



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

ANDRZEJ PIOTROWSKI, MAŁGORZATA SCHIEWE

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — B. PRZYBYLSKI

Koordynator regionu Polski północno-zachodniej — P. SYDOR

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Wolin (114)

(z 1 tab. i 2 tabl.)



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2021

Andrzej PIOTROWSKI, Małgorzata SCHIEWE, 2021 r.
na podstawie reambulacji: Marcina KURZAWY, 2008 r.
oraz opracowania: Michaliny RUSZAŁY, Elżbiety DOBRACKIEJ,
Andrzeja PIOTROWSKIEGO, 1979 r.

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

Redakcja merytoryczna: Anna DOBRZENIECKA-GÓRKA

ISBN 978-83-66888-43-2

PIG-PIB, Warszawa 2021

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Joanna BŁASZKIEWICZ, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	10
III. Budowa geologiczna	16
A. Stratygrafia	16
1. Karbon	16
a. Karbon dolny	16
Wizen	16
2. Perm	16
a. Perm dolny	16
Czerwony spągowiec	16
b. Perm górny	17
Cechsztyń	17
Cyklotem 1	17
Cyklotem 2	17
Cyklotem 3	17
Cyklotem 4	17
3. Trias	18
a. Trias dolny	18
Pstry piaskowiec	18
Pstry piaskowiec dolny	18
Pstry piaskowiec środkowy	18
Pstry piaskowiec górny	18
b. Trias środkowy	18
Wapień muszłowy	18
c. Trias górny	19
Kajper	19
Kajper dolny + górny	19
„Retyk”	19
4. Jura	19
a. Jura dolna	19
Hetang + synemur	20
Pliensbach	20

Pliensbach dolny	20
Pliensbach górny	21
Toark	21
b. Jura środkowa	21
Aalen + bajos	21
Bajos	22
Bajos górny	22
Baton + kelowej	22
c. Jura górna	23
Oksford	23
Kimeryd	23
Wołg	24
5. Kreda	24
a. Kreda dolna	24
Walanżyn + hoteryw.	24
Barrem + alb.	24
b. Kreda górna	25
Cenoman	25
Turon	25
6. Paleogen + neogen.	25
7. Czwartorzęd.	25
a. Plejstocen	26
Zlodowacenia południowopolskie	27
Interglacjał ferdynandowski	27
Zlodowacenie Sanu 2	27
Stadiał górny	27
Interglacjał wielki	27
Zlodowacenia środkowopolskie.	28
Zlodowacenie Odry	28
Stadiał dolny	28
Stadiał górny.	28
Zlodowacenie Warty.	29
Stadiał środkowy.	29
Interglacjał eemski	30
Zlodowacenia północnopolskie	30
Zlodowacenie Wisły	30
Stadiał środkowy.	30
Interstadiał	30
Stadiał górny.	31
b. Czwartorzęd nierozdzielony	34
c. Holocen	36

B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu.....	37
C. Rozwój budowy geologicznej.....	39
IV. Podsumowanie	48
Literatura	50

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty z elementami tektoniki w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Obszar arkusza Wolin (114) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) ograniczają następujące współrzędne geograficzne: 14°30'–14°45' długości geograficznej wschodniej oraz 53°50'–54°00' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia lądowa zajmuje tu około 250 km², a cały omawiany teren – około 305 km². Według podziału Polski na regiony fizycznogeograficzne (Kondracki, 2013; Solon i in., 2018), obszar badań należy do podprovincji Pobrzeża Południowobałtyckie. Dominująca część terenu arkusza znajduje się w obrębie mezoregionu Uznam i Wolin, natomiast jego wschodnie krańce są położone na Wybrzeżu Trzebiatowskim i Równinie Gryfickiej. Według podziału Solona i innych (2018) dodatkowo południowo-wschodni skrawek obszaru badań obejmuje mezoregion Dolina Dolnej Odry. Pod względem administracyjnym omawiany obszar należy do województwa zachodniopomorskiego oraz powiatu Kamień Pomorski (gminy: Wolin, Kamień Pomorski i Dziwnów). Głównym ośrodkiem miejskim jest Wolin.

Północno-zachodnią część powierzchni arkusza zajmuje Woliński Park Narodowy, utworzony w 1960 r. Na omawianym terenie występują dwa typy obszarów chronionych o znaczeniu ogólnoeuropejskim, objęte systemem Natura 2000. Są to obszary specjalnej ochrony ptaków (OSO) oraz specjalne obszary ochrony siedlisk (SOO). Do OSO należy Zalew Kamieński i Dziwna (PLB320011) – stanowisko ochrony ptaków wodno-błotnych (łąbedzia krzykliwego i gęsi zbożowej) oraz Bagna Rozwarowskie (PLB320001) – najważniejsze w Polsce łągowisko wodniczki. Obszar dyrektywy ptasiej Zalew Kamieński i Dziwna obejmuje dolinę Dziwny od miasta Wolin do jej ujściowego odcinka przez Zalew Kamieński i Zatokę Wrzosowską. Do terenu ochrony jest włączone również jezioro Koprowo oraz Wyspa Chrząszczewska. Bagna Rozwarowskie są położone w widłach rzek Wołczyńcy i Grzybnicy (ok. 60 % powierzchni terenu). Na tym obszarze występują także wyjątkowe dla tego regionu torfowiska nakredowe oraz solniska. Do SOO włączono Ujście Odry i Zalew Szczeciński (PLH320018), gdzie dobrze rozwinięta roślinność przybrzeżna zapewnia doskonałe warunki

bytowania wielu gatunkom ptaków. Obszarem siedliskowym jest również Wolin i Uznam (PLH320019), w którym znajdują się liczne rezerваты (np. Nadmorski Bór Storczykowy i rezerwat przyrody Łuniewo).

Omawiany region charakteryzuje się słabym zurbanizowaniem, nie występują tu również większe obiekty przemysłowe. Dominującymi gałęziami gospodarki są turystyka i rolnictwo.

Na terenie arkusza udokumentowano eksploatowane obecnie złoża ropy naftowej i gazu ziemnego (Kamień Pomorski). Wydobycie kruszywa naturalnego (piasków) było prowadzone natomiast na kilku złożach w okolicy Mokrzyca Wielkiej i Dargobądza. Rozpoznane zasoby torfów i gytii, ze względu na niekorzystne parametry jakościowe, nie mają wartości użytkowej (Jasnowski, 1962).

Pierwszą wersję mapy terenu arkusza Wolin SMGP opracowała Ruszała (1978), a Objąsnienia – Ruszała i inni (1979). Terenowe badania kartograficzne były prowadzone w latach 1972–1976. Profil stratygraficzny utworów plejstocenu opisano na podstawie danych z profili otworów wiertniczych i wyników analiz petrograficznych wykonanych dla Instytutu Geologicznego na potrzeby wcześniejszych opracowań geologicznych. Podstawowe źródło wyników badań stanowiło opracowanie Matkowskiej i innych (1974). W celu udokumentowania litologii, petrografii i stratygrafii osadów czwartorzędu oraz utworów podłoża (Sochan, 1975) wykonano trzy otwory badawcze (otw.: 35, 98 i 107) i jeden hydrogeologiczny (otw. 101). W Narodowym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) nie odnaleziono jednak opracowania wynikowego otworów ani materiałów autorskich, zarówno mapy dokumentacyjnej jak i zestawienia otworów wiertniczych. Dostępne są tylko wyniki opublikowane w Objąsnieniach do arkusza Wolin i Międzywodzie SMGP (Ruszała i in., 1979).

Prace reambulacyjne na omawianym obszarze przeprowadzono na zlecenie ministra środowiska. Nową mapę dostosowano do wytycznych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2011 r.

Zdjęcie geologiczne wykonał M. Kurzawa w latach 2006–2008. W ramach terenowych prac kartograficznych opisano około 180 sond ręcznych, odsłoneń i wkopów. Ponadto wykonano 120 sondowań (300 m) wiertnicą mechaniczną WH-5 o głębokości od 2,0 do 4,0 m. Na obszarze arkusza otrzymano łącznie 300 punktów dokumentacyjnych, co daje średnie zagęszczenie około 1 punktu na km². Przeanalizowano również archiwalne otwory z dokumentacji złóż kopalin, geologiczno-inżynierskich (264 otwory) oraz hydrogeologicznych i badawczych (136 otworów zamieszczonych na mapie dokumentacyjnej).

Najwcześniejsze geologiczne opracowania kartograficzne omawianego regionu zostały wykonane na początku XX w. przez Pruską Służbę Geologiczną. Są to cztery arkusze mapy geologicznej w skali 1:25 000 (Schulte, 1921, 1924a, b, c) pokrywające całą powierzchnię badanego terenu.

Następnie powstały mapy syntetyzujące uzyskane dane, m.in. mapa geologiczno-geomorfologiczna 1:500 000 (Keilhack, 1930).

Pierwszym polskim opracowaniem geologiczno-kartograficznym uwzględniającym teren arkusza Wolin jest Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Szczecin (Rühle 1948; Różycki i Tyski, 1955). Następnie sporządzono Mapę Geologiczną Polski 1:200 000, arkusz Szczecin, wydania A i B wraz z Objasńnieniami (Mojski, 1977; Dobracki, 1977; Dobracki, Mojski, 1979), a także wersję reambulowaną mapy tego obszaru – arkusze Szczecin i Dziwnów (Danel i in., 2008a, b, c). W bezpośrednim otoczeniu badanego terenu wykonano także arkusze SMGP: Świnoujście i Międzyzdroje (Matkowska i in., 1977; Ruszała i Wdowiak, 1977), Kamień Pomorski (Dobrcka i Dobracki, 1977b; Dobrcka i in., 1977), Wolin i Międzywodzie (Ruszała, 1978; Ruszała i in., 1979) oraz Racimierz (Chmal i Karbowiczak, 2014, 2015).

Charakterystyka wglębnej budowy geologicznej, tektoniki oraz sedymentacji utworów paleozoiku i mezozoiku została omówiona w pracach: Wagnera (1971), Dadleza (red., 1976, 1980, 1989, 1993, 1994, 1997), Jaskowiak-Schoeneichowej (red., 1979, 1981), Raczyńskiej (red., 1987) oraz Marka i Pajchlowej (red., 1997). O ukształtowaniu i genezie powierzchni podkenozoicznej pisali: Schoeneich (1962), Uberna (1972, 1974), Jaskowiak-Schoeneichowa (red., 1979, 1981), a także Kurzawa (2000, 2003). Charakterystykę utworów trzeciorzędowych i ich tektoniki przedstawili m.in: Uberna (1974), Jaskowiak-Schoeneichowa (red., 1979) oraz Piwocki (2004).

Na temat geomorfologii i genezy podłoża czwartorzędu obszaru północno-zachodniej Polski wypowiedali się: Krygowski (1959), Schoeneich (1962), Kopczyńska-Żandarska (1970a, b), Mojski (1984, 2005) oraz Kurzawa (1999, 2000, 2003).

Morfologią kemów na wyspie Wolin zajmowali się Karczewski (1968) i Kostrzewski (1973). Na obszarze wysoczyzny omawianego terenu prowadzono natomiast badania zaburzeń glacitektonicznych przy użyciu metod litostratygraficznych, morfostratygraficznych, tektonicznych i biostratygraficznych (Deecke, 1907; Habermann, 1913; Hartnack, 1926; Keilhack, 1930; Krygowska i Krygowski, 1965; Karczewski, 1968; Lagerlund i in., 1995; Björklund i in., 1998; Borówka i in., 1998, 1999c, 2000).

Poglądy na genezę wysoczyzny czołowomorenowej wyrażali liczni badacze, m.in. Galon i Roszkówna (1961) oraz Galon (1972). Zagadnienie tempa cofania się brzegu morskiego poruszyli m.in. Kramarska i Jurowska (1991), Borowiec i inni (1994), Zawadzka-Kahlau (1999), Zachowicz i Dobracki (red., 2003), Kaszubowski i Dobracki (2007) oraz Musielak i inni (2017).

Schoeneich (1962), Piotrowski (2007c) i Siedlik (2014, 2017) analizowali omawiany obszar przy użyciu danych pozyskanych z dawnych map. Borówka i inni (1999a, b, c, d) zwrócili natomiast uwagę na osady pokryw stokowych Wysoczyzny Wolińskiej.

Analizę rzeźby terenu, zarysu linii brzegowej i zmian poziomu morza w świetle archiwalnych danych katastralnych przeprowadził Siedlik (2014). Czynniki i procesami kształtującymi linię wybrzeża zajmowali się Zawadzka-Kahlau (1999) oraz Musielak i inni (2017).

Zagadnienie stratygrafii utworów czwartorzędu jest omówione w publikacjach: Kopczyńskiej-Żandarskiej (1970a, b), Mojskiego (1984, 2005), Kurzawy (1999, 2003, 2004) i Masłowskiej (1999).

Uwagi o geomorfologii obszaru badań i terenów sąsiednich znajdują się w pracach takich autorów jak: Deecke (1907), Bülow (1927, 1932), Krygowski (1959), Żynda (1962), Marsz (1984), Mojski (1984, 2005) oraz Kurzawa (2002a).

Charakterystykę torfowisk Pomorza Zachodniego przedstawiono w monografii autorstwa Jasnowskiego (1962). Wyniki analiz teledetekcyjno-geofizycznych są zawarte w opracowaniu Doktora i innych (1995).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Teren arkusza Wolin jest położony w nadmorskiej części Niziny Szczecińskiej. Urozmaicona rzeźba tego obszaru jest wynikiem procesów zachodzących podczas obecności ostatniego lądolodu zlodowaceń północnopolskich. Wytopienie się brył martwego lodu jeszcze u schyłku glacjału pogłębiło zróżnicowanie wysokościowe rzeźby terenu. W holocenie akumulacja głównie organiczna, a także morska, przyczyniła się do lokalnego ukształtowania rzeźby terenu. Najwyższym punktem na badanym terenie jest wzniesienie o nazwie Grzywacz (116,0 m n.p.m.), stanowiące morenę czołową zlodowacenia Wisły w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Najniżej są położone partie plaży oraz brzegi rynien subglacialnych (0,0 m n.p.m.). Deniwelacja terenu sięga zatem około 116,0 m. Po uwzględnieniu kryptodepresji Jeziora Reczego, która wynosi 12,0 m, zróżnicowanie rzeźby osadów mineralnych dochodzi jednak do 127,4 m. Największą wysokość względną (70,0 m) pomierzono na klifie występującym w północnej części terenu omawianego arkusza. Tak duża zmienność rzeźby wynika zarówno z intensywnej akumulacji osadów moren czołowych, jak i dodatkowo spiętrzenia glacitektonicznego tych utworów, a także późniejszych procesów denudacji na etapie odstepowania lądolodu zlodowacenia Wisły.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska jest położona na wschód od rynny cieśniny Dziwny, a także w okolicach Kołczewa (tabl. I). Obejmuje ona obszary utworzone z glin zwałowych moreny dennej i piasków lodowcowych występujących w formie izolowanych płatów.

Wysoczyzna morenowa falista znajduje się w środkowo-wschodniej części obszaru arkusza na wysokości 5,0–12,0 m n.p.m. Jest ona uformowana w postaci odrębnych płatów oddzielonych głębokimi (do ok. 20 m) rozcięciami dolin subglacialnych, przekształconych przez wody roztopowe.

W wielu miejscach powstały w ten sposób ostańce poziomego wysoczyznowego. Największym z nich jest Wyspa Chrząszczewska umiejscowiona w północno-wschodniej części obszaru arkusza, u ujścia rynny Dziwny. Powierzchnia wyspy wynosi około 10 km².

W ukształtowaniu powierzchni terenu arkusza wyodrębniają się dwa kontrastujące ze sobą podstawowe elementy, rozdzielone wodami cieśniny Dziwny. Są to plateau kemowe i morena czołowa akumulacyjna, miejscami spiętrzona, oraz poziom wysoczyznowy, porozcinany na odrębne płyty rynnymi subglacjalnymi przekształconymi przez wody roztopowe.

Zalesione wzniesienia moreny czołowej akumulacyjnej, miejscami spiętrzonej, w północno-zachodniej części terenu arkusza wyraźnie górują nad użytkowanym rolniczo obszarem wysoczyzn, gdzie wznoszą się na wysokość ponad 115,4 m n.p.m. Obszar charakteryzuje się znacznymi deniwelacjami, gdyż jest urozmaicony zagłębieniami bezodpływowymi i kończy się klifem o wysokości względnej 60,0 m. Moreny czołowe tworzą również zespół wzniesień o powierzchni około 5 km² na zachód od miasta Wolin. Ich kulminacją jest szczyt Mokrzyckich Gór osiągający wysokość 67,0 m n.p.m. Na północnych stokach omawianych form jest prowadzona eksploatacja piasków, w efekcie której powstały rozległe wyrobiska.

Zagłębienia powstałe na skutek egzarycyjnej działalności lodowcowej występują w północnej części Wyspy Chrząszczewskiej w pobliżu wychodni kry osadów kredowych. Obecność tego porwaka prawdopodobnie wpłynęła na dynamikę procesu egzarycji.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe nie tworzą rozległej zwartej powierzchni, lecz występują w formie niewielkich płatów na obszarze wysoczyzny, gdzie zajmują okolice Sierosławia, Laski i Dramina oraz prawy brzeg Świny.

Równiny zastoiskowe powstały w centralnej części jednego z odgałęzień rynny subglacjalnej na południowy wschód od Kodrąbia. Forma ta ma kształt elipsoidalny. Jej długość dochodzi do 1,5 km, a szerokość do 1,0 km. Niemal płaska powierzchnia mułkowo-piaszczystych i ilastych płatów zastoiskowych jest uformowana w jeden taras, który znajduje się na wysokości 4,0–8,0 m n.p.m. Na zachód od Kodrąbia, przy brzegu tej samej rynny subglacjalnej podobne osady tworzą wąską listwę o wymiarach 1,50 × 0,25 km.

Ozy. Na obszarze arkusza występują ozy o różnej wielkości. Największe z nich ciągną się wzdłuż wschodniego skraju miasta Wolin, zgodnie z krawędzią rynny subglacjalnej przekształconej przez wody roztopowe i wykorzystanej przez cieśninę Dziwnę. Północny pagór, o nazwie Srebrna Góra, ma długość około 1 km i szerokość do 0,25 km, a jego grzbiet wznosi się do 20,0 m n.p.m. Jest on silnie zniekształcony przez rozległe wyrobiska piaskowni, których głębokość dochodzi do 12,0 m. Pozostałe formy ozowe osiągają podobne rozmiary i występują na północ od wsi Laska oraz między Warnowem i Kołczewem.

Plateau kemowe tworzą stopnie na wysokości 60,0 m n.p.m. w części północnej oraz około 30–40 m n.p.m. w części południowej. Stanowią one dokumentację procesów deglacji arealnej wyspy Wolin. Opisywane formy zajmują zachodnią część obszaru arkusza. Ich powierzchnia jest silnie urozmaicona, ukształtowana przez zespoły piaszczystych pagórów i okalających je, zwykle suchych, dolinek denudacyjnych. Północny skraj plateau kemowych jest podcięty klifem brzegowym.

Kemy występują w formie pagórów o powierzchni do 1,5 km² i wysokości względnej wynoszącej 10,0–30,0 m. Tworzą one bardzo wyraziste wzniesienia. Niektóre z nich mają swoje nazwy, np. Unińskie Wzgórze (wys. 13,1 m n.p.m.), Sibinka (wys. 33,5 m n.p.m.) czy Młyńska Góra (wys. 13,0 m n.p.m.). Strome zbocza wielu z omawianych kemów zostały podcięte przez wody roztopowe. Osady, z których są zbudowane kemy, stanowią piaski drobno- i średnioziarniste, przeławiczone mułkami z bardzo nielicznymi przewarstwieniami żwirów, często przykryte glinami zwałowymi. Omawiane formy można więc zaliczyć do kemów limnoglacyjnych. Poszczególne pagórki kemowe zwykle występują wzdłuż krawędzi dolin wód roztopowych; tylko nieliczne z nich powstały na płatach wysoczyznowych lub w dnach dolin i tworzą wyraźnie wyodrębniające się wzniesienia.

Zachodni brzeg plateau kemowych ograniczają rynny subglacialne. Formy te, przekształcone przez wody roztopowe, są obecnie wykorzystane przez rzeki Grzybnicę i Szczuczynę, cieśninę Dziwnę oraz jeziora: Piaski, Wiselka, Kołczewo, Jezioro Czajcze, Jezioro Domysłowskie, Jezioro Żółwińskie, Warnowo Wschodnie i Warnowo Zachodnie.

Doliny Grzybnicy i Szczuczyny oraz Strugi Pojeziernej tworzą rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone.

Na zachodnim skraju obszaru arkusza, a także w jego centralnej części, odnotowano doliny wód roztopowych.

Równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych oznaczono w środkowej części wyspy Wolin w okolicy Ładzina. Teren jest tu płaski, a potencjalne nierówności wypełniają osady organiczne. Omawiane formy występują również w pobliżu Domysłowa, Sierosławia i Kukułowa.

