



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

ELŻBIETA DOBRACKA

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1:50 000

Arkusz Dobrowo (120)

(z 2 tab. i 3 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2015

Autorzy: Elżbieta DOBRACKA

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

Redakcja merytoryczna: Agnieszka PRZYGODA

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

ISBN 978-83-7863-435-5

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2015

Przygotowanie wersji cyfrowej: Sebastian GURAJ, Jadwiga GAC-JACHOWICZ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	12
III. Budowa geologiczna	18
A. Stratygrafia	18
1. Jura	21
a. Jura środkowa	21
Bajos	22
Bajos dolny	22
Bajos górny	22
Baton–kelowej	22
b. Jura górna	23
Oksford	23
2. Kreda	24
a. Kreda dolna	24
b. Kreda górna	24
3. Paleogen	25
a. Eocen–oligocen	25
Eocen górny–oligocen dolny	25
b. Oligocen	28
4. Neogen	32
a. Miocen	32
5. Czwartorzęd	33
a. Plejstocen	33
Zlodowacenia południowopolskie	34
Zlodowacenie Sanu 1	35
Interglacjał ferdynandowski	35
Zlodowacenie Sanu 2	36
Interglacjał wielki	36
Zlodowacenia środkowopolskie	38
Zlodowacenie Odry	38
Zlodowacenie Warty	40

Stadiał dolny	40
Stadiał górny	41
Interglacjał eemski	43
Zlodowacenia północnopolskie	44
Zlodowacenie Wisły	44
Stadiał dolny	44
Stadiał górny	45
b. Czwartorzęd nierozdzielony	58
c. Holocen	58
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	62
C. Rozwój budowy geologicznej	65
IV. Podsumowanie	76
Literatura	79

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

Granice obszaru arkusza Dobrowo Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wyznaczają współrzędne geograficzne: 16°00'–16°15' długości geograficznej wschodniej oraz 53°50'–54°00' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia terenu badań wynosi 306 km². Według podziału fizycznogeograficznego Polski obszar arkusza Dobrowo znajduje się w obrębie prowincji Nizy Środkowoeuropejskiego, w podprowincjach Pobrzeże Południowobałtyckie i Pojezierza Południowobałtyckie. Należy do mezoregionów: Równina Białogardzka, Wysoczyzna Łobeska i Pojezierze Drawskie (Kondracki, 2002).

Administracyjnie badany teren należy do województwa zachodniopomorskiego i obejmuje fragmenty powiatów: białogardzkiego (miasta i gminy Białogard, gminy Tychowo), świdwińskiego (gmin: Rąbino i Połczyn Zdrój) i szczecineckiego (gminy Barvice).

Największym ośrodkiem miejskim i przemysłowym jest Białogard położony w północno-zachodnim narożu obszaru arkusza. Miasto skupia przemysł: spożywczy, drzewny i skórzany. Największym zakładem przemysłowym jest Przedsiębiorstwo Zbożowo-Młynarskie PZZ w Białogardzie i Okręgowa Spółdzielnia Mleczarska. Poza tym działają małe zakłady handlowo-usługowe i handlowo-produkcyjne. Białogard posiada nową oczyszczalnię ścieków i wysypisko odpadów komunalnych, prowadzona jest gazyfikacja.

Przemysł wydobywczy na omawianym terenie praktycznie nie istnieje. Jedyne udokumentowane złoża kruszywa naturalnego Kłępino nie jest zagospodarowane. Złoże zostało udokumentowane w formie karty rejestracyjnej (Szapliński, Górna, 1977) dla drogownictwa. Złoże ropy naftowej Tychowo było eksploatowane do 1997 r., w 1999 r. zostało skreślone z bilansu zasobów (Wolnowski i in., 1990; Żołnierczuk i in., 1990).

Omawiany obszar ma charakter typowo rolniczy, a uzupełniającą funkcję pełni leśnictwo. Przeważa rolnictwo wielkoobszarowe, pozostałość po dawnych gospodarstwach państwowych. Korzystne

warunki glebowo-przyrodnicze sprzyjają uprawie zbóż, roślin okopowych oraz pastewnych i związanej z tym hodowli bydła i trzody chlewnej. Dominują gleby biellicowe wykształcone na piaskach słabo gliniastych, osadach piaszczysto-żwirowych i na glinach zwałowych. Mniejszy obszar zajmują gleby brunatne wytworzone z glin zwałowych, ilów i utworów pyłowatych. Większość gruntów ornych stanowią gleby lekkie, łatwe do uprawy. Znaczną część stanowią gleby klas I–IVa podlegające ochronie, występujące przeważnie na podłożu z glin zwałowych. Gleby chronione występują w północnej części obszaru w rejonie Klępino Białogardzkie–Dobrowo–Bukówko, przy zachodniej granicy terenu arkusza w okolicy Rogowa i Czarnowęsów, w południowo-zachodniej części w rejonie miejscowości: Biała Góra, Rzecino, Tychówek oraz w południowo-wschodniej części w okolicy Sadkowa i Tychowa (Bajorek, 2003a, b).

W dolinach rzek: Parsęty, Chotli, Świerznicy, Bukowej i Leśnicy występują łąki na glebach pochodzenia organicznego podlegające ochronie. Zajmują one największy obszar w rozlewiskach Leśnicy pod Białogardem.

Lasy zajmują około 60% badanego terenu. Tworzą duże kompleksy w środkowej części omawianego obszaru, od miejscowości Biała Góra po Klępino Białogardzkie i Bukówko oraz w południowo-wschodniej części terenu arkusza w rejonie Wicewo–Ostre Bardo–Stare Dębno i na zachód od miejscowości Borzęcin. Przeważającymi siedliskami są bory mieszane i lasy mieszane świeże oraz bory i lasy świeże. Mniejszy obszar zajmują bory mieszane wilgotne i bagienne. Olsy stanowią około 4% powierzchni lasów. Podstawowym gatunkiem lasotwórczym jest sosna, która tworzy drzewostany lite, lub mieszane z: bukiem, dębem, świerkiem i brzozą.

Na obszarze arkusza Dobrowo ochronie prawnej podlegają uznane za pomniki przyrody pojedyncze drzewa lub ich skupienia, najczęściej przy kościołach lub w parkach podworskich i użytki ekologiczne.

Duże walory krajobrazowe i przyrodnicze ma Parsęta, która wraz z dopływami jest obszarem tarliskowym ryb łososiowatych, jak również siedliskiem rzadkich lub ginących gatunków ryb. Na terenie arkusza znajduje się wyznaczony w krajowej sieci ECONET (Liro, 1998) korytarz ekologiczny Parsęty o znaczeniu krajowym. Przebiega on wzdłuż Parsęty przez cały obszar arkusza.

Omawiany teren posiada dogodne warunki komunikacyjne. Białogard jest węzłem kolejowym posiadającym połączenia ze: Stargardem Szczecińskim, Kołobrzegiem, Koszalinem i Piłą, co zapewnia bezpośrednie połączenie z większymi miastami Polski. W Karlinie, położonym bezpośrednio na północ od granicy obszaru arkusza przecina się droga międzynarodowa E 28, prowadząca ze Szczecina do Gdańska z drogą wojewódzką nr 163 prowadzącą z Poznania do Kołobrzegu. Dobrze rozwinięta jest również sieć dróg lokalnych.

Najstarsze ślady osadnictwa na obszarze arkusza Dobrowo sięgają środkowej epoki kamienia i epoki brązu. Najliczniejsze ślady odkryto w zachodniej części badanego terenu (Bajorek, 2003a, b). Początki osadnictwa pomorskiego sięgają VIII w. Z tego okresu stwierdzono istnienie osady palowej na wyspie w południowej części Jeziora Rybackiego, grodziska w miejscowości Stare Dębno, pozostałości osad w miejscowości Byszyno i Nawino oraz cmentarzyska w Nawinie i Rogowie. Na omawianym obszarze zachowały się liczne zabytki architektury i parki podworskie. Parki podworskie wpisane do rejestru zabytków znajdują się w miejscowościach: Bukówko, Rudno, Wicewo, Biała Góra, Rzecino, Łośnica, Tychówko i Nawino. Mniej zachowało się zespołów dworsko-pałacowych. Najlepiej zachowany jest pałac w Dobrowie wpisany do rejestru zabytków. Pałac został zbudowany dla ówczesnych właścicieli von Kleistów około 1900 r. na starszych fundamentach z XVI w. Architekturę sakralną reprezentują kościoły: w Bukówku (z XVI w. przebudowywany w XIX i XX w.), w Motarzynie (z XVII w.), w Starym Dębnie i Tychówku (z XVIII w.), w Dobrowie (z XIX w.) i w Żytelkowie. W kościele w Tychówku znajduje się barokowy ołtarz główny i ambona.

Arkusze Dobrowo został zrealizowany w Zakładzie Regionalnym Geologii Pomorza Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG) w Szczecinie na podstawie projektu badań geologicznych obejmującego arkusze: Dobrowo (120), Połczyn Zdrój (158) zatwierdzonego przez Ministra Środowiska decyzją DG/KOK/12/97 z dnia 12.03.1997 r. Prace nad realizacją arkusza były prowadzone w latach 1998–2000. Sporządzono zdjęcie geologiczne obszaru na podstawie terenowych prac kartograficznych, w ramach których wykonano 918 punktów dokumentacyjnych, w tym: 860 sond ręcznych o łącznym metrażu 2356,5 m i średniej głębokości 3,0 m, 17 wkopów o łącznej kubaturze 63,0 m³ oraz sprofilowano 41 ścian odsłoneń o łącznej powierzchni 200,2 m². Wykonano również 179 sond mechanicznych o łącznym metrażu 1177 m do głębokości od 4 do 10 m (wykonawca M. Szumiński). Na mapie geologicznej przedstawiono 43 wybrane punkty dokumentacyjne (tab.1).

W celu określenia głębokości zalegania podłoża podczwartorzędowego, rozdzielenia osadów czwartorzędowych na poziomy glacialne, przebiegu dyslokacji i uściślenia lokalizacji projektowanych otworów kartograficznych wykonano wzdłuż projektowanej linii przekroju geologicznego A–B ciąg elektrooporowy o długości około 27,8 km oraz sondowania krzyżowe na otworach. Łącznie „Geofizyka Toruń” wykonała 122 sondowania geoelektryczne (Rudzki, 1999).

W celu udokumentowania pełnego profilu utworów czwartorzędowych wzdłuż linii przekroju geologicznego A–B wykonano cztery pełnordzeniowe otwory kartograficzne o łącznym metrażu 484,4 m: K-1 Rzecino (otw. 59) zakończony na głębokości 170,5 m w osadach bajosu górnego, K-2 Osówko (otw. 42) — 42,0 m w osadach oligocenu dolnego, K-3 Podborsko (otw. 13) — 62,0 m w osadach eocenu górnego-oligocenu dolnego i K-4 Bukówko (otw. 8) — 209,9 m w utworach eocenu

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych (sond mechanicznych)

Numer punktu			Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym	na mapie dokumentacyjnej				
1	141	N224	Klepino Białogardzkie	50,0	10,0	
2	169	N252	Żytkowo	41,6	10,0	
3	170	N253	Dobrowo	66,8	10,0	
4	15	N98	Bukówko	55,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
5	16	N99	Bukówko	50,0	10,0	
6	17	N100	Bukówko	68,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
7	18	N101	Bukówko	81,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
8	19	N102	Bukówko	93,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
9	20	N103	Bukówko	97,6	10,0	przekrój geologiczny A-B
10	103	N187	Czarnowęsy	55,0	4,0	strop osadów oligocenu
11	120	N204	Przegonia	35,0	4,0	
12	146	N229	Moczyłki	96,2	10,0	
13	145	N228	Moczyłki	82,6	10,0	
14	13	N96	Modrolas (osada)	63,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
15	14	N97	Modrolas (osada)	57,5	10,0	przekrój geologiczny A-B
16	100	N184	Czarnowęsy	56,8	10,0	strop osadów oligocenu
17	10	N93	Osówko	56,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
18	11	N94	Rozłazino (osada)	72,5	10,0	przekrój geologiczny A-B
19	12	N95	Rozłazino (osada)	52,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
20	123	N207	Podborsko	58,0	4,0	
21	179	N262	Tychówko (osada)	60,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
22	8	N91	Osówko	46,2	10,0	przekrój geologiczny A-B
23	9	N92	Osówko	65,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
24	177	N260	Świerznica	126,0	10,0	
25	4	N87	Świerznica	120,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
26	63	N146	Bolkowo	92,5	4,0	
27	5	N88	Bolkowo	77,5	10,0	przekrój geologiczny A-B
28	178	N261	Bolkowo	76,0	10,0	przekrój geologiczny A-B
29	6	N89	Tychówko (osada)	103,2	10,0	przekrój geologiczny A-B
30	73	N156	Łośnica-Kolonia	101,0	10,0	
31	75	N158	Łośnica-Kolonia	75,0	4,0	
32	76	N159	Łąkówko (osada)	64,0	4,0	
33	87	N170	Stare Dębno	57,5	10,0	
34	1	N84	Rzecino	107,5	10,0	
35	2	N85	Rzecino	98,8	10,0	przekrój geologiczny A-B
36	176	N259	Świerznica	89,5	10,0	przekrój geologiczny A-B
37	3	N86	Świerznica	91,0	10,0	przekrój geologiczny A-B

38	30	N113	Łośnica	104,0	10,0	
39	34	N117	Łośnica	105,0	4,0	
40	52	N135	Stare Dębno	52,5	10,0	
41	37	N120	Rudno	75,0	10,0	
42	46	N129	Nowe Dębno (osada)	102,8	10,0	
43	51	N134	Borzęcino (osada)	79,1	10,0	

górnego-oligocenu dolnego („Geofizyka Toruń”). Z rdzeni wiertniczych pobrano próbki do badań laboratoryjnych zarówno z osadów czwartorzędowych, jak i z podłoża czwartorzędowego. Próbki poddano badaniom litologiczno-petrograficznym (Michałowska i in., 2001). Wykonano 713 analiz i oznaczeń, w tym: analizę uziarnienia, stopnia obtoczenia ziarn kwarcu, zawartości węglanów, składu minerałów ciężkich oraz składu petrograficznego. Wykonano również 11 analiz mineralogicznych próbek osadów piaszczysto-ilastych pobranych z sond ręcznych i wkopów celem oceny ich wieku. Wyniki tych badań ujęte są w formie ekspertyzy (Michałowska, Szelewicka, 2002). W celu określenia stratygrafii osadów podłoża wykonano badania palinologiczne 4 próbek pobranych z profilu otworu Bukówko (otw. 8) (Słodkowska, 2001). Wykonano również badania mikropaleontologiczne 15 próbek pobranych z trzech otworów kartograficznych: 8, 13 i 42 (Paruch-Kulczycka, 2001), 3 próbek pobranych z otworu kartograficznego 59 (Smoleń, 2002). Dla 2 próbek osadów z podłoża jurajskiego pobranych z otworu Rzecino (otw. 59) wykonano analizę makrofauny (Malinowska, 2002). W celu określenia wieku plejstocénskich osadów organicznych występujących w profilu otworu Rzecino (otw. 59) zostały wykonane przez Winter (Dobrcka, Winter, 2003) analizy palinologiczne 104 próbek. W profilu tego otworu udokumentowano metodą analizy pyłkowej serię osadów jeziornych interglacjału eemskiego i serię osadów rzeczno-jeziornych stadiału dolnego zlodowacenia Wisły. Jest to jedyne na Pomorzu Zachodnim, udokumentowane palinologicznie, stanowisko osadów interglacjału eemskiego i najstarszych osadów zlodowacenia Wisły (Dobrcka, Winter, 2003, 2004; Winter, Dobrcka, 2006; Winter i in., 2008).

Analizę ostrokodologiczną i malakologiczną osadów z otworu Rzecino (otw. 59) wykonała Krzymińska (2002).

Przy interpretacji budowy geologicznej obszaru arkusza obok analizy materiałów własnych wykorzystano różnorodne materiały archiwalne, na które składają się opisy 262 otworów wiertniczych: 73 hydrogeologicznych, 3 badawczych, 3 surowcowych i 4 kartograficznych oraz 11 dokumentacji surowcowych, 2 dokumentacje geologiczno-inżynierskie, 4 dokumentacje geofizyczne, 2 dokumentacje geologiczno-gospodarcze.

W 2015 r. J. Relisko-Rybak i A. Piotrowski brali udział w końcowej fazie opracowania arkusza (prace redakcyjne i korekty).

Najwcześniejsze opracowania geologiczno-kartograficzne wykonane w centralnej części Pojezierza Pomorskiego pochodzą z początku XX w. Badania prowadzili geolodzy niemieccy, a ich syntezą były mapy geologiczno-geomorfologiczne Pomorza w skali 1:100 000 i 1:500 000 (Haber-mann, 1913; Keilhack, 1901, 1930) oraz pierwsze opracowania sambijskiej formacji burowęglowej Pomorza (Jentzsch, 1927). Powstały wówczas mapy geologiczno-gebowe w skali 1:25 000 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Boissin (Schneider, 1913a), Blatt Gr. Tychow (Finckh, 1913a), Blatt Wusterbarth (Schneider, 1904, 1908), Blatt Gr. Krössin (Finckh, 1904, 1908). Przeglądowy obraz budowy geologicznej tego obszaru zawiera wykonana w 1907 r. monografia geologiczna Pomorza (Deecke, 1907).

Pierwszym polskim opracowaniem geologiczno-kartograficznym jest Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Szczecin (Rühle, 1948; Różycki, Tyski, 1955). Podsumowaniem dotychczasowych prac kartograficznych w tym rejonie jest arkusz Szczecinek Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Maksiak, Mróz, 1976; Maksiak i in., 1976; Maksiak i in., 1978).

Budowę geologiczną obszaru arkusza rozpoznano na podstawie profili dwóch otworów badawczych — Łośnica-1 (otw. 63), wykonany w 1958 r. i Byszyno-1 (otw. 21), wykonany przed rokiem 1914. Najwięcej danych odnośnie budowy kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego dostarczyły profile otworów przemysłu naftowego: Tychowo-3 (otw. 17), Tychowo-2 (otw. 30) i Tychowo-1 (otw. 31) oraz wyniki badań sejsmicznych uzyskane przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych. Podsumowanie wyników badań znajduje się w obszernym opracowaniu syntetycznym parantyklinorium pomorskiego (Dadlez, Dembowska, 1962b, 1965) i na Mapie grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na obszarze wału pomorsko-ku-jawskiego i obszarów przyległych, arkusz Szczecinek 1:200 000 (Wronicz, 1988; Cieśla, Wybraniec, 1997). W celu wyznaczenia liniowych elementów strukturalnych wykorzystano Mapę fotolineamentów satelitarnych w skali 1:200 000 oraz przeprowadzono analizę komputerową zdjęć grawimetrycznych i teledetekcyjnych (Doktór i in., 1995). Powyższe materiały wykorzystano do sporządzenia szkicu podłoża podczwartorzędowego obszaru arkusza.

Budowa geologiczna i litologia osadów budujących antyklinorium pomorskie i nieckę pomorską została przedstawiona w kilku opracowaniach regionalnych (Dadlez, Marek, 1969; Dadlez, 1976, 1998; Dadlez, 2001; Marek, Pajchłowa, 1997; Raczyńska, 1987; Tyski, 1957; Znosko, 1998). Zagadnieniami stratygrafii paleogenu i neogenu zajmowali się: Ciuk (1970, 1974), Piwocki i Olkowicz-Paprocka (1987), Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995) oraz Peryt i Piwocki (2004).

Zagadnienia hydrogeologiczne związane z wydajnością poziomów wodonośnych, ich chemizmem i zasięg struktur wodonośnych zostały przedstawione na mapach hydrogeologicznych Polski 1:200 000, arkusz Szczecinek (Witkowska, 1988) i 1:50 000, arkusz Dobrowo (Wiśniowski, 1998).

Problematykę surowcową przedstawiono na Przeglądowej Mapie Surowców Skalnych 1:300 000, arkusz Szczecin (Brodowicz, 1966); w opracowaniu geologicznym bazy kopalin powiatu świdwińskiego (Piszczek i in., 1964) i w dokumentacjach złóż kruszywa mineralnego, torfów i gytii. Zagadnienia geologiczno-inżynierskie przedstawiono na Przeglądowej mapie geologiczno-inżynierskiej w skali 1:300 000, arkusz Szczecin (Malinowski, Watycha, 1958).

Ukształtowanie i genezę powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza i próbę stratygraficznego uporządkowania osadów plejstocenu ukazała Kopczyńska-Żandarska (1970a, b). Zagadnieniami deglacjacji i przebiegiem strefy marginalnej na Pojezierzu Drawskim zajmował się Bartkowski (1969, 1972). Autor ten przyjmował arealny (strefowy) charakter deglacjacji tego obszaru.

Czwartorzęd Polski Północnej omawiają w swoich pracach: Galon (1961), Galon i Roszkówna (1967) oraz Roszko (1968). Maksiak i Mróz (1978) określili transgresywny charakter fazy pomorskiej i arealny typ deglacjacji. Pogląd ten dla Pojezierza Drawskiego podtrzymał Kłysz (1990). Zgodnie z późniejszymi wynikami badań tego autora (Kłysz, 2000, 2001) zaburzenia glacitektoniczne obserwowane w obrębie osadów czołowomorenowych w Toporzyku i dwudzielność glin morenowych (bazalnych) są dowodem na transgresję lądolodu pomorskiego — szybkiego awansu jezorów lodowcowych (surge). Procesy deglacjacji na obszarze lobu Parsęty w czasie ostatniego zlodowacenia i klasyfikację form z nimi związanych opisał również Karczewski (1989, 1991, 1996). Autor ten założył recesyjny charakter fazy pomorskiej¹ i arealny typ deglacjacji na obszarze lobu Parsęty.

Deglacjację zróżnicowaną, z przewagą frontalnego zaniku lądolodu fazy pomorskiej postulował Kozarski (1995). W nawiązaniu do wcześniejszych wyników badań oraz na podstawie testowania procesów paleoglacjalnych Jania i Bukowska-Jania (1997) opracowali teoretyczny model rozwoju i zaniku lobu Parsęty. Stwierdzili oni, iż transgresja w lobie Parsęty miała charakter szarży wyprowadzającego strumienia lodowego. Deglacjacja w pierwszym etapie przebiegała frontalnie, dopiero w drugim (końcowym) miała charakter zamierania powierzchniowego wielkich mas lodu, rozciętych licznymi szczelinami. Na transgresywny charakter fazy pomorskiej wskazywali autorzy arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP): Dobracka (2001a, b, 2008a, b, c, d, e, 2009), Kwapisz (2007a, b), Lewandowski i inni (2008, 2009), Piotrowski (2003a, b), Popielski (2005, 2006).

¹ Podział stadiału głównego (obecnie górnego) zlodowacenia Wisły na fazy: leszczyńską, poznańską i pomorską według Instrukcji w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym z 1977 r.

Podsumowaniem wyników badań kartograficzno-geologicznych na Pomorzu Środkowym była 9 Konferencja pt. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Materiały konferencji zostały opublikowane w przewodniku pt. „Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty” (Dobrcka, Piotrowski, 2002; Dobrcka, Lewandowski, 2002; Dobracki, Lewandowski, 2002). Najnowszy obraz budowy geologicznej czwartorzędu przedstawiono na Mapie geologicznej Polski 1:500 000 (Marks i in., 2006) podsumowującej wyniki dotychczasowych prac nad SMGP.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Dobrowo zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski (Kondracki, 2002) znajduje się w obrębie podprovincji Pobrzeże Południowobałtyckie i Pojezierza Południowobałtyckie oraz wchodzi w skład trzech mezoregionów: Równina Białogardzka, Wysoczyzna Łobeska i Pojezierze Drawskie.

Równina Białogardzka zajmuje największą, środkową część badanego terenu, a jej granica z Wysoczyzną Łobeską przebiega wzdłuż doliny Parsęty. Niewielki, północno-wschodni fragment obszaru położony jest na Pojezierzu Drawskim.

Rzeźba terenu arkusza uformowała się w czasie transgresji lądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły, a następnie deglacjacji i odpływu wód marginalnych. Dużą rolę w kształtowaniu rzeźby miał również przebieg struktur glacitektonicznych w starszym podłożu.

Południowa część obszaru arkusza położona jest na Wysoczyźnie Łobeskiej. Wysoczyzna ta charakteryzuje się niezwykle urozmaiconą rzeźbą, na którą składają się ciągi wzgórz i pagórków moren czołowych recesyjnych oraz wały kemów, którym towarzyszą niewielkie równiny wodnolodowcowe. Jej północny stok rozcinają doliny: Dębnicy, Mogilicy i Bukowej, dolinki małych cieków i strumieni płynących ku północy oraz liczne dolinki denudacyjne, często zawieszane i później rozcięte.

Powierzchnię Wysoczyzny Łobeskiej buduje wysoczyzna morenowa falista, stopniowo wznosi się ona ku południowi od około 70 do 120 m n.p.m. Maksymalną wysokość osiąga w obrębie wałów kemów (Ponikielskie Góry — 101,3 m n.p.m., Góra Dębogórze — 140,4 m n.p.m. i Góra Ruszno — 150,4 m n.p.m.). Układ wałów nawiązuje do przebiegu starszych zachowanych struktur glacitektonicznych i strefy dyslokacyjnej Szczecinka, oddzielającej wał pomorski od niecki pomorskiej. W podłożu form znajdują się struktury glacitektoniczne zbudowane z zaburzonych w formie łusek osadów oligocenu i miocenu. Jest to największa strefa spiętrzeń glacitektonicznych obrzeżająca od południa nieckę egzarcyjną Równiny Białogardzkiej uformowaną na pograniczu wału pomorskiego i niecki pomorskiej.

Najwyższym kemem jest Góra Ruszno (150,4 m n.p.m.) położona w południowo-wschodniej części obszaru, na zachód od Borzęcina. Ma ona lekko wydłużony kształt i przedłuża się ku południowi w rozległe plateau kemowe Skowrończych Gór (168,9 m n.p.m.) na terenie arkusza Połczyn Zdrój (Dobracka, 2009). W jądrze formy Skowrończych Gór znajdują się wyciśnięte w postaci łusek osady miocenu.

W południowo-zachodniej części obszaru znajdują się dwa rozległe kemy: Góra Dębogórze (140,4 m n.p.m.) i Ponikielskie Góry (101,3 m n.p.m.). Są to wydłużone w kierunku NW–SE wały o długości 4,5 i 3,0 km i szerokości 1,5 i 1,3 km. Wysokość tych form dochodzi do 40 m.

Ponikielskie Góry położone są w strefie krawędziowej Wysoczyzny Łobeskiej graniczącej z doliną Dębnicy. Od strony wschodniej i południowej przylega do nich niewielka równina wodnolodowcowa. Powierzchnię równiny urozmaicają małe zagłębienia wytopiskowe połączone siecią odpływu rzecznej przez młode dolinki uchodzące do dolin Dębnicy i Parsęty.

Góra Dębogórze (140,4 m n.p.m.) rozciąga się w południowo-zachodniej części obszaru pomiędzy Białą Górą i Bolkowem. Największą szerokość — 1,5 km — ma w części północnej, w południowej zmniejsza się ona do 250 m. W tym kierunku maleje również wysokość formy. Od południa ogranicza ją wąska dolina wód roztopowych, a od północy taras kemowy. Powierzchnia tarasu położona jest na wysokości 70–90 m n.p.m. i obniża się ku północy w stronę równiny sandrowej.

Wał moreny glacitektonicznie spiętrzonyj (tabl. I) znajduje się w południowej części obszaru w obrębie Wysoczyzny Łobeskiej. Biegnie on w kierunku SW–NE od Rzecina do Bolkowa. Jego długość wynosi 2,8 km a wysokość względna nie przekracza 30 m (kulminacja znajduje się na wysokości 123,3 m n.p.m.). Szerokość wału morenowego wzrasta od około 125 do 325 m w kierunku północno-wschodnim. Od strony wschodniej omawianą formę ogranicza wąska dolina wód roztopowych. Dalsze przedłużenie tego ciągu morenowego w kierunku wschodnim znajduje się w obrębie wzgórza morenowego o wysokości około 115 m n.p.m. w okolicy Łośnicy. Jest to owalna forma o długości około 1 km, szerokości około 375 m i wysokości względnej około 15 m. Do moren glacitektonicznie spiętrzonych należy również Góra Bolkówka (103,2 m n.p.m.). Jest to niewielkie wzgórze o wysokości około 20 m, długości około 375 m i szerokości około 125 m, położone nad północną krawędzią Wysoczyzny Łobeskiej. Na jej zapleczu, na wysokości około 60 m n.p.m. znajduje się zagłębienie wytopiskowe.

Dwa niewielkie pasma moren czołowych recesyjnych, pomiędzy którymi występuje sandr, przez który przepływa rzeka Leszczyńska, znajdują się we wschodniej i północno-wschodniej części obszaru. Jedno z nich, położone na zachód od Tychowa, biegnie na długości około 4 km od Borzysławia w kierunku Trzebiszyna. Składa się z dwóch wałów rozciętych przez rzekę Leśnicę. Wysokości tych wzgórz morenowych są podobne i wynoszą: 76,6 m n.p.m. (Góra Kamionka), 76,8 m n.p.m.

(wzgórze bez nazwy na południe od Trzebiszyna). Ich szerokość zwiększa się w kierunku południowo-zachodnim od około 250 do 500 m. Najbardziej na północny wschód wysunięty łuk moren czołowych recesyjnych biegnie od Modrolasu w stronę Bukowa. Budują go niewielkie pagórki o wysokości 66,8–69,4 m n.p.m. Długość omawianego ciągu morenowego wynosi około 3 km. Ogranicza go od wschodu rynna subglacjalna biegnąca wzdłuż Chotli. W południowej części rynny rozciąga się długa forma — oz — rozczłonkowana przez Chotlę na dwa fragmenty. Wał położony po północnej stronie doliny ma długość 1,6 km, szerokość około 250 m, jego kulminacja znajduje się na wysokości 76,5 m n.p.m. Forma ta wyraźnie zaznacza się w rzeźbie terenu, wznosi się wysoko (ok. 23 m) ponad dno doliny Chotli, położone na wysokości 52,9 m n.p.m. Drugi, krótszy wał ma długość 1,1 km, szerokość około 250 m jest nieco niższy, jego kulminacja znajduje się na wysokości 68,3 m n.p.m.

Rynna subglacjalna biegnąca wzdłuż Chotli została przekształcona w czasie późnoglacialnego odpływu w dolinę wód roztopowych. Odprowadzała ona wody roztopowe w kierunku północnym do pradoliny pomorskiej. Towarzyszą jej po obu stronach równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych, które posiadają szerokie rozprzestrzenienie na obszarze arkusza Pomianowo (Kurzawa, 2008a).

Wysoczyznę morenową położoną w północnej części badanego terenu rozcina, oprócz Chotli, dolina Leśnicy. Jest to wąska dolina, głęboko wcinająca się w wysoczyznę, o założeniach rynny subglacjalnej, przekształcona w północnej części w dolinę wód roztopowych i uchodząca do doliny Parsęty. Przy jej ujściu znajdują się duże rozlewiska. Powierzchnię wysoczyzny w północnej części obszaru arkusza buduje wysoczyzna morenowa płaska lub falista, której powierzchnia wznosi się w kierunku wschodnim od około 30 do 103,0 m n.p.m. Do zachodniego zbocza wysoczyzny przylega kem — Góra Niwka (87,9 m n.p.m.) — położony na zachód od Żytelkowa i miejscowości Klępino Białogardzkie.

Na południe od wysoczyzny morenowej rozciąga się rozległa równina sandrowa zajmująca środkową część obszaru arkusza. Jest to sandr o charakterze pradolinny, który Sylwestrzak (1973) wiąże z systemem pradolin pomorskich. Omawiany poziom sandrowy powstał na etapie odstępowania czoła lądolodu z linii moren czołowych subfazy gryfickiej (pasmo morenowe Modrolas–Bukowo) i formowania się stożków sandrowych Wilczej i Topieli na obszarze arkusza Rąbino (Dobrcka, 2008e), a następnie łączył się z sandrem Sławoborza (ark. Sławoborze) (Dobrcka, 2001a, b). Powierzchnia tego sandru jest prawie płaska, nachylona w kierunku zachodnim od 62,5 m n.p.m. do 50,0 m n.p.m. nad doliną Mogilicy, przy zachodniej granicy terenu arkusza. Inaczej ukształtowana jest część północna, proksymalna sandru, położona na południe od Dobrowa. Charakteryzuje się

urozmaiconą rzeźbą. Występują tutaj liczne kotlinki wytopiskowe, wydmy i pola piasków przewianych. Zagłębienia wytopiskowe zajęte są obecnie przez płytkie jeziora: Byszyńskie, Rybackie, Dobrowieckie Małe i Dobrowieckie Wielkie, niewielkie torfowiska lub gytiowiska. Świadczą one o obecności brył martwego lodu w czasie akumulacji sandru.

Największą formą eoliczną (kulminacja na wysokości 63,2 m n.p.m.) jest wydma paraboliczna otaczająca misę Jeziora Dobrowieckiego Małego i Dobrowieckiego Wielkiego. Długość jej ramion wynosi około 1,3 km i 0,9 km, a jej wysokość względna — 15 m (mierzona od szczytu wydmy do dna zagłębienia deflacyjnego). Na powierzchni równiny sandrowej występują również niewysokie wydmy wałowe lub paraboliczne oraz małe, owalne pagórki o wysokości 3–5 m. Na północ od Jeziora Byszyńskiego znajduje się pole piasków eolicznych o powierzchni 1,3 km², stopniowo wkraczających na obszar akumulacji jeziornej i bagiennej. Powierzchnię równiny sandrowej rozcinają dna młodszych dolin rzecznych: Leszczyki i Leśnicy oraz doliny mniejszych cieków i strumieni uchodzących do Parsęty.

