. W stadiale środkowym zlodowacenia Warty na przedpolu łądolodu, w niewielkich, lokalnych zbiornikach były akumulowane mułki zastoiskowe a następnie piaszczysto-żwirowe twory wodnolodowcowe. Transgresja łądolodu,

a następnie jego wytopianie się, spowodowała akumulację glin zwałowych o miąższości około 10 m na wale pomorskim i około 35 m w strefie niecki szczecińskiej. W końcowej fazie tego zlodowacenia zostały one miejscami pokryte piaskami wodnolodowcowymi.

Po całkowitym wytopieniu się ostatniego lądolodu środkowopolskiego w krajobrazie okolic Zielonczyna ukazała się misa zajęta przez stosunkowo płytkie jezioro. W starszej fazie interglacjału eemskiego została ona wypełniona gytiami i mułkami. W interglacjale eemskim w czasie transgresji morskiej poziom wody w tym jeziorze systematycznie podnosił się i było ono równocześnie zasypywane piaskami drobnoziarnistymi, a na koniec wypełnione mułkami. Zbiornik ten był jednak izolowany (nie wkroczyły do niego wody morskie).

W stadiach dolnym i środkowym zlodowacenia Wisły obszar Zalewu Szczecińskiego i jego otoczenia nie był zlodowacony, chociaż według Lindnera (1992) w każdym z tych stadiów lądolód wkroczył w dolinę Dolnej Wisły. Transgresję lądolodu w stadiale górnym zlodowacenia Wisły poprzedziła akumulacja zastoiskowa i wodnolodowcowa. W obniżeniu terenu w rejonie Zielonczyna na osadach interglacjału eemskiego osadziły się zastoiskowe mułki i piaski drobnoziarniste. W środkowej części obszaru występują moreny czołowe, które wyznaczają zasięg krawędzi lądolodu jednego z etapów jego recesji (pośredni etap pomiędzy subfazą szczecińską, zwaną niekiedy Rosenthal-Szczecin, a subfazą gryficką) (Schultz, 1975; Karczewski, 1968). W subfazie szczecińskiej na podłożu martwego lodu uformował się sandr supraglacialny, który obecnie tworzy rozległe równiny wodnolodowcowe wokół Zalewu Szczecińskiego. Równocześnie wytopiła się morena supraglacialna w wyniku czego na glinach zwałowych zaległa piaszczysto-żwirowato-głazowa zagliniona pokrywa, która zajmuje ponad połowę powierzchni północnej części obszaru arkusza. Na wysoczyźnie powstały różne formy akumulacji szczelinowej, ozy i kemy. Niewielkie zagłębienia wytopiskowe wypełniły się utworami zastoiskowymi. Ostatnie oscylacje zasięgu czoła lądolodu zaznaczyły się na wyspie Uznam dwoma ciągami moren czołowych na linii Kaminke–Drager. W literaturze polskiej zasięg ten określa się jako fazę gardzieńską, natomiast w literaturze niemieckiej jako Velgaster Staffel (Liedtke, 1975). Podobnej opinii był Keilhack (1924). Obszar w otoczeniu Zalewu Szczecińskiego stanowił wówczas przyłodowe jezioro zastoiskowe. Wody z tego jeziora przepływały do Zatoki Meklemburskiej pradoliną biegnącą od Małego Zalewu Szczecińskiego (Kleines Haff) wzdłuż dolin rzek Peene–Trebel–Recknitz (Niemcy). W strefie wybrzeża Zalewu Szczecińskiego, gdy jego północna część była jeszcze zajęta przez lód lądolodu, spiętrzone wody lodowcowe i Odry uformowały tarasy na wysokości 3,5–7,5 m n.p.m. Zbudowane są one z piasków z przewarstwieniami żwirów bardzo drobnoookruchowych i mułków (bez domieszek substancji organicznych), którym przypisano genezę lodowcowo-jeziorną.

Rozbieżne są opinie na temat wieku ostatecznego wytopienia się lądolodu na obszarze dzisiejszego Zalewu Szczecińskiego. Nie jest słuszną teza Matkowskiej i Mojskiego (1975) mówiąca, że: „początek zaniku lodu w lobie Odry należy datować na około 15 000 lat BP, natomiast koniec zaniku lodu

martwego w dnie niecki Zalewu nastąpił nie później niż w okresie borealnym, a więc około 8000 lat BP”. Według Kessela i Raukasa (1982) uwalnianie od lodu południowo-wschodniej części Morza Bałtyckiego postępowało w okresie 13200–12700 lat BP. Deglacjacja w strefie zachodnich wybrzeży Morza Bałtyckiego musiała rozpocząć się i zakończyć wcześniej, ponieważ recesja skandynawskiej czapy lądolodowej postępowała na wschód od Półwyspu Jutlandzkiego do Zatoki Ryskiej (Liedtke, 1975; Dołuchanow, 1973). Podobny przedział wiekowy podaje Kliewe (1973). Najważniejsza jednak dla rozwiązania problemów stratygraficznych Zalewu Szczecińskiego i Zatoki Pomorskiej jest praca Kliewego i Langego (1968), w której opisują poziom torfów na wybrzeżu Rugii, znajdujący się na głębokości 9,0 m, datowany na 12101 ±600 lat BP. Jeszcze starszą datę, 14060 ±220 lat BP, dla torfów z dna Morza Bałtyckiego, nawierconych w odległości 10 km na północ od Dziwnowa, podaje Kramarska (1999). Wówczas, czyli w böllingu, Zatoka Pomorska była już wolna od lądolodu. Ostatnio Liedtke (2003) podaje, że deglacjacja rejonu Zatoki Szczecińskiej odbyła się 14100–13300 lat BP. Poziom morza (oceanu światowego) był wtedy według Kolpa (1982) około 70 m, a według Mörnera (1976) o 50–60 m niższy od współczesnego.

W holocenie czynniki eustatyczne, glaciostatyczne i epejrogeniczne spowodowały, że rozwój wybrzeża Zalewu Szczecińskiego przebiegał w kilku etapach — morze yoldiowe, jezioro ancylusowe, morze lityrnowe, regresja subborealna, a następnie laguna morza limnea i jeziorno-morski epizod subatlantycki trwający do dzisiaj.

