



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

EUGENIUSZ SZTROMWASSER

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Wielkopolski południowej — J. BADURA

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Torzym (500)
(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 2005

Autor: Eugeniusz SZTROMWASSER

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

Państwowy Instytut Geologiczny
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Leszek MARKS

ISBN 83-7372-771-X

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2005

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna.	10
A. Stratygrafia.	10
1. Perm – trias	10
2. Jura	11
a. Jura dolna	11
3. Kreda	11
a. Kreda górna	11
4. Paleogen	11
a. Oligocen.	12
5. Neogen	12
a. Miocen	12
Miocen dolny	13
Miocen dolny i środkowy	14
Miocen środkowy	15
Miocen górny	15
6. Czwartorzęd	16
a. Plejstocen	16
Złodowacenia południowopolskie	16
Złodowacenie Nidy	16
Złodowacenie Sanu 1	16
Stadiał dolny	16
Stadiał górny	19

Interglacjał wielki	19
Interglacjał mazowiecki	19
Zlodowacenia środkowopolskie	20
Zlodowacenie Odry	20
Zlodowacenie Warty	20
Interglacjał eemski	21
Zlodowacenia północnopolskie	21
Zlodowacenie Wisły	21
Stadiał górny	21
b. Czwartorzęd nierozdzielony	24
c. Holocen	25
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzęd.	25
C. Rozwój budowy geologicznej	27
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 Torzym Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 został opracowany w latach 2000–2003 w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego we Wrocławiu. Podstawą jego realizacji był „Projekt prac geologicznych dla opracowania arkuszy: Torzym (500), Toporów (501) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000” wykonany w Przedsiębiorstwie Geologicznym Proxima SA we Wrocławiu (Gizler i in., 1997) i zatwierdzony przez Ministra Ochrony Środowiska Zasobów Naturalnych i Leśnictwa decyzją GKKOK/AO/489-NY-10/98 z dnia 22.09.1998 r.

Granice obszaru arkusza Torzym wyznaczają współrzędne geograficzne: 52°10'–52°20' szerokości geograficznej północnej i 15°00'–15°15' długości geograficznej wschodniej. Jego powierzchnia wynosi 315 km².

Omawiany obszar znajduje się w centralnej części województwa lubuskiego w powiatach: Sulęcín (gmina Torzym), Świebodzin (gmina Łagów) i Krosno Odrzańskie (gmina Bytnica i Maszewo). Najważniejsze miejscowości to: Torzym, Koryta, Drzewce. Jest to region rolniczy. Przeważającą część powierzchni terenu zajmują lasy. Przebiegają tu ważne linie kolejowe: Poznań–Torzym–Rzepin oraz Zielona Góra–Pliszka–Rzepin i drogowe: Świebodzin–Słubice. Poszczególne miejscowości łączy lokalna sieć drogowa.

Terenowe prace kartograficzne były prowadzone w latach 2000–2002. Zgodnie z założeniami projektowymi na obszarze arkusza odwiercono dwa otwory kartograficzne: otw. TOR-1 (otw. 116) o głębokości 113,5 m i otw. TOR-2 (otw. 112) o głębokości 190,0 m (obydwa na linii przekroju geologicznego A–B).

Mapę geologiczną opracowano na podstawie 1220 punktów dokumentacyjnych, na które składają się: odsłonięcia terenowe (25), sondy mechaniczne, bezrdzeniowe WH i ręczne (razem 983), otwory kartograficzne (2) oraz profile archiwalnych otworów wiertniczych (210). Są one rozmieszczone nierównomiernie, z uwzględnieniem stopnia złożoności budowy geologicznej terenu. Na 1 km² terenu przypada średnio 3,8 punktu dokumentacyjnego. Na mapie geologicznej zamieszczono 124

otwory najlepiej charakteryzujące budowę geologiczną obszaru lub cytowanych w tekście oraz 17 wybranych punktów dokumentacyjnych (sondy mechaniczne i odsłonięcia).

Lokalizację otworów kartograficznych na linii projektowanego przekroju geologicznego poprzedziły sondowania elektrooporowe wykonane przez SEGI PBG Wrocław (Farbisz, 2001). Celem tych prac było rozdzielenie kenozoicznych kompleksów litologicznych, a szczególnie wyznaczenie granicy między osadami czwartorzędowymi oraz paleogenu i neogenu z uwzględnieniem stref kopalnych dolin oraz ustalenie najlepszej lokalizacji dla projektowanych otworów kartograficznych. Wykonano 102 sondowania SGE w układzie Schlumbergera wzdłuż linii głównego przekroju geologicznego oraz na dodatkowym ciągu. Badania geofizyczne w pełni spełniły założenia projektowe. Dotyczy to lokalizacji wierceń projektowanych otworów jak i określenia morfologii stropu utworów podczwartorzędowych. Wyniki przedstawione w opracowaniu specjalnym (Farbisz, 2001) oraz wyniki badań geofizycznych dla Mapy hydrogeologicznej Polski (Farbisz, 2000) wykorzystano przy wyznaczeniu powierzchni podczwartorzędowej na przekroju geologicznym oraz do opracowania szkicu geologicznego odkrytego.

Z pobranych z rdzeni otworów kartograficznych próbek wykonano badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych, obejmujące: 32 analizy granulometryczne, 41 analiz petrograficznych żwirów, 39 analiz minerałów ciężkich, 38 analiz obtoczenia ziarn kwarcu i 81 analiz zawartości CaCO_3 . Zostało to przedstawione w opracowaniu specjalnym (Marcinkowski, 2002). Dla 12 próbek utworów paleogenu i neogenu wykonano badania palinologiczne (Karoń, 2003). Z powodu braku osadów organicznych nie wykonano takich badań dla utworów czwartorzędowych.

Literatura naukowa badanego obszaru dotyczy głównie budowy geologicznej i geomorfologii w ujęciu regionalnym. Prac obejmujących badania na obszarze samego arkusza jest niewiele i były one prowadzone w ramach większych opracowań tematycznych, dotyczących opracowań geologiczno-strukturalnych kompleksu permo-mezozoicznego, jak i prace dotyczące form i wykształcenia osadów kenozoicznych.

Badania i obserwacje geologiczne były prowadzone tu już przed rokiem 1945. Prace geologiczne z tego okresu dotyczyły głównie budowy i zasięgu form czwartorzędowych, moren czołowych i sandrów (Tietze, 1910; Woldstedt, 1925; Dammer, 1931, 1935, 1938) oraz występowania i wykształcenia pokładów węgla brunatnego (Illner, 1928, 1934).

Wglębnią budową geologiczną, tektoniką, stratygrafią i litologią utworów mezozoicznych oraz utworów podłoża monokliny przedsudeckiej zajmowali się m. in.: Oberc (1962, 1978), Gajewska (1964, 1978), Sokołowski (1966, 1967, 1974), Deczkowski i Gajewska (1977), Górecka i in. (1977), Karnkowski i in. (1978), Kłapciński i Lorenc (1984), Wierzchowska-Kicułowa (1987), Marek i Pajchłowa (1997). Karbon dolny w podłożu monokliny przedsudeckiej był badany przez Krawczyńską-Grocholską (1978)

i Oberca (1978). O utworach permskich pisali: Tokarski (1963), Sokołowski (1970), Kłapciński (1971), Milewicz (1971, 1976), Dyjaczynski i Wolny (1978), Karnkowski (1993), Pokorski (1997).

Syntetyczne opracowania paleogeografii paleogenu i neogenu, obejmujące omawiany obszar wykonali: Dyjor (1970, 1974a, 1978, 1986, 1992), Ciuk (1970), Dyjor i Wróbel (1978), Dyjor i Sadowska (1986), Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995). Badania paleobotaniczne osadów paleogenu i neogenu były wykonywane przez Grabowską (1983, 1986a,b). Podział stratygraficzny i wykształcenie litologiczne paleogenu i neogenu na podstawie danych z otworów wiertniczych przedstawili: Ciuk (1985), Ciuk i Piwocki (1990) oraz Piwocki (1992, 1998).

Liczne prace o charakterze regionalnym, dotyczące analizy form i wykształcenia osadów czwartorzędowych w ramach większych jednostek fizjograficznych, obejmujących badany obszar lub jego sąsiedztwo, wykonali m.in.: Krygowski (1967, 1973), Żynda (1961, 1965, 1967, 1978), Bartkowski (1969, 1970), Skompski (1976, 1980, 1981, 1982), Dąbrowski (1985), Jeziorski (1985), Kozarski (1963, 1986, 1990, 1991, 1995), Kasprzak i Kozarski (1992a, b).

O deformacjach glacitektonicznych w Polsce zachodniej pisali: Ciuk (1955), Krygowski (1962a, b), Dyjor (1974b, 1975), Rotnicki (1976), Brodzikowski K. (1995), Badura i Przybylski (2002).

Opracowania kartograficzne, obejmujące omawiany obszar, wydane po roku 1945 to m. in.: Przeglądowa mapa geologiczna Polski, arkusz Zbąszyń w skali 1:300 000 (Rühle, 1948) oraz Mapa geologiczna Polski, 1:200 000, arkusz Świebodzin (Michalska i in., 1976; Winnicki, 1977). Ponadto, odrębnymi opracowaniami kartograficznymi są mapy tematyczne: Mapa strukturalno-geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych w skali 1:500 000 (Sokołowski, 1966), Mapa złóż węgla brunatnych i perspektywy ich występowania w Polsce w skali 1:500 000 (Ciuk i Piwocki, 1990), Atlas tektoniczny Polski w skali 1:500 000 (Znosko red., 1998) i Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku w skali 1:1 000 000 (Dadlez i in., 2000).