Równina sandrowa przechodzi ku południowi w obszar zastoiska środkowej Parsęty. Jest to rozległy zbiornik limnoglacialny położony pomiędzy Osówkiem, Wicewem i Sadkowem na północy, po miejscowość Motarzyn i Doble na wschodzie. Granicę południową tego zbiornika stanowi wysoczyzna morenowa. Zastoisko środkowej Parsęty powstało w niecce Parsęty podczas wytapiania się martwych lodów wypełniających obniżenie Równiny Białogardzkiej i zablokowania odpływu wód ku południowi przez garb pojezierny.

Nad płaską powierzchnią równiny sandrowej górują trzy rozległe formy. Największą z nich jest stoliwo kemowe położone w środkowej części obszaru na północ od Wicewa. Jego długość wynosi 4,8 km a szerokość około 3 km. Ma ono strome krawędzie o wysokości około 15–18 m i płaski szczyt położony na wysokości około 88–95 m n.p.m. Kulminacja wzgórza (102,9 m n.p.m.) znajduje się w jego północno-zachodniej części. Najwyższa forma o wysokości względnej około 50 m położona jest na wschód od Moczyłek, jej kulminacja znajduje się na wysokości 115,8 m n.p.m. Ma ona kształt owalny, jej długość wynosi 2,8 km a szerokość 1,5 km. Kem o podobnej wysokości (kulminacja — 114,4 m n.p.m.) i wielkości (długość 2,3 km, szerokość 1,3 km) tworzy ostaniec wysoczyzny morenowej w okolicy miejscowości Góry. Wzgórze ma lekko wydłużony kształt i przebiega w kierunku NW–SE, podobnie jak kem w okolicy Ponikielskich Gór. Omawiane formy powstały w inicjalnej fazie zaniku mas lodowych w niecce Białogardzkiej. Po wycofaniu się lądolodu z obszaru Równiny Białogardzkiej nastąpił okres gwałtownej erozji. Powstały wówczas głębokie doliny: Dębnicy, Parsęty, Mogilicy i Chotli wykorzystujące przebieg rynien subglacialnych. Początkowo były to doliny odprowadzające

wody roztopowe z obszaru garbu pojeziernego w kierunku północnym, później przekształciły się w doliny rzeczne.

W dolinach: Parsęty, Dębnicy i Mogilicy wykształciły się trzy poziomy erozyjno-akumulacyjne tarasów nadzalewowych.

Najwyższe tarasy nadzalewowe znajdują się na wysokości 10,0–15,0 m n.p. rzeki. Występują one w dolinie Dębnicy i Parsęty w formie wąskich listew biegnących wzdłuż krawędzi wysoczyzny, położonych na wysokości około 60–70 m n.p.m. Tarasy nadzalewowe środkowe położone są na wysokości od 5,0 do 10,0 m n.p. rzeki. Tarasy środkowe zajmują całą szerokość doliny Dębnicy. Ich powierzchnia położona jest na wysokości 50,0–55,0 m n.p.m., obniża się w stronę doliny Parsęty a wznosi do około 60 m n.p.m. w brzeźnych częściach doliny. Tarasy środkowe występują w dolinie Parsęty w okolicy Byszyna oraz na północ od Osówka (kolonii). Szerokość tych tarasów w okolicy Byszyna dochodzi do 1 km, a ich powierzchnia położona jest na wysokości około 35–45 m n.p.m. Na północ od Osówka (kolonii) powierzchnie tarasów znajdują się na wysokości około 40–45 m n.p.m. Na powierzchni tarasów środkowych, w okolicach Byszyna odsłaniają się osady oligoceńskie, a w rejonie Osówka (kolonii) piaski i żwiry wodnolodowcowe. Tarasy nadzalewowe dolne położone są na wysokości od 0,0 do 5,0 m n.p. rzeki. Występują one w dolinie Parsęty na południowy wschód od Białogardu. W okolicy Rogowa i Moczyłek powierzchnia tarasów dolnych położona jest na wysokości 27,5–35,0 m n.p.m. a jego szerokość dochodzi do 1,5 km. Jest ona urozmaicona wydmami i niewielkimi, przeważnie zatorfionymi zagłębieniami.

W dolinie Parsęty, w okolicy Białogardu i Dobli występują akumulacyjne tarasy rzeczne nadzalewowe. Powierzchnia tych tarasów położona jest w okolicy Białogardu na wysokości 22,5–27,5 m n.p.m., a Dobli od 50,0–52,5 m n.p.m. Miąższość osadów tarasów rzecznych dochodzi do 9 m. Tarasy te powstały pod koniec plejstocenu.

Dolina Parsęty odznacza się największą szerokością (1 km) na południowy wschód od Białogardu. Od Byszyna, dolina mocno zwęża się ku południowi do około 250 m, a na odcinku od Osówka (kolonii) do Sławomierza jej szerokość wynosi zaledwie 100 m. W dolinie Parsęty znajdują się liczne meandry i starorzecza.

Równiny torfowe rozwinęły się w obrębie małych mis jeziornych i niewielkich zagłębień wytopiskowych, występują w dnach dolin rzecznych, na tarasach zalewowych i nadzalewowych oraz w dnach dolin wód roztopowych. Są to torfowiska niskie, przejściowe i wysokie. W podłożu torfów przeważnie występują gytie, których miąższość dochodzi do 5,4 m (na południowy zachód od Krosinka).

Obszar arkusza Dobrowo leży w obrębie zlewni Morza Bałtyckiego, w całości w dorzeczu Parsęty o długości 127,1 km i powierzchni zlewni 3151 km². Średni roczny przepływ Parsęty mierzony na wodowskazie w Tychówku wynosi 7,95 m³/s. Wahania stanu wód w ciągu roku dochodzą do 2 m. Szczyt fali wezbraniowej przypada na przełom lutego i marca, a najniższy stan jest w sierpniu i wrześniu. Parsęta wyróżnia się dość znacznym spadkiem. Dla odcinka od źródła do Starego Chwalimia wynosi on 2,3‰, a od Starego Chwalimia do Tychówka — 1,17‰.

Omawiany teren odwadniany jest bezpośrednio przez Parsętę i głównie jej prawobrzeżne dopływy: Leśnicę, Leszczynkę i Chotłę oraz lewobrzeżne: Dębnicę, Bukową i Mogilicę. Wymienione cieką są nieuregulowane i mają różny charakter wynikający z urozmaiconej rzeźby terenu. Ze względu na cenne walory krajobrazowo-przyrodnicze, rekreacyjne i przeznaczenie konsumpcyjne wód, na mocy zarządzenia Wojewody Koszalińskiego z 1987 r. zlewnia Parsęty przewidziana jest do szczególnej ochrony wód przed degradacją (Bajorek, 2003b).

W rejonie miejscowości Byszyno i Podborsko istnieje kilka jezior, z których największe to: Jezioro Byszyno, Jezioro Rybackie, Jezioro Dobrowieckie Małe i Jezioro Dobrowieckie Wielkie.

Na omawianym obszarze nie ma stanowisk sieci krajowej monitoringu jakości wód, gdzie badania jakości prowadzone są corocznie. W sieci monitoringu regionalnego badania czystości wód powierzchniowych dorzecza Parsęty prowadzone były w 2001 r. (Raport, 2002). Na omawianym obszarze przeprowadzono je w sześciu przekrojach. Były one zlokalizowane: na Parsęcie w Starym Dębnie powyżej ujścia Dębnicy i poniżej jej ujścia w Tychówku, na Dębnicy w Starym Dębnie, na Leśnicy w Podborsku powyżej ujścia Leszczynki, w Dobrowie poniżej mostu i w miejscowości Kłępino Białogardzkie przy ujściu do Parsęty, oraz na Mogilicy przy ujściu do Parsęty w Dębczynie.

Wody Parsęty powyżej ujścia Dębnicy ogólnie odpowiadają II klasie czystości, zawartość substancji mineralnych i zawiesiny spełnia warunki dla klasy I. Do III klasy czystości zaliczone zostały wody Dębnicy przy ujściu do Parsęty i wody Parsęty w Tychowie, poniżej ujścia Dębnicy. O takiej ocenie zdecydowała zawartość azotanów i stan sanitarny, a w przypadku Dębnicy również zawartość zawiesiny. W obu przypadkach zawartość substancji organicznej spełnia wymagania dla klasy II, a substancji mineralnych dla I klasy czystości wód. Wody Leśnicy i Mogilicy na omawianym obszarze nie odpowiadały obowiązującym normom. We wszystkich czterech przekrojach pomiarowych była przekroczona dopuszczalna zawartość azotanów, a wody Leśnicy w dolnym biegu, w Dobrowie i Kłępinie Białogardzkim, były też skażone bakteriologicznie.

Głównymi źródłami zanieczyszczeń rzek są spływy obszarowe z ziemi użytkowanej rolniczo i z regionów wsi o nieuporządkowanej gospodarce wodno-ściekowej.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Omawiany obszar położony jest na pograniczu dwóch dużych jednostek strukturalnych: wału pomorskiego i niecki pomorskiej. Są to jednostki permo-mezozoicznego kompleksu strukturalnego oddzielone strefą dyslokacyjną Szczecinka–Ciemina. Zachodnia i południowo-zachodnia część terenu położona jest w najsilniej wydźwigniętej części wału pomorskiego, w obrębie bloku tektonicznego Czaplinka. Obszar tego bloku tworzy wyraźną anomalię grawimetryczną związaną z wysokim wypiętrzeniem utworów przedpermskich (Tempelburger Achse wg Brockampa, 1941) (Pożaryski, 1987). Cechą charakterystyczną tego terenu jest jego aktywna mobilność tektoniczna, która w kredzie górnej i na początku paleogenu doprowadziła do ostatecznego wypiętrzenia wału pomorskiego i utworzenia płaskodennej niecki pomorskiej (Dadlez, Marek, 1974a, b). Linie tektoniczne i struktury halokinetyczne były aktywne również w czasie kenozoiku. W wyniku tej aktywności powstał zróżnicowany obraz strukturalny obszaru arkusza z głębokimi obniżeniami i elewacjami glacitektonicznymi. Są to układające się pasmowo wzdłuż granicy niecki pomorskiej i wału pomorskiego wychodnie osadów mezozoiku i paleogenu, miejscami z pokrywami osadów miocenu, zaburzone glacitektonicznie. Pomiędzy tymi elewacjami znajdują się głębokie obniżenia i depresje (rów Białogardu–Rzecina, rów Bukówka, Dębnicy, Parsęty). Przyczyną intensywnych procesów glacitektonicznych zachodzących na tym obszarze były znaczne deniwelacje powierzchni przedplejstoczeńskiej pomiędzy niecką pomorską i wałem pomorskim. Wgłębna budowa geologiczna wału pomorskiego i niecki pomorskiej, obraz strukturalno-tektoniczny, stratygrafia kompleksu permo-mezozoicznego i starszych (podpermkich) kompleksów strukturalnych przedstawione są w kilku pracach syntetycznych (Dadlez, Marek, 1969; Dadlez, 1976, 1998; Dadlez, 2001; Marek, Pajchłowa, 1997; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Peryt, Piwocki, 2004; Raczyńska, 1987; Znosko, 1998).

Wgłębna budowę geologiczną obszaru arkusza położonego w obrębie niecki pomorskiej rozpoznano w trzech profilach głębokich otworów badawczych: 17, 30, 31. Otwór 17 został zakończony w utworach permu dolnego na głębokości 4365,0 m i przedstawia pełny profil osadów od permu dolnego do czwartorzędu (włącznie z paleogenem i neogenem). Otwory 30 i 31 zostały zakończone w utworach permu górnego na głębokości odpowiednio — 4276,0 m i 3824,0 m, dokumentują osady od permu górnego do czwartorzędu.

Najstarszymi osadami odsłaniającymi się na powierzchni podczwartorzędowej są utwory jury środkowej. Rozdzielono je na poszczególne piętra, od bajosu dolnego po kelowej. Występują one w dnie rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina. Utwory bajosu górnego (kujawu) zostały

udokumentowane stratygraficznie (Malinowska, 2002; Smoleń, 2002) w profilu otworu Rzecino (otw. 59 — tabl. II). Utwory jury górnej występują na powierzchni podczwartorzędowej w rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina pomiędzy Białą Górą i Górami oraz w rynnicy Mogilicy na północ od Czarnowęsów. Wykształcenie litologiczne najmłodszego piętra jury górnej (wołgu) i osadów kredy dolnej przedstawia profil otworu 63. Utwory kredy dolnej nie odsłaniają się bezpośrednio na powierzchni podczwartorzędowej obszaru arkusza natomiast kredy górnej występują na powierzchni podkenozoicznej wyłącznie w obrębie niecki pomorskiej.

Obraz powierzchni podczwartorzędowej został uszczegółowiony na podstawie danych uzyskanych z czterech otworów kartograficznych wykonanych na potrzeby opracowania. Są to otwory: Rzecino (otw. 59) zakończony na głębokości 170,5 m w osadach bajosu górnego; Osówko (otw. 42) — 42,0 m w osadach oligocenu dolnego; Podborsko (otw. 13) — 62,0 m w osadach eocenu górnego-oligocenu dolnego i Bukówko (otw. 8) — 209,9 m w osadach eocenu górnego-oligocenu dolnego.

Stratygrafia osadów podłoża podczwartorzędowego nawierconych w czterech otworach kartograficznych została określona na podstawie wyników badań palinologicznych (Słodkowska, 2001) i mikrofaunistycznych (Paruch-Kulczycka, 2001). Dla określenia wieku osadów jurajskich występujących w profilu otworu Rzecino (otw. 59) wykonano badania mikrofauny (Smoleń, 2002) i makrofauny (Malinowska, 2002).

W trzech otworach kartograficznych (otw.: 8, 13, 42) określono przynależność osadów podłoża podczwartorzędowego do eocenu górnego-oligocenu dolnego lub oligocenu dolnego. Utwory te występują na przeważającej części obszaru i są zaburzone glacitektonicznie.

Osady permu (czerwonego spągowca) zostały stwierdzone w profilu otworu 17 na głębokości 4263,5–4365,0 m (nieprzewiercone). Miąższość kompleksu przekracza 101,5 m. Są one reprezentowane przez zlepieńce od drobno- do grubookruchowych, szare, ceglaste i brązowe, o spoiwie krzemionkowo-dolomitycznym, niekiedy ilastym. W stropie licznie znajdują się wkładki piaskowców drobno- i gruboziarnistych, brązowych i ceglastych o spoiwie krzemionkowo-dolomitycznym.

Osady cechsztynu występują w otworach: 17, 30 i 31, ich miąższość dochodzi do 828,0 m (otw. 17). Strop tych utworów położony jest na głębokości od 3435,5 (otw. 17) do 3502,5 m (otw. 30). W profilach otworów: 17, 30 i 31 stwierdzono wszystkie cztery cyklotemy cechsztynu. Cyklotem Werra rozpoczyna się wapieniem podstawowym, nad którym występuje seria anhydrytów (anhydryty dolne, środkowe i górne) z przewarstwieniami soli (sole najstarsze, dolne i górne). Łączna miąższość osadów cyklotemu wynosi 214,5 m (otw. 17). Cyklotem Stassfurt rozpoczyna się dolomitem głównym,

przykrytym anhydrytem podstawowym, nad którym występuje starsza sól kamienna. Profil kończy anhydryt kryjący. Łączna miąższość osadów cyklotemu wynosi 121,5 m. W dolnej części cyklotemu Leine występują dolomity płytowe i anhydryty główne. Wyżej leżą sole młodsze dolne, a w stropie anhydryty środkowe i sole młodsze górne. Miąższość osadów cyklotemu Leine wynosi 319,0 m. W najmłodszym cyklotemie Aller dominują sole kamienne (sole najmłodsze dolne i górne), podścielone i przykryte przez czerwone ily dolne i górne. W profilu otworu 31 stwierdzono ponadto w stropie cyklotemu serię mułowców i pyłowców z przewarstwieniami dolomitów onkolitowych o miąższości 37,0 m, reprezentującą formację rewalską. Łączna miąższość osadów cyklotemu wynosi 172,0 m.

Osady triasu (pstręgo piaskowca) udokumentowano w profilach otworów: 17, 30 i 31 wykonanych w okolicy Tychowa. Ich strop najwyżej znajduje się w otworze 17 na głębokości 2401,5 m. Miąższość omawianych osadów wynosi od 1034,0 m (otw. 17) do 1056,0 m (otw. 30). Są one wykształcone jako iłowce i mułowce brązowe i jasnobrązowe z domieszką anhydrytów w spągu, reprezentujące dolną i górną serię ilastą, rozdzieloną warstwą piaskowca tygrysięgo (pstry piaskowiec dolny). Osady te reprezentują formację bałtycką. Część środkową kompleksu (pstry piaskowiec środkowy) tworzą piaskowce drobnoziarniste z wkładkami iłowców brązowo-czerwonych. Są to osady formacji pomorskiej i półczyńskiej. Górną część kompleksu, zaliczoną do pstręgo piaskowca górnego (retu) budują iłowce i mułowce czerwono-brązowe i brązowe z wkładkami piaskowców i wapieni ilastych lub marglistych reprezentujące formację barwicką.

Osady wapienia muszlowego zostały stwierdzone w profilach otworów: 17, 30 i 31 w okolicy Tychowa. Najwyżej ich strop położony jest w otworze 17 na głębokości 2295,0 m. Miąższość omawianych utworów waha się od 83,5 (otw. 31) do 111,5 m (otw. 30). Są one wykształcone w postaci jasnoszarych wapieni pelitycznych, szarych margli drobnokrystalicznych z przewarstwieniami beżowych i szarych iłowców.

Strop osadów kajpru najwyżej położony jest w otworze 17 (na głębokości 1925,0 m), najniżej w otworze 31 (na głębokości 2360,0 m). Miąższość omawianych utworów wynosi od 370,0 (otw. 17) do 404,5 m (otw. 30). W kajprze dolnym występują iłowce ciemnoszare i drobnoziarniste piaskowce szarobrązowe reprezentujące warstwy sulechowskie. Kajper górny reprezentują dwie serie szarych i brązowych iłowców z gipsem i anhydrytem (dolna i górna seria gipsowa) rozdzielone warstwą piaskowców trzciniowych o miąższości od 20,5 (otw. 30) do 177,0 m (otw. 17).

Najwyższe położenie stropu osadów retyku (1782,5 m) udokumentowano w profilu otworu 17. Ich miąższość wynosi od 134,5 (otw. 30) do 176,0 m (otw. 31). Są to iłowce jasnobrązowe, brązowe i brunatne z wkładkami jasnoszarych piaskowców, reprezentujące warstwy zbąszynieckie.

1. Jura

Pełny profil osadów jury dolnej znany jest z otworów: 17, 30 i 31 wykonanych w okolicy Tychowa. Ich miąższość wynosi od 595,5 (otw. 31) do 604,0 m (otw. 17). Strop osadów jury dolnej położony jest we wschodniej części obszaru arkusza na dość znacznej głębokości — od 1171,0 (otw. 30) do 1202,0 m (otw. 31). Podział stratygraficzny omawianych osadów przedstawia profil otworu 17.

Hettang reprezentują różnoziarniste piaskowce kwarcowe z cienkimi wkładkami węgla zaliczone do warstw mechowskich dolnych i środkowych.

Synemur dolny (warstwy mechowskie górne) i synemur górny (warstwy radomskie) reprezentowane są przez kompleks piaskowców, przeważnie drobnoziarnistych z cienkimi wkładkami skał mułowcowo-iłowcowych w spągu i w stropie kompleksu.

Utwory pliensbachu dolnego (karyksu) są wykształcone w formie naprzemianległych warstw piaskowców, mułowców i iłowców, reprezentują warstwy łobeskie. Utwory pliensbachu górnego (domeru) odznaczają się dość znaczną miąższością (146,0 m) i są reprezentowane przez białe i jasnoszare piaskowce kwarcowe zawierające w stropie i spągu cienkie wkładki łupków ilastych lub iłów. Osady te zostały zaliczone do warstw komorowskich.

Utwory toarku dolnego reprezentuje seria iłowcowo-mułowcowa zawierająca cienkie przewarstwienia piaskowców (warstwy gryfickie). Utwory toarku górnego stanowią jednolity kompleks piaszczysty wykształcony jako piaski i piaskowce drobnoziarniste z przemazami ilastymi w dolnej części, należące do warstw kamieńskich.

a. Jura środkowa

Utwory jury środkowej rozdzielone na poszczególne piętra, od bajosu dolnego po kelowej, odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej w dnie rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina, przebiegającego przez południowo-zachodnią część obszaru arkusza. Ich wychodnie związane są z brzeżną częścią wału pomorskiego. Utwory bajosu górnego (kujawu) zostały udokumentowane stratygraficznie w profilu otworu Rzecino (otw. 59) (Malinowska, 2002; Smoleń, 2002).

Występowanie utworów jury środkowej pod dużej miąższości nadkładem osadów młodszych w obrębie niecki pomorskiej dokumentują trzy otwory: 17, 30 i 31. Strop omawianych osadów położony jest w okolicy Tychowa na głębokości od 990,0 (otw. 17) do 1015,0 m (otw. 31), a ich miąższość dochodzi do 216,0 m (otw. 30).

Bajos

Bajos dolny

Piaski i piaskowce z detrytusem roślinnym, z wkładkami mułowców i iłowców węglistych oraz węgla brunatnego odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w dnie rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina. Utwory te zostały udokumentowane w profilu otworu Sławin 1 (otw. 57916²) na arkuszu Połczyn Zdrój na głębokości 246,6–293,0 m (Dobrcka, 2009). Są to osady piaszczyste zawierające cienkie wkładki skał mułowcowo-ilastych, sieczkę zwęglonej flory i cienkie wkładki węgla.

W niecce pomorskiej, w okolicy Tychowa, strop utworów bajosu położony jest na głębokości 1150,5 m (otw. 31), a miąższość osadów wynosi 51,5 m. W profilu tego otworu brak szczegółowego rozpozniomowania utworów bajosu.

Bajos górny

Piaskowce wapnisto-syderytowe, iłowce z syderytami i mułowce z wkładkami muszlowców. Na powierzchni podczwartorzędowej utwory bajosu górnego występują w dnie rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina. Zostały udokumentowane w profilu otworu Rzecino (otw. 59) na głębokości 165,6–170,5 m. Są to iłowce brunatno-czekoladowe i mułowce piaszczyste brunatne, w górnej części z przewarstwieniami piaskowców syderytowo-wapnistych i muszlowców. W mułowcach występuje bardzo liczny detrytus fauny. Zarówno w iłowcach, jak i w mułowcach stwierdzono obecność licznej mikrofauny, głównie otwornic i małzoraczków, w tym gatunków przewodnich otwornic, które precyzyjnie pozwoliły określić wiek badanych osadów na wyższy bajos górny (Smoleń, 2002). Przewodnie gatunki otwornic to: *Lenticulina (Astacolus) kujawiana* Kopik, *Lenticulina (Astacolus) volubilis* Dain, *Lenticulina (Astacolus) interrumpa* Blank, *Garantella ornata* (Hofker). Skład minerałów ciężkich omawianych osadów (Masłowska, Michałowska, 2004) wykazywał znaczną zawartość minerałów nieprzezroczystych, głównie syderytów i pirytu. Omawiane osady są bezwapniste. Niewielka węglanowość stwierdzona w pojedynczych próbkach (zawartość CaCO₃ wynosi 3,4%) pochodzi od licznych skorupki małży morskich.

Baton–kelowej

İłowce, mułowce i piaskowce z wkładkami wapieni piaszczystych. Osady batonu i kelowej ze względu na ciągłość sedymentacyjną i brak dokumentacji paleontologicznej

² Numer archiwalny otworu w Narodowym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie.

zostały potraktowane łącznie. Na powierzchni podczwartorzędowej utwory te występują w rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina. Osady batonu zostały rozpoznane w trzech profilach otworów w okolicy Tychowa: 17, 30 i 31. W otworze 31 występują na głębokości 1085,0–1150,5 m pod przykryciem osadów młodszych. Są to piaskowce zawierające przewarstwienia mułowców piaszczystych i iłowców. Osady keloweju zostały stwierdzone na głębokości 1015,0–1085,0 (otw. 31). Są to piaskowce drobnoziarniste, ilaste z wkładkami wapieni piaszczystych.

b. Jura górna

Oksford

Piaskowce, mułowce, wapienie i margle. Utwory oksfordu na powierzchni podczwartorzędowej występują w rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina pomiędzy Białą Górą i Górą. Obecność osadów tego piętra dokumentuje otwór hydrogeologiczny 34 na głębokości 134,0 m (80,9 m p.p.m.) i liczne otwory na terenie arkusza Rąbino wykonane dla wodociągów w Białogardzie (Dobrcka, 2008e).

W oksfordzie dolnym występują piaskowce różnoziarniste, zlepieńcowate, niekiedy muszlowcowe i piaskowce sydereytowe z oolitami żelazistymi, które przechodzą ku górze w piaskowce margliste. W oksfordzie środkowym w przewadze występują mułowce fukoidowe z liczną fauną i konkrejami sydereytnymi, które przechodzą ku stropowi w silnie ilaste piaskowce z wkładkami sydereytów piaszczystych. W oksfordzie górnym dominują osady węglanowe wykształcone w postaci wapieni oolitowych, wapieni detrytycznych, wapieni marglistych i margli.

* *

*

Wapienie, margle, piaskowce, mułowce, łupki margliste i iłowce (utwory jury górnej nierozdzielone). Utwory te występują w dnie kopalnej doliny biegnącej południkowo od Czarnowęsów w kierunku Białogardu. Zostały one udokumentowane stratygraficznie na obszarze arkusza Rąbino (Dobrcka, 2008e) i zaliczone do oksfordu. Obecność utworów górnourajskich w tym rejonie dokumentują również otwory naftowe odwiercone w południowo-zachodniej części terenu arkusza Pomianowo (Kurzawa, 2008b). W otworach tych strop omawianych osadów położony jest wysoko od 27,5 m p.p.m. (otw. 67) do 29,5 m p.p.m. (otw. 69). Są to margle szare i iłowce margliste z wkładkami wapieni detrytycznych oraz piaskowce drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami iłowców.

Utwory jury górnej na obszarze arkusza Dobrowo zostały stwierdzone w profilach trzech otworów w okolicy Tychowa: 17, 30 i 31 oraz w profilu otworu 63, gdzie występują pod nadkładem

osadów młodszych. W okolicy Tychowa strop utworów jury górnej położony jest na głębokości od 740,0 (otw. 30) do 825,0 m (otw. 31) a ich miąższość maksymalnie dochodzi do 215,0 m (otw. 30). W tym rejonie występują wapienie jasnoszare, oolitowe, margliste, drobnokrystaliczne, z wkładkami szarobiałych, zailonych wapieni i szare iłowce margliste. Osady te reprezentują formacje: Łyny, Chociwla i Brdy (otw. 31). Największą miąższość (143,0 m) mają osady formacji Brdy reprezentowane przez piaszczyste wapienie oolitowe.

W profilu otworu 63 na głębokości 222,6–251,5 m (nieprzewiercone) stwierdzono najmłodsze osady jury górnej reprezentujące wołg (tyton). Powyżej nich zalegają utwory kredy dolnej. Omawiane osady występują w strefie krawędziowej wału pomorskiego. Utwory wołgu wykształcone są jako margle piaszczyste na przemian z łupkami marglistymi i wapieniami marglistymi. W stropie omawianej serii występują iłowce łupkowate, margliste, z liczną fauną i spirytyzowaną florą.

Brak osadów kimerydu wskazuje, iż na okres ten przypada luka stratygraficzna.

2. Kreda

a. Kreda dolna

Piaskowce, łupki ilaste, mułki, ily, iłowce i zlepieńce. Utwory kredy dolnej nie odsłaniają się bezpośrednio na powierzchni podczwartorzędowej. Zostały udokumentowane w trzech profilach otworów w okolicy Tychowa: 17, 30 i 31 oraz w otworze 63. Największą miąższość tych utworów (167,5 m) stwierdzono w profilu otworu 30, a najmniejszą (25,0 m) — 31. Strop tych osadów najwyżej położony jest w okolicy Łośnicy w otworze 63 na głębokości 158,4 m (75,4 m p.p.m.), a najniżej w Tychowie w otworze 31 na głębokości 800,0 m (726,7 m p.p.m.). W dolnej części kompleksu (otw. 63) występuje cienka warstwa piaskowców z wkładkami syderytów, nad nią leżą iłowce, łupki ilaste i mułki. Osady występujące na głębokości 158,4–160,3 m zostały zaliczone do albu (Dadlez, Dembowska, 1962a). Są one reprezentowane w spągu przez zlepieńce złożone z otoczków kwarcu o średnicy do 1 cm, spojone iłami marglistymi, piaskami kwarcowymi, glaukonitem i pirytem. Nad nimi leżą ily margliste, silnie zmierzwione z piaskami glaukonitowymi, z dużą ilością źle zachowanej fauny (m.in. kości ryb).

b. Kreda górna

Margle, wapienie, ily, opoki, mułowce i iłowce. Utwory kredy górnej występują na powierzchni podkenozoicznej w obrębie niecki pomorskiej. Osiągają one znaczną miąższość — 593,0 m (otw. 31) w okolicy Tychowa. Pełny profil tych utworów, od cenomanu do mastrychtu włącznie, uzyskano w otworze 31, gdzie znajdują się na głębokości 207,0–800,0 m. W cenomanie występuje

jednolita seria szarzielonych iłowców marglistych, podścielonych przez mułowce i wapienie, w turonie dolnym — ily szare. Od turonu górnego po kampan włącznie tworzyły się opoki. Mastrycht reprezentują wapienie jasnoszare, w dolnej części margliste.

3. Paleogen

Osady eocenu i oligocenu budują bardzo urozmaiconą powierzchnię podczwartorzędową na obszarze arkusza. Najniżej (121,0 m p.p.m.) jest ona położona w dnie kopalnej formy erozyjnej w północno-wschodniej części badanego terenu, w okolicy Bukówka (otw. 8). Strop osadów oligocenu najwyżej położony jest w strefach spiętrzeń glacitektonicznych w rejonie Czarnowęsy–Rzyszczewo (ok. 70 m n.p.m.), Osówka (ok. 50 m n.p.m.) i Podborska (otw. 13 — 44,4 m n.p.m.).

Utworki paleogenu zostały udokumentowane stratygraficznie w otworach: 8, 13, 21, 42 i 63.

Osady oligocenu osiągają znaczną miąższość na obszarze arkusza. W dolinie Parsęty w okolicy Byszyna przekracza ona 100 m (otw. 21), w okolicy Tychowa wynosi 99,0 m (otw. 31) a Łońnicy — 84,4 m (otw. 63).

a. Eocen–oligocen

Eocen górny–oligocen dolny

Piaski, piaskowce, mułki, mułowce i iłowce. Obecność utworów z pogranicza eocenu i oligocenu dokumentują profile dwóch otworów kartograficznych: Bukówko (otw. 8) i Podborsko (otw. 13). W profilu otworu 8 zostały one stwierdzone na głębokości 205,5–209,9 m w dnie głębokiej kopalnej formy erozyjnej. Są one wykształcone jako mułowce ciemnobrunatne drobnolaminowane jasnobrunatnymi piaskami łyszczkowymi, przechodzące od głębokości 207,8 m ku spągowi w mułowce brunatno-czarne i iłowce węgliste, miejscami silnie uwęglone. W stropie omawianej serii występują mułki piaszczyste brunatne, drobnolaminowane ilami brunatno-czarnymi i piaskami pyłowatymi z łyszczkami. Występują w nich również przewarstwienia zielonych piasków kwarcowo-glaukonitowych.

Omawiane osady są bezwapniste. Skład minerałów ciężkich tych utworów jest charakterystyczny dla osadów z pogranicza eocenu-oligocenu i podobny do składu mineralnego osadów z otworu 13 (Podborsko) (Masłowska, Michałowska, 2004). Wśród minerałów przezroczystych dominuje epidot (59,7–63,4%), w stropie chloryty (98,3%), przy zmiennej zawartości granatów (0,3–15,0%) i minerałów odpornych (0,0–13,1%). Niewielki jest udział dystenu (4,2%), rutylu (3,9%), cyrkonu (2,3%) i staurolitu (1,3%). W dwóch próbkach analizowanych pod względem mikrofaunistycznym (Paruch-Kulczycka, 2001) stwierdzono brak mikrofauny wskaźnikowej. W reziduum dominowały: kwarc, łyszczki i detrytus roślinny (czarny, brązowy i kremowy). Niewielki udział miały: glaukonit,

piryt, okruchy skał krystalicznych, okruchy bursztynu, megaspory i przekryształizowane otwornice. Według Paruch-Kulczyckiej (2001) duża ilość występujących łyszczyków jest charakterystyczna dla oligocenu.

Wyniki badań palinologicznych (Słodkowska, 2001) czterech próbek pobranych z profilu otworu Bukówko (otw. 8) pozwoliły na wyróżnienie dwóch zespołów pyłkowo-fitoplanktonowych. Dolny zespół palinomorf określony dla dwóch próbek z głębokości 208,3–209,5 m charakteryzował się niższą frekwencją sporomorf, wśród których dominował pyłek roślin okrytonasiennych charakterystyczny dla mezofilnego lasu: *Castaneoideaepollis pusillus* (Potonié) Grabowska (15,8–22,6%), *Engelhardtioipollenites quietus* (Potonié) Potonié (do ok. 4%), *Platanipollis ipelensis* (Pacltová) Grabowska (do 4,1%), *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves (do 3,3%) i inne. Obecny był również wskaźnikowy dolnooligoceni gatunek *Cupanieidites eucalyptoides* Krutzsch. Ziarna pyłku roślin nagonasiennych stanowiły niewiele ponad 1/3 spektrum. Wśród nich dominowały składniki lasu suchego: *Pinuspollenites* (12,8–18,3%), *Sequoiapollenites* (9,7–12,8%), mniej liczne były składniki lasu bagiennego: *Inaperturopollenites dubius* (Potonié et Venitz) Thompson et Pflug (4,8–7,4%) i *Inaperturopollenites hiatus* (Potonié) Thompson et Pflug (2,5–5,4%). Fitoplankton obecny w tym zespole palinomorf był nieliczny, słabo zachowany i niewskaźnikowy, występujący w całym paleogenie. Często występowały natomiast brązowe i czarne fragmenty drewna.