W okresie preborealnym poziom Morza Bałtyckiego (morze yoldiowe) podniósł się z 40,0 do 22,0 m poniżej współczesnego. Dzięki glaciostatycznemu obniżeniu regionu południowego Bałtyku transgresja ta sięgnęła północnej części wyspy Uznam. W okresie borealnym Morze Bałtyckie przekształciło się w jezioro ancylusowe. Obszar Zalewu Szczecińskiego początkowo był częścią tego jeziora a następnie stał się lądem (Kliewe i Reinhard, 1960). Torfy i namuły torfiaste z tego drugiego okresu występują na wybrzeżu Zalewu w licznych odwiertach na wysokości 7,0–10,0 m p.p.m. Kliewe i Janke (1978) na podstawie datowań radiowęglowych uznali, że torfy te tworzyły się w okresie 9000–7300 lat BP. Proces ten przerwała transgresja lityrnowa.

Transgresja lityrnowa przebiegała w trzech fazach. Kolp (1982) fazę pierwszą datuje na 6960, drugą — 6240, a trzecią — 5500 lat BP. Efektem trzeciego, maksymalnego, etapu transgresji lityrnowej w rejonie Zalewu Szczecińskiego było uformowanie się powierzchni abrazyjno-akumulacyjnej, która tworzy Pomorską Mieliznę (Mieliznę Wolińską) na wysokości około 2 m p.p.m. Zatoka Skoszevska stała się wówczas laguną, której dno rozciągało się na wysokości około 5–6 m p.p.m. (Borówka i in., 1999c). Zaczęła się na nim akumulacja gytii. Takie położenie lityrnowej strefy brzegowej wskazuje na działanie w młodszych okresach holocenu obniżających ruchów neotektonicznych.

W okresie subborealnym, w związku z obniżeniem się poziomu Morza Bałtyckiego o przynajmniej 5 m (Rotnicki, 2001), w dzisiejszej strefie wybrzeża Zalewu Szczecińskiego nastąpiła kolejna faza akumulacji torfów.

W okresie subatlantyckim wystąpiło jeszcze kilka transgresji morskich o genezie eustatycznej, z których najważniejsza odbyła się 2800–2500 lat BP. Rotnicki (2001) sugeruje, że starsza, subborealna transgresja Morza Bałtyckiego osiągnęła poziom 1,5 m n.p.m. około 3500 lat BP. Późniejsze sięgnęły wysokości 0,0–1,0 m n.p.m. Uwzględniając spiętrzenia wody w czasie sztormów zasięg tarasów jeziorno-morskich ustalono na 3,5 m n.p.m.

Z regionalnego wykształcenia i położenia młodoholocentrycznych osadów organogenicznych, przy uwzględnieniu, że tempo ich narastania wynosiło 5 cm na 100 lat (Prusinkiewicz i Noryśkiewicz, 1966), wynika, że zaczęły się one tworzyć na tarasach jeziorno-morskich w czasie subborealnej regresji Morza Bałtyckiego a nadbudowywane były podczas trzech regresji subatlantyckich rozdzielających epizody transgresyjne. Prawdopodobnie podobna jest historia powstania, odmładzania i niszczenia wydmy znajdujących się na tarasach jeziorno-morskich. Według cytowanych wyżej autorów tzw. wydmy żółte zaczęły kształtować się około 1600 lat BP, co odpowiadałoby regresji morza poprzedzającego transgresję sprzed około 1000 lat. W czasie tej transgresji duża wydma paraboliczna między Kopicami a Miłowem została częściowo rozmyta i rozczłonkowana na cztery izolowane części. Wydmy na wyższych powierzchniach genezy wodnolodowcowej i lodowcowo-jeziornej zaczęły się tworzyć już w starszym lub młodszym dryasie. Na obszarach wysoczyznowych jeziora powstałe na miejscu zagłębień bezodpływowych wypełniane były piaskami, mułkami i torfami, tworzyły się pokłady gytii a stoki wysoczyzny morenowej ulegały degradacji, skutkiem czego są występujące u ich podstawy pokrywy osadów deluwialnych.

#### **IV. PODSUMOWANIE**

Reambulacji dokonano po ponad 30 latach od zakończenia opracowania arkusza Racimierz SMGP. W tym czasie przybyły nowe dane z wierceń, zmieniły się poglądy naukowe i zmieniła się terminologia wydziałów geologicznych i geomorfologicznych. Podział stratygraficzny i litologiczny osadów nie tylko plejstocentrycznych i holocentrycznych, ale i starszych pięter został uzupełniony i dostosowany do obowiązującej „Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000” z roku 2004 (Wydanie II uzupełnione). Zmian tych dokonano na podstawie zebranych materiałów wiertniczych, wyników badań geologicznych z obszarów sąsiadujących, bogatej literatury polskiej i niemieckiej przedstawiającej wiele istotnych zagadnień w ujęciu regionalnym. Budowa geologiczna omawianego terenu, zwłaszcza starszych pięter, jest w dalszym ciągu słabo



poznana ze względu na nieliczne głębokie otwory wiertnicze. Przybyło natomiast wyników badań litostratygraficznych glin zwałowych i osadów dennych Zalewu Szczecińskiego, co wykorzystano przy opracowaniu stratygrafii paleogenu, czwartorzędu i rozwoju budowy geologicznej. W porównaniu do opracowania Ruszały (1981a, b) dokonano zasadniczych zmian wydzielen w profilach czwartorzędu, zarówno pod względem genetycznym, jak i wiekowym. Przede wszystkim uznano za błędne wydzielenie osadów jeziornych z okresu interglacjału wielkiego i zmieniono je na utwory zastoiskowe z okresu zlodowacenia Sanu 1 (poniżej wysokości 100 m p.p.m.) i na zastoiskowe ze zlodowacenia Odry (58,5–76,2 m n.p.m.). Dzięki odwierconemu w latach osiemdziesiątych XX w. otworowi 42 (nie znanemu Ruszale) poprawiono przekroje geologiczne, publikowane też wcześniej przez wielu autorów, którzy charakteryzując stratygrafię osadów kenozoicznych w rejonie Zielonczyna opierali się na błędnym opisie profilu nierdzieniowanego otworu 41, w którym występowały, jak się okazało nie istniejące utwory miocenu. Wydzielono natomiast osady interglacjału eemskiego, dotąd nie opisywane na obszarze Pomorza Zachodniego (z wyjątkiem informacji podanej przez Borówkę i innych (1999) mówiącej, że występują one na wtórnym złożu w odsłonięciu klifu wolińskiego w okolicach Świętųjųcia.