Obszar arkusza Torzym był w przeszłości terenem licznych prac poszukiwawczych za węglem brunatnym, czego wynikiem są dziesiątki otworów wiertniczych oraz dokumentacje i sprawozdania (Szumilak, 1962; Różycki, 1984; Pudło, Marciniak, 1986; Żygar, 1990). Południowo-wschodnia część terenu była objęta poszukiwaniem złóż ropy i gazu ziemnego.

Omawiany obszar objęto wszechstronnymi badaniami geofizycznymi: geofizyczno-teledetekcyjnymi, ujawniającymi przebieg stref nieciągłości o charakterze tektoniki regionalnej (Doktór i in., 1995) oraz grawimetryczno-magnetycznymi (Królikowski i Petecki, 1995; Cieśla i in., 1997) w celu rozpoznania głębokiego podłoża.

Archiwalne otwory wiertnicze wykonane na obszarze arkusza są rozmieszczone nierównomiernie. Znaczna ich część, zwłaszcza surowcowe za węglem brunatnym, jest skoncentrowana w jego północnej części, w rejonie: Torzym–Koryta–Drzewce, a w części południowej wokół Dobrosułowa.

Otwory te pozwoliły na poznanie budowy geologicznej oraz wykształcenia osadów paleogenu i neogenu oraz czwartorzędowych. Wiercenia za ropą i gazem ziemnym, dały rozpoznanie budowy geologicznej głębszego podłoża.

Lokalizacja otworów badawczych, surowcowych, hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich została przedstawiona na mapie dokumentacyjnej.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Zgodnie z fizycznogeograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998) obszar arkusza Torzym znajduje się w obrębie podprowincji Pojezierza Wielkopolskie, w makroregionie Pojezierze Lubuskie, obejmując fragmenty dwóch mezoregionów: Pojezierze Łagowskie oraz Równina Torzymska. Pojezierze Łagowskie jest pagórkowatym obszarem morenowym, rozciągającym się w północnej i północno-wschodniej części, równoległe do linii kolejowej i wzdłuż rzeki Pliszki. Równina Torzymska obejmuje pozostałą część obszaru arkusza na południe od Pojezierza Łagowskiego.

Rzeźba terenu jest tu bardzo urozmaicona, a główny wpływ na nią miało zlodowacenie Wisły, które pozostawiło m. in. pagórki morenowe, rynny subglacjalne dolin: Pliszki, Ilanki i Rzepii, ciąg jezior w okolicach Torzymia oraz sandry (tabl. I). Wysokości omawianego terenu wynoszą od 54,5 w dnie doliny Pliszki nad Jeziorem Ratno i 66,0 m n.p.m. na powierzchni sandru w południowo-zachodniej części, do maksymalnie 143,2 m n.p.m. na wzgórzach w Drzewcach.

Znaczne powierzchnie północnej i środkowej części obszaru arkusza obejmuje wysoczyzna morenowa falista. Zbudowana głównie z piasków, żwirów i głazów lodowcowych oraz glin zwałowych tworzy powierzchnie o wysokości od 110,0 do 130,0 m n.p.m. Jest porożciniana przez rynny jeziorne i liczne młode dolinki. Moreny czółowe, przeważnie akumulacyjne występują na południu — w rejonie Dobrosułowa, na północy — w okolicy Torzymia, Pniowa i Koryt oraz w części środkowej w Drzewcach. Osiągają one wysokość od 110,0 na południu do ponad 140,0 w Drzewcach i ponad 130,0 m n.p.m. na północy. Budują je głównie osady piaszczysto-żwirowe. Wysoczyzna morenowa płaska zbudowana z glin zwałowych zajmuje niewielkie powierzchnie przy zachodniej granicy obszaru arkusza i w okolicy Koryt. Na południe od wsi Drzewce jest to wysoczyzna piaszczysto-żwirowa. Znaczną część powierzchni terenu, zwłaszcza w części środkowej, południowej i wschodniej zajmują powierzchnie wodnolodowcowe. W większości są to równiny o wysokości od 130,0 na północy do 66,0 m n.p.m. na południu. Ich powstanie jest wynikiem kolejno następujących po sobie etapów zaniku najmłodszego lądolodu (zlodowacenia Wisły). Centralną i wschodnią część terenu, w obrębie Równiny Torzymskiej, obejmuje poziom wodnolodowcowy II o wysokości 66,0–110,0 m n.p.m. Jest to sandr Pliszki, stanowiący tzw. VI poziom sandrowy z okresu najmłodszej fazy stadiału górnego zlodowacenia Wisły (Żynda, 1967). Powierzchnie

nia wodnolodowcowa jest tu płaską równiną pochyłą w kierunku południowym i południowo-zachodnim. Od południowego wschodu i częściowo od północy przylega do niego poziom wodnolodowcowy I o wysokości od 80,0 na zachodzie do 115,0 m n.p.m. na wschodzie. Jest to fragment sandru Ołoboku z okresu deglacjacji lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej (III poziom sandrowy — Żynda, 1967). Powierzchnie wodnolodowcowe północnej i północno-zachodniej części obszaru arkusza, głównie w obrębie Pojezierza Łagowskiego wydzielono jako równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności. Leżą one na wysokości od 108,0 do 130,0 m n.p.m. Obszary zastoi skowe odsłaniają się na powierzchni w zachodniej części terenu, na zboczach wysoczyzn oraz w części południowej u podnóża moren czołowych. Równina Torzymska i Pojezierze Łagowskie są rozczłonowane przez 5 rynien subglacjalnych z licznymi jeziorami: torzymsko-kosobudzka o kierunku NW–SE, wykorzystywana przez Ilankę i przecięta sandrem Pliszki (jeziora: Ilanka, Trawienko, Duże), gronowsko-rzepińsko-torzymska na północnym zachodzie (jeziora: Garbicz, Ciemne, Jasne, Dzikie), biskupicko-sądowsko-kosobudzka o kierunku wschód–zachód, wykorzystywana przez Pliszkę i Konotop (jezioro: Ratno), Jezior Malcz i Ostrowicko na północnym wschodzie oraz grabowsko-golesznicka o kierunku północ–południe, bez jezior, ale z przegłębieniami torfowymi, łącząca się z rynną torzymsko-kosobudzką (Żynda, 1967). Wzdłuż form rynnowych i w ich obrębie występują liczne kemy oraz ozy i moreny martwego lodu. Na zachód od Koryt wyznaczono dolinę wód roztopowych. Ma ona przebieg północ–południe, jej długość przekracza 3,0 km, a szerokość dochodzi do 350,0 m. Tędy były odprowadzane wody w kierunku doliny Pliszki. Zagłębienia po martwym lodzie wypełniają osady biogeniczne, deluwialne lub rzeczne. Wydmy i równiny piasków przewianych występują głównie w południowo-zachodniej i południowej części na równinach wodnolodowcowych. Ich wysokości względne wynoszą od 1,5 do 4,0 m. Dla Pliszki i jej ważniejszych dopływów wyznaczono dna dolin rzecznych. Na znacznym odcinku Pliszka wykorzystuje dno rynny subglacjalnej, podobnie jak Rzepia i Ilanka. Dla mniejszych cieków, zwłaszcza w części południowej, wyznaczono dolinki w ogólności, nierozdzielone. Wschodnie osadów starszych w obrębie wysoczyzny, mające charakter denudacyjny, określono jako równiny denudacyjne. Obszar wysoczyzny na północ od rzeki Pliszki jest pocięty przez liczne dolinki denudacyjne i suche doliny. Kierunek północny zachód – południowy wschód mają dolinki kierujące się z północy do doliny Pliszki. Inne są równoległe do rynien subglacjalnych. Niektóre drobne zagłębienia o różnej genezie są wypełnione namułami torfowymi i torfami. W dnach rynien subglacjalnych i w dolinach dzisiejszych rzek Pliszki, Kłodnicy i Ilanki rozwinęły się równiny torfowe. W północnej części obszaru arkusza, znajdują się ciągi nasypów związanych z rozpoczętą przed rokiem 1945 budową autostrady.

Największą rzeką jest Pliszka, płynącą przez cały obszar arkusza z północnego wschodu na południowy zachód. Jej głównym dopływem, lewobrzeżnym, jest Konotop. Inne rzeki to Ilanka, wypływająca z Jeziora Ilanka, płynąca w kierunku północnym i Rzepia, płynąca w kierunku zachodnim przez jeziora: Pniewy i Garbicz. Wszystkie rzeki i cieki należą do zlewni Odry. Główne jeziora to: Malcz, Ilanka, Trawienko, Jasne, Ciemne, Garbicz, Retno i Dobrosułowskie.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Obszar arkusza Torzym znajduje się na granicy dwóch wielkich jednostek tektonicznych: monokliny przedsudeckiej (monoklina krośnieńsko-zielonogórska) i synklinorium szczecińskiego (Sokołowski, 1966; Dadlez i in., 2000). Granica jednostek przebiega przez środek obszaru arkusza z północnego wschodu na południowy zachód, wzdłuż wychodni utworów jury dolnej i kredy górnej. Przedkenozoiczną budowę geologiczną tego terenu rozpoznano na podstawie 3 głębokich otworów wiertniczych, sięgających maksymalnie czerwonego spągowca. Permo-mezozoiczne utwory monokliny przedsudeckiej leżą na sfałdowanych skałach karbonu, stanowiących jej podłoże, które stwierdzono na obszarze sąsiedniego arkusza Krosno Odrzańskie (Sztromwasser, 2000). Całkowita miąższość przewierconych osadów permo-mezozoicznych w otworze Świebodzin 3 (otw. 114), wynosi 2574,0 m. Przykrywające je osady kenozoiczne mają miąższości od 241,0 do 346,6 m. Na powierzchni podkenozoicznej, w części południowej obszaru arkusza Torzym, odsłaniają się utwory jury dolnej, a w części północnej — kredy górnej (Karnkowski i in., 1978; Dadlez i in., 2000). Paleogen i neogen na omawianym obszarze są reprezentowane przez osady oligocenu i miocenu, których bezpośrednio na powierzchni terenu nie stwierdzono. Osady miocenu są przykryte utworami czwartorzędowymi o miąższości od 61,0 (otw. 23) do 226,0 (otw. 30) w rejonie Torzymia i 186,0 m w obniżeniu Pliszki, w Kijewie (otw. 112).