Przedstawiony obraz zespołu palinomorf wskazuje na tworzenie się osadów w zbiorniku słodkowodnym, bez bezpośrednich wpływów morskich. Brzegi tego zbiornika porastała roślinność ciepłolubna, przeważały zbiorowiska roślinne preferujące umiarkowaną wilgotność powietrza. Na podstawie danych palinologicznych wiek tego zespołu można określić prawdopodobnie jako dolnooligoceni (Słodkowska, 2001).

Górny zespół palinomorf określony dla dwóch próbek z głębokości 205,5–207,4 m różnił się od dolnego przede wszystkim obecnością dobrze zachowanego fitoplanktonu, wśród którego wyróżniono taksony częściej spotykane w zespołach eoceni: *Areosphaeridium pectiniformae* (Gerl.) Stover et Evitt, *Charlesdowniea coleothrypha* (Williams et Downie) Lentin et Vozzhennikova, *Glaphyrocysta* cf. *semitecta* (Bujak) Lentin et Williams, *Heteroaulacacysta*, *Homotryblium tenuispinosum* Davey et Williams, *Mecsekia*, *Paucilobimorpha incurvata* (Cookson et Esenach) Prösl, *Paucilobimorpha spinosa* (Cookson). Uzyskany zespół fitoplanktonowy jest najbardziej zbliżony do obrazu poziomu D-13 z eocenu górnego-oligocenu dolnego. Wiek zespołu datowany na podstawie sporomorf, szczególnie dzięki obecności gatunku *Boehlensipollis hohli* Krutzsch, wskazuje na oligocen dolny. Palinomorfy akumulowane były w niegłębokim zbiorniku morskim, co potwierdza również obecność pojedynczych ziarn glaukonitu i dość liczne fitoklasty.

W otworze Podborsko (otw. 13) osady eocenu górnego-oligocenu dolnego występują na głębokości 10,6–62,0 m pod cienkim nadkładem utworów czwartorzędowych. Charakteryzują się one zmiennym wykształceniem litologicznym. W dolnej części profilu (54,2–62,0 m) są to mułowce szarozielone z przewarstwieniami zielonych, zbitych iłowców, o lśniącem, tłustym przełamie, z glaukonitem i fosforytami. Powyżej, na głębokości 36,4–54,2 m występuje seria złożona z mułowców brunatnych, warstwowanych iłowcami czekoladowymi z cienkimi laminami ciemnozielonych piasków kwarcowych z glaukonitem. W stropie omawianej serii występuje warstwa zielono-szarych drobnoziarnistych piasków kwarcowych z glaukonitem, przechodzących miejscami w słabo zwięzłe piaskowce, nad którymi leżą seledynowo-szare i zielono-szare iłowce przewarstwione ciemnozielonymi iłowcami łupkowatymi. Omawiana seria jest zaburzona glacitektonicznie, z powierzchniami złustrowań i upadami warstw od 50 do 80°. Na głębokości 36,1–36,4 m występuje seria silnie zbrekcjowanych iłowców seledynowo-zielonych i mułowców ciemnobrunatnych z wyraźnymi powierzchniami ścięć wzdłuż brunatnych mułowców. Od głębokości 22,0–36,1 m występują bardzo stromo ustawione (70–80°) warstwy mułowców ciemnobrunatnych piaszczystych i brunatno-czarnych węglistych, łupkowatych, drobnowarstwowanych piaskami pyłowatymi z łyszczykami i czarnymi iłami węglistymi. Omawiane osady od głębokości 31,0–36,1 m są silnie zbrekcjowane. Od głębokości 11,3–22,0 m występują mułowce masywne, zwarte lub drobnolaminowane jasnobrunatnymi piaskami z łyszczykami lub rzadziej z glaukonitem i brunatno-czarnymi iłami węglistymi.

W stropie omawianego kompleksu występuje warstwa iłowców czekoladowych z laminami piasków żelazistych ciemnozółto-pomarańczowych, podkreślających pionowe ustawienie warstwy. Widoczne są powierzchnie ścięć i wprasowane w iłowce kawałki glin zwałowych.

Na podstawie wyników analizy minerałów ciężkich wydzielono w profilu omawianego otworu (otw. 13) dwa kompleksy osadów o odmiennym składzie mineralnym wykształcone w różnych facjach:

- kompleks dolny – epidotowo-granatowy na głębokości 34,4–62,0 m;
- kompleks górny – chlorytowy na głębokości 11,3–34,4 m.

W kompleksie dolnym dominuje epidot (44,7–53,0%), któremu towarzyszy podwyższona zawartość granatów (10,3–21,3%) i minerałów odpornych (do 13,3%). Ilość glaukonitu jest zmienna (0,6–23,9%), podwyższona jest zawartość turmalinu (do 5,7%) i staurolitu (do 4,0%), niski jest udział cyrkonu (do 2%), dystenu (do 3%) i rutylu (do 2%).

W kompleksie górnym stwierdzono wysoką zawartość chlorytów (46,5–83,1%), przy podwyższonej zawartości biotyту (do 17,5%). Cechą wyróżniającą osady tego kompleksu jest bardzo duży udział minerałów przezroczystych (do 93,7%) w górnej części kompleksu (11,5–19,7 m) i mały udział

tych minerałów (do 22,8%) w jego dolnej części. Zawartość pozostałych grup minerałów w składzie minerałów przezroczystych jest również inna w dolnej i górnej części tego kompleksu. W dolnej części większy jest udział epidotu (14,1%) i granatów (9,9%), w górnej zawartość epidotu dochodzi do 3,4%, a granatów do 2,9%. W stropie kompleksu górnego (10,6–11,3 m), w warstwie iłowców z kawałkami glin zwałowych, w składzie mineralnym przeważają minerały nieprzezroczyste (72,2%), przeważnie syderyty. W grupie minerałów przezroczystych, w porównaniu z osadami niżej leżącymi, zawartość biotyту (24,5%), granatów (19,9%) i amfiboli (11,3%) jest wyższa. W badanych próbkach nie stwierdzono obecności glaukonitu. Minerál ten występuje przeważnie we frakcji drobniejszej, poniżej 0,06 mm i został stwierdzony w próbkach analizowanych pod kątem mikrofaunistycznym (Paruch-Kulczycka, 2001), gdzie w reziduum dominowały glaukonit i kwarc. Stwierdzono również obecność okruchów substancji węglistej, uwęgloną (czarną) lub zmineralizowaną (beżową) sieczkę roślinną, drobne konkrecje pirytowe, koprolity, pojedyncze igły gąbek, elementy szkieletów ryb, spirytyzowane okrzemki. Duże nagromadzenie igieł gąbek i okrzemek występowało w próbce z głębokości 32,5–32,7 m. Ze względu na brak mikrofauny wskaźnikowej wiek badanych próbek nie został określony precyzyjnie. Według Paruch-Kulczyckiej (2001) obecność dużej ilości glaukonitu, elementów szkieletów ryb, igieł gąbek i spirytyzowanych okrzemek może sugerować wiek tych osadów na pogranicze eocenu górnego i oligocenu dolnego (warstwy mosińskie dolne).

b. Oligocen

Piaski, mułki, mułowce, ily i iłowce oraz piaski i piaskowce żelaziste. Utwory oligocenu szeroko rozprzestrzeniają się na powierzchni podzwartorzędowej obszaru arkusza. Odsłaniają się również na powierzchni terenu w zboczach doliny Parsęty (m.in. pomiędzy Rzyszczewem i Byszynem) i Mogilicy (pomiędzy Czarnowęsami i Nawinem) oraz w zboczach wysoczyzny morenowej w rejonie Czarnowęsy–Rzyszczewo. Wychodnie osadów oligocenu w tym rejonie opisywane były w literaturze niemieckiej przez Schneidera i Soenderopa (1906) oraz Schneidera (1913a, b). Większość opisywanych wystąpień była wówczas dostępna do obserwacji w związku z prowadzeniem eksploatacji (czynne wyrobiska) i dużymi odsłonięciami w zboczach doliny Parsęty. Schneider (1913b) opisywał stromo ustawione (nieraz prawie pionowo) i zafałdowane w formie łusek warstwy różnokolorowych iłów i piasków żelazistych. Stwierdził on, iż warstwy te generalnie wykazują upad ze wschodu na zachód. Ze względu na silne zafałdowanie tych osadów trudne było ustalenie ich następstwa stratygraficznego. W odsłonięciach nad brzegiem Parsęty, o wysokości od około 8 do 10 m, widoczne były naprzemiennie stromo ustawione warstwy od czysto białych kwarcowych do silnie żelazionych piasków, mniej lub bardziej żylonych mułków lub iłów z łyszczykami oraz tłustych

iłów z małą ilością łyszczyków i dużą ilością skamieniałości, od szarych, brunatno-szarych do prawie białych, miejscami z lekkim fioletowym odcieniem.

Piaski, mniej lub bardziej zażelazione, z łyszczykami występowały w otoczeniu piaskowców żelazistych o intensywnej żółtobrunatnej barwie, zawierających liczne skamieniałości, reprezentujące faunę oligocenu środkowego, opisaną przez Soenderopa (Schneider, Soenderop, 1906). W piaskach występowały liczne okrągłe lub wydłużone konkracje tzw. kule półczyńskie. Omawiana seria piaszczysta odpowiadała serii piasków szczecińskich zawierających kule szczecińskie wyróżnionych w rejonie Szczecina przez Beyricha (1856) i Dyjora (1974), którzy korelowali je z warstwami mosińskimi górnymi w podziale Ciuka (1974).

Udokumentowane stratygraficznie zostały również utwory oligocenu dolnego (14,0–100,0 m) i środkowego (0,0–14,0 m) (obecnie oligocen dolny i górny) w profilu otworu 21 wykonanego w dnie doliny Parsęty (Schneider, Soenderop, 1906). Warstwy te nie występują w pierwotnej pozycji, w rdzeniu pobranym z tego otworu stwierdzono strome (prawie pionowe) ustawienie warstw (Schneider, Soenderop, 1906).

Dolną część profilu, od głębokości 58,5 do 100,0 m, budują piaski drobnoziarniste zailone z łyszczykami ciemnoszare lub brunatnoszare, w obrębie których występują przewarstwienia zielonych piasków glaukonitowych. Od głębokości 14,0–58,5 m występuje seria ilasta, na którą składają się ily piaszczyste lub ily tłuste ciemnoszare lub brunatne z łyszczykami, zawierające cienką wkładkę gruboziarnistych piaskowców żelazistych bogatych w szczątki szkieletów ryb (kręgi). W warstwie tłustych ilów występujących na głębokości 16,9–42,3 m stwierdzono obecność dobrze zachowanej fauny: *Pleurotoma regularis* i fragmentów *Dentalium* sp. Nad serią ilastą (od 0,0 do 14,0 m) występuje seria piaszczysta reprezentowana przez piaski drobnoziarniste z łyszczykami, szare lub jasnożółte, ze skamieniałościami (*Natica* Sp.) i piaski silnie zażelazione z kulistymi konkracjami piaskowców żelazistych zawierających dużą ilość skamieniałości (tzw. kule półczyńskie). Omawiana seria piaszczysta została błędnie zaliczona do miocenu na Mapie Geologicznej Polski 1:200 000 (Maksiak i in., 1976).

Utwory oligocenu zostały szczegółowo rozpoznane w profilach: otworu Osówko (otw. 42), otworu 63, sond mechanicznych WH (m.in. punkt dok. 38) i ręcznych oraz w odsłonięciach powierzchniowych.

W profilu otworu Osówko (otw. 42) utwory oligocenu zostały stwierdzone na głębokości 16,5–42,0 m i są reprezentowane przez dwa różnie wykształcone pod względem litologicznym kompleksy osadów. W dolnej części (36,0–42,0 m) występują drobnoziarniste piaski kwarcowe, słabo wapniste (1,0–3,9% CaCO₃), szarozielone i brązowo-zielone z przewarstwieniami piasków rdzawo-brązowych z konkracjami żelazistymi i cienką wkładką piaskowców syderytowych (kompleks dolny).

Skład minerałów ciężkich serii piaszczystej nawiązuje do składu minerałów osadów kompleksu epidotowo-hornblendowego prowincji zachodniej, znanego z okolic Szczecina (Kosmowska-Ceranowicz, 1979) i reprezentującego oligocen. W grupie minerałów przezroczystych dominują amfibole (47,3%) i epidot (26,5%) przy niewielkiej zawartości minerałów odpornych (do 4,7%). We frakcji 0,25–0,10 mm nie stwierdzono obecności glaukonitu (Masłowska, Michałowska, 2004). Nad serią piaszczystą występuje kompleks osadów ilastych, na który składają się: mułowce szare i brunatne laminowane jasnoszarymi pyłowatymi piaskami kwarcowymi z łyszczykami, z wkładkami piasków kwarcowych z glaukonitem i kongrecjami syderytów, iłowce pelityczne, często łupkowate o tłustym przełamie, od szaro-brunatnych, brunatno-zielonych do czekoladowo-brunatnych. Miejscami są one przekątnie laminowane piaskami glaukonitowymi. iłowce są bezwapniste. W składzie minerałów ciężkich dominują chloryty (84,3%) i minerały przezroczyste (92,0%). Mułowce występujące w górnej części profilu zawierają znacznie mniej chlorytów (14,2%), dominują: epidot (36,1%), następnie granaty (11,6%) i minerały odporne (15,6%).

Wyniki badań stratygraficznych sześciu próbek osadów pobranych z głębokości 16,6–39,8 m wykazały brak mikrofauny wskaźnikowej (Paruch-Kulczycka, 2001). W kompleksie dolnym, w reziduum, dominował kwarc, któremu towarzyszyły w mniejszych ilościach: glaukonit i koprolity, łyszczyki oraz detrytus roślinny. W kompleksie górnym, w reziduum, zaobserwowano dużą ilość glaukonitu i kwarcu, koprolity, drobne opalowe igły gąbek, spirytyzowane okrzemki, znaczną ilość elementów szkieletów ryb, nieliczne szczątki zmineralizowanego kremowego detrytusu roślinnego i łyszczyki (w górnej i dolnej próbce). W dolnej próbce (33,0–33,3 m) stwierdzono również znaczną ilość kongrecji pirytowych, nieliczne okruchy bursztynu, pojedyncze okruchy skorup małży i nieoznaczalne szczątki otwornic planktonicznych. Według Paruch-Kulczyckiej (2001) skład reziduum, szczególnie w górnej części omawianego profilu otworu Osówko (otw. 42), wykazuje podobieństwo do próbek z górnej części profilu otworu Podborsko (otw. 13), co przez analogię może sugerować obecność osadów z pogranicza eocenu i oligocenu lub oligocenu.

W profilu otworu 63 utwory paleogenu występują bezpośrednio na osadach kredy dolnej (albu) na głębokości 74,0–158,4 m. Profil tych utworów rozpoczyna warstwa drobnoziarnistych piasków glaukonitowych szaro-zielonych ze żwirkami kwarcowymi, w spągu słabo wapnistych, a w górnej części z przemazami iłów ciemnobrunatnych, nad którą występują ily i mułki brunatne, regularnie warstwowane cienkimi smużkami piasków drobnoziarnistych szarozielonych lub szarych. W spągu, z powodu większej ilości glaukonitu, ily stają się brunatno-zielone, a ku górze prawie czarne i miejscami zlustrowane. Ku górze profilu, ilość i miąższość przewarstwień piaszczystych wzrasta. Występują także cienkie przewarstwienia szarych piaskowców drobnoziarnistych, o spoiwie pirytowym, lub brązowych, zwięźlejszych, z muskowitem i sieczką flory.

Wychodnie utworów oligoceńskich znajdują się po obu stronach doliny Parsęty, na odcinku o długości 2,3 km, pomiędzy Byszynem i Rzyszczewem. Utwory te odsłaniają się m.in. w krawędzi tarasów nadzalewowych wznoszących się 5,0–10,0 m ponad dno doliny. Na zboczu wschodnim osady oligoceńskie odsłaniają się spod cienkiej pokrywy glin zwałowych górnych stadiału górnego zlodowacenia Wisły lub piasków wodnolodowcowych. Główną warstwę o największym rozprzestrzenieniu stanowią piaskowce żelaziste intensywnie żółto-brunatne, którym towarzyszą mniej lub bardziej zażelazione oligoceńskie piaski z łyszczkami i ily szare, brunatno-szare, a nawet białe z lekkim fioletowym odcieniem. Piaski i piaskowce żelaziste występują również w zboczach wysoczyzny morenowej pomiędzy Rzyszczewem i Czarnowęsami. Są to piaskowce drobnoziarniste składające się z ziaren kwarcu spojonych związkami żelaza, nie wykazują warstwowania. Zarówno piaski, jak i piaskowce zawierają łyszczki, nie posiadają natomiast domieszki glaukonitu. Znajdują się w nich okrągłe lub wydłużone konkretje, których środek budują piaski żelaziste z niewielką domieszką frakcji ilowej otoczone warstwą piaskowców żelazistych. Są to tzw. kule półczyńskie (Schneider, Soenderop, 1906). Konkretje te tworzyły się w nieco innych warunkach morskich, niż tzw. kule szczecińskie występujące w piaskach szczecińskich. Powstawały one w morzu płytkim, w bliższej odległości od brzegu. Duże konkretje zawierają w środku rdzeń zbudowany z twardych piaskowców szarych z otoczką rdzawą (warstwa utleniona). W kulach szczecińskich częściej można spotkać kawałki drewna. Zarówno w piaskowcach, jak i w konkretjach znajdują się liczne muszle i odciski skorup małży, reprezentujące faunę oligocenu środkowego, opisaną przez Soenderopa (Schneider, Soenderop, 1906). Są to formy typowe również dla piasków szczecińskich, w związku z tym warstwy te można korelować ze sobą.

Warstwy kolorowych oligoceńskich ilów oraz mułków i mułowców odsłaniają się u podstawy zachodniego zbocza doliny Parsęty w okolicy Rzyszczewa i w dnie doliny Parsęty, gdzie stwierdzono je w profilach otworów hydrogeologicznych: 22, 23, 24, 25, 36. W profilu otworu 36 utwory ilaste występują na głębokości 5,0–50,0 m. Są to ily ciemnobrunatne, zielonkawe i ciemnoszare z konkretjami septariowymi ze śladami fauny.

Iły i mułki oligoceńskie budują wysoczyznę morenową pomiędzy Czarnowęsami i Nawinem, rozciągniętą południkowo przez wąską dolinę Mogilicy. Odsłaniają się one w strefie krawędziowej doliny Mogilicy i w części północno-wschodniej i południowej wysoczyzny morenowej lub występują pod cieniem nadkładem osadów lodowcowych. Występowanie tych osadów zostało udokumentowane w profilach sond ręcznych i mechanicznych (WH). W profilach sond wykonanych na wysoczyźnie morenowej graniczącej od wschodu z doliną Mogilicy stwierdzono występowanie mułowców żółto- i brunatno-rdzawych z łyszczkami, ze smugami drobnoziarnistych, rdzawych piasków, niżej ilów

pyłowatych, brunatno-rdzawych, bogatych w łąszczyki. W profilach sond wykonanych na wysoczyźnie morenowej położonej na zachód od doliny Mogilicy stwierdzono obecność łąw i mułków brunatnych lub oliwkowo-zielonych z dużą ilością łąszczyków, drobnowarstwowanych piaskami pyłowatymi. Występowały również łąwce oraz mułki ilaste, węgliste brunatno-czarne i czarne, smugowane rdzawymi piaskami żelazistymi, z przewarstwieniami mułków i łąw wiśniowo-rdzawych. Omawiane osady są bezwapniste. Wyniki badań palinologicznych (Słodkowska, 2003) próbek pobranych z łąw, łąwców i mułków wskazują, iż występujący w nich zespół palinomorf został złożony w zbiorniku morskim, w niewielkiej odległości od brzegu. Wiekowo jest on zbliżony do obrazów palinologicznych z osadów najniższej części oligocenu występujących w obrębie wyższej części formacji mosińskiej dolnej.

Iły oligoceńskie występujące w tym rejonie były eksploatowane w okresie przedwojennym dla cegielni w Czarnowęsach i nad Jeziorem Byszyńskim (Schneider, 1913a, b).

4. Neogen

a. Miocen

Piaski kwarcowo-łąszczykowe, pyły ilaste, mułki piaszczyste i żwiry kwarcowe. Utwory miocenu występują na obszarze arkusza pod pokrywą utworów czwartorzędowych. Na powierzchni terenu odsłaniają się one punktowo w trzech miejscach: na zboczu wschodnim struktury glacitektonicznej w okolicy Czarnowęsów, w nieczynnym wyrobisku piasków kwarcowych przy drodze prowadzącej z Czarnowęsów do Byszyna i w Czarnowęsach. Utwory miocenu są spiętrzone i silnie zaburzone glacitektonicznie i wraz z utworami oligocenu biorą udział w budowie rozległej elewacji glacitektonicznej Czarnowęsów–Rzyszczewa oraz struktur glacitektonicznych w rejonie Podborsko–Tychów i Sdkowa. Miąższość utworów miocenu jest zmienna i waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Największą miąższość (ok. 65 m) stwierdzono w profilu otworu 50 na południowy zachód od Wicewa. Opisywane osady występują w otworach hydrogeologicznych: 15, 18, 19, 29, 48, 50 i 68, w otworze surowcowym 31, w profilach sond ręcznych i w odsłonięciach. W profilach otworów hydrogeologicznych wyróżniają się dwie serie osadów: dolna — piaszczysta i górna — pyłowata. Dolną budują piaski kwarcowe od grubo- do drobnoziarnistych, na których spoczywają piaski pyłowate, pyły ilaste szare lub brunatne, mułki piaszczyste z muskowitem w serii górnej. W Czarnowęsach (otw. 18) serię piaszczystą podścielają mułki i pyły ciemnobrunatne z węglem brunatnym i łąszczykami. W profilu otworu 50 stwierdzono wyłącznie występowanie serii piaszczystej o miąższości powyżej 65,0 m (nieprzewiercone). W dolnej części profilu (77,0–105,0 m) występują piaski drobnoziarniste kwarcowe z łąszczykami, szare, w górnej (40,4–77,0 m) piaski gruboziarniste.

W niewielkim odsłonięciu usytuowanym na wschodnim zboczu struktury glacitektonicznej Czarnowęsów–Rzyszczewa występują stromo ustawione (pod kątem 60–80°) warstwy białych piasków i żwirów kwarcowych zapadające w kierunku zachodnim (290°/60°). Są to piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami kwarcowymi z cienkimi przemazami piasków ilastych i mułków oliwkowo-brunatnych. Wśród nich występuje warstwa białych żwirów kwarcowych z otoczkami kwarcu o kształcie dyskoidalnym, wskazująca na zmianę środowiska sedimentacji (strefa litoralna?). Prawdopodobnie osady te reprezentują formację gorzowską wydzieloną przez Piwockiego i Ziemińską-Tworzydło (1995) dla wyróżnienia dolnomiocińskiego horyzontu piasków kwarcowych. Ogólny charakter tych osadów może wskazywać, że powstały one częściowo w płytkomorskim lub brakicznym środowisku sedimentacji (pływowym, estuariowym).

5. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędu pokrywają prawie całkowicie obszar arkusza. Występują bezpośrednio na osadach oligocenu i miocenu, a w głębokich depresjach podłoża (rów tektoniczno-erozyjny Białogardu–Rzecina) na osadach jury środkowej i górnej. Największą miąższość (205,5 m) osiągają w północno-wschodniej części obszaru w otworze Bukówko (otw. 8), w obrębie kopalnej doliny z interglacjału wielkiego, biegnącej zgodnie z uskokiem Biesiekierza. W rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina miąższość utworów czwartorzędowych oscyluje w granicach od 134,0 (otw. 34) do 165,6 m (otw. 59). Najmniejszą miąższość utwory czwartorzędowe mają w obrębie rozległej elewacji glacitektonicznej Czarnowęsów–Rzyszczewa oraz w obrębie struktur glacitektonicznych w okolicy Osówka, Podborska, Tychowa i Sadkowa. Utwory czwartorzędowe nie występują w dnie i na zboczach doliny Parsęty (otw. 21) oraz na zboczach struktur glacitektonicznych w okolicy Czarnowęsów, Rzyszczewa i Byszyna.

a. Plejstocen

Budowę geologiczną i stratygrafię osadów plejstocenu opracowano na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych próbek pobranych z otworów kartograficznych (Michałowska i in., 2001) oraz analizy poziomów morenowych, międzymorenowych i interglacjalnych w korelacji z obszarami sąsiednimi. Duże znaczenie dla rozpoziomowania osadów zlodowacenia Warty i Wisły ma udokumentowane palinologicznie stanowisko osadów jeziornych interglacjału eemskiego oraz najstarszych osadów rzeczno-jeziornych stadiału dolnego zlodowacenia Wisły w profilu otworu Rzecino (otw. 59) (Dobrcka, Winter, 2001, 2003, 2004; Winter, 2002; Winter, Dobrcka, 2006; Winter i in., 2008).

Na obszarze arkusza nie stwierdzono występowania osadów preglacjalnych oraz osadów zlodowaceń Narwi i Nidy.

Na obszarze arkusza wyróżniono w obrębie osadów plejstocenu siedem poziomów glin zwałowych reprezentujących w świetle wyników badań geologicznych i litologiczno-petrograficznych zlodowacenia południowopolskie: zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2; zlodowacenia środkowopolskie: zlodowacenie Odry, stadiał dolny i górny zlodowacenia Warty oraz zlodowacenia północnopolskie — zlodowacenie Wisły stadiał górny (faza leszczyńsko-poznańska i pomorska). Osady tych zlodowaceń rozdzielone są powierzchniami erozyjno-denudacyjnymi, a miejscami osadami rzecznyymi interglacjału wielkiego i jeziornymi interglacjału eemskiego.

Osady zlodowaceń południowopolskich (Sanu 1 i Sanu 2) zachowały się wyłącznie w dnach głębokich depresji i w rowach tektoniczno-erozyjnych (rów Białogardu–Rzecina), gdzie są silnie zaburzone wraz z osadami podłoża tworząc struktury łusek glacitektonicznych. Największe struktury glacitektoniczne powstały w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry. Lądolód ten silnie egzarował i zaburzał osady podłoża, na które wkraczał. Powstały wówczas największe strefy spiętrzeń tych osadów (elewacja glacitektoniczna garbu pojeziernego) obrzeżające od południa nieckę egzarcyjną Równiny Białogardzkiej. Przyczyną intensywnych procesów glacitektonicznych zachodzących na tym obszarze były znaczne deniwelacje powierzchni przedplejstocenijskiej pomiędzy wałem pomorskim i niecką pomorską (Dobrcka, Piotrowski, 2002). Ostateczne uformowanie się jednostki morfogenetycznej garbu pojeziernego nastąpiło w czasie zlodowacenia Warty. Ta dominująca jednostka odegrała decydującą rolę przy kształtowaniu zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły, a w szczególności lądolodu najmłodszej fazy stadiału górnego (głównego) tego zlodowacenia. W świetle uzyskanych wyników badań stwierdzono, iż faza pomorska stadiału górnego zlodowacenia Wisły miała na tym obszarze charakter transgresywny (Dobrcka, Dobracki, 2002; Dobrcka, Lewandowski, 2002; Dobrcka, Piotrowski, 2002; Dobrcka, Pisarska, 2002). Pas zaburzeń glacitektonicznych związanych z nasunięciem lądolodu fazy pomorskiej rozciąga się od podstawy północnego skłonu garbu pojeziernego, aż po jego kulminację i zajmuje południowo-zachodnią część lobu Parsęty. Równina Białogardzka jest misą końcową lobu Parsęty, urozmaiconą rozległymi stoliwami kemowymi i formami akumulacji wytopiskowej.

Zlodowacenia południowopolskie

Osady zlodowaceń południowopolskich zostały usunięte z obszaru Równiny Białogardzkiej w wyniku procesów egzarcacji lodowcowej w czasie zlodowacenia Odry, a następnie glacitektonicznie spiętrzone tworząc załazek garbu pojeziernego. Zachowały się fragmentarycznie w dnie i zbo-

czach rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina w postaci dwóch poziomów glin zwałowych rozdzielonych serią osadów rzecznych interglacjału ferdynandowskiego.

Złodowacenie Sanu 1

Gliny zwałowe występują w dnie rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina na osadach bajosu górnego (kujawu) na głębokości 160,0–165,5 m. Zostały stwierdzone w profilu otworu Rzecino (otw. 59). Są to gliny zwałowe brunatne i oliwkowo-brunatne, z przewarstwieniami piasków i mułków, przechodzące w spągu (164,0–165,5 m) w piaski gruboziarniste ze żwirami, silnie zaglinione. W omawianych glinach największy udział ma frakcja piaszczysta (54,6%), pyłowa (21,1%) i iłowa (17,4%), a najmniejszy żwirowa (6,9%). Odznaczają się one znaczną przewagą skał krystalicznych (średnio 52,6%) nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 33,2%). Wartości średnie współczynników petrograficznych są następujące: O/K – 0,60; K/W – 1,79; A/B – 0,54. Stwierdzono w nich niewielki udział skał lokalnych (3,4%), wśród których występują piaskowce (1,9%) i mułowce (średnio 0,3%). Są to gliny średniowapniste o średniej zawartości CaCO_3 — 12,7%. W składzie minerałów ciężkich amfibole (38,6%) przeważają nad granatami (16,9%) i epidotem (14,1%) (Michałowska i in., 2001).

Interglacjał ferdynandowski

Piaski i żwiry rzeczne. Omawiana seria osadów wypełnia dno rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina i leży na mocno zerodowanym poziomie glin zwałowych złodowacenia Sanu 1. Została rozpoznana w profilu otworu Rzecino (otw. 59) na głębokości 142,0–160,0 m i w profilach otworów hydrogeologicznych 57 i 58 w Rzecinie. W obrębie tej serii (otw. 59) wydzielono dwa cykle erozyjno-akumulacyjne. Osady pierwszego cyklu (148,0–160,0 m) wypełniają najgłębszą część doliny. Są to piaski gruboziarniste ze żwirami, z domieszką otoczków w spągu, przechodzące ku górze (od 156,5 m) w piaski drobno- i średnioziarniste. Osady drugiego cyklu występują na głębokości 142,0–148,0 m. Są one wykształcone w dolnej części w postaci żwirów z domieszką piasków gruboziarnistych i piasków drobnoziarnistych oraz pyłowatych z przewarstwieniami zwęglonej substancji roślinnej w górnej części. W składzie minerałów ciężkich osadów grubofrakcyjnych granaty i amfibole występują w równowadze. W piaskach drobnoziarnistych przeważają amfibole nad granatami i epidotem. Zawartość CaCO_3 jest najniższa w stropie (6,3%) i w spągu (7,9%) omawianej serii, a średnia zawartość minerałów odpornych wynosi 9,7% (Michałowska i in., 2001). Ziarna kwarcu są źle obtoczone, a współczynniki obtoczenia mają wartości większe od 1. W stropie omawianej serii (142,0–144,0 m) występuje warstwa osadów akumulowanych w warunkach znacznego ochłodzenia

klimatu. Jest to warstwa osadów lessopodobnych zwieńczona warstwą piaszczysto-humusowych gleb peryglacialnych o miąższości 30 cm.

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) występują w zboczach rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina, gdzie osiągają miąższość około 30 m (otw. 57, 58). Zostały szczegółowo rozpoznane w otworze Rzecino (otw. 59), gdzie występują pomiędzy dwoma seriami rzecznyymi (z interglacjału wielkiego i ferdynandowskiego) na głębokości 134,8–142,0 m (30,3–37,5 m n.p.m.). Są to gliny piaszczysto-żwirowe z przewarstwieniami glin piaszczysto-mułkowatych, szare i brunatno-szare, w spągu ciemnobrunatne. Zawierają: 45,6% frakcji piaszczystej, 20,1% pyłowej, 23,7% iłowej i 10,6% żwirowej (Michałowska i in., 2001). Gliny tego poziomu są niejednorodne, znajdują się w nich przewarstwienia piasków i mułków oraz porwaki osadów podłoża (piaski glaukonitowe). Na głębokości 140,0–140,2 m występują w nich fragmenty zwęglonego drewna (lignitu) jasnobrunatne, pochodzące z osadów podłoża czwartorzędu. Zawartość CaCO_3 w glinach tego poziomu jest wysoka i waha się od 10,5 do 15,0%, lecz w stropie serii maleje do 2,1%. W składzie petrograficznym glin (Michałowska i in., 2001) stwierdzono przewagę skał krystalicznych (48,4%) nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 37,7%), przy najwyższej zawartości skał krystalicznych w stropie poziomu (53,0%). Udział skał lokalnych jest niski (średnio 5,9%), przy najwyższej zawartości tych skał w stropie poziomu (9,1%). Wśród skał lokalnych przeważają piaskowce (średnio 2,1%) i mułowce (średnio 1,4%). Wartości średnie współczynników petrograficznych są następujące: O/K – 0,83; K/W – 1,37; A/B – 0,72. Skład minerałów ciężkich jest typowy dla osadów lodowcowych, amfibole (średnio 38,5%) przeważają nad granatami (średnio 25,0%) i epidotem (średnio 11,8%). Zawartość minerałów odpornych jest niewielka (6,0%).

Interglacjał wielki

Piaski ze żwirami, piaski i mułki rzeczne. Osady rzeczne interglacjału wielkiego wypełniają głębokie doliny uformowane na starszych założeniach tektonicznych i rozcinające podłoże czwartorzędu, bądź powtarzające układ starszych dolin rzecznych.