Rzeźbę powierzchni płątów wysoczyznowych urozmaicają bardzo liczne zagłębienia powstałe po martwym lodzie oraz obniżenia, które utworzyły się wskutek nierównomiernej działalności lodowcowej. Największe z nich osiągają powierzchnię około 1 km² i są wypełnione przez torfy. Jednak ze względu na powszechne umiejscowienie tych zagłębień w przepuszczającym wodę podłożu piaszczystym często nie dochodzi do zakumulowania w nich torfów. Opisywane zagłębienia są położone w środkowej i zachodniej części wyspy Wolin.

Formy eoliczne. Największe skupisko wydm powstało na piaszczystej powierzchni plateau kemowych i Mierzei Dziwny. Na obszarze o powierzchni około 5 km², rozciągającym się od Grodna przez Wiselkę do Świętouscia, znajduje się pole wydmowe o długości około 9 km i szerokości do

około 1 km. Tworzą je wydłużone pagóry wydmy wałowych i przekształcone wydmy paraboliczne o różnym ukierunkowaniu. Ich długość wynosi 0,5–1,0 km, a wysokość względna dochodzi do 6,0 m. W obrębie pól wydmy występują równiny piasków przewianych. Pojedyncze wydmy i równiny piasków przewianych utworzyły się również na powierzchni plateau kemowych w zachodniej części obszaru arkusza (na zachód od Warnowa i Dargobądz). Niewielkie pola wydmy powstały także na równinach piasków wodnolodowcowych na zachód od Łuskowa i na północ od Troszyna.

Zagłębienia deflacyjne zaobserwowano w okolicy na północny zachód od Dargobądz.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych wypełniają osady organiczne, dlatego część z nich zaprezentowano na [tablicy I](#) jako równiny torfowe.

Tarasy akumulacyjne na obszarze arkusza można zaobserwować w sąsiedztwie koryta Dziwny. Występują one przy wschodnim brzegu cieśniny Dziwny na północny zachód od Reclawia, wzdłuż odcinka od Sibina do Połchowa oraz przy zachodnim brzegu, gdzie od Sierosławia przez Zastań ciągną się dalej na północ i okalają brzegi Zalewu Kamińskiego. Tarasy te wykształciły się również wokół Wyspy Chrzęszczewskiej oraz przy brzegu Zalewu Szczecińskiego na południe od Płocina i Karnocic.

Formy denudacyjne. Ostańce występują punktowo na całym omawianym obszarze, szczególnie w strefach krawędziowych płatów wysoczyznowych. Niektóre z nich górują ponad dnem dolin wód roztopowych na wysokości nawet do około 30 m, szczególnie tam, gdzie poziom wysoczyznowy jest nadbudowany pagórami kemowymi czy ozowymi. Na południe od Sibina zróżnicowanie wysokości między dnem doliny Dziwny (wys. 3,0 m p.p.m) a kulminacją poziomu wysoczyznowego nadbudowanego pagórem ozowym (wys. 18,8 m n.p.m.) przekracza 21 m.

Suche doliny są położone na obrzeżach plateau kemowych. Stanowią one formy o długości do około 200 m i głębokości sięgające około 20 m.

Długie stoki występują powszechnie na obrzeżach porożcinanych erozyjnie płatów wysoczyznowych, kemów i plateau kemowych.

Drobne zagłębienia o różnej genezie stwierdzono na powierzchni wysoczyzny. Powstały one na skutek nierównomiernej akumulacji lodowcowej oraz denudacji.

Formy jeziorne i morskie. Mierzeje występują w północnej części obszaru arkusza i odgraniczają Zalew Kamiński od Morza Bałtyckiego. Występują one na wysokości 0,5–1,0 m n.p.m.

Tarasy jeziorne są wykształcone jako formy, o szerokości 50,0–200,0 m, okalające współczesne akweny: Koprów, Jeziora Czajczego, Jeziora Żółwińskiego oraz Warnowa Wschodniego i Warnowa Zachodniego.

Tarasy jeziorno-morskie. Wąska strefa tych tarasów występuje przy wschodnim brzegu Zalewu Szczecińskiego. Forma ta znajduje się również w północnej części terenu arkusza w obrębie obszaru Mierzei Dziwny.

Równiny jeziorne tworzą bardzo rozległe płaskie powierzchnie w centralnej części wyspy Wolin. Występują one na wysokości 3,0 m n.p.m.

Klif morski na odcinku od Grodna do Świętoustia ma wysokość od kilkunastu metrów do około 70 m, a jego nachylenie dochodzi do 70°. Jest on poddawany niszczącym procesom geodynamicznym (osuwiska, obrywy) spowodowanymi przez erozję wód morskich (Subotowicz, 1984). W wyniku abrazji oraz procesów eolicznych brzeg klifowy cofa się z prędkością oszacowaną na 0,9 m rocznie (Szopowski, 1961).

Plaża. U podnóża klifu rozciąga się plaża o szerokości około 40–150 m. Po silnych sztormach osady plaży mogą być całkowicie usunięte.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe zajmują około 20% powierzchni opisywanego obszaru. Powstały one w obniżeniach terenu w obrębie dolin wód roztopowych i dolin rzecznych, przy brzegach jezior, a także w dnach zagłębień bezodpływowych. Powierzchnia równin torfowych z reguły leży na wysokości 0,1–2,0 m n.p.m.

Formy antropogeniczne. Kamieniołomy, piaskownie-żwirownie i piaskownie są zlokalizowane w Zastaniu i Buniewicach, gdzie wyrobiska powstały po eksploatacji osadów węglanowych z porwaków, oraz w Kołczewie, Wolinie, Mokrzycy Wielkiej (Piotrowski, 1998) i Dargobądzu (odkrywki z eksploatacji kruszywa naturalnego).

Głazy narzutowe zaznaczono na mapie geologicznej w czterech miejscach. Zaliczono do nich następujące eratyki: gład narzutowy przy północnym brzegu Wyspy Chrząszczewskiej (Gład Królewski), Wydrzy Gład na Jeziorze Czajczym koło Warnowa, gład Mieszko I znajdujący się około 1 km na zachód od Warnowa oraz Gład Wikingów odnaleziony w piaskowni w Mokrzycy Wielkiej.

Nasypy znajdują się w mieście Wolin. Powstały one z nakładania się warstw osadniczych w ciągu ostatnich 1200 lat. Ich grubość dochodzi do 8,0 m. Hałdy nadkładu gliniastego występują natomiast w Buniewicach.

Grodziska. Na terenie arkusza zlokalizowano liczne grodziska z wczesnego średniowiecza. Tworzą je ziemne obwałowania, które zaznaczają się w morfologii terenu. Grodziska znajdują się na wyspie Gardzka Kępa na zachód od Połchowa, na Jeziorze Czajczym, w Rozwarowie, Kukułowie, Jarzębowie, Sibinie, Kołczewie oraz w Wolinie na Srebrnej Górze (tylko niektóre z nich zaznaczono na tabl. I). Stanowiska te wymagają szczegółowych badań archeologicznych. Na omawianym obszarze występują też znaleziska prehistoryczne. Należą do nich wczesnośredniowieczne cmentarzysko kurhanowe na Wzgórzu Wisielców w południowej części miasta Wolin oraz cmentarzyska w Darzowicach i Buniewicach. Kurhany są bardzo czytelne w rzeźbie. Mają one kształt kolisty o średnicy 3,0–20,0 m. Znajdują się w nich pochówki szkieletowe oraz prochy w urnach (Börner i in., 2004).

Wały i groble przeciwpowodziowe są oznaczone na podkładzie topograficznym.

Obszar arkusza należy do zlewni przymorskiej. Zlewnia ta obejmuje duży zespół wodny cieśniny Dziwny z Zalewem Kamińskim i Jeziorem Wrzosowskim, które łączą Zalew Szczeciński z Morzem Bałtyckim. Zjawiskiem charakterystycznym są napływy (cofki) wód morskich poprzez Dziwnę do Zalewu Szczecińskiego. Amplituda wahań lustra wody mierzona na mareografie w Dziwnowie (odcinek ujściowy) wynosi 1,58 m. Średnie zasolenie wody powierzchniowej mierzonej na posterunku w Wolinie jest równe 0,67‰ (Matkowska, 1996, 1997).

Dziwna odgrywa mniejszą rolę w wymianie wód między Zalewem Szczecińskim i Morzem Bałtyckim niż Świna. Ilość wód biorących udział w wymianie, a przepływających przez Dziwnę, wynosi 10% całkowitej wymiany wód. Średni odpływ roczny sięga 2,89 km³, natomiast średni przepływ niski w ujściu do morza osiąga 26,5 m³/s.

Brzegi Dziwny, przeważnie niskie, nie są umocnione. Na odcinku od miasta Wolin do Zalewu Kamińskiego Dziwna wykorzystuje dolinę założoną w miejscu późnoglacialnej rynny lodowcowej (Matkowska, 1996, 1997). Głębokość tej cieśniny wynosi przeważnie 1,2–2,3 m, jedynie w okolicy Sibina sięga 4,1 m, a w okolicy Kukułowa dochodzi do 3,1 m. Dziwna w odcinku ujściowym, gdzie przekracza mierzeję, jest węższa, a jej głębokość osiąga 5,3 m. Średnia głębokość Zalewu Kamińskiego wynosi natomiast 3,0–3,5 m.

W centralnej części wyspy Wolin sieć wód powierzchniowych tworzy system kanałów i rowów melioracyjnych oraz jezior. Wody te odwadniają północno-wschodnią część omawianego terenu. Charakterystycznym elementem hydrograficznym w środkowej i wschodniej części wyspy Wolin są rowy, mokradła, bagna i trzęsawiska. Do stałych cieków należą Struga Pojezierna i Lewieńska Struga, łączące jeziora Pojezierza Wolińskiego i odprowadzające ich wody do Zalewu Kamińskiego. Podczas wysokich stanów w Morzu Bałtyckim wody z kanałów muszą być przepompowywane do Dziwny (przepompownie Sierosław, Zastań, Warnowo, Darzewice) oraz do Zalewu Szczecińskiego za pomocą przepompowni Płocin (Matkowska, 1996, 1997).

W północno-wschodniej części wyspy Wolin występuje kilkanaście jezior, które zajmują powierzchnię 748,4 ha. Największym z nich jest jezioro Koprowo (pow. 466,4 ha, głęb. do 2,5 m). Jest to jezioro przybrzeżne, odgraniczone Mierzeją Dziwny od Morza Bałtyckiego i Zalewu Kamińskiego. Kolejne co do wielkości zbiorniki wodne to: Jezioro Czajcze (pow. 72,5 ha, głęb. do 4,5 m), Jezioro Domysłowskie (pow. 47,6 ha, głęb. do 3,0 m), intensywnie zarastające jezioro Kołczewo (pow. 46,2 ha, głęb. do 3,8 m) i Jezioro Żółwińskie (pow. 41,3 ha, głęb. do 2,5 m), Warnowo Wschodnie (pow. 14,75 ha, głęb. do 2,8 m), Warnowo Zachodnie (pow. 10,56 ha, głęb. do 2,1 m) oraz jezioro Wiselka (pow. 18,8 ha, głęb. 6,7 m). Powierzchnia pozostałych jezior nie przekracza 10 ha. Niemal wszystkie jeziora posiadają dna poniżej poziomu morza. Największą głębokość (do 12,0 m) stwierdzono w Jeziorze Recze (pow. 4,46 ha), którego dno tworzy największą kryptodepresję na omawianym terenie (9,4 m p.p.m.).

Wody powierzchniowe cieśniny Dziwny, Jeziora Wrzosowskiego (Zatoki Wrzosowskiej), Koprowa oraz Zalewu Kamińskiego zostały uznane za wody pozaklasowe ze względu na obecność jonu chlorkowego w ilości przekraczającej dopuszczalne stężenie dla III klasy czystości (Matkowska, 1996, 1997).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Karbon

a. Karbon dolny

Wizen

Na obszarze arkusza najstarsze utwory zostały nawiercone w miejscowości Laska (otw. 109). Są to osady wizenu rozpoznane jako: iłowce, mułowce i piaskowce (pelitowe) ze śladami procesów tektonicznych (złustrowania). Miąższość tych osadów przekracza 117 m (nieprzewiercone), a ich strop znajduje się na wysokości 3459,0 m p.p.m.

2. Perm

Do rozpoznania i udokumentowania osadów permu na omawianym terenie przyczyniły się głównie otwory wykonane w latach 60. i 70. XX w. przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile. Utwory permu są reprezentowane przez osady czerwonego spągowca i cechsztynu.

a. Perm dolny

Czerwony spągowiec

Porfiry, zlepieńce, piaskowce, dolomity i anhydryty. Osady czerwonego spągowca są wykształcone w dwóch seriach – wylewnej i osadowej. Skały wylewne stanowią porfiry i skały pokrewne, które wyróżniają się charakterystycznymi barwami brunatno-fioletowo-wiśniowymi. Skały tego wieku stanowią także zlepieńce złożone ze skał wylewnych i osadowych, przeważnie grubookruchowe, o spoiwie ilasto-piaszczystym, czerwono-brunatne. Ponadto do profilu należą piaskowce gruboziarniste, drobnoziarniste i zailone, wiśniowe, a także mułowce przewarstwione dolomitami i żyłami anhydrytów. Strop osadów biegnie najwyżej w obrębie antykliny Kamienia Pomorskiego, gdzie w wielu otworach występuje na wysokości około 3000 m p.p.m. Jego najniższe położenie – 3158,5 m p.p.m. – rozpoznano w synklinie Wiselki w otworze Żółwino 2 (otw. 41). Utwory czerwonego spągowca stwierdzono również w otworach: Kołczewo 1 (otw. 6) – 3090,5 m p.p.m., Warnowo 1 (otw. 54) – 3066,0 m p.p.m., Warnowo 3 (otw. 53) – 3057,0 m p.p.m., Dargobądz 2 (otw. 95) – 3045,5 m p.p.m.

i Dargobądz 1 (otw. 97) – 3034,0 m p.p.m. Największą miąższość odnotowano w otworze 54 (osady przewiercone), gdzie wynosi ona 106,8 m.

b. Perm górny

Cechsztyn

Osady cechsztynu na terenie omawianego arkusza są reprezentowane przez utwory czterech cyklotemów: Werra, Stassfurt, Leine i Aller. Rozpoznano je w 20 otworach. Ich miąższość przeważnie osiąga od około 700 m (otw.: 31, 54, 64 i 91) do około 1000 m (otw. 95 i 109). Największą miąższość utworów tego wieku (1207,0 m) udokumentowano w otworze 97, a najmniejszą (554,0 m) – w otworze 6. Strop osadów cechsztynu wykazuje deniwelacje rzędu od 1853,0 m p.p.m. w otworze 97 do 2537,5 m p.p.m. w otworze 6 (jest to najniższe odnotowane położenie stropu cechsztynu na całym obszarze arkusza). Stropowe partie skał cechsztynu stwierdzono również w otworach naftowych na Wyspie Chrzążczewskiej na wysokości około 2000 m p.p.m.

Cyklotem 1

Wapienie, łupki (miedzionośne), anhydryty i sole kamienne. Miąższość skał stanowiących zespół litologiczny cyklotemu 1 (Werra), osiąga 163,0 m. Profil budują kolejno: wapienie podstawowe, łupki miedzionośne, anhydryty podstawowe, sole kamienne i anhydryty stropowe.

Cyklotem 2

Dolomity, anhydryty, sole kamienne, ily solonośne i dolomity (płytowe). Profil osadów cyklotemu 2 (Stassfurt) reprezentują kolejno: dolomity główne, anhydryty podstawowe, sole kamienne (starsze), anhydryty stropowe oraz ily solonośne i dolomity płytowe. Na obszarze arkusza średnia miąższość omawianego zespołu skał węglanowo-siarczanowych dochodzi do 777,0 m, przy czym miąższość soli wynosi tu 76,0 m.

Cyklotem 3

Anhydryty oraz sole kamienne i sole potasowe. Profil utworów cyklotemu 3 (Leine) rozpoczynają anhydryty główne, wyżej znajdują się sole sodowe i sole potasowe. Łącznie ich miąższość osiąga średnio 168,0 m.

Cyklotem 4

Iły, anhydryty i sole kamienne. W spągu utworów cyklotemu 4 (Aller) leżą ily czerwone i anhydryty pegmatytowe, a następnie sole kamienne (najmłodsze) i anhydryty stropowe. Łączna miąższość omawianych osadów na obszarze arkusza wynosi około 70 m.

3. Trias

a. Trias dolny

Miąszość osadów triasu dolnego jest zróżnicowana i mieści się w granicach od 0,0 m (otw. 109) do około 200 m (otw. 91 i 66), a nawet do ponad 900 m (otw. 71). Wysokość stropu tych utworów również jest urozmaicona i wynosi od 1033,0 m p.p.m. (otw. 97) do 1647,5 m p.p.m. (otw. 6).

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny

Iłowce, łupki, łupki ilaste, mułowce i piaskowce. W obrębie omawianego wydzielenia można wyróżnić trzy serie skał osadowych. Serię dolną – iłowcową tworzą iłowce, łupki oraz mułowce z wkładkami wapieni dolomitycznych i oczkami anhydrytu. Seria środkowa – piaskowcowa składa się z piaskowców czerwono-brunatnych i szarych z wkładkami mułowców. Seria górna – iłowcowa zawiera iłowce, mułowce ceglaste i brunatnoczerwone oraz iłołupki brunatne i seledynowe. Miąszość osadów pstrego piaskowca dolnego dochodzi do 400,0 m.

Pstry piaskowiec środkowy

Piaskowce z wkładkami mułowców. Profil osadów środkowej części pstrego piaskowca stanowi seria piaskowcowa, składająca się głównie z piaskowców czerwono-brunatnych i szarych z wkładkami mułowców zailonych, czerwono-brunatnych i seledynowych. Miąszość omawianych osadów sięga 400,0 m.

Pstry piaskowiec górny

Piaskowce, iłowce i dolomity. Osady pstrego piaskowca górnego (retu) wyróżniają się barwami pstryimi, od brązowowiśniowych do szarozielonych. Profil utworów tworzą piaskowce pstre, iłowce brązowowiśniowe i dolomity szarozielone lub brunatne. Ich miąszość dochodzi do 131,0 m.

b. Trias środkowy

Wapień muszlowy

Iłowce z przewarstwieniami dolomitów i anhydrytów oraz mułowce, piaskowce, wapienie i dolomity. Największą miąszość opisywanych utworów stwierdzono w otworze 31, gdzie wynosi ona 307,0 m, a ich strop występuje tu na wysokości 1298,0 m p.p.m. W profilu osadów wapienia muszlowego rozpoznano iłowce szarozielone z małymi soczewkami dolomitów szarych i wkładkami anhydrytów. W partiach stropowych dolomity są przewarstwione iłowcami. Ponadto w innych otworach, oprócz wspomnianych już skał, występują także piaskowce, wapienie krystaliczne, margle

dolomityczne oraz mułowce tego wieku. Omawiane osady zostały przewiercone przez następujące otwory badawcze (naftowe): 6, 9, 15, 17, 18, 21, 23, 26, 28, 31, 41, 53, 54, 91, 95 i 97. Strop utworów triasu środkowego jest położony na wysokości od 889,0 m p.p.m. (otw. 97) do 2017,5 m p.p.m. (otw. 91).

c. Trias górny

Kajper

Kajper dolny + górny

Iłowce i mułowce pstre z wkładkami gipsów i anhydrytów. Profil omawianych utworów dzieli się na osady kajpru dolnego, reprezentowane przez iłowce, mułowce pstre z wkładkami piaskowców i wapieni, oraz kajpru górnego, składające się z iłowców i mułowców pstrych z wkładkami gipsów i anhydrytów. Pełne profile utworów kajpru opisano w otworach: 6, 8, 9, 14, 15, 17, 18, 21, 23, 26 i 28, zgrupowanych we wschodniej części obszaru arkusza. Maksymalna miąższość omawianych osadów wynosi tu 477,0 m, a wysokość zalegania stropu waha się w granicach od 769,2 m p.p.m. (otw. 28) do 1246,5 m p.p.m. (otw. 6). W obrębie hemiantykliny Dargobądza (Ruszała i in., 1979) występują tylko skały kajpru dolnego, a ich miąższość jest mocno zredukowana i wynosi 27,0–75,0 m. Strop utworów tego wieku znajduje się tu na wysokości od 801,0 m p.p.m. (otw. 97) do 1209,0 m p.p.m. (otw. 54). Osady kajpru dolnego odnotowano także w otworze 41 na wysokości 1295,0 m p.p.m. (miąższość 108,5 m).

„Retyk”

Iłowce, mułowce, piaskowce i margle z przewarstwieniami wapieni lub węgla brunatnego. Na omawianym obszarze profil osadów „retyku” jest wykształcony w postaci kompleksu skał głównie iłowcowo-mułowcowych z przewarstwieniami piaskowców, skał marglistych i wapiennych lub węgla brunatnego. Osady tego wieku stwierdzono w obrębie antykliny Kamienia Pomorskiego w otworach: 4, 6, 8, 9, 14, 15, 17, 18, 21, 23, 26, 28 i 41. Największą miąższość (164,0 m) odnotowano w otworze 6, gdzie strop zalega na wysokości 1082,5 m p.p.m. W pozostałych otworach wysokość stropu wynosi od 634,7 m p.p.m. (otw. 28) do 1158,0 m p.p.m. (otw. 41), a średnia miąższość osadów osiąga 136,0 m. W hemiantyklinie Dargobądza nie występują utwory „retyku” (Ruszała i in., 1979).

