



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

JERZY JODŁOWSKI

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu zachodniego Pomorza – A. PIOTROWSKI

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Chociwel (231)
(z 5 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2007 r.

Jerzy JODŁOWSKI

Przedsiębiorstwo Geologiczne PROXIMA SA we Wrocławiu

ul. Wierzbowa 15, 50-056 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

Państwowy Instytut Geologiczny

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Tadeusz M. PERYT

ISBN 978-83-7372-984-1

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 2007

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	12
A. Stratygrafia	12
1. Trias	12
a. Trias dolny i środkowy	12
Pstry piaskowiec	12
b. Trias środkowy	12
Wapień muszlowy	12
c. Trias górny	12
Kajper	12
2. Jura	13
a. Jura dolna	13
b. Jura środkowa	13
c. Jura górna	13
3. Kreda	13
a. Kreda dolna	13
b. Kreda górna	14
4. Paleogen	14
a. Oligocen	14
5. Neogen	15
a. Miocen	15
6. Czwartorzęd	15
a. Plejstocen	16
Zlodowacenia południowopolskie	16
Zlodowacenie Sanu 1	16

Zlodowacenia środkowopolskie	18
Zlodowacenie Odry	18
Zlodowacenie Warty	20
Zlodowacenia północnopolskie	21
Zlodowacenie Wisły	21
Stadiał górny	21
b. Czwartorzęd nierozdzielony	26
c. Holocen	26
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	27
C. Rozwój budowy geologicznej	28
IV. Podsumowanie	33
L i t e r a t u r a	34

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Arkusz Chociwel opracowano w latach 2003–2006 w Przedsiębiorstwie Geologicznym PROXIMA SA we Wrocławiu na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego. Opracowanie wykonano na podstawie projektu badań geologicznych (Multan i Winnicki, 2001) obejmującego arkusze: Chociwel (231), Ińsko (232) i Konotop (233), zatwierdzonego przez Ministerstwo Środowiska decyzją DG/kok/AO/489-NY-23/2002 z dnia 8.05. 2002.

Granice arkusza Chociwel wyznaczają współrzędne: $15^{\circ}15'$ – $15^{\circ}30'$ długości geograficznej wschodniej oraz $52^{\circ}20'$ – $52^{\circ}30'$ szerokości geograficznej północnej.

Pod względem administracyjnym omawiany obszar, o powierzchni 306 km^2 , wchodzi w skład województwa zachodniopomorskiego i w całości leży w obrębie powiatu Stargard Szczeciński obejmując częściowo gminy: Chociwel, Stargard Szczeciński, Marianowo, Dobrzany, Węgorzyno i Ińsko. Ośrodkami miejskimi są dwa niewielkie miasta: Chociwel (2,8 tys. mieszkańców) i Dobrzany (2,3 tys. mieszkańców). Jest to region o dobrze rozwiniętym rolnictwie. Większe kompleksy leśne znajdują się jedynie w części wschodniej. Sieć dróg jest dość dobrze rozwinięta.

W czasie prac kartograficznych odwiercono 1146 sond ręcznych i mechanicznych o głębokości od 2 do 12 m, o łącznym metrażu 3289 m oraz opisano 12 odsłoneń. Zgodnie z założeniami projektowymi wykonano trzy otwory kartograficzne sięgające do podłoża czwartorzędu o sumarycznej głębokości 526,5 m: otwór 28 — Cho/1 Bobrowniki (139 m głębokości), otwór 34 — Cho/2 Starzyce (244,5 m głębokości) i otwór 38 — Cho/3 Linówko (143 m głębokości) zlokalizowane na linii przekroju geologicznego. Dla ustalenia genezy, litologii i stratygrafii wykonano badania litologiczno-petrograficzne próbek z otworów kartograficznych (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2005) oraz analizy sporowo-pyłkowe (otw. 28) z utworów paleogenu i neogenu biorących udział w zaburzeniach glaci-tektonicznych (Wanat, 2005).

W ramach realizacji projektu badań geologicznych sporządzono dokumentację geofizyczną opracowaną przez Farbisz (2005). Wykonano jeden główny ciąg sondowań geoelektryczno-elektroopo-

rowych (85 SGE) typu Schlumbergera o rozstawach AB od 500 do 1000 m na linii przekroju geologicznego oraz ciąg dodatkowy w rejonie wału bobrownickiego. W ramach prac dokumentacyjnych przeprowadzono również reinterpretację półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego. Prace te pozwoliły ustalić miąższość i charakter elektrooporowy osadów czwartorzędowych oraz wyznaczyć strop osadów podczwartorzędowych ze szczególnym uwzględnieniem zasięgów głębokich dolin kopalnych. Wyniki badań geofizycznych uwzględniono także przy lokalizacji otworów kartograficznych, opracowaniu przekroju geologicznego i szkicu geologicznego odkrytego. Archiwalne prace geoelektryczne na obszarze arkusza Chociwel dotyczyły rozpoznania warunków hydrogeologicznych.

Zebrano i przeanalizowano około 350 archiwalnych profili otworów wiertniczych z czego 234, przeważnie hydrogeologicznych i surowcowych, zaznaczono na mapie dokumentacyjnej. Na mapę geologiczną wybrano 72 najbardziej reprezentatywne otwory i 12 wybranych punktów dokumentacyjnych (tab. 1).

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Tabela 1

Numer		Rodzaj punktu*	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)
na mapie geologicznej	według notatnika terenowego				
1	876	sm	Bobrowniki	92	9,5
2	857	sm	Bobrowniki	102	10,5
3	858	sm	Bobrowniki	108	6,5
4	852	sm	Bobrowniki	90	8,5
5	873	sm	Lisowo	86	12
6	880	sm	Lisowo	84	10,5
7	883	sm	Lisowo	75	6,5
8	885	sm	Starzyce	81	8,5
9	884	sm	Starzyce	87,5	12
10	886	sm	Długie	91	10,5
11	887	sm	Długie	104	10,5
12	891	sm	Linówko	134	6,5

*sm — sonda mechaniczna

Najstarszymi kartograficznymi opracowaniami na omawianym obszarze były mapy geologiczno-geologiczne w skali 1:25 000 wykonane przez kartografów niemieckich na początku XX w. Powstały wtedy arkusze: Dzwonowo (Schönebeck) — Picard, (1905) i Marianowo (Marienfließ) — Korn, (1909). Swym zasięgiem objęły około 30% zachodniej części obszaru arkusza. Jednym z pierwszych ujęć kartograficznych przedstawiających zasięg lądolodu fazy pomorskiej na obszarze Pomorza były mapy geologiczno-morfologiczne w skali 1:500 000 Keilhacka (1901, 1930). Po wojnie ukazała się

Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000, ark. Szczecin (Rühle, 1948 — wyd. A; Różycki i Tyski, 1955 — wyd. B) oraz Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Świdwin, wyd. A (Butrymowicz, 1975) i B (Butrymowicz i Nosek, 1975) wraz z objaśnieniami (Butrymowicz i Nosek, 1977). Z arkuszem Chociwel graniczą arkusze Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000: od południa Choszczno (Wiśniowski i Piotrowski, 2000), od północy Tucze (Kurzawa, 2002), od zachodu Stargard Szczeciński (Sochan i Piotrowski, 1996) i od wschodu Ińsko (Multan, 2006). Budowę starszego podłoża obrazują mapy: Dadleza (1998) i Znoski (1998). Innymi opracowaniami tematycznie dotyczącymi omawianego regionu są mapy hydrogeologiczne (Matkowska, 1983; Wiśniowski i Jezierski, 2004), a także mapa geologiczno-gospodarcza (Bobiński, 2004).

Obszar arkusza Chociwel pokryty jest półszczegółowym zdjęciem grawimetrycznym w ramach tematu „Synklinorium szczecińskie i mogileńskie” (Duda i Bochnia, 1965). Mapę linowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej wykonali Doktor i in. (1995), a kompleksową interpretację grawimetryczno-magnetyczną Cieśla i in. (1997). Analizę półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w celu rozpoznania budowy i rozprzestrzenienia struktur występujących w obrębie czwartorzędu dla terenu przygranicznego opracował Twarogowski (2003). Mapę rozkładu gęstości skał w ujęciu ponad regionalnym przedstawili Królikowski i Twarogowski (1991). Do innych opracowań tego typu należy Atlas grawimetryczny Polski (Królikowski i Petecki, 1995).

Charakterystykę budowy geologicznej, sedymentację i tektonikę kompleksu permo-mezozoicznego w nawiązaniu do obszaru arkusza Chociwel znajdziemy w pracach: Bryla i Horna (1972), Dadleza (1974, 1976, 1979), Dadleza i Marka (1969, 1974), Jaskowiak (1961), Jaskowiak-Schoeneichowej (1976a, b, 1977, 1979, 1981), Pożaryskiego (1974), Uberny (1974).

Zagadnienia litostratygrafii osadów paleogenu i neogenu przedstawili: Ciuk (1972); Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995); Piwocki i in. (2004),

Dotychczasowa literatura dotycząca geomorfologii i geologii plejstocenu nawiązująca do terenu arkusza Chociwel jest stosunkowo bogata. Najczęściej prace te dotyczyły zasięgu poszczególnych faz zlodowaceń północnopolskich i procesów deglacji. Do najważniejszych poruszających tą problematykę należą publikacje: Bartkowskiego (1969, 1972 a,b), Galona (1972, 1981), Karczewskiego (1968, 2001), Kłysza (1990, 2001), Kozarskiego (1989, 1995), Maksiaka i Mroza (1978), Roszkówny (1968), Pasierbskiego (1984) i Sylwestrzaka (1978). Stratyfografię osadów czwartorzędowych Pomorza Zachodniego przedstawili: Dobracki i Lewandowski (2002), Kopczyńska-Żandarska (1970b) i Mojski (1975, 2005). O ukształtowaniu, genezie i związku rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża podkenozicznego, z uwzględnieniem tektoniki salinarnej, pisali: Kopczyńska-Żandarska (1970a), Krygowski (1959), Kurzawa (1999, 2003), Piotrowski (1991, 1998). Schoeneich (1962a, b). Charakterystykę zaburzeń glacictektonicznych Pomorza Zachodniego przedstawiono w pracy pod redakcją Bera i Krzyszkowskiego (2004).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Chociwel w podziale fizycznogeograficznym Kondrackiego (2000) w całości należy do mezoregionu Pojezierze Ińskie, które wchodzi w skład Pojezierza Zachodniopomorskiego. Najwyższe wzniesienie w strefie moren czołowych w rejonie Dłuska osiąga wysokość 179,7 m (góra Głowacz). Najniższy punkt leży na wysokości 48,2 m (dolina Pęczinki koło Barzkowic).

Formy lodowcowe. W y s o c z y z n a m o r e n o w a p ł a s k a występuje w północno-zachodniej części terenu na wysokości 70–79 (okolice Karkowa) oraz 90–110 m n.p.m. (części środkowa koło miejscowości Biała). Niewielkie fragmenty wysoczyzny znajdują się również w rejonie Barzkowic — 58–72, w okolicy Odargowa na wysokości 70–76 oraz koło Dolic — 95–106 m n.p.m. Spadki terenu nie przekraczają tutaj 2°, a wysokości względne mezoforn nie przekraczają 2 m (tabl. I).

W y s o c z y z n a m o r e n o w a f a l i s t a zajmuje przeważającą część obszaru arkusza. Składają się na nią liczne większe lub mniejsze wzniesienia oddzielone od siebie obniżeniami, najczęściej pochodzenia wytopiskowego i rzeczno. Nad krawędzią Pęczinki w rejonie Barzkowic wysoczyzna leży na wysokości około 50 i wznosi się stopniowo ku północy do około 70 m n.p.m. w rejonie wału bobrownickiego. We wschodniej części obszaru arkusza na granicy ze strefą moren czołowych osiąga wysokość 120–140, a w rejonie Dłuska wysokość dochodzi do 150 m n.p.m. Rzeźba wysoczyzny morenowej jest tutaj szczególnie urozmaicona. Wiąże się to z chaotycznym układem przestrzennym licznych wzniesień mających różne kształty i oddzielonych od siebie zagłębieniami bezodpływowymi o zróżnicowanej głębokości.

M o r e n y c z o ł o w e a k u m u l a c y j n e budują zaplecze strefy marginalnej fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły wyraźnie dominując nad wysoczyzną morenową. Najczęściej są to nieregularne krótkie wały układające się południkowo wzdłuż wschodniej granicy obszaru, rzadziej pojedyncze pagóry. Najwyższym wałem morenowym jest góra Głowacz z kulminacją 179,7 m n.p.m., położona na południe od Dłuska, wznosząca się około 35 m nad okoliczną wysoczyznę. Na północ i północny-zachód od niej występują jeszcze dwie niższe formy morenowe o wysokości względnej do 28 m, których wierzchołki sięgają wysokości 152,6 i 158,0 m n.p.m. W rejonie Linówka kilka niższych form o wysokości 13–21 m ma orientację południkową i długość dochodzącą do 1800 m. Ich wierzchołki wznoszą się na wysokości od 140 do 151 m n.p.m. Ten typ moren Kozarski (1965) zalicza do ablacyjnych moren czołowych.

M o r e n y c z o ł o w e s p i ę t r z o n e (m o r e n y w y c i ś n i ę c i a) wchodzą w skład wschodniej części wału bobrownickiego położonego na styku z obszarem arkusza Stargard Szczeciński. Wał ten o długości około 7 km i szerokości dochodzącej do 2 km ciągnie się od doliny Krępieli na północy do Marianowa na południu. W części północnej osiąga on wysokość 114,8, a w części południowej 95,3 m n.p.m. Wznosi się on 25–35 m nad wysoczyznę morenową. Wał bobrownicki ma

orientację NNW–SSE i w morfologii jego powierzchni zaznacza się kilka podłużnych wzniesień, biegnących równoległe do głównej osi wału.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności. Na arkuszu Chociwel wydzielono wysoczyznowy poziom wodnolodowcowy oraz dwa dolinne poziomy sandrowe. Poziom związany z wysoczyzną polodowcową występuje w czterech miejscach na obszarze arkusza. Największy z nich znajduje się koło Starzyc, a jego powierzchnia opada łagodnie ku południowi od wysokości 85 do 80 m n.p.m. Równiny wodnolodowcowe występują również koło Kamiennego Mostu na wysokości do 115 m n.p.m., a także w okolicy Dobrzan, gdzie tworzą dwa poziomy położone średnio 88 i 80 m n.p.m. (po zachodniej stronie jezioro Szadzko).

