



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

JAROSŁAW WINNICKI

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Biały Bór (123)
(z 1 fig., 1 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2011

Autor: Jarosław WINNICKI

Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA
ul. Kwidzyńska 71, 51-415 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-832-9

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2011

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	6
III. Budowa geologiczna	9
A. Stratygrafia	9
1. Ordowik	9
2. Devon	9
3. Karbon	9
4. Perm	10
a. Perm górny	10
Cechsztyń	10
5. Trias.	10
a. Trias dolny – środkowy	10
Pstry piaskowiec	10
b. Trias środkowy	10
Wapień muszlowy	10
c. Trias górny	10
Kajper	10
6. Jura	10
a. Jura dolna	10
b. Jura środkowa.	11
c. Jura górna	11
7. Kreda	11
a. Kreda dolna	11
b. Kreda górna	11

8. Paleogen	11
a. Eocen	11
b. Oligocen.	12
9. Neogen	12
a. Miocen	12
10. Czwartorzęd	14
a. Plejstocen	14
Zlodowacenia południowopolskie	14
Zlodowacenie Sanu 1	14
Zlodowacenia środkowopolskie	15
Zlodowacenie Odry	15
Zlodowacenie Warty	16
Zlodowacenia północnopolskie	17
Zlodowacenie Wisły	17
Stadiał górny	17
b. Czwartorzęd nierozdzielony	23
c. Holocen	23
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	24
C. Rozwój budowy geologicznej	26
IV. Podsumowanie	31
Literatura	32

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Arkusz Biały Bór (123) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 powstał na podstawie projektu badań geologicznych zatwierdzonego przez ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa (KOK/9/98) dnia 09.04.1998 r.

Omawiany teren o powierzchni około 305 km² leży na granicy województwa zachodniopomorskiego i pomorskiego i określają go następujące współrzędne geograficzne: 16°45'–17°00' długości geograficznej wschodniej, 53°50'–54°00' szerokości geograficznej północnej. Siedziby urzędów powiatowych znajdują się w Koszalinie (gmina Polanów i Bobolice), Szczecinku (gmina Biały Bór), Człuchowie (gmina Rzeczenica i Koczała) i Bytowie (gmina Miastko).

Na obszarze arkusza Biały Bór dominuje gospodarka leśna. Zwarte kompleksy leśne z przewagą kwaśnej buczyny pomorskiej występują na północy, na terenie wysoczyzny morenowej. Na obszarze sandrów zajmujących wschodnią i zachodnią część terenu rosną lasy sosnowe. Większe tartaki mieszczą się w Białym Borze i Miastku. Poza tym w Białym Borze znajduje się zakład konfekcjonowania torfów wydobywanych w rejonie Kazimierza oraz znana w kraju stadnina ogierów. Przez Biały Bór przebiegają drogi krajowe łączące Słupsk ze Szczecinkiem i Człuchów z Koszalinem oraz linia kolejowa ze Szczecinka do Słupska i Bytowa.

Terenowe prace kartograficzne prowadzone były w latach 2006–2008. Wykonano 606 sond ręcznych i 459 mechanicznych o łącznym metrażu 2620 m oraz opisano 34 odsłonięcia. W archiwach geologicznych w Warszawie, Koszalinie, Słupsku i Wrocławiu zebrano profile ponad 700 wierceń, z czego na mapę dokumentacyjną naniesiono 467 otworów, a na mapę geologiczną 36. Na 1 km² terenu przypada około sześciu punktów dokumentacyjnych.

W rejonie położonym na zachód od Domanicy znaleziono stanowisko kultury przeworskiej z fragmentami naczyń z I–III w. n.e.

W 2007 r. koło Krzeszewa i w Białym Borze wykonano dwa otwory badawcze (kartograficzne) o łącznym metrażu 454 m. Otwór w Białym Borze o głębokości 260 m z przyczyn technicznych nie

osiągnął podłoża podczwartorzędowego. Oprócz tego wzdłuż linii przekroju geologicznego wykonano ciąg sondowań geoelektrycznych (99 SGE), których wyniki wraz z reinterpretacją części materiałów archiwalnych przedstawił Mżyk (2009).

Do najważniejszych publikacji, w których omówiono zagadnienia budowy geologicznej podłoża podkenozoicznego należy praca zbiorowa o wale pomorskim (Raczyńska, red., 1987) poruszająca wiele zagadnień dotyczących tektoniki, stratygrafii i litologii niecki pomorskiej. Tektonika podłoża podpermskiego niecki obszernie przedstawiona została w artykułach Dadleza (1978), Znoski (1974) oraz Pożaryskiego i innych (1982), a tektonika permsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego w artykułach Dadleza (1976, 1983, 1997). Dla obszaru arkusza Biały Bór wykonana została również mapa fotolineamentów satelitarnych w skali 1:200 000 (Doktór, Graniczny, 1990).

W pracach o kenozoiku tej części Pomorza, często o zasięgu regionalnym, najczęściej poruszane są problemy związane z budową piętra czwartorzędowego, głównie ustaleniem zasięgu, rangi nasunięć i oscylacji czoła lądolodu podczas ostatniego zlodowacenia, a także określeniem charakteru deglacjacji. Najważniejszymi są publikacje Sylwestrzaka (1970, 1972, 1973, 1978) dotyczące problematyki geologicznej Pomorza ze schyłku ostatniego glacjału oraz charakterystyki powierzchni podczwartorzędowej. Podobnymi problemami zajmował się również Galon (1967, 1968, 1972) i Galon z Roszkówną (1967) oraz Bartkowski (1969, 1972). Próba korelacji osadów morenowych Pomorza Środkowego jest artykuł Dobrackiego i Lewandowskiego z 2002 r. Wiele nowych danych wnosi arkusz Szczecinek wchodzący w skład Mapy geologicznej Polski 1:200 000 Maksiała i Mróza (1976). Mapa ta wraz z objaśnieniami (Maksiak i inni, 1978) jest pierwszym kompleksowym opracowaniem przedstawiającym geologię tej części Pomorza. Stratygrafię i litologię neogenu i paleogenu omawianej części Niżu Polskiego przedstawiono w pracy zbiorowej pod redakcją Peryta i Piwockiego (2004).

Najwcześniejsze szczegółowe opracowania kartograficzne pochodzą z końca XIX w. i pierwszej połowy XX w. Zachodnią część obszaru pokrywają wykonane przez Keilhacka mapy glebowe w skali 1:25 000. Są to arkusze: Kl. Karzenburg (Sępólno Małe) (1888); Kasimirhof (Kazimierz) (1893) i Sydow (Żydowo) (1896). Keilhack jest także autorem regionalnej mapy geologiczno-morfologicznej i geologicznej Pomorza 1:500 000 (1901, 1930).

Innym istniejącym opracowaniem kartograficznym jest mapa hydrogeologiczna 1:50 000, arkusz Biały Bór wykonana przez Kreczko w 2004 r.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza leży w obrębie Pojezierza Zachodniopomorskiego wchodzącego w skład Pojezierza Południowobałtyckiego (Kondracki, 2002). Północna część terenu należy do Pojezierza Bytowskiego, natomiast bardziej na południe rozciąga się mezoregion Doliny Gwdy i Równiny Charzykowskiej.

Pojezierze Bytowskie jest bardzo mocno zróżnicowaną morfologicznie wysoczyzną morenową falistą (tabl. I) położoną średnio na wysokości około 200 m n.p.m. Tutaj znajdują się najwyższe wzniesienia wchodzące w skład zwartego ciągu morenczołowych akumulacyjnych (Góry Szybskie) wyznaczającego, w zachodniej i środkowej części obszaru arkusza, zasięg fazy pomorskiej. Najwyższe wzniesienie ma wysokość 240,5 m n.p.m. Pojedyncze moreny czołowe lub niewielkie ich skupiska dokumentujące lokalne oscylacje czoła lądolodu w czasie recesji spotyka się również bardziej na północ od pasma głównego. Cechą charakterystyczną pagórów morenowych fazy pomorskiej jest obecność licznych głazów narzutowych występujących pojedynczo lub w skupiskach. Największy z nich ma średnicę ponad 5 m (pagór na zachód od Jeziora Bobięcińskiego Wielkiego). Oprócz wzniesień morenowych, których wysokość względna przekracza nieraz 25 m, spotyka się tutaj również liczne kemy o podobnej wysokości. Z pozytywnymi formami terenowymi związane są liczne zagłębienia bezodpływowe powstałe po martwym lodzie. Obniżenia te najczęściej wypełnione są torfami (równiny torfowe) lub są zajęte przez jeziora.

W morfologii terenu fragmentarycznie zaznaczają się dwie rynny subglacialne. W jednej z nich leży Jezioro Bobięcińskie Wielkie oraz jezioro Przyradź. Dalej na północ ta zorientowana południkowo rynna przechodzi w dolinę Grabowej (dopływ Wieprza). W okolicy Sępólna Wielkiego rynnę zamyka ciąg moren czołowych. Druga podobna forma o kierunku NW–SE ciągnie się od Wołczy Wielkiej po okolice Słosinka, gdzie łączy się z rynną z Równiny Charzykowskiej. W rynnach tej leżą jeziora: Kościelne, Wołczyca, Białynia, Rudnik, Słosineckie Małe i Słosineckie Wielkie. Podobnie jak formę poprzednią lokalnie maskują ją moreny czołowe.

W rejonie Miastka powierzchnia moreny falistej Pojezierza Bytowskiego leży nieco niżej bo około 160–185 m n.p.m. W samym Miastku położone na wysokości 119,5 m n.p.m. dno rynny subglacialnej zajęte jest przez płaską powierzchnię sandru recesyjnego i rozległą równinę torfową. Na terenie Pojezierza Bytowskiego znajdują się najwyższe i najniższe hipsometrycznie położone miejsca, a różnice wysokości przekraczają 120 m.

Dolina Gwdy zajmuje zachodnią część obszaru arkusza. Jest to rozległa, stosunkowo mało urozmaicona równina sandrowa, której powierzchnia opada od wysokości około 190 m n.p.m. koło Sępólna Wielkiego do około 150 m n.p.m. w rejonie na południe od Kazimierza. Należy zwrócić uwagę na fakt, że powierzchnia sandru, zwłaszcza w części południowej, leży nieco niżej aniżeli wysoczyzna morenowa na Równinie Charzykowskiej. Na terenie czynnej żwirów Lafarge znajdującej się na północ od Białego Dworu powstała potężna haldą zbudowana z przepłukanych piasków. Ma ona wysokość ponad 30 m i jest to w chwili obecnej forma mająca największą wysokość względną.

Ważnym elementem morfologicznym tego terenu jest zorientowana południkowo rynna subglacialna między Sępólnem Wielkim a Jeziernikiem. Ma ona głębokość ponad 25 m i w większości zajmują

ją jeziora (okolice Białego Boru). Inna nieco mniejsza rynna glacialna o przebiegu równoleżnikowym, z niewielkimi zbiornikami jeziornymi, znajduje się na wysokości Białego Dworu.

W części południowo-zachodniej obszaru występuje kilka kemów, z których Lisia Góra ma wysokość ponad 30 m. U ich podnóża zachowały się niewielkie fragmenty wysoczyzny morenowej falistej. Poza tym w rejonie położonym między Kazimierzem a Białą znajduje się kilka równin torfowych, niekiedy o powierzchni ponad 100 ha, pociętych siecią głębokich rowów odwadniających.