4. Jura

a. Jura dolna

Na obszarze antykliny Kamienia Pomorskiego wychodnie utworów jury dolnej znajdują się bezpośrednio pod osadami czwartorzędu (na wys. 10,6–885,0 m p.p.m.), a ich miąższość oszacowano na około 600–650 m. Na pozostałym obszarze arkusza strop omawianych osadów występuje przeważnie

poniżej 500 m p.p.m. W obrębie hemiantykliny Dargobądza zauważalne jest uwypuklenie powierzchni stropowej utworów jury dolnej, gdzie podnosi się ona na wysokość do 385,0 m p.p.m., a miąższość osadów osiąga tu 655,0 m. Natomiast już na skłonie hemiantykliny Dargobądza, ku południowi, strop opisywanych utworów obniża się do 610,0 m p.p.m., a miąższość jest zredukowana do około 190 m (otw. 133). W synklinie Wiselki miąższość skał jury dolnej wynosi około 600–800 m. Najstarszymi ogniwami kontaktującymi z nadkładem czwartorzędowym są osady pliensbachu górnego (domeru) i toarku, natomiast utwory hetangu, synemuru i pliensbachu dolnego (karyksu) występują głębiej. Utwory jury dolnej są wykształcone jako mułowce, piaskowce i iłowce. Ich występowanie stwierdzono w otworach naftowych i hydrogeologicznych (otw.: 7, 11, 17, 19, 21, 22, 26, 28, 29, 30, 48, 49, 52 i 71) w północno-wschodniej części obszaru arkusza, między Kukułowem, Sierosławiem, Domysłowem i Buniewiczami.

Hetang + synemur

Piaskowce, mułowce i iłowce. Utwory hetangu i synemuru są wykształcone w facji limnicznej. Reprezentują je przede wszystkim piaskowce, często z wkładkami ilastymi oraz utwory mułowcowo-ilaste i ilasto-piaszczyste. Skały te stwierdzono w otworze 17 na wysokości 542,4 m p.p.m. Ich miąższość osiąga 150,0 m. Poza antykliną Kamienia Pomorskiego osady hetangu i synemuru znajdują się w synklinie Wiselki, gdzie ich strop obniża się do 1078,0 m p.p.m. (otw. 41) bez większych zmian miąższości. W obrębie hemiantykliny Dargobądza strop podnosi się o około 400 m w stosunku do jego wysokości w obrębie synkliny Wiselki, przy czym miąższość omawianych osadów wzrasta do 232,0 m (otw. 95).

Pliensbach

Pliensbach dolny

Piaskowce, iłowce i mułowce. Profil utworów pliensbachu dolnego (karyksu) wykazuje dwudzielność. Seria górna, brakiczna składa się z piaskowców przewarstwionych iłowcami. Seria dolna, typowo morska, jest natomiast reprezentowana przez iłowce i mułowce. Miąższość tych osadów w obrębie antykliny Kamienia Pomorskiego jest zróżnicowana i wynosi od 143,0 m w otworze Kamień Pomorski IG 1 (otw. 4 na obszarze arkusza Międzywodzie – Ruszała, 1978; Ruszała i in., 1979) do 395,0 m (otw. 17). Wysokość zalegania stropu osadów oscyluje tutaj wokół wartości 160 m p.p.m. W okolicach Dargobądza strop tych skał występuje na wysokości około 500 m p.p.m., a miąższość wynosi 95,0 m (otw. 95). W synklinie Wiselki natomiast strop osadów obniża się do 792,5 m p.p.m. (otw. 53), a równocześnie ich miąższość wzrasta do 296,5 m (otw. 53).

Pliensbach górny

Piaskowce, piaski i mułowce oraz iłowce z wkładkami węgla brunatnego. Utwory pliensbachu górnego (domeru) są wykształcone w facji brakiczno-lagunowej jako piaskowce, piaski, mułowce, iłowce, miejscami z wkładkami węgla brunatnego i spirytyzowaną roślinnością. W antyklinie Kamienia Pomorskiego omawiane osady występują na wysokości od 22,6 m p.p.m. (otw. 18) do 93,9 m p.p.m. (otw. 19). Ich średnia miąższość wynosi około 80 m. Na pozostałym obszarze arkusza skały pliensbachu górnego zalegają na znacznej głębokości. W synklinie Wiselki strop opisywanych utworów występuje na wysokości 700,0 m p.p.m. (otw.: 41, 54 i 53), ich miąższość natomiast wykazuje duże zróżnicowanie i waha się od 92,0 m (otw. 53) do 507,5 m (otw. 54). W kierunku Dargobądzia strop osadów podnosi się do wysokości 470,5 m p.p.m. (otw. 95), a miąższość ulega zredukowaniu do 45,0 m (Danel i in., 2008b, c).

Toark

Mułowce i piaskowce wapniste oraz iłowce z węglem brunatnym i sferosyderytami. Utwory toarku są reprezentowane przez fację morską i limniczną. Osady toarku dolnego stanowią przede wszystkim iłowce i mułowce ze sferosyderytami i spirytyzowanymi fragmentami roślin. Występują także przewarstwienia piaskowców syderytycznych i piaski. Profil utworów toarku górnego budują piaskowce wapniste, przewarstwione iłowcami z węglem brunatnym i sferosyderytami. Miąższość osadów toarku w antyklinie Kamienia Pomorskiego wynosi 40,0–50,0 m, a ich strop leży na wysokości 20,0 m p.p.m., miejscami, w obrębie rozcięć erozyjnych, do około 90 m p.p.m.

b. Jura środkowa

Osady jury środkowej, podobnie jak jury dolnej, leżą bezpośrednio pod utworami czwartorzędu w obrębie antykliny Kamienia Pomorskiego. Na pozostałym obszarze arkusza odnotowano niewielkie wystąpienia utworów tego wieku, m.in w strefie przyuskokowej na północny wschód od Dargobądzia (otw. 93 – Ruszała i in., 1979). Omawiane osady udokumentowano także we wschodniej części badanego terenu pomiędzy Draminem, Laską, Kołczewem, Sierosławiem i Kukułowem. Najwyżej (11,0 m p.p.m.) strop przebiega w otworze 71, natomiast najniżej (40,5 m p.p.m) – w otworze 7. Największą miąższość utworów jury środkowej odnotowano w otworze 41, gdzie osiąga ona 490,0 m. Najmniejszą miąższość stwierdzono natomiast w otworze 112 i wynosi ona 263,0 m.

Aalen + bajos

İłowce, mułowce, piaskowce syderytowe i syderyty. Osady piaszczysto-mułowcowo-ilaste oraz piaskowce syderytowe i syderyty rozpoznano w antyklinie Kamienia Pomorskiego w otworze 7, a także poza obszarem omawianego arkusza w Trzebiatowie (ark. Trzebiatów SMGP – Dobracka,

1992a, b), Skarchowie i Rarwinie (ark. Kamień Pomorski SMGP – Dobracka i Dobracki, 1977b; Dobracka i in., 1977). Utwory aalenu reprezentuje facja brakiczno-morska, natomiast w profilu osadów bajosu przeważa facja limniczna. Ze względu na niewielką zmienność litologiczną wymienione utwory nie zostały rozdzielone. W otworze 7 rozpoznano osady mułowcowe, piaski i okruchy syderytów nawiercone na wysokości 40,5–58,0 m p.p.m. (osady nieprzewiercone). Na obszarze synkliny Wiselki i hemiantykliny Dargobądzka nie stwierdzono utworów aalenu i bajosu.

Bajos

Bajos górny

Mułowce i iłowce oraz piaskowce chlorytowe z wkładkami muszłowców, iłowców i syderytów. Z analizy ukształtowania podłoża czwartorzędu (tabl. II) wynika, że na obszarze arkusza Wolin osady bajosu górnego (kujawu) zalegają bezpośrednio pod utworami czwartorzędu, na wysokości od 10,0 m p.p.m. do ponad 40,0 m p.p.m. W synklinie Wiselki strop skał bajosu górnego obniża się do około 490 m p.p.m., a miąższość dochodzi do 60,0 m (otw. 53). W kierunku hemiantykliny Dargobądzka strop omawianych osadów podnosi się do wysokości 336,0 m p.p.m. (otw. 95), a ich miąższość osiąga 50,0 m. W otworze 97 (w strefie dyslokacyjnej Świnoujścia) strop ponownie opada do 559,0 m p.p.m. bez istotnej zmiany miąższości. Charakterystyczną cechą osadów bajosu górnego jest cykliczność sedymentacji, która miała miejsce w zbiorniku epikontynentalnym. W antyklinie Kamienia Pomorskiego utwory tego wieku rozpoznano poza omawianym obszarem, na terenach sąsiednich arkuszy w okolicach Grębowa (ark. Kamień Pomorski SMGP – Dobracka i Dobracki, 1977b; Dobracka i in., 1977) i Dziwnówka (ark. Dziwnów SMGP – Dobracka i Dobracki, 1977a; Dobracka i in., 1977).

Baton + kelowej

Piaskowce, mułowce, iłowce z wkładkami piaskowców i syderytów oraz zlepińce występują w antyklinie Kamienia Pomorskiego. Osady te stwierdzono również poza obszarem arkusza, w okolicy Trzebieszewa, Świńca, Skarchowa i Jatek (ark. Kamień Pomorski SMGP – Dobracka i Dobracki, 1977b; Dobracka i in., 1977). Ich strop określono na wysokości 10,0–90,0 m p.p.m. W synklinie Wiselki strop utworów batonu i keloweju znajduje się na wysokości 139,0–145,0 m p.p.m. (otw. 53 i 54). Miąższość osadów wynosi od 349,0 m (otw. 53) do 416,0 m (otw. 54). W okolicy Dargobądzka (otw. 93) odnotowano pod osadami czwartorzędu na wysokości 90,4–115,4 m p.p.m. niewielkie powierzchniowo wystąpienie osadów batonu i keloweju. Omawiane osady nie zostały tu przewiercone. W otworach 95 i 97 utwory batonu i keloweju leżą już pod nadkładem młodszych osadów jurajskich na wysokości 168,5–395,0 m p.p.m., a ich miąższość sięga około 160 m. Skały batonu i keloweju tworzyły się w zbiorniku epikontynentalnym.

c. Jura górna

Osady jury górnej tworzą południowo-zachodnie skrzydło antykliny Kamienia Pomorskiego, gdzie są reprezentowane przez piętra oksfordu i wołgu. Granica między utworami oksfordu a wołgu niemal na całym obszarze jest erozyjna. Występująca tu luka sedymentacyjna jest spowodowana brakiem utworów kimerydu, które odnotowano tylko w okolicy Dargobądz (otw. 95 i 97). Skały jury górnej zalegają w podłożu czwartorzędu we wschodniej części obszaru arkusza (otw.: 66, 91 i 109). Strop omawianych osadów najpłycej występuje na północ od Dramina (otw. 91), gdzie znajduje się na wysokości 19,5 m p.p.m. (miąższość 70,0 m). Najgłębiej przebiega on natomiast na zachód od Dramina (otw. 109) – na wysokości 97,0 m p.p.m. (miąższość 120,0 m).

Oksford

Wapienie, margle, iłowce, mułowce, iły, mułki i piaskowce wapniste. Na obszarze arkusza osady oksfordu są słabo rozpoznane. W obrębie antykliny Kamienia Pomorskiego odnotowano je zaledwie w dwóch otworach na wysokości 17,9 m p.p.m. (otw. 68) i 21,5 m p.p.m. (otw. 6). Omawiane utwory występują tu bezpośrednio pod osadami czwartorzędu, a ich miąższość (przewiercona) wynosi 38,0 m (otw. 6). W okolicy Dargobądz (otw. 95) miąższość skał oksfordu pod nakładem osadów kimerydu osiąga 106,5 m, natomiast wysokość zalegania ich stropu wynosi 62,0 m p.p.m. W otworze 97 strop obniża się na wysokość do 282,0 m p.p.m., a miąższość omawianych osadów prawie nie ulega zmianie. W synklinie Wisielki utwory oksfordu występują pod nakładem skał kredy (otw. 54). Ich miąższość osiąga tam 22,0 m, a strop znajduje się na wysokości 117,5 m p.p.m. W północno-zachodniej części obszaru arkusza (otw. 41 i 53) skały o podobnej litologii i miąższości oraz występujące na przybliżonej wysokości, są zaliczane ogólnie do utworów malmu, jednak prawdopodobnie również należą do profilu osadów oksfordu.

Kimeryd

Mułki i iły. Osady kimerydu prawie nie występują na obszarze arkusza z wyjątkiem okolic Dargobądz, gdzie stwierdzono je w otworze 95. Leżą one tam na wysokości 49,0 m p.p.m. bezpośrednio pod osadami czwartorzędu, w postaci 13,0-metrowej warstwy mułków i ilów, stalowoszarych. W otworze 97 na wysokości 175,0 m p.p.m. znajdują się natomiast utwory marglisto-ilaste zaliczone do kimerydu i wołgu dolnego (bononu). Ich miąższość osiąga 107,5 m. Najprawdopodobniej w kimerydzie następowało intensywne rozmywanie osadów na wynurzających się terenach, a późniejsza denudacja spowodowała ich zupełne usunięcie z większości obszaru.

Wołg

Margle, wapienie margliste, iłowce i piaski. Utwory wołgu (portlandu) występują w południowo-wschodnim skrzydle antykliny Kamienia Pomorskiego oraz w lokalnej antyklinie Reclawia. Na większości obszaru zalegają one niezgodnie na osadach oksfordu. Stanowią je głównie margle, wapienie margliste, iłowce margliste, piaskowce margliste i piaski. Omawiane utwory tworzyły się w warunkach spływającego i wysładzającego się zbiornika. W otworze 76 występują one na wysokości 24,5–101,5 m p.p.m., gdzie nie zostały przewiercone. W otworze Reclaw IG 1 (otw. 11 na terenie arkusza Racimierz SMGP – Chmal i Karbowniczak, 2014, 2015) osady wołgu znajdują się na wysokości 34,0 m p.p.m., a ich miąższość osiąga 94,0 m.

5. Kreda

a. Kreda dolna

Utwory kredy dolnej występują bezpośrednio pod osadami czwartorzędu w południowo-wschodnim skrzydle antykliny Kamienia Pomorskiego oraz we wschodnim i południowym skrzydle synkliny Wisielki. W środkowej części synkliny utwory tego wieku znajdują się pod nakładem skał kredy górnej i czwartorzędu, a w okolicy Dargobądz – pod osadami paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu. Omawiane utwory występują na zróżnicowanej wysokości od 12,0 m p.p.m. (otw. 131) do 81,0 m p.p.m. (w rozcięciach erozyjnych), a ich miąższość przeważnie nie przekracza 60 m. W obrębie bloku Gryfic omawiane osady stwierdzono na wschód od Wolina po Troszyn. Utwory walanżynu i hoterywu oraz barremu i albu potraktowano łącznie ze względu na podobieństwo osadów i niedostateczną ilość profili umożliwiających dokładne określenie wieku. Osady beriasu nie występują na omawianym obszarze.

Walanżyn + hoteryw

Iłowce, mułowce, iły i mułki oraz piaski pyłowate i piaski występują w brzeźnych partiach synkliny Wisielki i południowo-zachodnim skrzydle antykliny Kamienia Pomorskiego. Są to osady morskie i limniczne. Stwierdzono je m.in. w otworach: 61, 98, 130 i 131. Ponadto osady kredy dolnej o bliżej nieokreślonej pozycji stratygraficznej, rozpoznane w otworach 100 i 105, również zaliczono do wydzielenia walanżynu i hoterywu.

Barrem + alb

Piaskowce glaukonitowe i margle. Utwory barremu i albu znajdują się we wschodnim i południowym skrzydle synkliny Wisielki. Osady rozpoznane w otworze 53, w centralnej części synkliny Wisielki, leżące poniżej margli kredy górnej, prawdopodobnie również należą do skał tego

wieku. Omawiane utwory reprezentują głównie piaskowce glaukonitowe. Wysokość zalegania stropu osadów kredy dolnej w środkowej części synkliny wynosi 110,0–120,0 m p.p.m. Ich miąższość jest zredukowana do około 5 m.

b. Kreda górna

Osady kredy górnej wypełniają synklinę Wiselki, ponadto występują w południowo-zachodnim skrzydle antykliny Kamienia Pomorskiego oraz po wschodniej stronie uskoków w okolicy Dargobądz. Wschodnie omawianych utworów na powierzchni podczwartorzędowej stwierdzono w synklinie Wiselki, w północno-zachodniej części terenu arkusza, głównie na wysokości 30,0–40,0 m p.p.m. Jedynie w osi synkliny ich strop znajduje się na wysokości 68,0 m p.p.m. (otw. 54). Na północny zachód od Dargobądz w otworze 73 rozpoznano je na wysokości 39,9 m p.p.m.

Na omawianym obszarze spośród osadów kredy górnej występują tylko utwory cenomanu i turonu. Osady wyższych pięter zostały zdenudowane z całego terenu arkusza. W glinach zwałowych wszystkich zlodowaceń plejstocenijskich stwierdzono liczne porwaki utworów kredy górnej. Największe z nich były eksploatowane w miejscowości Zastań.

Cenoman

Margle i wapienie margliste. Utwory cenomanu rozpoznano w otworach wiertniczych: 35, 55, 56, 60, 61, 73, 74, 75, 76, 77 i 79 na wysokości 16,0–60,0 m p.p.m. Miąższość omawianych osadów w centralnej części synkliny Wiselki dochodzi do 75,0 m.

Turon

Kreda piszcząca i margle. Utwory turonu występują najprawdopodobniej w otworach: 31, 35, 53, 54, 55, 56, 73, 74, 75, 76, 77 i 79. Są to zielonkawoszare osady o miąższości sięgającej około 10 m.

6. Paleogen + neogen

Piaski, iły i mułki. Na obszarze arkusza osady paleogenu i neogenu (nierozdzielone) zostały stwierdzone jedynie w okolicy Dargobądz w otworze 98 (Dargobądz IG-5). Omawiane utwory są wykształcone jako pakiet przewarstwiających się wzajemnie piasków, mułków i iłów, których miąższość wynosi 41,0 m. Leżą one na skałach kredowych (Ruszała i in., 1979) na wysokości 42,8 m p.p.m.

7. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędu tworzą ciągłą pokrywę na całym obszarze arkusza Wolin. Grubość tej pokrywy jest zróżnicowana, co wiąże się z rozmieszczeniem lokalnych elementów strukturalnych.

W obrębie bloku Gryfic, na wschód od cieśniny Dziwny, najmniejszą miąższość omawianych utworów (14,0 m) stwierdzono w otworze 136 w Wiejkowie, zlokalizowanym na szczycie wyniesionego bloku tektonicznego, przy południowej krawędzi wału pomorskiego. Najbardziej miąższa sekwencja osadów plejstocenijskich (104,0 m) znajduje się w pobliżu wsi Laska (otw. 109), w obrębie wydłużonego obniżenia podłoża utworów czwartorzędowych, rozwiniętego nad strefą dyslokacyjną Kamienia Pomorskiego. Dużą miąższość osadów czwartorzędowych odnotowano także w otworze 19, gdzie wynosi ona 94,6 m. W bloku Wolina, na zachód od cieśniny Dziwny, pokrywa czwartorzędowa o najmniejszej grubości (20,0 m) występuje na północ od Zastania, natomiast największą miąższość osadów czwartorzędowych udokumentowano w rejonie wzniesienia Grzywacz (160,0 m).

a. Plejstocen

W obrębie kompleksu utworów plejstocenijskich wyróżniono osady zlodowaceń: południowopolskich (zlodowacenia Sanu 2), środkowopolskich (stadiałów dolnego i górnego zlodowacenia Odry oraz zlodowacenia Warty) i północnopolskich (stadiałów środkowego i górnego zlodowacenia Wisły).

Na omawianym obszarze miały miejsce także zlodowacenia najstarsze (zlodowacenie Narwi) oraz zlodowacenia południowopolskie (zlodowacenia Nidy i Sanu 1). Osady tych zlodowaceń, jak również interglacjałów augustowskiego (podlaskiego) i małopolskiego, nie zachowały się. Ich obecność odnotowano natomiast na południe od terenu arkusza Wolin (Piotrowski, 1982a, b, 1988, 1990; Piotrowski i Kotrys, 2015a, b), stąd można wywnioskować, że wymienione wyżej zlodowacenia i interglacjały musiały wystąpić także na omawianym obszarze. Położenie terenu arkusza Wolin na wale pomorskim nie sprzyjało jednak zachowaniu się starszych osadów.