Największą miąższość osadów rzecznych (104,1 m) stwierdzono w kopalnej dolinie rzecznej w okolicy Bukówka (otw. 8) przebiegającej wzdłuż uskoku Biesiekierza. Dno doliny, wycięte w utworach paleogenu położone jest na wysokości 121,0 m p.p.m. Akumulacja osadów rzecznych nastąpiła w czasie czterech cykli. Osady pierwszego cyklu (165,4–205,5 m) są dwudzielne. Dolną część cyklu (182,5–205,5 m), który odpowiada okresowi silnej erozji i utworzenia doliny, reprezentuje seria piaszczysto-żwirowa z gładami i otoczkami skał krystalicznych północnych w spągu. Wyżej występują piaski gruboziarniste, które przechodzą ku górze w piaski średnio- i drobnoziarniste. Górną część

cyklu (165,4–182,5 m), odpowiadającą okresowi akumulacji w dolinie, reprezentuje seria pyłowo-piaszczysta. Tworzą ją piaski drobnoziarniste i pyłowate, jasnoszaro-żółte lub szarozielonkawe, mułki piaszczyste, miejscami drobnolaminowane zwęglonym detrytusem roślinnym z kawałkami zwęglonego drewna. W składzie minerałów ciężkich omawianej serii piaszczystej, wśród minerałów przezroczystych, przeważają amfibole nad granatami i epidotem. Wzrost zawartości epidotu i granatów na głębokości 182,6–182,2 m świadczy o erozji osadów podłoża, podobnie jak wzrost zawartości chlorytów (91,5%) w osadach piaszczysto-pyłowatych z głębokości 171,4–171,5 m. Zawartość CaCO_3 jest zmienna (od 4,7 do 8,1%) (Michałowska i in., 2001).

Osady drugiego cyklu (142,9–165,4 m) wykształcone są głównie w postaci piasków drobnoziarnistych, smugowanych piaskami ilastymi, z przewarstwieniami mułków z detrytusem zwęglonych szczątków roślinnych. W składzie minerałów ciężkich amfibole przeważają nad epidotem i granatami. W dolnej części cyklu zanotowano w osadach wzrost zawartości chlorytów do 91,1%, co świadczy o dopływie materiału z podłoża czwartorzędu. Zawartość CaCO_3 w osadach drugiego cyklu jest najniższa w dolnej części (2,4%) i wzrasta ku górze do 10,8% (Michałowska i in., 2001).

Osady trzeciego cyklu (116,5–142,9 m) są dwudzielne. Dolną część cyklu, od głębokości 125,4–142,9 m budują piaski różnoziarniste z domieszką żwirów i otoczków skał krystalicznych północnych, górną (116,5–125,4 m) tworzą mułki warwowe przechodzące ku górze w piaski drobnoziarniste, pyłowate, miejscami laminowane mułkami. Zawartość CaCO_3 wynosi 8,3–11,0%. Skład minerałów ciężkich w piaskach i mułkach jest podobny, amfibole dominują nad granatami i epidotem (Michałowska i in., 2001).

Czwarty cykl sedymentacyjny (101,1–116,5 m) rozpoczynają piaski gruboziarniste ze żwirami, które od głębokości 107,4 do 103,1 m przechodzą w piaski drobnoziarniste, miejscami zailone, jasnoszarobiałe i mułki. W górnej części cyklu występują naprzemiennie warstwy piaszczysto-pyłowate z przemazami zwęglonego detrytusu roślinnego, wśród których znajdują się cienkie przewarstwienia piasków różnoziarnistych ze żwirami o miąższości około 20 cm. Zawartość CaCO_3 w osadach czwartego cyklu waha się od 5,1 do 13,0%. W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole nad epidotem i granatami, a w górnej części cyklu stwierdzono wysoką zawartość chlorytów (18,5%), które dominują nad amfibolami (20,8%) i biotytem (18,5%) (Michałowska i in., 2001).

Osady czterech omówionych cykli sedymentacyjnych, wyróżnionych w profilu otworu Bukówko (otw. 8), powstały w zmieniających się warunkach hydrodynamicznych, początkowo wód płynących, następnie spokojnych zbiorników wodnych. Skład minerałów ciężkich wskazuje na ich sedymentację w głębokim zbiorniku wodnym utworzonym w obniżeniu podłoża czwartorzędowego, który okresowo miał charakter zastoiskowy.

Starsze założenia tektoniczne posiada głęboka dolina rzeczna utworzona w strefie głębokich rozłamów tektonicznych na granicy wału pomorskiego i niecki pomorskiej (rów tektoniczno-erozyjny Białogardu–Rzecina). Północna część doliny (od Białogardu do Nawina) wykazuje przebieg południkowy, następnie zmienia kierunek ku południowemu-wschodowi zgodnie z uskokiem Szczecinka. Najniższe dno tej doliny (141,2 m p.p.m.) położone jest w okolicy Gruszewa na terenie arkusza Rąbino (Dobrcka, 2008e). W profilu jednego z otworów położonych w tej okolicy seria rzeczna o miąższości 107,0 m wykształcona jest w czterech cyklach akumulacyjnych, podobnie jak w dolinie w okolicy Bukówka. Na obszarze arkusza Dobrowo osady omawianej doliny stwierdzono w profilu otworu 34 w okolicy miejscowości Góry. Dno doliny, wycięte w osadach oligocenu, znajduje się na wysokości 60,9 m p.p.m. W otworze 34 osady rzeczne o miąższości 43,0 m występują na głębokości 70,0–113,0 m.

W południowej części omawianej doliny, w Rzecinie (otw. 59), miąższość utworów rzecznych zmniejsza się do 16,0 m. Profil osadów rzecznych rozpoczyna występująca na głębokości 133,0–134,8 m seria piasków drobnoziarnistych, z domieszką frakcji iłowej, z przewarstwieniami czarnych iłów i mułków oraz laminami zwęglonego detrytusu roślinnego. Powyżej niej, do głębokości 118,8 m, występują typowe osady rzeczne reprezentowane przez piaski gruboziarniste oraz piaski średnio- i drobnoziarniste w środkowej i górnej części serii. Cykl akumulacji rzecznej zamyka akumulacja osadów lodowcowo-jeziornych w zbiorniku zastoiskowym, utworzonym w obniżeniu dolinnym na przedpolu transgredującego lądolodu zlodowacenia Odry.

Zlodowacenia środkowopolskie

Na obszarze arkusza Dobrowo do zlodowaceń środkowopolskich zaliczono trzy poziome glin zwałowych oraz rozdzielające je osady wodnolodowcowe i zastoiskowe. Na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych i korelacji regionalnej gliny zwałowe przyporządkowano zlodowaceni Odry oraz stadiałowi dolnemu i górnemu zlodowacenia Warty. Miąższość tego kompleksu jest bardzo zróżnicowana. W rowie erozyjno-tektonicznym Białogardu–Rzecina i na obszarze garbu pojeziernego (Góra Ruszno) dochodzi ona do 75 m a w strefie spiętrzeń glacitektonicznych w rejonie Rzyszczewa, Czarnowęsów, Osówka i Podborska zmniejsza się, a w niektórych miejscach nawet brak tych osadów.

Zlodowacenie Odry

Piaski z przewarstwieniami glin sływowych, mułków i iłów zastoiskowe występują w otworze 59 na głębokości 109,6–118,8 m. Są to piaski drobnoziarniste, pyłowate lub pyłowato-ilaste, z przewarstwieniami glin sływowych, mułków i iłów. Skład mineralny piasków i glin jest podobny: amfibole (średnio 33,6%) przeważają nad granatami (średnio 21,6%) i epidotem (średnio

13,0%). Skład petrograficzny przewarstwień gliniastych charakteryzuje się równowagą skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych. Współczynniki petrograficzne tych przewarstwień są następujące: O/K – 0,90; K/W – 1,21; A/B – 0,77; O/K – 1,0; K/W – 1,1; A/B – 0,82 (Michałowska i in., 2001).

Omawiana seria osadów lodowcowo-jeziornych powstała w zbiorniku zastoiskowym istniejącym w dolinie rzecznej powstałej w interglacjale wielkim w okolicy Rzecina, na przedpolu transgredującego lądolodu zlodowacenia Odry.

Gliny zwałowe. W czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry miały miejsce na tym obszarze procesy glacitektoniczne o największej skali. Nasuwający się lądolód zdzierał starsze osady z obszaru niecki egzarycyjnej Równiny Białogardzkiej i spiętrzał je na zewnątrz od powstałego obniżenia. Powstały wówczas liczne spiętrzenia glacitektoniczne, które stały się załączkiem garbu pojeziernego. W glinach zwałowych zlodowacenia Odry występują liczne łuski i porwaki osadów miocenu i oligocenu oraz osadów starszych zlodowaceń. Przeważnie leżą one bezpośrednio na osadach podłoża czwartorzędu, z którymi są wspólnie zaburzone. Odznaczają się bardzo zmienną miąższością (od 0 do 35 m). Gliny zwałowe tego poziomu nie występują w kopalnej dolinie powstałej w interglacjale wielkim w okolicy Bukówka, skąd zostały usunięte przez wody proglaclalne lądolodu zlodowacenia Warty oraz w partiach szczytowych łusek glacitektonicznych w rejonie Osówka, Podborska i Czarnowęsów.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry zostały stwierdzone w profilu otworu Rzecino (otw. 59), gdzie występują na głębokości 76,0–109,6 m. Są to gliny piaszczysto-mułkowate szaro-brunatne, w dolnej części poziomu niejednorodne, z przewarstwieniami piasków, mułków i ilów, z którymi są wspólnie zaburzone. W składzie petrograficznym przeważają skały krystaliczne północne (średnio 44,0%) nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 37,0%), w spągu poziomu przewaga jeszcze bardziej się zwiększa. W składzie skał krystalicznych północnych udział łupków paleozoicznych jest zmienny, ich zawartość dochodzi do 7,5%. Występują również dolomity (średnio stanowią 1,8%; maksymalnie — 4,1%) i duża ilość ziaren kwarcu, która wzrasta ku spągowi warstwy do 13,3%. Zmienny jest udział skał lokalnych (od 2,8 do 12,5%), wśród nich dominują wapienie i piaskowce mezozoiczne. Wartości średnie współczynników petrograficznych wynoszą: O/K – 0,90; K/W – 1,29; A/B – 0,75. Są to gliny wapniste, o zawartości CaCO₃ od 10,7 do 19,4% (Michałowska i in., 2001).

Gliny z otworu Rzecino (otw. 59) wykazują duże podobieństwo do glin zwałowych tego samego wieku występujących w okolicach miejscowości Łęczynko na terenie arkusza Rąbino. Ich współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – 1,11; K/W – 1,22; A/B – 0,75 (Dobrcka, 2008e). W składzie skał krystalicznych północnych występują w nich również łupki paleozoiczne (do 7,5%), których nie było w glinach zlodowaceń południowopolskich.

Zlodowacenie Warty

Stadiał dolny

Piaski i żwiry z domieszką gładów wodnolodowcowe. W czasie transgresji lądolodu powstała seria piaszczysto-żwirowa wydzielona w otworze Bukówko (otw. 8) na głębokości 90,8–101,1 m. Występuje ona tylko w obrębie kopalnej doliny rzecznej powstałej w interglacjale wielkim. Omawianą serię o miąższości 10,3 m budują osady grubofrakcyjne — piaski gruboziarniste ze żwirami i otoczkami. W składzie minerałów ciężkich amfibole przeważają nad granatami i epidotem. Są to osady średniowapniste, o zawartości CaCO_3 od 8,2 do 11,3% (w stropie serii) (Michałowska i in., 2001).

Osady wodnolodowcowe akumulowane w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Warty tworzą równiny sandrowe o niewielkim rozprzestrzenieniu (pomiędzy Osówkiem i Podborskiem) i małej miąższości. Są one zaburzone glacytektonicznie, a ich strop położony jest na różnej wysokości.

Piaski ilaste i mułki piaszczyste zastoiskowe. Transgresję lądolodu zlodowacenia Warty poprzedziła akumulacja osadów zastoiskowych, która miała miejsce w końcowym etapie tworzenia się równin sandrowych w okolicy Bukówka oraz pomiędzy Białą Górą i Tychówkiem. Miąższość osadów zastoiskowych dochodzi do 30 m (otw. 34). W profilu tych osadów obserwuje się przeważnie dwudzielność. W dolnej części serii występują piaski drobnoziarniste, często zailone, które przechodzą ku górze w mułki warwowe. Omawiana seria utworów zastoiskowych została rozpoznana w profilu otworu Bukówko (otw. 8) na głębokości 69,0–90,8 m. W składzie minerałów ciężkich amfibole przeważają nad epidotem i granatami (Michałowska i in., 2001).

Gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty budują na omawianym obszarze ciągły poziom glacialny kilkunastometrowej miąższości. Maksymalną miąższość (ok. 32 m) gliny osiągnęły w otworze 28 w Podborsku. Gliny zwałowe tego poziomu nie występują w obrębie głębokiej formy erozyjnej położonej pomiędzy Białą Górą i Tychówkiem, zostały usunięte w wyniku silnej erozji wód proglacialnych lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty.

Gliny zwałowe stadiału dolnego występują najczęściej bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Odry, miejscami podścielają je osady zastoiskowe lub wodnolodowcowe zlodowacenia Warty, z którymi są wspólnie zaburzone. Osady te stwierdzono w profilu otworu Rzecino (otw. 59) na głębokości 47,6–76,0 m (56,9–28,5 m n.p.m.). Są to gliny ilasto-mułkowate, szare i szarobrunatne, jednorodne z cienkimi przewarstwieniami piasków w górnej części poziomu. W glinach tych przeważają skały krystaliczne (średnio 47,0%) nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 37,1%). Udział pozostałych skał jest niewielki i wynosi średnio: piaskowce — 3,5%, kwarc północny — 3,7%, dolomity — 2,3%, łupki — 1,1%. Wartości średnie współczynników petrograficznych są następujące: O/K — 0,88; K/W — 1,35; A/B — 0,76. Zawartość skał lokalnych jest nieduża i wynosi średnio 5,3% (Michałowska i in., 2001).

Mułki i piaski zastoiskowe. Akumulacja osadów zastoiskowych miała miejsce w rozległym zastoisku rozciągającym się od Modrolasu do Bukówka oraz pomiędzy Białą Górą i Tychówkiem. Osady zastoiskowe zostały stwierdzone w profilach otworów hydrogeologicznych: 4, 7, 9, 14, 34, 38, 39 oraz w profilu otworu Bukówko (otw. 8). Ich miąższość jest zmienna i waha się od kilku do 22 m (otw. 34). Są one wykształcone w postaci mułków warwowych w środkowej części zbiornika, w okolicy Bukówka i piasków drobnoziarnistych, pyłowato-ilastych w brzeżnej części. W otworze 8 występują one na głębokości 56,8–64,6 m. Są to osady wapniste o zawartości CaCO_3 około 15%. W składzie mineralnym amfibole przeważają nad epidotem i granatami (Michałowska i in., 2001). Osady zastoiskowe są w stropie silnie zaburzone glacitektonicznie z glinami zwałowymi stadiału górnego zlodowacenia Warty.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. W zbiorniku zastoiskowym pomiędzy Białą Górą i Tychówkiem miała miejsce akumulacja osadów o charakterze zastoiskowo-wodnolodowcowym. Są to osady piaszczyste, drobnofrakcyjne, miejscami zailone. Górna część osadów wypełniająca omawiany zbiornik została w znacznym stopniu zerodowana przez wody proglacjalne lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty.

Akumulacja osadów wodnolodowcowych miała również miejsce w kopalnych rynnach Parsęty i Mogilicy. Występują one na południe od Wicewa, gdzie osiągają miąższość około 20 m (otw. 53). Są to osady grubofrakcyjne reprezentowane przez piaski różnoziarniste ze żwirami z domieszką otoczków.

Gliny zwałowe występują na całym obszarze arkusza w formie ciągłego poziomu o zmiennej miąższości, od kilku metrów do 25,9 m w okolicy Bukówka (otw. 8). Strop glin tego poziomu położony jest najwyżej w okolicy Rzecina (62,1 m n.p.m. — otw. 59) i obniża się ku północnemu-wschodowi do 53,6 m n.p.m. w okolicy Bukówka (otw. 8). W wyniku erozji wodnolodowcowej został on miejscami mocno porożcinany. W rejonie Biała Góra–Tychówko doprowadziła ona do całkowitego usunięcia tych osadów.

Gliny stadiału górnego rozpoznano w profilach dwóch otworów kartograficznych: Bukówko (otw. 8) i Rzecino (otw. 59). W otworze 8 osiągają one znaczną miąższość (25,9 m) i występują na głębokości 30,9–56,8 m. Są to gliny zwarte, szare, z dużą ilością otoczków skał krystalicznych północnych, które od głębokości 40,0 m przechodzą ku dołowi w gliny piaszczyste brunatne lub brunatno-oliwkowe, półzwarte z przewarstwieniami żwirów i piasków gruboziarnistych, w spągu laminowane mułkami i iłami. Gliny tego poziomu charakteryzują się niewielką przewagą skał krystalicznych północnych (41,3%) nad wapieniami paleozoicznymi (40,0%), wśród których stwierdzono niewielki udział dolomitów (1,6%). Zawartość skał lokalnych wynosi średnio 7,0% i osiąga maksymalną

wartość 20,7% w dolnej części poziomu (Michałowska i in., 2001). Współczynniki petrograficzne są następujące: O/K – 0,97; K/W – 1,17; A/B – 0,82.

W profilu otworu Rzecino (otw. 59) gliny tego poziomu występują na głębokości 42,4–47,6 m, odróżniają się barwą, litologią i składem petrograficznym od glin starszych zlodowaceń. Są jasno-brunatne i brunatno-czerwone, w spągu szare, silnie ilaste, o zawartości frakcji iłowej średnio 31,9% i pyłowej — 30,9% oraz silnie wapniste, średnia zawartość CaCO₃ wynosi 16,6% (Michałowska i in., 2001). W składzie petrograficznym frakcji zwirowej zaznacza się przewaga wapieni paleozoicznych (45,6%) nad skałami krystalicznymi północnymi (38,2%). Współczynniki petrograficzne tych glin wynoszą odpowiednio: O/K – 1,32; K/W – 0,82; A/B – 1,15. Ich cechą charakterystyczną jest brak łupków paleozoicznych, mała zawartość ziaren kwarcu (2,2%) i piaskowców północnych (3,1%), natomiast większy udział dolomitów (6,1%). Zawartość skał lokalnych jest zmienna i waha się od 4,1 do 10,0% (średnio 6,4%). Skład zespołu minerałów ciężkich jest podobny do glin stadiału dolnego, tylko zawartość CaCO₃ zwiększa się do 13,9%.

Piaski ilaste z detrytusem roślinnym rzeczno-jeziorne. Osady te zostały udokumentowane w profilu otworu Rzecino (otw. 59) na głębokości 39,7–42,4 m. Występują one w stropie glin zwałowych zlodowacenia Warty i podścielają osady jeziorne interglacjału eemskiego. Są to piaski drobnoziarniste, lekko zailone, drobnolaminowane zwęgloną substancją organiczną. W spągu zawierają domieszkę piasków średnioziarnistych, ciemnożółtych, ze żwirkami. Wskaźniki uziarnienia tych osadów, jak również obecność w nich grubszych frakcji wskazują na akumulację w warunkach rzecznych (zakole rzeczne). Powyżej nich, na głębokości 38,5–40,4 m występuje warstwa mułków ilastych i ilasto-piaszczystych, w stropie i w spągu drobnolaminowanych substancją organiczną, rozpoczyna ona etap akumulacji jeziornej w odciętych starorzeczu. W obrębie tej warstwy, na głębokości 39,7 m (64,8 m n.p.m.) wyznaczono dolną biostratygraficzną granicę interglacjału eemskiego (Dobrcka, Winter, 2003, 2004; Winter, Dobrcka, 2006; Winter i in., 2008).

Dno zbiornika, w którym nastąpiła akumulacja osadów rzeczno-jeziornych, wycięte w stropie glin zwałowych zlodowacenia Warty, jest położone na wysokości 62,1 m n.p.m. Głębokość zbiornika wynosi około 20 m, a jego zasięg został wyznaczony na podstawie profilu otworu Rzecino (otw. 59) i wyników badań mikrosejsmicznych (Kaszubowski, 2002). Wyniki profilowania mikrosejsmicznego wykazały obecność w okolicy Rzecina kilku analogicznych zbiorników. Ich układ przestrzenny sugeruje występowanie postglacialnych starorzeczy, w których od schyłku zlodowacenia Warty poprzez interglacjał eemski, aż po początek zlodowacenia Wisły były akumulowane osady rzeczne i jeziorne.

Interglacjał eemski

Gytie, mułki i łąy jeziorne. Osady jeziorne interglacjału eemskiego zostały stwierdzone w profilu otworu Rzecino (otw. 59) na głąbokości od 36,3 m (68,2 m n.p.m.) do 39,7 m (64,8 m n.p.m.). Przykrywa je seria osadów rzeczno-jeziornych, której strop łąy na głąbokości 22,3 m (82,2 m n.p.m.). Seria ta powstała w odciętym starorzeczu w czasie stadiału dolnego zlodowacenia Wisły.

W dnie zbiornika występują mułki ilaste zielonkawo-szare, w stropie i w spągu drobnolaminowane zwęglonym detrytusem roślinnym. Powyżej nich, na głąbokości 37,4–38,5 m występują dwa poziomy gytii, rozdzielone 30 cm miąższości warstwą mułków ilastych, szarobrunatnych, silnie zwartych i wapnistych oraz bogatych w zwęglony detrytus roślinny. Dolny poziom gytii (37,8–38,5 m) o miąższości 0,7 m i zawartości CaCO_3 — 14,3% jest drobnolaminowany łąami, a w spągu jasnoszarymi piaskami pyłowatymi. Górny poziom gytii ilasto-węglanowych (37,4–37,5 m), o miąższości 0,1 m, odznacza się drobną laminacją typu rytmitu, w którym laminki jańsze, bardziej ilaste mają niską węglanowość. Nad poziomami gytii, na głąbokości 37,4–36,4 m, występuje warstwa mułków ilastych, zielonkawo-szarych, laminowanych mułkami brunatno-szarymi, o łącznej miąższości 1,0 m, z przemazami zwęglonej substancji organicznej i wykwitami wiwianitu. Laminy o miąższości 2–3 cm wskazują na dość szybkie tempo akumulacji osadów dennych w zbiorniku. Należy to wiązać z intensywniejszą dostawą materiału z brzegów zbiornika, związaną z rozwojem procesów denudacyjnych w schyłkowym, chłodniejszym okresie interglacjału. Nad mułkami, na głąbokości 35,6–36,4 m, występują łąy pyłowate, zielonkawo-szare, laminowane rytmicznie łąami brunatnymi, z przemazami substancji organicznej. W warstwie tej, na głąbokości 36,3 m (68,2 m n.p.m.) wyznaczono górną biostratygraficzną granicę osadów interglacjału eemskiego. Granica ta nie zaznacza się w osadach. Wyznacza ją spadek wartości pyłku *Pinus sylvestris* typ, wzrost wartości *Calluna vulgaris* i *Ericaceae* oraz *Betula*, pojawieniem się pyłku *Betula nana* typ oraz pojawieniem się pyłku taksonów związanych z siedliskami otwartymi (*Armeria bistorta* typ i inne). W diagramie pyłkowym z Rzecina wyróżniono dziewięć lokalnych poziomów pyłkowych L PAZ reprezentujących zmiany w sukcesji pyłkowej charakterystyczne dla schyłku zlodowacenia Warty (Rze 1 i Rze 2), interglacjału eemskiego (Rze 3–8) i stadiału dolnego zlodowacenia Wisły (Rze 9) (Dobrcka, Winter, 2003; Winter, Dobrcka, 2006; Winter i in., 2008). Górna granica poziomowi Rze 8 i dolna Rze 9 została uznana za granicę pomiędzy interglacjałem eemskim, a początkiem zlodowacenia Wisły.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał dolny

Iły, mułki i piaski ilaste z detrytusem roślinnym rzeczno-jeziorne. Są to najstarsze osady zlodowacenia Wisły udokumentowane palinologicznie, były akumulowane w zbiorniku jeziornym w okolicy Rzecina. W zbiorniku tym sedymentacja trwała od schyłku zlodowacenia Warty przez całą interglacjal eemski i stadiał dolny zlodowacenia Wisły. W profilu otworu Rzecino (otw. 59) osady te występują na głębokości od 22,3 (82,2 m n.p.m.) do 36,3 m (68,2 m n.p.m.). W spągu omawianej serii występują ily pyłowate, zielonkawo-szare, laminowane rytmicznie ıłami brunatno-szarymi, z przemazami substancji organicznej, ich akumulacja rozpoczęła się pod koniec interglacjalu eemskiego. Powyżej nich, na głębokości 35,0–35,6 m występuje warstwa mułków ilastych, ciemnobrunatnych, drobnolaminowanych piaskami ilastymi i zwęglonym detrytusem roślinnym. Stopniowo ku górze profilu następuje wzrost udziału w osadach frakcji piaszczystej. W warstwie mułków ilasto-piaszczystych, ciemnobrunatnych, silnie nasyconych zwęgloną substancją organiczną, na głębokości 32,0–35,0 m występują laminy piasków drobnoziarnistych, żółto-brunatnych. Powyżej, na głębokości 31,0–32,0 m, stwierdzono warstwę piasków drobnoziarnistych, z niewielką domieszką frakcji ıłowej, żółto-brunatnych, bez detrytusu roślinnego. Warstwa ta znaczy krótki epizod akumulacji rzecznej, po którym nastąpiła akumulacja rzeczno-jeziorna. Odpowiada jej, występująca na głębokości 28,7–31,0 m, warstwa piasków ilastych, brunatnych, gęsto laminowanych mułkami piaszczysto-ilastymi brunatno-czarnymi, bogatymi w zwęglony detrytus roślinny. Profil osadów kończy seria piasków drobnoziarnistych, z niewielką domieszką frakcji ıłowej, ze smugami zwęglonego detrytusu roślinnego, występująca na głębokości 22,3–28,7 m. Strop omawianej serii jest silnie zerodowany, przykrywa go bruk morenowy, stanowiącym residuum glin zwałowych fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Wyniki szczegółowego opracowania metodą analizy pyłkowej osadów z otworu Rzecino (otw. 59) potwierdziły znany schemat rozwoju roślinności i zmian klimatycznych w czasie interglacjalu eemskiego i wniosły nowe dane o roślinności oraz klimacie panującym w stadiałach dolnym zlodowacenia Wisły. W sukcesji pyłkowej z Rzecina zapisana jest swoistość klimatyczna z początku zlodowacenia Wisły, charakterystyczna dla Pomorza Zachodniego, wyrażająca się silnymi wpływami oceanicznymi, z czym należy wiązać liczny udział *Calluna vulgaris* i *Ericaceae* w zbiorowiskach roślinnych (Winter, Dobracka, 2006; Winter i in., 2008).

Stadiał górny

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne). Osady te wypełniają zbiorniki zastoiskowe utworzone w rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina w północno-zachodniej części obszaru i w rowie tektoniczno-erozyjnym Parsęty pomiędzy Sławomierzem, Wicewem, Starym Dębem i Sadkowem. W rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina największą miąższość (31,7 m) osady zastoiskowe osiągają na terenie arkusza Rąbino w profilu otworu kartograficznego w okolicy Łęczynka. Zmniejsza się ona do kilku metrów w brzeżnych partiach zbiornika. Osady zastoiskowe występują na głębokości 10,1–41,8 m i tworzą dwa kompleksy litofacjalne (Dobrcka, 2008e). Dolny kompleks reprezentują mułki, drobnolaminowane piaskami w górnej części. Górny kompleks budują piaski drobnoziarniste z domieszką frakcji iłowej, z przewarstwieniami mułków.

Największy zbiornik zastoiskowy znajdował się w rowie tektoniczno-erozyjnym Parsęty. Rozciągał się od Sławomierza (otw. 44) przez Wicewo (otw. 45, 46, 52, 53), Trzebiec (otw. 54), Stare Dębno (otw. 55, 56) po Doble (otw. 68). Największą miąższość osadów zastoiskowych (ok. 30 m) stwierdzono w profilu otworu w Wicewie (otw. 45). W zachodniej części tego zbiornika, w okolicy Sławomierza, występują ily warwowe (otw. 44). W części środkowej zastoiska (w okolicy Wicewa) miała miejsce akumulacja mułków, które ku wschodowi przechodzą facjalnie w mułki piaszczyste z przewarstwieniami piasków i piaski drobnoziarniste pyłowato-ilaste. W obrębie osadów zastoiskowych występują domieszki materiału pochodzącego z rozmywanych utworów eocenu, oligocenu i miocenu budujących struktury glacitektoniczne obrzeżające omawiany zbiornik.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Są to osady akumulowane w czasie transgresji lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Budują one rozległą równinę sandrową rozciągającą się na przedpolu wysoczyzny garbu pojeziernego od Biernowa przez Łośnicę, Tychówko i Łakówko po Rudno. Miąższość omawianych osadów dochodzi w tym rejonie do 20 m. Są to przeważnie osady grubofrakcyjne (piaski różnoziarniste z domieszką żwirów i otoczków). Niewielkie płyty osadów wodnolodowcowych zachowały się m.in. w okolicy Sadowa i Krosinka na glinach zlodowacenia Warty.

Gliny zwałowe (dolne) tworzą na obszarze arkusza poziom o zmiennej miąższości (od kilku metrów do 20 m). Nie stwierdzono ich pod osadami kopalnych równin sandrowych, m.in. w okolicy Osówka i w dolinie Parsęty.

Gliny zwałowe fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły są przeważnie ciemnoszare, w stropie oliwkowo-szare lub ciemnobrunatne, zwarte lub półzwarte, piaszczyste lub piaszczysto-ilaste, z dużą domieszką głazów. Zawierają przewarstwienia żwirów oraz piasków

różnoziarnistych ze żwirami i otoczkami, miejscami przechodzą w silnie zaglinione piaski z otoczkami. Zostały stwierdzone w wielu archiwalnych profilach otworów i w profilu otworu Bukówko (otw. 8) na głębokości 12,2–30,9 m. Są to gliny średniowapniste o średniej zawartości CaCO_3 13,7% (Michałowska i in., 2001). Odznaczają się przewagą skał krystalicznych (średnio 43,2%) nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 38,2%), małym udziałem dolomitów (średnio 1,8%) i łupków paleozoicznych (średnio 0,4%). Zawartość skał lokalnych wynosi średnio 6,9% i dochodzi do 15,9% w stropie poziomym. Wśród skał lokalnych występują piaskowce (średnio 2,7%) i wapienie (maksymalnie 11,4%). Wartości średnie współczynników petrograficznych są następujące: O/K – 1,15; K/W – 0,96; A/B – 0,94.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne). Są to osady zbiorników zastoiskowych istniejących w czasie transgresji lądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Największy zbiornik zastoiskowy znajdował się w rowie tektoniczno-erozyjnym Parsęty pomiędzy Osówkiem, Wicewem i Sadkowem. Początkowo były w nim akumulowane piaski drobnoziarniste, a następnie mułki i iły warwowe, o miąższości dochodzącej do 13 m (otw. 54).

Drugi zbiornik zastoiskowy znajdował się w północno-zachodniej części obszaru w dolinie Parsęty. Jego osady zostały stwierdzone na terenie arkusza Rąbino w profilu otworu w okolicy Łęczynka (Dobrcka, 2008e). Zastoisko to budują w górnej części mułki pyłowate żółto-brunatne z przewarstwieniami piasków pyłowato-ilastych, w środkowej części mułki piaszczyste lub pyłowate z dużą domieszką piasków w dolnej części. Osady te są zaburzone glacitektonicznie.

Piaski i żwiry, miejscami z gładzami wodnolodowcowe, budują rozległą, kopalną równinę sandrową występującą powszechnie na terenie arkusza, z wyjątkiem obszaru wysoczyzny morenowej w północno-wschodniej części badanego terenu (rejon Modrolasu, Dobrowa i Bukówka). Osady kopalnego sandru odsłaniają się na powierzchni terenu w krawędziach doliny Parsęty i Mogilicy, na zboczach struktur glacitektonicznych w okolicy Rzyszczewa, Czarnowosów oraz na północnym zboczu wysoczyzny morenowej w okolicy Białej Góry, gdzie głębiej występują zaburzenia glacitektoniczne. Miąższość tych osadów dochodzi do 15 m. Zostały rozpoznane w dwóch profilach otworów kartograficznych (otw. 42, 59). W otworze Rzecino (otw. 59) występują one na głębokości 2,9–19,2 m. Są to żwiry grubookruchowe z domieszką piasków różnoziarnistych lub piaski gruboziarniste ze żwirami i otoczkami. Omawiana seria jest bezwapnista. Skład mineralny osadów tej serii wskazuje, że powstały one w warunkach dynamicznych, co spowodowało selekcję minerałów. Wśród minerałów przezroczystych granaty (35,0%) przeważają nad amfibolami (26,3%) i epidotem (10,2%), a w składzie minerałów odpornych (7,3–10,7%) wzrasta zawartość cyrkonu (2–4%) i dystenu (2,0%) (Michałowska i in., 2001). Ziarna kwarcu w obrębie piasków są źle obtoczone.

W otworze Osówko (otw. 42) osady wodnolodowcowe występują na głębokości 5,6–16,5 m, bezpośrednio na utworach oligocenu. Są to piaski drobnoziarniste z cienkimi przewarstwieniami piasków średnioziarnistych z pojedynczymi ziarnami żwirów. Zawierają również przewarstwienia piasków drobnoziarnistych, z domieszką frakcji iłowej. Zawierają średnio 5% CaCO₃ (Michałowska i in., 2001). W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole (40,2–53,0%) nad granatami (14,0–20,3%) i epidotem (11,6–14,0%). Ziarna kwarcu w piaskach są źle obtoczone (współczynnik obtoczenia wynosi 1,2).