Od Białego Boru aż do Jeziora Bobięcińskiego Wielkiego (teren Pojezierza Bytowskiego) ciągnie się po zachodniej stronie rynny pas umocnień (Wał Pomorski) wykonany przez Niemców w 1936 r. W jego skład wchodzi 27 schronów bojowych, głębokie rowy przeciwczołgowe oraz transeje o długości kilku kilometrów.

Równina Charzykowska zajmuje wschodnią i środkową część omawianego terenu. Na wschodzie rozciąga się rozległa równina sandrowa położona między Słosinkiem i Miastkiem na północy (wysokość około 180 m n.p.m.) a Brzeziami na południu (około 150 m n.p.m.), gdzie łączy się ona z podobną formą z Doliny Gwdy. Większe zróżnicowanie morfologiczne obserwuje się jedynie na południe od Miastka, gdzie występują zagłębienia po martwych lodach zajęte przez równiny torfowe. W rzeźbie terenu między Słosinkiem i Miastkiem zaznacza się także głęboka rynna lodowcowa z kilkoma jeziorami.

Część zachodnią Równiny Charzykowskiej zajmuje wysoczyzna morenowa falista. Ma ona kształt trójkąta, którego podstawa leży pomiędzy Miłocicami i Kołtkami, a wierzchołek koło miejscowości Brzezie. Powierzchnia wysoczyzny opada stopniowo ku południowi, od wysokości około 190 m n.p.m. na północy do 155 m n.p.m. na południu.

Omawiany teren jest zróżnicowany morfologicznie, szczególnie na kontakcie z Pojezierzem Bytowskim. Występuje tutaj wiele ciągów moren czołowych akumulacyjnych o zróżnicowanej wysokości oraz pojedyncze wzniesienia morenowe dokumentujące lokalne oscylacje czoła lądolodu podczas fazy pomorskiej. Wierzchołek najwyższego wzniesienia (Góra Rozwaliny) na zachód od Węglewa leży 239,1 m n.p.m., a jego wysokość względna przekracza 20 m. Oprócz moren czołowych licznie występują tutaj kemy, które miejscami osiągają wysokość ponad 15 m (okolice Brzezia i Pieniężnicy). Ważnym elementem wyraźnie zaznaczającym się w morfologii terenu są liczne zagłębienia bezodpływowe po martwych lodach mające niekiedy duże powierzchnie (ponad 200 ha na wschód od Trzebieli). W większości przypadków obniżenia te zajmują równiny torfowe. Skupisko wielkich obniżzeń tego typu znajduje się także koło Brzezia, na kontakcie Równiny Charzykowskiej z Doliną Gwdy. W rejonie Miłocic i Grabowa znajdują się korzenie niewielkich sandrów połączonych z równiną sandrową Równiny Charzykowskiej.

Na obszarze arkusza Biały Bór brak jest większych cieków wodnych. Największym jest Studnica przepływająca przez Miastko. Ten lewy dopływ Wieprzy płynie na północ i odwadnia teren Pojezierza

Bytowskiego. Natomiast Czernica, prawy dopływ Gwdy, płynie na południe. Ma ona źródła koło Miłocic w strefie recesyjnych moren czołowych fazy pomorskiej. Przez Biały Bór przepływa Biała, niewielki dopływ Czernicy.

Z licznie występujących jezior największym jest Jezioro Bobięcińskie Wielkie mające powierzchnię 524,6 ha i głębokość 48 m. Innymi ważniejszymi zbiornikami Pojezierza Bytowskiego są jeziora: Kościelne (18 m głębokości) i Wołczyca w Wołczy Wielkiej oraz Iłowatka (rezerwat lobelii o powierzchni 14,7 ha), Wietrzno i Pajerskie w okolicach Cybulina. Na terenie Doliny Gwdy jeziora występują w rynnach subglacialnych w rejonie Białego Boru i Białego Dworu. Do największych należą jeziora: Bielsko (268 ha, 23 m głębokości), Cieszęcino (pow. 102 ha, 50 m głębokości), Łobez i Grębosz. Na Równinie Charzykowskiej największymi są Jezioro Słosineckie Wielkie i Jezioro Słosineckie Małe.

Oprócz tego na terenie arkusza, przede wszystkim w okolicach Miastka, występuje wiele źródeł, niekiedy o znacznych wydajnościach.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Ordowik

Najstarszymi skałami nawierconymi na terenie arkusza Biały Bór są ciemnoszare, okruszcowane pirytem i łowce krzemionkowe z graptolitami, które w otworze 15 (Miłocice-1) mają miąższość ponad 8,4 m.

2. Devon

Mułowce, wapienie, piaskowce, iłowce i dolomity w otworze 15 osiągają miąższość 798,0 m. Devon dolny (głęb. 2382,0–2737,0 m) reprezentowany jest przez różnokolorowe piaskowce i iłowce, z wkładkami dolomitów. Do dewonu środkowego (głęb. 1939,0–2382,0 m) należy seria ciemnoszarych mułowców i wapieni, z przewarstwieniami piaskowców, dolomitów i iłowców. Skały zawierają liczną faunę.

3. Karbon

Iłowce, łupki i wapienie w otworze 30 (Biały Bór 1) mają miąższość ponad 169,3 m. Przeważają czarne i ciemnoszare iłowce, niekiedy z fauną, z wkładkami czarnych łupków i wapieni. W stropie zalegają szare wapienie z iłowcami.

4. Perm

a. Perm górny

Cechsztyn

Anhydryty i dolomity w otworze 16 mają miąższość 325 m. W skład serii utworów morskich wchodzi szare i jasnoszare anhydryty oraz beżowe dolomity z przerostami mułowców, soli kamiennych, rzadziej iłowców. W samym spągu występuje charakterystyczny poziom zlepieńców wapienno-dolomitycznych.

5. Trias

a. Trias dolny–środkowy

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny i środkowy reprezentowany jest przez serię brunatnoczekoladowych i pstrych iłowców i mułowców z przewarstwieniami piaskowców i wapieni, a ret przez szarozielone i brunatnoczerwone iłowce i mułowce oraz pstre piaskowce i okruszczowane siarczkami wapienie dolomityczne. W otworze 15 utwory pstrego piaskowca mają miąższość 575 m.

b. Trias środkowy

Wapień muszlowy

W otworze 16 utwory wapienia muszlowego mają miąższość 51,5 m. Przeważają szare dolomity i margle ze zwęgleniami i z przerostami wapieni, rzadziej piaskowców i mułowców.

c. Trias górny

Kajper

Kajper reprezentuje seria iłowców z piaskowcami i mułowcami oraz wkładkami dolomitów i gipsów. Sedymentację triasową kończy seria pstrych iłowców retyckich. W otworze 27 utwory kajpru mają grubość 202 m.

6. Jura

a. Jura dolna

W większości głębokich wierceń surowcowych seria skał z jury dolnej (liasu) ma niewielką miąższość dochodzącą do 38 m w otworze 16 i jedynie w otworze 21 (Biały Bór 4) osiąga 1046 m. Występują tutaj piaskowce zawierające przewarstwienia węgla brunatnego i piasków kwarcowych, iłowce miejscami zlustrowane oraz mułowce.

b. Jura środkowa

W otworze 21 utwory jury środkowej (doggeru) mają miąższość 194 m. Przeważają ciemnoszare iłowce i mułowce z licznymi blaszkami muskowitu, konkrecjami pirytowymi i fauną małży oraz piaskowce zawierające lokalnie wkładki węgla brunatnego.

c. Jura górna

Do jury górnej (malmu) zaliczona została seria utworów morskich mających w otworze 21 miąższość 240 m. Jest ona zbudowana z wapieni oolitycznych i rafowych z iłowcami zawierającymi konkrecje pirytowe.

7. Kreda

a. Kreda dolna

W kredzie dolnej dominują piaskowce z muskowitem i pirytem zawierające przewarstwienia iłowców i mułowców, niekiedy z syderytem oraz iłów. W otworze 21 mają one miąższość 106,5 m.

b. Kreda górna

W otworze 27 (Biały Bór 7) utwory z kredy górnej mają grubość 651 m. Przeważają mułowce niekiedy z fauną inoceramową i margle z glaukonitem, z wkładkami mułowców i piasków kwarcowych ze żwirami i okruchami fosforytowo-glaukonitowymi.

8. Paleogen

Utwory paleogenu i neogenu na obszarze arkusza Biały Bór zostały opisane jedynie w pięciu otworach. Najważniejszymi z nich są dwa otwory badawcze za węglem brunatnym: otwór 17 (Domanice 4/G) i otwór 19 (Domanice 3/G) oraz otwór kartograficzny 2. Dwa pozostałe (otw. 4 i 7) są studniami głębinowymi wykonanymi na terenie Miastka.

a. Eocen

Piaski glaukonitowe w otworze 19 występują na głębokości 332,1–337,0 m. Są to piaski kwarcowe drobnoziarniste brunatnozielone, w spągu z domieszką żwirów kwarcowych, litytowych i krzemienno-wapiennych o średnicy okruchów do 3 cm. Najprawdopodobniej należą one do najwyższego ogniwa formacji pomorskiej dobrze rozwiniętej w tej części Polski (Nosek, 1970; Piwocki, 2004).

b. Oligocen

Mułki i piaski oligoceńskie w otworze 19 mają miąższość ponad 74,1 m. W otworach 17 i 19 występują szare, szarozielone i brunatne mułki laminowane z przewarstwieniami i soczewkami kwarcowych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych. Utwory piaszczyste przeważnie zawierają domieszkę glaukonitu i muskowitu, a sporadycznie żwirików. Należą one prawdopodobnie do formacji czempińskiej i mosińskiej górnej doskonale rozwiniętej w rejonie Sławna, Szczecinka, Bobolic i Tucholi (Piwocki, 2004).

9. Neogen

a. Miocen

Piaski i mułki w otworze 19 osiągają miąższość 121,3 m. Do miocenu zaliczona została seria szarych, ciemnoszarych i brunatnych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych z wkładkami brunatnych mułków i miejscami ilów. Utwory piaszczyste na ogół zawierają domieszkę pyłu węglowego, muskowitu i drobne okruchy ksylitów. Węgiel brunatny występuje rzadko, najczęściej w postaci kilkunastocentymetrowych warstewek i jedynie w otworze 7 w Miastku pokład ma grubość 2,5 m. Biorąc pod uwagę wykształcenie litologiczne i pozycję w profilu geologicznym wydaje się, że opisane wyżej utwory mogą należeć do formacji gorzowskiej i krajeńskiej (Piwocki i inni, 2004).

W otworze kartograficznym 2 podłoże plejstocenu nawiercone zostało prawdopodobnie na wysokości 41,7 m n.p.m. (fig. 1). Występują tutaj jasnoszare piaski drobnoziarniste z warstewką jasnych mułków z muskowitem w stropie (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). Osady są średnio wysortowane ($\sigma_1 = 0,70$) i prawie bezwapniste (0,3%). Frakcję 1,0-0,5 mm tworzą ziarna kwarcu, których udział waha się w granicach 95–100%. Pozostałymi składnikami są jasne skalenie, skały krystaliczne oraz pojedyncze piaskowce. Ziarna częściowo obtoczone (64%) dominują nad obtoczonymi (30%), a ich obtoczenie jest dość dobre ($R=0,62$). Kwarc ma najczęściej powierzchnię pośrednią lub błyszczącą, ale dość liczne są także ziarna matowe. W bogatym zespole przezroczystych minerałów ciężkich najliczniejsze są granaty (35%), amfibole (24%) i pirokseny (16%). Wyraźne różnice z wyżejległymi utworami plejstocenu zaznaczają się w zwiększonej domieszce staurolitu (7%) i andaluzytu (4%).