Wyższy poziom sandrowy wydzielony został na granicy z obszarem arkusza Tucze i rozciąga się aż do rynny subglacialnej jeziora Chociwel. Wschodnia jego część leży na wysokości 100 i ku zachodowi opada do 80 m n.p.m. Od niższego poziomu sandrowego oddziela go wąska rynna polodowcowa oraz krawędź o wysokości 5 m. Niższy poziom sandrowy leży w północno-zachodniej części terenu na wysokości 70–80 m n.p.m., gdzie ma szerokość 6 km. Jego powierzchnia opada w kierunku południowo-zachodnim sięgając rynny jeziora Chociwel. W okolicy Karkowa powierzchnie tą urozmaicają równiny torfowe. Dalej na południe niższy poziom sandrowy wypełnia wąską rynnę polodowcową, która na południe od Lisowa łączy się z podobną płaskodenną formą biegnącą równoległe do wału bobrownickiego, również zajęta przez niższy poziom sandrowy. Powstała tutaj rozległa równina wodnolodowcowa, której powierzchnia opada stopniowo od wysokości 75 na północy do 60 m n.p.m. w rejonie Barzkowic, gdzie poziom ten występuje częściowo w obrębie rynien polodowcowych.

Ozy występują na omawianym obszarze w postaci dwóch mniej więcej równoległych do siebie ciągów wałów o ogólnej orientacji NW–SE będących kontynuacją ciągów ozowych z obszaru sąsiedniego arkusza Choszczno. Pierwszy z nich o długości około 14 km zaczyna się po wschodniej stronie jeziora Szadzko. Długość poszczególnych wałów wynosi 300–1800 m, ich szerokość 50–500 m, a wysokość względna dochodzi do 14 m. Odległość między poszczególnymi formami ozowymi lokalnie przekracza 1 km. Na południe od Lutkowa oz rozcięty jest rynną Jeziora Marianowskiego. Drugi ciąg ozowy ma długość około 8 km i składa się ze znacznie krótszych wałów. W okolicy Barzkowic ma orientację równoleżnikową, którą następnie zmienia na północno-zachodnią. Pojedyncze niewielkie ozy występują również w rejonie Karkowa oraz między Lisowem i Starzycami, gdzie ich wysokość waha się w granicach 3–10 m.

Kemy i plateau kemowe. Różnego rodzaju formy kemowe (pagóry i wały) spotyka się w wielu miejscach na obszarze całego obszaru arkusza Chociwel. Największe ich nagromadzenie występuje po dystalnej stronie moren czołowych między Sątyszem a Dobrzanami, gdzie osiągają wysokość od 15 do 26 m. Wierzchołki kemów leżą tutaj od 122 (rejon Dolic) do 156,7 m n.p.m. koło

Sątyrza. Są to najczęściej kopulaste wzniesienia o średnicy do 1 km lub wały o długości dochodzącej do 2 km. Na pozostałym obszarze w rejonie Odargowa, Białej, Chociwła i Bobrownik formy kemowe są mniej liczne, lub występują pojedynczo, a ich wysokości względne oscylują w granicach 3–9 m. Plateau kemowe zostało wydzielone w jednym miejscu na granicy z obszarem arkusza Choszczno.

Tarasy kemowe występują w obrębie rynien lodowcowych w postaci wąskich listew o szerokości 50–250 m, „przyklejonych” do krawędzi wysoczyzny morenowej. Jedyne na północ od Linówka na styku z terenem arkusza Ińsko ich szerokość przekracza 700 m. Wydzielono je także w rejonie miejscowości Długie, w okolicy Białej i Szadzka, gdzie ich wysokości względne wahają się od 7 do 14 m. Na południe od Dolic tarasy kemowe powstały w obrzeżeniu niecki wytopiskowej.

Rynny subglacjalne bardzo wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie arkusza Chociwel. Generalnie mają one przebieg równoleżnikowy, prostopadły do orientacji strefy czołowomorenowej. Na północy rynna ciągnie się od Sątyrza, poprzez jezioro Kamienny Most i jezioro Chociwel po okolice Karkowa i ma długość około 14 km. W okolicy wsi Sątyrz rynnę przegradza wał kemowy. Druga rynna zaczyna się w rejonie jeziora Okuny i na odcinku około 17 km biegnie aż do zachodniej granicy terenu. W rejonie Kępna wykorzystuje ją rzeka Krępa, a w części zachodniej misy Jeziora Wiechowskiego i Marianowskiego. Inna mniejsza rynna o kierunku NE–SW znajduje się między miejscowością Długie a Lutowem i koło Wiechowa łączy się z opisaną wyżej megarynną. Fragmenty rynien subglacjalnych znajdują się również w rejonie Dłuska na północnym-wschodzie obszaru arkusza (rynna jeziora Dłusko) oraz na południu (dolina Pęczinki).

Szerokość opisanych rynien polodowcowych jest zmienna i najczęściej nie przekracza 500 m. Ich średnia głębokość dochodzi do 15 m, a jedynie koło Chociwła osiąga 19 m. Często układ krawędzi jest zmieniony przez nacinające je wytopiska i dolinki wód roztopowych. Lokalnie w dnach rynien (Jezoro Marianowskie i rynna poprzeczna na północ od Lutkowa) spotyka się niewysokie wyniosłości.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie występują powszechnie na terenie wysoczyzny morenowej, w strefie moren martwego lodu oraz na równinach wodnolodowcowych. Najczęściej wypełniają je torfy i namuły oraz niewielkie jeziorka.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych. Przez omawiany obszar przepływają trzy niewielkie rzeki: Krępiel, Krępa i Pęczinka wykorzystujące rynny subglacjalne. Dna dolin rzecznych najczęściej zajęte są przez równiny torfowe. Ich dopływy i dolinki rozłogowe pokrywają się z zasięgiem holocenijskiego tarasu zalewowego.

Krawędzie wysoczyzny. Na północ od Chociwła krawędź wysoczyzny ma długość około 1 km i wysokość 5 m i oddziela od siebie dwa poziomy sandrowe. Jej podstawa położona jest na wysokości 80 m n.p.m.

Dolinki, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności są niewielkimi obniżeniami wciętych w wysoczyznę i niekiedy wykorzystywanymi przez niewielkie cieki. Ich szerokość nie przekracza 30 m. Formy te kończą się najczęściej w rynnach polodowcowych lub w większych zagłębieniach wytopiskowych.

Formy denudacyjne. Dolinki denudacyjne występują na wschodnich stokach wału bobrownickiego i w krawędziach rynien subglacjalnych. Są to stosunkowo krótkie obniżenia mające suche dna.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe występują w wielu miejscach na obszarze arkusza. Do największych należą torfowiska w okolicy Karkowa, Chociwła i Marianowa, które w większości przypadków zajmują dna rynien subglacjalnych.

Formy antropogeniczne. Piaskownie i żwirownie. Największa żwirownia założona koło Mokrzyca ma około 1500 m długości i ponad 5 m głębokości. Inna mniejsza położona na północ od Chociwła ma długość 500 m i miejscami została zniwelowana. W rejonie na południowy-zachód od Dobrzan częściowo wyeksploatowana piaskownia-żwirownia o długości 400 m została założona w ozie. Wysokość ścian dochodzi tutaj do 8 m.

Wcięcia dróg. Przez cały arkusz Chociwel przebiega odcinek budowanej przed wojną autostrady, gdzie wysokość skarp dochodzi do 4 m. Obecnie jest ona całkowicie zarośnięta.

Dnastawów. Stawy rybne powstały w rejonie Karkowa, Dłuska i Lutkowa po wyeksploatowaniu torfów.

Grodziska. Interesującą formą jest średniowieczne grodzisko znajdujące się po zachodniej stronie jezora Szadzko.

Pod względem hydrograficznym obszar arkusza Chociwel należy do zlewni Iny, prawego dopływu Odry. W większości przypadków cieki wodne płyną w obrębie dolin polodowcowych. Największym z nich jest płynąca ze wschodu na zachód rzeka Krępiel, prawy dopływ Iny. Swoją początek bierze ona w jeziorze rynnowym Kamienny Most leżącym na wysokości 78,5 m n.p.m. Dalej ku zachodowi przepływa ona przez jezioro Chociwel i na granicy z obszarem arkusza Stargard Szczeciński jej dolina oddziela wał bobrownicki od wysoczyzny morenowej. Jej dopływem jest Okra wpadająca do Krępiela koło Karkowa oraz Krępa i Pęczinka będące jej lewobrzeźnymi dopływami. Rzeka Krępa przepływa przez Jezioro Marianowskie i Wiechowskie. Sieć hydrograficzną uzupełniają liczne drobne cieki, m. in. Dołżnica i Reczyca będące dopływami Krępy.

Do systemu hydrograficznego należą również liczne jeziora. Największym z nich jest jezioro Szadzko o powierzchni 0,83 km² położone na wysokości 70,1 m n.p.m. Ma ono średnią głębokość 1,4, maksymalnie 2,6 m. Z pozostałych należy wymienić jeziora: Marianowskie, Chociwel, Kamienny Most, Linówek i Dolice o powierzchni odpowiednio: 0,81 km², 0,59 km², 0,58 km², 0,3 km², 0,18 km².

Mają one średnie głębokość 6,2 , 2,7, 1,0, 2,2 i 2,7 m. Najgłębszym zbiornikiem wodnym jest Jezioro Marianowskie mające głębokość 10,7 m. (Jańczak, 1997).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Obraz budowy geologicznej kompleksu permio-mezozoicznego uzyskano z głębokich otworów poszukiwawczych za ropą naftową i gazem ziemnym (otwory 10, 29, 46) oraz badań geofizycznych. Otwory te były częściowo rdzeniowane, a ich profile litologiczne uzupełniono otworową interpretacją geofizyczną. Rolę repera spełnia na obszarze arkusza Chociwel otwór badawczy Chociwel IG 1 (otw.37) wykonany w miejscowości Długie.

1. Trias

a. Trias dolny i środkowy

Pstry piaskowiec

Najstarszymi poznanymi utworami są osady piaskowca pstrego reprezentowane przez iłowce i mułowce z cienkimi przewarstwieniami piaskowców oraz dolomitami w stropie. Nawiercono je na głębokości 3599 m (otw. 10) i na głębokości 3170 m (otw. 29). Największa miąższość nieprzewierconych skał pstrego piaskowca wynosi 191 m (otw. 29).

b. Trias środkowy

Wapień muszlowy

Z tego okresu pochodzą morskie osady węglanowe wykształcone w postaci wapieni marglistych, falistych i pelitycznych oraz margli dolomitycznych. W stropie występują iłowce z wkładkami piaskowców. W otworze 29 stwierdzono ich miąższość ponad 221 m.

c. Trias górny

Kajper

Iłowce, piaskowce, mułowce z wkładkami gipsów i anhydrytów i sole kamienne. Kajper reprezentują utwory związane z recesją morza epikontynentalnego. W ich skład wchodzi kilka serii iłowcowi-mułowcowych z przerostami piaskowców, gipsów i anhydrytów. W otworze 10 występują również sole kamienne o miąższości ponad 200 m pochodzące z rozmytego wysadu solnego. Maksymalną miąższość — 754,5 m utwory kajpru mają w otworze 10.

2. Jura

Osady jury stwierdzono w 4 otworach, gdzie w otworze 10 mają maksymalną miąższość 826 m.

a. Jura dolna

Do liasu zaliczono kompleks mułowców oraz drobno- i średnioziarnistych piaskowców z okruchami węgla brunatnego zawierających przerosty iłowców. W otworze 10 utwory liasu mają miąższość 512 m.

b. Jura środkowa

Mułowce, piaskowce, iłowce, mułowce wapniste i dolomity. W otworze 10 stwierdzono występowanie mułowców i piaskowców aalenu i bajosu dolnego. W pozostałych otworach — 29, 37 i 46 dyskordantnie na piaskowcach liasu leżą iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców zaliczone do bajosu górnego i batonu. W piaskowcach batonu występuje sieczka zwęglonej flory, a w mułowcach nieliczna fauna, głównie mięczaki. Kelowej reprezentowany jest przez mułowce z fauną amonitów oraz dolomity (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977). Maksymalna miąższość utworów jury środkowej dochodzi do 195,5 m (otw. 10).

c. Jura górna

Na arkuszu Chociwel wyższe ogniwa jury górnej przed transgresją w hoterywie zostały zniszczone. Zachowały się jedynie osady oksfordu w postaci mułowców zawierających rozproszony piryt. Ku stropowi stopniowo przechodzą one w piaskowce drobnoziarniste zawierające wkładki mułowców i syderytów. Profil jury kończą piaskowce drobnoziarniste przewarstwiane wkładkami mułowców. Największą miąższość — 199 m utwory jury górnej mają w otworze 37.

3. Kreda

a. Kreda dolna

Margle, iłowce, mułowce i piaskowce. Do kredy dolnej należy silnie zredukowana seria osadów ilasto-piaszczystych (hoteryw–alb środkowy) oraz margle albu górnego. Do hoterywu i albu środkowego zaliczono iłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców, lokalnie zawierające glaukonit. Alb górny reprezentowany jest przez piaskowce glaukonitowe, które ku stropowi stopniowo przechodzą w margle. Miąższość osadów z tego okresu waha się od 9,5 (otw. 29) do 57,5 m (otw. 46).

b. Kreda górna

Wapienie margliste i organodetrytyczne, iłowce margliste, opoki, margle oraz czerty. Na powierzchni podkenozoicznej omawianego obszaru występują wyłącznie osady kredy górnej. W otworze 37 usytuowanym w osi największej synkliny niecki szczecińskiej (synklina Chociwła) miąższość osadów kredy górnej dochodzi do 2031,4 m. Do cenomanu zaliczono jednolitą serię wapieni marglistych i organodetrycznych. W skład turonu dolnego wchodzi utwory najbardziej zróżnicowane litologicznie wykształcone w postaci iłowców marglistych i mułowców marglistych oraz zwięzłych opok w stropie. Do koniak i najniższej części santonu zaliczono opoki ilaste, nad którymi zalega seria margli, wapieni marglistych i opok. W kampanie miała miejsce sedimentacja opok z przewarstwieniami szarych margli, na których leżą zwięzłe opoki z glaukonitem, pirytem i miką. W niecce Chociwła jest to najbardziej miąższe piętro kredy górnej liczące 756 m (otw. 37). W mastrychcie powstały mułowce margliste, zwięzłe opoki i margle z fauną. Profil kredy kończą wapienie margliste z czertami i margle.