Analiza map topograficznych, geologicznych, archiwalnych otworów wiertniczych i własnych sondażowych, wykonanych w czasie prac terenowych przy reambulacji, pozwoliły na wydzielenie nowych jednostek geologiczno-geomorfologicznych z okresu plejstocenu i holocenu. Szczególnie osady lodowcowo-jeziorne budujące tarasy (3,5–7,5 m n.p.m.) mają znaczenie reperowe dla układu stratygrafii późnego plejstocenu i holocenu. Ich pozycja pozwala na określenie zasięgów wyżej leżących osadów wodnolodowcowych i niżej leżących młodoholocenijskich osadów jeziorno-morskich.

Planowane w przyszłości prace geologiczne powinny skoncentrować się na uściśleniu stratygrafii osadów czwartorzędowych. Należy prowadzić w dalszym ciągu badania zróżnicowania petrograficznego glin zwałowych.

Wskazane byłoby wykonanie otworu badawczego w miejscu występowania osadów jeziornych opisanych przez Ciuka (1980, 1983) jako gytie dla potwierdzenia ich eemskiego wieku. Dalszych badań lito- i biostratygraficznych wymagają osady piaszczysto-mułkowe zalegające na tych gytiach, mogą one bowiem reprezentować na przykład stadiał dolny zlodowacenia Wisły.

Dalsze badania powinny polegać przede wszystkim na oznaczeniu wieku bezwzględnego osadów organogenicznych z późnego plejstocenu i holocenu.

Wrocław, 2013

## LITERATURA

- Aleksandrowicz Z., 1966 — Utwory kredowe w krach glacialnych na wyspie Wolin i w okolicy Kamienia Pomorskiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, **35**: 95–102.
- Błaszkiwicz M., Börner A., 2006 — Przebieg i charakter fazy pomorskiej na Pojezierzu Pomorskim (Polska) oraz w Meklemburgii–Pomorzu Przednim (Niemcy). *W: Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża* (red. W. Morawski). 13. Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”: 39–41. Maróz 4–8 września. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Borówka R.K., Gonera P., Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1982 — Origin, age and paleogeographic significance of cover sands in the Wolin end moraine area, North-West Poland. *Quaestiones Geographicae*, **8**: 19–36.
- Borówka R.K., Latałowa M., 2007 — Geology of Dziwna Valley in vicinity of Wolin. *W: Geo-Pomerania*: 66–67. Joint Meeting PTG-DGG, Monday 24<sup>th</sup> to 26<sup>th</sup> September Szczecin. University of Szczecin, Poland.
- Borówka R.K., Makowska A., Cedro B., 1999a — Stanowiska interglacialnych osadów morskich w okolicach Świątoustcia na Wolinie. *W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego* (red. R. K. Borówka, A. Piotrowski, Z. Wiśniowski). 70 Zjazd naukowy Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje 10–12 czerwca. Pol. Tow. Geol., Szczecin: 117–123.
- Borówka R.K., Ruszała M., Dobracka E., Piotrowski A., 1999b — Budowa geologiczna wyspy Wolin. *W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego* (red. R. K. Borówka, A. Piotrowski, Z. Wiśniowski). 70 Zjazd naukowy Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje 10–12 czerwca. Pol. Tow. Geol., Szczecin: 31–41.
- Borówka R.K., Witkowski A., Tomkowiak J., Olas M., Gusar K., Liszkiewicz E., 1999c — Pokrywa osadowa Zalewu Szczecińskiego i basenów przyległych. *W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego* (red. R.K. Borówka, A. Piotrowski, Z. Wiśniowski). 70 Zjazd naukowy Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje 10–12 czerwca. Pol. Tow. Geol., Szczecin: 97–110.
- Börner A., 2006 — Formations of Quaternary Stratigraphy in Poland and Mecklenburg—Vorpommern — a general overview. *W: Living morphotectonics of the European Lowland Area. 1<sup>st</sup> Conference of Mela. Cedynia*, 28–30 sierpnia: 25–37. Poland. PIG, Szczecin.
- Börner A., Błaszkiwicz M., Schütze K., Schiewe M., Dobracki R., Piotrowski A., 2004 — Geotourismskarte der Region Pomerania 1:200 000. Landesamt für Umwelt, Naturschatz und Geologie MV, Umweltministerium Mecklenburg-Vorpommern., Güstrow.
- Bramer H., 1967 — Nowe dane do zagadnienia zastoiska szczecińskiego. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **17**: 25–41.
- Brochwicz-Lewiński W., 1987 — Jura górna. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, 119: 123–130.
- Bryl T., Horn T., 1972 — Ważniejsze problemy budowy geologicznej niecki szczecińskiej w świetle najnowszych wyników prac geologiczno-geofizycznych. *Prz. Geol.*, **20**, 11: 503–509.
- Bülow K., 1922 — Zur Kenntnis der Braunkohlen in der Umgebung Stettins. *Iber. Pommer. Geogr. Ges.*, Bd. **39**.
- Bülow K., 1928 — Beitrag zur Geologie pommerscher Hochmoore. *Abh. Pommersch. Naturforsch. Ges.* **8**.
- Chmal R., Karbowniczak A., 2013a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowe Warpno (151) (wraz z Objasńnieniami) — reambulacja. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.

- Chmal R., Karbowniczak A., 2013b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tanowo (189) (wraz z Objasneniami) — reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–765.
- Ciuk E., 1972 — Twory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **20**, 11: 498–502.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 7–40.
- Ciuk E., 1980 — Karta otworu wiertniczego: Goleniów IG-2. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ciuk E., 1983 — Paleogen i podłoże mezozoiczne w otworze Goleniów IG 2 w Zielonczynie woj. szczecińskie. *Prz. Geol.*, **31**, 7: 415–420.
- Dadlez R., 1958 — Badania geologiczne na antyklinorium pomorskim w roku 1957. *Kwart. Geol.*, **2**, 4: 740–764.
- Dadlez R., 1961 — Uwagi o paleogeograficznym i tektonicznym stanowisku niecki szczecińskiej. *Prz. Geol.*, **9**, 8: 411–416.
- Dadlez R., 1965 — Stan znajomości pokrywy permomezozoicznej na Pomorzu Zachodnim i obszarach sąsiednich. *Prz. Geol.*, **13**, 1: 14–21.
- Dadlez R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, 57.
- Dadlez R., 1970 — W sprawie budowy geologicznej okolic Zalewu Szczecińskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 2: 303–310.
- Dadlez R., 1974a — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1974b — Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex of Northwestern Poland. *W: Z badań tektonicznych w Polsce. 4. Biul. Inst. Geol.*, 274: 149–172.
- Dadlez R. (red.), 1976 — Perm i mezozoik niecki szczecińskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 79: 112–123.
- Dadlez R., 1978 — Stan stratygrafii epikontynentalnej dolnej jury i propozycje jej usystematyzowania. *Kwart. Geol.*, **22**, 4: 773–787.
- Dadlez R., 1979 — Tektonika kompleksu cechsztyńskiego. *W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa* (red. M. Jaskowiak-Schoeneichowa). *Pr. Inst. Geol.*, 96: 108–121.
- Dadlez R., 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 741–767.
- Dadlez R., 1987 — Kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Dadlez R., Dembowska J., 1962a — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. Część E — Opisy wierceń. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1962b — Mapa geologiczna parantyklinorium pomorskiego bez osadów trzeciorzędu i czwartorzędu 1:100 000. 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., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 543–565.
- Dadlez R., Marek S., 1974a — Polska północno-zachodnia i środkowa. Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.