O zaliczeniu opisanych wyżej utworów do neogenu zdecydowało przede wszystkim wykształcenie litologiczne. Na arkuszu Koczała w otworze kartograficznym Koc/3 bardzo podobne osady charakteryzowały się odmiennym składem mineralnym typowym dla neogenu (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009b). Przeważał tam dysten, staurolit i andaluzyt (12-13%), przy niskim udziale amfiboli (5%). Dlatego wydaje się bardzo prawdopodobne, że piaski i mułki z otworu 2 są rzeczonymi utworami neogeńskim o nietypowym składzie mineralnym, osadzonymi przez rzeki należące do bałtyckiego systemu rzeczno- (Bijlsma, 1981; Czerwonka, Krzyszkowski, 2001). Na terenie arkusza Czarne podobne osady rzeczne

zaliczone zostały do miocenu i mogą być odpowiednikiem utworów formacji gozdnickiej z przedpola Sudetów (Złonkiewicz, 2009).

10. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe występują na powierzchni całego arkusza Biały Bór. Średnia grubość pokrywy osadowej z tego okresu waha się w granicach 110–130 m i jedynie w strefach rynien subglacialnych osiąga ekstremalne miąższości przekraczające 260 m (otw. 24 w Białym Borze).

Na obszarze arkusza Biały Bór określenie wieku osadów plejstoceniowych na podstawie kryteriów litostratygraficznych jest zadaniem trudnym. Wiąże się to przede wszystkim z tym, że glin zwałowych w otworach kartograficznych było niewiele, miały niewielkie miąższości i charakteryzowały się dużą zmiennością składu petrograficznego. Zestawienie regionalne wyników analiz petrograficznych dla glin Pomorza Środkowego wykazało, że utwory morenowe pochodzące z różnych okresów glacialnych o różnej randze niejednokrotnie zawierają podobne asocjacje skalne (Dobrcki, Lewandowski, 2002).

Stratygrafię osadów czwartorzędowych opracowano na podstawie analizy archiwalnych materiałów wiertniczych oraz na wynikach analiz laboratoryjnych próbek pobranych z otworów kartograficznych (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). Wydzielenie na omawianym terenie osadów trzech zlodowaceń nawiązuje ogólnie do schematu stratygraficznego przyjętego dla arkusza Szczecinek Mapy geologicznej Polski 1:200 000 (Maksiak i inni, 1978).

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Na obszarze arkusza Biały Bór utwory zlodowaceń południowopolskich zostały stwierdzone jedynie w głębokich rynnach subglacialnych. Na pozostałym obszarze zostały one prawdopodobnie całkowicie usunięte, głównie przez procesy egzarycyjne związane z nasuwaniem się lądolodów w czasie zlodowaceń środkowopolskich. Do podobnych wniosków doszli autorzy innych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 wykonanych w tej części Pomorza. Dotyczy to m.in. arkusza Tychowo (Kwapisz, 2007), Wyszewo (Jodłowski, 2009) i Koczała (Multan, 2009). Na obszarze arkusza Bobolice utwory zlodowaceń południowopolskich występują jedynie w strefach zaburzeń glacitektonicznych (Marszałek, Szymański, 2005).

Zlodowacenie Sanu 1

Utwory wypełniające rynny na obszarze arkusza zostały zaliczone do zlodowacenia Sanu 1. Podstawą takiego rozwiązania były ustalenia przyjęte przy opracowywaniu arkuszy w rejonie Drawska Pomorskiego i Ińska, gdzie tego typu doliny zostały szczegółowo opracowane (m.in. Winnicki, 2007).

Piaski, piaski ze żwirami i bruk ryńien subglacjalnych znane są z kilku otworów. Najpełniejszy profil pochodzi z otworu kartograficznego 24 wykonanego w Białym Borze, w którym na wysokości 16,0 m n.p.m. natrafiono na serię utworów rynnowych o miąższości ponad 96 m, złożoną w przewodzie z szarych i szarobrunatnych piasków drobno- i różnoziarnistych ze zmienną domieszką żwirków i drobnookruchowych żwirów. W spagu osady są miejscami zaglinione i zawierają większą domieszkę żwirów różnookruchowych. W samym dnie otworu natrafiono na otoczaki i prawdopodobnie głązy (bruk morenowy?), które uniemożliwiły przewiercenie całej tej serii.

Badania laboratoryjne utworów rynnowych wykazały ich słabe wysortowanie (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). W piaskach przeważa frakcja średnioziarnista, przy czym ku spagowi wzrasta zarówno średnica ziaren piasku, jak i domieszka żwirów. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone ($R=0,95-1,29$, średnio 1,09), a udział ziaren częściowo obtoczonych wynosi 62%, ostrokrawędzistych — 21% i obtoczonych — 17%. We frakcji 1,0–0,5 mm obok kwarcu (85% frakcji) licznie występują fragmenty skał krystalicznych i paleozoiczne wapienie. Skład przezroczystych minerałów ciężkich jest typowy dla osadów pochodzenia glacialnego: granaty — 37%, amfibole — 29%, pirokseny — 14% i grupa epidotu — 7%.

Zlodowacenia środkowopolskie

Na podstawie analizy archiwalnych materiałów wiertniczych na obszarze arkusza Biały Bór wydzielono utwory ze zlodowaceń Odry i Warty. Osady starszego zlodowacenia zachowały się przeważnie w lokalnych zagłębieniach w stropie neogenu. Z kolei utwory zlodowacenia Warty występują na całym omawianym obszarze i osiągają miąższość dochodzącą do 60 m.

Zlodowacenie Odry

Mułki i piaski zastoiskowe. Utwory zastoiskowe zlodowacenia Odry dokumentuje jedynie otwór 24 wykonany w rynnie subglacjalnej w Białym Borze, gdzie na wysokości 40 m n.p.m. nawiercono szare mułki ilaste grubo- i drobnolaminowane z dropstonami i z cienką warstewką glin zwałowych w stropie. Niżej występują szare piaski bardzo drobnoziarniste z wkładkami ciemnoszarych, masywnych mułków piaszczystych. Miąższość całej serii wynosi 24,3 m. W zespole minerałów ciężkich najwięcej jest amfiboli (40%), granatów (23%), epidotu (9%) i piroksenów (8%), a współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu wynosi 0,85 (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a).

Gliny zwałowe znane są z kilku otworów wiertniczych, w których zalegają na ogół na utworach miocenkich. Są to szare lub ciemnoszare piaszczyste i pyłowate gliny zwałowe z głazami narzutowymi o średnicy do 3,5 m (blok iłowca w otworze 7 w Miastku). W Miastku zalegają one od wysokości 28 m n.p.m. (otw. 7) do 82 m n.p.m. w otworze 4, gdzie też osiągają największą miąższość 25,2 m. W pozostałych otworach ich grubość nie przekracza 7 m.

W otworach kartograficznych gliny zlodowacenia Odry charakteryzują się (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a) niewielką przewagą skał krystalicznych (44–50%) nad wapieniami paleozoicznymi (35–39%) i niewielką zawartością dolomitów (0–0,6%). W materiale lokalnym (11–19%) przeważają miękkie, białe wapienie (6%) oraz jasne piaskowce (6–9%). Średnie wartości współczynników petrograficznych¹ przedstawiają się następująco: O/K=0,78; K/W=1,29; A/B=0,78; D/W=0,00 (otw. 2) oraz O/K=0,85; K/W=1,25; A/B=0,80; D/W=0,02 (otw. 24). Wapniistość glin jest zmienna, od 5% do 13%.

Zlodowacenie Warty

Mułki i piaski pyłowate zastoi skowe opisane zostały jedynie w rynnach subglacialnych, m.in. w Miastku i Białym Borze. W Miastku, w otworze 7, szare i ciemnoszare mułki warwowe o miąższości 39,5 m nawiercono na wysokości 67,5 m n.p.m. W Białym Borze, w otworze 24, seria ciemnoszarych mułków warwowych z piaskami pyłowatymi w stropie leży 66,0 m n.p.m. i ma grubość 21,6 m. Mają one większą domieszkę frakcji piaszczystej i żwirowej, a miejscami obserwuje się gniazda utworów przypominających gliny zwałowe oraz struktury spływowe. W porównaniu z utworami zlodowacenia Odry ziarna kwarcu są gorzej obtoczone ($R=0,93$) (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). W zespole minerałów ciężkich dominują amfibole (36%) i granaty (23%) nad epidotem (15%) i piroksenami (9%).

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe na obszarze arkusza występują na ogół na wysokościach 100–120 m n.p.m. Przeważają piaski drobno- i średnioziarniste, o zabarwieniu szarym i żółtoszarym, zawierające zmienną domieszkę drobnookruchowych żwirów i żwirków. Lokalnie spotyka się przewarstwienia piasków pyłowatych. Seria utworów wodnolodowcowych osiąga znaczne miąższości dochodzące do 61,7 m w otworze 2 i nie wykluczone, że w rynnach subglacialnych mogą być one większe. Strop serii leży na wysokości od 122,0 m n.p.m. w otworze 19 do 99,0 m n.p.m. w otworze 24.

W otworze 2 seria utworów wodnolodowcowych była deponowana w dwóch cyklach sedymentacyjnych (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). W cyklu dolnym (od spągu do głębokości 134 m) zaznacza się spadek średnicy ziaren połączony z poprawą wysortowania ($\sigma_1=1,88-0,55$). Stopień obtoczenia ziaren kwarcu $R=0,81$ jest tutaj lepszy aniżeli w cyklu górnym ($R=0,94$). Powyżej głębokości 134 m średnica ziaren rośnie, ale jednocześnie pogarsza się wysortowanie osadów ($\sigma_1=0,59-1,35$). W dolnym cyklu amfibole (33%) lekko przeważają nad granatami, podczas gdy w górnym udział amfiboli jest niższy (28%) aniżeli granatów (33%). W obu cyklach znaczna jest domieszka piroksenów (15 i 16%) i epidotu (7 i 8%).

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

Gliny zwałowe najczęściej leżą na zbliżonych wysokościach, około 110–130 m n.p.m. Jedynie na terenie Pojezierza Bytowskiego w strefie tzw. garbu pojeziernego występują na wysokościach od 154,0 m n.p.m. w otworze 1 w Cybulinie do 82,0 m n.p.m. w otworze 6 w Miastku. Tam też w obrębie glin spotyka się niekiedy dość mięszce warstwy utworów wodnolodowcowych. Przykładem jest m.in. otwór kartograficzny 2, w którym grubość przerostów piaszczysto-żwirowych wskazujących na oscylacje czoła lądolodu przekracza 10 m. W otworze 1 gliny zwałowe mają miąższość 74,5 m i najprawdopodobniej razem z utworami zlodowacenia Odry tworzą jeden kompleks glacialny wypełniający rynnę subglacialną. W Miastku, w otworze 4 mają one grubość 42 m. Najczęściej są to szare i ciemnoszare gliny piaszczyste lub pyłowate z licznymi głazami, które w otworze 7 miały średnicę 4 m (piaskowiec arkozowy).