4. Paleogen

Utwory paleogenu w środkowej części obszaru arkusza Chociwel występują bezpośrednio pod utworami czwartorzędu zalegając dyskontantnie na częściowo zdenudowanych osadach kredy górnej (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977). Ich stratygrafię i wykształcenie litologiczne opracowano na podstawie fragmentarycznych danych z czterech otworów przewierających kompleks kenozoiczny (otw. 10, 29, 37 i 46) oraz otworów 30, 34, 64 i 69, w których nawiercono jedynie strop osadów oligoceńskich.

a. Oligocen

Mułki, mułki ilaste i ły. W najlepiej rozpoznanym otworze badawczym Chociwel IG 1 (otw. 37) w części spągowej serii występują szare mułki z pyłem węglowym i cienkimi wkładkami czarnych iłó węglistych. Wyżej zalegają brunatne i szarooliwkowe ły, ze smugami i soczewkami jasnoszarych mułków, zawierające lokalnie glaukonit i spirytyzowane szczątki roślin. Najwyższe ogniwo tworzą mułki piaszczyste, miejscami zailone. Wyżej opisane utwory są bezwapniste i nie zawierają makrofauny. W otworze kartograficznym Cho/2 (otw. 34) na głębokości 240,5–244,4 m ciemnoszare mułki i mułki ilaste zawierają przede wszystkim nieprzezroczyste minerały ciężkie (8–27%). Grupę przezroczystych minerałów reprezentują pojedyncze ziarna granatów, amfiboli i biotyty (Wanat, 2005).

Miąższość osadów oligocenu waha się od 25 (otw. 46) do 93 m (otw. 37).

5. Neogen

Z zebranych materiałów wiertniczych wynika, że osady neogenu na badanym obszarze zachowały się na powierzchni podczwartorzędowej jedynie fragmentarycznie w rejonie Barzkowic, Karkowa, Marianowa i Linówka. Na powierzchni terenu osady neogenu występują w kulminacjach wału bobrownickiego, gdzie biorą udział w zaburzeniach glcitektonicznych.

a. Miocen

Piaski, mułki ilaste i piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego. Nieprzewiercone osady miocenu największą miąższość 91,6 m osiągają w Barzkowicach (otw. 54). Udokumentowano je również w części południowo-zachodniej obszaru arkusza na głębokościach od 8 (otw. 59) do 32 m (otw. 57), gdzie najprawdopodobniej są glcitektonicznie zaburzone. Najczęściej są to jasnoszare piaski drobnoziarniste z łuszczykami, miejscami zailone oraz zawęglone mułki ilaste i piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego.

W otworze kartograficznym 28 na głębokości 131–139 m nawiercono warstwę czarnych i brązowych piasków różnoziarnistych z muskowitem. Badania litologiczno-petrograficzne (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2005) wykazały, że frakcja 1–0,5 mm składała się prawie w 100% ze słabo obtoczonych ($R=1,88$) błyszczących ziarn kwarcu. W grupie minerałów przezroczystych granaty (22%) przeważają nad cyrkonem (17%). W otworze tym poddano analizie palinologicznej pięć próbek mułków pobranych ze strefy zaburzeń glcitektonicznych. Ze względu na małą ilość taksonów i niską frekwencję materiału sporowo-pyłkowego utwory te zaliczono ogólnie do miocenu (Wanat, 2005). W otworze kartograficznym 38 w stropie serii mioceńskiej występują ily węgliste z domieszką piasków drobno- i średnioziarnistych, podścielone piaskami różnoziarnistymi. Ich wapnistość wynosi 1,5–3,1% (Wanat, 2005). W zespole przezroczystych minerałów ciężkich przeważają granaty (42%), dysten (11%), pirokseny (11%) i staurolit (10%). Frakcję 1–0,5 mm tworzy kwarc (95%) oraz mułowce, okruchy węgla brunatnego i pirytu. Ziarna kwarcu są bardzo słabo obtoczone ($R=2,32$).

6. Czwartorzęd

Obszar arkusza Chociwel pokryty jest w całości w miarę zwartym kompleksem osadów czwartorzędowych. Ich miąższość jest silnie zróżnicowana i zmienia się w zależności od ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej i współczesnej rzeźby terenu. Największą miąższość, 240,5 m, osady te osiągają w otworze kartograficznym 34 w Starzycach, w strefie głębokiej rynny subglacjalnej powstałej w na obszarze kopalnej depresji glcitektonicznej. Na wschodzie, w strefie moren czołowych koło Linówka, mają one grubość 139 m (otw. 38), podczas gdy w okolicy Barzkowic (otw. 59) tylko

8 m. Ta redukcja miąższości pokrywy czwartorzędowej jest najprawdopodobniej skutkiem oddziaływania wysadu solnego i związanymi z nim zaburzeniami glacitektonicznymi.

Stratygrafię osadów czwartorzędowych i ich wykształcenie litologiczne opracowano na podstawie wyników badań laboratoryjnych próbek z otworów kartograficznych i odsłoneń (Dobosz i Dobosz-Skawińska, 2005), terenowych obserwacji geologicznych i analizy archiwalnych wierceń.

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 1

W początkowym okresie tego stadiału miała miejsce intensywne działanie lodowca. Powstał wtedy wał bobrownicki, a po jego stronie dystalnej rozległa depresja glacitektoniczna. Budowę geologiczną wału bobrownickiego opracowano na podstawie obserwacji przeprowadzonych na oczyszczonych ścianach skarp drogowych i naturalnych rozcięć, sondach ręcznych i WH oraz danych uzyskanych z otworu kartograficznego 28 i wierceń archiwalnych.

Piaski i mułki neogenu i paleogenu moren spiętrzonych po raz pierwszy przedstawiono na powierzchni terenu na arkuszu Schönebeck (Dzwonowo) (Picard, 1905). Autor ten pokazał wychodnie piasków mioceńskich i oligoceńskich ilów septariowych.

W otworze 28 na głębokości 4,0–84,4 m w obrębie utworów czwartorzędowych występuje zróżnicowany litologicznie kompleks mioceńskich osadów drobnofrakcyjnych typu mułków oraz piasków pyłowatych i drobnoziarnistych mających zmienne zabarwienie: popielate, brązowe, szare, ciemnoszare do czarnej. Zawierają one minimalną ilość węgla wapnia (0,1–0,4%), za wyjątkiem jednej próbki z głębokości 76 m o wapnistości 2,1%. Na podstawie badań laboratoryjnych wyróżniono tutaj trzy strefy wyraźnie różniące się między sobą składem przezroczystych minerałów ciężkich. W dolnej (głębokość 65,0–84,4 m) najliczniejsze są pirokseny (27%), granaty (24%) oraz minerały z grupy epidotu (18%). W strefie na głębokości 41,5–65,0 m zawartość granatów dochodzi do 34%, a piroksenów do 18%. Zwiększa się koncentracja dystenu (11%) i cyrkonu (8%), a amfibole utrzymują się na poziomie 7%. W strefie górnej (głębokość 4,0–21,5 m) dominują granaty (31%) i pirokseny (19%), przy wyraźnym wzroście udziału amfiboli (16%). We frakcję 1–0,5 mm zawartość kwarcu wynosi 30–80%. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone ($R=1,24$), a ich powierzchnie są błyszczące lub pośrednie (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2005).

Piaski, piaski ze żwirami oraz żwiry i gliny zwałowe moren spiętrzonych występują w glacitektonicznych strukturach łuskowych i fałdowych wału bobrownickiego (Karczewski, 1968). Piaski różnoziarniste i żwiry występują w kilku miejscach na powierzchni wału, a w otworze 28 leżą bezpośrednio na piaskach neogeńskich na głębokości 126,5–131,0 m oraz w pobliżu

powierzchni terenu na głębokości 0,4–4,0 m. W dolnej warstwie do frakcji żwirowej należą ziarna kwarcu, znaczna ilość okruchów skał krystalicznych, a także wapienie północne, skalenie i krzemienie. Podobny skład ma frakcja 1–0,5 mm. Wśród przezroczystych minerałów ciężkich najliczniejsze są granaty (35%), amfibole (27%) i pirokseny (10%). Przypowierzchniowa warstwa wodnolodowcowych piasków różnoziarnistych ma podobny skład minerałów ciężkich. Przeważają granaty (38%), amfibole (32%) i pirokseny (9%). Frakcję 1–0,5 mm w 90% tworzą ziarna kwarcu, o powierzchni pośredniej lub matowej. Resztę stanowią okruchy skał krystalicznych, skalenie i nieliczne krzemienie.

Powyżej utworów piaszczysto-żwirowych (głębokość 84,4–126,5 m) występuje mięszka warstwa glin zwałowych, w których niejednokrotnie obserwowano powierzchnie zlustrowań ułożone pod kątem 45°. W glinach tych wydzielono dwa poziomy różniące się między sobą składem petrograficznym, wapnistością i barwą. Gliny poziomu dolnego mają barwę szarobrazową i niską wapnistość — 5,1–6,6%. W składzie petrograficznym przeważają skały krystaliczne (44%) nad wapieniami paleozoicznymi (31%). Liczny jest również materiał lokalny (19%) reprezentowany głównie przez kwarc (9%), słabo związane piaskowce (4%) i krzemienie (3%). Współczynniki petrograficzne przedstawiają się następująco: O/K — 0,86, K/W — 1,52, A/B — 0,01, gdzie O/K oznacza stosunek ilości okruchów skał osadowych pochodzenia skandynawskiego do okruchów skał krystalicznych z północy, K/W — stosunek ilości skał krystalicznych z północy do wapieni z północy, A/B — stosunek ilości skał nieodpornych na wietrzenie do odpornych, D/W — stosunek dolomitów północnych do wapieni północnych. Powyżej głębokości 123,4 m gliny zwałowe zmieniają barwę na ciemnoszarą, a jej wapnistość wzrasta do 13,8%. W składzie petrograficznym w grupie skał północnych przeważają wapienie paleozoiczne (47%) nad skałami krystalicznymi (38%). Udział materiału lokalnego obniża się do 8%, a zawartość kwarcu dochodzi do 3%. Sporadycznie występują także krzemienie. Gliny zwałowe mają następujące wartości współczynników petrograficznych: O/K — 1,34, K/W — 0,85, A/B — 1,10, D/W — 0,01, co pozwoliło zaliczyć je do zlodowacenia Sanu 1 (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2005). W otworze 26 w Bobrownikach biorące udział w zaburzeniach gliny zwałowe mają miąższość 60 m i zalegają pod cienką pokrywą glacialną ze zlodowaceń Wisły.

G l i n y z w a ł o w e. W otworze kartograficznym 34 w Starzycach bezpośrednio na mułkach paleogenu (głębokość 229,0–240,5 m) leży warstwa ciemnoszarych glin zwałowych wypełniających dno kopalnej rynny subglacialnej. Skład petrograficzny glin charakteryzuje się zmienną wapnistością 7–12%, wyraźną przewagą skał krystalicznych (48%) nad wapieniami paleozoicznymi (35%), przy umiarkowanej zawartości piaskowców północnych (3%) i niewielkim udziale dolomitów (0,4%). Materiał lokalny (13%) reprezentują kruche piaskowce (6%), miękkie wapienie (4%), kwarc (1%). Współczynniki petrograficzne mają następujące wartości: O/K — 0,72, K/W — 1,53, A/B — 0,63, D/W — 0,02. Ciemnoszare gliny zwałowe występują w krawędziach głębokiej depresji glacitekto-

nicznej na wysokościach do 54 m p. p. m. (otw. 69). Największą miąższość wynoszącą 35 m mają one koło Sulina (otw. 64).

Mułki piaszczyste i ilaste oraz piaski zastoiskowe wchodzi w skład miąższej serii osadów zastoiskowych wypełniających podłużne zagłębienie, które jest zmienioną przez procesy subglacjalne rozległą depresją glacitektoniczną z wcięcią rynną subglacjalną powstałą na zapleczu wału bobrownickiego u schyłku zlodowaceń południowopolskich.

Na głębokości 106,7–229,0 m występuje seria mułków piaszczystych i ilastych, ilów mułkowatych zawierających cienie przewarstwienia piasków drobnoziarnistych. Miejscami widoczne są tutaj struktury spływowe, niewielkie soczewki piaszczyste oraz namyty lignity. Na głębokości 147,0–149,0 m i 113,7–115,0 m obserwuje się wkładki glin piaszczystych. Pierwsza z nich jest silnie pyłowata, a niewielka ilość frakcji żwirowej uniemożliwiła ustalenie ich litostratygrafii. W składzie petrograficznym glin piaszczystych z głębokości 113,7–115,0 m zdecydowanie przeważają skały krystaliczne (57%) nad wapieniami paleozoicznymi (22%). W materiale lokalnym (21%) obserwuje się kwarc (15%), piaskowce (4%), wapień (1%) i konglomeraty fosforytowe (1%). Współczynniki petrograficzne mają wartości: O/K — 0,40, K/W — 2,61, A/B — 0,37, D/W — 0,00. W zespole minerałów przezroczystych granaty (35%) dominują nad amfibolami (26%), piroksenami (10%), biotytem (9%) i grupą epidotu (7%). Przedstawiony wyżej zespół przezroczystych minerałów ciężkich jest bardzo podobny do składu mineralnego w osadach mułkowo-piaszczystych. We frakcji 1–0,5 mm udział błyszczących lub pośrednich ziaren kwarcu wynosi 50–80%, a ich obtoczenie jest słabe ($R = 0,71–1,22$). Pozostałymi składnikami są skały krystaliczne, skalenie, wapień północny oraz mułowce i okruchy węgla brunatnych.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Mułki i piaski zastoiskowe występują w otworze 64 pod glinami ze zlodowacenia Odry na wysokości 46,6 m p.p.m. Są to szare mułki piaszczyste o miąższości 6 m przechodzące stopniowo w piaski drobnoziarniste. W Kozach (otw. 52) szare mułki piaszczyste mają grubość 4 m i leżą na wysokości 13,1 m p.p.m.

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe. Transgresyjne osady wodnolodowcowe w otworze kartograficznym 34 w Starzycach występują w postaci dwóch warstw. Na głębokości 97,0–106,7 m zalegają na osadach morenowych zaliczonych do zlodowacenia Sanu 1, a na głębokości 70–77 m w obrębie glin zwałowych Odry. W obu przypadkach są to popielate piaski różnoziarniste z niewielką domieszką drobnych żwirów mające zbliżone parametry litologiczno-petrograficzne. Większość ziaren kwarcu ma powierzchnię pośrednią, a ich obtoczenie jest raczej słabe ($R = 0,93–1,01$). W zespole przezroczystych minerałów ciężkich granaty (36%) przeważają nad

amfibolami (28%), piroksenami (12%) i biotytem (8%). We frakcji 1–0,5 mm zawartość kwarcu dochodzi do 85%. Pozostałymi składnikami są okruchy skał krystalicznych, skalenie, wapienie północne oraz nieliczne piaskowce i lidyty.