1. Perm – trias

Najstarsze osady rozpoznane na omawianym obszarze, w obrębie monokliny przedsudeckiej, pochodzą z permu dolnego. Serię p i a s k o w c ó w czerwonego spągowca o miąższości 47,0 m nawiercono w otworze 114 na głębokości 2757,0 m. W tym samym otworze stwierdzono klastyczno-węglanowo-siarczanowe kompleksy skalne cechsztynu, o cyklicznej sedymentacji. Wyróżniono tu cztery cyklotemy: Werra, Stassfurt, Leina i Aller. Trzy dolne są uznawane za morskie, najwyższy za lagunowo-kontynentalny (Milewicz, 1971). Dolomit główny w cyklotemie Stassfurt jest ważnym poziomem korelacyjnym, zawierającym złoża ropy naftowej i gazu ziemnego (Karnkowski, 1993). Maksymalna miąższość osadów cechsztynu: a n h y d r y t ó w , s o l i k a m i e n n e j , w a p i e n i ,

dolomitów i iłowców wynosi 852,0 m. Osady triasu przewiercono w trzech otworach. Ich strop występuje na głębokości od 396,5 do 433,0 m. Jest on reprezentowany przez: piaskowce, iłowce, wapienie i anhydryty pstrego piaskowca (trias dolny i środkowy), wapienie, iłowce i anhydryty wapienia muszlowego (trias środkowy) oraz iłowce, mułowce i piaskowce kajpru (trias górny). Miąższość osadów pstrego piaskowca wynosi od 664,0 do 684,0 m, wapienia muszlowego — 262,0–264,0 m, a kajpru — 580,5–595,0 m. Całkowita, maksymalna miąższość skał triasu wynosi 1535,0 m (otw. 113).

2. Jura

a. Jura dolna

Osady jury dolnej stanowią podłoże podkenozoiczne w środkowej i południowej części obszaru arkusza Torzym. Zostały one tu przewiercone w 3 otworach poszukiwawczych za ropą naftową i nawiercone w 10 otworach dokumentujących złoża węgla brunatnego (Ciuk, 1985; Żygar, 1990). Stanowią je: piaskowce, mułowce, iłowce, zlepiénce i piaski o całkowitej miąższości od 166,5 do 178,0 m. Powierzchnia stropu utworów jury dolnej leży na głębokości od 132,0 m p.p.m. (otw. 114) do 233,3 m p.p.m. (otw. 103).

3. Kreda

a. Kreda górna

Osady kredy górnej nawiercono w północnej części obszaru arkusza w 41 otworach poszukiwawczych za węglem brunatnym (Różycki, 1984; Żygar, 1990). Występują one na głębokości od 258,0 (otw. 66) do 304,4 m (otw. 53). Prawdopodobnie w otworze 105 przewiercono serię 67,6 m osadów piaszczystych z mułowcami laminowanymi kredy na głębokości 280,4 m, nawiercając niżej leżące piaskowce jury dolnej (231,4 m p.p.m.). Najczęściej spotykanymi utworami w stropie kredy górnej są: margle wapniste, jasnoszare, wapienie jasnoszare i białoszare, sporadycznie ze szczątkami fauny oraz piaski białoszare, kwarcowe z lepiszczem ilastym. Maksymalna, nieprzewiercona miąższość osadów kredy górnej wynosi 58,2 m (otw. 82). Powierzchnia stropu leży na wysokości od 152,4 m p.p.m (otw.89) do 168,7 m p.p.m (otw. 53). W środkowej części obszaru przebiega południowa granica zasięgu występowania osadów kredy górnej synklinorium szczecińskiego.

4. Paleogen

Paleogen na obszarze arkusza jest reprezentowany przez osady oligocenu, które tworzą ciągłą pokrywę, przechodząc od morskich w spąg do brakicznych i lądowych w stropie. Stwierdzono je we wszystkich otworach przewiercających utwory miocenu. W części południowej i środkowej obszaru

są podścielone utworami jury dolnej, a w części północnej leżą na osadach kredy górnej. Maksymalna miąższość wynosi 54,2 (otw. 46), a minimalna 6,5 m (otw. 40). Oligocen jest nawiercany na głębokości od 205,7 (otw. 100) do 333,7 m (otw. 103), a głównie między 240,0 a 260,0 m. Powierzchnia stropowa osadów oligoceńskich występuje na wysokości od 220,4 (otw. 103) i 202,8 m p.p.m. (otw. 91) w części środkowej, do 154,3 (otw. 40) i 106,1 m p.p.m. (otw. 31) w części północnej obszaru arkusza, natomiast ich spąg leży na wysokości od 152,4 (otw. 89) do 205,0 m p.p.m. (otw. 124) za wyjątkiem otworów: 91, gdzie osiąga wysokość 222,9 m p.p.m. i 103,0–233,3 m p.p.m., które leżą prawdopodobnie w strefie dyslokacyjnej.

a. Oligocen

Piaski glaukonitowe, piaski, mułki, mułowce, iły i węgiel brunatny. Osady oligocenu rozdzielono głównie na podstawie opisów makroskopowych profili wierceń. Wykazują one zróżnicowanie na utwory facji morskiej w postaci piasków glaukonitowych, drobnoziarnistych, z łyszczykami, mułowców i mułków zielonoszarych i brunatnozielonych, lokalnie ze sferydytami, piaskowcami, margłami i na utwory facji lądowej, wykształcone jako piaski drobnoziarniste, szare, mułki szaroczarne i ciemnobrunatne, iły brunatne, piaszczysto-ilaste, z muskowitem oraz cienkie wkładki węgla brunatnych. Oligoceński węgiel brunatny stwierdzono w otworach: 17 na głębokości 267,2–267,5 m, 49 — 289,5–290,4 m i 117 — 242,4–242,6 m. Facja morska odpowiada warstwom mosińskim dolnym, a facja lądowa i brakiczna warstwom czempińskim i mosińskim górnym (Ciuk, 1970), stanowiącymi formację leszczyńską (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Trójdzielność podziału litologicznego profilu oligocenu stwierdzono na podstawie otworów wiertniczych w rejonie Dobrosułowa. W górnej i dolnej części profilu występują utwory piaszczyste, kwarcowo-glaukonitowe, zielone i szarzielone, a w części środkowej, osady mułkowe, ilaste i ilasto-piaszczyste barwy ciemnobrunatnej i brunatnoczarnej z muskowitem oraz węgiel brunatny. Na podstawie badań mikrofaunistycznych dolna i środkowa część oligocenu została zaliczona tu do rupełu — warstwy mosińskiej dolnej i czempińskiej, a górna — do szatu, warstwy mosińskiej górnej (Grabowska, 1983; Ciuk, 1985; Piwocki, 1992).

5. Neogen

a. Miocen

W obrębie obszaru arkusza Torzym neogen jest reprezentowany przez osady miocenu dolnego, środkowego i górnego. Stratygraficzny podział neogenu oparto o interpretację opisów litologicznych kilkudziesięciu profili otworów, dokumentujących złoża węgla brunatnego (Ciuk, 1985; Różycki, 1986; Żygar, 1990) i dwóch otworów kartograficznych, wyniki badań palinologicznych osadów biogenicz-

nych miocenu z obszaru badań (Grabowska, 1983; Ciuk, 1985; Karoń, 2003) i najbliższego sąsiedztwa terenu arkusza Torzym (Grabowska, 1986a, b) oraz na podziałach litostratygraficznych Ciuka (1970), Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995) dla Nizu Polskiego i Dyjora (1970, 1974a), Dyjora i Sadowskiej (1986) dla Polski zachodniej. W otworach wykonanych w ramach poszukiwań złóż węgla brunatnego stwierdzono od 1 do 4 warstw węgla brunatnego o zmiennej miąższości, stanowiących pokłady i soczewy, które dobrze nadają się do korelacji litologiczno-stratygraficznej osadów paleogenu i neogenu. Miocen można podzielić na dwie różniące się litologicznie grupy osadów: piaszczysto-mułkowa — dolna i mułkowo-ilasto-piaszczysta z pokładami węgla brunatnego — górna. Dolna część reprezentuje miocen dolny (formacja rawicka), górna należy po części do miocenu dolnego (formacja ścinawska) i miocenu środkowego (formacje: ścinawska, pawłowicka i poznańska). Główny pokład węgla brunatnego (łużycki), stwierdzony w stropie serii piaszczysto-mułkowej należy do najniższej części miocenu środkowego. Utwory formacji poznańskiej miocenu górnego zachowały się lokalnie.

Miąższość utworów miocenu jest zmienna, maksymalnie wynosi 206,3 m (otw. 91) i 203,2 m (otw. 103). W rejonie głębokich obniżeń jest zredukowana do 49,1 m (otw. 110) i około 30,0 m (otw. 112). Spąg osadów miocenu występuje na głębokości poniżej 100,0 m p.p.m. Strop nawiercono na głębokościach od 61,0 m p.p.t. (otw. 23) do 226,0 m p.p.t. w (otw. 30) w Torzymiu i 186,0 m p.p.t. w otworze kartograficznym TOR-2 w Kijewie (otw. 112).