Gliny zwałowe (górne) fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły występują na powierzchni terenu. Budują one wysoczyznę morenową płaską lub falistą, jak również moreny, kemy, formy szczelinowe i moreny martwego lodu. W północnej części obszaru od Dobrowa w kierunku Bukowa tworzą ciągłą pokrywę. W obrębie tej części wysoczyzny powierzchnia terenu znajduje się na wysokości od około 30 do 103 m n.p.m. i systematycznie wznosi się w kierunku wschodnim. Gliny zwałowe występują tu zarówno na powierzchni terenu, jak i pod pokrywą osadów ablacyjnych o zmiennej miąższości i często przechodzą facjalnie w piaski pyłowato-żwirowate lodowcowe. Drugi obszar występowania glin zwałowych znajduje się w południowo-zachodniej części badanego terenu na Wysoczyźnie Łobeskiej. Budują one w tym rejonie wysoczyznę morenową falistą, której powierzchnia wznosi się do wysokości około 110 m, maksymalne wysokości (140,4 m n.p.m.) osiąga w obrębie kemów (Góra Dębogórze). Miąższość glin zwałowych jest zmienna i waha się od kilku do kilkunastu metrów i maksymalnie dochodzi do 20 m w północno-wschodniej części arkusza. Gliny te są całkowicie rozmyte pod równinami sandrowymi, w dolinach rzek: Parsęty, Mogilicy, Dębnicy i Bukowej oraz na obszarach równin zastoiskowych. Są to gliny od kruchych do półzwarłych, silnie piaszczyste, od żółto- i rdzawo-brunatnych w stropie poziomym, do brunatno-szarych w dolnej części. Gliny przeważnie są silnie zwietrzałe i odwapnione, zostały stwierdzone w licznych profilach otworów hydrogeologicznych, sond mechanicznych WH i ręcznych oraz rozpoznane w otworze Bukówko (otw. 8). W profilu tego otworu występują one na głębokości 4,0–9,7 m. Są to gliny żółto-rdzawobrunatne, silnie piaszczyste, z dużą ilością żwirów i drobnych otoczków, z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych rdzawych. Zawierają 51,1% frakcji piaszczystej, 21,2% — pyłowej, 22,1% — iłowej i 5,4% — żwirowej (Michałowska i in., 2001). Zawartość CaCO₃ jest w całym poziomie glin podobna i średnio wynosi 11,3%. W składzie petrograficznym glin wapnienie paleozoiczne (41,2%) przeważają nad skałami krystalicznymi północnymi (35,3%). Udział innych skał skandynawskich jest nieduży (łupki stanowią 1,3%; dolomity — 0,5%). Odznaczają się one również dużą zawartością skał lokalnych (średnio 13,1%, maksymalnie 19,3% w stropie poziomym), wśród nich przeważają piaszkowce (6,6%),

mułowce (3,6%) i wapienie lokalne (0,4–5,6%). Średnie wartości współczynników petrograficznych dla trzech próbek glin są następujące: O/K – 1,15; K/W – 0,96; A/B – 0,94.

Piaski pyłowato-żwirowate lodowcowe. Utwory te występują najczęściej w formie pokryw o zmiennej miąższości na glinach zwałowych górnych, na piaskach i żwirach wodnolodowcowych środkowych lub na utworach oligoceńskich. Na zboczach struktury glacitektonicznej Czarnewęsy–Rzyszczewo tworzą one cienkie pokrywy, o miąższości mniejszej od 2 m na utworach oligoceńskich: piaskach i piaskowcach żelazistych oraz piaskach, mułkach, mułowcach, iłach i iłowcach. Omawiane osady towarzyszą różnym formom morfologicznym: występują na zapleczu wałów morenowych, w otoczeniu form szczelinowych i kemów. Miąższość tych utworów jest zróżnicowana i dochodzi maksymalnie do 6,5 m (punkt dok. 15) na północ od Modrolasu. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczkami, bezstrukturalne, mniej lub bardziej zaglinione, z dużą domieszką frakcji pyłowej. Miejscami zawierają przewarstwienia glin spływowych. Niektóre z tych piasków są pochodzenia lodowcowego, niektóre osadami rezydualnymi, inne pochodzą z przemycia glin morenowych. Osady te występują w dwóch profilach otworów kartograficznych (otw. 8, 59), w otworze 59 od powierzchni terenu do głębokości 2,9 m, a w otworze 8 do głębokości 4,0 m.

Piaski i żwiry ozów. Osady te budują wały w rynnę, którą płynie rzeka Chotła, w okolicy Bukowa. Występują również po obu stronach Jeziora Rybackiego. Na południowy zachód od Bukowa znajduje się długa forma szczelinowa rozdzielona przez Chotlę na dwie części. Wał położony bardziej na zachód ma długość 1,6 km, szerokość 250 m, jego kulminacja znajduje się na wysokości 76,5 m n.p.m. Forma ta wyraźnie zaznacza się w rzeźbie terenu, wznosi się wysoko (ok. 23 m) ponad dno doliny Chotli, położone na wysokości 52,9 m n.p.m. Drugi, krótszy wał, o długości 1,1 km i szerokości 250 m, jest nieco niższy, jego kulminacja znajduje się na wysokości 68,3 m n.p.m. Obie formy zbudowane są z osadów piaszczysto-żwirowych o miąższości dochodzącej do 18 m. Krótsze, południowe ramię ozu pokrywają gliny zwałowe ozów.

Dwa krótkie wały, o przebiegu NW–SE, rozciągają się po północnej i południowej stronie misy Jeziora Rybackiego. Wał położony po północnej stronie jeziora ma długość 2 km i szerokość 250 m, krótszy wał o długości 1,1 km i o podobnej szerokości znajduje się po południowej stronie jeziora. Obie formy mają podobną wysokość względną, która wynosi około 10 m. Zbudowane są one z osadów piaszczysto-żwirowych. Na szczytach wałów nie występuje pokrywa gliniasta. Stwierdzono obecność pokrywy supraglacjalnej zbudowanej z gruboziarnistych osadów żwirowo-kamienistych o miąższości do około 3 m.

Piaski, żwiry i głązy moren czołowych budują pagórki moren czołowych akumulacyjnych i glacitektonicznie spiętrzonych. Pasma moren glacitektonicznie spiętrzonych przebiega

w południowo-zachodniej części obszaru w obrębie Wysoczyzny Łobeskiej. Reprezentuje go wał o długości 2,8 km biegnący w kierunku SW–NE od Rzecina do Bolkowa. Jego kulminacja znajduje się na wysokości 123,3 m n.p.m. Szerokość wału wzrasta w kierunku północno-wschodnim od 125 do 325 m, jego wysokość względna wynosi około 30 m. Od strony wschodniej omawianą formę ogranicza wąska dolina wód roztopowych. Dalsze przedłużenie pasma morenowego w kierunku wschodnim stanowi wzgórze morenowe o wysokości około 115 m n.p.m. w okolicy Łośnicy. Jest to owalna forma o długości około 1 km, szerokości 375 m i wysokości względnej 15 m.

Budowę wewnętrzną moren omawianego ciągu rozpoznano w kilku odsłonięciach zlokalizowanych na wschodnim zboczu wału w okolicy Biernowa i w obrębie kulminacji wzgórza w Łośnicy. Główny trzon wału w rejonie Rzecino–Bolkowo budują zaburzone glacitektonicznie osady piaszczyste. Tworzą one stromo ustawione fałdy zbudowane z piasków drobnoziarnistych, na których spoczywa pokrywa supraglacialna zbudowana z osadów piaszczysto-żwirowych przedzielonych warstwą osadów piaszczysto-pyłowych. Miąższość tej pokrywy wzrasta do 2 m w kierunku południowym. Depozycja tych osadów zachodziła w czasie kolejnych spływów materiału supraglacialnego, rozdzielonych etapami przepływów o charakterze zalewów warstwowych (mułki). Skrzydło północne fałdu budują osady piaszczysto-pyłowate z przewarstwieniami glin spływowych. Miąższość osadów morenowych stwierdzona w profilach sond WH przekraczała 10 m. Południowe i wschodnie zbocze wału w rejonie Rzecino–Bolkowo przykrywają gliny zwałowe w spływach moren czołowych. Występują one również w kulminacji wzgórza w Łośnicy, gdzie osiągają miąższość 2–3 m. Do moren glacitektonicznie spiętrzonych należy również Góra Bolkówka, której kulminacja znajduje się na wysokości 103,2 m n.p.m. Jest to wzgórze o wysokości około 20 m, długości 375 m i szerokości 125 m zlokalizowane nad północną krawędzią Wysoczyzny Łobeskiej. Na północ od niego znajduje się zagłębienie wytopiskowe, jego dno położone jest na wysokości około 60 m n.p.m. Budowę wewnętrzną moreny rozpoznano w profilach sond WH do głębokości około 10 m i w małej, nieczynnej piaskowni zlokalizowanej na południowo-zachodnim zboczu formy. W kulminacji wzgórza (punkt dok. 29), pod pokrywą glin zwałowych o miąższości około 4 m występują osady piaszczyste, reprezentowane przez piaski drobno- i średnioziarniste. Zbocze południowo-wschodnie moreny (punkt dok. 28) budują osady grubofrakcyjne (piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczakami) o miąższości około 9 m, poniżej których występują gliny zwałowe szare.

We wschodniej części obszaru arkusza znajdują się dwa pasma moren czołowych recesyjnych, które biegną w kierunku SW–NE. Jedno z nich, położone na zachód od Tychowa, biegnie od Borzysławia w kierunku Trzebiszyna. Składa się ono z dwóch wałów rozciętych przez Leśnicę. Wysokości w obrębie tego pasma są podobne i wynoszą: 76,6 m n.p.m. (Góra Kamionka) oraz 76,8 m n.p.m.

(wzgórze bez nazwy na południe od Trzebiszyna). Długość omawianego ciągu morenowego wynosi około 4 km, a jego szerokość zwiększa się od około 250 do 500 m w kierunku południowo-zachodnim.

Najbardziej na północ wysunięty łuk moren czołowych recesyjnych biegnący od Modrolasu w stronę Bukowa budują niewielkie pagórki, których kulminacje znajdują się na wysokości 66,8–69,4 m n.p.m. Długość omawianego ciągu morenowego wynosi około 3 km. Wyznacza on zasięg lądolodu fazy pomorskiej z etapu subfazy gryfickiej i stanowi kontynuację łuku moren czołowych recesyjnych z terenu arkusza Rąbino (moreny w rejonie Podwilcza, Rychowa i Gruszewa) (Dobrcka, 2008e). Od południa przylega do niego równina sandrowa.

Ze względu na brak odsłoneń, budowę wewnętrzną pagórków budujących omawiane ciągi morenowe rozpoznano w profilach sond ręcznych i mechanicznych WH. W budowie wewnętrznej tych form biorą udział gliny zwałowe kilkumetrowej miąższości tworzące ciągłe pokrywy na pagórkach i wzgórzach. Są to gliny spływowe. Pod nimi znajdują się osady piaszczysto-żwirowe. Na szczycie wzgórza Kamionka występują osady żwirowo-kamieniste i nagromadzenie dużych głazów narzutowych.

Piaski, żwiry i mułki kemów oraz gliny zwałowe w spływach w pokrywach kemów. Wały kemów znajdują się w południowo-zachodniej i w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, na Wysoczyźnie Łobeskiej. Są to trzy rozległe formy reprezentowane przez: Górę Dębogórze (140,4 m n.p.m.), Ponikielskie Góry (116,1 m n.p.m.) i Górę Ruszno (150,4 m n.p.m.). Akumulacja osadów wodnolodowcowych budujących omawiane formy miała miejsce w szczelinach lodowych równoległych do kierunku ruchu lądolodu, w czasie jego postępu. Szczeliny te powstały na granicy mas lodowych przemieszczających się z różną prędkością spowodowaną istnieniem przeszkody terenowej. Przeszkodą była stromo wznosząca się krawędź garbu pojeziernego.

Największą formą na obszarze arkusza jest Góra Dębogórze (140,4 m n.p.m.) położona w południowo-zachodniej części obszaru, pomiędzy Białą Górą i Bolkowem. Jest to wydłużona forma, której oś przebiega w kierunku NW–SE na długości 4,5 km. Jest ona najszersza w części północnej (1,5 km) a najwęższa w południowo-wschodniej (ok. 250 m). Jej wysokość względna wynosi około 40 m i zmniejsza się w kierunku południowo-wschodnim. Od południa ogranicza ją wąska dolina wód roztopowych. Budowę wewnętrzną tej formy rozpoznano w profilach sond WH, których głębokość nie przekraczała 10 m (m.in. w punktach dok.: 24 i 25) i w odsłonięciu Bolkowo-1 znajdującym się w południowo-wschodniej części. W profilach sond stwierdzono wyłącznie osady drobnofrakcyjne (piaski drobnoziarniste, pyłowate i mułki). W profilu odsłonięcia Bolkowo-1 występuje seria wodnolodowcowa (piaszczysto-żwirowa) reprezentująca facje głębszych koryt. Przeważają zestawy ławic o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Widoczne w obrębie tej serii ugięcia warstw wskazują

na postsedymentacyjny charakter deformacji. W kilku miejscach w kulminacji omawianej formy występują cienkie pokrywy osadów ablacyjnych (piaski gliniaste i gliny).

Druga forma, położona w strefie krawędziowej Wysoczyzny Łobeskiej graniczącej z doliną Dębnicy, znajduje się na wschód od Kolonii Łośnica. Są to Ponikielskie Góry (116,1 m n.p.m.) o długości około 3 km i szerokości 1,3 km. W profilach sond WH (m.in. punkt dok. 30) wykonanych do głębokości około 10 m występują wyłącznie osady drobnofrakcyjne (piaski drobnoziarniste, piaski pyłowate z przewarstwieniami mułków). Osady grubszych frakcji występują w brzeżnych częściach omawianej formy.

Najwyższą formą jest Góra Ruszno (150,4 m n.p.m.) położona w południowo-wschodniej części obszaru, na północny zachód od Borzęcina. Ma ona lekko wydłużony kształt i przedłuża się na obszar arkusza Połczyn Zdrój, przechodzi w rozległe plateau kemowe Skowrończych Gór (168,9 m n.p.m.). Forma ta jest zbudowana z osadów wodno- i jeziorno-lodowcowych. Ich akumulacja miała miejsce w szczelinie subglacialnej w warunkach słabego przepływu wód lub w warunkach glacialimnicznych. W osadach tych występują zaburzenia typu odciążeniowego i zaburzenia postsedymentacyjne powstałe w następstwie utraty przez nie podparcia lodowego. Miejscami na omawianych osadach znajduje się cienka, piaszczysto-żwirowa pokrywa supraglacialna lub gliny ablacyjne.

Pagórki, wzgórza i stoliwa kemowe występują powszechnie na Równinie Białogardzkiej. Omawiane formy powstały w inicjalnej fazie zaniku mas lodowych lobu Parsęty wypełniających niekłę egzaracyjną Równiny Białogardzkiej. Występują tu zarówno kemy fluwioglacjalne, jak i limnoglacialne oraz formy kemów mieszanych. Największą z tych form jest stoliwo kemowe znajdujące się w środkowej części obszaru, na północ od Wicewa, o długości 4,8 km i szerokości około 3 km. Wzgórze to ma postać plateau kemowego. Jego powierzchnia szczytowa jest płaska i znajduje się na wysokości około 88–95 m n.p.m. Krawędzie formy są strome ich wysokość wynosi około 15–18 m. Kulminacja wzgórza (102,9 m n.p.m.) znajduje się w części północno-zachodniej. Do dużych form należy wzgórze położone w okolicy miejscowości Góry (114,4 m n.p.m.) i na wschód od Moczyłek (115,8 m n.p.m.). Mniejsze formy reprezentują: Góra Niwka (87,9 m n.p.m.) położona na zachód od Żytekowa i Kłępina Białogardzkiego, wały kemów położone na północny zachód od Modrolasu (83,1 m n.p.m.) i na zachód od Bukówka, Góra Płaskosz na północny zachód od Rzyszczewa.

Budowę geologiczną kemów dokumentują profile sond mechanicznych WH o głębokości do około 10 m i odsłonięcia ścian piaskowni w rejonie Kłępina Białogardzkiego i Gór.

Góra Niwka reprezentuje kemy fluwioglacjalne zbudowane z osadów piaszczystych warstwowych horyzontalnie płasko lub przekątnie o miąższości około 12 m. W obrębie serii osadów kemów

występują drobne uskoki o niewielkim zrzućcie powstałe w wyniku grawitacyjnego osiadania materiału. W dnie wyrobiska występują warstwy piasków gruboziarnistych i żwirów oraz warstwa kamienisto-żwirowa. Warstwy te są zaburzone i tworzą fałd, którego skrzydła zapadają pod kątem 45–50°. W profilu sondy wykonanej w dnie wyrobiska, poniżej tych warstw, występuje seria piaszczysto-pyłowa. Na szczycie wzgórza znajduje się pokrywa osadów supraglacialnych o miąższości 2–4 m zbudowana z piasków różnoziarnistych i żwirów z głazami, z cienkim przewarstwieniem osadów piaszczysto-pyłowych. W osadach supraglacialnych stwierdzono ślady struktur prądowych. Na zboczach omawianych form występują gliny ablacyjne i bezstrukturalne piaski różnoziarniste pyłowate z domieszką żwirów oraz otoczeków.

Piaski i żwiry tarasów kemowych. Szeroka listwa tarasów kemowych rozciąga się wzdłuż północnej krawędzi wysoczyzny morenowej w okolicy Białej Góry. Powierzchnia tarasów położona jest na wysokości około 70–90 m n.p.m. i obniża się ku północy w kierunku równiny sandrowej. Tarasy kemowe buduje seria osadów wodnolodowcowych kilkumetrowej miąższości. Są to piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwirów drobnookruchowych odznaczające się warstwowaniem przekątnym rynnowym. Stwierdzono również obecność warstw o przekątnej laminacji riplemarkowej (riplemarki oscylacyjne). W górnej części serii tych osadów występują struktury klinów mrozowych do głębokości 2,2 m. Są to kliny rozszerzające się ku górze, z wypełnieniem wtórnym (peryglacialnym).

Iły i mułki zastoiskowe oraz piaski i mułki zastoiskowe. Osady te wypełniają rozległy zbiornik zastoiskowy położony pomiędzy Osówkiem, Wicewem i Sadkowem na północy, po Motarzyn i Doble na wschodzie. Granicę południową tego zbiornika stanowi wysoczyzna morenowa. Powstał on w niecce Parsęty w czasie wytapiania się martwych lodów wypełniających obniżenie Równiny Białogardzkiej i zablokowania odpływu wód ku południowi przez garb pojezierny. W części północnej zbiornika osady zastoiskowe występują pod pokrywą osadów wodnolodowcowych rozległego sandru o charakterze pradolinny (Sylwestrzak, 1973). W części południowej zostały one rozmyte w czasie odpływu wód rzecznych dolinami Dębnicy i Parsęty i zachowały się fragmentarycznie w brzeżnych partiach zbiornika (w okolicy Starego Dębna). Miąższość osadów zastoiskowych jest trudna do ustalenia ze względu na zbyt małą ilość otworów, jak również powtarzalność serii zastoiskowych (różnowiekowych). Największą miąższość (ok. 18 m) osady te mają w okolicy Trzebca (otw. 54). Są one w tym rejonie reprezentowane przez mułki o miąższości około 9 m (otw. 54) lub iły warwowe o miąższości 12,5 m, podścielone przez serię piasków drobnociarnistych, która oddziela je od osadów starszego zastoiska. Mułki i iły warwowe występują bezpośrednio od powierzchni terenu lub pod cienką pokrywą piaszczystą na północ od doliny Parsęty, pomiędzy Wicewem–Sadkowem–Motarzynem

i Doblem oraz na południe od Starego Dębna. W okolicy Starego Dębna miąższość mułków wynosi 7,0 m (otw. 56). W dolinie Parsęty występują one pod cienką pokrywą piasków i żwirów rzecznych i wodnolodowcowych tarasów dolin wód roztopowych położonych na wysokości 5,0–10,0 m n.p. rzeki i 10,0–15,0 m n.p. rzeki. Na północ od doliny Parsęty, w rejonie miejscowości: Trzebiec, Sadkowo i Motarzyn ility i mułki zastoiskowe występują pod cienką pokrywą osadów wodnolodowcowych, której miąższość wzrasta w kierunku północnym. W licznych profilach sond i wkopach od powierzchni terenu występują ility brunatno-czekoladowe, które ku dołowi przechodzą w ility żółto-oliwkowe, a następnie w ility ciemnoszare. Są to zarówno ility masywne, jak i typowe ility warwowe. Mułki są żółte, brązowe lub szarozółte, mają teksturę bezładną, bez śladów warstwowania lub zawierają przewarstwienia piasków. W brzeźnych partiach zbiornika osady zastoiskowe są wykształcone jako piaski ilaste z cienkimi przewarstwieniami mułków przechodzące ku stropowi w piaski pyłowate.

Wyniki analiz minerałów ciężkich próbek pobranych z osadów ilastych (Michałowska, Szelewicka, 2002) wykazały, iż wśród minerałów przezroczystych amfibole przeważały nad epidotem i granatami. Zawartość amfiboli w próbkach była zmienna (21,7–51,3%), najmniejsza (21,7%) w ilitych zielonkawo-szarych z okolic Starego Dębna, a największa (51,3%) w ilitych brunatno-czekoladowych z okolic Dobla. Zawartość epidotu w ilitych zmieniała się w granicach — 9,9–21,4%, a granatów — 10,6–40,8%. W ilitych z okolic Dobla (wschodnia część zastoiska) najwięcej było amfiboli (51,3%), znacznie mniej epidotu (16,0%) a najmniej granatów (10,6%), mało minerałów odpornych (5,1%) i zwietrzałych (Michałowska, Szelewicka, 2002). Wyniki analizy świadczą o krótkim transporcie i spokojnym środowisku sedymentacji w tej części zbiornika.

ILITY zielonkawo-szare z okolic Starego Dębna charakteryzują się przewagą granatów (40,8%) nad amfibolami (21,7%) i epidotem (9,9%) oraz wysoką zawartością minerałów odpornych (11,5%). Skład ten świadczy o dużej dynamice środowiska, w którym zachodziła akumulacja tych osadów (Michałowska, Szelewicka, 2002).

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) wypełniają obniżenie Równiny Białogardzkiej tworząc sandr o charakterze pradolinny, który Sylwestrzak (1973) wiąże z systemem pradolin pomorskich. Odpływ wód sandrowych nastąpił szeroką doliną marginalną biegnącą wzdłuż północnej krawędzi wysoczyzny morenowej od wschodniej granicy obszaru (Bukowo) ku zachodniej granicy terenu (Biała Góra), a następnie kontynuował się dalej w kierunku zachodnim, gdzie łączył się z sandrem Wilczej i Topieli na obszarze arkusza Rąbino (Dobrcka, 2008e), a następnie z sandrem Sławoborza (ark. Sławoborze) (Dobrcka, 2001a).

Szerokość tego szlaku sandrowego wynosi 1,5 km we wschodniej części badanego terenu, zwiększa się do około 10 km w centralnej części obszaru i ponownie zmniejsza się do około 4 km

między Czarnowęsami i Białą Górą. Omawiany poziom sandrowy powstał w czasie odstepowania czoła lądolodu z linii moren czołowych subfazy gryfickiej (pasmo morenowe w rejonie Modrolas–Bukowo) i formowania się stożków sandrowych Wilczej i Topieli (ark. Rąbino). Powierzchnia tego sandru jest prawie płaska, nachylona w kierunku zachodnim od wysokości 62,5 do 50,0 m n.p.m. nad doliną Mogilicy, przy zachodniej granicy obszaru. Średnia miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi około 16 m (otw. 27, 34) i jest najmniejsza w brzeżnych partiach doliny marginalnej, m.in. w okolicy Czarnowęsów, gdzie wynosi 5,0 m (otw. 20) oraz w obrzeżeniu zastoiska Parsęty, gdzie osady sandrowe zazębiają się facjalnie z osadami zastoiskowymi. Omawiany poziom sandrowy budują osady piaszczyste, a w dolnej części poziomu osady żwirowo-piaszczyste z domieszką otoczków. Zostały one rozpoznane w profilach dwóch otworów kartograficznych: Podborsko (otw. 13) i Osówko (otw. 42). W otworze 13 osady sandrowe występują od powierzchni terenu do głębokości 10,6 m i zalegają bezpośrednio na utworach oligoceńskich. W dolnej części tego poziomu (10,5–10,6 m) znajduje się bruk morenowy z lepiszczem ilastym, złożony głównie z granitów i kwarcytów. Powyżej niego występują piaski średnio- i gruboziarniste (9,0–10,5 m), które przechodzą ku górze w piaski średnio- i drobnoziarniste (7,0–9,0 m). Na głębokości 3,0–7,0 m występują piaski drobnoziarniste, miejscami z przewarstwieniami piasków ilastych. W górnej części profilu osadów sandrowych (0,0–3,0 m) stwierdzono obecność piasków różnoziarnistych ze żwirami i gładzikami. Omawiana seria sandrowa charakteryzuje się zmiennym wysortowaniem osadów, od złego do umiarkowanie dobrego ($\sigma = 0,66\text{--}1,34$). Zawartość CaCO_3 jest zmienna i waha się od 0,0 do 12,2%. Spadek zawartości CaCO_3 do 0,0% ma miejsce na głębokości 3,0–4,0 m. W składzie minerałów ciężkich granaty (33,5%) przeważają nad amfibolami (26,7%) i epidotem (12,2%) lub występują w równowadze. Zawartość minerałów odpornych wynosi od 10,3 do 13,0%. Ziarna kwarcu wykazują zły stopień obtoczenia ($R=1,21$) (Michałowska i in., 2001).

W profilu otworu Osówko (otw. 42) osady sandrowe zostały stwierdzone na głębokości 0,0–5,6 m. W ich podłożu występują piaski i żwiry, miejscami głązy wodnolodowcowe stadiału górnego zlodowacenia Wisły akumulowane w czasie transgresji lądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Profil tych utworów rozpoczyna seria osadów grubofrakcyjnych (piaski gruboziarniste i żwiry z domieszką otoczków), która podobnie jak w Podborsku (otw. 13) przechodzi ku górze w serię piasków drobnoziarnistych. W górnej części omawianego profilu występuje cienka warstwa piasków gruboziarnistych ze żwirami o miąższości 0,8 m. Seria piaszczysta odznacza się umiarkowanie dobrym lub dobrym wysortowaniem osadów ($\sigma = 0,74$ w spągu poziomym i 0,48 w stropie). Zawartość CaCO_3 w piaskach jest niska (0,0–3,2%). W składzie minerałów ciężkich granaty (34,8%) przeważają nad amfibolami (26,5%) i epidotem (12,6%). Stwierdzono dużą zawartość minerałów odpornych

(13,9%), wśród których przeważa cyrkon (6,6%) (Michałowska i in., 2001). Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu jest wysoki ($R=1,29$), co wskazuje na zły stopień obtoczenia tych ziarn.

Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe dolin wód roztopowych. Teren arkusza rozcinają duże doliny wód roztopowych (Parsęty, Dębnicy i Mogilicy), którymi były odprowadzane wody roztopowe z obszaru wysoczyzny garbu pojeziernego w kierunku zachodnim i północnym po wycofaniu się lądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły z terenu Równiny Białogardzkiej. W dolinach tych wykształciły się trzy poziomy tarasów erozyjno-akumulacyjnych. Oprócz nich występują również mniejsze doliny wód roztopowych, którymi płynęły wody roztopowe w stronę większych dolin marginalnych. W dolinach tych nie utworzyły się tarasy. Rozcinają one szczególnie silnie północną krawędź Wysoczyzny Łobeskiej (dolina Bukowej i jej zachodniego dopływu Świerznicy). Największą doliną wód roztopowych w północno-wschodniej części obszaru była rynna rzeki Chotli odprowadzająca wody w kierunku północnym. Po jej obu stronach występują równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych, które zajmują znaczne obszary na terenie arkusza Pomianowo (Kurzawa, 2008a).

Osady dolin wód roztopowych są wykształcone głównie w postaci piasków średnioziarnistych o zmniejszającej się ku górze średnicy ziaren, w spągu z domieszką żwirów i otoczków. Miąższość osadów jest zmienna i przeważnie wynosi 3–5 m, maksymalnie osiąga 10 m w dolinie Świerznicy. Omawiane osady występują przeważnie w brzeżnych partiach dolin wód roztopowych, często pod pokrywą osadów organicznych lub rzecznych.

Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (dolin wód roztopowych) 10,0–15,0 m n.p. rzeki. Osady te budują najwyższe erozyjno-akumulacyjne tarasy nadzalewowe w dolinach wód roztopowych Dębnicy i Parsęty. Tarasy te występują w formie wąskich listw przy krawędziach wysoczyzny w zachodniej i wschodniej części doliny Dębnicy i w południowej części doliny Parsęty (na południowy zachód i południe od Dobla). Powierzchnia omawianych tarasów położona jest na wysokości około 60–70 m n.p.m. i osiąga maksymalną wysokość 72,6 m n.p.m. na południowy zachód od Dobla. Powstały w czasie późnoglacialnego odpływu wód roztopowych i inicjalnego etapu tworzenia się sieci rzecznej. W czasie intensywnego przepływu wód roztopowych były akumulowane osady piaszczysto-żwirowe (dolna część profilu tarasów), gdy malała szybkość przepływu tworzyły się osady drobnofrakcyjne (górną część profilu). Miąższość omawianych osadów waha się od 1,0 do 6,0 m. W ich podłożu, na zboczach wysoczyzny, występują gliny zwałowe, a w dolinach wód roztopowych Dębnicy i Parsęty podścielają je osady zastoiskowe (mułki i ily).

Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (dolin wód roztopowych) 5,0–10,0 m n.p. rzeki. Osady te budują tarasy erozyjno-akumulacyjne

nadzalewowe (środkowe) w dolinach wód roztopowych Parsęty i Dębnicy. W dolinie Dębnicy osady tarasów środkowych zajmują całą szerokość doliny. Tarasy te tworzą płaską powierzchnię położoną na wysokości 50,0–55,0 m n.p.m., nachyloną w stronę doliny Parsęty i wznoszącą się do 60,0 m n.p.m. w brzeźnych partiach doliny. Miąższość osadów tych tarasów jest zmienna (od 0,5 do 14,0 m — otw. 50). W okolicy Starego Dębna osady tarasów tworzą cienkie, kilkudziesięciocentymetrowe pokrywy na iłach i mułkach zastoiskowych, które miejscami odsłaniają się na powierzchni terenu. Są one wykształcone w postaci piasków różnoziarnistych, miejscami z domieszką żwirów i otoczków.

W dolinie Parsęty, w południowo-wschodniej części obszaru, miąższość osadów tarasów środkowych dochodzi maksymalnie do 4,0 m, ale przeważnie wynosi 1,5–1,7 m. Na wschód od Starego Dębna, w rejonie Motarzyna i Dobra, osady tych tarasów tworzą cienkie pokrywy na utworach zastoiskowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Osady tarasów środkowych występują również na odcinku południkowym doliny Parsęty w okolicy Byszyna i na północ od Osówka (kolonii). Szerokość tarasów w okolicy Byszyna dochodzi do 1 km, a jego powierzchnia położona jest na wysokości około 35–45 m n.p.m. Na północ od Osówka (kolonii) powierzchnia tarasów znajduje się na wysokości około 40–45 m n.p.m. Miąższość osadów budujących tarasy środkowe jest nieduża (2–3 m) i maksymalnie dochodzi do 5 m. W krawędzi tarasów, pomiędzy Byszynem i Rzyszczewem odsłaniają się utwory oligoceńskie (piaski i piaskowce żelaziste). Wschodnie utworów oligoceńskich (piasków i łów) znajdują się również w kilku miejscach na powierzchni tarasów. W okolicy Osówka (kolonii), przy krawędzi wysoczyzny, osady tarasów środkowych występują na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe tarasów środkowych występują również w dolinie Mogilicy na zachód od Rogowa. Profil tych osadów rozpoznano w piaskowniach zlokalizowanych nad doliną Mogilicy na zachód od Rogowa. Występują tam dwie serie osadów. Dolną serię budują piaski drobno- i średnioziarniste warstwowane przekątnie tabularnie lub rynnowo. W jej spągu występuje znaczna domieszka materiału oligoceńskiego (obtoczone kawałki piaskowców żelazistych i tzw. kule szczecińskie). Górną serię, o miąższości 1,5 m, budują piaski średnioziarniste warstwowane płasko, z cienkimi przewarstwieniami piasków gruboziarnistych i piasków ilastych. Warstwowanie podkreślają wytrącenia związków żelaza. W stropie omawianej serii występuje warstwa głazów o niewielkiej miąższości, a nad nią warstwa osadów peryglacialnych (piaski różnoziarniste ze żwirkami i głazikami, ciemnożółto-brunatne, z dużą domieszką frakcji pyłowej).

Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (dolin wód roztopowych) 0,0–5,0 m n.p. rzeki. W dolinie Parsęty tarasy nadzalewowe dolne

występują na południowy wschód od Białogardu, w rejonie Rogowa i Moczyłek. Położone są na wysokości 27,5–35,0 m n.p.m. W okolicy Moczyłek szerokość tarasów dochodzi do 1,5 km, na ich powierzchni miejscami występują wydmy. Miąższość osadów tarasów dolnych w Rogowie wynosi 5,6 m (otw. 1), w Moczyłkach dochodzi do 9 m (otw. 2). Tarasy nadzalewowe dolne budują w okolicy Rogowa piaski drobnoziarniste z niewielką domieszką piasków średnioziarnistych i żwirów drobno-kruchowych w spągu. W Moczyłkach osady tarasów dolnych wykształcone są w postaci piasków średnioziarnistych.

Budowę wewnętrzną osadów tarasów dolnych rozpoznano w północno-zachodniej części obszaru, w małej piaskowni zlokalizowanej na Łąkach Białogardzkich. W profilu ścian wyrobiska o wysokości 3 m występuje seria osadów zbudowana z piasków drobnoziarnistych o warstwowaniu horyzontalnym płaskim, przekątnej laminacji riplemarkowej (riplemarki oscylacyjne) i przekątnej laminacji riplemarków wstępujących. Strop omawianej serii jest zmieniony w warunkach peryglacjalnych.

Piaski, mułki i łył zagłębień wytopiskowych. Osady te wypełniają niewielkie zagłębienia wytopiskowe po martwym lodzie zajęte przez jeziora, zbiorniki wodne lub równiny torfowe. W zagłębieniach tych zachodziła akumulacja osadów mineralnych. Dna zagłębień wytopiskowych wypełniają mułki i łył zastoiskowe przykryte przez osady piaszczyste o zróżnicowanej miąższości. Są to piaski drobnoziarniste lub pyłowate, w dolnej części przeważnie z domieszką frakcji łyłowej. Miąższość tych osadów jest zmienna i uzależniona od głębokości zbiorników. W mniejszych zagłębieniach bezodpływowych, które uległy całkowitemu lub częściowemu zatorfieniu omawiane osady wypełniają ich dna lub występują pod pokrywą torfów, namułów lub piasków humusowych. Zagłębienia wytopiskowe znajdują się na obszarze wysoczyzny morenowej (m.in. na zapleczu wzgórza Góra Bolkówka) i na powierzchni równiny sandrowej. W kilku większych zagłębieniach powstały płytkie jeziora: Dobrowieckie Małe, Rybackie i Byszyńskie. Niektóre z tych jezior w wyniku procesu zarastania przekształciły się w torfowiska lub gytiowiska.