W Linówku (otw. 38) utwory wodnolodowcowe mają miąższość 22,9 m (głębokość 116,1–139,0 m) i zalegają bezpośrednio na utworach paleogenu. Są to jasnopopielate piaski drobnoziarniste z pojedynczymi żwirami. Powyżej głębokości 127,3 m występują już piaski różnoziarniste zawierające nieco większą domieszką żwirów (średnica skał granitoidowych dochodziła do 7 cm). W składzie mineralnym granaty (40%) są nadal najliczniejsze, a udział amfiboli dochodzi do 20%. Zmniejsza się domieszka piroksenów (8%), podczas gdy wyraźnie wzrasta zawartość cyrkonu (10%). We frakcji 1–0,5 mm dominują ziarna kwarcu (65–85%). Pozostałe ziarna to fragmenty skał krystalicznych, skalenie, trochę wapieni północnych oraz pojedyncze konkracje pirytowe, zlepy żelaziste i okruchy węgla brunatnego. Obtoczenie kwarcu jest tutaj zdecydowanie lepsze ($R = 0,61$), a ziarna obtoczone są najliczniejsze (44%), podczas gdy ostrokrawędziste stanowią 19% badanej frakcji.

Strop osadów wodnolodowcowych leży najniżej 24,1 m p.p.m (otw. 33), a najwyżej 19,3 m n.p.m. (otw. 38). W Białej (otw. 43) mają one największą miąższość — ponad 38 m.

Gliny zwałowe tworzą w miarę ciągle poziome, o przeciętnej grubości 40–50 m, na obszarze całego arkusza Chociwel. W Lisowie (otw. 30) mają one 52 m i we wsi Długie 35 m. Wyjątkiem jest zachodnia część terenu, gdzie utwory te w strefie zaburzeń glacictektonicznych nie występują. Strop glin zwałowych położony jest na wysokości od 12 m p.p.m. w Lutkowie (otw. 22) do 75 m n.p.m. w Grabnicy (otw. 53). Najczęściej gliny zwałowe ze zlodowacenia Odry tworzą razem z utworami ze zlodowacenia Warty i Wisły jeden zwarty kompleks morenowy, np. w otworach: 2, 4, 14, 25 30, 33, 35, 43, 51, 64 i 69. Sytuacja ta stwarza poważne problemy w ustalaniu budowy geologicznej piętra plejstocenijskiego. Gliny te obserwuje się w profilach otworów kartograficznych 34 i 38 na wysokości 26,5 i 55,4 m n.p.m. Są to najczęściej zwięzłe gliny piaszczysto-pyłowate o zabarwieniu ciemnoszarym lub szarym ze żwirami. W otworze kartograficznym 34 gliny zwałowe występują w trzech poziomach przedzielonych utworami wodnolodowcowymi. Średnie parametry tych glin przedstawia [tabela 2](#).

Tabela 2

Głębokość (m)	O/K	K/W	A/B	D/W	Wapni- stość
60,0–66,0	0,75	1,40	0,70	0,14	14,0%
66,0–70,0	1,28	0,82	1,17	0,10	12,5%
77,0–97,0	0,82	1,45	0,69	0,04	10,5%

W materiale lokalnym, którego zawartość dochodziła do 12%, nie obserwuje się większego zróżnicowania. Najliczniejsze są piaskowce (6%), wapnienie (4%) i kwarc (3%).

W otworze 38 gliny zwałowe z głębokości 80,0–116,1m wykazują również znaczne zróżnicowanie litologiczno-petrograficzne, co ilustruje [tabela 3](#).

Tabela 3

Głębokość (m)	O/K	K/W	A/B	D/W	Wapni- stość
80,0–109,1	1,32	0,81	1,23	0,09	16,4%
110,9–116,1	0,98	1,08	0,92	0,03	17,4%

W materiale lokalnym, którego zawartość dochodzi do 18% najliczniejsze są wapnienie (7%), piaskowce (5%), krzemienie (4%) oraz kwarc (2%). W poziomie górnym krzemienie pojawiają się sporadycznie w odróżnieniu od poziomu dolnego.

Zlodowacenie Warty

Piaski i żwiry oraz piaski, miejscami mułki wodnolodowcowe najczęściej wypełniają zagłębienia o różnej genezie w stropie glin ze zlodowacenia Odry. Ich strop zalega najniżej na wysokości 6,4 (otw. 22), a najwyżej w Grabnicy (otw. 53) — 88 m n.p.m. Większość otworów hydrogeologicznych w Chociwlu i Dobrzanach nie przewiercała utworów fluwioglacjalnych z tego okresu. Maksymalną miąższość 57,4 m mają szare piaski drobnoziarniste z okruchami lignitów nawiercone w otworze 5.

Najlepiej utwory wodnolodowcowe poznano w otworach kartograficznych 34 i 38. W otworze 34 na głębokości 36,1–60,0 m na glinach zlodowacenia Odry z warstwą bruku w stropie zalegają szare piaski różnoziarniste ze żwirami przechodzące od głębokości 47,3 m w piaski drobnoziarniste z dwoma wkładkami szarych, laminowanych mułków. W zespole przezroczystych minerałów ciężkich zawartość granatów dochodzi do 36%, amfiboli do 26%, piroksenów do 12% oraz biotyту, cyrkonu i grupy epidotu po 6%. We frakcji 1–0,5 mm udział kwarcu sięga 75%. Pozostałymi składnikami są okruchy skał krystalicznych, skalenie oraz wapnienie północne. Współczynnik R ma wartość 0,97. W otworze 38 wydzielono 3 warstwy osadów wodnolodowcowych składających się z piasków różnoziarnistych ze żwirami. Dolna, z głębokości 75,7–80,0 m, leży na glinie odrzańskiej, a dwie pozostałe (głębokość 51,5–57,8 i 32,7–38,5 m) występują w postaci przewarstwień w obrębie glin zwałowych. Dolną warstwę międzymorenową budują drobnoziarniste piaski z cienką wkładką szarych mułków. W zespole przezroczystych minerałów ciężkich najliczniejsze są granaty (39–43%), amfibole (22–24%), pirokseny (10–14%) i biotyt (8–11%). We frakcji 1–0,5 mm zawartość kwarcu waha się

w granicach 50–75%, a pozostałymi składnikami są skały krystaliczne, skalenie, wapienie północne i krzemienie. Stopień obtoczenia osadu jest zmienny ($R = 0,77–1,47$).

Gliny zwałowe tworzą w miarę ciągły kompleks o zmiennej miąższości wahającej się od 9,0 w Lutkowie (otw. 42) do 44,5 m w Kamiennym Moście (otw. 22), średnio około 40 m. Brakuje ich jedynie na zachodzie obszaru w strefie zaburzeń glacitektonicznych. Strop tych osadów leży na wysokości od 38,4 w Lutkowie (otw.42) do 113,0 m n.p.m. w Grabnicy (otw. 53).

W otworach kartograficznych 34 i 38 są to ciemnoszare i szare gliny o zmiennej wapnistości 11–24,2% (średnio 14,8%). W otworze 34 gliny zwałowe z głębokości 21,8–39,0 m mają następujące wskaźniki petrograficzne: O/K — 1,24, K/W — 0,88, A/B — 1,08, D/W — 0,05. W otworze 38 gliny z tego okresu są rozdzielone warstwą piaszczysto-żwirowych utworów międzymorenowych. Ponadto kilka cienkich wkładek utworów wodnolodowcowych występuje w poziomie górnym. Średnie wartości współczynników petrograficznych dla poszczególnych poziomów morenowych przedstawia [tabela 4](#).

Tabela 4

Głębokość (m)	O/K	K/W	A/B	D/W	Wapnistość
38,5–40,0	1,22	0,88	1,06	0,10	17,2%
40,8–48,8	1,77	0,59	1,64	0,20	21,6%
50,4–51,5	2,18	0,46	2,11	0,32	19,6%
57,9–75,7	1,66	1,65	1,56	0,13	19,9%

Wartości współczynników petrograficznych wyraźnie świadczą o przewadze wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi. Zawartość dolomitów zmienia się w granicach 2–15%, a piaskowców 0,6–3,0%. Materiał lokalny (do 15%) składa się głównie z miękkich, białych wapieni (4–21%), kruchych piaskowców (1–7%), krzemieni i kwarcu (0,5–2%).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał górny

Utwory zlodowacenia Wisły występują na powierzchni terenu na całym obszarze arkusza Chociwel. Jedynie w strefie zaburzeń glacitektonicznych wału bobrownickiego lokalnie odsłaniają starsze osady.

Mułki, iły i piaski pyłowe zastoiszkowe występują pod glinami zwałowymi z tego zlodowacenia w lokalnych zagłębieniach. W rejonie Lutkowa (otw. 41 i 42) i Linówka (otw. 39)

na wysokości 50,0–65,5 m n.p.m. zalega seria szarych mułków piaszczystych, częściowo zailonych, z wkładkami piasków drobnoziarnistych. Osad jest silnie wapnisty, a jego miąższość waha się od 9 (otw. 42) do 20 m (otw. 39). W rynnice lodowcowej koło Kamiennego Mostu (otw. 21 i 23) seria szarych mułków i piasków pyłowatych z wkładkami ilów warwowych oraz cienką warstewką glin zwałowych ma grubość 38,5 m, a jej strop leży na wysokości 61,7–66,5 m n.p.m. W Chociwlu (otw. 18) seria nieprzewierconych, podobnie wykształconych, osadów ma miąższość 36,1 m.

P i a s k i o r a z p i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e zalegają lokalnie pod glinami zwałowymi i mają zmienną grubość od 1,5 w Chociwlu (otw. 5) do maksymalnie 16 m w Dłusku (otw. 15). W Grabnicy leżą one najwyżej — 117, 1 m n.p.m. (otw. 53). Serię osadów wodnolodowcowych tworzą szare i jasnoszare piaski różnoziarniste zawierające na ogół większą lub mniejszą domieszkę materiału żwirowego, a rzadziej żwiry drobnookruchowe.

G l i n y z w a ł o w e (dolne) związane z fazą leszczyńsko-pomorską mają zmienne miąższości wahające się od 2 w Sulinie (otw. 63) do 20 m w Dobrzanach (otw. 50) i lokalnie 30 m w Miałce (otw. 40). Obserwuje się je prawie na całym badanym obszarze, a jedynie w rejonie Barzkowic (otw. 57 i 62) leżą bezpośrednio na osadach neogenu. Często razem z utworami morenowymi ze starszych zlodowaceń tworzą jeden zwarty kompleks glacialny. Od leżących wyżej glin zwałowych związanych z fazą pomorską oddziela je warstwa osadów wodnolodowcowych.

W otworze 38 szare gliny zwałowe mają grubość 2,5 m i wapnistość około 15% (Dobosz i SkaWińska-Dobosz, 2005). W porównaniu z glinami zlodowacenia Warty w składzie petrograficznym zdecydowanie maleje domieszka dolomitów (0,6%) i odwracają się proporcje między wapieniami paleozoicznymi (38%) i skałami krystalicznymi (41%). Wzrasta też do poziomu 4% zawartość piaskowców północnych. Grupę skał lokalnych (16%) w dalszym ciągu tworzą miękkie wapienie (8%) i piaskowce (5%). Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K — 1,07, K/W — 1,08, A/B — 0,88, D/W — 0,02.

Strop glin zwałowych z tego okresu leży na wysokościach od 45 (otw. 61) do ponad 130 m n.p.m. w sondach wykonanych w rejonie Linówka. W odkrywkach w Mokrzyicy i Chociwlu obserwuje się nagromadzenia otoczków i pojedyncze głazy narzutowe o średnicy ponad 2 m leżące pod utworami sandrowymi, co wskazuje na niszczenie utworów morenowych.

P i a s k i o r a z p i a s k i z e ż w i r e m w o d n o l o d o w c o w e (międzyglinowe) rozdzielają gliny zwałowe ze zlodowacenia Wisły i jedynie lokalnie w Barzkowicach (otw. 58 i 59) zalegają bezpośrednio na osadach neogeńskich. Mają one niewielką miąższość od 1 do 4 m, a jedynie w Barzkowicach (otw. 54) — 12 m. Przeważają piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami piasków średnio- i gruboziarnistych, często z większą lub mniejszą domieszką żwirów w części spągowej. Są barwy szarej, szarozółtej i żółtobrunatnej. W Linówku (otw. 38) na głębokości 2,2–28,0 m zalega seria

słabo i średnio wysortowanych ciemnoszarych i szarych piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów z piaskami drobnoziarnistymi w stropie. Udział kwarcu we frakcji 1–0,5 mm dochodzi do 75%. Na resztę składają się okruchy skał krystalicznych, wapieni północnych oraz mułowce i lidyty. Przeważają ziarna kwarcu o powierzchni pośredniej, a ziarn matowych jest więcej niż błyszczących. Współczynnik obtoczenia R wynosi 1,03–0,49, średnio 0,65. We frakcji ciężkiej najliczniejsze są granaty (39%) i amfibole (28%), a następnie pirokseny (10%) i biotyt (9%). Podobny skład mają utwory wodnolodowcowe z głębokości 6–21 m (otw. 34). Strop opisanych osadów w zależności od morfologii terenu leży w Barzkowicach (otw. 59) na wysokości 43,6, a w Linówku (otw. 38) na wysokości 133,2 m n.p.m. W rejonie Lisowa tworzą one niewielką wychodnię położoną na rzędnej 84 m n.p.m.

G l i n y z w a ł o w e (górne) występują na większości obszaru wysoczyzny morenowej. Lokalnie brakuje ich w rynnach lodowcowych i na terenach sandrowych, skąd zostały erozyjnie usunięte. Na obszarze wału bobrownickiego leżą one dyskordantnie na starych strukturach glaciektonicznych. Zwykle w sondach i otworach wiertniczych ich miąższość nie przekracza 4 m. Mają one zabarwienie jasnobrązowe, brązowe i brązowszare, w spągu niekiedy szare. Są mocno zapiaszczone i w stropie przeważnie odwapnione. Lokalnie gliny te przechodzą w piaski silnie zaglinione. W Dłusku (otw. 15) są to żółte, silnie zapiaszczone gliny z otoczkami o miąższości 10,7 m.

Analiza składu petrograficznego tych glin z otworów kartograficznych 34 i 38 wykazuje, że udział skał krystalicznych dochodzi do 43%, wapieni paleozoicznych do 38%, dolomitów do 1%, a piaskowców do 5%. W materiale lokalnym dominują białe wapienie (do 13%) i piaskowce (2–17%). Współczynniki petrograficzne dla glin z otworu 108 wynoszą: O/K — 1,20, K/W — 0,97, A/B — 0,92, D/W — 0,03.

P i a s k i , p i a s k i z e żwirami i g ł a z i k a m i m o r e n c z o ł o w y c h o r a z g l i n y p i a s z c z y s t e i p i a s k i g l i n i a s t e z g ł a z i k a m i i g ł a z a m i m o r e n c z o ł o w y c h we wschodniej części obszaru arkusza wyznaczają zasięg czoła lądolodu podczas fazy pomorskiej. Występujące tutaj formy morenowe o wysokości do 35 m należą do lobu Odry. Najwyższym wzniesieniem jest góra Głowacz, której wierzchołek leży na wysokości 179,7 m n.p.m.