- Dadlez R., Marek S., 1974b — General Outline of the Tectonics of the Zechstein-Mesozoic Complex in Central and North western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 274: 111–142.
- Dadlez R., Wagner R., 1971 — Ropo- i gazoność obszaru nadbałtyckiego między Świnoujściem a Darłowem na tle budowy geologicznej. *Prace geostrukturalne. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Verlag Von Gebrüder. Bornträger, Berlin.
- Dembowska J., 1976 — Jura górna. *W: Perm i mezozoik niecki pomorskiej* (red. R. Dadlez). *Pr. Inst. Geol.*, 29: 78–87.
- Dembowska J., 1979 — Systematyzowanie jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwart. Geol.*, **23**, 3: 617–630.
- Dobracka E., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowe Warpno (151). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dobracka E., 1980a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowe Warpno (151). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dobracka E., 1982a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tanowo (189). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dobracka E., 1982b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tanowo (189). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dobracki R., 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin. wyd. B. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dobracki R., 1983 — Geologia utworów czwartorzędowych i ich podłoża w regionie szczecińskim. *Przew. 55 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 29–49.
- Dobracki R., Mojski J. E., 1979 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusze Dziwnów i Szczecin. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dobracki R., Piotrowski A., Dobracki K., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Golczewo (153) (wraz z Objasnieniami) — reambulacja. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Doktor S. M., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych Polski 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Dołuchanow P. M., 1973 — Die Spiegelschwankungen der Ostsee und der Seebecken im nordostbaltischen Raum während des Holozäns. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **3**: 169–179.
- Gawor-Biedowa E., 1979 — Ekspertyzy stratygraficzne dla prób z otworów: Siniechowo IG 1, Brzozowo IG 6, Domanie IG 7, Żarnówko IG 3 i Zielonczyn IG 4. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Gawor-Biedowa E., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1964 — Opracowanie stratygrafii na podstawie mikrofauny z 18 prób z wiercenia Goleniów IG 1. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Grabowska I., 1971 — Wyniki analizy sporowo-pyłkowej osadów z wiercenia Goleniów IG 1. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Grabowska I., 1974 — Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niżu Polskim w świetle badań mikroflorystycznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 85–88.
- Grabowska I., 1981 — Wyniki analizy sporowo-pyłkowej osadów z wiercenia Goleniów IG 2. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Grabowska I., 1983 — Palinoflora i plankton paleogeński z NW Polski. *Prz. Geol.*, **31**, 7: 420–423.
- Habermann K., 1913 — Geologische-morphologische Wandkarte der Provinz Pommern 1:200 000. Westermann, Braunschweig.

- Jakubowski G., 1983 — Fauna oligoceńska okolic Szczecina. *Prz. Geol.*, **31**, 7: 428–430.
- Jaskowiak M., 1961 — Budowa geologiczna synklinorium szczecińskiego. *Prz. Geol.*, **9**, 8: 403–411.
- Jaskowiak M., 1966 — Dokumentacja wynikowa wiercenia strukturalnego Goleniów IG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1969 — Budowa geologiczna pogranicza synklinorium szczecińskiego z anty-klinorium pomorskim w okolicy Zalewu Szczecińskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 596–603.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976a — Kenozoiczne procesy tektoniczne w niecce szczecińskiej. *Prz. Geol.*, **24**, **10**: 580–583.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976b — Wybrane zagadnienia budowy niecki szczecińskiej. *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 403–404.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, 96: 77–89.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 98.
- Jasnowski M., 1962 — Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Zachodniego. *Pr. Szczec. Tow. Nauk.*, **10**.
- Jendrysik E, Wiśniowski Z., 1998 — Mapa geologiczno-gospodarcza Polski 1:50 000, ark. Racimierz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jentzsch A., 1927 — Die Braunkohlenformation im Nordosten. *W: Klein G. — Handb. dtsch. Braunkohlenbau* (red. G. Klein): 248–256. Halle.
- Karczewski A., 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **8**, 3.
- Karczewski A., 1971 — Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego, a zagadnienia ich klasyfikacji. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **11**, 3.
- Karczewski A., 1976 — Morphometric features of drumlins in Western Pomerania. *Quaestiones Geogr.*, Spec. Issue **3**: 35–42.
- Karczewski A., 1985 — Spatial arrangement of morainic plateau levels of the northern sloping surface in Pomerania as a result of varying deglaciation. *Quaestiones Geogr.*, Spec. Issue **1**: 99–107.
- Karczewski A., 1996 — Zróżnicowanie morfo- i litogenetyczne fazy pomorskiej na obszarze Pomorza Zachodniego i Środkowego. *UAM Ser. Geogr.*, **57**: 137–154.
- Karczewski A., 2008 — Mapa „Geomorfologia Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej” 1:200 000 (opracowanie numeryczne). Wyd. UAM, Poznań.
- Kawulak M., Nieć M., Maleszyk M., Wodyk K., Pasieczna A., Kwecko P., Bojowska I., Tomassi-Morawiec H., 2009 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Racimierz (wraz z Objasnieniami). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Keilhack K., 1893 — Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 14.
- Keilhack K., 1897a — Geologische Karte von Praussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Münchendorf. Berlin.
- Keilhack K., 1897b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Gr. Stepenitz. Berlin.