Piaski z domieszką żwirów rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki. Tarasy rzeczne nadzalewowe występują w dolinie Parsęty w rejonie Białogardu i w południowo-wschodniej części obszaru w okolicy Dobla. Powierzchnia omawianych tarasów znajduje się w rejonie Białogardu na wysokości 22,5–27,5 m n.p.m., a w okolicy Dobla — 50,0–52,5 m n.p.m. Omawiane tarasy budują piaski różnoziarniste z domieszką żwirów drobno-kruchowych, które przechodzą ku górze w piaski drobnoziarniste, a w okolicy Dobla w piaski średnioziarniste o miąższości 9,0 m (punkt dok. 43).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny deluwialne występują w licznych suchych dolinkach denudacyjnych rozcinających stoki wysoczyzny morenowej, krawędzie rynien subglacialnych, zbocza ozów, kemów i moren. Są to długie i wąskie dolinki, często zawieszane nad dnem doliny, powierzchnią tarasów kemowych lub równiny sandrowej. Dolinki te wypełniają pyłowate lub gliniaste piaski różnoziarniste i gliny piaszczyste, często z domieszką substancji humusowej w stropie. Osady deluwialne występują również u podnóży krawędzi i stoków wysoczyzny morenowej, rynien subglacialnych i dolin wód roztopowych. Miąższość tych osadów jest zróżnicowana i dochodzi do kilku metrów.

Piaski eoliczne w wydmach. Występowanie form eolicznych ogranicza się do równiny sandrowej i tarasów nadzalewowych w dolinie Parsęty. Są to niewysokie formy wydm wałowych lub parabolicznych, licznie występują również małe, owalne pagórki o wysokości około 3–5 m. Największą formą eoliczną jest wydma paraboliczna otaczająca misę Jeziora Dobrowieckiego Małego i Jeziora Dobrowieckiego Dużego. Długość jej ramion wynosi 1,3 i 0,9 km, a wysokość dochodzi do 8 m. Wydmy zbudowane są z piasków drobno- i średnioziarnistych, kwarcowych, dobrze wysortowanych i obtoczonych.

Silnemu zwydmieniu uległa zachodnia część równiny sandrowej przylegająca do doliny Parsęty, położona pomiędzy Jeziorem Byszyńskim i rozległym plateau kemowym na północ od Wicewa.

Piaski eoliczne. Pole piasków eolicznych o powierzchni 1,3 km² znajduje się na północ od Jeziora Byszyńskiego. Pokrywa piasków eolicznych rozwinęła się na obszarze równiny sandrowej, jej miąższość jest niewielka (mniejsza od 2,0 m). Piaski eoliczne tej pokrywy stopniowo wkraczają na obszar akumulacji jeziornej i bagiennej.

c. Holocen

Piaski, mułki i łył jeziorne. Osady te wypełniają misy Jeziora Dobrowieckiego Małego i Jeziora Rybackiego oraz budują wąskie listwy tarasów jeziornych wokół Jeziora Byszyńskiego i Dobrowieckiego Wielkiego. Występują także w dnach małych zagłębień bezodpływowych pod pokrywą torfów. Są to piaski drobno- lub średnioziarniste, z niewielką domieszką frakcji ıłowej, niebiesko-szare lub szaro-zielonkawe, z przewarstwieniami mułków ılastych, ıłów piaszczystych i domieszką brunatnej substancji humusowej. Występują w nich wkładki torfów i pokruszone skorupki mięczaków. Miąższość osadów jeziornych jest zmienna i dochodzi do kilku metrów.

Piaski rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki występują w obrębie tarasów zalewowych w dolinach: Parsęty, Dębnicy, Mogilicy, Leśnicy, Chotli, Leszczyńki i Bukowej oraz w dolinach mniejszych cieków i strumieni. W dolinie Parsęty, pomiędzy

Wicewem i Sławomierzem, występują pod pokrywą torfów, a w okolicy Rogowa pod pokrywą mad. Osady rzeczne den dolinnych są to przeważnie piaski średnio- i gruboziarniste, miejscami z domieszką żwirów w spągu. Miejscami zawierają one przewarstwienia: mułków, namułów piaszczystych i torfów. Miąższość tych osadów w dolinie Parsęty dochodzi maksymalnie do 7 m w rejonie Tychówka (otw. 37) i Wicewa (otw. 53). Na odcinku od Byszyna do Osówka miąższość osadów rzecznych wynosi średnio 5 m, a w ich podłożu występują utwory oligoceńskie. W dolinie Dębnicy miąższość osadów rzecznych również wynosi około 5 m.

W dolinie Parsęty w rejonie ujścia Bukowej, na północ od Tychówka osady rzeczne tarasów zalewowych występują nad pokrywą torfów, których wiek został określony metodą radiowęglową (^{14}C) na boreał (Trzeciak, 2001). Są to mułki rdzawo-szare, drobnolaminowane piaskami, które od głębokości 1,8–2,0 m przechodzą w piaski drobnoziarniste szare z cienkimi przewarstwieniami zwęglonego detrytusu roślinnego. Poniżej tej warstwy występują piaski drobnoziarniste i pyłowate, szare, silnie nawodnione. Akumulacja tych osadów rozpoczęła się w okresie preborealnym a zakończyła w boreale, gdy osady organiczne wypełniły jeziora.

Namuły i piaski zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują w obrębie zagłębień wytopiskowych na równinie sandrowej, na powierzchni wysoczyzny morenowej lub wypełniają dolinki mniejszych cieków i strumieni. Występują również w dolinie Mogilicy pomiędzy Czarnowęsami i Białą Górą. Są to przeważnie namuły piaszczyste albo piaski z dużą domieszką frakcji iłowej lub pyłowej brunatne. Ich barwa pochodzi od domieszki humusu. Miąższość osadów nie przekracza 2 m. Tworzą one również cienkie pokrywy na łąkach i mułkach zastoiskowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Namuły gliniaste występują w brzeżnej części zagłębienia wytopiskowego w okolicy Borzysławia, położonego na zapleczu wzgórza morenowego — Góry Kamionki. W środkowej części obniżenia występują pod pokrywą torfów o miąższości powyżej 2 m. Namuły gliniaste wypełniają również niewielkie zagłębienia na powierzchni wysoczyzny morenowej i obniżenia pomiędzy pagórkami morenowymi. Przeważnie występują na glinach zwałowych lub na łąkach i mułkach zastoiskowych.

Namuły torfiaste występują w zagłębieniach wytopiskowych, często w podłożu torfów, w dolinach rzecznych, w dolinach wód roztopowych i na powierzchni tarasów nadzalewowych. Wypełniają one również niewielkie obniżenia na równinie sandrowej. Są to osady mineralno-organiczne, z większą lub mniejszą zawartością substancji organicznej, o miąższości 0,5–2,0 m, ciemnoszare lub czarne.

Kreda jeziorna występuje miejscami na obszarze arkusza. Wypełnia niewielkie obniżenie zlokalizowane na południowy zachód od Byszyna, na zapleczu struktury glacitektonicznej

Czarnowęsów–Rzyszczewa. Miąższość kredy jeziornej wynosi około 2 m. Drugie wystąpienie kredy jeziornej pod pokrywą torfów znajduje się w północno-wschodniej części obszaru, w dolinie Chotli, na południe od Słonina. Złoże kredy jeziornej przedłuża się w kierunku północnym (ark. Pomianowo), gdzie miąższość kredy jeziornej osiąga maksymalnie 5 m (Kurzawa, 2008a, b). Prace zwiadowcze wykonane w ramach poszukiwań złóż kredy jeziornej m.in. na obszarze arkusza Dobrowo (Tchórzewska, 1971; Górna, Maćków, 1983) przyniosły wynik negatywny. Były one prowadzone na południowy wschód od Byszyna i w okolicy Osówka i Bolkowa (Tchórzewska, 1971), a następnie w rejonie Dobrowa, Słonina, Borzysławia, Byszyna, Wygody i Osówka (Górna, Maćków, 1983). Na obszarach tych kredę jeziorną stwierdzono tylko w dwóch profilach sond, w okolicy Byszyna. Występuje ona poniżej torfów a jej miąższość wynosi 0,4–1,3 m.

Piaski humusowe tworzą pokrywy o zmiennej miąższości na piaskach tarasów zalewowych; piaskach i żwirach tarasów nadzalewowych; piaskach i żwirach, miejscami mułkach i iłach zagłębień wytopiskowych; iłach i mułkach zastoiskowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Występują również w licznych zagłębieniach na równinie sandrowej, na powierzchni wysoczyzny morenowej i w dolinach wód roztopowych. Są to piaski przeważnie drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste z dużą domieszką substancji humusowej (gleby murszowe) i bardzo drobnych fragmentów zwęglonego detrytus roślinnego.

Gytie występują w dnach zbiorników jeziornych przeważnie pod pokrywą torfów lub tworzą gytiewiska, które znajdują się w miejscach dawnych zbiorników jeziornych. Są to przeważnie gytie ilaste lub wapienne, drobno- i grubodetrytusowe, o średniej miąższości 2–3 m. Największą miąższość (5,4 m) osiągają gytie ilaste na południowy zachód od Krosinka, gdzie występują pod pokrywą torfów wysokich o miąższości 2,1–3,3 m. Na południe od Dobla pod dużej miąższości (5,6 m) nadkładem torfów wysokich występują gytie grubo- i drobnodetrytusowe.

Gytie wapienne i wapienno-ilaste wypełniają płytkie obniżenia na równinie sandrowej pomiędzy Białą Górą i Czarnowęsami. Występują pod pokrywą torfów przejściowych o miąższości powyżej 1,5 m. Gytie ilaste o miąższości około 4 m występują w podłożu torfów niskich na południe od Jeziora Byszyńskiego i w podłożu torfów przejściowych na tarasach nadzalewowych Parsęty w okolicy Moczyłek. Południowa część misy Jeziora Rybackiego jest zabagniona. Występują tu gytie o miąższości do 3,9 m, bez pokrywy torfów, tworzące gytiewisko.

Torfy. Na obszarze arkusza występują trzy rodzaje torfów: niskie, przejściowe i wysokie.

Torfy niskie zajmują największą część całkowitej powierzchni torfowisk. Występują w dnach dolin rzecznych, na tarasach zalewowych i nadzalewowych, w dolinach wód roztopowych oraz wypełniają różnej wielkości i genezy obniżenia oraz zarastające zbiorniki wodne. Torfy niskie

reprezentowane są przez torfy: turzycowe, drzewno-turzycowe, drzewne, trzciniowe i mszyste. Największą miąższość (4,9 m) torfy niskie osiągają w dolinie Chotli na północ od Bukówka. Torfowiska niskie zbudowane są przeważnie w górnej części z torfów drzewno-turzycowych, w części środkowej i dolnej z torfów turzycowych niskich i bagnicowych. W ich podłożu występują utwory piaszczyste lub gytie. Torfy niskie odznaczają się przeważnie silnym zamulaniem, szczególnie te torfy, które występują w dolinach rzecznych. Popielność torfów niskich waha się od 20,0–31,7%, średnio wynosi 25,2%. Odznaczają się one wysokim stopniem rozkładu (30–40%) (Praca zbiorowa, 1996). Ze względu na wysoką popielność i małą miąższość torfów, złoża torfów niskich są niskiej klasy jakości i należy je przeznaczyć do zagospodarowania rolniczego.

Torfy borealne występują w dolinie Parsęty, w rejonie ujścia Bukowej, na północ od Tychówka, pod cienką warstwą utworów rzeczno-bagiennych tarasów zalewowych o miąższości 1,4 m. Wiek torfów został określony metodą radiowęglową (^{14}C) na 7970 ± 70 lat BP (LOD-827³) (Trzeciak, 2001). Są to torfy silnie skompresowane i uwęglone o miąższości 10 cm. Poniżej torfów znajdują się osady pyłowato-piaszczyste z detrytusem roślinnym, ich akumulacja miała miejsce w okresie preborealnym, w warunkach jeziornych lub rzeczno-jeziornych. Torfy wieku borealnego (7890 ± 75 lat BP) występują również na terenie arkusza Czaplinek (Lewandowski i in., 2008, 2009) w zarośniętym i zdrenowanym jeziorku w okolicach miejscowości Sikory.

Torfy przejściowe wypełniają dwa niewielkie zagłębienia na równinie sandrowej na południe od Czarnowęsów i na północ od Białej Góry. Miąższość torfów dochodzi do 2,3 m, a w ich podłożu występują gytie wapienne lub ilaste. Torfy przejściowe reprezentowane są przez torfy drzewno-sfagnowe w stropie i torfy bagnicowe w spągu. Maksymalną miąższość torfy przejściowe (3,4 m) osiągają w okolicy Moczyłek. Występują tutaj torfy drzewno-sfagnowe i bagnicowe, a w ich podłożu zalegają gytie o miąższości do 3,6 m.

Na obszarze arkusza znajduje się pięć niewielkich złóż torfów wysokich. Trzy z nich położone są na wschód od Motarzyna i reprezentują torfowiska wysokie, wełniankowo-sfagnowe i sfagnowe, w których miąższość torfów dochodzi do 3,7 m. Torfy te podścielają gytie ilaste o znacznej miąższości (do 5,4 m). Pozostałe dwa złoża torfów wysokich sfagnowych i wełniankowo-sfagnowych występują na południe od Dobra. Torfy wysokie osiągają tu największą miąższość — 5,6 m, a w ich podłożu występują gytie detrytusowe o miąższości do 2,4 m.

Piaski z domieszką mułków (mady) tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki. Osady te występują na tarasach zalewowych w dolinie Parsęty. Są to osady facji powodziowej reprezentowane przez mady piaszczyste lub ilaste, szare, brunatno-szare, średniozwięzłe i średnioplastyczne.

³ Numer laboratoryjny próbki.

W przewodzie występują mady piaszczyste — piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, lekko zailone, z domieszką humusu. Mady ilaste tworzą cienkie przewarstwienia wśród mad piaszczystych lub występują na nich w formie cienkich pokryw. Spotyka się w nich wkładki torfów. Na mapie przedstawiono występowanie tych utworów jeśli ich miąższość przekraczała 1,3 m. Szerokie rozprzestrzenienie mad w dolinie Parsęty ma prawdopodobnie związek z szybkim nurtem rzeki, który nie sprzyjał procesom torfotwórczym i z wysokimi stanami wód rzeki w czasie powodzi wiosennych.

Wiek tworzenia się mad w dolinie Parsęty został określony metodą radiowęglową (^{14}C) (Trzeciak, 2001). Datowaniu poddano dwie próbki mad pobranych ze wschodniej skarpy doliny Parsęty (zakole rzeki) w okolicy Przegoni (ok. 300 m na północ od mostu w Byszynie). Wiek mad ilastych z głębokości 1,5 m (od górnej krawędzi skarpy) został określony na 2450 ± 50 lat BP (LOD-960). Wiek mułu organicznego ze szczątkami drewna odsłaniającego się na linii wody określono na 680 ± 50 lat BP (LOD-961).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza znajduje się na pograniczu wału pomorskiego i niecki pomorskiej (Dadlez, 1976, 1987, 1997, 1998). Są to jednostki permo-mezozoicznego kompleksu strukturalnego. Granica pomiędzy nimi przebiega na wschód od Białogardu wzdłuż doliny Parsęty i strefy dyslokacyjnej Szczecinka–Ciemina (Dadlez, 1976). Jest to granica umowna wyznaczona wzdłuż podkenozoicznych wychodni spągu kredy górnej. Zachodnia i południowa część badanego terenu położona jest w środkowej części wału pomorskiego, w obrębie bloku tektonicznego Czaplinka (Raczyńska, 1987). Blok Czaplinka stanowi najwyżej wyniesiony odcinek wału pomorskiego tworzący wyraźną anomalię grawimetryczną (Tempelburger Achse wg Brockampa, 1941). Anomalia ta dotyczy wysokiego wypiętrzenia osadów cechsztynu i mezozoiku dolnego (triasu), a także utworów przedpermskich (Pożaryski, 1987). Cechą charakterystyczną bloku Czaplinka jest jego aktywna mobilność tektoniczna trwająca od schyłku orogenezy waryscyjskiej po kenozoik. Ograniczają go linie głębokich uskoków przecinających cechsztyńsko-mezozoiczny kompleks osadowy (Dadlez, 2001) i docierających do waryscyjskich założeń tektonicznych piętra paleozoicznego (Pożaryski, 1987). Dominujące kierunki tektoniczne mają przebieg NW–SE i NE–SW. Kierunki NW–SE posiadają główne strefy uskokowe Szczecinka–Ciemina i Biesiekierza, rowy synsedymencyjne i liniowy przebieg poduszek solnych. Kierunek NE–SW uskoków Świdwina–Białogardu i Połczyna jest zgodny z poprzeczną segmentacją wału pomorskiego na bloki tektoniczne Kołobrzegu i Czaplinka (Dadlez, 1980, 1988; Dadlez i in., 1980a, b).

Granica pomiędzy blokiem Kołobrzegu i blokiem Czaplinka przebiega w północno-zachodniej części obszaru. Kształtowanie się obrazu tektonicznego wału pomorskiego nastąpiło wzdłuż linii

wgłębnym dyslokacji z wykorzystaniem procesów halokinetycznych i powstawaniem struktur solnych. Ruchy tektoniczne generujące mobilność warstw solnych nasilały się na przełomie triasu i jury dolnej, a następnie w kredzie górnej i we wczesnym paleogenie (Dadlez, Marek, 1974a, b). W czasie tego ostatniego etapu doszło do ostatecznego wypiętrzenia wału pomorskiego i utworzenia płaskodennej niecki pomorskiej wypełnionej utworami kredy górnej, w obrębie której w czasie eocenu i oligocenu nastąpiła akumulacja w zbiorniku morskim. Aktywność struktur halokinetycznych i linii tektonicznych zaznaczyła się także w obrębie kenozoiku wpływając na zmienność litofacjalną utworów: eocenu, oligocenu i miocenu. Według Peryta i Piwockiego (2004) na linii oddzielającej wał pomorski i nieckę pomorską przebiega granica pomiędzy lądowymi, a brakiczno-morskimi osadami miocenu.

Neotektoniczna aktywność stref dyslokacyjnych przejawia się w obrazie rzeźby podłoża obszaru arkusza w układzie stref intensywnych zaburzeń glacitektonicznych, w przebiegu głębokich rynien i dolin plejstocenijskich (rowy tektoniczno-erozyjne: Białogardu–Rzecina, Parsęty, Dębnicy oraz rowu Bukówka) a także współczesnych elementów morfologicznych i hydrograficznych (glacitektoniczne wypiętrzenia struktur: Podborska, Tychowa, Sadkowa, Czarnowęsów–Rzyszczewa, Osówka).

Przebieg doliny Parsęty jest zgodny z granicą wału pomorskiego i niecki pomorskiej, a od Tychówka do źródeł z uskokiem Szczecinka (tabl. III). Przebieg doliny rzecznej z interglacjału wielkiego w Bukówku, położonej w osi synkliny Tychowa, jest zgodny z uskokiem Biesiekierza. Wzdłuż uskoku połczyńskiego przebiegającego od SSW na NNE rozwinięty jest głęboki rów Toporzyka–Połczyzna Zdroju (ark. Połczyn Zdrój, Dobracka, 2009), przechodzący ku północy w rów tektoniczny Wogry–Dębnicy. Obszar powtarzającej się przez cały plejstocen akumulacji zastoiskowej (zastoisko środkowej Parsęty) był predysponowany istnieniem głębokiego zagłębienia w podłożu (rów tektoniczno-erozyjny Parsęty).

Zasięg i kierunek najmłodszego strumienia lodowego — lobu Parsęty był ściśle uwarunkowany morfologią powierzchni i tektoniką kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego w podłożu (Dobracka, Piotrowski, 2002). Łądolód wkroczył do niecki egzaracyjnej Równiny Białogardzkiej uformowanej w obrębie niecki pomorskiej. Barięą dla niego był garb pojezierny będący starą strukturą glacitektoniczną ze zlodowaceń środkowopolskich nadbudowaną nad elewacją starszego podłoża na granicy wału pomorskiego i niecki pomorskiej.

Powierzchnię podczwartorzędową obszaru arkusza budują osady: eocenu, oligocenu i miocenu o miąższości przekraczającej 165 m. Utwory jury środkowej i górnej występują w dnie rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina. Deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej na omawianym obszarze wynoszą około 195 m. Utwory paleogenu i neogenu są silnie spiętrzone glacitektonicznie. Strefy tych zaburzeń przebiegają pasmami w kierunku NW–SE tworząc elewacje i depresje

(glaciotektopary). Układ tych glaciostruktur jest bardzo wyraźny w rysunku rzeźby podłoża podczwartorzędowego. Ich amplituda i intensywność rosną w stronę kulminacji garbu pojeziernego. Największa strefa spiętrzeń glacitektonicznych przebiega na pograniczu wału pomorskiego i niecki pomorskiej, od Kamosowa przez Laski na obszarze arkusza Rąbino, Czarnowęsy, Rzyszczewo do Osówka na badanym terenie. W okolicy Rzyszczewa notuje się najwyższe położenie stropu powierzchni podczwartorzędowej (ok. 70 m n.p.m.). W kulminacji elewacji glacitektonicznej w okolicy Osówka strop osadów oligocenu znajduje się na wysokości około 50 m n.p.m., natomiast w okolicy Podborska osady eocenu i oligocenu występują na wysokości 44,4 m n.p.m. (otw. 13).

Pokrywa utworów czwartorzędowych odznacza się najmniejszą miąższością (kilka metrów) w kulminacji struktury glacitektonicznej Czarnowęsów–Rzyszczewo i maleje do zera na jej zboczach. Silnie zaburzone glacitektonicznie osady oligocenu (stromo ustawione, prawie pionowo i załadowane w formie łusek) odsłaniają się na powierzchni terenu w dnie i w zboczach doliny Parsęty i doliny Mogilicy. Wychodnie tych utworów znajdują się po obu stronach doliny Parsęty na odcinku o długości 2,3 km pomiędzy Byszynem i Rzyszczewem. Zostały one opisane i udokumentowane stratygraficznie (Schneider, Soenderop, 1906; Schneider, 1913a, b). W profilu otworu badawczego wykonanego w dnie doliny Parsęty (otw. 21) osady oligocenu występują od powierzchni terenu do głębokości około 100 m (nie zostały przewiercone). Reprezentują one utwory oligocenu dolnego (14,0–100,0 m) i górnego (0,0–14,0 m). Osady te są również zaburzone glacitektonicznie, w rdzeniu stwierdzono prawie pionowe ustawienie warstw (Schneider, Soenderop, 1906).

Powierzchnię podczwartorzędową obszaru arkusza rozcinają liczne formy dolinne o założeniach tektonicznych biegnące wzdłuż linii dyslokacyjnych lub depresje o założeniach glacitektonicznych występujące pomiędzy elewacjami struktur glacitektonicznych.

Najniższe położenie stropu powierzchni podczwartorzędowej (121,0 m p.p.m.) znajduje się w północno-wschodniej części obszaru obrębie kopalnej formy erozyjnej w Bukówku. W tym rejonie arkusza osady czwartorzędowe mają największą miąższość — 205,5 m. Przyczyną tak dużej ich miąższości były prawdopodobnie względne ruchy obniżające dno rowu ograniczonego od zachodu uskokiem Biesiekierza. Akumulacja serii rzecznych zachodziła w czasie pięciu cykli erozyjno-akumulacyjnych.

Starsze założenia tektoniczne posiada głęboka dolina rzeczna powstała w okresie interglacjału wielkiego w strefie głębokich rozłamów tektonicznych na granicy wału pomorskiego i niecki pomorskiej, w rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina. Północna część doliny (od Białogardu do Nawina na terenie arkusza Rąbino) wykazuje przebieg południkowy, następnie zmienia kierunek na południowo-wschodni zgodnie z uskokiem Szczecinka by w okolicach Białej Góry przyjąć przebieg

południkowy. Najniższe położenie dna tej doliny (141,2 m n.p.m.) znajduje się w okolicy Gruszewa na obszarze arkusza Rąbino (Dobrcka, 2008e), na terenie arkusza Dobrowo znajduje się na wysokości 80,9 m n.p.m. (otw. 34). W dnie doliny występują osady jury środkowej i górnej wykazujące upad ku wschodowi w stronę niecki pomorskiej.

Geneza omawianej formy jest skomplikowana i posiada starsze, preplejstocieńskie założenia. Forma ta została później przebudowana w wyniku procesów subglacjalnych w czasie zlodowaceń południowopolskich oraz pogłębiona i poszerzona w wyniku erozji rzecznej w czasie interglacjalów ferdynandowskiego i wielkiego.

Założenia tektoniczne posiada również kopalna dolina (rynną) Dębnicy rozwinięta w rowie tektonicznym Wogry–Dębicy. Na wysokości uskoku Szczecinka następuje skręt doliny w kierunku północno-zachodnim, zgodnie z granicą wału pomorskiego i niecki pomorskiej.

W rejonie Starego Dębna kopalna dolina Dębnicy łączy się z rynną subglacjalną Kłodzina, przekształconą w interglacjale wielkim w dolinę rzeczną oraz z rynną subglacjalną biegnącą od południowego-wschodu z obszaru arkusza Barwice (Popielski, 2005, 2006). W miejscu skrzyżowania się tych form utworzyła się głęboka depresja o genezie glacitektonicznej (niecka egzarcyjna) lub tektoniczno-erozyjnej (rów Parsęty), której dno położone jest na wysokości około 70 m p.p.m. Omawiana depresja znajduje się pomiędzy Wicewem, Sadkowem i Motarzynem, przez cały plejstocen zachodziła w niej akumulacja osadów zastoiskowych (zastoisko środkowej Parsęty).

Tak silnie urozmaicona rzeźba powierzchni podczwartorzędowej wskazuje na bardzo złożoną genezę. Ma ona ścisły związek z układem struktur podłoża cechsztyńskiego-mezozoicznego (granica wału pomorskiego i niecki pomorskiej, granica bloków Kołobrzegu i Czaplinka) warunkujących przebieg struktur glacitektonicznych i głębokich form erozyjnych, z ruchami neotektonicznymi oraz procesami erozji, egzarcacji i akumulacji lodowcowej w plejstocenie (Kopczyńska-Żandarska, 1970a, b; Maksiaak, Mróz, 1978; Doktor i in., 1995; Kłysz, 1990; Ber, 2006; Dobrcka, Piotrowski, 2002).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Wgłębna budowa geologiczna wału pomorskiego i niecki pomorskiej wraz ze stratygrafią kompleksu permo-mezozoicznego oraz historią procesów zachodzących w czasie tych okresów na omawianym obszarze została przedstawiona w kilku opracowaniach regionalnych (Dadlez, Dembowska, 1965; Dadlez, Marek, 1969; Dadlez, 1974, 1987; Raczyńska, 1987; Marek, Pajchłowa, 1997).

Na rozwój budowy geologicznej obszaru arkusza zasadniczy wpływ miały pionowe ruchy lokalnych elementów i jednostek tektonicznych.

Najstarszymi skałami rozpoznanymi na badanym terenie są utwory permskie (czerwonego spągowca) stwierdzone w profilu otworu 17. W tym okresie istniał już podział strefy pogranicza orogenu waryscyjskiego i kaledońskiego na bloki o zróżnicowanej podatności tektonicznej. Bloki te wypiętrzane lub obniżane z różną intensywnością były później denudowane. Najsilniejsze ruchy tektoniczne miały miejsce na pograniczu czerwonego spągowca dolnego i górnego (faza saalska). Efektem ruchów tektonicznych orogenu waryscyjskiego było utworzenie na jego przedpolu głębokiego cechsztyńskiego basenu sedymentacyjnego przekształconego w bruzdę śródpolską (Dadlez, 2001), która uległa wzmożonej subsydencji w czasie permu i mezozoiku (Pożaryski, 1987; Dadlez, Dembowska, 1965). Strefa osiowa bruzdy śródpolskiej znajdowała się w podłożu dzisiejszego wału pomorskiego. W cechsztyńskim zbiorniku morza epikontynentalnego miała miejsce sedymentacja ewaporatów, następująca w czterech cyklach akumulacyjnych: soli, gipsów, anhydrytów, skał węglanowych i ilastych. W cyklotemie PZ4 (Aller) nastąpiła regresja morska. Sedymentacja osadów detrytyczno-ilastych odbyła się w reliktowym, zmniejszającym się zbiorniku ewaporacyjnym. Akumulacja osadów triasowych (ilasto-mułowcowych) rozpoczęła się w płytkim zbiorniku brakicznym, w którym następnie w wyniku transgresji morskiej w czasie pstrego piaskowca środkowego, osadziły się utwory iłowcowo-piaskowcowe formacji pomorskiej i półczyńskiej. Pod koniec triasu dolnego (retu C) miała miejsce sedymentacja węglanowa. Transgresja morska postępowała również w wapieniu muszlowym. Zbiornik morski uległ wówczas pogłębieniu i osadziły się w nim osady facji węglanowej. Pod koniec okresu wapienia muszlowego zakończyła się akumulacja osadów morskich i rozpoczęła się sedymentacja w zbiorniku śródlądowym. W kajprze dolnym miała miejsce rytmiczna sedymentacja utworów klastycznych i węglanowych, związana z oscylacyjnym charakterem zbiornika. Po regresji morza istniejącego w kajprze dolnym powstał zbiornik lagunowy, który przez cały kajper górny miał charakter regresywny. Miała wówczas miejsce sedymentacja terygeniczna i deltowa. Pod koniec kajpru nastąpił okres formowania się struktur solnych (faza eokimeryjska) i podnoszenia się wału pomorskiego (Dadlez, 1974, 1976, 1987, 2001). W czasie tych ruchów nastąpiło zniszczenie i rozmycie osadów wyższych ogniów kajpru. Osady z początku retyku składają się głównie z redeponowanych osadów kajpru i były osadzone w płytkim zbiorniku typu brakicznego o niedużej subsydencji. Klimat stał się wówczas bardziej wilgotny, co spowodowało pojawienie się szarych barw osadów i zanikanie barw czerwonych. Pod koniec retyku basen uległ wysłodzeniu i powstała strefa zwiększonej subsydencji w okolicy Połczyna-Zdroju. Brak osadów retyku w osi bloku Czaplanka związany jest zarówno z dźwiganie się tego obszaru w czasie sedymentacji, jak i z erozją, która miała miejsce po retyku.

Osady jury dolnej powstały w rozległym, śródlądowym zbiorniku o charakterze rozlewiska, z okresami krótkotrwałych ingresji morskich. Są to osady lądowe rozległych jeziorzysk,

rzek meandrujących i ich równin zalewowych. W hettangu i synemurze miały miejsce krótkotrwałe ingresje morskie z północnego-zachodu, wzdłuż bruzdy pomorsko-kujawskiej. W pliensbachu dolnym (karyksie) miała miejsce transgresja morska, która doprowadziła do połączenia śródlądowego basenu Polski z basenem morza otwartego zachodniej Europy. Powstały wówczas osady morskie i brakiczno-morskie. Pod koniec karyksu morze wycofało się i w pliensbachu górnym (domerze) powstał zbiornik śródlądowy, pod koniec domeru był zasilony przez wody morskie (środowisko bagienno-lagunowe). W toarku dolnym miała miejsce ingresja morska od zachodu. Powstał wówczas płytki, wysłodzony zbiornik morski. W toarku górnym miał miejsce powrót do śródlądowych warunków sedymentacji, charakterystycznych dla środowisk jeziornych i rzecznych, które nadal miały miejsce w jurze środkowej aż do bajosu górnego (kujawu). W tym czasie, postępująca od północnego zachodu transgresja morska spowodowała zmianę warunków sedymentacji. Od kujawu przez baton i kelowej zachodziła ona w basenie niezbyt głębokiego morza. Utwory jury środkowej i górnej występują w brzeżnych strefach wału pomorskiego na pograniczu z niecką pomorską. Brak tych utworów w środkowej części wału należy wiązać z intensywną denudacją przedkenozoiczną, która odbyła się na przełomie kredy górnej i paleogenu. Osady jury górnej powstały w szelfowo-barierowej strefie zbiornika morskiego o drobnych, ale częstych oscylacjach.

W kredzie dolnej obszar arkusza znajdował się w peryferycznej części basenu, którego środkowa część znajdowała się na Kujawach (tab. 2). Osady kredy dolnej odznaczają się w tym rejonie mniejszą miąższością i większą piaszczystością (Dadlez, 1976). W albie górnym rozpoczęła się transgresja morska trwająca po kredę górną. Śladem tej transgresji są zlepieńce oraz piaski i piaszkowce glaukonitowe stwierdzone w profilu otworu 63. W kredzie górnej dominowała sedymentacja osadów węglanowych, które wypełniają środkową część niecki pomorskiej.

Pod koniec kredy górnej od santonu i na początku paleogenu nastąpił okres inwersyjnej przebudowy wału pomorskiego z udziałem procesów halokinezy. Luka stratygraficzna obejmująca paleocen i eocen dolny związana jest z podniesieniem obszaru wału pomorskiego i jego stopniową penepłenizacją.

Następny cykl sedymentacyjny rozpoczął się lądowo-morskimi osadami eocenu górnego i morskimi osadami oligocenu dolnego. Morski zbiornik oligoceński niecki pomorskiej był zbiornikiem płytszym niż zbiornik niecki szczecińskiej, częściej zaznaczały się w nim regresje i przejścia do sedymentacji brakicznej lub rzeczno-jeziornej.