Z danych uzyskanych z licznych sond penetracyjnych wynika, że do głębokości 5 m najczęściej występują jasnobrązowe gliny pyłowate ze żwirami. Wraz z głębokością wzrasta domieszka materiału piaszczystego, a otoczaki obserwuje się do 2 m poniżej powierzchni terenu. Często gliny te stopniowo przechodzą w piaski gliniaste z domieszką żwirów. W sporadycznych przypadkach w strefie krawędzi form czołowomorenowych pod cienką warstwą piasków zaglinionych lub glin pyłowatych obserwuje się jasnobrązowe, żółtoszare lub szare piaski różnoziarniste, lokalnie z niewielką domieszką żwirów. Były one eksploatowane w nieczynnym wyrobisku w Dłusku. Na obszarze występowania moren

czołowych liczne są skupiska eratyków, przeważnie w pobliżu kulminacji form oraz pojedyncze głązy narzutowe o średnicy maksymalnie do 3 m.

Piaski ze żwirami pyłowate lodowcowe występują w postaci licznych mniejszych lub większych pokryw na glinach zwałowych, zwłaszcza w południowej części obszaru arkuśza. Są to najczęściej bezstrukturalne piaski różnoziarniste ze żwirami i z pojedynczymi gładzikami i gładzami w stropie, przeciętnie o miąższości 1–2 m, maksymalnie 7 m (sonda na północny zachód od Linówka). Najczęściej są one pyłowate i często przechodzą w gliny zwałowe.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe ozów występują w części południowo-zachodniej terenu w dwóch ciągach wałów ozowych zbudowanych z form o wysokości dochodzącej do 14 m. Budowę wewnętrzną ozów poznano z odsłonień w rejonie Dobrzan, Barzkowic i Marianowa oraz z otworów surowcowych i sond. Są to przemyte piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów, warstwowane skośnie i krzyżowo. Najczęściej przykrywa je warstwa bezstrukturalnych piasków ze żwirami i otoczkami mająca miąższość do 1 m. W rejonie Karkowa, Lisowa i Starzyc ozy pokrywa warstwa glin zwałowych o miąższości od 0,6 do 3,5 m.

Piaski i mułki tarasów kemowych budują formy, które powstawały najczęściej w obrębie rynien subglacialnych. W rejonie wsi Długie, Biała, Szadzko i północnej odnodze jeziora Ińsko wąskie listwy tarasowe o wysokości do 14 m są „przyklejone” do krawędzi wysoczyzny morenowej, a na południe od Dolic powstały w obrzeżeniu niecki wytopiskowej. Formy tarasowe budują dobrze wysortowane piaski drobnoziarniste barwy jasnoszarej lub żółtej, często z wkładkami piasków pyłowatych i mułków piaszczystych. W rynnice jeziora Ińsko w piaskach tarasu obserwuje się zwiększoną domieszkę frakcji grubszej, a na powierzchni terenu spotyka gładziki.

Piaski i piaski pyłowate plateau kemowego wydzielono jedynie na południowym wschodzie omawianego obszaru na styku z arkuszem Choszczno. Według Wiśniowskiego i Piotrowskiego (2002) forma ta powstała po wytopieniu się brył martwego lodu w obniżeniu Jeziora Sierakowskiego. W budowie plateau, podobnie jak w tarasach kemowych, biorą udział jasnoszare piaski pyłowate i drobnoziarniste.

Piaski, mułki, miejscami ze żwirami i gliny zwałowe kemów we wschodniej części obszaru budują wały i wzgórza leżące na zapleczu moren czołowych, których wysokość względna dochodzi do 26 m. Na pozostałym obszarze spotyka się najczęściej niewielkie, pojedyncze pagórki. W większości przypadków kemy budują piaski drobnoziarniste i pyłowate, barwy żółtej i szarżółtej. Lokalnie w ich obrębie obserwuje się laminowane, jasnobrązowe mułki. Na wschód od Sąturyza w ścianie głębokiego na 6 m rozcięcia masywne mułki przechodzą na głębokości 4,5 w mułki piaszczyste z gładzikami o średnicy 0,5 m w partii stropowej. W kulminacjach niektórych

form występują gliny pyłowate, niekiedy mocno zapiaszczone, z pojedynczymi żwirami i głazikami. Gliny ablacyjne o grubości 0,7–3,1 m obserwuje się na kemach w okolicy Sątury i Białej.

Piaski oraz piaski ze żwirami i mułki wodnolodowcowe (górne) wydzielone zostały w formie większych lub mniejszych płatów, które w okolicy Starzyc, Kamiennego Mostu, Linówka i Dobrzan zalegają na wysoczyźnie morenowej do wysokości 115 m n.p.m. Ich genezę należy wiązać z niezorganizowanym przepływem wód roztopowych w obrębie brył martwego lodu. Najczęściej są to żółte i jasnopopielate piaski drobnoziarniste z domieszką pyłów, lokalnie z przewartwieniami popielatych mułków. Sporadycznie spotyka się domieszkę frakcji grubszych, w tym żwirów drobnookruchowych. Miąższość osadów najczęściej nie przekracza 4 m.

Piaski i piaski ze żwirami, miejscami pyłowate wodnomorenowe wydzielone zostały południowej części obszaru na styku z arkuszem Choszczno. Są to przeważnie słabo warstwowane piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, lokalnie pyłowate i zażelazone. Leżą one na glinie zwałowej z fazy pomorskiej, a ich grubość dochodzi w sondach do 3,7 m. Na obszarze arkusza Chociwel osady o podobnej genezie zawierające mniejszą domieszkę żwirów zaliczono do utworów wodnolodowcowych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe wydzielono w północnej części omawianego obszaru od granicy z obszarem arkusza Tucze po rynnę lodowcową jeziora Chociwel, jako poziom sandrowy I. Powierzchnia sandru opada stopniowo ku zachodowi od wysokości 100 w części wschodniej do 80 m n.p.m. na zachodzie. Budują go jasnożółte i popielate piaski średnio- i gruboziarniste, z niewielką domieszką żwirów w spągu. W Chociwlu (otw. 9) poniżej głębokości 5,5 m pod warstwą piasków różnoziarnistych zalegają szare, lekko zaglinione żwiry podścielone glinami zwałowymi. Większą miąższość dochodzącą do 11,4 m utwory sandrowe mają Chociwlu (otw. 8), gdzie prawdopodobnie tworzą jeden wspólny poziom razem z utworami wodnolodowcowymi z fazy leszczyńskiej. Znaczna część sandru sypana była na martwym lodzie, o czym świadczą zagłębienie wytopiskowe z rejonu na północ od Chociwla.

Piaski oraz piaski ze żwirami wodnolodowcowe budują niższy poziom sandrowy położony generalnie w zachodniej części obszaru arkusza. Na północy jego szerokość dochodzi do 6 km i od wyższego poziomu sandrowego oddziela go wąska rynna lodowcowa i krawędź o wysokości 5 m. Powierzchnia tego poziomu zalega średnio na wysokości około 75 m n.p.m. i opada ku południowemu zachodowi. W czynnej żwirowni w Mokrzycy utwory wodnolodowcowe mają miąższość około 5 m i występują bezpośrednio na glinach zwałowych stadiału leszczyńskiego. W stropie obserwuje się warstwę bezstrukturalnych piasków różnoziarnistych o miąższości 1 m. Poniżej występuje seria piaszczysto-żwirowa zbudowana z ławic o grubości 5–20 cm przedzielonych warstwami do 15 cm piasków drobno- i średnioziarnistych. Pomiary przekątnego warstwowania

wskazują na transport materiału z północy. Na terenie żwirowni w otworze 3 mają one największą miąższość — 8,5 m. W okresowo czynnej piaskowni położonej na północ od Chociwła przeważają piaski średnio- i gruboziarniste, a domieszka żwirów jest znacznie mniejsza niż w Mokrzczy. Podścielające gliny zwałowe pojawiają się tutaj na głębokości od 2,5 do 4,0 m. W rejonie wału bobrownickiego materiałem sandru są jasnopopielate piaski drobnoziarniste, których grubość w sondach na ogół przekracza 4 m. W położonym bardziej na wschód obniżeniu wcięty w wysoczyznę morenową w sondach do głębokości 6,5 m obserwuje się popielate piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwirów oraz dobrze przemyte żwiry drobnookruchowe z niewielką domieszką frakcji piaszczystej. W części południowej sandry dolinne łączą się ze sobą tworząc jeden poziom, którego powierzchnia opada od wysokości 75 w rejonie Lisowa do 65 m n.p.m. koło Marianowa i 60 m n.p.m. w rejonie Barzkowic. W tej części sandru występują najczęściej popielate piaski drobnoziarniste i pyłowate o grubość ponad 4 m, które leżą na brązowych glinach zwałowych. W Marianowie (otw. 45) mają one największą miąższość 7,3 oraz 5,2 m w rejonie Barzkowic (otw. 55).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny deluwialne występują w obniżeniach wału bobrownickiego i w dnach suchych dolinek denudacyjnych na zboczach rynien subglacialnych. Najczęściej są to brązowe i brunatne piaski pyłowate lub silnie zapiaszczone gliny. Miąższość ich nie przekracza 3 m.

c. Holocen

Piaski jeziorne wydzielone zostały w północnej odnodze jeziora Insko do wysokości około 1 m nad lustro wody, gdzie ich miąższość dochodzi do 4 m. Są to wapniste, szaroniebieskie piaski drobnoziarniste, przykryte 0,5 m warstwą gleby torfiastej.

Namuły torfiaste występują lokalnie w dnach zagłębień przepływowych i bezodpływowych i największy zasięg mają w rejonie Szadzka. Są barwy czarnej, czasami brunatnej i zawierają domieszkę torfów i piasków. W większości zagłębień mają one niewielką grubość 0,3–0,5 m. W skrajnych przypadkach osiągają miąższość ponad 2,0 dochodząc do 3,5 m koło Bobrownik.

Namuły piaszczyste i piaski zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych wypełniają liczne niewielkie zagłębienia zarówno na obszarze wysoczyzny morenowej, jak i na powierzchniach sandru w miejscach, gdzie nie wkroczyła roślinność. Przeważają silnie wapniste utwory mułkowe i mułkowo-piaszczyste, rzadziej piaski pyłowate i drobnoziarniste o zabarwieniu szarym i brązowobrunatnym, zawierające domieszką detrytusu roślinnego. Miąższość ich w sondach dochodzi do 3 m.

P i a s k i i n a m u ł y d e n d o l i n n y c h wypełniają doliny małych cieków spływających do rynien subglacjalnych. Najczęściej są to piaski drobnoziarniste i mułki piaszczyste. Miejscami mają one szare zabarwienie pochodzące od nagromadzonych szczątków organicznych. Miąższość ich nie przekracza 3 m.

G y t i e na obszarze arkusza Chociwel występują jedynie pod torfami. Są to ilaste gytie organiczne, organiczno-wapienne, organiczno-mineralne i wapienne o zabarwieniu oliwkowym, beżowym, jasnoszarym i szarym. W rynnie subglacjalnej koło Karowa osiągają grubość 6,8 (otw. 1), a w niewielkim zagłębieniu wytopiskowym na wale bobrownickim 8,3 m (otw. 27)

T o r f y w większości przypadków znajdują się w dnach rynien lodowcowych, gdzie w koło Dobrzan (otw. 72) mają największą miąższość — 6,5 m. Na obszarze wysoczyzny morenowej osady biogeniczne wypełniają dna niewielkich zagłębień wytopiskowych i jedynie na północny-wschód od Marianowa tworzą większe torfowisko. Przeważają torfy mszyste, turzycowe, trzcinowo-drzewne i pośrednie o miąższości 1–4 m.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Chociwel leży w centralnej części niecki szczecińskiej zbudowanej z osadów permomezozoicznych (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979). Występuje tutaj kilka długich i wąskich struktur fałdowych o nieregularnym przebiegu, zgodnym z orientacją osi niecki. Synkliny i antykliny przykryte są utworami kredy górnej, które odsłaniają się na powierzchni podkenozoicznej (Jaskowiak, 1961; Bryl i Horn, 1972; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). Duży wpływ na budowę tektoniczną tego obszaru miały przebiegające w kilku etapach procesy związane z halotektoniką, w wyniku których powstały różnego rodzaju struktury wałów i poduszek zbudowanych z soli cechsztyńskich. Ostateczny wpływ na budowę tektoniczną miał ruchy fazy laramijskiej z pogranicza kredy i paleogenu (Dadlez, 1979).

Wyniki prac sejsmicznych opracowane przez Dadleza (1974, 1979) pozwoliły na wyodrębnienie w granicach omawianego obszaru lokalnych elementów strukturalnych. Należy do nich synklina Chociwla, której oś o kierunku NW–SE przebiega środkiem omawianego obszaru. Struktura ta rozdziela antyklinę (strukturę solną) Maszewo–Marianowo na zachodzie od antykliny Ińska na wschodzie. Wymienione struktury tylko częściowo występują w granicach tego obszaru. Wzdłuż wydłużonej struktury poduszkowej Maszewo–Marianowo przebiega strefa dyslokacyjna Goleńców–Krzyż rozdzielająca jednostkę Ińska na północnym-wschodzie od jednostki Stargardu na południowym-zachodzie (Dadlez, 1979).