- Keilhack K., 1899 — Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommer-schen Küstengebietes. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, für 1898, **19**: 90–152.
- Keilhack K., 1901 — Geologische-Morphologische Übersichstkarte der Provinz Pommern 1:500 000. Königl. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergakad., Berlin.
- Keilhack K., 1924 — Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Blatt Stettin. Preuss. Geol. Lande-sanst., Berlin.
- Keilhack K., 1925 — Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Blatt Wollin. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Keilhack K., 1930 — Geologische Karte der Provinz Pommern 1:500 000. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Kessel A., Rakas A., 1982 — O geologiczkom razvitii Baltijskovo Morja v pozdnelednikovoe vriemja po matie-rialam wostočnoj Pribaltiki. *W: Problemy badawcze obszaru bałtyckiego i czarnomorskiego* (red. B. Rosa, K. Wy-pych). *Peribalticum*, 2: 131–143.
- Kliewe H., 1961 — Vergleichende Betrachtungen zur glaziären Genese der Odermündungsinseln. *Geogr. Ber.*, **6**, 3–4.
- Kliewe H., 1973 — Zur Genese der Dünen im Küstenraum der DDR. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 3: 161–168.
- Kliewe H., Janke W., 1978 — Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. *Wissenschaftliche Zeitschrift Ernest-Moritz-Arndt. Universität Greifswald, Math.-nat.*, 21, 1: 31–37.
- Kliewe H., Janke W., 1978 — Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR. *Peter-manns Geographische Mitteilungen*, 2: 81–91.
- Kliewe H., Lange E., 1968 — Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 4: 241–255.
- Kliewe H., Lange E., 1971 — Korrelationen zwischen pollenanalytischen und morphogenetisch-stratigraphischen Untersuchungen, dargestellt an Holozänablagerungen auf Rügen. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 1: 4–8.
- Kliewe H., Reinhard H., 1960 — Zur Entwicklung des Ancyclus-Sees. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 2/3: 163–172.
- Kolp O., 1976 — Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 1: 1–23.
- Kolp O., 1979 — Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 3: 177–187.
- Kolp O., 1982 — Glacioëvstatičeskie i izostatičeskie wertykal'nye dviženija v rajone južnoj Baltiki. *W: Problemy ba-dawcze obszaru bałtyckiego i czarnomorskiego* (red. B. Rosa, K. Wypych). *Peribalticum*, 2: 121–130.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970a — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Stud. Geol. Pol.*, **33**.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970b — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3: 539–555.
- Kopik J., 1960 — Mikropaleontologiczna charakterystyka liasu i dolnego doggeru Polski. *Kwart. Geol.*, **4**, 4: 921–935.
- Kotański Z., 1999 — Atlas tektoniczny Polski (red. J. Znosko) — recenzja. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 416–424.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka-10 ka BP). *Dok. Geogr. IG i PZ PAN*, **1**: 1–82.

- K r y g o w s k i B., 1959 — O związkach rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. *UAM Ser. Geogr.*, **2**: 69–84.
- K r a m a r s k a R., 1999 — Zarys geologii czwartorzędu południowo-zachodniej części Bałtyku. *W*: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego (red. R. K. Borówka). Przewodnik 70 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Międzyzdroje 10–12 września 1999.
- K r z y s z k o w s k i D., 2010 — Stratygrafia, petrografia i paleogeografia glin lodowcowych w rejonie północno-zachodniego wybrzeża Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **438**: 51–91.
- K r z y s z k o w s k i D., C z e r w o n k a J. A., 1994 — Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z obszaru na południe od Szczecina. *Acta Univ. Wratisl.*, **1702**: 37–61.
- K r z y s z k o w s k i D., C z e r w o n k a J. A., D o b r a c k i R., 2007 — Litostratygrafia glin lodowcowych i osadów proglacialnych okolic Szczecina, Polska północno-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **425**: 47–74.
- K u c h a r s k a S., K u c h a r s k i R., S o ł o n o w i c z S., 1974 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Kamień Pomorski-Pobierowo. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.
- K u r z a w a M., 1999 — O zróżnicowaniu pokrywy plejstocenijskiej nad wybranymi formami tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 489–498.
- K u r z a w a M., 2002 — Neotectonic influence on Pleistocene complex and landscape of NW Poland. *Terra Nostra*, **6**: 185–189.
- K u r z a w a M., 2003 — The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quatern. Inter.*, **101–102**: 137–148.
- K u r z a w a M., 2004 — Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno-zachodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **407**: 29–88
- K u r z a w a M., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wolin (114) (wraz z Objasńnieniami) — reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- L a g e r l u n d E., M a l m b e r g - P e r s s o n K., K r z y s z k o w s k i D., J o h a n s s o n P., D o b r a c k a E., D o b r a c k i R., 1995 — Unexpected ice flow directions during the Late Weichselian deglaciation of the South Baltic area indicated by a new litostratigraphy in NW Poland and NE Germany. *Quatern. Inter.*, **28**: 127–144.
- L i e d t k e H., 1975 — Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Erläuterung zu einer farbigen Übersichtskarte im Massstab 1:1 000 000. *Forsch. Deutsch. Landeskunde*, **204**: ss. 160.
- L i e d t k e H., 1981 — Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forsch. Deutsch. Landeskunde*, **204**: ss. 307.
- L i e d t k e H., 2003 — Deutschland zur letzten Eiszeit. *W*: Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland–Relief, Boden und Wasser, 2: 66–67, Berlin–Heidelberg.
- L i n d n e r L. (red.), 1992 — Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. *W*: Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa: 441–658.
- L i n s t o w O., 1913 — Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stachlquelle. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **34**.
- M a r k i e w i c z A., P i o t r o w s k i A., 1999 — Wpływ tektoniki soli cechsztyńskiej na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Prz. Geol.*, **47**, 10: 937–941.
- M a r k s L., B e r A., G o g o ł e k W., P i o t r o w s k a K. (red.), 2006 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- M a t k o w s k a Z., 1990 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Dziwnów, Szczecin. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Matkowska Z., 1997 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Racimierz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Matkowska Z., Mojski J. E., 1975 — Budowa geologiczna górnoplejstocęńskich osadów Niziny Szczecińskiej. *Kwart. Geol.*, **19**, 3: 679–689.
- Mikołajewska A., Mikołajewski Z., 1999 — Środowiska depozycyjne, petrografia, diagenesa oraz właściwości zbiornikowe osadów górnego czerwonego spągowca w rejonie złoża gazu ziemnego Międzyzdroje. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 468–469.
- Młodzińska Z., 1980 — Hydrochemia. *W: Zalew Szczeciński* (red. A. Majewski). Wyd. Kom. Łączn., Warszawa.
- Mojski J. E., 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin. wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Mörner N. A., 1976 — Eustatic changes during the last 8,000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegat region and other northwestern European coastal areas. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **19**, 1: 63–85.
- Niemczycka T., Brochwicz-Lewiński W., 1988 — Rozwój górnourajskiego basenu sedimentacyjnego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 137–156
- Odrzywolska-Bieńkowa E., 1972 — Orzeczenie mikropaleontologiczne próbek z wiercenia Goleniów IG 1, arkusz Police. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Odrzywolska-Bieńkowa E., 1983a — Udokumentowane mikrofaunistyczne powiązania wiekowe oligocenu regionu szczecińskiego i Danii. *Przew. 55. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 139–141.
- Odrzywolska-Bieńkowa E., 1983b — Wyniki badań mikrofaunistycznych osadów rupelu w otworze Goleniów IG 2. *Prz. Geol.*, **31**, 7: 425–427.
- Odrzywolska-Bieńkowa E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E., Giel M. D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., Ważyńska H., Ziemińska-Tworzydło M., 1979 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części północno-zachodniego basenu trzeciorzędowego Europy. *Prz. Geol.*, **27**, 9: 481–489.
- Odrzywolska-Bieńkowa E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E., Giel M. D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., Ważyńska H., Ziemińska-Tworzydło M., 1981 — The Polish Part of the NW-European Tertiary Basin: A generalization of its stratigraphic section. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre*, **29**, 1: 3–17
- Onoszko J., Szopowski Z., 1957 — Ocena odcinka toru wodnego na Zalewie Szczecińskim. Arch. Inst. Bud. Wodnego PAN, Gdańsk.
- Piotrowski A., 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwart. Geol.*, **35**, 2: 221–234.
- Piotrowski A., 1999a — Wpływ zróżnicowanego naprężenia strefy krawędziowej lądolodu na migracje soli. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 1016–1020.
- Piotrowski A., 1999b — Etapy rozwoju Bramy Świny. *W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego* (red. R.K. Borówka, A. Piotrowski, Z. Wiśniowski). 70 Zjazd naukowy Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje, 10–12 czerwca. Pol. Tow. Geol., Szczecin: 215–241.
- Piotrowski A., 2006 — Odra lobe of the last glaciation. *W: Living morphotectonics of the European Lowland Area. 1<sup>st</sup> Conference of Mela. Cedynia, 28–30 sierpnia*: 17–24.
- Piotrowski S., Dubicka J., 1994a — Brzegowe odsypy muszlowe Zalewu Szczecińskiego. 1. Analiza jakościowo-ilościowa. *Prz. Geol.*, **42**, 11: 928–932.