Pod koniec oligocenu dominowała akumulacja brzegowa, w wyniku której powstała seria piaszczowców żelazisto-kwarcowych bogatych w konkretje limonityczne, tzw. kule półczyńskie, konkretje fosforytowe i detryty muszlowe. W miocenie rozpoczęła się sedymentacja utworów lądowych

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			<p>Piaski z domieszką mułków (mady) tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki — $_{ma}^f Q_h$</p> <p>Torfy — $_t Q_h$</p> <p>Gytie — $_{gy} Q_h$</p> <p>Piaski humusowe — $_{ph} Q_h$</p> <p>Kreda jeziorna — $_{kj}^f Q_h$</p> <p>Namuly torfiaste — $_{nr} Q_h$</p> <p>Namuly gliniaste — $_{ng} Q_h$</p> <p>Namuly i piaski zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_{np} Q_h$</p> <p>Piaski rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki — $_{p}^f Q_h^{(t)}$</p> <p>Piaski, mułki i ily jeziorne — $_{p}^{li} Q_h$</p>	<p>Akumulacja rzeczna facji powodziowej w dolinie rzeki Parsęty</p> <p>Akumulacja organiczna w zarastających zbiornikach jeziornych, zagłębieniach wytopiskowych, w dnach dolin rzecznych</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin i zagłębień wytopiskowych</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin i zagłębień wytopiskowych</p> <p>Wypełnianie dolin i obniżen, utworzenie tarasów zalewowych w dolinach rzek: Parsęty, Dębny, Mogilicy, Leszczynki, Leśnicy i Chotli</p> <p>Akumulacja jeziorna</p>
				<p>Piaski eoliczne — $_p^e Q$</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — $_p^e Q^{(w)}$</p> <p>Piaski i gliny deluwialne — $_{pg}^d Q$</p>	<p>Akumulacja eoliczna — tworzenie się wydm i pokryw eolicznych na równinie sandrowej</p> <p>Procesy zboczowe i soliflukcyjne, akumulacja u podnóża zboczy, w dolinkach denudacyjnych i zagłębieniach bezodpływowych</p>
				<p>Piaski z domieszką żwirów rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki — $_{pz}^f Q_{p^4}^{B3^{(IV)}}$</p> <p>Piaski, mułki i ily zagłębień wytopiskowych — $_p^b Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (dolin wód roztopowych) 0,0–5,0 m n.p. rzeki — $_{pz}^{fg} Q_{p^4}^{B3^{(III)}}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (dolin wód roztopowych) 5,0–10,0 m n.p. rzeki — $_{pz}^{fg} Q_{p^4}^{B3^{(II)}}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (dolin wód roztopowych) 10,0–15,0 m n.p. rzeki — $_{pz}^{fg} Q_{p^4}^{B3^{(I)}}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe dolin wód roztopowych — $_{pz}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) — $_p^{fg} Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Akumulacja rzeczna w dolinie Parsęty — utworzenie tarasów nadzalewowych</p> <p>Akumulacja glacialimiczna w sąsiedztwie brył i płyt martwego lodu lub w nieckach wytopiskowych</p> <p>Akumulacja osadów w dolinach wód roztopowych, utworzenie trzech poziomów tarasów w dolinie Parsęty, Dębny i Mogilicy</p> <p>Akumulacja osadów wodnolodowcowych na przedpolu moren czołowych. Utworzenie rozległej równiny sandrowej w obniżeniu Równiny Białogardzkiej</p>

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	<p>Piaski i mulki zastoiskowe — ${}_{\text{pm}}^{\text{b}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Iły i mulki zastoiskowe — ${}_{\text{im}}^{\text{b}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Piaski i żwiry tarasów kemowych — ${}_{\text{pz}}^{\text{b}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Gliny zwałowe w spływach w pokrywach kemów — ${}_{\text{gzw}}^{\text{k}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Piaski, żwiry i mulki kemów — ${}_{\text{p}}^{\text{k}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Gliny zwałowe ozów — ${}_{\text{gzw}}^{\text{o}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Gliny zwałowe w spływach moren czołowych — ${}_{\text{gzw}}^{\text{m}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Piaski, żwiry i głązy moren czołowych — ${}_{\text{p}}^{\text{m}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Piaski i żwiry ozów — ${}_{\text{pz}}^{\text{o}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Piaski pyłowato-żwirowate lodowcowe — ${}_{\text{ppyz}}^{\text{g}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Gliny zwałowe (górne) — ${}_{\text{gzw3}}^{\text{g}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Piaski i żwiry miejscami z domieszką głązów wodnolodowcowe — ${}_{\text{pzgl}}^{\text{fg}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Iły, mulki i piaski zastoiskowe (górne) — ${}_{\text{i3}}^{\text{b}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Gliny zwałowe (dolne) — ${}_{\text{gzw1}}^{\text{g}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{\text{pz}}^{\text{fg}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p> <p>Iły, mulki i piaski zastoiskowe (dolne) — ${}_{\text{i1}}^{\text{b}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p>	<p>Akumulacja zastoiskowa w zbiorniku limnoglacialnym w niecce Parsęty (zastoisko Parsęty)</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa pomiędzy bryłą martwego lodu a krawędzią wysoczyzny</p> <p>Spływy gliniaste z brył martwego lodu i do szczelin w lodzie</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa przeważnie w dużych szczelinach (przetainach) w obrębie pasywnego lub martwego lodu w czasie deglacjacji arealnej</p> <p>Spływy gliniaste z brył martwego lodu i do szczelin w lodzie</p> <p>Akumulacja lodowcowa w czasie transgresji na bezpośrednim przedpolu aktywnego czoła lądolodu (moreny spiętrzone) i w czasie deglacjacji obszaru w warunkach frontało-arealnych; powstanie moren czołowych recesyjnych.</p> <p>Akumulacja przez wody lodowcowe w obrębie szczeliny lub tunelu pod lodem, spływy błotne do szczelin w lodzie</p> <p>Akumulacja w warunkach ablacji</p> <p>Akumulacja lodowcowa w obrębie wysoczyzny morenowej</p> <p>Akumulacja transgresywnych osadów wodnolodowcowych. Utworzenie rozległej równiny sandrowej na przedpolu wysoczyzny garbu pojeziernego. Równoległe erozja i formowanie się rynien, dolin i równin.</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach proglacialnych na przedpolu transgredującego lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja transgresywnych osadów wodnolodowcowych</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach proglacialnych na przedpolu transgredującego lądolodu</p>		
				Stadiał dolny	<p>Iły, mulki i piaski ilaste z detrytusem roślinnym rzeczno-jeziorne — ${}_{\text{i}}^{\text{f-li}}\text{Q}_{\text{p}^4}^{\text{B}3}$</p>	Akumulacja rzeczno-jeziorna w zbiorniku jeziornym w Rzecinie		
				Interglacja eemski		<p>Gytie, mulki i ropy jeziorne — ${}_{\text{gy}}^{\text{li}}\text{Q}_{\text{p}^3-4}$</p>	Akumulacja jeziorna w zbiorniku jeziornym w Rzecinie	
				Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał górny	<p>Piaski ilaste z detrytusem roślinnym rzeczno-jeziorne — ${}_{\text{p}}^{\text{f-li}}\text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W}3}$</p> <p>Gliny zwałowe — ${}_{\text{gzw}}^{\text{g}}\text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W}3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{\text{pz}}^{\text{fg}}\text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W}3}$</p> <p>Mulki i piaski zastoiskowe — ${}_{\text{mp}}^{\text{b}}\text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W}3}$</p>	<p>Akumulacja rzeczno-jeziorna w zbiorniku jeziornym w Rzecinie</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja osadów wodnolodowcowych przed czołem transgredującego lądolodu</p> <p>Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych przed czołem transgredującego lądolodu</p>
						Stadiał dolny	<p>Gliny zwałowe — ${}_{\text{gzw}}^{\text{g}}\text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W}1}$</p>	Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Glacitektonika.

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał dolny	Piaski ilaste i mułki piaszczyste zastoiskowe — $_{pi\ mp}^b Q_{p^3}^{W1}$ Piaski i żwiry z domieszką glazów wodnolodowcowe — $_{pz}^{fg} Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych przed czołem transgredującego lądolodu Akumulacja osadów wodnolodowcowych przed czołem transgredującego lądolodu	
			Zlodowacenie Odry		Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^3}^O$ Piaski z przewarstwieniami glin spływowych, mułków i ilów zastoiskowe — $_{p}^b Q_{p^3}^O$	Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Glacitektonika. Druga, najintensywniejsza faza glacitektonogenezy. Utworzenie niecki egzaracyjnej Równiny Białogardzkiej i strefy spiężeń glacitekto- nicznych na pograniczu wału pomorskiego i niecki pomorskiej (tzw. garbu pojeziernego) Akumulacja osadów lodowcowo-jeziornych w zbiorniku zastoiskowym funkcjonującym w dolinie rzecznej z interglacjału wielkiego w Rzecinie	
			Interglacjał wielki		Piaski ze żwirami, piaski i mułki rzeczne — $_{pz}^f Q_{p^{2-3}}$	Denudacja, erozja i akumulacja rzeczna. Utworzenie głębokich dolin rzecznych w rowach tektoniczno- erozyjnych (rów Bukówka, rów Białogardu–Rzecina)	
			Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^G$	Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Glacitektonika	
				Interglacjał ferdynandowski	Piaski i żwiry rzeczne — $_{pz}^{fg} Q_{p^2}^F$	Erozja i akumulacja rzeczna. Utworzenie głębokiej doliny rzecznej w rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina.	
				Zlodowacenie Sanu 1	Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^S$	Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Glacitektonika. Pierwsza faza glacitektonogenezy	
		Neogen	Miocen			Piaski kwarcowo-łyszczykowe, pyły ilaste, mułki piaszczyste i żwiry kwarcowe — $_p^M$	Akumulacja rzeczna, jeziorna i bagienna w obrębie rozległych równin rzeczno-jeziornych
		Paleogen	Oligocen			Piaski i piaskowce żelaziste — $_{ppeFe}^{OI}$ Piaski, mułki, mułowce i ilowce — $_p^{OI}$	Akumulacja brakiczno-morska
			Eocen górny– oligocen dolny			Piaski, piaskowce, mułki, ilowce i mułowce — $_p^{E_3-OI_1}$	Akumulacja morska
		Kreda	Kreda górna			Margle, wapienie, ily, opoki, mułowce i ilowce — $_{me}^{Cr_3}$	Akumulacja morska
			Kreda dolna			Piaskowce, łupki ilaste, mułki, ily, ilowce i zlepieńce — $_{pc}^{Cr_1}$	Akumulacja morska
		Jura	Jura górna			Wapienie, margle, piaskowce, mułowce, łupki margliste i ilowce — $_w^J_3$	Akumulacja morska
Oksford				Piaskowce, mułowce, wapienie i margle — $_{pc}^J_o$	Akumulacja morska		
Jura środkowa	Baton- kelowej			Ilowce, mułowce i piaskowce z wkładkami wapieni piaszczystych — $_{ic}^J_{bt-cl}$	Akumulacja morska		
	Bajos górnym			Piaskowce wapnisto-syderytowe, ilowce z syderytami i mułowce z wkładkami muszłowców — $_{pcwsy}^J_{bj3}$	Akumulacja morska		
	Bajos dolny			Piaski i piaskowce z detrytusem roślinnym, z wkładkami mułowców i ilowców węglistych oraz węgla brunatnego — $_{ppe}^J_{bj1}$	Akumulacja limniczna w zbiorniku śródlądowym		

w różnych środowiskach: rzeczonym, jeziornym i bagiennym rozwijających się na obszarach równin rzeczno-jeziornych.

Od schyłku miocenu aż po okres zlodowaceń południowopolskich przeważały na badanym obszarze procesy denudacyjne. Ukształtowany został wtedy wstępny zarys powierzchni podczwartorzędowej. Jej obecna rzeźba powstała w wyniku procesów: egzaracji, glacitektoniki, depozycji glacialnej, a także akumulacji i denudacji w okresach międzylodowcowych w czasie całego plejstocenu (Dobrcka, Piotrowski, 2002). Budują ją osady różnego wieku.

W czasie transgresji lądolodów zlodowaceń południowopolskich i zlodowacenia Odry miały miejsce na tym obszarze najsilniejsze procesy glacitektoniczne, których przyczyną były znaczne deniwelacje powierzchni przedplejstocenijskiej pomiędzy niecką pomorską i wałem pomorskim. Powstały wtedy największe strefy spiętrzeń osadów oligocenu i miocenu, które stały się załączkiem jednostki morfogenetycznej garbu pojeziernego, którego ostateczne uformowanie nastąpiło w czasie zlodowacenia Warty. Ta wielka struktura glacitektoniczna nadbudowana nad elewacją starszego podłoża, obrzeżająca od południa bałtycką nieckę egzaracyjną stanowiła próg, na którym zatrzymywały się lądolody kolejnych zlodowaceń (Dobrcka, Piotrowski, 2002; Dobrcki, Lewandowski, 2002; Ber, 2006; Ber i in., 2006; Marks i in., 2006). Przez obszar arkusza przebiega kilka stref spiętrzeń glacitektonicznych, których amplituda i intensywność rośnie w stronę kulminacji garbu pojeziernego. Największa strefa spiętrzeń glacitektonicznych przebiega na pograniczu wału pomorskiego i niecki pomorskiej od Kamosowa przez Laski (ark. Rąbino), Czarnowęsy, Rzyszczewo do Osówka (ark. Dobrowo). Notuje się tu najwyższe położenie stropu osadów oligocenu (ok. 70 m n.p.m.) i największą miąższość tych utworów (powyżej 100 m — otw. 21).

Lądolody zlodowaceń południowopolskich pozostawiły na badanym obszarze dwa poziomy glin zwałowych reprezentujące zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2 (Wilgi). Gliny tych zlodowaceń zachowały się fragmentarycznie w zboczach rowu tektoniczno-erozyjnego Białogardu–Rzecina, gdzie są rozdzielone serią osadów rzecznych interglacjału ferdynandowskiego. Miąższość osadów rzecznych wypełniających dolinę rzeczną w Rzecinie wynosi 18,0 m, a ich akumulacja zachodziła podczas dwóch cykli sedymentacyjnych. Osady zlodowaceń południowopolskich zostały usunięte z obszaru Równiny Białogardzkiej w wyniku procesów egzaracji lodowcowej w czasie zlodowacenia Odry, a następnie glacitektonicznie spiętrzone na elewacji garbu pojeziernego.

Interglacjał wielki zaznaczył się na omawianym obszarze procesami silnej denudacji i erozji, które przy synchronicznych ruchach podnoszących obszar wału pomorskiego względem niecki pomorskiej doprowadziły do odpreparowania starszych dolin lub rynien, ich pogłębienia i wypełnienia osadami rzecznyymi. Doliny rzeczne, które wówczas powstały wykorzystwały starsze założenia

tektoniczne. Rozcięcia erozyjne z okresu interglacjału wielkiego sięgały 121,0 m p.p.m. (dolina w okolicach Bukówka uformowana wzdłuż uskoku Biesiekierza) i 141,2 m p.p.m. (ark. Rąbino — Dobracka, 2008e) (dolina uformowana w rowie tektoniczno-erozyjnym Białogardu–Rzecina). Miąższość serii osadów rzecznych wypełniających doliny wynosi: 104,1 m w Bukówku i 107,0 m w Gruszewie pod Białogardem (ark. Rąbino). Akumulacja osadów rzecznych w dolinach nastąpiła w czasie pięciu cykli sedymentacyjnych. W czasie interglacjału wielkiego odpreparowaniu uległa dolina rzeczna w okolicach Rzecina. Miąższość osadów rzecznych wynosi 16,0 m. Cykl akumulacji rzecznej zamyka akumulacja osadów lodowcowo-jeziornych w zbiorniku zastoiskowym, utworzonym w obniżeniu dolinnym na przedpolu transgredującego lądolodu zlodowacenia Odry.

Lądolody zlodowaceń środkowopolskich pozostawiły na badanym obszarze trzy poziomy glin zwałowych i rozdzielające je osady zastoiskowe oraz wodnolodowcowe reprezentujące zlodowacenie Odry i stadiał dolny oraz górny zlodowacenia Warty.

W czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry miały miejsce procesy egzaracji osadów starszych zlodowaceń i podłoża czwartorzędowego. W glinach zlodowacenia Odry występują liczne porwaki i łuski tych osadów. Powstała wówczas, wyraźnie zaznaczająca się w rzeźbie podłoża czwartorzędu, niecka egzaracyjna Równiny Białogardzkiej (Maksiak, Mróz, 1978). Obszar leżący na zewnątrz od powstałego obniżenia podlegał w tym czasie intensywnym zaburzeniom glacitektonicznym. Reprezentują one drugą i najintensywniejszą fazę glacitektoogenezy, która wywarła najsilniejszy i najbardziej wyraźny wpływ na model budowy geologicznej osadów plejstocenu na garbie pojeziernym (Dobrcka, 2008a, b, c, d, e, 2009; Dobrcka, Piotrowski, 2002; Dobracki, Lewandowski, 2002). W czasie następnych zlodowaceń Warty i Wisły w obniżeniu Równiny Białogardzkiej zachodziły nadal procesy egzaracji lodowcowej, o czym świadczą leżące na sobie kolejne poziomy glin zwałowych. Akumulacja osadów wodnolodowcowych poprzedzających transgresję lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Warty nastąpiła w obrębie kopalnej doliny z interglacjału wielkiego w okolicach Bukówka i na równinach sandrowych o niewielkim rozprzestrzenieniu (pomiędzy Osówkiem i Podborskiem). W końcowym etapie formowania się równin sandrowych uległy one przekształceniu w zastoiska, w których były akumulowane osady jeziorno-lodowcowe o miąższości do 30 m w okolicy Bukówka i pomiędzy Białą Górą i Tychówkiem. Osady te zostały zaburzone glacitektonicznie przez nasuwający się lądolód zlodowacenia Warty. Na obszarze arkusza lądolody zlodowacenia Warty pozostawiły dwa poziomy glin zwałowych reprezentujące stadiał dolny i górny. Gliny tych stadiałów leżą bezpośrednio na sobie i tylko lokalnie (pomiędzy Modrolasem i Bukówkiem oraz pomiędzy Białą Górą i Tychówkiem) rozdzielone są przez osady zastoiskowe i wodnolodowcowe. Akumulacja osadów wodnolodowcowych nastąpiła również w kopalnych rynnach Parsęty i Mogilicy, gdzie

miąższość tych osadów dochodzi do 20 m. Łądolód stadiału górnego zlodowacenia Warty pozostawił po sobie poziom glin o znacznej miąższości (do 26 m). W wyniku erozji wodnolodowcowej związanej z transgresją łądolodu zlodowacenia Wisły strop tego poziomu jest miejscami mocno porożciniany. W rejonie Biała Góra–Tychówko doprowadziła do całkowitego usunięcia tych osadów. Z etapu recesji łądolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty pochodzą osady rzeczno-jeziorne wypełniające kopalny zbiornik jeziorny w Rzecinie. W zbiorniku tym, położonym na obszarze kopalnego pojezierza, miała miejsce akumulacja osadów od schyłku zlodowacenia Warty poprzez interglacjał eemski aż po początek zlodowacenia Wisły.

Stanowisko w Rzecinie jest jedynym na Pomorzu Zachodnim udokumentowanym palinologicznie stanowiskiem osadów interglacjału eemskiego i najstarszych osadów zlodowacenia Wisły (stadiał dolny — toruński) (Dobrcka, Winter, 2003, 2004; Winter, Dobrcka, 2006; Winter i in., 2008). Głębokość kopalnego zbiornika w Rzecinie wynosi około 20 m, a jego zasięg został wyznaczony na podstawie wyników badań mikrosejsmicznych (Kaszubowski, 2002). Profilowanie mikro-sejsmiczne wykazało obecność w okolicy Rzecina kilku podobnych zbiorników, których układ przestrzenny sugeruje występowanie postglacialnych starorzeczy, w których były akumulowane osady rzeczne i jeziorne. Dolna biostratygraficzna granica interglacjału eemskiego została wyznaczona na głębokości 39,7 m (64,8 m n.p.m.), a górna granica na głębokości 36,3 m (68,2 m n.p.m.). Sekwencja osadów interglacjału eemskiego ma podobny przebieg do innych sukcesji tego wieku znanych z obszaru Polski. Inaczej wyrażona jest granica pomiędzy interglacjałem eemskim i zlodowaceniem Wisły, charakteryzująca się wysokim udziałem pyłku *Calluna vulgaris* i *Ericaceae*. Zmiany roślinności zapisane w diagramie pyłkowym związane ze zmianami klimatycznymi zostały potwierdzone przez zmiany podatności magnetycznej (Winter i in., 2008).

W stadiale dolnym (toruńskim) zlodowacenia Wisły w zbiorniku w okolicach Rzecina nadal miała miejsce akumulacja osadów jeziornych przerwana krótkim epizodem akumulacji rzecznej. Strop omawianej serii położony na głębokości 22,3 m (82,2 m n.p.m.) jest silnie zerodowany i przykryty brukiem morenowym, stanowiącym residuum glin zwałowych fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. W czasie zlodowacenia Wisły powstały na obszarze arkusza dwa poziomy glin zwałowych reprezentujące dwie fazy stadiału górnego — fazę leszczyńsko-poznańską i fazę pomorską.

Transgresję łądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej poprzedziła akumulacja osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych w formie rozległej równiny sandrowej rozciągającej się na przedpolu wysoczyzny garbu pojeziernego od Biernowa przez Łośnicę, Tychówko i Łąkówko po Rudno oraz w zbiornikach limnoglacialnych utworzonych w niecce Parsęty pomiędzy Sławomierzem, Wicewem,

Starym Dębniem i Sadkowem, jak również w okolicy Białogardu. Miąższość osadów zastoiskowych wynosi około 30 m a wodnolodowcowych dochodzi do 20 m. Łądolód fazy leszczyńsko-poznańskiej pozostawił na tym obszarze jeden poziom glin, którego miąższość dochodzi do 20 m. Gliny tego poziomu nie występują pod osadami budującymi kopalne równiny sandrowe, m.in. w rejonie Tychówka i Osówka oraz w dolinie Parsęty.

Na początku fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły nastąpiła akumulacja osadów zastoiskowych w rozległym zbiorniku limnoglacialnym w niecce Parsęty pomiędzy Osówkiem, Wicewem i Sadkowem oraz w okolicy Białogardu. Następnie miała miejsce akumulacja osadów wodnolodowcowych w obrębie rozległych równin sandrowych. Osady te zostały w znacznym stopniu zaburzone przez transgredujący łądolód fazy pomorskiej. Faza pomorska miała charakter transgresywny, co potwierdzają wyniki prac terenowych na obszarze arkusza i innych badań (Galon, 1968, 1969, 1972; Maksiak, Mróz, 1978; Kłysz, 1990, 1998, 2000, 2001; Dobracka, Dobracki, 2002; Dobracka, Lewandowski, 2002; Dobracki, Lewandowski, 2002). Z etapami transgresji tego łądolodu i przekraczania przez niego stoku garbu pojeziernego wiąże się powstanie moren glacitektonicznie spiętrzonych w rejonie Rzecino–Bolkowo, Łośnicy, Góry Bolkówki i rynien subglacialnych. Rynny te wykorzystują obecnie rzeki: Mogilica, Chotla, Dębica i Bukowa. Rynnie Chotli towarzyszą ozy w okolicy Bukowa. Łądolód fazy pomorskiej pozostawił po sobie jeden poziom glin zwałowych z całym zespołem syn- i postgenetycznych form powstałych w czasie deglacjacji (ozy). Recesja łądolodu miała charakter frontalno-arealny, z krótkimi postojami czoła łądolodu i akumulacją moren czołowych recesyjnych we wschodniej części obszaru arkusza. Są to pasma morenowe w rejonie Borzysław–Trzebiszyn i Modrolas–Bukowo, stanowiące kontynuację łuku moren czołowych recesyjnych z obszaru arkusza Rąbino (moreny z rejonu Podwilcza, Rychowa i Gruszewa) (Dobracka, 2008e). Odływ wód sandrowych nastąpił szeroką doliną marginalną biegnącą wzdłuż północnej krawędzi wysoczyzny morenowej od wschodniej granicy badanego terenu (Bukowo) ku zachodniej granicy obszaru arkusza (Biała Góra), a następnie kontynuował się dalej w kierunku zachodnim, gdzie łączył się z sandrem Wilczej i Topieli na terenie arkusza Rąbino (Dobracka, 2008e), a następnie z sandrem Sławoborza (ark. Sławoborze) (Dobracka, 2001a, b).

Na Wysoczyźnie Łobeskiej w czasie postoju łądolodu, w szczelinach lodowych równoległych do jego krawędzi, miała miejsce akumulacja osadów wodnolodowcowych. Powstały wówczas trzy duże kemy: Góra Dębogórze (140,4 m n.p.m.) i Ponikielskie Góry (116,1 m n.p.m.) w południowo-zachodniej części obszaru oraz Góra Ruszno (150,4 m n.p.m.) w południowo-wschodniej. Góra Ruszno przedłuża się ku południowi i przechodzi na teren arkusza Połczyn Zdrój (Dobracka, 2009) w plateau kemowe Skowrończych Gór (168,9 m n.p.m.).

W inicjalnej fazie zaniku mas lodowych lobu Parsęty wypełniających nieckę egzaracyjną Równiny Białogardzkiej powstały wzgórza i stoliwa kemowe w rejonie Gór, Moczyłek i Wicewa oraz mniejsze kemy (Góra Niwka, Płaskosz i inne). W miejscach najdłuższego utrzymywania się martwych lodów powstały rozległe niecki i zagłębienia wytopiskowe, w których nastąpiła akumulacja osadów zastoiskowych. Największy zbiornik limnoglacialny powstał w niecce Parsęty pomiędzy Osówkiem, Wicewem i Sadkowem na północy, po Motarzyn i Doble na wschodzie, w wyniku zablokowania odpływu wód ku południowi przez wysoczyznę garbu pojeziernego. W północnej części zbiornika osady zastoiskowe były zasypywane piaskami wodnolodowcowymi (sandrowymi). W mniejszych zagłębieniach wytopiskowych, po wytopieniu się martwych lodów, miała miejsce akumulacja osadów zastoiskowo-jeziornych. W tych zagłębieniach powstały jeziora, z których część w wyniku procesu zarastania przekształciła się w torfowiska lub gytio-wiska.

Po wycofaniu się lądolodu fazy pomorskiej z obszaru Równiny Białogardzkiej wody roztopowe odprowadzane były w kierunku zachodnim i północno-zachodnim wzdłuż północnych stoków Wysoczyzny Łobeskiej szerokimi dolinami wód roztopowych: Parsęty, Dębnicy i Mogilicy. W dolinach tych wykształciły się trzy poziomy tarasów erozyjno-akumulacyjnych. Mniejszymi dolinami wód roztopowych, w których nie wykształciły się tarasy, odprowadzane były wody roztopowe w stronę większych dolin marginalnych (dolina Bukowej, Świerznicy i Chotli).

Na północnych stokach Wysoczyzny Łobeskiej w warunkach peryglacialnych zachodziły intensywne procesy denudacji, erozji i wietrzenia mechanicznego. Powstały liczne suche dolinki rozcinające głęboko zbocza wysoczyzny. Niektóre z tych dolinek zostały włączone w odpływ powierzchniowy, ponownie rozcięte i pogłębione. U podnóża zboczy wysoczyzn i w dolinach gromadziły się osady deluwialne. Na równinie sandrowej w warunkach peryglacialnych miała miejsce akumulacja piasków w pokrywach i wydmach.

Pod koniec plejstocenu utworzyły się tarasy nadzalewowe Parsęty. Na początku holocenu rozwinęły się procesy eoliczne na równinie sandrowej i na tarasach nadzalewowych Parsęty. W holocenie powstały doliny rzeczne: Parsęty, Dębnicy, Mogilicy, Leśnicy, Leszczyńki, Chotli i Bukowej oraz dolinki mniejszych cieków i strumieni. W dnach tych dolin rozpoczęła się akumulacja osadów rzecznych, a w misach jezior i w zagłębieniach wytopiskowych gytii, torfów, piasków humusowych i namulów. Powstały torfowiska wysokie, przejściowe i niskie, procesy torfotwórcze zachodzą w nich do dzisiaj. Stopniowemu zanikowi uległy płytkie jeziora. W stanie zabagnienia i w inicjalnej fazie zatorfienia znajduje się południowa część misy Jeziora Rybackiego.

W dolinie Parsęty zachodzi współcześnie akumulacja mad rzecznych na tarasach zalewowych. Szerokie rozprzestrzenienie tych utworów w dolinie Parsęty ma związek z szybkim nurtem

rzeki, który nie sprzyja procesom torfotwórczym i z wysokimi stanami wód rzeki w czasie powodzi wiosennych. Wiek tworzenia się mąd został określony metodą radiowęglową (^{14}C) na 2450 ± 50 lat BP (LOD-960) i 680 ± 50 lat BP (LOD-961) (Trzeciak, 2001).

IV. PODSUMOWANIE

Wyniki prac i badań geologicznych uzyskane na obszarze arkusza pozwoliły na wykonanie szczegółowej mapy geologicznej, która jest podstawą do opracowań: hydrogeologicznych, geologiczno-gospodarczych i surowcowych oraz do sporządzania planów zagospodarowania przestrzennego.

Wyniki zdjęcia geologicznego, uzupełnione analizą geomorfologiczną, dały pierwszy szczegółowy obraz budowy geologicznej osadów powierzchniowych. Opracowanie arkusza przyczyniło się do rozpoznania budowy geologicznej osadów kenozoiku oraz ich podłoża w strefie pogranicza wału pomorskiego i niecki pomorskiej. Omawiany obszar położony jest w strefie głębokich rozłamów tektonicznych przecinających cechsztyńsko-mezozoiczny kompleks osadowy (Dadlez, 2001) i docierających do waryscyjskich założeń piętra paleozoicznego (Pożaryski, 1987). Jest to strefa uskokowa Szczecinka–Ciemina oddzielająca dwie główne jednostki strukturalne: wał pomorski i nieckę pomorską oraz uskoki Świdwina–Białogardu rozdzielający dwa bloki tektoniczne: Kołobrzegu i Czaplina, przebiegający w kierunku SW–NE zgodnie z poprzeczną segmentacją wału pomorskiego. Ten skomplikowany układ struktur podłoża cechsztyńsko-mezozoicznego, aktywność struktur halokinetycznych i linii tektonicznych wpłynęły na rozwój procesów w całym kenozoiku.

Na podstawie danych uzyskanych z trzech otworów kartograficznych: Osówko (otw. 42), Podborsko (otw. 13) i Bukówko (otw. 8) dokonano podziału litostratygraficznego osadów paleogenu i neogenu. Są to wyniki badań litologiczno-petrograficznych i biostratygraficznych (palinologia, mikrofauna) próbek osadów pobranych z profili otworów wiertniczych. Wykorzystano również wyniki badań geologów niemieckich (Schneider, Soenderop, 1906; Schneider, 1913a, b).

Tektoniczna elewacja starszego podłoża była przyczyną utworzenia wypiętrzonej elewacji glacitektonicznej zbudowanej z osadów paleogenu i neogenu, stanowiącej zaczątek garbu pojeziernego. Ta wielka elewacja glacitektoniczna obrzeżająca od południa bałtycką nieckę egzaracyjną stanowiła przez cały okres plejstocenu barierę dla kolejnych lądolodów, które egzarowały i dobudowywały tę strukturę (Ber i in., 2006). Odegrała ona decydującą rolę przy kształtowaniu zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły, a w szczególności fazy pomorskiej stadiału głównego — lobu Parsęty (Dobrcka Lewandowski, 2002; Dobrcka, Piotrowski, 2002).

Na badanym terenie powierzchnię podczwartorzędową rozcinają formy dolinne o założeniach tektonicznych i depresje o założeniach glacitektonicznych występujące pomiędzy elewacjami struktur

glacitektonicznych. Najniższe położenie stropu powierzchni podczwartorzędowej (121,0 m p.p.m.) znajduje się w obrębie kopalnej formy tektoniczno-erozyjnej w okolicach Bukówka, utworzonej w osi synkliny Tychowa wzdłuż uskoku Biesiekierza. W tym rejonie w profilu otworu 8 uzyskano największą miąższość osadów czwartorzędowych — 205,5 m. Neotektoniczna aktywność stref dyslokacyjnych przejawia się w przebiegu głębokich dolin plejstocenijskich utworzonych w rowach tektoniczno-erozyjnych: Białogardu–Rzecina, Parsęty, Dębny i Bukówka.

Osady oligocenu i miocenu odsłaniają się na powierzchni terenu w dnie i w zboczach doliny Parsęty i Mogilicy oraz na zboczach struktury glacitektonicznej Czarnowęsów–Rzyszcze.

Budowę geologiczną utworów czwartorzędowych opracowano na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych próbek pobranych z czterech profili otworów kartograficznych, w których nawiercono podłoże czwartorzędu. Uzyskane profile geologiczne tych wierceń oraz wyniki badań elektrooporowych przeprowadzonych wzdłuż linii przekroju geologicznego pozwoliły na określenie miąższości i głębokości zalegania poszczególnych poziomów litofacjalnych w obrębie czwartorzędu oraz rozpoznanie geologiczne osadów budujących powierzchnię podczwartorzędową.

Na podstawie wyników analiz petrograficznych poziomów glin lodowcowych i na podstawie wyników analizy paleogeograficznej terenu w korelacji z obszarami sąsiednimi opracowano profil stratygraficzny osadów plejstocenu. Wyróżniono siedem poziomów lodowcowych, które przyporządkowano: dwa do zlodowaceń południowopolskich (Sanu 1 i Sanu 2), trzy do zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Odry i dwóch stadiałów zlodowacenia Warty) i dwa do zlodowaceń północnopolskich (zlodowacenia Wisły — stadiału górnego: fazy leszczyńsko-poznańskiej i fazy pomorskiej). Osady tych zlodowaceń rozdzielają powierzchnie erozyjno-denudacyjne, a miejscami osady rzeczne interglacjału wielkiego i jeziorne interglacjału eemskiego.