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej omawianego obszaru wykazuje wyraźny związek z przedstawionymi wyżej strukturami tektonicznymi starszego podłoża, co wpływało na rozwój procesów erozyjnych i glacitektonicznych w plejstocenie. Ukształtowanie powierzchni podczwartorzę-

dowej opracowano na podstawie otworów przewiercających czwartorzęd i danych geofizycznych. Wykorzystano również wyniki sondowań geoelektrycznych wykonanych dla potrzeb arkusza Chociwel wzdłuż linii przekroju wraz reinterpretacją (Farbisz, 2005) mapy grawimetryczno-magnetycznej arkusza Świdwin (Cieśla i in., 1997), mapy teledetekcyjnej liniowych elementów strukturalnych (Doktor i in., 1995), a także mapy grawimetrycznych anomalii z elementami budowy geologicznej utworów przypowierzchniowych z terenu arkusza Gorzów Wielkopolski (Twarogowski, 2003). Na powierzchni tej występują osady oligocenu i miocenu, a jej specyfiką są znaczne deniwelacje dochodzące do ponad 200 m. Najbardziej charakterystycznym elementem jest tutaj rozległa wydłużona depresja glacitektoniczna zajmująca centralną część arkusza, której dno leży na rzędnej około 80–90 p.p.m. (tabl. II). W wyniku późniejszych procesów podlodowcowych obniżenie to zostało przegłębione do głębokości 153 m p.p.m. (otw. 34). W krawędziach tego obniżenia na wysokości około 100 m p. m. zaznaczają się wyraźne stopnie, które następnie łagodnie przechodzą w płaską powierzchnię położoną na poziomie 20 m n.p.m. w rejonie Linówka i około 50 m n.p.m. koło Marianowa, gdzie zaznacza się wpływ wysadu solnego. Jego orientacja nawiązuje do przebiegu strefy dyslokacyjnej Goleńców–Krzyż i powstałego tutaj wysadu solnego Maszewo–Marianowo. Z tymi strukturami tektonicznymi związane są procesy glacitektoniki, których efekty widoczne są w obrębie wału bobrownickiego i na jego południowym przedłużeniu (okolice Barzkowic i Marianowa). Terenowe prace kartograficzne potwierdziły dotychczasowe poglądy, według których miała to być morena wyciśnięcia zbudowana z struktur łuskowych i fałdowych (Karczewski, 1968). W zaburzeniach udział biorą utwory paleogenu i neogenu oraz starszych zlodowaceń. Osie struktur glacitektonicznych mają orientacje zgodną z przebiegiem głównej osi morfologicznej wału bobrownickiego, a ich wergencja wskazuje na naciski idące ze wschodu i północnego wschodu. Powstały one u schyłku zlodowaceń południowopolskich. Druga generacja zaburzeń glacitektonicznych zaznaczająca się po wschodniej stronie wału bobrownickiego powstała podczas zlodowacenia Odry. Nie można wykluczyć, że późniejsze lądolody jeszcze w niewielka stopniu modyfikowały wcześniej powstałe struktury.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Nieckę szczecińską budują permo-mezozoiczne serie skalne powstałe na obszarze rozległego basenu środkowopolskiego. Ewolucja kolejno nakładających się na siebie basenów sedymentacyjnych zależała od regionalnych ruchów epejrogenicznych i eustatycznych zmian poziomu morza. Ważną rolę modelującą odegrały ruchy soli cechsztyńskich. Pod koniec cechsztynu końcowe ruchy orogenezy waryscyjskiej doprowadziły do wycofania się zalewu morskiego. W pstrym piaskowcu odbywała się akumulacja utworów lądowych, głównie iłowców (tab. 5). W recie na omawiany obszar ponownie wkroczył zalew morski, którego maksimum przypadło na wapień muszlowy, kiedy to po-

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne											
System	Oddział	Piętro				Podpiętro										
C	z	w	a	r	o	t	r	z	ę	d	H o l o c e n			Torfy — $t Q_h$	Akumulacja organiczna	
														Gytie — $gy li Q_h$	Akumulacja organiczno-mineralna	
														Piaski i namuły den dolinnych — $pn f Q_h$	Akumulacja rzeczna korytowa i powodziowa	
														Namuły piaszczyste i piaski zagłębień bezodpływowych — $npp Q_h$	Akumulacja osadów mineralnych w zagłębieniach o różnej genezie	
														Namuły torfiaste — $nr Q_h$	Akumulacja organiczno-mineralna	
														Piaski jeziorne — $p li Q_h$	Akumulacja jeziorna	
														Piaski i gliny deluwialne — $pg d Q$	Zmywanie i spłukiwanie materiału po stoku i osadzenie u podnóży krawędzi wysoczyzn	
C	z	w	a	r	o	t	r	z	ę	d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	S t a d i a ł g ó r n y	Piaski, piaski i żwiry wodnolodowcowe — $ppz fg Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa, tworzenie się sandrów
															Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $pz fg Q_{p^4}^{B3}$	
															Piaski i piaski ze żwirami, miejscami pyłowate wodnomorenowe — $ppz fgg Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody roztopowe i soliflukcja przemytego materiału
															Piaski oraz piaski ze żwirami i mulki wodnolodowcowe (górne) — $ppz2 fg Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa w okresie recesji lądolodu
															Piaski, mulki, miejscami ze żwirami i gliny zwałowe kemów — $pm Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w przetainach
															Piaski i piaski pyłowate plateau kemowego — $pppy Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w dużych przetainach
															Piaski i mulki tarasów kemowych — $pm Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody roztopowe pomiędzy lodem martwym, a zboczem rynny
															Piaski, żwiry i gliny zwałowe ozów — $pz Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody lodowcowe w obrębie szczelin lub tuneli pod lodem
															Piaski ze żwirami pyłowate lodowcowe — $pz g Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja moreny ablacyjnej
															Gliny piaszczyste i piaski gliniaste z gładzikami i gładzami moren czołowych — $gp Q_{p^4}^{B3}$	Usypywanie pagórków morenowych przez lądolód i wody roztopowe
															Piaski, piaski ze żwirami i gładziki moren czołowych — $ppz Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja u czoła lądolodu — grawitacja i przez wody roztopowe
															Gliny zwałowe (górne) — $gzw2 Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa
															Piaski oraz piaski ze żwirami wodnolodowcowe (międzyglinowe) — $ppz fg Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa w okresie transgresji lądolodu
															Gliny zwałowe (dolne) — $gzw1 Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa
															Piaski oraz piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $ppz1 fg Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa w okresie transgresji lądolodu

C z w a r t o r z e d		P i e j s t o c e n		Zlodowacenia środkowopolskie		Zlodowacenie Warty			
C z w a r t o r z e d		P i e j s t o c e n		Zlodowacenia południowopolskie		Zlodowacenie Odry			
C z w a r t o r z e d		P i e j s t o c e n		Zlodowacenie Sanu I		Zlodowacenie Odry			
Neogen	Miocen			Mułki piaszczyste i ilaste oraz piaski zastoiskowe — $_{mp}^b Q_{p^2}^S$ Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^S$ Piaski, piaski ze żwirami oraz żwiry i gliny zwałowe moren spiętrzonych — $_{ppz}^{(gw)} Q_{p^2}^S$ Piaski i mułki neogenu i paleogenu w morenach spiętrzonych — $_{pm}^{(gw)} Q_{p^2}^S$				W czasie recesji wypełnianie depresji glacitektonicznej i rynny subglacjalnej osadami zastoiskowymi Akumulacja lodowcowa Glacitektoniczne spiętrzenie osadów kenozoicznych, powstanie depresji glacitektonicznej pogłębionej w wyniku późniejszych procesów subglacjalnych	
Paleogen	Oligocen							Piaski, mułki ilaste i piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego — $_{pmi} M$	Sedymentacja lądowa i brakiczna
K r e d a	Kreda górna							Mułki, mułki ilaste i ility — $_{mmi} OI$	Sedymentacja morska w strefie brzeżnej
	Kreda dolna							Wapienie margliste i organodetrytyczne, iłowce margliste, mułowce margliste, opoki, margle oraz czerty — $_{wme} Cr_3$	Sedymentacja morska
J u r a	Jura górna							Margle, iłowce, mułowce i piaskowce — $_{meic} Cr_1$	
	Jura środkowa							Mułowce i piaskowce — $_{mcpc} J_3$	
	Jura dolna							Mułowce, piaskowce, iłowce, mułowce wapniste i dolomity — $_{mcpc} J_2$	Sedymentacja lądowa
T r i a s	Trias górny	Kajper						Mułowce i piaskowce — $_{mcpc} J_1$	Sedymentacja lądowa i częściowo morska
	Trias środkowy	Wapień muszlowy						Íłowce, piaskowce, mułowce z wkładkami gipsów i anhydrytów, sole kamienne — $_{icpc} T_k$	Sedymentacja morska
	Trias dolny i środkowy	Pstry piaskowiec						Wapienie margliste, faliste i pelityczne oraz margle dolomityczne — $_{wme} T_w$	Sedymentacja lądowa
								Íłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców oraz dolomity — $_{icmc} T_p$	Sedymentacja lądowa

wstała seria utworów węglanowych. Piaszczysto-ilaste osady kajpru i retyku wskazują na stopniowe spłylenie zbiornika sedymentacyjnego. Na przełomie kajpru i retyku miały miejsce intensywne ruchy blokowe podłoża i związane z nimi pierwsze przejawy halotektoniki (Dadlez, 1974).

W jurze dolnej sedymentacja utworów terygeniczych zachodziła już w wysłodzonym zbiorniku. Ponowna transgresja morska miała miejsce w bajosie górnym, ale już w keloweju górnym widoczne było gwałtowne spłylenie zbiornika. Jednocześnie klastyczną akumulację utworów jury środkowej zastąpiła, dominująca w jurze górnej, sedymentacja osadów węglanowych. Stosunkowo płytki zbiornik górnourajski miał swobodne połączenie z basenami sąsiednimi. Sedymentacja osadów neokomu trwała od hoterywu do albu górnego. Ponowna transgresja wystąpiła w kredzie górnej, kiedy to od albu górnego aż po santon miała miejsce sedymentacja osadów węglanowych.

W okresie między mastrychtem górnym a paleocenem górnym, dokonała się zasadnicza przebudowa strukturalna całego kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego. W czasie tym stopniowe ruchy inwersyjne fazy laramijskiej doprowadziły do wyodrębnienia się niecki szczecińskiej z środkowopolskiej bruzdy sedymentacyjnej (Dadlez, 1979). Ponowne ruchy mas solnych doprowadziły do wypiętrzania struktur fałdowych. Jednocześnie wycofał się zalew morski i rozpoczęła intensywna denudacja wynurzonego obszaru. Na przebudowanym strukturalnie i częściowo zdenudowanym kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym rozpoczął się następny — kenozoiczny cykl rozwojowy.

W paleogenie dominowały procesy denudacyjne. W oligocenie na omawiany obszar wkroczyło płytkie morze, a sedymentacja osadów odbywała się przede wszystkim w obniżeniu podłoża mezozoicznego nad synkliną Chociwła. W miocenie w lokalnych bagniskach i zbiornikach śródlądowych z wolno płynącymi rzekami, tworzyły się osady mineralne i organiczne. W okresie od schyłku neogenu po najstarsze zlodowacenie obszar był poddany silnym procesom denudacyjnym. W dalszym ciągu trwały na niedużą skalę procesy halotektoniczne. Na obszarze arkusza nie zostały udokumentowane osady preglacjalne i glacialne ze zlodowacenia Narwi i Nidy. Utwory z tych zlodowaceń wydzielono na obszarze arkusza Tucze (Kurzawa, 2002), ale wydaje się że mogą one być młodsze.

Z transgresją lądolodów podczas zlodowaceń południowopolskich wiązały się zachodzące na znaczną skalę procesy egzaracyjne, które niszczyły nie tylko podłoże podczwartorzędowe, ale i utwory ze starszych zlodowaceń. Ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędu wyraźnie nawiązuje do ukształtowania powierzchni podkenozoicznej na co wcześniej zwrócił uwagę m. in. Kurzawa (1999, 2003). Podczas zlodowacenia Sanu 1 lądolód wkroczył na urozmaiconą morfologicznie powierzchnię, na której zaznaczył się wpływ poduszki solnej Maszewo–Marianowo usytuowanej w strefie dyslokacyjnej Goleniów–Krzyż. W wyniku nacisków idących ze wschodu i północnego wschodu powstały struktury łuskowe i fałdowe wału bobrownickiego zbudowane z utworów paleogenu, neogenu i starszego plejstocenu. Utwory te pochodzą z obszaru depresji glacitektonicznej powstałej na za-

pleczu strefy zaburzeń. U schyłku zlodowaceń południowopolskich na obszarze depresji glacitektonicznej powstała głęboka rynna subglacjalna wcinająca się w dno depresji na głębokość 70–80 m. To nowopowstałe przegłębione obniżenie, jak i sama depresja, zostały następnie wypełnione mięszą serią osadów zastoiskowych. Zarówno głębokość rozcięcia starszego podłoża oraz wysokość do której to obniżenie zostało zasypane nawiązują do obserwacji pochodzących z terenu sąsiedniego arkusza Ińsko (Multan, 2006). Na obszarach położonych bardziej na południe, np. Pojezierza Lubuskiego występują podobne formy, a wiek osadów wypełniających rynny subglacjalne, średnio do poziomu morza, został pośrednio udokumentowany faunistycznie (Winnicki, 2004).

W interglacjale mazowieckim dominowały procesy denudacyjne, które zniszczyły na znacznych obszarach osady starszych zlodowaceń odsłaniając starsze podłoże.

Podczas zlodowaceń środkowopolskich lądolód dwukrotnie wkroczył na omawiany teren. Zachowały się one w postaci odrębnych poziomów glin zwałowych ze zlodowacenia Odry i Warty, którym towarzyszą lokalnie serie utworów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Brak ich tylko w strefie zaburzeń glacitektonicznych w obrębie wału bobrownickiego i na południowym zachodzie, gdzie oddziaływała poduszka solna Maszewo–Marianowo. Ze zlodowaceniem Odry związana jest druga generacja zaburzeń glacitektonicznych, która zaznaczyła się wyraźnie w proksymalnej części wału bobrownickiego. W interglacjale eemskim na niewielką skalę zachodziły procesy denudacyjne, a osadów z tego okresu nie znaleziono.

Lądolód zlodowacenia Wisły w fazie leszczyńskiej i pomorskiej stadiału górnego dwukrotnie wkroczył na obszar arkusza Chociwel. Podczas fazy leszczyńskiej pozostawił on warstwę utworów morenowych i w lokalnych zagłębieniach utwory zastoiskowe i wodnolodowcowe. W fazie pomorskiej po krótkotrwałym ustąpieniu lądolodu miała miejsce ponowna transgresja, którą dokumentują transgresyjne utwory wodnolodowcowe i cienki poziom glin zwałowych. Z postojem czoła lodu na linii maksymalnego jego zasięgu związana jest strefa ablacyjnych moren czołowych w zachodniej części terenu. Deglacjacja na omawianym obszarze miała charakter arealny, o czym świadczą liczne formy akumulacji wodnolodowcowej na powierzchni wysoczyzny morenowej. W początkowym okresie deglacjacji w tunelach i szczelinach lodowych tworzyły się ozy, które na południowym wschodzie obszaru arkusza tworzą dwa charakterystyczne ciągi. Na zapleczu moren czołowych w szczelinach lodu powstały wały kemowe, a w większych przetainach wzgórza kemowe. W otoczeniu rynien lodowcowych formowały się wtedy tarasy kemowe. Lokalnie na obszarze wysoczyzn między bryłami martwego i częściowo na nich powstała cienka pokrywa osadów wodnolodowcowych. W kolejnym etapie deglacjacji na północnym-zachodzie i na zachodzie w strefach dolinnych uformowały się dwa poziomy sandrów, które częściowo sypane były na martwym lodzie, o czym świadczą liczne bezodpływowe

zgałębienia na ich powierzchni. Po ostatecznym wytopieniu się lodu na obszarze wysoczyznowym powstała cienka pokrywa glin zwałowych i piasków lodowcowych.