- Piotrowski S., Dubicka J., 1994b — Brzegowe odsypy muszlowe Zalewu Szczecińskiego. 2. Analiza biometryczna muszli. *Prz. Geol.*, **42**, 12: 1021–1024.
- Piwocki M., Kasiński J. R., 1995 — Outline of development of the Lower Oligocene transgression in northern Poland. *Tech. Poszuk. Geol.*, 3: 47–52.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of the Polish Lowland Lithostratigraphy and pollen-spores zones. *Kwart. Geol.*, **41**, 1: 21–40.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Budowa Geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Paleogen. (red. T. Peryt i M. Piwocki). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Praca zbiorowa, 1967 — Dokumentacja hydrogeologiczna. Zasoby wód podziemnych powiatu Kamień Pomorski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Praca zbiorowa, 1968 — Dokumentacja hydrogeologiczna. Zasoby wód podziemnych powiatu Goleniów. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Praca zbiorowa, 1978 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych z otworów na arkuszu Racimierz. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Prusinkiewicz Z., Noryskiewicz B., 1966 — Zagadnienie wieku bielicy na wydmach brunatnych mierzei Świny w świetle analizy palinologicznej i datowania radiowęglem C14. *Zesz. Nauk. UMK Toruń*, **14**: 75–88.
- Racimowski R., Sochan A., 1981 — Próba charakterystyki litostratygraficznej osadów plejstocenijskich północnej części Pobrzeża Szczecińskiego. *Pr. Nauk. Polit. Szczecińskiej*, 128.
- Raczyńska A., 1987 — Perm i mezozoik. *W*: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Rosa B., 1963 — O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Stud. Soc. Sci. Torun. Sec. C Geogr.-Geol.*, 174.
- Rosa B., 1968a — Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. *W*: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- Rosa B., 1968b — Obszar południowobałtycki wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Stud. Soc. Sci. Torun. Sec. C Geogr.-Geol.*, 6.
- Rosa B., 1987 — Pokrywa osadowa i rzeźba dna. *W*: Bałtyk Południowy (red. B. Augustowski). Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław: 75–172.
- Rotnicki K., 2001 — Względne zmiany poziomu Bałtyku południowego na polskim wybrzeżu środkowym w holocenie w świetle badań Niziny Gardzieńsko-Łebskiej. *W*: Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie (red. K. Rotnicki). Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 3–80.
- Różycki S. Z., Tyski S., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin. wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin. wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1978 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wolin (114), Międzywodzie (75). Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1981a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Racimierz (152). Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Racimierz (152). Inst. Geol., Warszawa.