Margle kredy górnej jako kry w utworach plejstocenijskich. Liczne kry skał kredowych opisywanych jako szare margle i opoki odnotowano zarówno w otworach (otw.: 20, 35 i 126), jak i na powierzchni terenu. Porwak margli środkowego cenomanu jest widoczny w klifie koło Grodna (Alexandrowicz, 1966). W okolicy Zastania i Buniewic powierzchniowo występujące osady kredowe były eksploatowane jako surowiec do produkcji cementu. Szare margle występujące w Zastaniu należą do utworów cenomanu górnego, podobnie jak margle wydobywane w Buniewicach, gdzie opisano także kredę piszącą i margle ilaste turonu (Alexandrowicz, 1966). Obecność porwaka kredowego stwierdzono również w północno-zachodniej części obszaru arkusza (otw. 32) na wysokości 37,3 m n.p.m., gdzie nie został przewiercony. Różnica wysokości przebiegu stropu podłoża czwartorzędowego w otoczeniu otworu wynosi około 60–70 m, a miąższość warstwy osadów kredy w otworze osiąga zaledwie około 7 m. Gdyby przyjąć, że nawiercono strop podłoża, to tak stroma struktura musiałaby zostać egzarycyjnie zniszczona przez łądolód, co świadczy o występowaniu w tym miejscu porwaka osadów podczwartorzędowych. Pozycję geologiczną utworów opisywanego porwaka ukazano na syntetycznym

profilu geologicznym bloku Wolina, na którym przedstawiono spągowe partie moreny czołowej, miejscami spiętrzonej.

Zlodowacenia południowopolskie

Interglacjał ferdynandowski

Mułki i piaski pyłowate z detrytusem roślinnym jeziorne zachowały się w głębokich obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej w obrzeżeniu Zalewu Szczecińskiego i cieśniny Dziwny (Ruszała i in., 1979). Rozpoznano je w okolicach Dargobądz i Darzowic (otw. 98 i 107). Akumulacja następowała na przedpolu transgredującego lądolodu zlodowacenia Sanu 2 przy słabym przepływie wód. Podobne osady występują na Wyspie Chrząższczewskiej (otw. 19) na wysokości 94,6–111,4 m p.p.m. Są to najstarsze utwory czwartorzędowe na omawianym obszarze. Reprezentują je mułki oraz mułki pyłowate i piaszczyste zawierające detrytus roślinny.

Zlodowacenie Sanu 2

Stadiał górny

Gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Sanu 2 stanowią najniższy poziom glin na omawianym terenie. Występują one lokalnie, głównie w południowo-zachodniej części badanego obszaru, przy granicy z terenem arkusza Międzyzdroje SMGP (Matkowska i in., 1977; Ruszała i Wdowiak, 1977), a także w najgłębszych partiach obniżeń podłoża utworów czwartorzędu w jego wschodniej części (Wyspa Chrząższczewska – otw. 19) na wysokości 32,0–82,0 m p.p.m. Omawiane utwory reprezentują szare i brązowe gliny silnie piaszczyste, zawierające liczne kry osadów podłoża czwartorzędu (otw. 35 i 124). Ich miąższość sięga 50,0 m. W otworze 35 średnie wartości współczynników petrograficznych¹ frakcji żwirowej tych glin są następujące: O/K – 2,08; K/W (brak danych); A/B – 1,40 (Sochan, 1975).

Interglacjał wielki

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami rzeczne stwierdzono w kilkunastu otworach w różnych częściach terenu arkusza, m.in. w Sibinie (otw. 90) i na południe od Rzecznym (otw. 124). Są to szare piaski drobnoziarniste kwarcowo-skalenkowe, laminowane, oraz piaski silnie zailone przechodzące w szare mułki laminowane równoległe lub w piaski różnoziarniste z domieszką żwirów. Spąg omawianych osadów przeważnie występuje na wysokości około 40–60 m p.p.m., a strop – na około 25–55 m p.p.m. Ich miąższość miejscami przekracza 20 m. W otworze 97 na

¹ Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie

głębokości 40,0 m nawiercono węgiel brunatny przewarstwiony żwirami i gładzami skał północnych oraz jasnoszarymi wapieniami. Spąg tych osadów znajduje się tu na wysokości 118,0 m p.p.m. Przemieszanie utworów interglacjalnych wynika z działania głębokiej erozji rzecznej w interglacjale wielkim i erozyjnego podcinania skarpy zbudowanej z osadów paleogenu i neogenu. Strop omawianych utworów interglacjalnych został lokalnie glacitektonicznie spiętrzony w czasie stadiału górnego zlodowacenia Odry. Impulsem do wystąpienia zjawiska glacitektoniki było powstanie uskoku, ponad którym doszło do zaburzenia osadów.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Stadiał dolny

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnołodowcowe są związane z rozwojem lądolodu zlodowacenia Odry. Osady te występują niemal na całym opisywanym obszarze, choć są silnie zerodowane. Stwierdzono je w otworach 69 i 90. Ich miąższość nie przekracza 20 m (otw. 90 – 16,0 m). Omawiane utwory są reprezentowane przez szare piaski z przewarstwieniami żwirów i mułków, miejscami zaglinione. Znajdują się na wysokości od 55,0 m p.p.m. (spąg) do 23,0 m p.p.m. (strop).

Gliny zwałowe występują na całym obszarze arkusza, są jednak silnie zerodowane. Miąższość glin osiąga 15,0 m, a ich poziom znajduje się na wysokości od 40,0 m p.p.m. (spąg) do 20,0 m p.p.m. (strop). Utwory te rozpoznano w otworach: 7, 35, 69 i 90. Analiza petrograficzna frakcji żwirowej skał pochodzenia skandynawskiego w omawianych osadach wykazała zmienne proporcje między składnikami. Średnie wartości współczynników petrograficznych tych glin są następujące: O/K – 1,22; K/W – 1,61; A/B – 0,82 (Sochan, 1975).

Stadiał górny

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnołodowcowe (dolne) tworzą poziom o miąższości do 5,0 m, który uległ procesom erozyjnym. Stanowią go szare piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, miejscami z przewarstwieniami mułków. Na badanym terenie opisywane osady stwierdzono tylko w kilku otworach, m.in. w Piaskach Wielkich (otw. 130), na południu obszaru arkusza. Spąg omawianych piasków odnotowano na wysokości 30,0 m p.p.m., a strop – 25,0 m p.p.m.

Gliny zwałowe są wykształcone jako szare gliny piaszczyste i pyłowato-ilaste. Tworzą one rozpoznawalny na prawie całym obszarze arkusza poziom o miąższości zmieniającej się od kilku metrów do około 15 m. Na skutek procesów niszczących, zachodzących głównie w czasie zlodowacenia Warty, w wielu miejscach poziom tych glin jest jednak nieciągły. Omawiane osady stwierdzono

na wysokości od 35,0 m p.p.m. (spąg) do 11,0 m p.p.m. (strop). Ich rozprzestrzenienie można prześledzić m.in. w otworach: 5, 7, 30, 68, 69 i 90. Średnie wartości współczynników petrograficznych opisywanych glin są następujące: O/K – 1,57; K/W – 1,31; A/B – 0,89 (Sochan, 1975).

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (górne) są związane z recesją lądolodu zlodowacenia Odry. Zajmują one znaczną powierzchnię kartowanego obszaru, w wielu miejscach uległy jednak denudacji. Osady te reprezentują szare piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, miejscami z przewarstwieniami mułków (otw.: 5, 7 i 110). Ich miąższość nie przekracza 10 m. Występują one na wysokości od 29,0 m p.p.m. (spąg) do 15,0 m p.p.m. (strop). Omawiane utwory miejscami wypełniają płytkie obniżenia o charakterze rynien subglacjalnych, utworzone w niżejległych osadach. Taką sytuację można zaobserwować w okolicy Dramina (przekrój geologiczny A–B).

Zlodowacenie Warty

Stadiał środkowy

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (dolne) powstały na przedpolu nacierającego lądolodu zlodowacenia Warty w postaci poziomu o miąższości do kilkunastu metrów. Osady te występują niemal na całym obszarze arkusza, choć są silnie zniszczone i poprzerywane. Znajdują się one na wysokości od 55,0 m p.p.m. (spąg) do 18,0 m p.p.m. (strop). Litologicznie są to szare piaski różnoziarniste z domieszką żwirów i przewarstwieniami mułków (otw.: 5, 36 i 86).

Gliny zwałowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty występują powszechnie na obszarze arkusza i tworzą poziom o miąższości dochodzącej do 34,0 m. Poziom ten jest jednak w wielu miejscach zniszczony przez erozję wód roztopowych. Omawiane osady odnotowano na wysokości od 40,0 m p.p.m. (spąg) do 5,0 m n.p.m. (strop). Litologicznie są to ciemnoszare gliny piaszczyste o zróżnicowanych proporcjach udziału poszczególnych frakcji. Średnie wartości współczynników petrograficznych frakcji żwirowej tych glin są następujące: O/K – 1,77; K/W – 0,75; A/B – 1,26 (Sochan, 1975). Opisywane osady są widoczne w dolnej części klifu, m.in. w Świątousciu.

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (górne) są to utwory regresywne o niewielkim rozprzestrzenieniu, które wypełniają erozyjne wcięcia powstałe w osadach zlodowacenia Warty. Ich miąższość dochodzi do 10,0 m. Omawiane utwory występują na wysokości od 4,0 m p.p.m. (spąg) do 10,0 m p.p.m. (strop) i są wykształcone jako szarżółte piaski drobnoziarniste, lekko mułkowate, równolegle laminowane, z niewielką domieszką frakcji drobno-żwirowej (otw. 69). Opisywane piaski podścielają warstwę osadów interglacjalnego eemskiego.

Interglacjał eemski

Piaski morskie z fauną (mięczaków) odnotowano na dwóch stanowiskach w dolnej i górnej części klifu w okolicach Świętouscia, wzdłuż odcinka pomiędzy 398,5 km a 399,0 km brzegu morskiego. Wysokość klifu osiąga tu 30,0 m. Omawiane piaski są jasnożółte i zawierają faunę morską znaną z wielu stanowisk Dolnego Powiśla (Makowska, 1979, 1986). Według Borówki i innych (1999d) występowanie dwóch gatunków mięczaków *Venerupis aurea senescens* i *Cardium paucicostatum* pozwala wnioskować, że osady te są charakterystyczne dla Morza Tychnowskiego, które wkroczyło na Dolne Powiśle w optimum interglacjału eemskiego. Stan zachowania malakofauny sugeruje, że znajduje się ona na wtórnym złożu. Miąższość warstwy wynosi 4,0 m. Wydzielenie to zaznaczono na syntetycznym profilu geologicznym bloku Wolina oraz na mapie geologicznej, jednak w związku z cofaniem się brzegu morza jego czytelność w profilu geologicznym klifu może ulegać zmianom.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał środkowy

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe. Są to transgresyjne osady piaszczysto-pyłowate z przewarstwieniami piasków ze żwirami, które tworzą poziom o miąższości do kilku metrów, silnie zniszczony przez erozję. Omawiane osady występują na wysokości od 0,0 m n.p.m.(strop) do 9,0 m p.p.m. (spąg). Najlepiej zachowały się one w okolicy Kodrąbka (otw. 78) i Łuskowa nad Dziwną (otw. 69).

Gliny zwałowe stadiału środkowego (Świecia) zlodowacenia Wisły występują niemal na całym obszarze arkusza. Utwory te tworzą poziom o miąższości od kilku metrów do 30,0 m, którego spąg leży najniżej na wysokości 20,0 m p.p.m., a strop najwyżej na wysokości 30,0 m n.p.m. (Mokrzyckie Góry). Tak zróżnicowane miąższość oraz wysokość przebiegu warstwy osadów stanowią efekt spiętrzenia glacitektonicznego. Poziom glin w wielu miejscach jest zniszczony przez erozję wód roztopowych. Omawiane osady są reprezentowane przez szare i brązowe gliny piaszczyste o zróżnicowanych proporcjach udziału frakcji żwirowej. Średnie wartości współczynników petrograficznych tych glin są następujące: O/K – 1,24; K/W – 0,96; A/B – 0,99 (Sochan, 1975). W klifie w okolicy Grodna w opisywanych osadach znaleziono porwak utworów kredy na wysokości kilku metrów n.p.m.

Interstadiał

Piaski i mułki z detrytusem roślinnym, jeziorne i rzeczne rozpoznano w klifie morskim na zachód od Grodna. Osady interstadiału (grudziądzkiego) są jasnożółte i zawierają

domieszki żwirów oraz pojedynczych gładzików. Ich miąższość osiąga kilkanaście metrów, a same utwory są zaburzone glacitektonicznie. Miejscami pomiędzy warstewkami mułkowymi występują laminy organiczne. Przewarstwienia te stanowią zazwyczaj nagromadzenia drobnych szczątków roślinnych w obrębie utworów warstwowych przekątnie w małej skali. Wiek osadów organicznych, oznaczony metodą radiowęglową (^{14}C), waha się w zakresie 25 900–35 400 lat BP (Borówka i in., 1998, 1999c, 2000). Zasięg utworów tego wieku wyznaczono na syntetycznym profilu geologicznym oraz na mapie geologicznej, jednak w związku z cofaniem się brzegu morza czytelność omawianych osadów w profilu geologicznym klifu może ulec zmianie.

Stadiał górny

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne). Serie osadów zastoiskowych z okresu oscylacji lądolodu zlodowacenia Wisły, podobnie jak współwystępujące z nimi utwory wodnolodowcowe, zachowały się tylko miejscami. Są one wykształcone jako szare iły, mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste o delikatnej laminacji równoległej. Omawiane osady tworzą poziomy, których rozprzestrzenienie jest niewielkie, głównie w południowej części terenu arkusza, a ich miąższość wynosi do 15,0 m. Utwory zastoiskowe odnotowano na wysokości od 14,0 m p.p.m. (spąg) do 5,0 m n.p.m. (strop). Osady te na powierzchni terenu odsłaniają się na skłonie wysoczyzny schodzącym do Zalewu Szczecińskiego na południe od Wolina oraz w zboczu doliny wód roztopowych w okolicy Troszyna.

Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (dolne). Szare piaski kwarcowo-skaleniove tworzą silnie zniszczony poziom o miąższości do kilkunastu metrów, którego fragmenty znajdują się pod najmłodszymi glinami zwałowymi stadiału środkowego zlodowacenia Wisły na wysokości od 14,0 m p.p.m. (spąg) do 8,0 m n.p.m. (strop). Omawiane utwory wodnolodowcowe stwierdzono w wielu otworach, m.in.: 47, 68, 90 i 110. Powierzchniowo występują one w pobliżu Unina w zboczu rynny subglacialnej, gdzie zostały wypreparowane spod glin zwałowych stadiału środkowego zlodowacenia Wisły wskutek erozji wód roztopowych.

Gliny zwałowe zajmują znaczną część (ok. 30%) powierzchni lądowej terenu arkusza i tworzą przypowierzchniowe warstwy poziomu wysoczyznowego. Ich miąższość sięga miejscami 20,0 m (Wyspa Chrzęszczewska), z reguły jednak nie przekracza 10 m. Omawiane osady reprezentują brązowe gliny zwałowe silnie piaszczyste oraz piaski gliniaste, o zmiennych proporcjach zawartości poszczególnych frakcji. Miejscami zawierają kry starszych glin o różnych barwach, a także porwaki osadów podłoża czwartorzędu. Średnie wartości współczynników petrograficznych frakcji żwirowej opisywanych utworów wynoszą: O/K – 2,08; K/W – 0,77; A/B – 1,40 (Sochan, 1975).

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne) występują na południowy wschód od Kodrąbia, gdzie zajmują około 1,5 km² powierzchni terenu, oraz w okolicy Domysłowa. Niewielki płat tych

utworów znajduje się również na zachód od Kodrąbia. Omawiane osady reprezentują przewarstwiające się brązowe piaski i mułki, miejscami silnie wapniste, równolegle laminowane. Ich miąższość dochodzi do 3,0 m. Utwory te leżą na wysokości od 5,0 m n.p.m. (spąg) do 18,0 m n.p.m. (strop).

Piaski pyłowate i piaski ze żwirami lodowcowe występują w postaci odosobnionych płatów i tworzą najczęściej pokrywę o grubości około 1–2 m na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Ich miąższość nie przekracza zwykle 5 m. Opisywane osady stanowią różnoziarniste piaski z domieszką żwirów i głazów. Są one słabo wysortowane, często z dużą zawartością frakcji pyłowej i ilowej.

Piaski ze żwirami ozów. Pagóry ozowe o największym zasięgu i miąższości budujących je osadów występują w mieście Wolin. Zostały one tam częściowo zdegradowane przez działalność człowieka i znajdują się pod pokrywą nasypów kulturowych w centrum miasta. Stanowią je przekątnie warstwowane piaski ze żwirami, o miąższości przekraczającej 20 m, liczonej od poziomu morza. Jednak rzeczywista miąższość osadów ozu w Wolinie wynosi 50,0 m, przy uwzględnieniu 30,0-metrowej miąższości części jego utworów leżących poniżej poziomu morza – tak głęboko formowała się biegnąca równolegle rynna subglacjalna Dziwny. Budowa wewnętrzna ozu jest widoczna w ścianach wyrobisk poeksploatacyjnych. Serie piaszczysto-żwirowe są przykryte 0,5–3,0-metrową pokrywą ablacyjną, składającą się z glin piaszczystych i piasków pyłowatych.

Piaski ze żwirami, piaski, mułki i gliny zwałowe moren czołowych (miejscami spiętrzonych) tworzą wzniesienia na północnym zachodzie wyspy Wolin, gdzie najwyższy punkt, o wysokości 116,0 m n.p.m., stanowi Grzywacz. Miąższość osadów dochodzi tu do 83,0 m. W profilu odsłaniającym się w klifie morskim są czytelne zaburzenia glacitektoniczne opisywane przez licznych badaczy (m.in. Lagerlund i in., 1995). Innym obszarem występowania moren czołowych są zlokalizowane na północny zachód od Wolina Mokrzyckie Góry z najwyższym punktem na wysokości 67,0 m n.p.m. Pagóry morenowe rozciągają się na powierzchni około 5 km², a miąższość warstw utworów je budujących sięga 37,0 m. W okolicach Mokrzycy Wielkiej i Dargobądzka znajdują się wyrobiska po wydobyciu piasków, które odsłaniają wewnętrzną budowę omawianych form terenu. Występujące tu piaski różnoziarniste o zmiennej zawartości frakcji żwirowej (5–25%) są miejscami silnie zaglinione i przewarstwione pakietami osadów gliniastych i pyłowato-ilastych. Skośne warstwowanie serii utworów piaszczystych jest w wielu miejscach zaburzone; często obserwuje się strome postsedymentacyjne położenie ławic. Seria piaszczysto-żwirowa o miąższości do 15,0 m jest przykryta glinami zwałowymi o zmiennej grubości dochodzącej do 7,0 m.

Piaski i piaski ze żwirami plateau kemowych oraz gliny zwałowe i piaski pyłowate plateau kemowych. Zachodnią część obszaru arkusza zajmuje plateau kemowe wyspy Wolin (Mojski, 2005), wznoszące się na wysokość do 100,0 m n.p.m. Formę terenu tworzą

piaszczyste osady wodnolodowcowe o miąższości sięgającej 70,0 m. Występują one w zachodniej części opisywanego obszaru, od Zalewu Szczecińskiego do Dargobądza przez Warnowo i Wiselkę, aż do brzegu Morza Bałtyckiego, gdzie są widoczne w ścianie klifu. Są to warstwowane skośnie piaski różnoziarniste, w przewodzie średnio- i drobnoziarniste, miejscami z wkładkami ławic utworów o znacznym udziale frakcji drobnoziarnistej. Osady te często są też przewarstwione mułkami i mułkami ilastymi. Opisywana forma jest przykryta warstwą glin oraz piasków pyłowatych (gliniastych) z widocznymi, wyraźnymi strukturami spływowymi.

Piaski i piaski ze żwirami kemów oraz gliny zwałowe w spływach i piaski pyłowate kemów tworzą wzniesienia, które można zaliczyć do form limnoglacialnych. Są one zbudowane z piasków, w przewodzie drobno- i średnioziarnistych, miejscami z ławicami mułków oraz sporadycznie z przewarstwieniami żwirowymi. Miąższość serii osadów piaszczystych dochodzi do 30,0 m. Powierzchnia pagórów kemowych jest pokryta brązowymi i brązowożółtymi glinami oraz piaskami gliniastymi, które mogą być bezstrukturalne lub zawierają kierunkowe struktury spływowe. Pokrywa gliniasta omawianych wzniesień najczęściej nie jest ciągła – zarówno na szczytach, jak i na stokach na powierzchnię terenu wychodzą serie piaszczyste. Formy kemowe są wykształcone w postaci półek przy krawędzi dolin wód roztopowych lub tworzą odrębne pagórki w obrębie płatów wysoczyznowych.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) można zaobserwować w licznych wykopach wykonanych na potrzeby gospodarstw wiejskich. Utwory te występują w formie płatów o niewielkim rozprzestrzenieniu, głównie w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, a także na południe od Wolina oraz w okolicy Łuskowa. Omawiane piaski pokrywają znaczną część powierzchni ostańców erozyjnych, a ich miąższość dochodzi do 8,0 m. Uziarnienie opisywanych osadów jest zróżnicowane, zwykle z wyraźną domieszką żwirów, widoczne jest również skośne warstwowanie.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe występują lokalnie jedynie na południe od Wolina, gdzie kontynuują się na terenie sąsiedniego arkusza Racimierz SMGP (Chmal i Karbowniczak, 2014, 2015). Omawiane osady są szare, średnio wysortowane. Ich miąższość dochodzi do 4,0 m.