Na przełomie plejstocenu i holocenu w warunkach klimatu peryglacialnego w zgałębieniach terenu zaczęły się tworzyć osady deluwialne. W rynnach glacialnych i zgałębieniach wytopiskowych zapoczątkowana została trwająca do dzisiaj akumulacja utworów biogenicznych i mineralnych typu torfów i gytii. Pozostałe zgałębienia wypełniły się namułami i piaskami. W holocenie powstała współczesna sieć rzeczna wykorzystująca głównie rynny polodowcowe.

IV. PODSUMOWANIE

Opracowanie niniejsze przedstawia aktualny stan wiedzy o budowie geologicznej obszaru arku-sza Chociwel. Na podstawie prac kartograficznych uściślono i rozwiązano następujące problemy:

— w podłożu czwartorzędu występują utwory neogenu (miocen) i paleogenu (oligocen), które w zachodniej części terenu biorą udział w zaburzeniach glacitektonicznych;

— ustalono budowę geologiczną strefy zaburzeń glacitektonicznych, która w obrębie wału bobrownickiego osiąga wysokość około 70 m p.p.m. oraz udokumentowano kopalną depresję glacitektoniczną na jego przedpolu oraz głęboką rynnę subglacialną powstałą w jej obrębie rozcinającą strop utworów neogenu i paleogenu do wysokości 153 m p.p.m.;

— wiek zaburzeń glacitektonicznych według autora oraz Dobosza i Skawińskiej-Dobosz, (2005) przypada najprawdopodobniej na schyłek zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenie Sanu 1) oraz na zlodowacenie Odry;

— miąższość utworów czwartorzędowych dochodzi do 240,5 m w depresji glacitektonicznej, a na obszarze wysoczyzny morenowej średnio do około 100,0 m;

— odwiercono trzy otwory kartograficzne: Cho/1 — Bobrowniki, Cho/2 — Starzyce i Cho/3 — Linówko i uzyskane materiały poddane kompleksowym badaniom litologiczno-petrograficznym i palinologicznym pozwoliły na ustalenie stratygrafii i wykształcenia litologicznego osadów plejstocenu na obszarze arkusz Chociwel. Wyróżniono tu pięć poziomów morenowych, którym towarzyszyły utwory wodnolodowcowe i zastoiskowe. Skorelowano je ze zlodowaczeniami południowopolskimi (zlodowacenie Sanu 1), środkowopolskimi (zlodowacenie Odry i Warty) oraz zlodowaczeniami północnopolskimi (zlodowacenie Wisły z fazą leszczyńską i pomorską stadiału górnego);

— w rejonie Marianowa i Barzkowic w strefie oddziaływania wysadu solnego aktywnego jeszcze w chwili obecnej występują jedynie utwory zlodowacenia Wisły i miąższość osadów plejstocenu zredukowana jest miejscami do 8 m, na co wcześniej zwracali uwagę Kurzawa (1999) i Piotrowski (1998).

— deglacjacja na obszarze arkusza Chociwel podczas zlodowacenia Wisły w fazie pomorskiej początkowo miała charakter frontalny, a później arealny. Genezy form opisanych na omawianym arkuszu mają związek z wysadami solnymi. Podczas recesji lądolodów strefy wysadów podnosiły się, co sprzyjało powstawaniu naprężeń i szczelin w lodzie, a tym samym przyczyniały się do rozczłonkowania pokrywy lodowej. Przepływ wód roztopowych w szczelinach uformował struktury akumulacji szczelinowej.

W ramach prac kartograficznych nie udało się ostatecznie rozwiązać z braku odsłoneń i materiałów wiertniczych szczegółowej budowy moren czołowych z fazy pomorskiej. Dalszych analiz wymaga problem ustalenia wieku poziomów glin zwałowych w miejscach, gdzie występują miększe kompleksy morenowe z kilku zlodowaceń.

Opracowano
w Przedsiębiorstwie Geologicznym PROXIMA SA
we Wrocławiu
Wrocław, 2006

Państwowy Instytut Geologiczny
Zakład Kartografii Geologicznej
Warszawa

LITERATURA

- Bartkowski T., 1969 — Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski Zachodniej i Północnej). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **23**: 7–34.
- Bartkowski T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Nizinie Polskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **13**, 1: 27–66.
- Bartkowski T., 1972b — Strefa maksymalna stadiała pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej na wybranych przykładach z Pojezierzy Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **25**: 7–32.
- Ber A., Krzyszkowski D., (red.) 2004 — Glacitektonika wybranych obszarów Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **408**: 73–125.
- Bobiński W., 2004 — Mapa geologiczno-gospodarcza Polski w skali: 1: 50 000, ark. Chociwel. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bryl T. Horn., 1972 — Ważniejsze problemy budowy geologicznej niecki szczecińskiej w świetle najnowszych wyników prac geologiczno-geofizycznych. *Prz. Geol.*, **20**, 11: 503–509.
- Butrymowicz N., 1975 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Świdwin, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Butrymowicz N., Nosek M., 1975 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Świdwin, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Butrymowicz N., Nosek M., 1977 — Objasnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Świdwin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Cieśla E., Gientka D., Petecki Z., Staniszevska B., Twarogowski J., Wybraniec S., Żółtowski Z., 1997 — Kompleksowa interpretacja grawimetryczno-magnetyczna Polski Zachodniej. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Ciuk E., 1972 — Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **20**, 11: 498–502.
- Dadlez R., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. W: Budowa geologiczna Polski, **4**, Tektonika, 1 — Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., (red.) 1976 — Perm i mezozoik niecki szczecińskiej. *Pr. Inst. Geol.*, **79**: 112–123.
- Dadlez R., 1979 — Tektonika kompleksu cechsztyńskiego. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, **96**: 108–121.
- Dadlez R. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 543–564.
- Dadlez R., Marek S., 1974 — Polska północno-zachodnia i środkowa. W: Budowa geologiczna Polski **4**, Tektonika 1, Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dobosz T., Skawińska-Dobosz B., 2005 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkuszy Szczegółowej mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 Opracowania specjalne. Badania litologiczno-petrograficzne. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA., Wrocław.
- Dobracki R., Lewandowski J., 2002 — Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego. W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski” Borne Sulino 3–7 września 2002 r.: 93–107.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej 1:200 000, ark.Świdwin. W: Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Duda W., Bochnia N., 1965 — Dokumentacja tymczasowa półszczegółowych badań grawimetrycznych „Synklinorium szczecińskie i mogileńskie”. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Farbisz J., 2005 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Chociwel (231). 1. Badania metodą obrazowania geoelektrycznego 2. Reinterpretacja półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego województwo: zachodniopomorskie. Arch. Przeds. Geol. PROXIMA SA we Wrocławiu.
- Galon R., 1972b — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: Geomorfologia Polski, **2**. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1981 — Wybrane zagadnienia stratygrafii i chronologii Vistulianu w Polsce. *Prz. Geol.*, **29**, 9: 445–452.
- Jańczak J. (red.), 1997 — Atlas jezior Polski. Wyd. Nauk. Bogucki S.C., Poznań.
- Jaskowiak M., 1961 — Budowa geologiczna synklinorium szczecińskiego. *Prz. Geol.*, **9**, 8: 403–411.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976a — Kenozoiczne procesy tektoniczne w niecce szczecińskiej. *Prz. Geol.*, **24**, 10: 580–583.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976b — Wybrane zagadnienia budowy niecki szczecińskiej. *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 403–404.

- Jaskowiak-Schoeneichowa M., (red) 1977 — Profile głębokich otworów wiertniczych. Chociwel IG-1. Inst. Geol., Warszawa. 110 ss.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.* **96**: 178 ss.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**: 91 ss.
- Karczewski A., 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **8**, 3: 105 ss.
- Karczewski A., 1996 — Zróżnicowanie morfo- i litogenetyczne fazy pomorskiej na obszarze Pomorza Zachodniego i Środkowego. *UAM Ser. Geogr.*, **57**: 137–154.
- Karczewski A., 2001 — Marginalna krawędź sedymentacyjna fazy pomorskiej w Storkowie k. Ińska (Pomorze Zachodnie). *Stow. Geomorf. Pol.*, Poznań: 177–187.
- Keilhack K., 1901 — Geologisch-Morphologische Übersichtskarte der Provinz Pommern. 1:500 000. Königl. Preuss. Geol. Landesanst.u. Bergakad., Berlin.
- Keilhack K., 1930 — Geologische Karte der Provinz Pommern, 1:500 000. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Kłysz P., 1990 — Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *UAM. Ser. Geogr.*, **47**, 9. 236 ss.
- Kłysz P., 2001 — Wały lodowo-morenowe na obszarach zlodowaconych współcześnie a moreny ablacyjne plejstoceny stref marginalnych (na przykładzie Pojezierza Drawskiego). *Stow. Geomorf. Pol.*, Poznań: 226–236.
- Kondracki J., 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970a — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3: 539–555.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970b — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Studia Geol. Pol.*, **33**: 93–108.
- Korn J., 1909 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Marienfluss (Marianowo) 1:25 000 Königl. Preuss. Geologischen Landesanstalt, Berlin.
- Kozarski S., 1965 — Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. Poznań. Tow. Przyj. Nauk, *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **5**, 1.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA-10 KA BP). *Dok. Geogr.*, **1**. 82 ss.
- Królikowski C., Petecki Z., 1995 — Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Królikowski C., Twarogowski J., 1991 — Mapa rozkładu gęstości skał występujących nad poziomem morza w Polsce. *Kwart. Geol.*, **35**, 3: 371–382.
- Krygowski B., 1959 — O związkach rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. *UAM Ser. Geogr.*, **2**: 69–84.
- Kurzawa M., 1999 — O zróżnicowaniu pokrywy plejstoceny nad wybranymi formami tektoniki salinarnej nad wybranymi formami tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 489–498.
- Kurzawa M., 2003 — The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quaternary International*, **101–102**: 137–148.

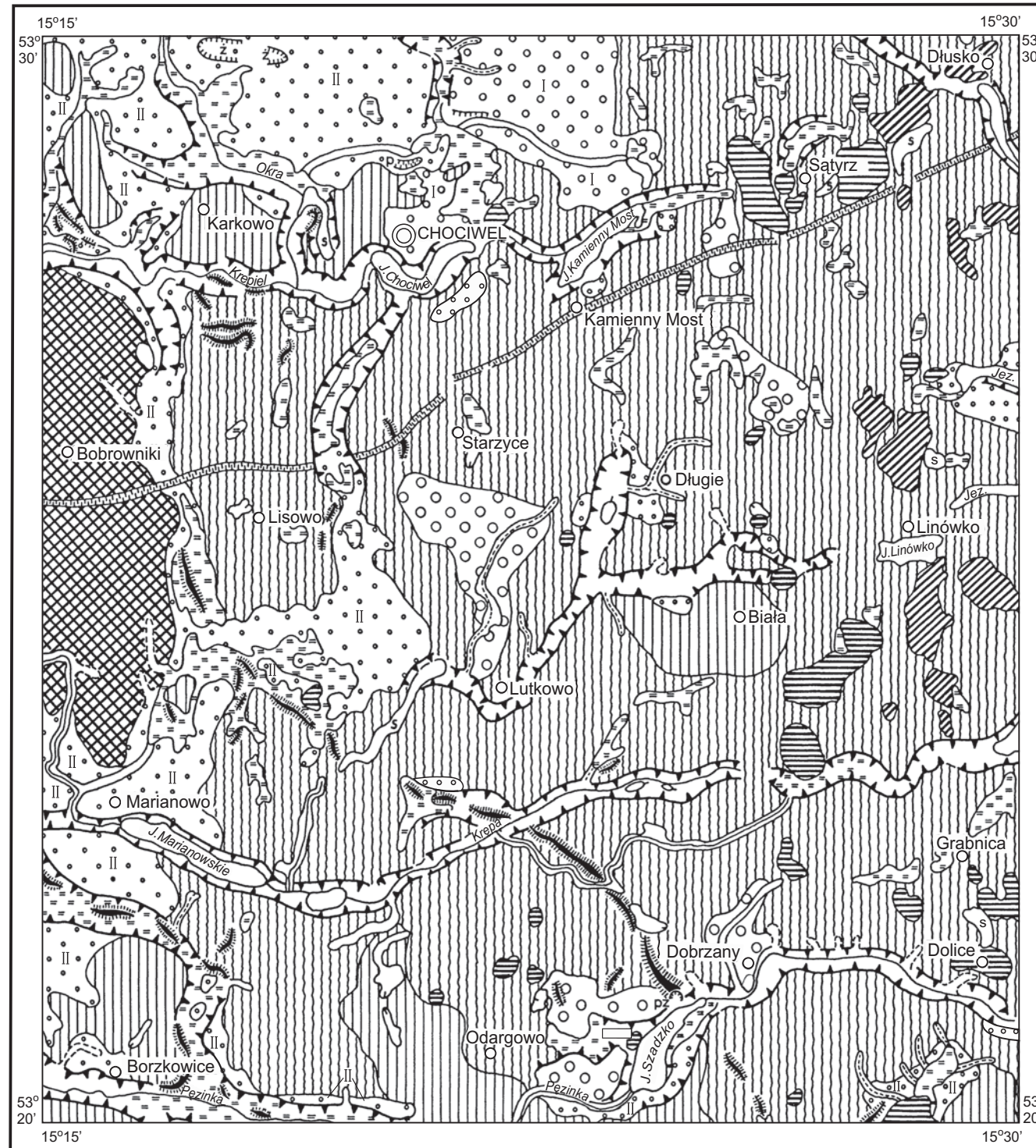
- Kurza w a M., 2002 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Tucze. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Maksiak S., Mróz W. J. 1978 — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **300**: 97–142.
- Matkowska Z., 1983 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 ark. Świdwin. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Moj ski J. E., 1977 — Budowa geologiczna osadów plejstoceńskich w obszarze centralnej części lobu Odry. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 370–371.
- Moj ski J. E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Multan M., 2006 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Ińsko. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Multan M., Winnicki J., 2001 — Projekt prac geologicznych dla opracowania arkuszy: Chociwel (231), Ińsko (232) Konotop (233) SMGP 1:50 000. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Pasie rbski M., 1984 — Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. UMK, Toruń.
- Picard E., 1905 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Schönebeck in Pommern (Dzwonowo) 1:25 000 Königl. Preuss. Geologischen Landesanstalt, Berlin.
- 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., 1996 — Wpływ zróżnicowanego naprężenia strefy krawędziowej lądolodu na migracje soli. W: Mat. III Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski. Komisja Badań Czwartorzędu PAN, Kraków.
- Piwocki M, Badura J., Przybylski B., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. W: Budowa geologiczna Polski, **1**. Stratygrafia, 3a (red. Peryt, Piwocki) Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziembńska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Pożaryski W., (red.) 1974 — Niż Polski. W: Budowa geologiczna Polski, **4**. Tektonika, 1. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Roszkówna L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*. **74**: 65–95.
- Różycki S. Z., Tyski S., 1955 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000, arkusz Szczecin, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000, arkusz Szczecin, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Schoeneich K., 1962a — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szczec. Tow. Nauk., Wyd. Nauk Tech.*, **3**, 1: 96 ss.
- Schoeneich K., 1962 — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej w województwie szczecińskim. *Prz. Geol.* **10**, 9: 488–489.
- Sochan A., Piotrowski A., 1996 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Stargard Szczeciński. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sylwestrzak J., 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. *Gdań. Tow. Nauk., Ossolineum*, Wrocław: 161 ss.
- Twarogowski J., 2003 — Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w rejonie bloku Gorzowa w celu rozpoznania budowy utworów przypowierzchniowych. *Prz. Geol.*, **51**, 4: 320–326.