Gliny zwałowe zlodowacenia Warty w otworze kartograficznym 2 występują w kilku cienkich poziomach rozdzielonych osadami wodnolodowcowymi. Ich skład petrograficzny jest niestabilny zarówno w materiale skandynawskim, jak i lokalnym (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a), co znalazło odzwierciedlenie w dużym rozrzucie średnich współczynników petrograficznych: $O/K=0,63-1,35$; $K/W=0,77-1,67$; $A/B=0,58-1,28$; $D/W=0,06-0,19$. W porównaniu z glinami ze zlodowacenia Odry są one bardziej wapniste (10,7–18,7%).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Całą powierzchnię arkusza Biały Bór pokrywają osady ostatniego zlodowacenia oraz holocenu, z przewagą utworów pochodzących z fazy pomorskiej. Lokalnie zachowały się kemy z resztkami moreny dennej ze schyłku fazy leszczyńskiej. Obie fazy oddzielał wystarczająco długi okres czasu, podczas którego w znacznym stopniu usunięta została starsza pokrywa lodowa.

Stadiał górny

Mułki i iły zastoiskowe z transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły (fazy leszczyńskiej) zachowały się lokalnie w rynnach subglacialnych w Miastku i Białym Borze. W Miastku beżowoszarze mułki w otworze 7 mają grubość 15 m, a ich strop leży na wysokości 106 m n.p.m., podczas gdy w Białym Borze w otworze kartograficznym 24 szare i ciemnoszare mułki i iły warwowe o miąższości 13,6 m znajdują się na rzędnej około 112 m n.p.m. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone $R=0,96$ (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). W zespole minerałów ciężkich, podobnie jak i w starszych utworach o tej genezie, dominują amfibole (35%), granaty (27%), pirokseny (11%) i epidot (9%).

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) w otworze 19 koło Domanic mają największą miąższość — 41 m. Strop tej serii na obszarze Równiny Charzykowskiej i Doliny Gwdy zalega średnio 140–150 m n.p.m. Większe różnice obserwuje się na terenie Pojezierza Bytowskiego, gdzie leży on od wysokości 89 m n.p.m. w otworze 6 w Miastku do 182 m n.p.m. w otwo-

rze 2 w Krzeszewie. Najczęściej są to mocno wapniste piaski różnoziarniste zawierające zmienną, nieraz znaczną, domieszkę żwirków i drobnookruchowych żwirów. Osady mają barwę szarą, jasnoszarą i szarobrunatną.

W otworze 2 w utworach wodnolodowcowych udział granatów dochodzi do 41%, a amfiboli do 24% (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). Obtoczenie ziaren kwarcu jest dość słabe ($R=1,17-0,98$), przy czym dominują ziarna częściowo obtoczone (60-62%), a proporcje dwóch pozostałych klas są zbliżone. Dość liczne są okruchy skał krystalicznych. W otworze 24 domieszka frakcji żwirowej dochodzi do 5% (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a), a skład mineralny jest podobny jak w otworze 2. Obtoczenie kwarcu jest słabe i mieści się w przedziale 0,97–1,03. Obok kwarcu obecne są tutaj ziarna skał krystalicznych, wapieni północnych i piaskowców.

Gliny zwałowe fazy leszczyńskiej na powierzchni terenu występują jedynie na zachód od Białej, u podstawy pagórów kemowych. Na pozostałym obszarze znajdują się one pod utworami fazy pomorskiej. Największe miąższości osiągają na kontakcie Równiny Charzykowskiej z Pojezierzem Bytowskim — 39 m w otworze 23 w Kaliskiej i 33 m w otworze 11 w Kołtkach. Niekiedy w ich obrębie spotyka się przewarstwienia piaszczysto-żwirowe i mułkowe o grubości kilku metrów. Na terenie sandru Gwdy gliny zwałowe zostały rozmyte i pozostałością po nich jest bruk morenowy. Przeważają silnie zapiaszczone gliny, które w otworach wiertniczych są szare, ciemnoszare i szarobrunatne, a na powierzchni terenu szaro-brązowo-brunatne.

W otworze 2 dwa cienkie poziomy glin skorelowano z fazą leszczyńską (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). Podobnie jak w przypadku glin zlodowacenia Warty wyniki cechują się znacznym rozrzutem. Gliny zawierają około 35% wapieni paleozoicznych i zmienną domieszkę skał krystalicznych (46–52%) oraz są ubogie w dolomity. W porównaniu z glinami starszymi więcej jest materiału lokalnego (20–31%), głównie piaskowców i miękkich wapieni. Średnie wartości współczynników petrograficznych są następujące: $O/K=0,87-1,33$; $K/W=0,81-1,20$; $A/B=0,80-1,15$; $D/W=0,03-0,06$. Wapnistość osadów waha się w granicach 12–14% i jest nieco niższa niż w glinach ze zlodowacenia Warty.

Piaski ze żwirami i gliny zwałowe z głazami morenowych zostały zaznaczone na mapie geologicznej na zachód od Białej przy granicy z obszarem arkusza Czarne. Podłużny wał mający kierunek N–S na obszarze arkusza Czarne i NW–SE na terenie arkusza Biały Bór został uznany za morenę czołową z zaburzonym glacitektonicznie jądrem, powstałą podczas recesji lądolodu w fazie leszczyńskiej (Złonkiewicz, 2009). Autor niniejszego opracowania opierając się na materiałach z wierceń i obserwacjach terenowych uważa omawiane wzniesienie za kem.

Piaski ze żwirami lodowcowe na powierzchni terenu zachowały się jedynie w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, najczęściej jako pokrywy na glinach zwałowych fazy leszczyńskiej osiągające niekiedy miąższość ponad 2 m. Są to szaro-żółto-brunatne, szarobrunat-

ne i rudobrunatne piaski różnoziarniste ze zmienną domieszką żwirów i otoczków. Osady często są zaglinione, a lokalnie zażelazone.

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i k e m ó w budują dwie duże formy leżące w południowej części terenu w rejonie Białej i Brzezia. Pagór położony na zachód od Białej ma wysokość przekraczającą 30 m i jest zbudowany w przewadze z doskonale wysortowanych piasków drobnoziarnistych żółtawych i jasno-szaro-brunatnych, niekiedy z pojedynczymi drobnookruchowymi żwirami oraz wkładkami piasków pyłowatych i mułków piaszczystych. W stropie występuje cienka warstwa ablacyjna (do 1 m), na którą składają się utwory piaszczyste z domieszką żwirów i pojedynczych otoczków, niekiedy lekko zaglinione i zapylone, a lokalnie gliny piaszczyste. Na wzniesieniu tym oraz w jego otoczeniu dość licznie występują głazy narzutowe, tworząc pojedyncze niewielkie skupiska.

Kem koło Brzezia ma wysokość około 15 m i jest zbudowany z szarobrunatnych i żółtobrunatnych piasków drobnoziarnistych zawierających wkładki piasków różnoziarnistych ze żwirami. W stropie występuje warstwa utworów ablacyjnych składająca się z zaglinionych piasków ze żwirami i otoczkami.

P i a s k i i 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 (górne). Nie ulega wątpliwości, że z utworów tych na obszarze wysoczyznowym Pojezierza Bytowskiego i Równiny Charzykowskiej zbudowane są różnego typu formy akumulacji szczelinowej, głównie kemy, powstałe podczas recesji lądolodu w fazie leszczyńskiej. Podczas fazy pomorskiej zostały one przykryte glinami zwałowymi. W otworze 2 są to szare i szarobrunatne piaski różnoziarniste ze żwirkami i drobnookruchowymi żwirami o miąższości 19,6 m leżące na wysokości 208,0 m n.p.m. W Węglewie (otw. 18) piaski różnoziarniste ze żwirami mają miąższość 10 m i zalegają od wysokości 183,0 m n.p.m.

* * *

Okres czasu poprzedzający wkroczenie lądolodu podczas fazy pomorskiej był wystarczająco długi aby znacznie zredukować pokrywą lodową z fazy leszczyńskiej. Dotyczy to przede wszystkim obszarów nisko położonych (np. dolina Gwdy), co umożliwiło usypanie potężnych sandrów na przedpolu lądolodu fazy pomorskiej. Podczas tego epizodu glacialnego lądolód charakteryzował się znaczną mobilnością przejawiającą się lokalnymi ingresjami lodowymi (typu sarge) na przedpolu. Zjawisko takie miało miejsce zarówno na terenie arkusza Biały Bór, jak również w dolinie Parsęty, koło Recza i Drawska Pomorskiego.

M u ł k i i p i a s k i p y ł o w a t e z a s t o i s k o w e powstały przed czołem nasuwającego się lądolodu. W rynnicy glacialnej w Miastku zalegająca pod glinami zwałowymi seria zastoiskowa składa się z szarych i ciemnoszarych mułków, niekiedy zailonych, zawierających przewarstwienia szarych piasków pyłowatych. Osady są laminowane i zawierają znaczną domieszkę blaszek łuszczyków, a lokalnie fragmenty drewna. W otworze 5 mają one miąższość 50,5 m. Na mułki zastoiskowe z wkładkami piasków pyłowatych i drobnoziarnistych natrafiono również w Domanicach (otw. 20), gdzie mają one miąższość 42 m.

Gliny zwałowe występują przeważnie na powierzchni wysoczyzny morenowej Pojezierza Bytowskiego i Równiny Charzykowskiej lub pod cienką warstwą utworów lodowcowych. Często z glinami zwałowymi fazy leszczyńskiej tworzą jeden poziom glacialny lub też są od nich oddzielone utworami wodnolodowcowymi, rzadziej zastoiskowymi. Przeważnie ich grubość nie przekracza kilku metrów dochodząc do dziesięciu metrów w otworze 26 w Białym Borze. Te mocno piaszczyste gliny mają charakterystyczne brązowe, miejscami czekoladowe zabarwienie, rzadziej szarobrunatne lub żółto-szaro-brunatne.

Piaski, piaski ze żwirami, żwiry, gliny zwałowe i głazy moren czołowych. Moreny czołowe na obszarze arkusza są formami akumulacyjnymi. Między Sępólnem Wielkim a Kołtkami tworzą one zwartą strefę z serią utworów wodnomorenowych na przedpolu i kilkoma większymi zbiornikami jeziornymi na zapleczu (jeziora: Wietrzno, Przyradź, Bobienińskie Wielkie). Moreny czołowe osiągają tutaj wysokości ponad 20 m, a wierzchołek jednej z nich jest najwyższym punktem na obszarze arkusza wznoszącym się 240,5 m n.p.m.

Na terenie wschodniej części Pojezierza Bytowskiego i na Równinie Charzykowskiej pagóry moren czołowych nie tworzą już tak zwartej strefy. Występują one w postaci różnej długości pasm wzniesień, często jako pojedyncze i izolowane pagóry. Formy te mają zróżnicowane wysokości od kilku do około 20 m i świadczą o lokalnych oscylacjach czoła lądolodu. Niekiedy są to ciągi niewielkich pagórków o wysokości nie przekraczającej 2–3 m zbudowanych wyłącznie z materiału grubookruchowego (głazów, otoczków i żwirów różnoziarnistych).