Piaski i piaski ze żwirami rzeczno-wodnolodowcowe (równin i dolin wód roztopowych) oraz rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki zajmują znaczną część (ok. 20%) obszaru arkusza. Zostały one zdeponowane w obrębie systemu rozcięć erozyjnych między płatami wysoczyznowymi, gdzie tworzą tarasy znajdujące się na wysokości 2,0–6,0 m n.p.m.

Są to osady piaszczyste o bardzo zróżnicowanym udziale poszczególnych frakcji, od dominujących piasków średnio- i drobnoziarnistych do sporadycznie występujących pospółek. Miejscami utwory te zawierają też przewarstwienia glin zwałowych i piasków gliniastych typu spływowego lub

wytopiskowego. Ich miąższość jest zróżnicowana i wynosi 1,0–9,0 m. Omawiane utwory często są przykryte holoceniowymi osadami organogenicznymi, torfami i gytiami.

Torfy niskie z pyłami (popiołami wulkanicznymi) piroklastycznymi – Laacher See Tephra (Juvigné i in., 1995a, b). Popioły wulkaniczne stanowią przewarstwienia osadów torfowiska niskiego na południowym obrzeżu Jeziora Domysłowskiego. Występują one w kilku profilach na głębokości 3,25–3,30 m w postaci nieciągłej, szarej laminy o frakcji pyłowej i o grubości około 1 mm (Juvigné i in., 1995a, b; Kozarski, 1995; Latałowa, 1999a, b). Wiek opisywanych osadów wydatowano metodą ^{14}C na $11\,000 \pm 300$ lat BP, co wskazuje na schyłek zlodowacenia Wisły.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny deluwialne występują w wielu miejscach u podnóży stoków wzniesień oraz zboczy rynien subglacialnych i dolin wód roztopowych. Są to brązowe i brunatne piaski, silnie zapyłone, piaski gliniaste i gliny piaszczyste o zmiennych proporcjach zawartości poszczególnych frakcji żwirowych. Opisywane osady często są wzbogacone w substancję organiczną. Ich miąższość miejscami dochodzi do 6,0 m.

Piaski i mułki jeziorne tworzą tarasy o szerokości 100,0–400,0 m, które występują między Dargobądzem i Kodrąbiami. Mniejsze tarasy okalają współczesne akwenu Koprowa, Jeziora Czajczego, Jeziora Żółwińskiego oraz Warnowa Wschodniego i Warnowa Zachodniego. Omawiane osady reprezentują żółte i żółtobrązowe piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, miejscami silnie zailone lub zaglejone, które przechodzą w mułki piaszczyste lub ilaste, równoległe laminowane. Miąższość opisywanych utworów wynosi 2,0–6,0 m.

Piaski humusowe den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Akumulacja omawianych osadów odbywała się w obrębie den dolin wód roztopowych oraz lokalnych obniżen terenu o różnej genezie. Utwory te stanowią ciemnoszare lub brunatne piaski różnoziarniste, silnie zailone, miejscami wapniste, zawierające substancję organiczną. Ich miąższość zwykle nie przekracza 2 m (lokalnie zwiększa się do ok. 5 m).

Kreda jeziorna została rozpoznana w pobliżu nasypu kolejowego na południowy wschód od Warnowa, gdzie występuje pod torfami na głębokości 3,0–9,0 m. Omawiane osady są białe, o konsystencji płynnej. Ich akumulacji sprzyjał napływ wód gruntowych bogatych w węglan wapnia (Piotrowski, 1995). Kredę jeziorną rozpoznano także w Wolinie, gdzie występuje wraz z gytiami i dokumentuje długi etap panowania warunków pojeziernych w rynnicy Dziwny. Spąg tych utworów jest tu położony najniżej i znajduje się na wysokości 10,0 m p.p.m.

Gytie najczęściej podścielają torfy pokładem o miąższości 0,5–3,0 m, która miejscami zwiększa się do 6,0 m. Są to głównie gytie grubo- i drobnodetrytusowe, glonowe, detrytyczno-wapniste oraz

ilasto-wapniste. Omawiane osady stwierdzono w podłożu torfowisk pojezierza centralnej części wyspy Wolin (m.in. wokół Jeziora Reczego, Kołczewa i Jeziora Domysłowskiego), ale także na obrzeżu cieśniny Dziwny, m.in. na południe od Korzęcina oraz w Wolinie, na stanowiskach poddanych badaniom mikrostratygraficznym i datowaniu bezwzględnemu przy pomocy metody ^{14}C (Borówka i in., 1998, 1999c, 2000; Latałowa, 1999a, b).

Torfy niskie rozwinęły się w obrębie dolin wód roztopowych i dolin rzecznych, przy brzegach jezior, a także w dnach zagłębień bezodpływowych. Ich miąższość wynosi przeważnie 0,5–4,0 m, miejscami sięga 6,0 m (Jasnowski, 1962; Latałowa 1999a, b). Są to głównie torfy niskie – turzycowe, mszyste, trzciniowe oraz drzewne. Występują również ich rodzaje pośrednie. Torfy zwykle leżą na gytiach, kredzie jeziornej, piaskach i mułkach jeziornych, piaskach rzeczno-wodnolodowcowych i rzecznych tarasów nadzalewowych, piaskach i piaskach ze żwirami wodnolodowcowych oraz na piaskach i piaskach ze żwirami plateau kemowych, a także na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach (śródlądowe) rozwinęły się przede wszystkim na piaszczystej powierzchni plateau kemowych. W północnej części terenu arkusza – na Mierzei Dziwny oraz przy brzegu morskim między Grodnem, Wiselką i Świętoustiem – występują pokrywy piasków eolicznych o niewielkiej miąższości. Na obszarze o powierzchni około 5 km² powstało pole wydmowe o długości około 9 km i szerokości do około 1 km. Wyróżnić tam można dziesiątki wydłużonych pagórów wydm wałowych i przekształconych wydm parabolicznych, o różnym ukierunkowaniu. Ich długość wynosi 0,5–1,0 km, a wysokość względna – 5,0–6,0 m. W obrębie pól wydmowych występują równiny piasków przewianych, których miąższość, obserwowana we wkopach, nie przekracza 1,5 m. Są to jasnożółte, dobrze wysortowane piaski średnioziarniste o zmatowionych powierzchniach ziaren. Osady te są prawie zupełnie pozbawione frakcji pyłowej, której obecność jest charakterystyczna dla stropowych partii niżejleżących piasków plateau kemowych.

Wydmy śródlądowe są rozcięte dość rozległymi przewarstwieniami gleb kopalnych. W okolicach Świętoustia i Grodna udokumentowano dwa poziomy tych gleb (Borówka i in., 1986, 1999b). Starszy poziom stanowi gleba kopalna typu Usselo, która jest datowana na 11 590 ± 270 lat BP. Młodsza gleba kopalna jest holocena, przykryta w większości kilkunastometrową warstwą osadów piaszczystych lub piaszczysto-organicznych. Lokalnie na 398 kilometrze brzegu morskiego, na wschód od Świętoustia, łączy się ona z horyzontem, który tworzył się od połowy okresu atlantyckiego do początku okresu subborealnego (Urbaniak-Biernacka, 1975; Borówka i in., 1986). Można więc mówić o trzech różnowiekowych poziomach eolicznych, z których najstarszy pochodzi ze starszego dryasu i jest oddzielony glebą kopalną z Allerødu od warstwy środkowej z młodszego dryasu. Najmłodszy

poziom powstał w okresie subatlantyckim i tworzy się do dzisiaj. Stropowa warstwa eoliczna jest ciągle nadbudowywana mimo usytuowania na wierzcholinie wysokiego klifu i stanowi naspę przyklifową (jest to efekt procesów eolicznych na powierzchni klifu – Prusinkiewicz, 1971). W pokrywie eolicznej ze starszego dryasu, pod glebą Allerødu, są czytelne struktury peryglacialne, takie jak pseudomorfozy po klinach zmarzlinowych oraz pseudofibry – poziome żelaziste wstęgi (Borówka i in., 1999b).

Nieliczne wydmy i pola piasków eolicznych rozwinięte na powierzchni plateau kemowych zaznaczają się jeszcze w zachodniej części terenu arkusza na zachód od Warnowa i Dargobądz. Odosobnione pola wydmore powstały także na płatach piasków wodnolodowcowych na zachód od Łuskowa i na północny zachód od Troszyna.

c. Holocen

Piaski pyłowate rzeczno-jeziorne przewarstwione torfami podścielają osady Mierzei Dziwny. Występują one na wysokości 6,0–16,0 m p.p.m. Utwory te są jasnoszare, a ich miąższość osiąga 10,0 m. Omawiane osady powstały na skutek akumulacji przez Pradziwnę, którą tworzyły po połączeniu się wody Grzybnicy z Wołczenicą i Świńca z Niemicią.

Namuły den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują w obniżeniach wysoczyzny i rozcięciach erozyjnych prowadzących okresowe ciek. Osady te reprezentują mułki, mułki piaszczyste i ilaste, miejscami z dużą zawartością materii organicznej nadającej im ciemne zabarwienie. Miąższość omawianych utworów wynosi 0,5–2,5 m, a lokalnie zwiększa się do 6,0 m (Wyspa Chrząszczewska).

Torfy wysokie. Torfowisko wysokie rozwinęło się na zachodnim brzegu jeziora Kołczewo. Proces akumulacji rozpoczął się 3440 ± 10 lat BP i trwa do dziś (Latałowa, 1999a, b). Osady te stanowią brązowe i żółte torfy ombrofilne – m.in. z torfowcem i wełnianką (Latałowa, 1999b). Miąższość omawianych utworów wynosi 4,0 m.

Piaski ze żwirami morskie mierzei. Występujący w granicach obszaru arkusza zachodni fragment Mierzei Dziwny o szerokości około 1 km tworzą piaski drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami mułków, namułów organicznych i torfów. W partiach przyspągowych wzrasta udział piasków gruboziarnistych i żwirów. Miąższość omawianych osadów sięga 6,0 m. Powierzchnia mierzei w znacznej części jest nadbudowana przez utwory rozległych pól wydmorewych oraz przykryta torfami, namułami i piaskami humusowymi. Racinowski i Seul (1999) rozdzielają osady mierzejowe na starsze, znajdujące się poniżej 4,0 m p.p.t. oraz na młodsze leżące powyżej tej granicy. W obu warstwach mierzejowych występują przewarstwienia torfów, jednakże w części przypowierzchniowej wpływy

morza są bardziej wyraźne, ponieważ osady zawierają faunę mięczaków morskich: *Cardium (Cerastoderma) edule*, *Littorina littorea* i *Macoma balthica*.

Piaski, miejscami piaski z przewarstwieniami mułków i torfów, jeziorno-morskie rozpoznano na zachodnim brzegu cieśniny Dziwny na południe od Wolina oraz na północny obszar arkusza w okolicach Zastania i Świętouscia. Są to szare i brunatno-szare piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami zawierające niezwęglony detrytus roślinny i przewarstwienia mułków, namułów organicznych i torfów oraz szczątki muszli. Gdzieniedzie w spągu występują piaski z domieszką żwirów. Osady jeziorno-morskie zalegają na piaszczysto-żwirowych osadach wodnolodowcowych, na glinach zwałowych i na utworach zastoiskowych zlodowacenia Wisły (Chmal i Karbowiczak, 2014, 2015).

Piaski rzeczno-morskie delt tworzą niewielkie, odrębne listwy tarasów akumulacyjnych o szerokości 150,0–200,0 m. Miąższość budujących je osadów sięga 3,0 m, a miejscami 6,0 m. Tarasy wznoszą się na wysokość około 0,5 m n.p.m. Powstały one przy wschodnim brzegu cieśniny Dziwny na północny zachód od Reclawia, wzdłuż odcinka od Sibina do Połchowa. Formy te występują także przy zachodnim brzegu cieśniny, gdzie od Sierosławia przez Zastań ciągną się dalej na północ i okalają brzegi Zalewu Kamieńskiego. Tarasy wykształciły się również wokół Wyspy Chrzaszczewskiej oraz przy brzegu Zalewu Szczecińskiego na południe od Płocina i Karnocic. Omawiane osady reprezentują piaski różnoziarniste, w przewadze drobno- i średnioziarniste, z przewarstwieniami mułków oraz z wkładkami substancji organicznej.

Piaski eoliczne w wydmach (nadmorskie). Wydmy nadmorskie powstały 6000 lat po uformowaniu się pierwszych wydym śródlądowych. Tworzyły się one w czasie transgresji litorynowej (Keilhack, 1912), na powierzchni równocześnie powstających mierzei. Wydmy nadmorskie tworzą się także współcześnie. Pod względem wieku zaklasyfikowano je również, według klasycznego schematu Keilhacka (1912), jako wydmy żółte i białe (Schulte, 1924b).

Piaski morskie plażowe reprezentują piaski różnoziarniste, dobrze przemyte, ze zmienną zawartością frakcji żwirowej. Osady te zwykle są podścielone warstwą gładzików, która na znacznych odcinkach występuje także na powierzchni terenu. Omawiane piaski tworzą plaże, a ich miąższość wynosi 3,0–4,0 m.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Badany teren znajduje się na pograniczu wału pomorskiego i niecki szczecińskiej, należących do permo-mezozoicznego kompleksu strukturalnego (Dadlez, red., 1976; Dadlez, 1987, 1997). Przez południowy kraniec arkusza przebiega strefa dyslokacyjna Świnoujście–Krzyż, rozdzielającą dwie

wyżej wymienione jednostki strukturalne. W południowo-wschodniej części terenu arkusza między Wolinem i Troszynem jest ona niemal zbieżna z konwencjonalną granicą między tymi jednostkami, wyznaczoną przez granicę podkenozoicznych wychodni skał jury i kredy (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981).

Na obszarze arkusza występuje szereg dyslokacji o kierunku NW–SE i N–S sięgających od podłoża osadów cechsztynu do stropu utworów kredy i jury. Budują one powierzchnię podkenozoiczną i podczwartorzędową, czego przykładem jest strefa dyslokacyjna Kamienia Pomorskiego, przechodząca niemal przez środek obszaru arkusza. Rozgranicza ona dwie jednostki tektoniczne niższego rzędu – blok Wolina i blok Gryfic (Dadlez, 1987). Do lokalnych elementów strukturalnych permo-mezozoiku należą też antyklina Kamienia Pomorskiego oraz przyuskokowe struktury solne Dargobądza i Wiselki.

Przebieg i charakter głównych stref uskokowych jest bardzo zróżnicowany. Najpełniejsza charakterystyka została przedstawiona dla najlepiej zbadanych metodami sejsmicznymi odcinków uskoków, rozgraniczających wał pomorski od niecki szczecińskiej. Uskoki te przecinają podłoże paleozoiczne oraz cały kompleks osadów mezozoicznych, a ich obecność zaznacza się miejscami w ukształtowaniu i zróżnicowaniu budowy geologicznej powierzchni stropowej utworów mezozoiku. Są to uskoki przesuwczo-zrutowe, wytwarzające system mobilnych bloków (Dadlez, 1987).

Powierzchnię podkenozoiczną, która niemal na całym obszarze arkusza pokrywa się z powierzchnią podczwartorzędową, stanowią margle, kreda pisząca, piaskowce, piaski, iłowce i mułowce kredy oraz iłowce, margle, mułowce i wapienie jury. Przekrój geologiczny A–B przebiega przez obszar arkusza południkowo i ukazuje budowę strukturalną bloku Gryfic, który tworzą osady jury. Warstwy utworów jury są tu nachylone w kierunku południowym. Na bloku Gryfic osady kredy praktycznie nie występują. Odmienna jest natomiast budowa bloku Wolina, którego przypowierzchniowe skały mezozoiczne tworzą łagodną nieckę (Niecka Wiselki) i są wieku kredowego. Utwory jury występują tu głębiej. Opisaną sytuację ukazuje syntetyczny profil geologiczny bloku Wolina.

Osady paleogenu i neogenu odnotowano tylko na niewielkim obszarze w okolicy Dargobądza (tabl. II), a ich przynależność stratygraficzna do utworów kenozoiku jest bardzo problematyczna. Deniwelacja przebiegu powierzchni podczwartorzędowej na terenie arkusza wynosi 88,6 m. Jest ona określona przez różnicę pomiędzy wysokością najwyższego wzniesienia podłoża, odnotowaną w otworze 11 w Zastaniu (10,6 m p.p.m.) a wysokością jego najgłębszego obniżenia podaną w otworze 109 koło Dramina (97,0 m p.p.m.).

Rozpatrywane wyłącznie w skali obszaru arkusza zarysy tektoniki podłoża permo-mezozoicznego tylko w bardzo nieznacznym stopniu są odzwierciedlone w ukształtowaniu powierzchni podkenozoicznej i podczwartorzędowej. Przez środkową część badanego terenu, od Wolina do Kukułowa i dalej na północ od Buniewic, wzdłuż osi SW–NE, biegną dwa odrębne obniżenia podłoża czwartorzędu

o głębokości ponad 88 m i szerokości do około 4 km. Większe zagłębienie dokumentują otwory: 109, 115, 117 i 118. Jego przebieg częściowo pokrywa się z odcinkiem strefy dyslokacyjnej Kamienia Pomorskiego. Można przypuszczać, że forma ta powstała wskutek predyspozycji tektonicznej do powtarzalnego lokowania się w osadach plejstocenu na tym samym obszarze kilku generacji dolin erozyjnych, wyciętych przez wody roztopowe i interglacjalne rzeki Pradziwny. Poza podanym wcześniej przykładem rzeźba powierzchni podczwartorzędowej wykazuje nikły związek z budową tektoniczną. Została ona ukształtowana przede wszystkim przez plejstocenijskie procesy erozyjne, egzaracyjne i glacitektoniczne. Przesądziła o tym podatność utworów kredowych i jurajskich na niszczące oddziaływanie plejstocenijskich lądolodów oraz związanej z nimi działalności wód subglacjalnych i proglacjalnych.

W XX w. na terenie arkusza i w jego bezpośrednim sąsiedztwie miały miejsce trzęsienia ziemi, które spowodowały liczne szkody budowlane (Olczak, 1962; Guterch i Lewandowska-Marciniak, 2002).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na rozwój budowy geologicznej obszaru arkusza zasadniczy wpływ wywarły ruchy pionowe lokalnych elementów i jednostek tektonicznych. Pod koniec karbonu między strefą krawędziową platformy wschodnioeuropejskiej a górotworem waryscyjskim powstała bruzda środkowopolska, której strefa osiowa w przybliżeniu pokrywa się z dzisiejszym położeniem antyklinorium pomorskiego (Marek i Pajchłowa, red., 1997). Od cechsztynu do późnej kredy bruzda stanowiła główną drogę transgresji morskich, ulegając pograżaniu pod wpływem przyrostu ciężaru osadzanego materiału. W późnej kredzie rozpoczął się proces inwersji bruzdy środkowopolskiej i wypiętrzania antyklinorium pomorskiego, w obrębie którego we wczesnym paleogenie nastąpiła intensywne denudacja osadów kredy i młodszej jury.