Powierzchnię podczwartorzędową na przeważającym obszarze stanowią zaburzone glacitektonicznie w plejstocenie osady mułkowo-ilasto-piaszczyste z pokładami węgla brunatnego miocenu środkowego.

Miocen dolny

P i a s k i, m u ł k i, i ł y (formacja rawicka). Do najstarszych osadów miocenu należą piaski pyłowate i drobnoziarniste, kwarcowe z muskowitem, szare, ciemno- i jasnoszare oraz mułki i ły piaszczyste, pyłowate, brunatne i szarobrazowe, często z pyłem węglowym, wykształcone w facji lądowej. Występują one na całym obszarze, przykrywając utwory oligoceńskie, i stanowią kompleks o miąższości od 2,0 (otw. 30) do maksymalnie 139,2 m (otw. 103). Ich powierzchnia spągowa występuje na wysokości od 220,4 (otw. 103) do 106,1 m p.p.m. (otw.31). Często leżą bezpośrednio pod głównym miocieńskim pokładem węgla brunatnego. Osady te budują dolną część profilu miocenu dolnego i odpowiadają formacji rawickiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki, 1998), a według schematu litostratygraficznego stosowanego dla Polski zachodniej nazywane są serią żarską (Dyjor, 1978, 1986). W otworze kartograficznym TOR-2 w Kijewie (otw. 112) na głębokości 186,0 m (106,5 m p.p.m) nawiercono białoszare piaski pyłowate i drobnoziarniste z domieszką mułków, kwarcowo-muskowitowe. Analiza minerałów ciężkich wykazała, że ponad 90% ich składu stanowią muskowit, chloryt i biotyt,

a w grupie nieprzezroczystych minerałów ciężkich dominują amfibole (Marcinkowski, 2002). Neogeński wiek tych osadów potwierdziły również badania palinologiczne (Karoń, 2003).

Miocen dolny i środkowy

Mułowce, mułki, iły, iłowce, piaski i węgiel brunatny (formacja ścinawska). Górną część profilu miocenu dolnego stanowi formacja ścinawska, którą kończy grupa pokładów węgla brunatnego — łużycka, powstała już w miocenie środkowym (Dyjur, 1986; Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995). Mułki piaszczyste, iły, iłowce i mułowce ilaste, barwy brunatnej, brunatnoszarej i czarnobrunatnej, laminowane, z dużą ilością łyżczyków oraz piaski kwarcowe leżą pomiędzy warstwami węgla brunatnego oraz ponad nim. Osady te są miejscami silnie zawęglone pyłem i okruciami węgla brunatnego. Łączna miąższość razem z pokładem węgla waha się od 0 (otw. 30, 112) do 83,8 m (otw. 72). Najczęściej jest to miąższość 30,0–40,0 m. Powierzchnia stropu zalega na głębokościach od 132,1 (otw. 41), 118 (otw. 43), 78,1 (otw. 115), 48 (otw. 53), 30 (otw. 11) do 2,8 m p.p.m. (otw. 22) oraz 4,6 (otw. 13) i 4,0 m n.p.m. (otw. 73).

Pokład węgla brunatnego stwierdzono prawie na całym obszarze arkusza, poza lokalnymi miejscami w obniżeniu Pliszki, dokumentowanymi otworami 100 i 112 oraz głęboką rynną w Torzymiu (otw. 30). Najlepiej jest on wykształcony w części północnej i południowej terenu. Składa się z jednej do trzech warstw, rozdzielonych osadami piaszczysto-mułkowymi. Węgiel brunatny jest ziemisto-ksylitowy, twardy, miejscami spękany, z drobnymi wkładkami piasków, partiami zailony. Jest to węgiel dużej wartości energetycznej. Pokład węgla brunatnego odznacza się maksymalnymi, sumarycznymi miąższościami, przekraczającymi 30,0 m: 35,8 (otw. 79), 35,2 (otw. 76), 33,6 (otw. 71), 32,7 (otw. 80), 31,9 (otw. 42). Prawdopodobnie są to miąższości pozorne, wynikające z zaburzeń glacictonicznych. Najczęściej miąższość pokładu węgla brunatnego wynosi kilkanaście metrów. Rzędne powierzchni spągu tego pokładu wynoszą od 147,9 (otw. 40), 147,5 (otw. 36), 146,2 (otw. 41), 131,1 m p.p.m. (otw. 115) do 47,4 (otw. 11), 16,8 (otw. 22) i 0,1 m p.p.m. (otw. 13). Najczęściej jest to około 50,0–60,0 m p.p.m. Rzędne powierzchni stropu pokładu węgla brunatnego występują na wysokości od 139,0 (otw. 41), 132,6 (otw. 40), 114,1 (otw. 36), 99,8 m p.p.m. (otw. 34) do 30,0 (otw. 11), 6,7 m p.p.m. (otw. 22) i 4,6 m n.p.m. (otw. 13). Zarówno w części południowej jak i północnej pokład ten został zaburzony glacictonicznie razem z całą serią osadów miocenu tej formacji. Wyniki badań palinologicznych próbek osadów serii węglowo-mułkowej nawierconej w otworze kartograficznym TOR-1 (otw. 116) na głębokości 108,7–113,5 m wskazują, że obecne są tu taksony pyłkowe, mające zasięgi od oligocenu po miocen (Karoń, 2003). Z badań litologiczno-petrograficznych wynika, że są to osady bezwęglanowe, a zawartość minerałów nieprzezroczystych przekracza 66%. Wśród minerałów ciężkich dominują: muskowit 26,2%, chloryt 7,8% i dysten 7,0% (Marcinkowski, 2002).

W profilu kilku otworów, wśród zaburzonych osadów plejstocenu, stwierdzono obecność kier miocenu o miąższości nawet kilkudziesięciu metrów z warstwami węgla brunatnego (otw. 100, 116). W otworze TOR-1 (otw. 116) na głębokości 95,9–99,8 m, pomiędzy glinami zwałowymi, nawiercono węgiel brunatny. Wyniki badań palinologicznych wykazały jego środkowomiocenijski wiek (Karoń, 2003) i włączony został do formacji ścinawskiej. W otworze 100, na głębokości 65,9–129,4 m, wśród osadów plejstocenijskich nawiercono warstwę osadów miocenijskich (kra), zbudowaną z trzech pokładów węgla brunatnego o miąższości: 25,1, 4,9 i 2,8 m, przewarstwianych piaskami kwarcowymi.

Miocen środkowy

Mułowce, mułki, iły, iłowce, piaski i węgiel brunatny (formacja pawłowicka i poznańska). Osady zaliczone do formacji pawłowickiej i poznańskiej (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995) występują ponad głównym pokładem węgla brunatnego. Według podziału litostratygraficznego paleogenu i neogenu dla Dolnego Śląska (Dyjor, 1986) jest to seria Mużakowa z pokładem węgla brunatnego „Henryk” oraz iły szare dolnej części serii poznańskiej, która osadzała się głównie w miocenie górnym. Formacja pawłowicka jest zbudowana z mułowców silnie ilastych, iłowców i iłów czarnych, brunatnych, brunatnoczarnych, ciemnoszarych oraz mułków, piasków kwarcowych, drobnoziarnistych, szarych i brunatnoszarych i węgla brunatnego. Mułowce są zwarte, tłuste, laminowane, zlustrowane, a ich cechą charakterystyczną jest zauważalna oddzielność równoległa wzdłuż powierzchni piaszczystych. Obserwuje się tu dużo muskowitu i pyłu węglowego. Węgiel brunatny tworzy cienkie warstwy o miąższości głównie około 1,0 do maksymalnie 6,3 m w Drzewcach (otw. 77). Sedymentację miocenu środkowego kończą iły szare, zwarte oraz mułki ciemnoszare i piaski pyłowate, szare. Nie tworzą one ciągłej pokrywy, występują w formie izolowanych płatów. Osady miocenu środkowego są zaburzone glacitektonicznie. Miąższość utworów miocenu środkowego wynosi maksymalnie 134,4 m (otw. 43) w północnej części obszaru arkusza i 67,4 m (otw. 109) w południowej. Najczęściej jest to około 50,0 m. Rzędna powierzchni stropu miocenu środkowego występuje na wysokości od 34,3 m n.p.m. (otw. 33) do 55,8 m p.p.m. (otw. 69).

Miocen górny

Iły i piaski (formacja poznańska). Iły niebieskie, szaroniebieskie i zielone, oliwkowe, niebieskożółte opisano w kilku otworach wiertniczych w środkowej części obszaru arkusza i w jednym w południowej. Osady te nie tworzą ciągłej pokrywy, są w pozycji zaburzonej glacitektonicznie, a prawdopodobne jest, że zostały przetransportowane z innych rejonów. Ich strop leży na wysokości od 1,1 m n.p.m. (otw. 105) do 32 m p.p.m. (otw. 104). Miąższość iłów wynosi od 0,8 w Dobrosławowie (otw. 111) do 18,4 m w Drzewcach (otw. 104). Są to iły zwarte, tłuste, zlustrowane, czasem z wkład-

kami piasków kwarcowych. Stwierdzono je również wśród plejstocenijskich glin zwałowych, silnie zaburzonych glaciektonicznie, m. in. w otworze kartograficznym TOR-1 (otw. 116) na głębokości 41,0–46,4 m oraz w Kępinach (otw. 109) na głębokości 77,5–78,5 m. Osady te reprezentują formację poznańską (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) miocenu górnego zwaną również poziomem łąw zielonych serii poznańskiej (Dyjur, 1986).

6. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe leżą na całej powierzchni obszaru arkusza Torzym. Ich sedymentacja jest wynikiem pobytu i działalności łądolodów zlodowaceń południowo-, środkowo- i północnopolskich oraz akumulacji w okresie holocenu. Miąższość osadów jest zmienna, maksymalnie wynosi: 226,0 (otw. 30) i 185,2 m (otw. 40) w Torzymiu oraz 186,0 m (otw. 112) w Kijewie (fig. 1), a minimalnie: 61,0 (otw. 23), 71,2 (otw. 33) i 78,0 m (otw. 77). Średnia grubość pokrywy czwartorzędowej wynosi 123,0 m. Powierzchnia spągu osadów czwartorzędowych leży na głębokościach od 109,5 m p.p.m. (otw. 112) do 34,3 m n.p.m. (otw. 33). Najstarsze utwory występujące na powierzchni terenu to mułki i łąy zastoiskowe z okresu zlodowacenia Wisły.

Dla określenia stratygrafii osadów czwartorzędowych wykorzystano wyniki badań litologiczno-petrograficznych profili otworów kartograficznych (Marcinkowski, 2002) (fig. 1).

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Gliny zwałowe stwierdzono w kilku otworach w północnej i południowej części obszaru arkusza. Są to gliny zwałowe szare, ciemnoszare, ciemnoszarobrunatne, piaszczyste z otoczkami skał północnych, często z okruchami węgla brunatnego. Mają one miąższość od 1,0 w Torzymiu (otw. 66) do 18,3 m w Drzewcach (otw. 67). Ich strop leży na wysokości od 35,7 (otw. 67) do 62,2 m p.p.m. (otw. 106), a spąg od 7,6 (otw. 79) do 66,1 m p.p.m. (otw. 100).

Zlodowacenie Sanu I

Stadiał dolny

Mułki i piaski zastoiskowe nawiercono w otworach 69 i 79 powyżej glin zwałowych zlodowacenia Nidy na głębokości odpowiednio 136,2 i 121,0 m. Są to mułki szare, łąsto-pyłowate i piaski szare, brunatnoszare, zailone, laminowane, drobnoziarniste i pyłowate o miąższości do 12,0 m. Ich strop leży na wysokości 36,4 m p.p.m. (otw. 69) i 5,4 m n.p.m. (otw. 79).

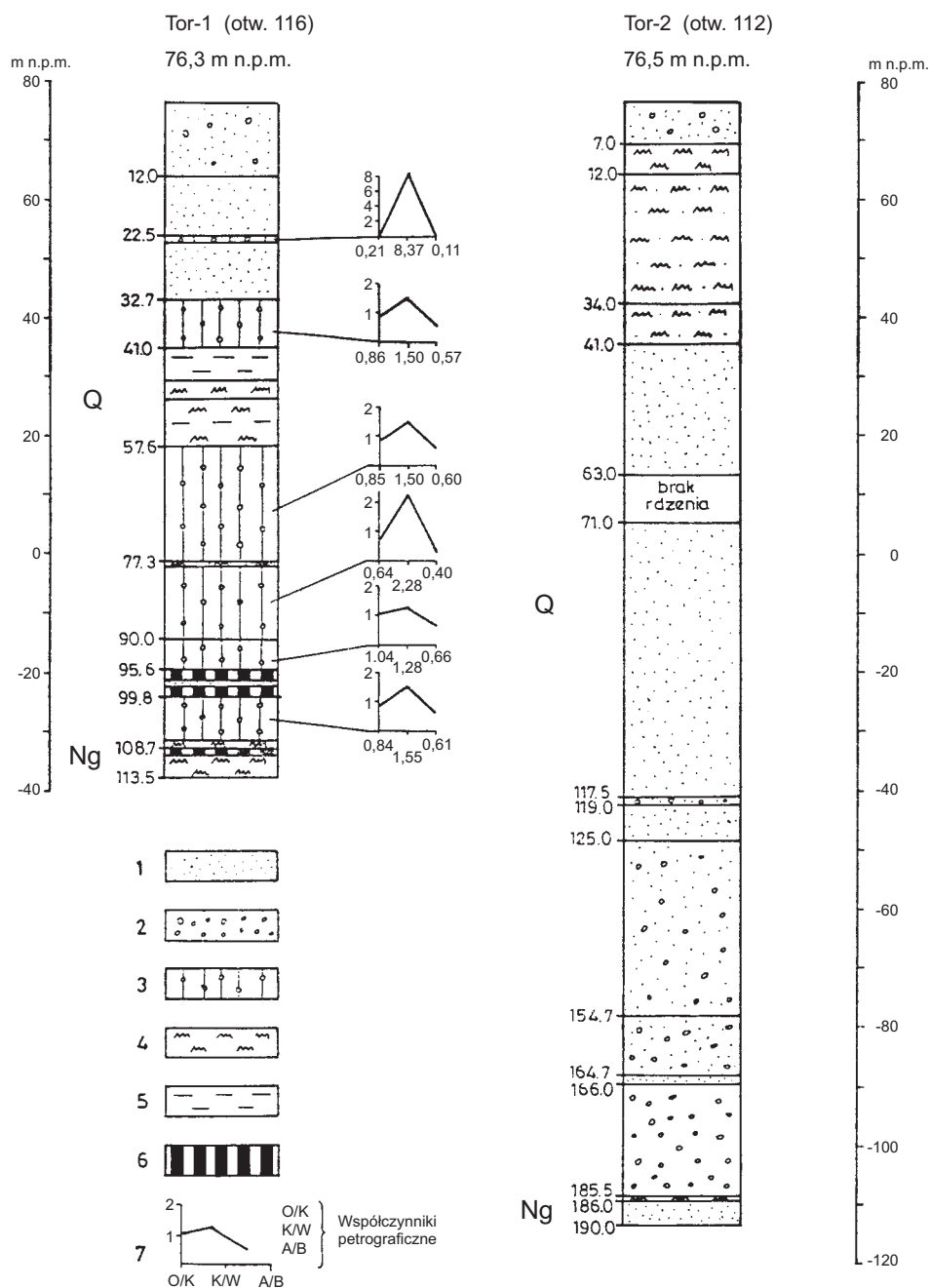


Fig. 1. Profile otworów kartograficznych

1 — piaski, 2 — żwiry, 3 — gliny zwałowe, 4 — mułki, 5 — ropy, 6 — węgiel brunatny, 7 — współczynniki petrograficzne: O — suma północnych skał osadowych, K — suma skał krystalicznych i kwarcu północnego, W — suma wapieni i dolomitów północnych, A — suma skał północnych nieodpornych na niszczenie, B — suma skał północnych odpornych na niszczenie

Piaski wodnolodowcowe nawiercono w kilku otworach pod młodszymi glinami zwałowymi. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, szare. Największą miąższość, 12,4 m, stwierdzono w otworze 62 na głębokości 130,6 m. Rzędna stropu zalega na wysokości od 42,4 (otw. 62) do 33,1 m p.p.m. (otw. 97), a spągu od 54,8 (otw. 62) do 41,7 m p.p.m. (otw. 97).

Gliny zwałowe z wkładkami piasków, ropy i mułków występują na całym obszarze arkusza Torzym. Są to gliny zwałowe brunatne, ciemnoszare, szare, ilaste i piaszczyste, z dużą

ilością okruchów węgla brunatnego oraz wkładkami porwaków i kier osadów neogenu. Maksymalne miąższości tej serii wynoszą: 100,9 m (otw. 110), 78,3 m (otw. 106), 66,6 m (otw. 124). Najniżej spąg zalega w otworze 40 (75,5 m p.p.m.) i 110 (71 m p.p.m.). Rzędne stropu wynoszą od 43,5 (otw. 116) i 44,9 m n.p.m. (otw. 109) do 23,8 (otw. 40) i 25,8 m p.p.m. (otw. 62). Miąższość glin zwałowych i ich położenie są wynikiem głównie procesów glacitektonicznych. Gliny zwałowe zostały nawiercone również w otworze kartograficznym TOR-1 (otw. 116). Na głębokości od 32,7 do 108,7 m stwierdzono tu pięć warstw glin przemieszanych z porwakami utworów mioceńskich. Całość jest zaburzona glacitektonicznie, prawdopodobnie wielokrotnie. Gliny zwałowe są barwy ciemnoszarej z odcieniem zielonym, czarnej i brunatnej z fragmentami mułków ilastych, ilów zielonych, z licznymi gładzikami i okruchami węgla brunatnego. Dla tych osadów wykonano badania litologiczno-petrograficzne (Marcinkowski, 2002). Wiek najstarszych glin zwałowych określono tu na stadiał dolny zlodowacenia Sanu 1, a najmłodszych na zlodowacenie Warty. Wyniki badań glin zwałowych dla pięciu odcinków nie wykazują zdecydowanych różnic, poza odcinkiem środkowym z głębokości 74,0–90,0 m, dla którego średnie wartości współczynników petrograficznych frakcji żwirowej przedstawiają się następująco: O/K—0,64, K/W—2,28, A/B—0,40, 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. Dla pozostałych warstw średnie wartości współczynników petrograficznych frakcji żwirowej mieszczą się w granicach: O/K—0,84–1,04, K/W—1,28–1,55, A/B—0,57–0,66 (fig. 1). Podobne wartości znane są z rejonu północno-zachodniej Polski (Masłowska, 1999). Zawartość węglanów wapnia wynosi od 1,94 do 12%. Wśród żwirów dominują skały krystaliczne: od 31,8 do 37,6% i wapień północne: od 20,8 do 32,3%. W minimalnej ilości, poniżej 1%, stwierdzono wśród żwirów udział doloomitów północnych (Marcinkowski, 2002). W związku z tym oraz z faktem, że są to utwory zaburzone glacitektonicznie, dla całego kompleksu glin zwałowych przyjęto wiek na stadiał dolny zlodowacenia Sanu 1. W glinach zwałowych na głębokości 100,0–100,5 m stwierdzono kontakt z białoszarymi mułkami pyłowato-ilastymi. Badania palinologiczne próbki z głębokości 100,5 m wskazały na obecność mikroskamieniałości oligocenu górnego (Karoń, 2003).