Moreny mają dość zróżnicowaną budowę wewnętrzną. Przeważają w nich utwory piaszczyste zawierające znaczną nieraz domieszkę żwirów, otoczków i głazów często o średnicy ponad 1 m, oraz domieszkę pyłów. Często są również warstwy żwirów różnookruchowych oraz piaszczystych glin ablacyjnych. Cechą charakterystyczną wzniesień morenowych jest obecność wielkiej ilości głazów narzutowych tworzących liczne skupiska, szczególnie na obszarze Pojezierza Bytowskiego. Długość jednej z krawędzi największego głazu przekraczała 5 m. Koło Dalimierza (Jochanysa) Niemcy w czasie wojny wybudowali zakład kruszący lokalny materiał głazowy pochodzący głównie z położonej obok góry Steinberg.

W otworze 2 utwory morenowe mają miąższość 13 m. Są to słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1 = 1,73-2,38$) żwiry z piaskami przykryte zwietrzalymi i piaszczystymi glinami ablacyjnymi oraz zaglinionymi piaskami ze żwirami i gładzikami (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). W składzie mineralnym przeważają granaty (46%), amfibole (32%) i pirokseny (10%), a udział pozostałych minerałów przezroczystych nie przekracza 3%. We frakcji 1,0–0,5 mm dominują ziarna częściowo obtoczone (62%) nad kanciastymi (20%) i obtoczonymi (18%). Poza kwarcem w badanej frakcji występują okruchy skał krystalicznych i piaskowców, a wapieni północnych najwięcej jest we frakcji żwirowej.

Moreny czołowe i zakorzenione w strefie morenowej sandry na obszarze arkusza Biały Bór wyznaczają zasięg lądolodu podczas fazy pomorskiej. Dokumentują one również zasięg lokalnej ingresji z głównej linii postojowej. Terenowe prace kartograficzne wykazały, że przesunięcie bardziej na południowy wschód zasięgu lądolodu w tej fazie (Maksiak i inni, 1978) jest nieuzasadnione. Na obszarze arkusza Biały Bór formy, które miałyby wyznaczać ten zasięg, są kemami a nie morenami czołowymi.

Piaski, piaski ze żwirami, żwiry, głązy i głąziki (otoczaki) oraz gliny wodnomorenowe wydzielone zostały na przedpolu moren czołowych w rejonie Sępólna Wielkiego i Kołtek oraz na wysoczyźnie morenowej na północ od Wołczy Wielkiej. Seria utworów wodnolodowcowych i ablacyjnych ma przypuszczalnie miąższość dochodzącą do 20 m. W jej skład wchodzi szare i szarobrunatne piaski różnoziarniste, piaski ze zmienną domieszką żwirów i otoczkami o średnicy do 20 cm oraz przewarstwienia żwirów różnoziarnistych i glin piaszczystych. Utwory piaszczyste są z reguły w różnym stopniu zaglinione i zawierają domieszkę pyłów. Na powierzchni tego poziomu spotyka się pojedyncze głązy narzutowe, niektóre o średnicy powyżej 3–4 m.

Piaski ze żwirami, głazami i głąziami (otoczkami) lodowcowe występują w postaci rozległych pokryw o niewielkiej miąższości rzędu 0,5–2,0 m, na glinach zwałowych, z których zbudowana jest wysoczyzna morenowa falista. W strefach występowania moren czołowych utwory tego typu osiągają większą grubość, rzędu 4–5 m. Najczęściej są to szarobrunatne i szare piaski różnoziarniste ze zmienną domieszką materiału żwirowego, otoczków i głązów narzutowych, często w postaci skupisk. Materiał jest na ogół zagliniony i zawiera zmienną domieszkę pyłów.

Piaski i piaski ze żwirami tarasów kemowych. Większe formy tego typu podścielone glinami zwałowymi zostały udokumentowane przy wschodniej i północnej krawędzi Jeziora Kościelnego w Wołczy Wielkiej, gdzie wznoszą się do 15 m ponad poziom wody. Dwie inne, wysokości względnej ponad 20 m „przyklejone” są do wschodniej krawędzi wysoczyzny morenowej w rejonie Pasieki i Miastka.

W tarasach kemowych najczęściej spotyka się piaski drobnoziarniste o zabarwieniu jasno-szarobrunatnym warstwowane równolegle, rzadziej przekątnie, zawierające wkładki piasków bardziej gruboziarnistych z drobnoookruchowym materiałem żwirowym, choć niekiedy średnica pojedynczych żwirów dochodzi do 10 cm (rejon Wołczy Małej). Liczne różnego typu struktury *ice contact* wskazują na zasypywanie brył martwego lodu. W stropie przeważnie leży warstwa utworów ablacyjnych wykształconych w postaci bezstrukturalnych piasków różnoziarnistych ze żwirami i otoczkami oraz glin piaszczystych. Sporadycznie spotyka się także pojedyncze głązy narzutowe o średnicy ponad 1 m.

Piaski, piaski ze żwirami oraz mułki i ropy kemów. Największe nagromadzenia form kemowych obserwuje się w rejonie Kołtek i Kierzkowa na pograniczu Pojezierza Bytowskiego i Równiny Charzykowskiej oraz koło Cybulina i Wołczy Wielkiej na Pojezierzu Bytowskim. Jest to rejon cha-

rakteryzujący się występowaniem form o różnej genezie i wielkości. Niejednokrotnie kemy występują obok pagórków moren czołowych. Na terenie Równiny Charzykowskiej skupiska pojedynczych form spotyka się w rejonie Grabowa i Pieniżnicy. Wysokość wielu najwyższych kemów przekracza 15 m.

Materiał, z którego zbudowane są kemy jest zróżnicowany. Najczęściej są to jasno-żółto-brunatne piaski drobnoziarniste zawierające przewarstwienia piasków drobnoziarnistych (drobniejszej frakcji) i mułków, a także piasków średnioziarnistych ze żwirami. Wiele form zbudowanych jest wyłącznie z drobnolaminowanych mułków piaszczysto-ilastych i ilów mułkowatych. Na pagórach kemowych dość często spotyka się głazy narzutowe o średnicy powyżej 1 m. W niewielkich odsłonięciach materiał piaszczysty jest warstwowany horyzontalnie, rzadziej ukośnie lub przekątnie.

P i a s k i i 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 (s a n d r o w e). Prawie połowa powierzchni arkusza Biały Bór pokryta jest sandrami dolinnymi wchodzącymi w skład sandru Gwdy. Sandr w rejonie Białego Boru zajmujący zachodnią część omawianego terenu ma swój początek w rejonie Sępólna Wielkiego i Kołtek na wysokości około 190–215 m n.p.m. Położony w części wschodniej terenu sandr Miastka ma swój początek na rzędnych około 180 m n.p.m. Obie te formy łączą się ze sobą koło Brzezia na wysokości około 155 m n.p.m.

Obserwacje geologiczne pochodzą przede wszystkim z dużej żwirowni firmy Lafarge znajdującej się na północ od Białego Dworu oraz z odsłoneń w rejonie Białego Boru. W profilach ścian wyrobisk obserwować można naprzemianległe ławice zbudowane z szaro-żółto-brunatnych piasków różnoziarnistych i piasków zawierających znaczną domieszkę materiału żwirowego. Lokalnie spotyka się tutaj pojedyncze warstwy zbudowane z otoczków o średnicy do 30 cm. Osady warstwowane są równoległe lub przekątnie rynnowo. Pomiarzy ze żwirowni Lafarge wskazują na transport z północy i północnego wschodu. Poza tym w Białym Borze przy krawędzi rynny glacialnej obserwowano liczne struktury typu *ice contact*. Analizy laboratoryjne wykazały, że w otworze 24 w Białym Borze domieszka materiału żwirowego dochodzi maksymalnie do 48% (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009a). Wśród minerałów ciężkich najwięcej jest granatów (39%) i amfiboli (32%) oraz piroksenów (9%) i epidotu (6%). Ziarna kwarcu są słabo obtoczone ($R=0,97$).

Miąższość utworów sandrowych jest zmienna i trudna do jednoznacznego określenia. W żwirowni Lafarge bruk morenowy składający się z głazów o średnicy kilku metrów będący rezydumem po starszych glinach zwałowych spotykano na głębokościach do 8 m. Natomiast w otworach wiertniczych jego grubość dochodzi do 33 m w otworze 22 w Białym Dworze i 47 m w otworze kartograficznym 24. Najprawdopodobniej jednak razem z podobnie wykształconymi utworami wodnolodowcowymi z fazy leszczyńsko-pomorskiej tworzą one tutaj jedną serię.

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 wyścielają w Miastku do wysokości około 135 m n.p.m. dno rynny lodowcowej. Są to przeważnie piaski różnoziarniste, lokalnie lekko zaglinione,

z domieszką drobnookruchowych żwirów i zabarwieniu żółtobrunatnym. W otworze 8 mają one miąższość 6,3 m. Ten poziom wodnolodowcowy można traktować jako sandr recesyjny powstały w trakcie wycofywania się lądolodu.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny deluwialne wypełniają doliny denudacyjne zarówno na obszarze wysoczyzn morenowych, jak i na sandrach. W zależności od litologii skał podłoża mogą to być utwory typu glin piaszczystych (wysoczyzna morenowa) lub też utwory piaszczyste, przeważnie lekko zaglinione lub z domieszką pyłów (sandry). Deluwia mają najczęściej barwę szaro-żółto-brunatną lub szaróżółtawą, a ich miąższość nie przekracza prawdopodobnie 5 m.

Piaski i mułki jeziorne wydzielone zostały w obrzeżeniach większych zbiorników wodnych, np. Jeziora Wołczyca i Jeziora Kościelnego w Wołczy Wielkiej oraz Jeziora Bielsko koło Białego Boru. W sondach natrafiano na piaski drobno- i średnioziarniste, rzadziej różnoziarniste, niekiedy z humusem, często z przerostami lub pod przykryciem mułków o charakterze namułów piaszczystych lub gliniastych. Osady mają najczęściej barwę szarobrunatną, niekiedy z niebieskawym lub niebieskawozielonkawym odcieniem. W wielu miejscach w samym stropie występuje cienka warstewka torfów. Miąższość utworów jeziornych przekracza 3 m. Sedymentacja utworów limnicznych rozpoczęła się u schyłku zlodowacenia Wisły i trwa do chwili obecnej.

c. Holocen

Piaski humusowe, piaski i namuły denudacyjnych występują w dolinie Studnicy i Czernicy. Najczęściej są to piaski drobnoziarniste, rzadziej bardziej gruboziarniste, zawierające lokalnie domieszkę drobnookruchowych żwirów oraz rozproszony humus. Piaski mają zabarwienie szare, jasnoszare i brunatnoszare (piaski humusowe) i osiągają miąższość około 4 m. W stropie spotyka się nieraz cienką warstwę namułów pyłowato-piaszczystych (czarne lub brunatnoczarne) i piaszczysto-gliniastych (szarobrunatne) o grubości do 80 cm, a także torfów lub namułów torfiastych.

Piaski, namuły i gliny zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują przeważnie pod torfami i gytiami wypełniając większość obniżen na całym obszarze arkusza Białą Bór. W sondach miały one miąższość ponad 4 m. Przeważają piaski drobnoziarniste, na ogół lekko zaglinione bądź zapyłone lub zailone, lokalnie z domieszką drobnookruchowych żwirów i nagromadzeniami muszli. Mają one barwę szarą, szaroniebieskawą, żółtobrunatną lub żółtordzawą. W stropie leży najczęściej warstwa czarnych i szarobrunatnych namułów pyłowatych i gliniastych. Rzadziej są to laminowane gliny piaszczyste o zabarwieniu rudym, żółtym i szaroniebieskawym.