- U b e r n a T., 1974 — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Nizy Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.* **281**: 93–103.
- W a n a t B., 2005 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkusza: Chociwel (231) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (opracowanie specjalne). Badania palinologiczne. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA S A, Wrocław.
- W i n n i c k i J., 2004 — Wpływ środkowopolejstoczeńskich struktur glacitektonicznych i rynien subglacialnych na rzeźbę w północnej części Pojezierza Lubuskiego (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, **52**, 12: 1144–1150.
- W i ś n i o w s k i Z., J e z i e r s k i P., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali: 1: 50 000, arkusz Chociwel. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- W i ś n i o w s k i Z., P i o t r o w s k i A., 2000 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Choszczno. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Z n o s k o J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Chociwel (231)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe:
 - a. przeważnie akumulacyjne
 - b. przeważnie spiętrzone (moreny wyciśnięcia)

Formy wodnolodowcowe

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

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki wysoczyzny
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Dolinki denudacyjne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Żwirownie (Ż), piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P)
- Wcięcia dróg
- Stawy
- Grodziska

Opracował: J. JODŁOWSKI

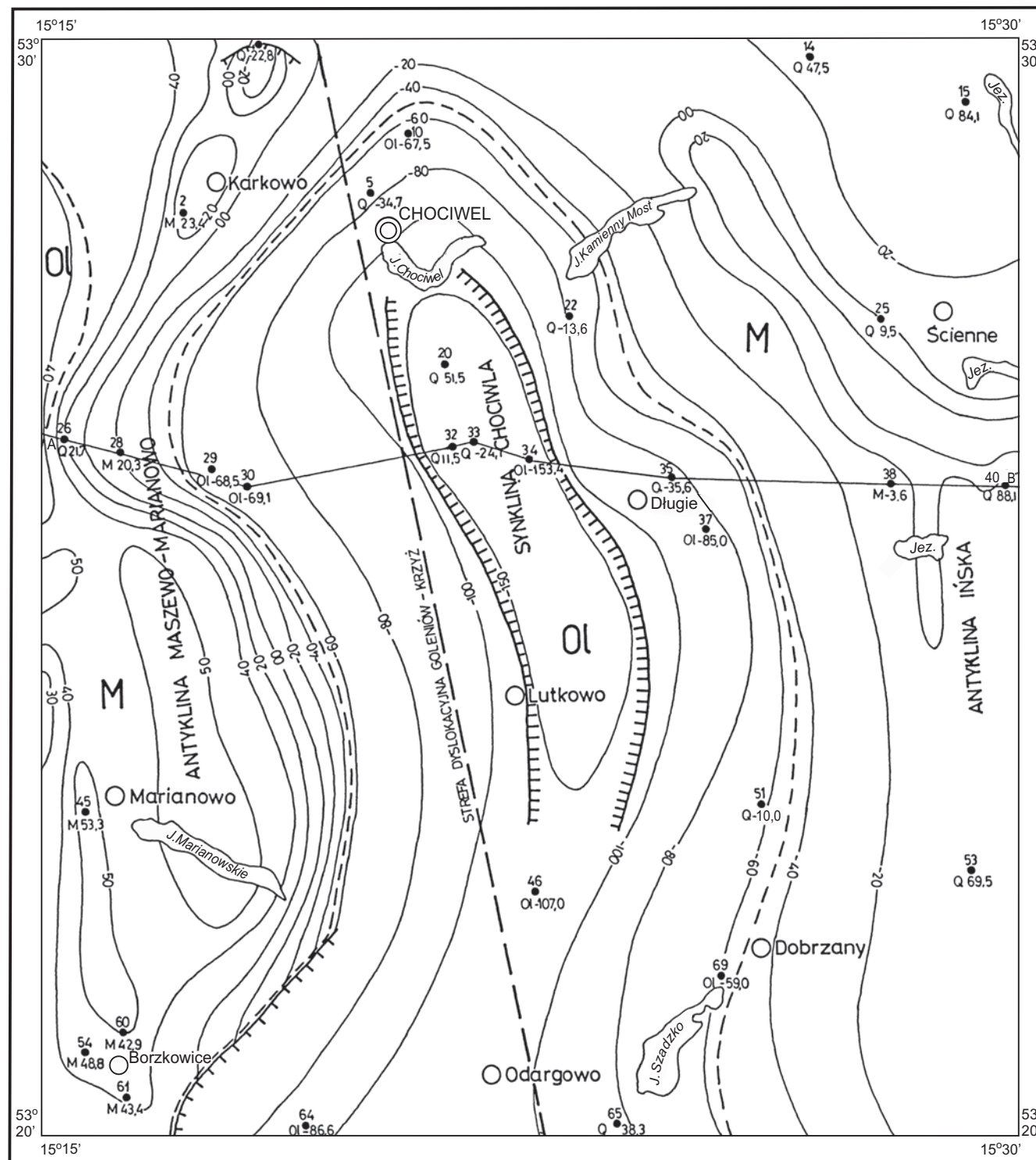
© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2007



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Chociwel (231)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



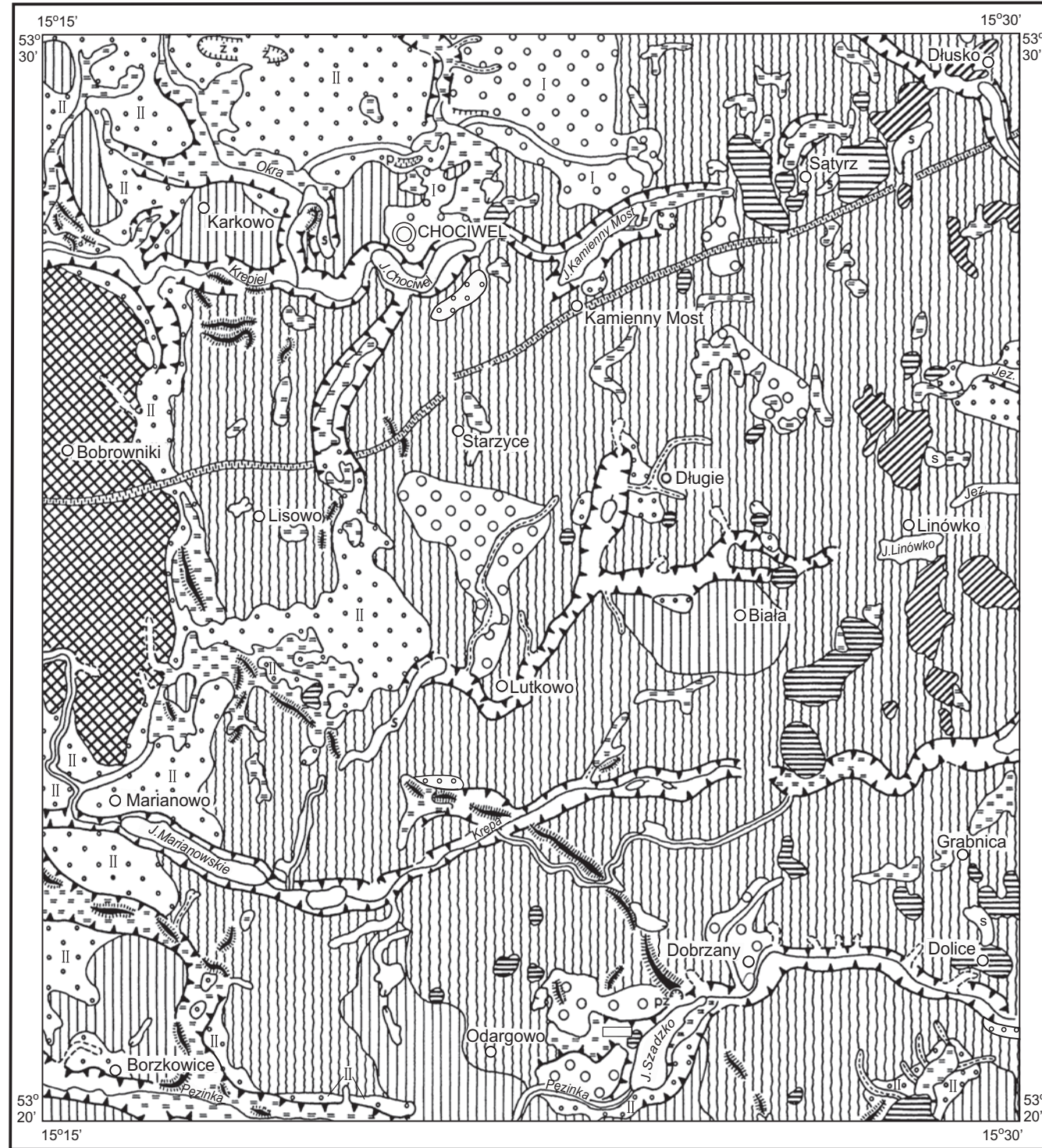
- NEOGEN MIOCEN M Piaski, mułki ilaste i piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego
- PALEOGEN OLIGOCEN OI Mułki, mułki ilaste i ily
- Granice geologiczne
- 20- Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- TTTTT Krawędzie erozyjne
- 26
OI-153,4 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M – miocen, OI – oligocen, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.)
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: J. JODŁOWSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Chociwel (231)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe:
 - a. przeważnie akumulacyjne
 - b. przeważnie spiętrzone (moreny wycięnięcia)

Formy wodnolodowcowe

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

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki wysoczyzny
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Dolinki denudacyjne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

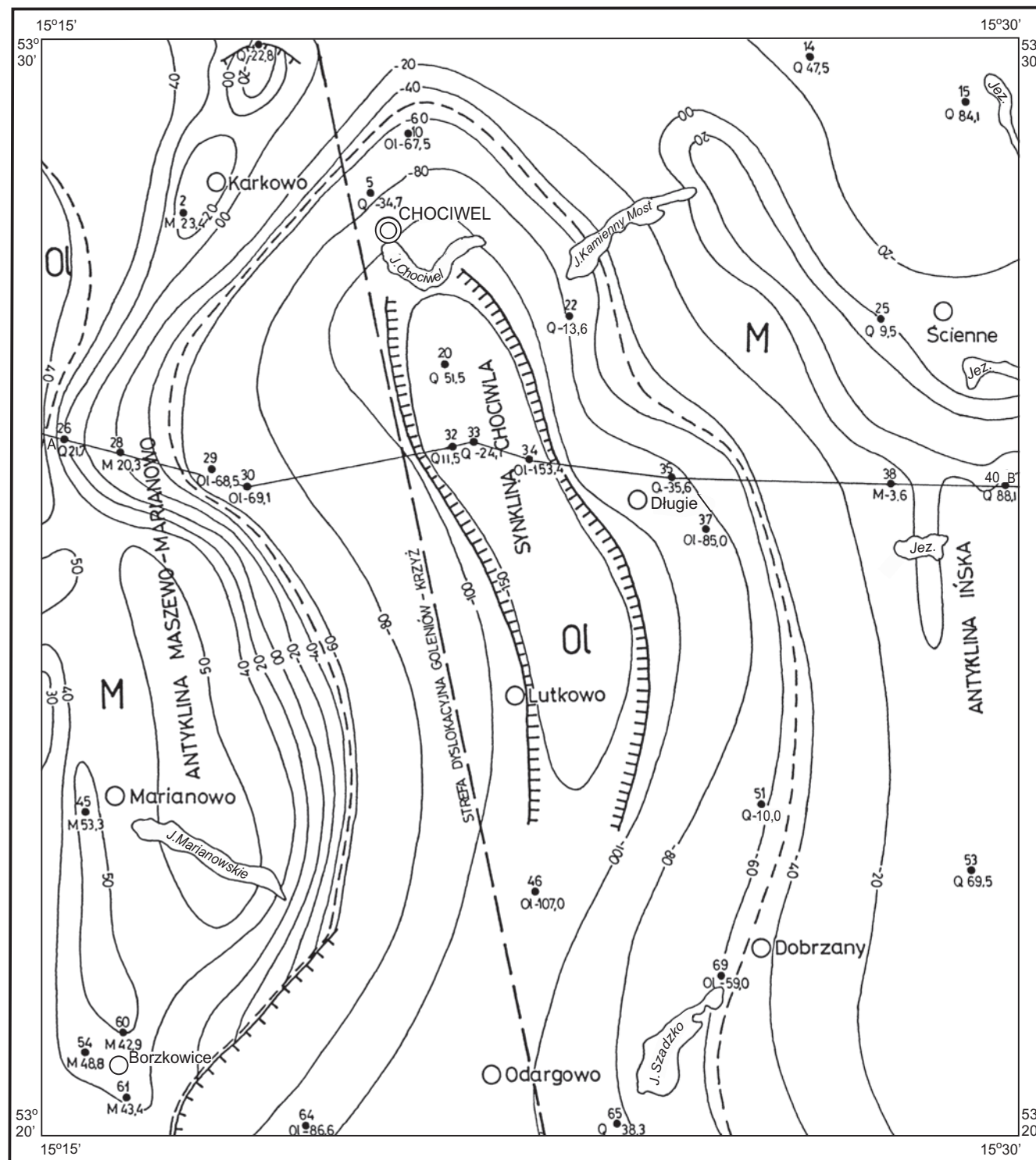
- Żwirownie (Ż), piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P)
- Wcięcia dróg
- Stawy
- Grodziska

Opracował: J. JODŁOWSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Chociwel (231)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- NEOGEN MIOCEN M Piaski, mułki ilaste i piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego
- PALEOGEN OLIGOCEN OI Mułki, mułki ilaste i ily
- Granice geologiczne
- 20- Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- TTTTT Krawędzie erozyjne
- 26
OI-153,4 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M – miocen, OI – oligocen, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.)
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: J. JODŁOWSKI