Najstarszymi stwierdzonymi osadami na badanym obszarze są iłowce, mułowce i piaskowce dolnokarbońskie (wizeńskie) (tab. 1). Od permu do kredy na terenie arkusza odbywała się naprzemiennie sedimentacja morska i lądowa. W permie omawiany obszar znalazł się w zasięgu brzeżnych części morza, co skutkowało osadzaniem się dolomitów, soli kamiennych i potasowych oraz anhydrytów w warunkach lagunowych i basenowych. W tym czasie miały także miejsce epizody denudacyjne związane z wynurzaniem się obszaru na skutek ruchów epejrogenicznych i tektoniki solnej. W triasie teren badań należał do zbiornika środkowopolskiego i ulegał postępującej subsydencji. W pstrym piaskowcu akwen morski uległ spłyceniu i wysłodzeniu, co skutkowało zmianą warunków sedimentacji – powstawały piaskowce, mułowce, iłowce i łupki. Kolejna wielka transgresja morska miała miejsce w wapieniu muszlowym, natomiast w kajprze ponownie doszło do spłycenia zbiornika i do

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			<p>Piaski morskie plażowe — $mp^1 Q_h$</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach (nadmorskie) — $e^w Q_h$</p> <p>Piaski rzeczno-morskie delt — $f^{md} Q_h$</p> <p>Piaski, miejscami piaski z przewarstwieniami mułków i torfów, jeziorno-morskie — $h^m Q_h$</p> <p>Piaski ze żwirami morskie mierzei — $mm^p Q_h$</p> <p>Torfy wysokie — $tw Q_h$</p> <p>Namuły den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $n Q_h$</p> <p>Piaski pyłowate rzeczno-jeziorne — $f^{li} Q_h$</p>	<p>Akumulacja morska w strefie brzegowej w efekcie falowania i wzdłużbrzeżnego prądu morskiego</p> <p>Akumulacja eoliczna w wydmach</p> <p>Akumulacja rzeczna i morska</p> <p>Kilka transgresji morskich – uformowanie tarasów jeziorno-morskich</p> <p>Akumulacja morska</p> <p>Akumulacja organiczna torfowisk ombrofilnych</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w obrębie podmokłych zagłębień bezodpływowych oraz na mieliznach śródkorytowych</p> <p>Akumulacja rzeczna i jeziorna słodkowodna w korycie Pradziwny w warunkach podnoszącej się bazy erozyjnej wód Bałtyku</p>	
				<p>Piaski eoliczne w wydmach (śródlądowe) — $e^w Q$</p> <p>Piaski eoliczne — $e^p Q$</p> <p>Torfy niskie — $tn Q$</p> <p>Gytie — $gy Q$</p> <p>Kreda jeziorna — $kj Q$</p> <p>Piaski humusowe den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $f^{li} Q$</p> <p>Piaski i mułki jeziorne — $li Q$</p> <p>Piaski i gliny deluwialne — $pg^d Q$</p>	<p>Akumulacja eoliczna w wydmach na plateau kemowym oraz na mierzei, lokalnie deflacja</p> <p>Akumulacja eoliczna w pokrywach na plateau kemowym oraz na mierzei, deflacja z obszaru plaży</p> <p>Akumulacja bagienna i mineralno-bagienna, rozwój torfowisk</p> <p>Akumulacja bagienna i mineralno-bagienna</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Procesy zboczowe</p> <p>Rozmywanie materiału na stokach oraz akumulacja piasków i glin w obniżeniach i dolinach</p> <p>Denudacja peryglacialna</p> <p>Ruchy glaciostatyczne</p>	
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	<p>Torfy niskie z pyłami (popiołami wulkanicznymi) piroklastycznymi – Laacher See Tephra — $tp^p Q^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami rzeczno-wodnolodowcowe (równin i dolin wód roztopowych) oraz rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki — $f^{lg} Q^{B3}$</p> <p>Piaski i żwir rzeczno-lodowcowe — $pz^d Q^{B3}$</p>	<p>Akumulacja popiołów wulkanicznych z chmury rozciągającej się od gór Eifel po Łotwę</p> <p>Erozja i akumulacja wodnolodowcowa i rzeczna</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna i lodowcowa</p>

C z w a r t o r ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p ó ł s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	Stadiał górny	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $\overset{fg}{p}z_2 Q_{p^4}^{B3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa
					Gliny zwałowe w spływach i piaski pyłowate kemów — $\overset{k}{g}zwppp Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w jeziorach otoczonych pokrywą lądolodu
					Piaski i piaski ze żwirami kemów — $\overset{k}{p}p_z Q_{p^4}^{B3}$	
					Gliny zwałowe i piaski pyłowate plateau kemowych — $\overset{k}{g}zwppp Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody lodowcowe w olbrzymich przetainach zanikającego lądolodu
					Piaski i piaski ze żwirami plateau kemowych — $\overset{k}{p}p_z Q_{p^4}^{B3}$	
					Piaski ze żwirami, piaski, mułki i gliny zwałowe moren czołowych (miejscami spiętrzonych) — $\overset{p}{p}z_p Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja grawitacyjna i przez wody roztopowe oraz miejscami glacytektoniczne spiętrzenie osadów podczas transgresji lądolodu
					Piaski ze żwirami ozów — $\overset{o}{p}z Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa w tunelach lodowcowych
					Piaski pyłowate i piaski ze żwirami lodowcowe — $\overset{g}{p}p_z Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa
					Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne) — $\overset{b}{imp}2 Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych podczas recesji lądolodu
					Gliny zwałowe — $\overset{g}{g}zw Q_{p^4}^{B3}$	Nasunięcie lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Deglacjacja obszaru
Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (dolne) — $\overset{fg}{p}p_z1 Q_{p^4}^{B3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji lądolodu					
Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne) — $\overset{b}{imp}1 Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych podczas transgresji lądolodu					
Interstadiał	Piaski i mułki z detrytusem roślinnym, jeziorne i rzeczne — $\overset{if}{pm} Q_{p^4}^{B2-3}$	Akumulacja jeziorna i rzeczna				
Stadiał środkowy	Gliny zwałowe — $\overset{g}{g}zw Q_{p^4}^{B2}$	Nasunięcie lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Deglacjacja obszaru				
	Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe — $\overset{fg}{p}p_z Q_{p^4}^{B2}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji lądolodu				
Interstadiał		Akumulacja rzeczna Denudacja				
Stadiał dolny		Akumulacja lodowcowa Denudacja				
Interglacjał eemski				Piaski morskie z fauną — $\overset{m}{p} Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja morska (Morze Tychnowskie) w optimum interglacjału	
Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (górne) — $\overset{fg}{p}p_z2 Q_{p^3}^{W2}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas recesji lądolodu		
			Gliny zwałowe — $\overset{g}{g}zw Q_{p^3}^{W2}$	Nasunięcie lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Deglacjacja obszaru		
	Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (dolne) — $\overset{fg}{p}p_z1 Q_{p^3}^{W2}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji lądolodu				
Interglacjał lubawski			Erozja i akumulacja rzeczna Denudacja			

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie		Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (górne) — $_{ppz2}^{fg}Q_{p^3}^{O3}$ Gliny zwałowe — $_{gzw}^{g}Q_{p^3}^{O3}$ Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe (dolne) — $_{ppz1}^{fg}Q_{p^3}^{O3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas recesji lądolodu Nasunięcie lądolodu Egzaracja, ruchy glaciizostaticzne i akumulacja lodowcowa Deglacjacja obszaru Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji lądolodu
					Stadiał dolny	Gliny zwałowe — $_{gzw}^{g}Q_{p^3}^{O1}$ Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami wodnolodowcowe — $_{ppz}^{fg}Q_{p^3}^{O1}$	Nasunięcie lądolodu Egzaracja, ruchy glaciizostaticzne i akumulacja lodowcowa Deglacjacja obszaru Erozja i akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji lądolodu
		Interglacjał wielki				Piaski, piaski ze żwirami i piaski z mułkami rzeczne — $_{ppz}^fQ_{p^{2-3}}$	Erozja i akumulacja rzeczna
		Zlodowacenia południowopolskie		Zlodowacenie Samu 2	Stadiał górny	Gliny zwałowe — $_{gzw}^{g}Q_{p^2}^{G3}$	Nasunięcie lądolodu Egzaracja, ruchy glaciizostaticzne i akumulacja lodowcowa Deglacjacja obszaru Wypiętrzenie wału pomorskiego względem niecki szczecińskiej
				Interglacjał ferdynandowski		Mułki i piaski pyłowate z detrytusem roślinnym jeziorne — $_{mppy}^{li}Q_{p^2}$	Akumulacja rzeczna i jeziorna
				Zlodowacenie Samu 1			Egzaracja i akumulacja lodowcowa Denudacja
				Interglacjał małopolski			Erozja i akumulacja rzeczna Denudacja
				Zlodowacenie Nidy			Egzaracja i akumulacja lodowcowa Denudacja
		Interglacjał augustowski					Erozja i akumulacja rzeczna Denudacja
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi				Egzaracja i akumulacja lodowcowa Denudacja
						Margle kredy górnej jako kry w utworach plejstocenijskich — $_{Cr_5}Q_p$	Akumulacja lodowcowa Procesy glacitektoniczne – tworzenie się kier lodowcowych
		Paleogen + neogen				Piaski, ily i mułki — $_{pim}Pg+Ng$	Erozja i akumulacja rzeczna Akumulacja jeziorna Denudacja
Kreda	Turon			Kreda pizująca i margle — $_{kpme}Cr_t$	Wypiętrzenie wału pomorskiego względem niecki szczecińskiej Akumulacja morska		
	Cenoman			Margle i wapienie margliste — $_{mewme}Cr_c$	Akumulacja morska		

K r e d a	Kreda dolna	Barrem + alb		Piaskowce glaukonitowe i margle — pcGkme ^{Cr} _{ba+al}	Ingresje morskie z krótkotrwałymi okresami lądowymi, akumulacja głównie w warunkach płytkiego morza
		Walanżyn + hoteryw		Iłowce, mułowce, ility i mułki oraz piaski pyłowate i piaski — icmc ^{Cr} _{v+h}	
J u r a	Jura górna	Wołg		Margle, wapienie margliste, iłowce i piaski — mewme ^J _v	Ingresje morskie z krótkotrwałymi okresami lądowymi, akumulacja głównie w warunkach płytkiego morza
		Kimeryd		Mułki i ility — mi ^J _{km}	
		Oksford		Wapienie, margle, iłowce, mułowce, ility, mułki i piaskowce wapieniste — wme ^J _o	
	Jura środkowa	Baton + kelowej		Piaskowce, mułowce, iłowce z wkładkami piaskowców i syderytów oraz zlepieńce — pcmc ^J _{bt+cl}	Ingresje morskie z krótkotrwałymi okresami lądowymi, akumulacja głównie w warunkach płytkiego morza
		Bajos	Bajos górny	Mułowce i iłowce oraz piaskowce chlorytowe z wkładkami muszłowców, iłowców i syderytów — mcic ^J _{bj3}	
		Aalen + bajos		Iłowce, mułowce, piaskowce syderytowe i syderyty — icmc ^J _{a+bj}	
	Jura dolna	Toark		Mułowce i piaskowce wapieniste oraz iłowce z węglem brunatnym i sferosyderytami — mcpcw ^J _{to}	Ingresje morskie z krótkotrwałymi okresami lądowymi, akumulacja głównie w warunkach płytkiego morza
		Pliensbach	Pliensbach górny	Piaskowce, piaski i mułowce oraz iłowce z wkładkami węgla brunatnego — pcp ^J _{pl3}	
			Pliensbach dolny	Piaskowce, iłowce i mułowce — pcic ^J _{pl1}	
		Hetang + synemur		Piaskowce, mułowce i iłowce — pcmc ^J _{h+s}	
T r i a s	Trias górny	Kajper	„Retyk”	Iłowce, mułowce, piaskowce i margle z przewarstwieniami wapieni lub węgla brunatnego — icmc ^T _{re}	Regresja morska, akumulacja w warunkach lagunowo-śródładowych
			Kajper dolny + górny	Iłowce i mułowce pstre z wkładkami gipsów i anhydrytów — icmpe ^T _{k1+3}	
	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Iłowce z przewarstwieniami dolomitów i anhydrytów oraz mułowce, piaskowce, wapienie i dolomity — icdo ^T _w	Transgresja morska, akumulacja w warunkach morza otwartego, regresja, odcięcie od morza otwartego, akumulacja osadów morskich w cyklu regresywnym
	Trias dolny	Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny	Piaskowce, iłowce i dolomity — pcic ^T _{p3}	Akumulacja śródładowa, początek transgresji morskiej
			Pstry piaskowiec środkowy	Piaskowce z wkładkami mułowców — pc ^T _{p2}	
Pstry piaskowiec dolny			Iłowce, łupki, łupki ilaste, mułowce i piaskowce — icl ^T _{p1}		

P e r m	Perm górny	Cechsztyń	Cyklotem 4	Iły, anhydryty i sole kamienne — ^{iah} PZ4	Transgresja morska, akumulacja w przybrzeżnej części zbiornika, w warunkach lagunowych i basenowych
			Cyklotem 3	Anhydryty oraz sole kamienne i sole potasowe — ^{ahNa} PZ3	
			Cyklotem 2	Dolomity, anhydryty, sole kamienne, iły solonośne i dolomity (płytkowe) — ^{doah} PZ2	
			Cyklotem 1	Wapienie, łupki (miedzionośne), anhydryty i sole kamienne — ^{wł} PZ1	
	Perm dolny	Czerwony spągowiec		Porfiry, zlepieńce, piaskowce, dolomity i anhydryty — ^{πzc} P _{cs}	Erupcje, krzepnięcia lawy, procesy hydrotermalne, akumulacja w brzeżnych częściach morza
Karbon	Karbon dolny	Wizen		Iłowce, mułowce i piaskowce (pelitowe) — ^{icmc} C _v	Akumulacja morska

zmiany warunków sedymentacji na lagunowe i śródlądowe. Akumulacji uległy wówczas iłowce, mułowce, piaskowce z przewarstwieniami gipsów, anhydrytów oraz wapieni. We wczesnej jurze postępowało osadzanie piaskowców, mułowców i iłowców w płytkim morzu. W późnej jurze, podczas oksfordu, w bardzo płytkim morzu dochodziło również do akumulacji wapieni. W kimerydzie natomiast obszar badań uległ wyniesieniu. W wołgu nastąpił kolejny płytki zalew morski. We wczesnej kredzie miała miejsce akumulacja w pogłębiającym się zbiorniku morskim. Późna kreda stanowi czas sedymentacji osadów węglanowych w warunkach płytkomorskich. Nasilenie ruchów tektonicznych pod koniec późnej kredy spowodowało wycofanie się morza z terenu arkusza.

Zachowane jedynie na niewielkim obszarze utwory paleogenu i neogenu zostały usunięte wskutek tektonicznego wypiętrzenia wału pomorskiego i ekspozycji na wzmożone oddziaływanie plioceńskiej i czwartorzędowej denudacji oraz plejstocieńskiej egzaracji.

Na terenie badań nie stwierdzono obecności osadów zlodowaceń najstarszych i zlodowaceń południowopolskich (zlodowaceń Nidy i Sanu 1) oraz utworów interglacjałów augustowskiego i małopolskiego. Wydzielono natomiast sześć głównych poziomów glin zwałowych z seriami towarzyszących im utworów wodnolodowcowych i zastoiskowych. Przyjęto, że taka sekwencja osadów odzwierciedla rozwój, transgresję oraz zanik co najmniej sześciu kolejnych lądolodów i przyporządkowano je zlodowaceniom południowopolskim (Sanu 2), środkowopolskim (Odry – stadiąom dolnemu i górnemu oraz Warty), a także północnopolskim (Wisły – stadiąom środkowemu i górnemu).

Najstarsze osady plejstocieńskie na obszarze badań stanowią utwory jeziorne interglacjału ferdyndowskiego, które zostały udokumentowane w rejonie Dargobądza i Darzowic. Analiza budowy geologicznej terenu arkusza wykazała również, że w okolicy Dargobądza występują osady interglacjału wielkiego. Skały te dokumentują intensywną erozję wgłębną i boczną, która doprowadziła do przemieszania utworów czwartorzędowych z osadami paleogenu i neogenu, a nawet kredy.

W optimum interglacjału eemskiego zaznaczyła się obecność Morza Tychnowskiego (jego strefy przybrzeżnej i brzegowej), które rozciągało się od Powiśla po Morze Północne. W interstadiale (grudziądzkim) doszło do akumulacji rzecznej oraz jeziornej osadów wraz ze szczątkami roślin.

Aktywność elementów strukturalnych wywarła silny wpływ na rozwój osadów plejstocenijskich badanego terenu, podobnie jak na cały obszar północno-zachodniej Polski (Schoeneich, 1962; Piotrowski, 1991; Kurzawa, 1999, 2000, 2002a, b, 2003, 2004). Mobilność bloków tektonicznych zmieniała geometrię środowiska, w którym zachodziły procesy plejstocenijskie. Pionowe przemieszczenia znacząco wpłynęły na system cyrkulacji wód, przebieg procesów erozji i sedymentacji oraz na rozmieszczenie stref egzaracji i stref zaburzeń glacitektonicznych. W rezultacie miąższość osadów w profilu stratygraficznym plejstocenu jest uzależniona od budowy tektonicznej kompleksu permo-mezozoicznego. Nad tektonicznymi wyniesieniami powierzchni podkenozoicznej i podczwartorzędowej miąższość utworów czwartorzędu maleje, czemu towarzyszy redukcja profilu stratygraficznego pokrywy plejstocenijskiej, natomiast nad obniżeniami – ich miąższość wzrasta. Profil stratygraficzny osadów plejstocenu jest więc wyraźnie pełniej wykształcony w obrębie zapadlisk blokowych.

Formy współczesnej rzeźby terenu, które powstały kilkanaście tysięcy lat temu wskutek zaniku lądolodu zlodowacenia Wisły, takie jak doliny wód roztopowych, ostańce erozyjne poziomu wysoczyznowego oraz pagóry kemowe i ozowe, zostały tylko nieznacznie przekształcone przez procesy denudacji peryglacialnej.

Wysoczyzna wyspy Wolin posiada złożoną genezę. Najpierw u czoła lądolodu zlodowacenia Wisły powstały moreny czołowe, miejscami spiętrzone. Następnie, podczas jego recesji osadziły się utwory plateau kemowych – form utworzonych w wyniku akumulacji osadów stożków napływowych wypełniających olbrzymią przetainę przy brzegu lądolodu (Mojski, 1984).

U schyłku zlodowacenia Wisły oraz w holocenie duży wpływ na ukształtowanie rzeźby badanego terenu miały procesy eoliczne, na skutek których powstały rozległe pola wydymowe rozwijające się przede wszystkim na piaszczystej powierzchni plateau kemowych i Mierzei Dziwnej.

Pod koniec zlodowacenia Wisły doszło również do wypełnienia namułami i piaskami humusowymi zagłębień po bryłach martwego lodu, a także do akumulacji mineralno-organicznej w dolinach drobnych cieków oraz w misach jeziornych. W tym czasie miała także miejsce akumulacja bagienna i rozwój torfowisk. W jeziorach w pierwszej kolejności osadziła się kreda jeziorna. Początek jej akumulacji nastąpił w schyłku zlodowacenia Wisły. Osadzanie się torfów w jeziorze Kołczewo rozpoczęło się w Bøllingu, natomiast w dnie misy Jeziora Reczego (na zachód od wsi Kołczewo) – od Allerødu (Latałowa, 1999b). Późniejsze przewarstwienia osadów ilastych pochodzą z młodszego dryasu, co wskazuje na aktywność procesów eolicznych w drugiej fazie wydymotwórczej na tym obszarze. W profilach palinologicznych w okolicach wymienionych jezior jest czytelny zapis

osadnictwa. Wytapianie brył lodu nastąpiło około 12 000 lat BP, od kiedy uformowały się misy jezior wytopiskowych. To zdarzenie dokumentują datowania metodą ^{14}C torfów. Od tego czasu zniknęły bryły lodowe, a dna jezior lodowych przybrały formę kemów.

Pokrywy eoliczne i wydmy tworzyły się od schyłku zlodowacenia Wisły – w starszym dryasie, jeszcze przed Allerødem. W czasie ich akumulacji w warunkach peryglacjalnych powstawały struktury peryglacjalne. W Allerødzie wydmy po raz pierwszy zostały utrwalone przez roślinność. Brzeg morza znajdował się wówczas około 40–60 km na północ (Uścinowicz, 1999), a bazę alimentacyjną dla procesów wydmywających stanowiły osady piaszczyste plateau kemowych i wzgórz moren czołowych. W czasie pierwszej fazy wydmywającej powstały wydmy typu śródlądowego. Dopiero po transgresji litorynowej utworzyły się wydmy typu nadmorskiego, dla których bazą alimentacyjną są plaże, a obszarem akumulacji – mierzeja.

W Allerødzie (11 000 ± 300 lat BP) nastąpiła akumulacja popiołów wulkanicznych *Laacher See Tephra* (LST – Juvigné i in., 1995a, b), spowodowana wybuchem wulkanu w okolicach Bonn w górach Eifel. Popiół wulkaniczny pokrył wówczas obszar położony na północny wschód od miejsca eksplozji. Świadcami wydarzenia byli migrujący łowcy reniferów. Pozostałe po nich artefakty są znajdowane na Pomorzu Środkowym (Płonka, Kowalski, red., 2017) i na przedpolu Mierzei Dziwnej (Piotrowski, 1999).

Na badanym terenie od wczesnego Allerødu panowała, charakterystyczna dla tundry, bezdrzewna formacja roślinna z brzozą karłowatą (*Betula nana*) i brzozą niską (*Betula humilis*). Występował tu też dębik ośmiopłatkowy (*Dryas octopetala*). Później wkroczyły lasy sosnowo-brzozowe. W młodszym dryasie nastąpiło jednak pogorszenie warunków klimatycznych i w związku z rozluźnieniem się zbiorowisk leśnych uruchomiły się procesy denudacji.

W holocenie na skutek oscylacji Morza Litorynowego utworzyła się Mierzeja Dziwna. Przy brzegach tej cieśniny i Zalewu Kamińskiego były wówczas deponowane rzeczno-morskie piaski delt. W okresie preborealnym obszar arkusza stanowił ląd. Brzeg morski znajdował się wtedy około 60–80 km na północ od współczesnej linii brzegowej. Przepływające tędy rzeki roztokowe prowadziły wody Grzybnicy oraz Wołčenicy, a na sąsiadującym od wschodu terenie arkusza Kamień Pomorski SMGP (Dobracka, Dobracki, 1977b; Dobracka i in., 1977) – wody Świńca i Niemicy. W okresie borealnym brzeg był już oddalony o około 20–40 km. W okresie atlantyckim wał mierzejowy przemieszczał się stopniowo do obecnej linii wybrzeża. W okresie subborealnym (2300 lat BP) i w okresie subatlantyckim (1800 lat BP) zaznaczyły się wyraźne transgresje morskie (Rosa, 1994). Współczesna dynamika wód morskich jest wysoka, a szerokość plaży waha się od 0,0 m do około 40 m, zależnie od stanu morza. Zawadzka-Kahlau (1999) zaklasyfikowała klif wysoczyzny na terenie arkusza jako cofający się, a Mierzeję Dziwną – jako przyrastający odcinek wybrzeża. Cieśnina Dziwna kilkakrotnie

zmieniała lokalizację ujścia do morza. Mierzeja mogła natomiast okresowo nie istnieć, zniszczona przez sztormy. W początkach małej epoki lodowcowej, około 1500 r., poziom morza zmieniał się w zakresie 1,5–2,0 m (Siedlik K. – mat. niepublikowane). Recesja klifu Wyspy Chrząższczewskiej, która rozpoczęła się w okresie literynowym i trwa do dzisiaj, doprowadziła do odsłonięcia głazu narzutowego zwanego Głazem Królewskim, oddalonego obecnie 20,0 m od brzegu (Czernicka-Chodkowska, 1977). Klif ten nadal jest czynny, a jego wysokość wynosi około 10–15 m nad poziomem wód Zalewu Kamińskiego.