G y t i e występują najczęściej pod torfami w większości zagłębień bezodpływowych lub okresowo przepływowych. Na powierzchni terenu opisano je m.in. w rejonie Kazimierza i Wołczy Wielkiej. W otworze 9 w Miastku mają one miąższość 7,85 m. Są to gytie wapienne o szarym, kremowym i zielonoszarym zabarwieniu.

K r e d a j e z i o r n a udokumentowana została pod torfami na południe od Kazimierza, gdzie w otworze 36 ma miąższość 4 m. Kreda jeziorna ma najczęściej zabarwienie szaropopielate, popielate i szaroniebieskawe. Na powierzchni terenu występuje jedynie w Miastku (otw. 7).

T o r f y i n a m u ł y t o r f i a s t e spotyka się w większości zagłębień. Nawet w niewielkich zagłębieniach bezodpływowych osiągają one znaczną miąższość dochodzącą do 9,5 m (otw. 14) koło Miłocic. W misie Jeziora Kościelnego w Wołczy Wielkiej torfy mają często grubość ponad 7 m. Dominują torfy niskie, natomiast torfy przejściowe i wysokie spotyka się sporadycznie. Lokalnie występują również namuły torfiaste o miąższości do 1 m leżące niekiedy w stropie torfów lub na utworach rzecznych den dolinnych.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Biały Bór leży w obrębie niecki pomorskiej w pobliżu wału pomorskiego. Według Dadleza (1983) jest to region o typowym rozwoju tektoniki platformowej o założeniach synwaryscyjskich. W jego skład wchodzi szereg niewielkich bloków charakteryzujących się dużym zróżnicowaniem wiekowym osadów, oddzielonych od siebie uskokami. Wydzielić można tutaj dwie zasadnicze jednostki: strefę Koszalin–Chojnice, do której należy blok Białego Boru i blok Człuchowa oraz strefę Sianów–Miastko z blokiem Miastka oddzielone od siebie przedpermskimi uskokami o kierunkach WNW–ESE i NW–SE. Mobilność podłoża przejawiająca się głównie ruchami pionowymi o zmiennym natężeniu miała wpływ na zmienność sedymentacji i subsydencji.

We wgłębnej budowie geologicznej wyraźnie zaznaczają się trzy kompleksy skalne mające różne plany strukturalne: ordowicko-sylurski, dewońsko-karboński i permsko-mezozoiczny (Raczyńska red., 1987). Silnie sfałdowane i zaangażowane fliszowe utwory ordowiku wchodzi w skład kaledońskiego piętra strukturalnego. Piętro to jest stosunkowo słabo rozpoznane. Deformacje fałdowe miały miejsce w sylurze dolnym lub górnym. Znosko (1974) utwory staropaleozoiczne strefy Koszalin–Chojnice zalicza do kaledonidów cirkum-fennosarmackich obrzeżających platformę wschodnioeuropejską.

W dewonie dolnym (ems) rozpoczyna się proces tworzenia pokrywy platformowej zakończony pod koniec paleozoiku (piętro waryscyjskie). Obecność nieciągłości i luk stratygraficznych wskazuje na przebudowę tektoniczną z pogranicza dewonu i karbonu. Potwierdza to analiza facjalna osadów wskazująca na ruchy blokowe podłoża wpływające na zmianę głębokości zbiornika. Efektem tych ru-

chów, trwających do permu dolnego, były transgresje morskie przedzielane okresami kiedy część terenu była wynurzona i podlegała intensywnej erozji (Żelichowski, 1987).

Podpermska powierzchnia niezgodności tektonicznej datuje permsko-mezozoiczne piętro strukturalne. Na jej ukształtowanie decydujący wpływ miały wcześniejsze ruchy blokowe połączone z przejawami wulkanizmu (poza obszarem arkusza). Od cechsztynu po kredę zaznaczały się generalnie powolne ruchy obniżające, które powodowały okresowe zalewy morskie w cechszynie, triasie środkowym, jurze środkowej i górnej oraz kredzie. Z kolei zmniejszenie subsydencji terenu zmieniało charakter sedymentacji na płytkowodną (brakiczną). W jurze dolnej w strefie Koszalin-Chojnów powstawały głębokie rowy synsedymencyjne, w których utwory z tego okresu mają miąższość ponad 1 km.

W środkowej części kredy górnej (koniak) ruchy halotektoniczne na obszarze wału pomorskiego spowodowały wypiętrzenie jego części centralnej. Stamtąd pochodzi materiał klastyczny gromadzony w podłużnym obniżeniu na północny wschód od wału. Zagłębienie to w kredzie górnej przekształciło się w bruzdę synsedymencyjną niecki pomorskiej. Od schyłku kredy, aż po oligocen na omawianym terenie trwały ruchy dźwigające połączone z denudacją, które doprowadziły do całkowitego ustąpienia zalewu morskiego. Z różnym nasileniem procesy te trwają do chwili obecnej.

Osobnym zagadnieniem są procesy związane z plejstoceńską działalnością lądolodów. Na terenie sąsiednich arkuszy: Czarne (Złonkiewicz, 2009), Miastko (Petelski, 2008) i Bobolice (Marszałek, Szymański, 2005) opisane zostały różnego typu zaburzenia glicitektoniczne. Nie ulega wątpliwości, że tego typu struktury istnieją również na obszarze arkusza Biały Bór, ale brak jakichkolwiek przesłanek uniemożliwia ich przedstawienie. Analiza materiałów z wierceń dokumentuje jedynie egzaracyjną działalność lądolodów skandynawskich, która usunęła znaczną część utworów neogeńskich i plejstoceńskich. Utwory ze zlodowaceń południowopolskich zachowały się jedynie w głębokich rynnach subglacialnych.

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II) została przedstawiona na podstawie pięciu otworów przewiercających plejstocen, materiałów pochodzących z głębszych wierceń wykonanych na obszarach sąsiednich arkuszy oraz przede wszystkim danych geofizycznych z ciągu geoelektrycznego wykonanego na linii przekroju (Mżyk, 2009). Na szkic naniesiono także, na podstawie pracy Dadleza (1976), ważniejsze uskoki ze strefy Koszalin–Chojnice kontynuujące się aż do podłoża podpermskiego.

Na obszarze arkusza Biały Bór w wielu miejscach widoczny jest ścisły związek morfologii powierzchni podczwartorzędowej z tektoniką. Dotyczy to szczególnie przebiegu głębokiej rynny subglacialnej rozcinającej osady miocenu i oligocenu do głębokości poniżej 80 m p.p.m. Rynna ta o orientacji NW–SE leży w strefie uskoków Koszalin–Bobolice i Gozdu nad antykliną Białego Boru. Podobnie jest z rynną pomiędzy Białym Borem a Sepólnem Wielkim, która leży w strefie uskoku o orientacji N–S.

Inna rynna zaznaczająca się wyraźnie w morfologii terenu pomiędzy Słosinkiem a Wołczą Wielką, nie została naniesiona na szkic odkryty ze względu na brak materiałów wiertniczych. Leży ona prawdopodobnie nad uskokiem znajdującym się na południowy zachód od Miastka. Opisanie wyżej formy negatywne podłoża podczwartorzędowego oddzielone są od siebie podłużnymi wałami mającymi orientację NW–SE i NNW–SSW i nawiązują do głównych kierunków tektonicznych głębszego podłoża. Dlatego wydaje się, że procesowi powstawania rynien subglacjalnych mogły sprzyjać ruchy tektoniczne w obrębie głębszego podłoża.

Jak wynika z danych geofizycznych (Mżyk, 2009) kulminacje tych form znajdują się lokalnie na wysokościach powyżej 100 m n.p.m. Należy zauważyć, że główne rysy rzeźby podczwartorzędowej nawiązujące do tektoniki zachowały się mimo późniejszej działalności lądolodów (egzaracja, glaciektonika).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Przy rekonstrukcji rozwoju budowy geologicznej omawianego obszaru wykorzystano materiały z pracy zbiorowej pod redakcją Raczyńskiej z 1987 r.

Najstarszymi utworami są serie skalne zaliczone w otworze 146 (Miłocice 1) do ordowiku (tab. 1). Silnie zaangażowane tektonicznie skały wchodzi w skład kaledońskiego (takońskiego) piętra strukturalnego i powstały przypuszczalnie w głębokim zbiorniku sedymentacyjnym. W sylurze miały miejsce zaburzenia fałdowe. Utwory tego systemu na terenie arkusza nie zostały udokumentowane, choć ich obecność stwierdzono na obszarach przyległych (otw. Polanów 1).

W dewonie dolnym (ems) odbywała się sedymentacja, głównie utworów terygeniczych. Transgresja morska w dewonie środkowym spowodowała zmianę charakteru sedymentacji na terygeniczo-węglanową i morską. W karbonie na stosunkowo mobilnym obszarze (ruchy obniżające i podnoszące) powstała seria utworów platformowych wykształconych w facji litoralnej i terygeniczej. W czerwonym spagowcu akumulacja osadów zachodziła na zachód od obszaru arkusza.

W cechszynie miała miejsce transgresja morska z kilkoma okresami spłykania zbiornika. Powstała seria utworów węglanowo-chemicznych z warstwą zlepieńców w spagu, wskazującą na sedymentację w brzeżnej części zbiornika. Pod koniec cechszynu zalew morski zaczął powoli ustępować. W pstryim piaskowcu dominowała płytkowodna akumulacja w warunkach brakicznych. W recie ponownie na omawiany obszar wkroczyło morze, a sedymentacja utworów w stosunkowo płytkim zbiorniku trwała do końca wapienia muszlowego. W kajprze rozpoczęła się akumulacja w zbiorniku śródlądowym. Ruchy wczesnokimeryjskie na pograniczu kajpru i retyku doprowadziły do redukcji wyższych ogniw kajpru, a niszczonego materiał osadzany był w płytkim basenie typu brakicznego.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o c e n i e	P l e j s t o c e n i e	Zlodowacenia północnopoliskie	Zlodowacenie Wisły	<p>Torfy i namuły torfiaste — $_{tnr} Q_h$</p> <p>Kreda jeziorna — $_{kj} Q_h$</p> <p>Gytie — $_{gy} Q_h$</p> <p>Piaski, namuły i gliny zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_{li} Q_h$</p> <p>Piaski humusowe, piaski i namuły den dolinnych — $_{ph} Q_h$</p>	Sedymentacja utworów mineralnych i organogenicznych w zagłębieniach po martwych lodach i w dolinach rzecznych
				<p>Piaski i mułki jeziorne — $_{pm} Q$</p> <p>Piaski i gliny deluwialne — $_{pg} Q$</p>	Akumulacja utworów limnicznych w zbiornikach jeziornych trwająca do obecnej chwili Zainicjowanie w warunkach klimatu peryglacjalnego procesów denudacyjnych na obszarze wysoczyzny morenowej
				<p>Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (sandrowe) — $_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami oraz mułki i ropy kemów — $_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami tarasów kemowych — $_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski ze żwirami, głazami i głazikami lodowcowe — $_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, piaski ze żwirami, żwiry, glazy i głaziki oraz gliny wodnomorenowe — $_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, piaski ze żwirami, żwiry, gliny zwałowe i glazy moren czołowych — $_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny zwałowe — $_{gzw} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Mułki i piaski pyłowate zastoiskowe — $_{mppy} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $_{ppż2} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami kemów — $_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski ze żwirami lodowcowe — $_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski ze żwirami i gliny zwałowe z głazami moren czołowych — $_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny zwałowe — $_{gzw} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $_{ppż1} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Mułki i ropy zastoiskowe — $_{mi} Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Powstanie w rynnice Miastka recesyjnego poziomu wodnolodowcowego</p> <p>Akumulacja w rejonie Białego Boru i na południe od Miastka rozległych sandrów dolinnych wchodzących w skład sandru Gwdy</p> <p>W warunkach deglacjacji arealnej powstanie licznych kemów na obszarze Pojezierza Bytowskiego i Równiny Charzykowskiej</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Transgresja lądolodu w fazie pomorskiej. Powstanie zwartych ciągów morenowych wyznaczających główny zasięg lądolodu na obszarze Pojezierza Bytowskiego oraz mniejszych form wyznaczających granice niewielkiej transgresji na terenie Równiny Charzykowskiej</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja transgresywnych utworów zastoiskowych, głównie w rejonie rynien subglacjalnych poprzedzona okresem, w którym prawie całkowicie usunięta została pokrywa lodowa z wcześniejszego nasunięcia się lądolodu podczas fazy leszczyńskiej</p> <p>Podczas recesji lądolodu fazy leszczyńskiej akumulacja utworów wodnolodowcowych, w tym różnego rodzaju form kemowych zachowanych na powierzchni terenu w strefie poza zasięgiem lądolodu fazy pomorskiej</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Transgresja lądolodu i akumulacja utworów morenowych</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja transgresywnych osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych w lokalnych zagłębieniach terenu</p>