W otworze 116 na głębokości 41,0–46,4 m znajdują się ily mioceńskie, niebieskozielone ze żwirami, m. in. wapieni, a poniżej do głębokości 57,6 m są zaburzone mułki i mułowce brunatne, zlustrowane, z kawałkami ilów zielonych, tłuste. Badania zawartości minerałów ciężkich w próbce z głębokości 41,5 m wykazały znaczne zawartości granatów (17,3%) i amfiboli (25,9%) oraz niewielkie ilości dystenu (1,3%), staurolitu (1,9%) i cyrkonu (0,8%). Na głębokości 95,9–99,8 m pomiędzy glinami zwałowymi leży zaburzony węgiel brunatny z wkładką piasków brunatnoszarych, który opisano w rozdziale miocen dolny i środkowy.

Stadiał górny

Iły, mułki i piaski zastoiskowe występują w południowej części obszaru w głębokiej rynnie subglacialnej, kontynuującej się poza granicę obszaru arkusza (Sztromwasser, 2000). Jest to kompleks osadów o grubości ponad 20,0 m, zbudowany z iłów szarych i szarobrunatnych, zapiaszczonych, mułków szarych, zapiaszczonych oraz piasków drobnoziarnistych i pyłowatych, leżących na glinach zwałowych stadiału dolnego. Mułki są silnie wapniste, zawartość węglanów wapnia przekracza 5%. Do tego okresu zaliczono również mułki ciemnoszare, miąższości 0,5 m, laminowane czarną substancją węglistą, o oddzielności równoległej, nawiercone w otworze kartograficznym TOR-2 (otw. 112) na głębokości 185,5 m. Leżą one tu bezpośrednio na piaskach miocenu dolnego. Spąg osadów zastoiskowych występuje na wysokości 64,0 m p.p.m. (w rynnie subglacialnej) i 109,5 m p.p.m. (otw. 112), a strop odpowiednio: 40,0 m p.p.m i 109,0 m p.p.m. (otw. 112).

Gliny zwałowe nawiercono w otworach w północnej części obszaru arkusza, w rejonie Torzymia i Koryt. Są to gliny szare i ciemnoszare, ze żwirami i otoczkami, zwarte. Mają miąższość od 10,0 (otw. 13) do 19,0 m (otw. 52). Ich strop zalega na wysokości od 56,6 (otw. 57) do 20,7 m n.p.m. (otw. 7), a spąg od 41,0 (otw. 56) do 10,5 m n.p.m. (otw. 7).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe wydzielono w otworze kartograficznym TOR-2 (otw. 112) w głębokiej rynnie subglacialnej na głębokości 105,5–185,5 m. Są to piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami skał północnych oraz żwirami (otoczkami) węgla brunatnego wielkości do 5 cm. Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole (do 15,9%), granaty (od 7 do 19,5%) i staurolit (od 1,3 do 4,7%). Zawartość węglanów mieści się w granicach od 5,2 do 8,5%. Seria ta jest w zasadzie bez łuszczaków. Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu R waha się od 1,1 do 1,7 (Marcinkowski, 2002). Strop serii jest tu na wysokości 29,0 m p.p.m., a spąg na 109,0 m p.p.m.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Mułki i piaski jeziorne opisane w profilach otworów powyżej osadów zlodowacenia Sanu 1 na północ od rzeki Pliszki, zaliczono do interglacjału mazowieckiego. Są to mułki szare, ciemnoszare, piaszczyste lub z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych i pyłowatych, laminowane, z obecnością substancji węglistej. Odznaczają się miąższością od 2,2 (otw. 103), 12,7 m (otw. 55) do 32,2 m (otw. 51). Ich strop zalega na wysokości od 75,0 (otw. 51) do 9,7 m n.p.m. (otw. 66), a spąg od 53,1 m n.p.m. (otw. 52) do 3,4 m p.p.m. (otw. 66). Osady interglacjału mazowieckiego udokumentowano na obszarze sąsiedniego arkusza, w Boczowie, na wysokości od 21,0 m n.p.m. do 5,1 m p.p.m. (Janczyk-Kopikowa i Skompski, 1977).

Złodowacenia środkowopolskie

Złodowacenie Odry

Piaski i żwiry wodnolodowcowe stwierdzono w otworach na całym obszarze arkusza. Największą miąższość osiągają w strefach głębokich rynien: w rejonie Kijewa — 34,5 m (otw. 112), na południe od Dobrosułowa ponad 60,0 m, a w Torzymiu ponad 90,0 m (otw. 30). Są to piaski średnio- i gruboziarniste, szare i jasnoszare, z domieszką żwirów drobnookruchowych, w spagu z okruchami węgla brunatnego. Strop tej serii znajduje się na wysokości od 5,5 do 63,7 m n.p.m., a spąg od około 40,0 m p.p.m. do 10,0 m n.p.m. Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole (od 10,5 do 17,3%), granaty (od 4,0 do 25,0%) i staurolit (od 1,4 do 6,6%). Zawartość węglanów do 10,8%. Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu R waha się od 0,8 do 1,6 (Marcinkowski, 2002).

Gliny zwałowe występują na obszarze prawie całego arkusza pod pokrywą osadów młodszych. Zostały nawiercone w wielu otworach. Najczęściej są to jednorodne kompleksy glin zwałowych, szarych i ciemnoszarych ze żwirami i otoczakami, czasem składają się z kilku warstw z wkładkami piasków różnoziarnistych między nimi. Największe miąższości, ponad 40,0 m, stwierdzono w rejonie Torzymia i Toporka. W otworze 99 jest to 48,0 m, a w otworze 62 — 47,9 m. Powierzchnia stropu glin zwałowych zalega na wysokości od 80,0 (otw. 26, 99) do 20,8 m n.p.m. (otw. 40), a powierzchnia spagu na poziomie od 45,0 (otw. 53) do 14,7 m n.p.m. (otw. 117).

Złodowacenie Warty

Seria mułków i piasków zastoi skowych o miąższości od 2,5 (otw. 85) do 40,5 m (otw. 79) występuje najczęściej bezpośrednio na glinach zwałowych złodowacenia Odry. Mułki są oliwkowobeżowe i szare, zailone, laminowane piaskami, pyłowato-piaszczyste, a piaski szarobeżowe, szare, drobnoziarniste i pyłowate. Strop tych osadów występuje na wysokości od 83,9 w Torzymiu (otw. 79) do 26,9 m n.p.m. w Dobrosułowie (otw. 117), a spąg od 75,6 w Korytach (otw. 83) do 17,4 m n.p.m. w Torzymiu (otw. 117).

Piaski wodnolodowcowe wydzielono na podstawie profili otworów wiertniczych. Występują one na obszarze całego arkusza. Ich miąższość jest zmienna, od 8,9 (otw. 104) i 9,3 m w otworze kartograficznym TOR-1 (otw. 116) do 30,0 w otworze kartograficznym TOR-2 (otw. 112) i 56,0 m w Korytach (otw. 55). Są to piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste. Wyniki badań tych osadów z otworu 112 wykazały, że minerały nieprzezroczyste stanowią 50,0–70,0% składu frakcji ciężkiej. Składają się na nie ilmenit, magnetyt i limonit. Minerały przezroczyste to głównie amfibole (7,2–16,9%) i granaty (0,8–3,5%). Wyraźna przewaga minerałów nieodpornych na niszczenie amfiboli nad granatami, świadczy o fluwioglacjalnym i glacialnym charakterze osadów. Badania obtoczenia ziarn kwarcu wskazują na słabe ich obtoczenie, R — 0,8–0,9. Próbkę z otworu 116 wykazały również cechy charakterystyczne dla osadów wodnolodowcowych. Zawartość minerałów nieprzezro-

czystych stanowi 37,0–46,0% składu frakcji ciężkiej. Średnia zawartość amfiboli wynosi 19,0%, a granatów 15,1%. Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu, $R = 0,8–1,2$ (Marcinkowski, 2002). Powierzchnia stropu piasków wodnolodowcowych leży na wysokości od 35,5 (otw. 112) do prawie 100 m n.p.m. (otw. 54), a powierzchnia spągu — od 5,5 (otw. 112) do 66,6 m n.p.m. (otw. 104).

Gliny zwałowe występują lokalnie na obszarze arkusza pod przykryciem osadów młodszych. Są to gliny szare i ciemnoszare, zwarte, piaszczyste, z dużą ilością otoczków. Ich miąższość waha się od 1,0 (otw. 35, 116) do 7,5 (otw. 88) i 11,0 m (otw. 105). Powierzchnia stropu leży na wysokości od 53,8 m n.p.m. (otw. 116) w części południowej obszaru arkusza do prawie 102,0 m n.p.m. (otw. 88) w części północnej, a powierzchnia spągu, odpowiednio — od 52,8 (otw. 116) do 94,5 m n.p.m. (otw. 88). Gliny zwałowe z otworu 116 charakteryzują się silnym zwietrzeniem, zawierają bardzo mało wapieni. Wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K—0,21, K/W—8,37, A/B—0,11 (Marcinkowski, 2002). Z uwagi na położenie ich w profilu osadów plejstocenu, zaliczono je do okresu zlodowacenia Warty. W kierunku na północ od Dobrosułowa, w obniżeniu Piszki, gliny prawdopodobnie z tego okresu nawiercono sondą kartograficzną pod piaskami fluwioglacjalnymi na wysokości 81,0 m n.p.m. (pkt. dok. 14).