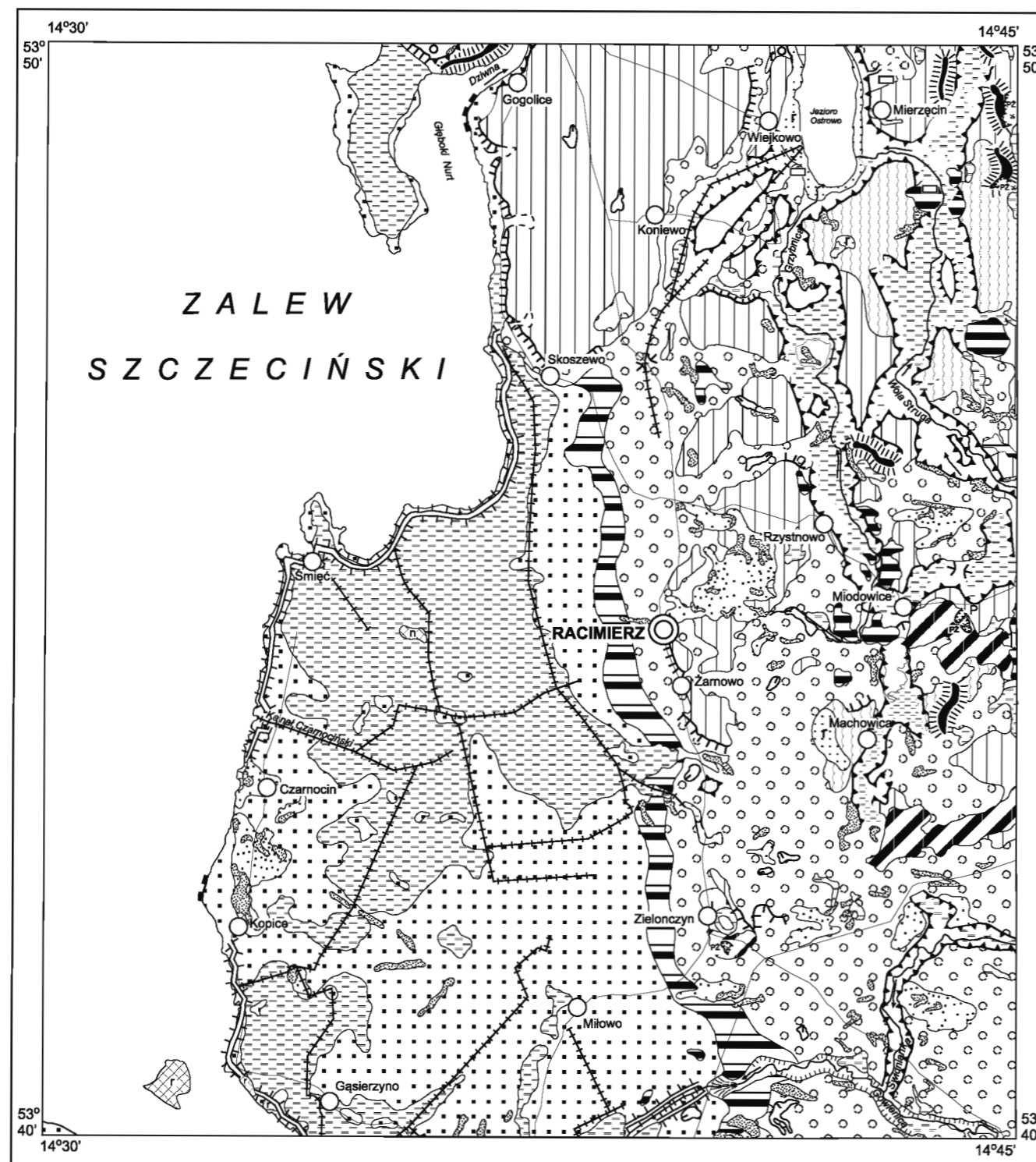
- Ruszała M., Dobracka E., Piotrowski A., 1979 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wolin (114), Międzywodzie (75). Inst. Geol., Warszawa.
- Schmidt L., 1897a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Paulsdorf. Berlin.
- Schmidt L., 1897b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Pribernow. Berlin.
- Schoeneich K., 1962a — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej w województwie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **10**, 9: 488–489.
- Schoeneich K., 1962b — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szczec. Tow. Nauk., Wydz. Nauk Tech.*, **3**, 1.
- Schulte L., 1920 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Wollin. Berlin.
- Schulte L., 1921 — Geologische Karte von Preussen and benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Dobberphul. Berlin.
- Schultz W., 1975 — Die Marginal Zone der Rosenthaler Staffel. *Wiss. Zeitschr. d. Ernst–Moritz–Arndt Universität Greifswald*, 24 (3/4).
- Sochan A., 1975 — Charakterystyka petrograficzna przewodnich poziomów litostratygraficznych osadów czwartorzędowych wyspy Wolin. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Sylwestrzak J., 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. *Zakł. Nauk. im. Ossolińskich*, Wrocław.
- Szałajdewicz J., Sydow S., Winnicki J., Multan M., Jodłowski J., Bagrowska J., Kruzel A., Winnicka A., Sobczak A., Neczyńska K., Dobrzański P., 2009 — Projekt prac geologicznych dla reambulacji arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 [Kołobrzeg (43) – niepełny, Ustronie Morskie (44) – niepełny, Dziwnów (76) – niepełny, Kamień Pomorski (115) – pełny, Nowe Warpno (151) – niepełny, Racimierz (152) – niepełny, Tanowo (189) – niepełny, Gryfino (265) – niepełny, Żeliszawiec (266) – pełny, Widuchowa (304) – niepełny, Cedynia (343) – niepełny, Chojna (344) – pełny] wybranych z rejonu szczecińsko-pomorskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Uberna T., 1974 — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niżu Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 93–103.
- Uhdén R., 1927 — Beiträge zur Morphologie des Oderhaff-gebietes. *Iber. Pommer. Geogr. Ges.*, 33/34, Greifswald.
- Wagner R., 1990 — Cechsztyń w zachodniej części Polskiego akwenu Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **34**, 1: 93–112.
- Wagner R., 1999 — Paleozoik Pomorza Zachodniego. *W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego* (red. R. K. Borówka). *W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego* (red. R. K. Borówka, A. Piotrowski, Z. Wiśniowski). 70 Zjazd naukowy Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje, 10–12 czerwca. *Pol. Tow. Geol.*, Szczecin: 2–29.
- Wiśniowski Z., 2006 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Racimierz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Woldstedt P., 1935a — Erleuterungen zur Geologische-morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000. *Preuss. Geolog. Landesanst.*, Berlin.
- Woldstedt P., 1935b — Norddeutschland, Eiszeit und Urgeschichte 1:600 000. Dr H. Haack: Physikalischer Wandatlas, 2: Grund und Boden. J. Perthes, Gotha.
- Wytych K., 1970 — Zasolenie wód Zalewu Szczecińskiego. *Pr. Inst. Hydr.-Meteor.*, **98**.
- Znosko J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Racimierz (152)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe akumulacyjne
- Zagłębienia końcowe (wypiskowe)

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe w ogólności
- Równiny zastoisowe
- Ozy, formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Rynny subglacjalne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Wyniosłości i progi w dnach rynien
- Doliny wód roztopowych
- Równiny erozyjne
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Stożki napływowe
- Krawędzie i stoki: a. wysoczyzn, b. tarasów