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^W$ Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{ppz} Q_p^W$ Mułki i piaski pyłowate zastoiskowe — $b_{mi} Q_p^W$	Transgresja lądolodu i związane z nią oscylacje w strefie garbu pojeziernego Akumulacja transgresywnych osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Odry	Gliny zwałowe — $ig_{gzw} Q_p^O$ Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_p^O$	Akumulacja lodowcowa Transgresja lądolodu poprzedzona sedymentacją utworów zastoiskowych w rynnach subglacialnej
			Zlodowacenie Samu I	Piaski, piaski ze żwirami i bruk rynien subglacialnych — $fg_{pż} Q_p^G$	Transgresja lądolodu i powstanie w sfach aktywnych tektonicznie głębokich rynien subglacialnych. Możliwe procesy glacitektoniczne
Neogen	Miocen			Piaski i mułki — $pm M$	Sedymentacja utworów pochodzenia lądowego (rzecznych i jeziornych) w brzeżnej części zbiornika
Paleogen	Oligocen			Mułki i piaski — $mp Ol$	Powolne ruchy podnoszące kończące sedymentację utworów brakicznych
	Eocen			Piaski glaukonitowe — $pGk E$	Akumulacja osadów morskich w coraz płytszym zbiorniku Ruchy tektoniczne z pogranicza kredy i paleogenu w znacznym stopniu niszczące pokrywę osadową z kredy dolnej
Kreda	Kreda górna			Mułowce i margle — $mc Cr_3$	Zapoczątkowanie procesu różnicowania bruzdy duńsko-polskiej na wał pomorski, nieckę szczecińską i nieckę pomorską. Procesowi temu sprzyja halotektonika w strefie dzisiejszego wału pomorskiego
	Kreda dolna			Piaskowce — $pc Cr_1$	Na obszarze o wzmożonej subsydencji akumulacja grubej serii osadowej
Jura	Jura górna			Wapienie — $w J_3$	Kontynuacja sedymentacji utworów morskich w warunkach powolnych ruchów obniżających
	Jura środkowa			Ilowce, mułowce, piaskowce — $ic J_2$	Ruchy obniżające doprowadzające do nowej transgresji morskiej
	Jura dolna			Piaskowce, ilowce i mułowce — $pc J_1$	Akumulacja utworów terygenicznyc i okresowe transgresje morskie. W strefie dyslokacyjnej Koszalin-Chojnice powstanie synsedymentacyjnych rowów tektonicznych, w których tworzy się seria osadów o grubości ponad 1000 m
Trias	Trias górny	Kajper		Ilowce, piaskowce, mułowce — $ic T_k$	Na przełomie kajpru i retyku wczesnokimeryjskie ruchy tektoniczne. Na pograniczu wapienia muszlowego i kajpru powolny proces wycofywania się zalewu morskiego. Sedymentacja utworów brakicznych
	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Dolomity, margle i wapień — $do T_w$	Akumulacja osadów morskich w stosunkowo płytkim zbiorniku morskim
	Trias dolny-środkowy	Pstry piaskowiec		Ilowce, mułowce, piaskowce i wapień — $ic T_p$	W recie ponowna transgresja morska Spływanie zbiornika połączone z akumulacją miększej serii osadów brakicznych

Perm	Perm górny	Cechsztyń	Anhydryty i dolomity — _{ah} PZ	Powolne ruchy obniżające doprowadzające do okresowego zalewu morskiego – sedimentacja w brzeżnej części zbiornika utworów węglanowo-chemicznych Początek formowania permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego
	Perm środkowy	Czerwony spągowiec		
	Perm dolny			Wulkanizm na terenach sąsiednich
Karbon			Łowce, łupki i wapienie — _{ic} C	Na przełomie dewonu i karbonu trwające aż do permu dolnego ruchy blokowe powodujące okresowe zalewy morskie przedzielone okresami intensywnej denudacji Sedymentacja utworów w facji litoralnej i terygeniczej Powstanie waryscyjskiego piętra strukturalnego
	Dewon		Mułowce, wapienie, piaskowce, łowce i dolomity — _{mc} D	W dewonie dolnym sedimentacja utworów terygeniczych. W dewonie środkowym transgresja morska i sedimentacja osadów terygeniczo-węglanowych i morskich
Sylur				Intensywna tektonika fałdowa
Ordowik			Łowce — _{ic} O	Akumulacja utworów fliszowych budujących kaledońskie (ordowicko-sylurskie) piętro strukturalne

Utwory liasu powstały w rozległym zbiorniku śródlądowym, w którym zaznaczały się krótkotrwałe ingresje morskie. W strefie dyslokacyjnej Koszalin–Chojnice seria skalna z tego okresu w rowach synsedymenacyjnych ma miąższość ponad 1000 m. Ruchy obniżające pod koniec jury dolnej doprowadziły do nowej transgresji morskiej, w wyniku której w doggerze powstała stosunkowo jednolita seria utworów ilasto-mułowcowo-piaszczystych. W jurze górnej na omawianym terenie znajdował się basen o wzmożonej subsydencji, w którym kontynuowana była, zapoczątkowana w jurze środkowej, sedimentacja osadów.

Utwory kredy dolnej występują jedynie w lokalnych obniżeniach, ponieważ w paleogenie prawie całkowicie zniszczyły je pokredowe ruchy wypiętrzające. Analiza materiałów wiertniczych wskazuje na to, że był to wtedy obszar o wzmożonej subsydencji, w którym powstała seria osadów o znacznej miąższości. W kredzie górnej (młodszy turon) zapoczątkowany został, trwający aż do chwili obecnej, proces różnicowania bruzdy duńsko-polskiej na wał pomorski, nieckę szczecińską i nieckę pomorską. Procesowi temu sprzyjała halotektonika w strefie obecnego wału pomorskiego. Wtedy też miały miejsce lokalne ruchy fałdowe, w wyniku których na terenie niecki pomorskiej powstały wąskie antykliny i szerokie struktury synklinalne. Ruchy te poprzedziły transgresję morską w albie, która ostatecznie zakończyła się w oligocenie.

W neogenie powolne ruchy obniżające doprowadziły do powstania rozległego zbiornika śródlądowego zajmującego znaczną część zachodniej Polski. Obszar arkusza Biały Bór znajdował się w brzeżnej

partii tego zbiornika, gdzie przeważała akumulacja utworów piaszczystych z przewarstwieniami mułków i węgla brunatnego. Nie jest wykluczone, że zaliczone do miocenu utwory piaszczyste z otworu kartograficznego 16 należą do systemu skandynawskich stożków rzecznych powstałych pod koniec neogenu przy krawędzi basenu śródlądowego Polski zachodniej. Możliwość takiego rozwiązania zaproponowano na arkuszu Czarne (Złonkiewicz, 2009).

Podczas zlodowaceń południowopolskich lądolody skandynawskie kilka razy wkraczały na obszar arkusza. Nie natrafiono na osady ze zlodowaceń Narwi i Nidy, które przypuszczalnie zostały zniszczone podczas późniejszych zlodowaceń. W czasie zlodowacenia Sanu 1, przy współdziałaniu ruchów tektonicznych, powstał system głębokich rynien lodowcowych funkcjonujący podczas następnych glacjałów.

Zlodowacenia środkowopolskie, szczególnie Warty, pozostawiły po sobie grubą serię utworów morenowych, wodnolodowcowych i zastoiskowych. Pod koniec tego okresu na obszarze dzisiejszego Pojezierza Bytowskiego, w rejonie garbu pojeziernego zaznaczyły się oscylacje czoła lądolodu, o czym świadczą przewarstwienia piaszczysto-żwirowe w obrębie glin zwałowych ze zlodowacenia Warty.

Zlodowacenie Wisły, a szczególnie działalność lądolodu podczas fazy pomorskiej, miało decydujący wpływ na ukształtowanie współczesnego krajobrazu Pomorza. Okres między recesją lądolodu fazy leszczyńskiej a kolejną transgresją lądolodu w fazie pomorskiej był na tyle długi, że prawie całkowicie usunięta została stara pokrywa lodowa. Umożliwiło to akumulację transgresywnych utworów zastoiskowych i sandrów zarówno na obszarze przedpola, jak i w rynnach lodowcowych. Około 13 tys. lat temu na północy omawianego terenu powstała zwarta strefa moren czołowych wyznaczających główny zasięg fazy pomorskiej. Niewielka lokalna transgresja z głównej linii postojowej, sięgnęła kilka kilometrów bardziej na południe dochodząc do okolic Brzezia. Pozostałością po niej jest silnie urozmaicona morfologicznie wysoczyzna morenowa falista z wieloma ciągami moren czołowych wyznaczających lokalne oscylacyjno-recesyjne zasięgi czoła lądolodu. Towarzyszą im liczne pagóry kemowe i rozległe zagłębienia bezodpływowe, najczęściej wypełnione torfami. Mnogość form czołowomorenowych i kemowych, dość znaczne zróżnicowanie orientacji ciągów morenowych potwierdza dużą ruchliwość lądolodu. O znacznej mobilności świadczą również inne loby wypustowe, m.in. położony nieco bardziej na południe lob Parsęty oraz niewielkie lokalne loby udokumentowane ostatnio na obszarze arkusza Konotop (Winnicki, 2007) i Recz (Winnicki, 2009).