Interglacja eemski

Piaski i mułki jeziorne nawiercono w otworze kartograficznym TOR-2 (otw. 112) na głębokości 12,0–41,0 m. Są to mułki pyłowato-piaszczyste, szare i brunatne, z muskowitem, słabo zwięzłe oraz piaski pyłowate i mułkowate z muskowitem. W osadzie zmniejsza się ku stropowi serii ilość amfiboli, od 18,0 do 1,0% i granatów, od 5,7 do 0% oraz pojawia się większa ilość minerałów łuszczykowych (od 1,5 do 90,0%). Węglanowość tej serii wynosi około 3,0% (Marcinkowski, 2002). Zmniejszanie się ilości minerałów przezroczystych, a wzrost udziału łuszczyków wskazuje na pogłębianie się zbiornika jeziornego.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał górny

Mułki, ły i piaski zastoiskowe stwierdzono w południowej, środkowej i zachodniej części obszaru arkusza, zarówno na powierzchni terenu jak i w otworach. Występują one na innych wysokościach w części północnej (100,0–110,0 m n.p.m.), zachodniej (70,0 m n.p.m.) i południowej (70,0–90,0 m n.p.m.). Serię zastoiskową budują mułki rdzawobrunatne, brązowszare, popielatoniebiskie, zielonkawe, ilaste i ilasto-piaszczyste, często laminowane, z dużą ilością łuszczyków, piasków pyłowatych oraz piaski szare i brunatne z muskowitem, ły szare i rdzawoszare, zapiaszczone. Utwory te są silnie wapniste. Na powierzchni terenu, w rejonie Dobrosułowa, Dębrznicy i Pniowa odsłaniają się one również spod osadów młodszych. W punkcie dokumentacyjnym 15 (Kępiny) i 7

(Drzewce) nawiercono je na głębokości ponad 5,0 m pod osadami wodnolodowcowymi. Między Kosobudzem a Dobrosułowem mułki zastoiskowe tworzą wychodnie u podnóża moreny czołowej (pkt. dok. 12, 13). Są to mułki żółtobrazowe, czerwobrazowe, oliwkowe, ilasto-pyłowate, z łyszczykami, wapniste, z wkładkami żwirów. W punkcie dokumentacyjnym 12 w serii tej widoczne są liczne głaziki o średnicy do 3,0 cm, wskazujące na spływanie do zbiornika zastoiskowego osadu z moreny czołowej. Miąższość serii przekracza 4,0 m. Utwory zastoiskowe stwierdzono również na południe od Torzymia, na wysokości 95,0 m n.p.m.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (dolne) nawiercono w wielu sondach kartograficznych w części zachodniej i północnej obszaru arkusza na głębokości od około 0,7 do 1,0 m, pod pokrywą osadów lodowcowych. W punkcie dokumentacyjnym 1 (Koryta) leżą one pod nadkładem 4,5 m warstwy piasków i żwirów lodowcowych. Miąższość utworów wodnolodowcowych waha się od kilku do 21,6 m (otw. 8) w Torzymiu. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, z domieszką żwirów, żółte i żółtoszare. Na powierzchni terenu stwierdzono je w podcięciach erozyjnych wysoczyzn, m.in. w rejonie Drzewców.

G l i n y z w a ł o w e zlodowacenia Wisły nie tworzą zwartych kompleksów. Stwierdzono je w północnej części terenu w rejonie Koryt, Torzymia i Pniowa oraz na południu. W Pniowie i w Korytach występują na wysokości około 100,0–110,0 m n.p.m., a na południu, w Dobrosułowiu — 70,0–80,0 m n.p.m. Są to gliny brązowe, brązowożółte, często z odcieniem czerwonym, ilasto-piaszczyste, zwykle mało wapniste, zwłaszcza w stropie. Ich miąższość waha się od około 0,5 w Torzymiu (otw. 6) do 11,0 m w Dobrosułowiu (otw. 118). W Drzewcach (pkt. dok. 6) gliny zalegają na głębokości 5,8 m pod osadami lodowcowymi, a w Dębrznicy (pkt. dok. 9) na głębokości 4,2 m. W Pliszce gliny zwałowe nawiercono na powierzchni terenu oraz pod pokrywą 3,5 m piasków i żwirów wodnolodowcowych (pkt. dok. 10).

P i a s k i i ż w i r y l o d o w c o w e występują na znacznej powierzchni, głównie w części północnej i środkowej, jako osady moreny ablacyjnej. Są często spotykane w sąsiedztwie glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych. Stanowią je piaski średnio- i gruboziarniste oraz żwiry różnokruchove, często zaglinione. Towarzyszą im głazy narzutowe o średnicy od 0,5 do 1,5 m, które na powierzchni terenu występują w dużych skupiskach, zwłaszcza w rejonie Koryt i Torzymia. Miąższość tej serii wynosi 4,5– 6,5 m w Korytach (pkt. dok. 1 i 3) i 3,8 m w Drzewcach (pkt. dok. 6).

P i a s k i , ż w i r y i g ł a z y m o r e n c z o ł o w y c h występują w obrębie wysoczyzn w części południowej, środkowej i północnej obszaru arkusza. Mają charakter akumulacyjny, nie stwierdzono w nich zaburzeń glacitektonicznych. Stanowią najwyższe wzniesienia o wysokości do ponad 140,0 m n.p.m. w Drzewcach i ponad 130,0 m n.p.m. na północ i wschód od Torzymia. Moreny są zbudowane z piasków grubo- i różnoziarnistych oraz żwirów grubokruchowych, zaglinionych. Punkt dokumentacyjny 16 na południe od Dobrosułowa dokumentuje budowę jednej z moren, gdzie występują grubokruchove żwiry i głazy, zaglinione, żółtobrazowe, wśród osadów drobniejszych na głębokości do 2,0 m.

P i a s k i i ż w i r y m o r e n m a r t w e g o l o d u tworzą formy podobne do kemów — pagórki o wysokościach względnych do kilkunastu metrów w sąsiedztwie rynien lodowcowych. Budują je piaski i żwiry żółte i żółtobrazowe, czasem zaglinione. Niewielkie obniżenia między pagórkami bywają wypełnione osadami zastoiskowymi i torfami.

P i a s k i , ż w i r y i m u ł k i k e m ó w występują głównie wzdłuż i w sąsiedztwie rynien lodowcowych na całym obszarze arkusza, tworząc grupy pagórków lub stanowiąc izolowane pagórki o wysokości do kilkunastu metrów. Największe takie skupisko jest w rejonie zachodniego odcinka doliny Pliszki i w dolinie Ilanki. Kemy są zbudowane z drobno- i średnioziarnistych żółtych piasków, czasem pyłowatych, z małą ilością żwirów oraz z mułków pyłowato-ilastych, o całkowitej miąższości od kilku do kilkunastu metrów, zależnie od jego wysokości. W wielu miejscach na powierzchni spotyka się głaziki i głazy średnicy do 20,0 cm. Najwyższe wzniesienia kemowe dochodzą do 120,0 m n.p.m.

P i a s k i i ż w i r y o z ó w wydzielono w strefach rynien jeziornych w Kosobudzu i nad jeziorem Trawienko na południe od Torzymia. Miąższość osadów wynosi od kilku do 10,0 m w zależności od wysokości formy. Oz w Kosobudzu nad Jeziorem Dużym jest zbudowany z piasków gruboziarnistych i żwirów różnokruchowych barwy szarej i żółtoszarej, z widoczną laminacją i warstwowaniem. Osady są sypkie, przemyte, co świadczy o szybkim transporcie. Ozy tworzyły się w okresie regresji lądolodu i są związane z działalnością wód subglacjalnych. Obecnie tworzą formy wałów o długości do kilkuset metrów.

R e z y d u a g l i n z w a ł o w y c h stwierdzono na powierzchniach o charakterze erozyjnym, przy zachodniej granicy obszaru arkusza. Stanowią je głaziki i żwiry, towarzyszące glinom zwałowym zlodowacenia Wisły na głębokości do 1,5 m, leżące na starszych osadach wodnolodowcowych lub zastoiskowych.