Cieśnina Dziwna stanowi formę odziedziczoną po rynnach subglacjalnych. W jej obrębie, aż po okolice Wyspy Chrząższczewskiej, od początku holocenu panowały warunki jeziorne. Wskazuje na to obecność gytii glonowych i detrytusowych oraz kredy jeziornej. Na obszarze obecnej cieśniny Dziwny, od Wolina i przyległej od południa Zatoki Skoszewskiej (na terenie arkusza Racimierz SMGP – Chmal i Karbowniczak, 2014, 2015) po okolice Sibina, panowały odmienne warunki hydrologiczne. Przez teren obecnego Zalewu Kamińskiego przepływały rzeki – Grzybnica z Wołczenicą oraz Świniec i Niemica. Dziwna stała się trzecim ujściem Odry do Bałtyku prawdopodobnie dopiero około 7000 lat BP. Zarys linii brzegowej Dziwny, według danych historycznych lub legendowych, zmieniał się pod wpływem ruchów neotektonicznych o różnym natężeniu (Kiersnowski, 1950; Piotrowski, 2007b).

Połączone wody Świńca i Niemicy oraz Grzybnicy i Wołczenicy około 13 000 lat BP utworzyły jedną rzekę, tzw. Pradziwnę, która erozyjnie rozcięła obszar w okolicy Dziwnowa na wysokości do 16,0 m p.p.m. Następnie, w okresie atlantyckim, słodkowodne osady rzeczne i jeziorne osadziły się w warunkach podnoszącej się bazy erozyjnej wód Morza Literynowego.

W ostatnich pięciuset latach zarys linii brzegowej Mierzei Dziwny, Zalewu Kamińskiego i cieśniny Dziwny oraz poziom wód Morza Bałtyckiego podlegał dużej dynamice zmian w świetle analizy map archiwalnych (Siedlik, 2014, 2017). Sama Dziwna zmieniała położenie koryta kilkakrotnie, a okresowo całkowicie nie istniała na skutek niszczącej działalności sztormów. Zmiany poziomu morza dochodziły wówczas do 2,0 m (Siedlik K. – mat. niepublikowane).

U schyłku zlodowacenia Wisły i w holocenie jeziora podlegały wyraźnym wahaniom wód. Przy spadku poziomu wód wkroczyły torfy mszyste. Na obszarze wyspy Wolin początek akumulacji organicznej (na wys. 8,0 m p.p.m.) miał miejsce na przełomie młodszego dryasu i holocenu. Na wysokości od 2,5 m p.p.m. występują natomiast namuły aluwialne.

W poziomie fundamentów miasta Wolin w latach 906–907 położono faszynę (Latałowa, 1992). W X wieku trzy razy podwyższano konstrukcje portowe z powodu podnoszenia się poziomu morza oraz osiadania osadów, na co zwrócili uwagę Borówka i inni (1999d). Latałowa (1992) odnotowała także wzrost okrzemek halofilnych i oznaczyła siedem faz podwyższenia się poziomu morza w Wolinie. Nasilenie wzrostu okrzemek halofilnych datuje się na 7320 ±520 lat BP, 6340 ±70 lat BP, 4930 ±60

lat BP oraz 980 ±60 lat BP (Latałowa, 1999a). W tym okresie doszło do zniszczenia znacznej części portu przez fale morskie. Wydarzenie to potwierdza tezę Filipowiaka (1962) o zniszczeniu Wolina (identyfikowanego z legendarną Winetą) przez siły natury i działalność człowieka. Geoarcheologiczne stanowisko badawcze w Wolinie jest bardzo dobrym przykładem ukazującym zazębienie się procesów geologicznych i historyczno-legendarnych. Nasypy kulturowe Wolina są efektem osadnictwa liczącego 1200 lat. Transgresja morska sprzed 1000 lat udokumentowana w profilu torfowiska (Latałowa, 1992) wiąże się ze zniszczeniem znacznej części portu tego miasta, co miałoby stanowić legendarny i historyczny dowód istnienia Winety zlokalizowanej na terenie Wolina (Filipowiak i Gundlach, 1992).

W ciągu ostatnich 200 lat znaczący wpływ na rzeźbę terenu miała działalność górnicza człowieka. Powstały m.in. wyrobiska w Buniewicach i Zastaniu oraz duże wyrobiska po eksploatacji kruszywa naturalnego (KN) w Kołczewie i w Wolinie na Srebrnej Górze. Efektem eksploatacji złoża KN Mokrzyca Wielka było odsłonięcie głazu narzutowego o średnicy 2,5 m (Głaz Wikingów), który nosi ślady rys i wygładów lodowcowych. Głaz ten w swojej pierwotnej pozycji spoczywał na powierzchni glin zwałowych stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Obecnie został on umieszczony w Centrum Słowian i Wikingów na wyspie Wolin oraz opatrzony wikińskimi runami (Piotrowski i in., 2007).

Na skutek brzegowego prądu morskiego ukierunkowanego ze wschodu na zachód oraz procesów falowania trwa akumulacja osadów plażowych na mierzei, przerywana okresowo erozją. Piaski plażowe są tu białe, przewarstwione żwirami i pospółkami uformowanymi w wyniku współczesnej dużej dynamiki morza (Racinowski i Seul, 1999).

Historyczne trzęsienia ziemi są oceniane w skali MSK (Miedwiediewa-Sponheuera-Karnika) na poziomie 4,0–7,5 (Guterch i Lewandowska-Marciniak, 2002; Piotrowski, 2007a). Współczesna sejsmiczność omawianego obszaru kwalifikuje się według europejskiej normy Eurocode 8 jako niska. U schyłku zlodowacenia Wisły i w początkach holocenu musiała być jednak znacznie wyższa i mogła mieć wpływ na dostrzegalne w osadach klifu zaburzenia nieciągłe.

IV. PODSUMOWANIE

Prace geologiczne wykonane podczas reambulacji i aktualizacji opracowania kartograficznego terenu arkusza Wolin pozwoliły na dokładniejsze rozpoznanie budowy geologicznej tego obszaru.

Wykazano związek między zmiennością budowy pokrywy kenozoicznej a budową strukturalną kompleksu osadów permo-mezozoicznych. Przedstawiono nowy obraz ukształtowania powierzchni podłoża czwartorzędu, zbudowanej głównie z utworów kredy i jury oraz paleogenu i neogenu,

wskazując na zależność elementów jej rzeźby od elementów strukturalnych osadów permo-mezozoiku. Wzniesienia powierzchni podczwartorzędowej i podkenozoicznej są związane z wypiętrzeniem wału pomorskiego i mniejszych bloków, a obniżenia – z zapadliskami tektonicznymi. W kształtowaniu podłoża utworów czwartorzędu podstawową rolę odegrały jednak procesy glacitektoniczne, egzarcyjne i erozyjne.

Na podstawie archiwalnych profili otworów badawczych oraz wyników analizy paleogeograficznej obszaru arkusza opracowano profil stratygraficzny osadów plejstocenu. Wydzielono sześć głównych poziomów glin zwałowych z seriami towarzyszącymi im utworów wodnolodowcowych i zastoiskowych. Przyjęto, że taka sekwencja osadów odzwierciedla rozwój, transgresję oraz zanik co najmniej sześciu kolejnych lądolodów, które przyporządkowano zlodowaceniom: południowopolskim (Sanu 2), środkowopolskim (Odry – stadiom dolnemu i górnemu oraz Warty), a także północnopolskim (Wisły – stadiom środkowemu i górnemu).

Ukazano zależności między wykształceniem osadów plejstoceniowych oraz ich miąższością a lokalnymi elementami tektoniki blokowej i uskokami kompleksu utworów permo-mezozoicznych. Miąższość pokrywy plejstoceniowej na wyniesionych blokach tektonicznych zmniejsza się do około 14 m, a profil stratygraficzny osadów plejstocenu jest zredukowany i pozbawiony utworów zlodowaceń najstarszych oraz południowopolskich, obecnych w obrębie zapadlisk tektonicznych.

Na mapie geologicznej powierzchniowej oraz na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) przedstawiono nowy i bardziej szczegółowy obraz budowy powierzchni terenu arkusza. Szczególną uwagę poświęcono formom kemowym i ozowym. Nie wszystkie z nich były omówione we wcześniejszym opracowaniu kartograficznym (Ruszała i in., 1979).

Zaprezentowano nową koncepcję powstania wysoczyzny wyspy Wolin, której geneza dotychczas była przedstawiana dwojako: albo według teorii deglacji frontalnej (Deecke, 1907; Schulte, 1924b, c; Bülow, 1932; Galon i Roszkówna, 1961; Żynda, 1962; Galon, 1972) jako ciągi wzgórz czołowomorenowych, albo jako efekt działania deglacji arealnej (Mojski, 1977, 1984; Ruszała i in., 1979). W niniejszym opracowaniu przyjęto bardziej złożoną koncepcję genezy omawianej wysoczyzny, według której w pierwszej fazie u czoła lądolodu powstały moreny czołowe akumulacyjne, miejscami spiętrzone, a następnie były sypane osady plateau kemowych z licznymi bryłami martwego lodu na przedpolu odstepującego lądolodu zlodowacenia Wisły.

Do interesujących osadów o znaczeniu stratygraficznym należą utwory piaszczyste optimum interglacji eemskiej z fauną morską, rozpoznane w klifie morskim w okolicy Świętouscia.

Ważne znaczenie stratygraficzne posiadają osady piaszczyste genezy jeziornej i rzecznej interstadialu (grudziądzkiego), rozpoznane w klifie na zachód od Grodna. W efekcie późniejszego wytopienia brył martwego lodu powstał krajobraz kemowo-wytopiskowy – klasyczny dowód deglacji

arealnej. Wynik datowań najstarszych osadów organicznych przypadający na Bølling wskazuje ten czas jako datę graniczną występowania pogrzebanych brył martwego lodu.

Dalszych badań wymaga rozpoznanie utworów interglacjalnych. Znaleziska osadów interglacjału eemskiego, insterstadiału (grudziądzkiego) oraz interglacjału ferdynandowskiego (oznaczenie makroszczałków detrytusu roślinnego) rokują nadzieję na kolejne odkrycia na omawianym terenie.

Na obszarze badań wyróżniono dwa typy wydym – śródlądowe i nadmorskie. Występowanie gleb kopalnych w osadach eolicznych i ich datowania metodą ^{14}C pozwoliły na wyróżnienie kilku faz wydymotwórczych.

Rozpoznanie utworów kredy jeziornej i gytii na obrzeżu cieśniny Dziwny wskazuje na wcześniejszą fazę jej rozwoju jako obszaru bagiennie-jeziornego bez wpływów morza.

Uwzględniono występowanie piroklastycznych pyłów wulkanicznych LST odkrytych w Jeziorze Domysłowskim (Juvigné i in., 1995a, b). LST jako poziom przewodni ma olbrzymie znaczenie chronostratygraficzne dla części Europy i jest bardzo pomocny przy rekonstrukcji przemian środowiska przyrodniczego u schyłku zlodowacenia Wisły (Latałowa, 1999b).

Do przestudiowania pozostało jeszcze wiele zagadnień. Konieczne jest wykonanie badań mikrostratygraficznych i datowań wieku bezwzględnego osadów organicznych Mierzei Dziwny w celu określenia ich potencjalnej korelacji z utworami innych odcinków wybrzeża morskiego. Badania wieku bezwzględnego osadów insterstadiału (grudziądzkiego) metodą optycznie stymulowanej luminescencji pozwolą rozpoznać faktyczny wiek glin określanych jako gliny zwałowe stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Istotnym problemem do przeanalizowania jest korelacja tych utworów z glinami z obszaru Danii, czyli powiązania ich z glinami *Klintholm* lub *Ristinge* (Alexanderson i Murray, 2007). Analiza profili osadów organicznych w rejonie Sibina i Kukułowa pozwoli natomiast na określenie paleogeografii tego obszaru pod kątem przejawów aktywności neotektonicznej.

Szczecin, 2021 r.

LITERATURA

- Alexanderson H., Murray A.S., 2007 — Was southern Sweden ice free at 19–25 ka or were the post LGM glacial sediments incompletely bleached? *Quat. Geochron.*, **2**, 1–4: 229–236.
- Alexandrowicz Z., 1966 — Utwory kredowe w krach glacialnych na wyspie Wolin i w okolicy Kamienia Pomorskiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, **35**.
- Björklund L., Lagerlund E., Ingólfsson Ó., 1998 — Glaciotectonic transport directions on Wolin Island, NW Poland; localities along the coastal cliffs. Field Symposium on Glacial Geology at the Baltic Sea Coast in Northern Poland. The Peribaltic Group INQUA Commission on Glaciation. Excursion Guide. Szczecin, 13–19 września: 6–14.

- Borowiec A., Domaradzki P., Grotowski A., 1994 — Główne problemy związane z ochroną brzegów na zachodnim wybrzeżu Polski. *Inż. Morska i Geotechnika*, **5**: 232–239.
- Borówka R.K., Belczyńska A., Duda T., Babski K., 1999a — Postglacialny rozwój wolińskiej moreny czołowej w świetle litostratygraficznej analizy osadów pokrywowych. W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego (Borówka R.K., Piotrowski A., Wiśniowski Z., red.). Przew. 70. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje, 10–12 czerwca: 111–117.
- Borówka R.K., Belczyńska A., Tomkowiak J., 1999b — Cechy morfologiczne i wybrane właściwości chemiczne gleb kopalnych rozwiniętych na piaskach eolicznych w okolicach Świętoustia i Grodna. W: Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku (Borówka R.K., Młynarczyk Z., Wojciechowski A., red.). Bogucki Wyd. Nauk., Poznań-Szczecin: 37–42.
- Borówka R.K., Gonera P., Kostrzewski A., Nowaczyk B., Zwoliński Z., 1986 — Stratigraphy of eolian deposits in Wolin Island and the surrounding area, North–West Poland. *Boreas*, **15**, 4: 301–309.
- Borówka R.K., Goslar T., Pazdur A., 1998 — Age of glaciotecktonic structures on the Wolin Island. Field Symposium on glacial geology at the Baltic Sea Coast in Northern Poland. Peribaltic Group INQUA Commission on Glaciation. Excursion Guide. Szczecin, 13–19 września: 19–22.
- Borówka R.K., Goslar T., Pazdur A., 1999c — Wiek struktur glaciektonicznych w świetle danych litograficznych oraz datowań radiowęglowych. W: Problemy geologii, hydrologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego (Borówka R.K., Piotrowski A., Wiśniowski Z., red.). Przew. 70. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje, 10–12 czerwca: 117–119.
- Borówka R.K., Goslar T., Pazdur A., 2000 — Age of glaciotecktonic structures on the Wolin Island in the light of lithostratigraphic data and radiocarbon dating. *Geochronometria*, **18**: 35–40.
- Borówka R.K., Makowska A., Cedro B., 1999d — Ślady interglacialnych osadów morskich w okolicach Świętoustia na Wolinie (Interglacial marine sediment traces in the area of Świętoustie, Wolin Island). W: Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku (Borówka R.K., Młynarczyk Z., Wojciechowski A., red.). Bogucki Wyd. Nauk., Poznań-Szczecin: 49–54.
- Börner A., Błaszczewicz M., Schütze K., Schiewe M., Dobracki R., Piotrowski A., 2004 — Geotourismskarte der Region „Pomerania”: mapa geoturystyczna 1:200 000. Urząd Ochr. Środ. i Geol. Meklemburgii i Pomorza Przedniego, Min. Ochr. Środ. Meklemburgii i Pomorza Przedniego, Güstrow; Państw. Inst. Geol., Oddział Pomorski, Szczecin.
- Bramer H., 1967 — Nowe dane do zagadnienia zastoiska szczeecińskiego. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **17**: 25–41.
- Bryl A., 1972 — Spostrzeżenia nad zaburzeniami w glinie morenowej klifu morskiego w Grodnie na Wolinie. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **25**.
- Bülow K., 1927 — Die Rolle der Toteseisbildung beim Letzten Eisrückzug in Norddeutschland. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **79**: 273–283.
- Bülow K., 1932 — Randlagen und Rückzug des Letzten Eises in Hinterpommern. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **84**: 241–251.
- Chmal R., Karbowniczak A., 2014 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Racimierz (152) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Chmal R., Karbowniczak A., 2015 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Racimierz (152) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Czernicka-Chodkowska D., 1977 — Zabytkowe głązy narzutowe na obszarze Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dadlez R. (red.), 1976 — Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Pr. Inst. Geol.*, **79**: 112–123.
- 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 (Raczyńska A., red.). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 186–195.
- Dadlez R., 1989 — Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. Geol.*, **33**, 2: 175–198.

- Dadlez R., 1993 — Pre-Cainozoic tectonics of the southern Baltic Sea. *Kwart. Geol.*, **37**, 3: 431–449.
- Dadlez R., 1994 — Strike-slip movements in the Polish Lowlands. *Kwart. Geol.*, **38**, 2: 307–318.
- Dadlez R., 1997 — Tektonika. W: Epikontynentalny Perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchłowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Danel W., Dobracki R., Gałązka D., Nowacka M., Piotrowski A., 2008a — Mapa Geologiczna Polski 1: 200 000, ark. Szczecin i Dziwnów – reambulacja, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Danel W., Dobracki R., Gałązka D., Nowacka M., Piotrowski A., 2008b — Mapa Geologiczna Polski 1: 200 000, ark. Szczecin i Dziwnów – reambulacja, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Danel W., Dobracki R., Gałązka D., Nowacka M., Piotrowski A., 2008c — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1: 200 000, ark. Szczecin i Dziwnów – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Gebr. Borntraeger Verl., Berlin: 44–68.
- Dobracka E., 1992a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Trzebiatów (78). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracka E., 1992b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Trzebiatów (78). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracka E., Dobracki R., 1977a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dziwnów (76). Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracka E., Dobracki R., 1977b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kamień Pomorski (115). Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracka E., Dobracki R., Matkowska Z., 1977 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kamień Pomorski (115), ark. Dziwnów (76). Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracki R., 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracki R., Mojski J.E., 1979 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Szczecin i Dziwnów. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000, ark. Koszalin. W: Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:200 000 i 1:50 000 na podstawie analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Filipowiak W., 1962 — Wolinianie. Studium osadnicze. Część 1. Szczec. Tow. Nauk., Wyd. Nauk. Społ., Szczecin.
- Filipowiak W., Gundlach H., 1992 — Wolin – Vineta. Die tatsächliche Legende vom Untergang und Aufstieg der Stadt. Hinstorff Verl., Rostock.
- Galon R., 1972 — Ogólne cechy rzeźby Nizy Polskiego. W: Geomorfologia Polski. **2**. PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna L., 1961 — Extens of the Scandinavian Glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of analysis of the marginal forms of inland ice. *Prz. Geogr.*, **33**, 3.
- Guterch B., Lewandowska-Marciniak H., 2002 — Seismicity and seismic hazard in Poland. *Folia Quatern.*, **73**: 85–99.
- Habermann C., 1913 — Geologisch-morphologischen Wandkarte der Provinz Pommern in 1:200 000. Westermann Verl., Brunshwik.
- Hartnack W., 1926 — Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. *Jahrb. Geograph. Gesellsch. Greifswald*, **43/44**, 2.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, **96**.

- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**.
- Jasnowski M., 1962 — Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Szczecińskiego. *Pr. Szczec. Tow. Nauk.*, **10**, 1–340.
- Juvigné E., Kozarski S., Nowaczyk B., 1995a — Pyły wulkaniczne typu Laacher See (LST) na Pomorzu, północno-zachodnia Polska. W: Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka–10 ka BP) (Kozarski S., red.). *Dokum. Geogr.*, **2**: 133–135.
- Juvigné E., Kozarski S., Nowaczyk B., 1995b — The occurrence of Laacher See Tephra in Pomerania, NW Poland. *Boreas*, **24**, 3: 225–231.
- Karczewski A., 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **8**, 3: 1–106.
- Kaszubowski L.J., Dobracki R., 2007 — Geological structures and neotectonic movements in the area of the Dziwnów Spít (Międzywodzie West). W: Geo-Pomerania 2007. Geology cross-bordering the Western and Eastern European Platform (Röhling H.G., Breitreuz Ch., Duda T., Stackebrandt W., Witkowski A., Uhlmann O., red.). *SDGG*, **53**.
- Keilhack K., 1912 — Die Verlandung der Swinepforte. *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt*, **32**, 2: 209–244.
- Keilhack K., 1930 — Geologische Karte der Provinz Pommern und der anschliessenden Teile der Grenzmark nach den Aufnahmen 1:500 000. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Kiersnowski R., 1950 — Legenda Winety. Studium historyczne. *Bibl. Stud. Słowiań. UJ, ser. A*, 6.
- Kondracki J., 2013 — 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**: 1–108.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970b — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Polon.*, **20**, 3: 539–557.
- Kostrzewski A., 1973 — Morfologia kemów okolic Kołczewa (Wolin) oraz charakterystyka strukturalno-teksturalna budujących ją utworów. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **26**, Ser. A, *Geogr. Fiz.*: 77–95.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski, warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka–10 ka BP). *Dokum. Geogr.*, **1**: 1–82.
- Kramarska R., Jurowska Z., 1991 — Mapa geologiczna dna Bałtyku 1:200 000, ark.: Dziwnów, Gdańsk. Wyd. Geol., Warszawa.
- Krygowska L., Krygowski B., 1965 — Kilka spostrzeżeń dotyczących struktury klifu w Grodnie na Wolinie. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **15**.
- Krygowski B., 1959 — O związkach rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. *Zesz. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, **2**: 69–84.
- Kurzawa M., 1999 — O zróżnicowaniu pokrywy plejstocenijskiej nad wybranymi formami tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 489–498.
- Kurzawa M., 2000 — Przestrzenny model budowy kenozoiku Polski północno-zachodniej na cyfrowych geologicznych mapach ścięcia poziomego. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 306–312.
- Kurzawa M., 2002a — Neotectonic influence on Pleistocene complex and landscape of NW Poland. *Terra Nostra*, **6**: 185–189.
- Kurzawa M., 2002b — Symptoms of Quaternary tectonic vertical movements in NW Poland. W: Neotectonic in Poland – recent advances (Zuchiewicz W., red.). *Folia Quatern.*, **73**: 13–29.
- Kurzawa M., 2003 — The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quat. Int.*, **101–102**: 137–148.

- Kurzawa M., 2004 — Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno-zachodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 407: 29–88.
- Lagerlund E., Malmberg-Persson K., Krzyszkowski D., Johansson P., Dobracka E., Dobracki R., Panzig W.A., 1995 — Unexpected ice flow directions during the late Weichselian deglaciation of the south Baltic area indicated by a new lithostratigraphy in NW Poland and NE Germany. *Quat. Int.*, 28: 127–144.
- Latałowa M., 1992 — Man and vegetation in the pollen diagrams from Wolin Island (NW Poland). *Acta Paleobot.*, 32, 2: 123–249.
- Latałowa M., 1999a — Holoceneskie zdarzenia hydrologiczne zarejestrowane metodami paleoekologicznymi na stanowiskach „Wolin II” i „Wolina I” w dolinie Dziwny. W: Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku (Borówka R. K., Młynarski Z., Wojciechowski A., red.). Bogucki Wyd. Nauk., Poznań-Szczecin: 95–98.
- Latałowa M., 1999b — Roślinność Wolina u schyłku plejstocenu. W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego (Borówka R.K., Piotrowski A., Wiśniowski Z., red.). Przew. 70. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje, 10–12 czerwca.
- Makowska A., 1979 — Interglacja eemski w dolinie dolnej Wisły. *Studia Geol. Pol.*, 63.
- Makowska A., 1986 — Morza plejstoceneskie w Polsce. Osady wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.
- Marsz A.A., 1984 — Główne cechy geomorfologiczne. W: Pobrzeże Pomorskie (Augustowski B., red.). Ossolineum, Wrocław.
- Masłowska M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, 47, 10: 920–926.
- Matkowska Z., 1996 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Wolin (114). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Matkowska Z., 1997 — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Wolin (114). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Matkowska Z., Piotrowski A., Ruszała M., Wdowiak M., 1974 — Opracowanie geologiczne wysoczyzny wyspy Wolin i obszarów przyległych do zespołu wodnego rzeki Dziwny. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Matkowska Z., Ruszała M., Wdowiak M., 1977 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Świnoujście (112), Międzyzdroje (113). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1984 — Budowa geologiczna. W: Pobrzeże Pomorskie (Augustowski B., red.). Ossolineum, Wrocław.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemie Polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Musiela S., Furmańczyk K., Bugajny N., 2017 — Factors and Processes forming the Polish Southern Baltic Sea Coast on Various Temporal and Spatial Scales. Past and future projection. W: Coastline changes of the Baltic Sea from South to East (Harff J., Furmańczyk K., Storch H., red.). *Coastal Research Library*, 19: 69–85.
- Olczak T., 1962 — Sejsmiczność Polski w okresie 1901–1950. *Acta Geophys. Polon.*, 10, 1.
- Piotrowski A., 1982a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Police (190). Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1982b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Police (190). Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1990 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwart. Geol.*, 35, 2: 221–234.

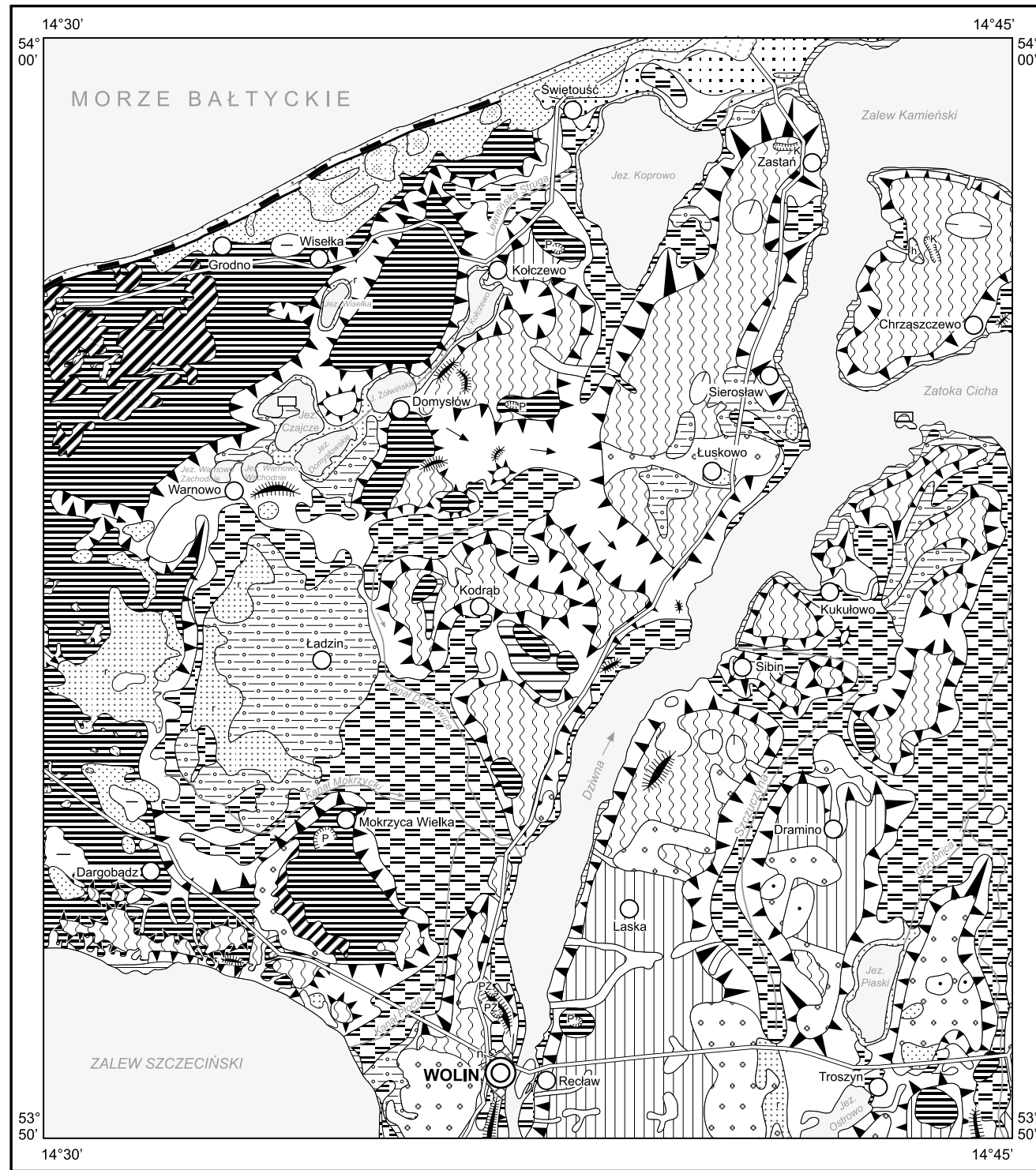
- Piotrowski A., 1995 — Sprawozdanie z prac poszukiwawczych i rozpoznawczych kredy jeziornej i torfu leżącego w jej nadkładzie na obszarze wyspy Wolin (poza terenem Wolinskiego Parku Narodowego). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Piotrowski A., 1998 — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego – piasku „Mokrzyca Wielka II” w kat. B w miejsc. Mokrzyca Wielka, gm. Wolin, woj. szczecińskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Piotrowski A., 1999 — Etapy rozwoju Bramy Świny. W: Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego (Borówka R.K., Piotrowski A., Wiśniowski Z., red.). Przew. 70. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Międzyzdroje, 10–12 czerwca: 215–241.
- Piotrowski A., 2007a — Mapa paleosejsmologiczna Pomorza. Paleoseismological map of Pommern. Project EU MELA.
- Piotrowski A., 2007b — Morphology of the Odra Lobe of the last glaciation on the background of the tectonic structure. W: Geo-Pomerania 2007. Geology cross-bordering the Western and Eastern European Platform (Röhling H.G., Breitreuz C., Duda T., Stackebrandt W., Witkowski A., Uhlmann O., red.). *SDGG*, **53**.
- Piotrowski A., 2007c — The influence of the neotectonics on historical events. W: Geo-Pomerania Szczecin 2007. Geology cross-bordering the Western and Eastern European Platform. Excursion Guide (Niedermeyer R.O., Dobracki R., Schütze K., red.). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 424.
- Piotrowski A., Kotrys B., 2015a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304) i Widuchowa W (1080) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowski A., Kotrys B., 2015b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304) i ark. Widuchowa W (1080) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowski A., Relisko-Rybak J., Piotrowski T., 2007 — The Viking Boulder – an erratic stone in Wolin. W: Geo-Pomerania 2007. Geology cross-bordering the Western and Eastern European Platform (Röhling H.G., Breitreuz C., Duda T., Stackebrandt W., Witkowski A., Uhlmann O., red.). *SDGG*, **53**.
- Piwocki M., 2004 — Paleogen. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia, 3a. Kenozoik, paleogen, neogen (Peryt T.M., Piwocki M., red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 22–24.
- Płonka T., Kowalski K. (red.), 2017 — Rusinowo – the symbolic culture of foragers in the Late Paleolithic and the Early Mesolithic. *Inst. Arch. UW*, Wrocław.
- Prusinkiewicz Z., 1971 — Nasy przyklifowe – nowy typ gleb polskiego pobrzeża. *Zesz. Nauk. UMK, Geografia*, **26**: 133–157.
- Racinowski R., Seul C., 1999 — Brzeg i podbrzeże Mierzei Dziwnowskiej. W: Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku (Borówka R.K., Młynarski Z., Wojciechowski A., red.). Bogucki Wyd. Nauk., Poznań-Szczecin: 115–120.
- Raczyńska A. (red.), 1987 — Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Rosa B., 1994 — Geologia. W: Atlas Morza Bałtyckiego (Majewski A., Lauer Z., red.). IMGW, Warszawa: 47–59.
- Różycki S.Z., Tyski S., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1978 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark.: Wolin (114), Międzywodzie (75). Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., Dobracka E., Piotrowski A., 1979 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark.: Wolin (114), Międzywodzie (75). Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., Wdowiak M., 1977 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świnoujście (112), Międzyzdroje (113). Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Schoeneich K., 1962 — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szczec. Tow. Nauk., Wydż. Nauk Tech.*, **3**, 1.
- Schulte L., 1921 — Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000. Blatt Cammin. Berlin.
- Schulte L., 1924a — Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000. Blatt Dobberphul. Berlin.
- Schulte L., 1924b — Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000. Blatt Koltzow. Berlin.
- Schulte L., 1924c — Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000. Blatt Wollin. Berlin.
- Siedlik K., 2014 — Zmiany linii brzegowej Zalewu Szczecińskiego na podstawie wybranych map z XVII i XVIII wieku. W: *Kartografia morska i krain nadmorskich* (Skrycki R., red.). IHiSM US, ZHK IHN PAN, Szczecin: 67–90.
- Siedlik K., 2017 — Changes of the Szczecin Lagoon Shoveline as determined from selected Seventeenth and Nineteenth Century Maps. W: *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East* (Harff J., Furmańczyk K., Storch H., red.). *Coastal Research Library*, **19**.
- Sochan A., 1975 — Charakterystyka petrograficzna przewodnich poziomów litostratygraficznych osadów czwartorzędowych wyspy Wolin. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2: 143–170.
- Subotowicz W., 1984 — Brzegi Klifowe. W: *Pobrzeże pomorskie* (Augustowski B., red.). Ossolineum, Wrocław.
- Szopowski Z., 1961 — Zarys historyczny zniszczeń polskich morskich brzegów klifowych. W: *Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego*. 1. Wybrane zagadnienia dynamiki brzegu morskiego. PAN IBW w Gdańsku, Gdańsk-Poznań: 5–35.
- Uberna T., 1972 — Mapa strukturalna powierzchni podkenozoicznej Niżu Polski 1:50 000 (rękopis). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Uberna T., 1974 — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niżu Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 93–103.
- Urbaniak-Biernacka U., 1975 — Wydmy okolic Świątoubia na wyspie Wolin. *Acta Univ. Nicol. Copern., Nauk. Mat.-Przyr.*, **35**, *Geogr.*, 11: 57–85.
- Uścińowicz S., 1999 — Southern Baltic area during the last deglaciation. *Kwart. Geol.*, **43**, 2: 137–148.
- Wagner R., 1971 — Cechsztyń. W: *Ropo- i gazoność obszaru nadbałtyckiego między Świnoujściem a Darłowem na tle budowy geologicznej* (Dadlez R., red.). 1. Budowa geologiczna. *Prace Geostrukturalne*. Inst. Geol., Warszawa: 182–186.
- Zachowicz J., Dobracki R. (red.), 2003 — Mapa geodynamiczna polskiej strefy brzegowej Bałtyku 1:10 000. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Zawadzka-Kahlau E., 1999 — Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku Południowego. *Gdań. Tow. Nauk.*, Gdańsk.
- Żynda S., 1962 — Wyniki wstępnych badań nad moreną czołową wyspy Wolin. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **9**: 160–168.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wolin (114)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie około 2°)
- Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie około 5°)
- Moreny czołowe akumulacyjne, miejscami spiętrzone
- Zagłębienia powstałe na skutek egzaracyjnej działalności lodowcowej

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Równiny zastoiskowe
- Ozy
- Kemy, plateau kemowe
- Rynny subglacialne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie
- Równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Suche doliny
- Dłgie stoki
- Drobne zagłębienie o różnej genezie

Formy jeziorne i morskie

- Mierzeje
- Tarasy jeziorne
- Tarasy jeziorno-morskie
- Równiny jeziorne (stare dna jezior itp.)
- Klify
- Plaże

Formy utworzone przez roślinność

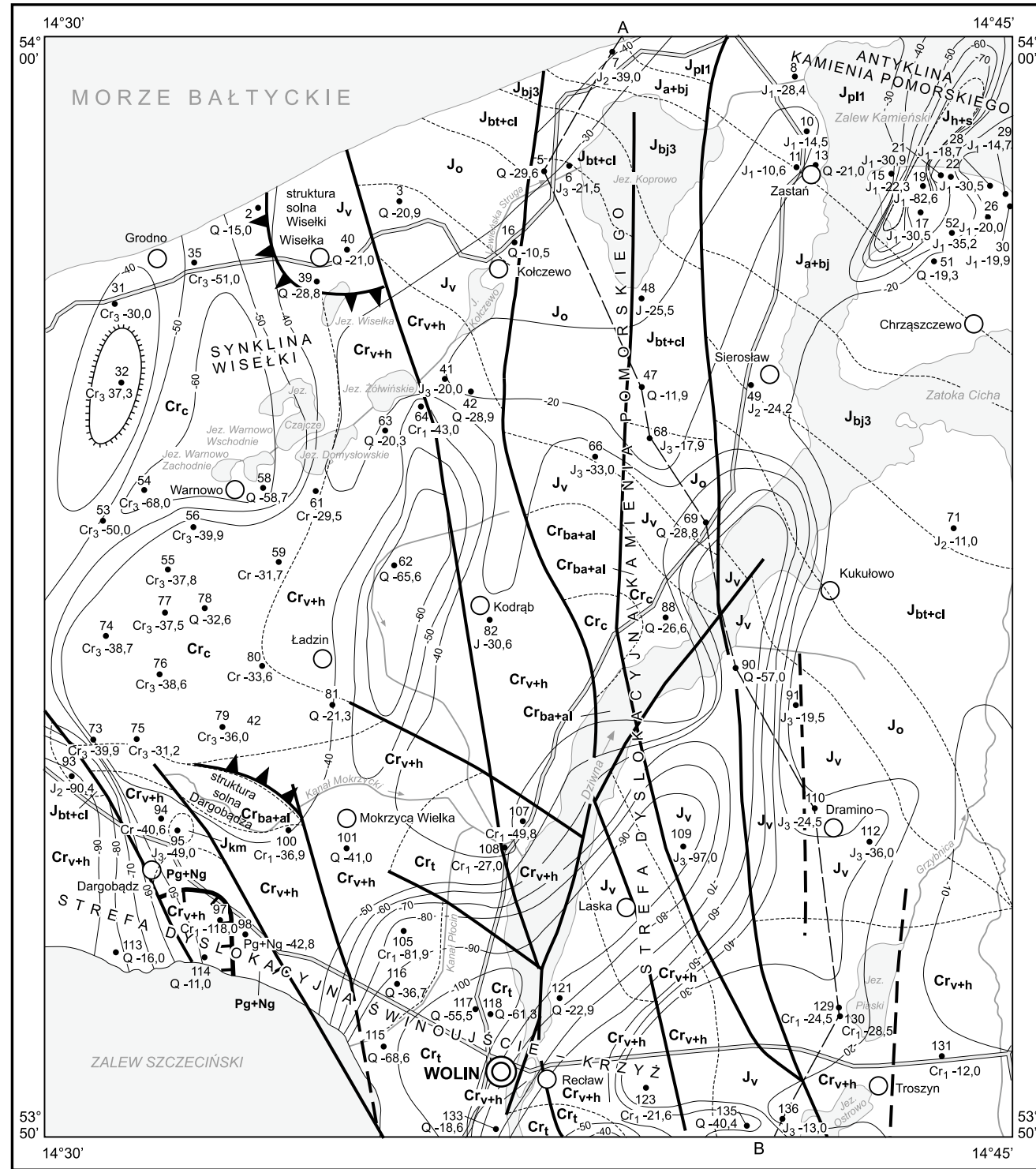
- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Kamieniołomy (K), piaskownie-żwirownie (PZ) i piaskownie (P)
- Nasypy, hałdy
- Grodziska

Opracowali: A. PIOTROWSKI, M. SCHIEWE
na podstawie reambulacji M. KURZAWY

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wolin (114)



**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY
Z ELEMENTAMI TEKTONIKI**

Skala 1:100 000

PALEOGEN + NEOGEN	Pg+Ng	Piaski, iły i mułki	
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr _t	Kreda pisząca i margle TURON
		Cr _c	Margle i wapienie margliste CENOMAN
	KREDA DOLNA	Cr _{ba+al}	Piaskowce glaukonitowe i margle BARREM + ALB
		Cr _{v+h}	İlowce, mułowce, iły i mułki oraz piaski pyłowate i piaski WALANŻYN + HOTERYW
JURA GÓRNA	J _v	Margle, wapienie margliste, ilowce i piaski WOLG	
	J _{km}	Mułki i iły KIMERYD	
JURA	JURA ŚRODKOWA	J _o	Wapienie, margle, ilowce, mułowce, iły, mułki i piaskowce wapienste OKSFORD
		J _{bt+cl}	Piaskowce, mułowce i ilowce z wkładkami piaskowców i syderytów oraz zlepierce BATON + KELOWEJ
	JURA DOLNA	J _{bj3}	Mułowce, ilowce oraz piaskowce chlorytowe z wkładkami muszlowców, ilowców i syderytów Bajos górny BAJOS
		J _{a+bj}	İlowce, mułowce, piaskowce syderytowe i syderyty AALEN + BAJOS
JURA DOLNA	J _{pl1}	Piaskowce, ilowce i mułowce Pliensbach dolny PLIENSCHACH	
	J _{h+s}	Piaskowce, mułowce i ilowce HETANG + SYNEMUR	

- Granice geologiczne
- Uskoki pewne
- - - - Uskoki przypuszczalne
- 20— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- ▼▼▼ Przyuskokowe struktury solne
- ▬▬▬ Krawędzie erozyjne
- ☉ Wychodnie kier utworów kredy na powierzchni podczwartorzędowej

131
Cr₁-12,0

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q – czwartorzęd, Cr – kreda, Cr₃ – kreda górna, Cr₁ – kreda dolna, J – jura, J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa, J₁ – jura dolna; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędowej lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracowali: A. PIOTROWSKI, M. SCHIEWE
na podstawie reambulacji M. KURZAWY