Postój lądolodu podczas fazy pomorskiej dokumentują rozległe sandry dolinne Białego Boru i Miastka wchodzące w skład rozległego sandru Gwdy. Sandry te na obszarze arkusza łączą się ze sobą w rejonie Brzezia. Bardziej na północy rozdzielał je niewielki lob. Na przedpola sandry sypane były z bram lodowcowych usytuowanych na przedłużeniu Jeziora Bobięcińskiego Wielkiego, w okolicach Kołtek i Miastka. Wody roztopowe miały wtedy zorganizowany odpływ na obszar w większości uwolniony ze starszej pokrywy lodowej (fazy leszczyńskiej). Świadczy o tym brak większej ilości zagłębień bezodpływowych (sandr dziurawy). Jedynie w rejonie Kazimierza i Brzezia zostały z tego okresu resztki

pokrywy lodowej konserwującej starszą generację kemów wraz z moreną denną. Deglacjacja w tej części Pomorza miała charakter typowo arealny.

W holocenie sedymentacja zachodziła głównie w obrębie bezodpływowych zagłębień powstających w miarę wytapiania się brył martwego lodu. Obniżenia te wypełniają utwory mineralne (namuły i piaski, gytie, kreda jeziorna) i organiczne (torfy i namuły torfiaste). W dolinach niewielkich cieków, głównie Czernicy i Studnicy, miała miejsce akumulacja utworów piaszczystych i namułów.

IV. PODSUMOWANIE

W zakres działalności prowadzonej przy opracowywaniu arkusza Biały Bór wchodziły prace terenowe, laboratoryjne i kameralne. Na ich podstawie wykonano mapę geologiczną wraz z objaśnieniami, która przedstawia geologię terenu o wiele bardziej szczegółowo aniżeli dotychczasowe opracowania kartograficzne. Do najważniejszych rezultatów tych prac należy zaliczyć:

– wykazanie związku między tektoniką głębszego podłoża (niecki pomorskiej) z ukształtowaniem powierzchni podczwartorzędowej. Szczególnie dotyczy to przebiegu głębokich dolin subglacialnych ze zlodowaceń południowopolskich nawiązujących do orientacji stref dyslokacyjnych, co wskazuje na współdziałanie w ich tworzeniu ruchów tektonicznych. Przy opracowywaniu tego zagadnienia bardzo przydatnymi okazały się wyniki prac geofizycznych prowadzonych wzdłuż linii przekroju, które uzupełniły dane pochodzące zaledwie z kilku głębszych otworów wiertniczych i umożliwiły przedstawienie morfologii podłoża podczwartorzędowego. Rynny te funkcjonowały podczas wszystkich kolejnych zlodowaceń i jeszcze dzisiaj wyraźnie zaznaczają się w morfologii na obszarze arkusza;

– rozpozniowanie serii utworów czwartorzędowych na podstawie analizy archiwalnych otworów wiertniczych i badań laboratoryjnych próbek z otworów kartograficznych i wydzielenie na tej podstawie osadów morenowych, wodnolodowcowych i zastoiskowych należących do zlodowaceń północnopolskich (Wisły), środkowopolskich (Odry i Warty) oraz południowopolskich (Sanu 1). W Białym Borze miąższość utworów plejstocénskich w otworze kartograficznym 24 przekracza 260 m, co jest wynikiem rekordowym w tej części Polski;

– wyznaczenie na obszarze arkusza zasięgu lokalnej transgresji lądolodu podczas fazy pomorskiej sięgającej ponad 10 km bardziej na południe od głównej linii postojowej;

– wykazanie, że nadal aktualny jest zasięg tej fazy proponowany wcześniej przez Galona i Roszkównę (1967), zmodyfikowany przez Maksiaka i innych w 1976 r.;

– przedstawienie detalicznego obrazu geologii powierzchniowej z dziesiątkami różnego rodzaju form czołowomorenowych i kemowych powstałych w warunkach deglacjacji arealnej, dokumentujących lokalne oscylacje czoła lądolodu.

Na obszarze arkusza nie udokumentowano zaburzeń glacitektonicznych, powszechnych na terenach sąsiednich. Być może za pomocą sejsmiki refleksyjnej uda się w przyszłości prześledzić tego typu struktury i dokładniej przedstawić morfologię powierzchni podczwartorzędowej. Odnosi się to także do prac związanych z ustaleniem szczegółowej stratygrafii starszych ogniw czwartorzędu. Dane pochodzące ze stosunkowo płytkich wierceń, głównie hydrogeologicznych, umożliwiły dobre poznanie i rozpozniomowanie jedynie utworów ze zlodowacenia Warty i Wisły.

Teren arkusza Biały Bór odznacza się cennymi walorami przyrodniczo-krajobrazowymi. Duża ilość jezior i ciągów moren czołowych z wielkimi kompleksami leśnymi znajduje się na terenie Pojezierza Bytowskiego i Doliny Gwdy, i dlatego największe perspektywy ma tutaj rozwój turystyki i gospodarki leśnej.

Opracowano
w Dziale Kartografii Geologicznej
Przedsiębiorstwa Geologicznego PROXIMA SA
we Wrocławiu

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego
w Warszawie

Wrocław, 2009 r.

LITERATURA

- Bartkowski T., 1969 — Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach Polski zachodniej i północnej). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, Ser. A, **23**.
- Bartkowski T., 1972 — Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej (na wybranych przykładach z Pojezierza Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, Ser. A, **25**.
- Bijlsma S., 1981 — Fluvial Sedimentation from the Fennoscandian Area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. *Geol. Mijnb.*, **60**, 3: 337–345.
- Czerwinka J.A., Krzyszkowski D., 2001 — Preglacial (Pliocene – Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern) W: Late Cenozoic stratigraphy and paleogeography of the Sudetic Foreland (red. D. Krzyszkowski): 147–195. Wyd. Wind., Wrocław.
- Dadlez R. (red.), 1976 — Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Pr. Inst. Geol.*, **29**.
- Dadlez R., 1978 — Podpermские kompleksy skalne w strefie Koszalin-Chojnice. *Kwart. Geol.*, **22**, 4.
- Dadlez R., 1983 — Podział tektoniczny i paleotektoniczny niecki pomorskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 1: 59–68.
- Dadlez R., 1997 — Tektonika .W: Epikontynentalny permomezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Dobosz T., Ryszkiewicz A., 2009a — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkusza Biały Bór (123) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Badania litologiczno-petrograficzne. Arch. Przeds. Geol. „PROXIMA”, Wrocław.

- Dobosz T., Ryszkiewicz A., 2009b — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkusza Koczała (124) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Badania litologiczno-petrograficzne. Arch. Przeds. Geol. „PROXIMA”, Wrocław.
- Dobrcki R., Lewandowski J., 2002 — Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecineckiego. W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa lobu Parsęty. 9 Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Borne Sulinowo, 3-7 września 2002 r.: 93–107.
- Doktor S., Graniczny M., 1990 — Mapa fotolineamentów satelitarnych w skali 1:200 000, arkusze: Świdwin, Szczecinek, Chojnice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Galon R., 1967 — Czwartorzęd Polski Północnej. W: Czwartorzęd Polski. Studium zbiorowe pod redakcją R. Galona i J. Dylaka. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1968 — Przebieg deglacjacji na obszarze Peribalticum. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. IG PAN*, 74.
- Galon R., 1972 — Główne etapy tworzenia się rzeźby Nizy Polskiego. W: Geomorfologia Polski. 2. PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Keilhack K., 1888 — Geognostische u. Agronomische Karte Gradabt. 31, Blatt 3. Kl. Karzenburg. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Keilhack K., 1893 — Geognostische u. Agronomische Karte Gradabt. 31, Blatt 9. Kasimirhof. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Keilhack K., 1896 — Geognostische u. Agronomische Karte Gradabt. 14, Blatt 57. Sydow. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Keilhack K., 1901 — Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Provinz Pommern, 1:500 000. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Keilhack K., 1930 — Geologische Karte der Provinz Pommern und der anschließenden Teile der Granzmark, 1:500 000. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kreczko M., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Biały Bór (123). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 2007 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tychowo (121). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Maksiaak S., Mróz W., 1976 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Szczecinek, wyd. A. Wyd. Geol., Warszawa.
- Maksiaak S., Mróz W., Nosek M., 1976 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecinek. wyd. B. Wyd. Geol., Warszawa.
- Maksiaak S., Mróz W., Nosek M., 1978 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Szczecinek. Wyd. Geol., Warszawa.
- Marszałek S., Szymański J., 2005 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bobolice (122). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Multan M., 2009 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Koczała (124). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- M ȳ k S . , 2009 — Dokumentacja badań geofizycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. „Biały Bór”. Arch. Przeds. Geol. „PROXIMA”, Wrocław.
- N o s e k M . , 1970 — Uwagi o trzeciorzędzie okolicy Sławna, woj. koszalińskie. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 858–859.
- P e t e l s k i K . , 2008 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Miastko (84). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- P i w o c k i M . , 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Paleogen. W: Budowa geologiczna Polski **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik — Paleogen, Neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 22–71.
- P i w o c k i M . , B a d u r a J . , P r z y b y l s k i B . , 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a — Kenozoik, Paleogen, Neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 71–118.
- P o ȳ a r y s k i W . , T o m c z y k H . , B r o c h w i c z - L e w i ń s k i W . , 1982 — Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem (Pomorze). *Prz. Geol.*, **12**: 658–666
- R a c z y ń s k a A . (red.), 1987 — Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- S y l w e s t r z a k J . , 1970 — Powierzchnia podczwartorzędowa i jej związek z rzeźbą współczesną we wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego. *Zesz. Nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi, Uniw. Gdańsk. Geografia*, **1**.
- S y l w e s t r z a k J . , 1972 — Paleomorfologia powierzchni podczwartorzędowej północno-wschodniej części Pomorza. *Rozprawy Wydz. III Gdański. Tow. Nauk.*, **9**.
- S y l w e s t r z a k J . , 1973 — Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza. Praca habilitacyjna **14**. Uniw. Gdański, Gdańsk.
- S y l w e s t r z a k J . , 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Wydz. V Nauk o Ziemi, Gdańsk.
- W i n n i c k i J . , 2007 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Konotop (233). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- W i n n i c k i J . , 2009 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Recz (270). Arch. Przeds. Geol. „PROXIMA”, Wrocław.
- Z ł o n k i e w i c z Z . , 2009 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czarne (161). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Z n o s k o J . , 1974 — Outline of the Tectonics of Poland and the Problems of the Vistulicum and Variscicum against the Tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, **274**.
- ȴ e l i c h o w s k i A . M . , 1987 — Zarys sedymentacji i paleotektoniki. Paleozoik podpermski. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 152–155.



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Biały Bór (123)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY






Skala 1:100 000




Formy lodowcowe

-  Wysoczyzna morenowa falista
-  Moreny czołowe akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

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

Formy rzeczne

-  Dna dolin rzecznych



Formy denudacyjne

-  Dolinki denudacyjne

Formy utworzone przez roślinność

-  Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

-  Żwirownie (Ż)
-  Hałdy kopalniane

Opracował: J. WINNICKI



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Biały Bór (123)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- | | | | | |
|--------|---|---------------|----|---|
| NEOGEN | } | MIOCEN | M | Piaski i mułki |
| | | OLIGOCEN | OI | Mułki i piaski |
| | | — — — — — | | Granice geologiczne |
| | | — 30 — | | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. |
| | | - - - - - | | Uskoki (w powierzchni permskiej) |
| | | / / / / / | | Krawędzie |
| | | ⌒ | | Obszary występowania depresji erozyjno-egzaracyjnych |
| | | 28
Q+148,0 | | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, 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. WINNICKI