Wyniki analizy pyłkowej pozwoliły udokumentować w profilu otworu Rzecino (otw. 59) serię osadów jeziornych interglacjału eemskiego i rzeczno-jeziornych stadiału dolnego zlodowacenia Wisły. Wypełniają one kopalny zbiornik jeziorny utworzony na obszarze kopalnego pojezierza, w którym od schyłku zlodowacenia Warty poprzez interglacjał eemski aż po początek zlodowacenia Wisły miała miejsce akumulacja osadów jeziorno-rzeczno-bagiennych. Strop omawianej serii jest silnie zerodowany i przykryty brukiem morenowym, stanowiącym residuum glin zwałowych fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Jest to jedyne na Pomorzu Zachodnim, udokumentowane palinologicznie, stanowisko osadów interglacjału eemskiego i najstarszych osadów zlodowacenia Wisły (Dobrcka, Winter, 2003, 2004; Winter, Dobrcka, 2006; Winter i in., 2008). Szczegółowe opracowanie wyników analizy pyłkowej próbek osadów pobranych z profilu otworu Rzecino (otw. 59) potwierdziło znany schemat rozwoju roślinności i zmian klimatycznych w czasie

interglacjału eemskiego i wniosło nowe dane o roślinności oraz klimacie panującym w stadiale dolnym zlodowacenia Wisły. Sukcesja pyłkowa z tego okresu jest charakterystyczna dla Pomorza Zachodniego i wyraża się silnymi wpływami oceanicznymi.

Zlodowacenie Wisły reprezentowane jest przez dwa poziomy lodowcowe odpowiadające fazie leszczyńsko-poznańskiej i pomorskiej stadiału górnego. W świetle uzyskanych wyników badań stwierdzono, iż faza pomorska miała na tym obszarze charakter transgresywny, a deglacjacja przebiegała w sposób frontalno-arealny. W obrazie morfogenetycznym terenu wyróżnia się obszar Wysoczyzny Łobeskiej, na którym przeważają formy deglacjacji frontalnej i położony niżej obszar Równiny Białogardzkiej ukształtowany w czasie deglacjacji arealnej i odpływu wód marginalnych. Stwierdzono, iż układ form z etapu deglacjacji obszaru nawiązuje wyraźnie do elementów rzeźby podczwartorzędowej, co znalazło swój wyraz w niezwykle urozmaiconym obrazie litofacjalnym i morfologicznym strefy marginalnej oraz współczesnym układzie hydrograficznym i cechach krajobrazu naturalnego.

Na obszarze Wysoczyzny Łobeskiej wyróżniono formy geomorfologiczne wyznaczające północno-zachodnią granicę lobu Parsęty. Są to moreny czołowe recesyjne i wały form szczelinowych. Na obszarze Równiny Białogardzkiej wydzielono formy powstałe w czasie rozpadu na bryły lądolodu i odpływu wód marginalnych. Są to rozległe formy: kemy (przetainowe), równina sandrowa, zastoisko środkowej Parsęty, doliny wód roztopowych.

W dolinach wód roztopowych (Parsęty i Mogilicy) wydzielono trzy poziomy tarasów nadzalewowych, erozyjno-akumulacyjnych. W dolinie Parsęty wyznaczono również akumulacyjne tarasy rzeczne nadzalewowe i holocenijskie tarasy zalewowe.

Wykazano oddziaływanie struktur podłoża na układ współczesnych elementów morfologicznych i hydrograficznych, m.in. na przebieg doliny Parsęty, zgodny z granicą wału pomorskiego i niecki pomorskiej oraz z uskokiem Szczecinka, przebieg doliny Dębnicy zgodny z krawędzią erozyjną. Stwierdzono także, że obszar na którym przez cały plejstocen trwała akumulacja zastoiskowa (zastoisko środkowej Parsęty) był predysponowany istnieniem w podłożu głębokiej depresji o genezie glacitektonicznej (niecka egzaracyjna) lub tektoniczno-erozyjnej (rów Parsęty).

Do zagadnień wymagających dalszych badań należy:

1. Ustalenie sekwencji litostratygraficznej osadów paleogeonu i neogenu występujących w strukturach glacitektonicznych: Czarnowęsów–Rzyszczewa i Osówka, odsłaniających się na powierzchni terenu w zboczach doliny Parsęty i Mogilicy.

2. Opracowanie modelu zaburzeń glacitektonicznych na pograniczu wału pomorskiego i niecki pomorskiej (typy i wiek zaburzeń).

3. Sprecyzowanie genezy form szczelinowych i określenie ich związku ze strukturami podłoża i przebiegiem deglacji.

Obszar arkusza ze względu na budowę geologiczną i warunki geomorfologiczne nie stwarza perspektyw na rozwój przemysłu. Rozwój tego regionu należy wiązać z rolnictwem ekologicznym, przetwórstwem rolno-spożywczym i rozwojem funkcji turystyczno-rekreacyjnych. Dla ukierunkowania rozwoju gospodarczego na tym obszarze na podstawie naturalnych walorów przyrodniczych i środowiskowych z dbałością o zachowanie naturalnych ekosystemów został utworzony w 1992 r. Związek Miast i Gmin Dorzecza Parsęty. Celem tego związku jest m.in. podejmowanie wspólnych działań w zakresie ochrony środowiska naturalnego, jako podstawy do rozwoju turystyki i rekreacji.

Szczecin, 2009

LITERATURA

- Bajorek J., 2003a — Mapa geologiczno-gospodarcza Polski 1:50 000, ark. Dobrowo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bajorek J., 2003b — Objaśnienia do Mapy geologiczno-gospodarczej Polski 1:50 000, ark. Dobrowo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bartkowski T., 1969 — Deglacja strefowa deglacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski Zachodniej i Północnej). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **23**: 7–33.
- Bartkowski T., 1972 — Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacji strefowej (na wybranych przykładach z pojezierzy Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **25**: 7–54.
- Ber A. (red.), 2006 — Mapa Glacitektoniczna Polski 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Beyrich E., 1956 — Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. *Abh. Ahed. Wiss. Berlin. Prusik. Abh.* 1–20.
- Brockamp B., 1941 — Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost Deutschland. *Jb. Reichsst. Bodenforsch.* **61**: 157–186.
- Brodowicz Z., 1966 — Przeglądowa Mapa Surowców Skalnych Polski 1:300 000, ark. Kołobrzeg. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieśla E., Wybraniec S., 1997 — Kompleksowa interpretacja grawimetryczno-magnetyczna Polski Zachodniej. Mapy geofizyczne elementów strukturalnych 1:200 000, ark. Szczecinek. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 7–40.
- Dadlez R., 1974 — Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex of Northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**: 149–172.
- Dadlez R. (red.), 1976 — Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 79.
- 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., 1997 — Tektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.

- Dadlez R. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niziu Polskim 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 2001 — Przekroje geologiczne przez bruzdę środkowopolską. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1962a — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. Część E — Opisy wierceń. Inst. Geol., 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., 1965 — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 40: ss. 175.
- Dadlez R., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Nizu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 543–565.
- Dadlez R., Marek S., 1974a — General Outline of the Tectonics of the Zechstein-Mesozoic Complex in Central and North Western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 274: 111–145.
- Dadlez R., Marek S., 1974b — Polska północno-zachodnia i środkowa. Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niz Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Deczkowski Z., Marek S., 1980a — Szkic jednostek strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na tle jego podłoża w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Deczkowski Z., Gajewska I., Kłossowski J., Marek S., Stolarczyk J., Stolarczyk F., 1980b — Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na niżu polskim w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Berlin.
- Dobrcka E., 2001a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sławoborze (118). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dobrcka E., 2001b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sławoborze (118). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dobrcka E., 2008a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Drawsko Pomorskie (195). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dobrcka E., 2008b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Świdwin (157). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dobrcka E., 2008c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Drawsko Pomorskie (195). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dobrcka E., 2008d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świdwin (157). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dobrcka E., 2008e — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rąbino (119) (wraz z Objąszeniami). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dobrcka E., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Połczyn-Zdrój (158) (wraz z Objąszeniami). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dobrcka E., Dobracki R., 2002 — Zaburzenia glacictektoniczne osadów fazy pomorskiej. W: Mat. 9. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. Borne Sulinowo, 3–7 września.
- Dobrcka E., Lewandowski J., 2002 — Strefa marginalna fazy pomorskiej lobu Parsęty (Pomorze Środkowe). W: Mat. 9. konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. Borne Sulinowo, 3–7 września: 109–117.

- Dobracka E., Piotrowski A., 2002 — Budowa geologiczna i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. W: Mat. 9. konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. Borne Sulinowo, 3–7 września: 85–91.
- Dobracka E., Pisarska M., 2002 — Osady fluwioglacjalne, glacialne i glaciomarginalne fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. W: Mat. 9. konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. Borne Sulinowo, 3–7 września.
- Dobracka E., Winter H., 2001 — Stanowisko osadów interglacjału eemskiego w profilu otworu Rzecino (Wysoczyzna Łobeska). W: Mat. 8. konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Serie rzeczne i lodowcowe południowej Opolszczyzny. Jarnołtówek, 3–7 września: ss. 85.
- Dobracka E., Winter H., 2003 — Stanowisko osadów interglacialnych w profilu otworu Rzecino na arkuszu Dobrowo (120) SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dobracka E., Winter H., 2004 — A new site of the Eemian Interglacial at Rzecino on the Łobez Upland (West-Pomeranian Lakeland). W: 71. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen. Frankfurt, 01–04 Juni: 60–61.
- Dobrcki R., Lewandowski J., 2002 — Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego W: Mat. 9. konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. Borne Sulinowo, 3–7 września.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dyjur S., 1974 — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 119–134.
- Filipiak J., Raczyński M., 2000 — Jeziora Zachodniopomorskie. Wyd. Akademi Rolniczej, Szczecin.
- Finckh L., 1904 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Gr. Krössin. Gradabt. 30. 12. Berlin.
- Finckh L., 1908 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Gross-Krössin. Gradabt. 30. 12. Berlin.
- Finckh L., 1913a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Gr. Tychow. Gradabt. 30. 6. Berlin.
- Finckh L., 1913b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Gr. Tychow. Gradabt. 30. 6. Berlin.
- Galon R., 1967 — Czwartorzęd Polski Północnej. Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1968 — Przebieg deglacji na obszarze Peribalticum. W: Ostatnie zlodowacenia skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74: 201–206.
- Galon R., 1969 — O typach deglacji lądolodu skandynawskiego w obrębie ostatniego zlodowacenia. *Fol. Quatern.*, 30.
- Galon R., 1972 — Ogólne cechy rzeźby Nizy Polskiego. Geomorfologia Polski. 2. PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Górna B., Maćków A., 1983 — Sprawozdanie ze zwiadu geologicznego w poszukiwaniu złóż kredy jeziornej w województwie koszalińskim, I etap prac (okolice Białogardu). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Habermann K., 1913 — Geologisch-morphologische Handkarte der Provinz Pommern 1:200 000. Westermann, Braunschweig.

- Jania J., Bukowska-Jania E., 1997 — Model procesów paleoglacjalnych fazy pomorskiej vistulianu w obrębie lobu Parsęty na podstawie badań obszarów aktualnie zlodowaconych. W: *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 27–57.
- Jentzsch A., 1927 — Die Braunkohlenformation im Nordosten. W: Klein G. *Handb. dtsch. Braunkohlenbau*. wyd. 3. 1. Hall a. S.: 248–256.
- Karczewski A., 1989 — Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe). *UAM Ser. Geogr.*, **44**.
- Karczewski A., 1991 — Rozwój i zasięg fazy pomorskiej w obrębie lobu Parsęty podczas zlodowacenia vistuliańskiego. *UAM Ser. Geogr.*, **50**: 59–66.
- Karczewski A., 1996 — Zróżnicowanie morfo- i litogenetyczne fazy pomorskiej na obszarze Pomorza Zachodniego i Środkowego. *UAM Ser. Geogr.*, **57**: 137–154.
- Kaszubowski L., 2002 — Przekrój sejsmiczny Rzecino. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin*.
- Keilhack K., 1901 — Geologisch-Morfologische Übersichstkarte der Provinz Pommern 1:500 000. Königl. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergakad., Berlin.
- Keilhack K., 1930 — Geologische Karte der Provinz Pommern 1:500 000. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Kłysz P., 1990 — Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *UAM. Ser. Geogr.*, **47**: ss. 236.
- Kłysz P., 1998 — Zasięg lądolodu fazy pomorskiej na Pojezierzu Drawskim w świetle badań w rejonie Czaplinka, Żabina oraz Kalisza Pomorskiego. *UAM. Ser. Geogr.*, **58**: 111–126.
- Kłysz P., 2000 — Morfogeneza kulminacyjnej części garbu pojeziernego w rejonie Toporzyka (Pojezierze Drawskie). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., Ser. A*, **51**: 21–32.
- Kłysz P., 2001 — Wały lodowo-morenowe na obszarach zlodowaconych współcześnie a moreny ablacyjne plejstoceny stref marginalnych (na przykładzie Pojezierza Drawskiego). W: *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja* (red.: A. Karczewski, Z. Zwoliński). *Stow. Geomorf. Pol.*, Poznań: 225–236.
- Kondracki J., 2002 — *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**: ss. 108.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970b — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3: 539–555.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1979 — Zmienność litologiczna i pochodzenie okrucowych osadów wybranych rejonów północnej i środkowej Polski w świetle przezroczystych minerałów ciężkich. *Pr. Muzeum Ziemi*, **30**: 3–73.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA-10 KA BP). *Dok. Geogr. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN*, 1.
- Krzywińska J., 2002 — Ekspertyza ostrakodologiczna i malakologiczna osadów z otworu Rzecino, ark. Dobrowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- Kurzawa M., 2008a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Pomianowo (81). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kurzawa M., 2008b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Pomianowo (81). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kwapisz B., 2007a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tychowo (121). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Kwapisz B., 2007b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tychowo (121). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lewandowski J., Heliasz Z., Chybiorz R., 2008 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czaplinek (196). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lewandowski J., Heliasz Z., Chybiorz R., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czaplinek (196). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Liro A. (red.), 1998 — Strategia wdrażania Krajowej Sieci Ekologicznej ECONET – POLSKA. Wyd. Fundacja IUCN Poland, Warszawa.
- Maksiak S., Mróz W., 1976 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecinek. wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Maksiak S., Mróz W., 1978 — Czwartorzęd srodkowej częsci Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 300: 97–142.
- Maksiak S., Mróz W., Nosek M., 1976 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecinek. wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Maksiak S., Mróz W., Nosek M., 1978 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Szczecinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Malinowska L., 2002 — Ekspertyza dotycząca określenia fauny i wieku osadów pobranych z otworu Rzecino K-1 na arkuszu Dobrowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.*
- Malinowski J., Watycha L., 1958 — Przeglądowa mapa geologiczno-inżynierska Polski, ark. B1 Szczecin. Wyd. Geol., Warszawa.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: ss. 452.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Masłowska M., Michałowska M., 2004 — Skład mineralów ciężkich w osadach podłoża czwartorzędu północno-zachodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 407: 89–111.
- Michałowska M., Masłowska M., Lisicki S., 2001 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla arkusza: Dobrowo (120). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.*
- Michałowska M., Szelewicka A., 2002 — Ekspertyza dotycząca oceny wieku osadów pobranych na terenie arkuszy S.M.G.P. w skali 1:50 000: Dobrowo i Polczyn Zdrój na podstawie składu mineralnego i petrograficznego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.*
- Paruch-Kulczycka J., 2001 — Opracowanie mikropaleontologiczne 7 próbek z otworu K-3 Podborsko; 6 próbek z otworu K-2 Osówko; 2 próbek z otworu K-4 Bukówko oraz wstępną analizę 3 próbek z otworu K-1 Rzecino do arkusza Dobrowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.*
- Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. **1.** Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 22–71.
- Piotrowski A., 2003a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mirosławiec (234) (wraz z Objąsneniami). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- Piotrowski A., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rusinowo (156) (wraz z Objąsneniami). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- Piszczka J., Chudecki Z., Koźmiński C., 1964 — Surowce mineralne powiatu świdwińskiego. WSR. Szczecin.
- Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 356: 7–28.

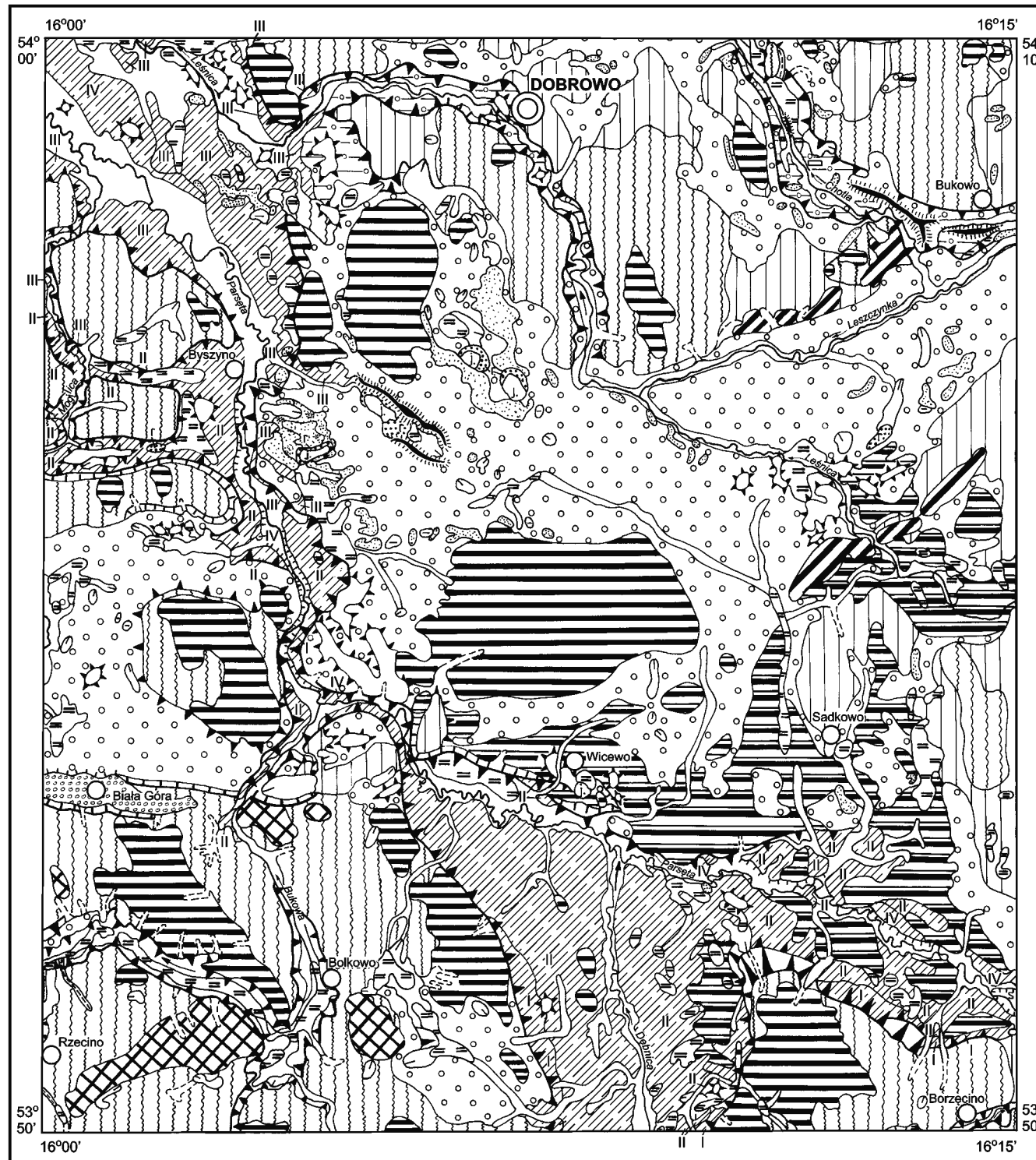
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Popielski W., 2005 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Barwice (159). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Popielski W., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Barwice (159). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Požaryski W., 1987 — Paleozoik podpermski. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Praca zbiorowa, 1996 — Zlokalizowanie i charakterystyka złóż torfowych w Polsce spełniających kryteria potencjalnej bazy zasobowej z ustaleniem i uwzględnieniem wymogów związanych z ochroną i kształtowaniem środowiska. Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty.
- Raczyńska A. (red.), 1987 — Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Raport, 2002 — Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w roku 2001 – Raport Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Szczecinie. *Bibl. Monit. Środ.*, Szczecin.
- Roszko L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**.
- Różycki S. Z., Tyski S., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin. wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rudzki M., 1999 — Sprawozdanie z badań geofizycznych wykonanych metodą sondowań elektrooporowych dla SmgP 1:50 000 ark. Dobrowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin*.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Schneider O., 1904 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Wusterbarth. *Gradabt.* 30. 11. Berlin.
- Schneider O., 1908 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Wusterbarth. *Gradabt.* 30. 11. Berlin.
- Schneider O., 1913a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Boissin. *Gradabt.* 30. 18. Berlin.
- Schneider O., 1913b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Boissin. *Gradabt.* 30. 18. Berlin.
- Schneider O., Soenderop F., 1906 — Marines Mittel-Oligozän und (?) Alt-Tertiär bei Belgard in Pommern. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **27**.
- Słodkowska B., 2001 — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Bukówko K-4 ark. Dobrowo (120). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin*.
- Słodkowska B., 2003 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z arkusza SmgP Rąbino (119), Profile: Ciechnowo R-1, Łęczynko R-2 i sonda nr 513. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin*.
- Smoleń J., 2002 — Opracowanie mikropaleontologiczne prób z wiercenia Rzecino K-1 na arkuszu SmgP Dobrowo (120). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- Sylwestrzak J., 1973 — Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza (praca habilitacyjna nr 14). UG, Gdańsk.
- Szapliński A., Górna B., 1977 — Karta rejestracyjna złoża piasku dla drogownictwa „Kłepino”. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.

- Tchórzewska D., 1971 — Sprawozdanie geologiczne z prac zwiadowczych przeprowadzonych za złożami kredy jeziornej na obszarze powiatu Białogard. Przeg. Geol., Kraków.
- Trzeciak P., 2000 — Sprawozdanie z wykonania oznaczeń wieku dwóch próbek z arkusza Dobrowo metodą C-14. Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne w Łodzi. Laboratorium C-14. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Trzeciak P., 2001 — Sprawozdanie z wykonania oznaczeń wieku jednej próbki z arkusza Dobrowo metodą C-14. Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne w Łodzi. Laboratorium C-14. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Tyski S., 1957 — Stan badań geologicznych i dotychczasowa znajomość struktury antyklinorium pomorskiego na odcinku Świdwin–Piła. *Kwart. Geol.*, **1**, 1: 40–46.
- Winter H., 2002 — Sukcesja pyłkowa Interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu w profilu Rzecino (Wysoczyzna Łobeska – Pojezierze Pomorskie). W: Mat. 9. konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu. Borne Sulinowo, 3–7 września.
- Winter H., Dobracka E., 2006 — Multidisciplinary studies of Eemian and Early Vistulian sediments at Rzecino site (Łobez upland — Western Pommeranian Lakeland). W: Mat. 1. konf. MELA. Living morphotectonic of the European lowland. Cedynia, 28–30 sierpnia: 98–110.
- Winter H., Dobracka E., Ciszek D., 2008 — Multidyscyplinarne badania osadów eemskich i wczesnovistuliańskich z profilu Rzecino (Wysoczyzna Łobeska, Pojezierze Zachodniopomorskie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 428: 93–110.
- Wiśniowski Z., 1998 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrowo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Witkowska B., 1988 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wolnowski T., Słupczyński K., Ziajka B., 1990 — Ilościowa ocena zasobów prognostycznych ropy naftowej i gazu ziemnego w górnopermskim (cechsztyńskim) kompleksie strukturalnym Polski. *Techn. Posz. Geolog.*, 3–4.
- Wronicz S., 1988 — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na obszarze wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych, ark. Szczecinek. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Znosko J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żołnierczuk T., Urbański R., Wolnowski T., 1990 — Ilościowa ocena zasobów prognostycznych ropy naftowej i gazu ziemnego w permskim podsolnym kompleksie strukturalnym Polski. *Techn. Posz. Geolog.*, 3–4.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Dobrowo (120)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne 2 m, nachylenie do 2°)
- Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie około 5°)

Moreny czołowe:

- a. akumulacyjne
- b. przeważnie spiętrzone (moreny wyciśnięcia)

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Równiny zastoiskowe (obszary zastoiskowe)
- Ozy
- Kemy, plateau kemowe
- Tarasy kemowe
- Rynny wykorzystane przez rzeki
- Doliny wód roztopowych
- Równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne nadzalewowe (I, II, III – rzeczno-wodnolodowcowe dolin wód roztopowych; IV - rzeczne)
- Krawędzie i stoki: a. wysoczyzny, b. tarasów
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Suche doliny
- Doliny denudacyjne
- Długie stoki

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

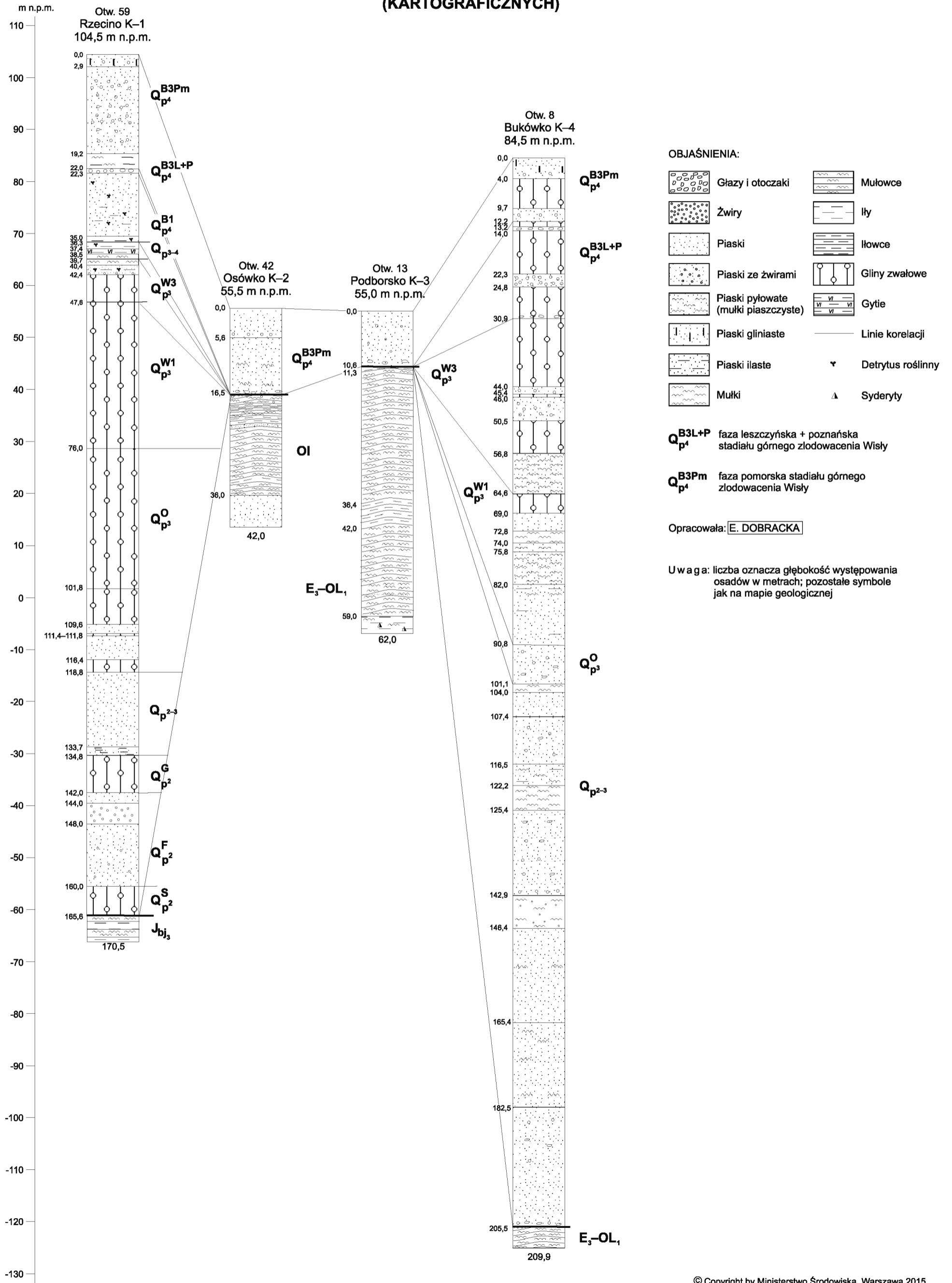
- s Dna stawów
- Grodziska

Opracowała: E. DOBRACKA



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Dobrowo (120)

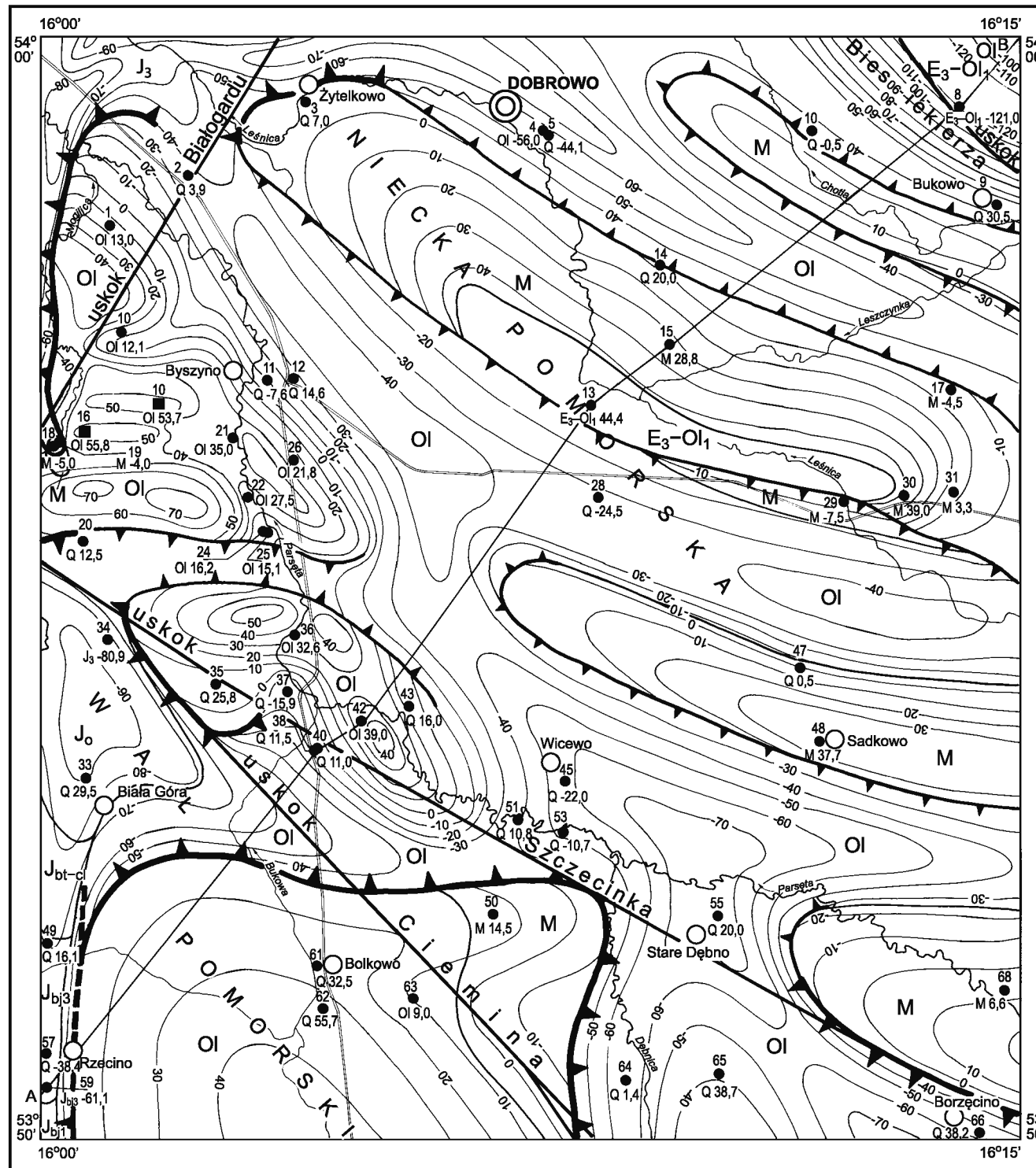
**ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP
(KARTOGRAFICZNYCH)**



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Dobrowo (120)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



NEOGEN	MIOCEN	M	Piaski kwarcowo-łyszczykowe, pyły ilaste, mułki piaszczyste i żwiry kwarcowe	
PALEOGEN	OLIGOCEN	OI	Piaski, mułki, mułowce, ility i iltowce	
	EOCEN-OLIGOCEN	E₃-OI₁	Piaski, piaskowce, mułki, mułowce i iltowce	EOCEN GÓRNY-OLIGOCEN DOLNY
JURA GÓRNA	J₃		Wapienie, margle, piaskowce, mułowce i iltowce	OKSFORD
	J₀		Piaskowce, mułowce, wapienie i margle	
JURA ŚRODKOWA	J_{bt-cl}		İltowce, mułowce i piaskowce z wkładkami wapieni piaszczystych	BATON-KELOWEJ
	J_{bj3}		Piaskowce wapnisto-syderytowe, iltowce z syderytami i mułowce z wkładkami muszlowców	BAJOS GÓRNY
	J_{bj1}		Piaski i piaskowce z detrytusem roślinnym, z wkładkami mułowców i iltowców węglistych oraz węgla brunatnego	BAJOS DOLNY
			—	Granice warstw geologicznych
			—20—	Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
			==	Uskoki: a. pewne, b. przypuszczalne
			▼	Krawędzie erozyjne o założeniach tektonicznych
			▼	Krawędzie erozyjne
			A—B	Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
			●	Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M – miocen, OI – oligocen, E ₃ -OI ₁ – eocen górny-oligocen dolny, J ₃ – jura górna, J _{bj3} – bajos górny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędowego lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.)
			■	Wybrane punkty dokumentacyjne z numeracją według mapy geologicznej

Opracowała: E. DOBRACKA