#### Formy denudacyjne

- Ostańce
- Dolinki denudacyjne

#### Formy jeziorne i morskie

- Tarasy jeziorno-morskie
- Równiny jeziorne
- Klify

#### Formy utworzone przez roślinność

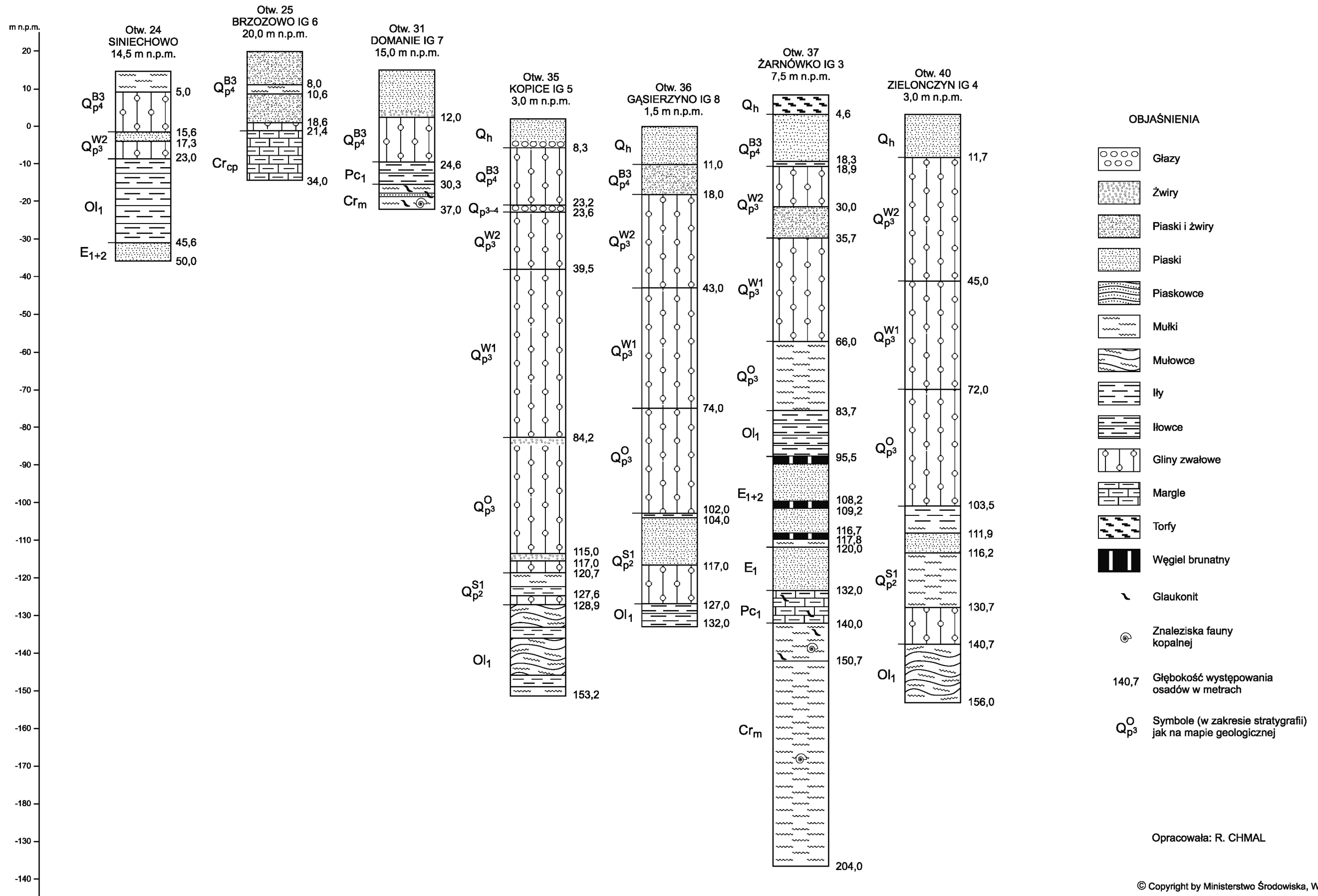
- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

- Wały przeciwpowodziowe, groble, tamy
- Kanały
- Piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P) - czynne
- Piaskownie-żwirownie (PŻ) - nieczynne
- n - nasypy, r - grunty refulowane
- Grodziska

Opracowały: R.CHMAL, A. KARBOWNICZAK

**ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP  
(KARTOGRAFICZNYCH)**



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Racimierz (152)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000



PALEOGEN	EOCEN	Ol <sub>1</sub>	Ilowce, ility, łupki ilaste, ilowce margliste, mułowce z wkładkami węgla brunatnego, margle, piaski ilaste z glaukonitem oraz syderyty (formacja rupelska)	OLIGOCEN DOLNY
		E <sub>3</sub>	Piaski, piaski glaukonitowe, ilowce z wkładkami węgla brunatnego (formacja pomorska)	EOCEN GÓRNY
		E <sub>1+2</sub>	Piaski, węgiel brunatny, mułowce, mułki, ility i piaski z glaukonitem (formacja tanowska)	EOCEN DOLNY + EOCEN ŚRODKOWY
PALEOGEN	PALEOECEN	E <sub>1</sub>	Piaski glaukonitowe (formacja szczecińska)	EOCEN DOLNY
		Pc <sub>1</sub>	Mułowce, wapień z glaukonitem, margle, piaskowce wapniste, ilowce i piaski (formacja puławska)	PALEOECEN DOLNY
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr <sub>m</sub>	Wapień margliste, margle, opoki, mułki piaszczyste z glaukonitem, i piaskowce	MASTRYCHT
		Cr <sub>cp</sub>	Wapień, margle i opoki	KAMPAN
	KREDA DOLNA	Cr <sub>cn+st</sub>	Margle, wapień margliste i ility margliste	KONIAK + SANTON
		Cr <sub>t</sub>	Wapień margliste, margle, margle ilaste, mułowce, ilowce i piaski	TURON
JURA	JURA GÓRNA	Cr <sub>1</sub>	Piaskowce, piaski, ilowce, margle, mułki i mułowce	
		J <sub>v3</sub>	Ilowce i mułowce z wkładkami wapieni dolomitycznych i wapieni marglistych, łupki ilaste oraz margle	Wołg górny
		J <sub>v2</sub>	Ilowce, łupki ilaste, wapień, mułowce ilaste i piaski	Wołg środkowy
			Granice geologiczne	
			Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.	
			Uskoki pewne	
			Uskoki przypuszczalne	
		37	Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Ol <sub>1</sub> — oligocen dolny, E <sub>3</sub> — eocen górny, E <sub>1+2</sub> — eocen dolny+środkowy, E <sub>1</sub> — eocen dolny, Pc <sub>1</sub> — paleocen dolny, Cr <sub>m</sub> — mastycht, Cr <sub>cp</sub> — kampan, Cr <sub>cn+st</sub> — koniak+santon, Cr <sub>t</sub> — turon, Cr <sub>1</sub> — kreda dolna, J <sub>v3</sub> — wołg górny, J <sub>v2</sub> — wołg środkowy; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)	
		Ol, -76,2		
		A — B	Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej	

Opracowały: R.CHMAL, A. KARBOWNICZAK