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e występują pod niewielkim przykryciem osadów sandrowych, wodnolodowcowych lub deluwialnych głównie w części południowo-zachodniej obszaru arkusza, w obniżeniu rzeki Pliszki, w rejonie Pliszki, Dobrosułowa oraz w rejonie Pożrzadła. Odznaczają się innym wykształceniem od leżących wyżej osadów wodnolodowcowych. Częściej są to piaski gruboziarniste i żwiry o średnicy do 1,0 cm, kwarcowo-skaleniowe, barwy białej i białoszarej z dużą ilością okruchów węgla brunatnego, których nie spotyka się w leżących wyżej osadach wodnolodowcowych. Opisano je w kilku punktach dokumentacyjnych (2, 4, 11, 14, 15, 17) na głębokości od 0 (pkt. 14) do 6,0 m (pkt. 2). W punkcie 14 seria osadów rzecznych miąższości 5,3 m leży na starszych glinach zwałowych z okruchami węgla brunatnego. Piaski i żwiry rzeczne leżą na wysokości od 97,0 w części północno-wschodniej w Pożrzadle (pkt. 2) do 70,0 m n.p.m. w części południowej obszaru arkusza (pkt. 14) w Kępinach. Są one opisywane również na obszarze sąsiedniego arkusza Krosno Odrzańskie (Sztromwasser, 2000).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (górne) obejmują południowo-wschodnią część obszaru arkusza oraz znaczne połacie w jego części środkowej i północnej. Budują one powierzchnie na wysokości od 80,0 do 115,0 m n.p.m. w rejonie Dobrosułowa, Kosobudza i na południe od Torzymia (w sąsiedztwie sandru Pliszki), tworząc III poziom sandrowy — sandr Ołoboku (Żynda, 1967). Na pozostałym obszarze występują one na wysokości od 110,0 do 130,0 m n.p.m. Seria ta jest zbudowana z piasków różnoziarnistych, głównie drobnych i średnich, barwy żółtej oraz żwirów średnio-okruchowych. Tworzą pokrywy o miąższości od 1,0 do kilku metrów.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (sandrowe) są związane z okresem regresji lądolodu fazy poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Obejmują znaczne obszary w części centralnej, południowo-zachodniej i wschodniej. Tworzą one VI poziom sandrowy — sandr Pliszki (Żynda, 1967), wyraźnie odróżniający się od otaczających go form. Powierzchnia jego leży na wysokości od 66,0 do 110,0 m n.p.m. i obniża się w kierunku południowo-zachodnim. Budują go piaski średnio- i gruboziarniste, żółte i żółtoszare, czasem zaglinione, z domieszką żwirów, o miąższości do kilku metrów. Osady te zalegają na starszych utworach rzecznych w okolicy Dobrosułowa (pkt. dok. 11, 17), na starszych glinach zwałowych (pkt. dok. 14) i na mułkach zastoiskowych zlodowacenia Wisły (pkt. dok. 15). Mają miąższość od kilku do 10,0 m. W wyrobisku w Pożrzadle (pkt. dok. 5) mają one miąższość 2,5 m. Są to piaski i żwiry warstwowane różnokierunkowo z soczewkami grubszego materiału, żwirowego i gładzikami, barwy żółtej, brązowożółtej lub jasnożółtej, leżące na utworach gliniasto-mułkowych zlodowacenia północnopolskiego.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

T o r f y występujące pod nakładem osadów deluwialnych i zastoiskowych opisano w dolinie Pliszki, nad jeziorem Ratno (pkt. dok. 8) na głębokości 3,7 m pod gytiami oraz w Torzymiu na głębokości 3,0 m. Miąższość torfów dochodzi do 2,0 m.

G y t i e nawiercono w dolinie Kłodnicy, w dnach rynien subglacialnych w rejonie Pliszki oraz w obniżeniu na południe od Torzymia pod osadami deluwialnymi i torfami. W Pliszce (pkt. dok. 8) gytie stwierdzono na głębokości 2,8–3,4 m. Są one barwy białozielonoszarej, miękkoplastyczne, ilaste, z rozkruszem węglanowym. Występują często w towarzystwie torfów. Ich miąższość łączna waha się od 0,5 do 2,0 m.

P i a s k i i g l i n y d e l u w i a l n e powstały w okresie silnej denudacji na stokach wysoczyzn i u ich podnóża, na zboczach rynien jeziornych oraz w obniżeniach i dolinach potoków. Są to osady barwy szarożółtej o miąższości od 0,6 do 2,5 m. Przeważają utwory piaszczyste i piaszczysto-żwirowe, rzadziej występują gliny.

P i a s k i e o l i c z n e w w y d m a c h i p i a s k i e o l i c z n e występują sporadycznie jedynie w południowej części obszaru, w okolicach Pliszki i Dobrosułowa. Na powierzchni osadów wodnol-

dowcowych tworzą niewysokie wały i pagórki o wysokości do 3,0 m. Są to piaski drobno- i średnioziarniste z niewielką domieszką frakcji grubszej, barwy żółtej, dobrze wysortowane, o matowych ziarnach.

c. Holocen

Mułki i piaski jeziorne występują wąskim pasem wokół jezior: Dobrosułowskiego, Malcz i Trawienko. Mułki barwy jasnoszarej, oliwkowoszarej i brunatnej są przeławicane piaskami drobnoziarnistymi. Utwory te zawierają zbutwiałe szczątki roślin, często są silnie zawodnione. W obniżeniu na północ od Torzymia mułki ilasto-piaszczyste zielonoszare leżą na glinach zwałowych. Miąższość osadów jeziornych wynosi do 2,5 m.

Piaski i namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Okresowo suche koryta drobnych cieków i zagłębienia bezodpływowe po martwym lodzie, występujące na wysoczyźnie morenowej i wodnolodowcowej, są wypełnione piaskami różnoziarnistymi i mułkami piaszczystymi, zawodnionymi o miąższości do 2,5 m.

Piaski i żwiry rzeczne oraz namuły den dolinnych i zagłębień okresowo przepływowych występują w dolinach Pliszki i Kłodnicy oraz mniejszych cieków na obszarze całego arkusza. Piaski i żwiry mają barwę szarą i jasnoszarą. Są przeławicane namułami gliniasto-piaszczystymi. W utworach tych są obecne niezweglone szczątki roślin. Miąższość osadów dochodzi do 3,0 m, a zawodnione są często już od 1,0 m.

Namuły torfiaste występują głównie w dnach rynien subglacialnych utworzonych przez wody lodowcowe oraz w dnach dolin rzecznych. Wypełniają również drobne zagłębienia bezodpływowe i okresowo przepływowe na wysoczyźnie morenowej i równinie sandrowej. Tworzyły się tam, gdzie rozwojowi roślinności bagiennej towarzyszył dopływ osadów piaszczystych i mułkowych. Namuły torfiaste są brunatnoszare, silnie zawodnione. Ich miąższość nie przekracza 2,5 m. Często występują w sąsiedztwie torfów.

Torfy. Największe obszary występowania torfów znajdują się w rynnach polodowcowych w rejonie Torzymia i Rakowa oraz w dolinie Pliszki, mniejsze natomiast znajdują się na obszarze całego arkusza, głównie w dolinach rzek i nad jeziorami. Są one barwy brunatnoczarnej, czasem z domieszką piasków, często zawodnione. Największą miąższość 6,0 m stwierdzono w dolinie Ilanki, na północ od Torzymia (otw. 20). Torfy leżą na gytiach lub na piaskach rzecznych.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Torzym leży na granicy dwóch jednostek strukturalno-tektonicznych — monokliny przedsudeckiej, określanej jako monoklina krośnieńsko-zielonogórska i synklinorium szczecińskiego (Sokołowski, 1966; Dadlez i in., 2000). Wiadomości o podkenozoicznej budowie obszaru oparto na da-

nych z głębokich wierceń poszukiwawczych za ropą naftową, gazem ziemnym i węglem brunatnym oraz na podstawie badań geofizycznych. Pokrywa utworów kenozoiku ma miąższość od 241,0 do 346,6 m.

Na podstawie analizy danych teledetekcyjno-geofizycznych na obszarze arkusza wyznaczono dwie strefy nieciągłości głębokiego podłoża. Jedną o kierunku wschód–zachód, zbieżną w przybliżeniu z zasięgiem pokrywy osadów kredy i drugą o kierunku północny zachód–południowy wschód (Doktór i in., 1995).

Podłożem monokliny przedsudeckiej są utwory fliszowe karbonu dolnego, udokumentowane na obszarze sąsiedniego arkusza Krosno Odrzańskie. W wyniku ruchów górotwórczych orogenezy waryscyjskiej w karbonie górnym, osady te uległy sfałdowaniu i są silnie zaangażowane tektonicznie. Na nich zalegają, nawiercone na obszarze arkusza skały osadowe permu, triasu, jury i kredy, zapadające pod kątem 3–5° w kierunku północno-wschodnim. Na permo-mezozoicznym piętrze strukturalnym monokliny leżą osady kenozoiku.

Utwory permo-mezozoiczne osiągają znaczną miąższość, maksymalnie 2574,0 m. Leżą na zdenudowanej powierzchni osadów karbońskich. W permie dolnym, na stopniowo obniżającym się obszarze, trwała sedymentacja lądowa czerwonego spągowca. W cechszynie zaznaczają się ruchy tektoniczne, które sprzyjały powtarzającym się kilkakrotnie transgresjom morskim. Na osadach czerwonego spągowca rozwinęły się cyklicznie osady morskie cechszynu, na których z kolei zgodnie zalegają lądowe i morskie utwory triasu — pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru oraz jury dolnej. W wyniku ruchów tektonicznych fazy starokimeryjskiej orogenezy alpejskiej, w trakcie sedymentacji osadów triasu, postępowało stopniowe pochylenie obszaru w kierunku północno-wschodnim. Tendencja obniżająca trwała przez całą jurę dolną, o czym może świadczyć powierzchnia stropu od 165,5 (otw. 109) do 222,9 m p.p.m. (otw. 91). Na przełomie jury i kredy w wyniku ruchów tektonicznych fazy młodokimeryjskiej nastąpiło wypiętrzenie całego obszaru i trwała intensywne erozja. Wychodnie osadów jury i kredy na obszarze arkusza wykazują kierunek północny wschód–południowy zachód. Transgresja morska na zerodowaną powierzchnię osadów jury rozpoczyna sedymentację utworów kredy górnej. Ruchy górotwórcze ze schyłku kredy górnej były przyczyną regresji morskiej.

Dzisiejszy obraz budowy podłoża kenozoicznego jest wynikiem wpływu ruchów tektonicznych fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej z przełomu okresu kredy i paleogenu. Powstała wtedy monoklina przedsudecka. Zniszczeniu uległy miąższe utwory jury i kredy. Osady kredy górnej zachowały się w północnej i środkowej części obszaru arkusza, w synklinorium szczecińskim. Po ruchach laramijskich, do górnego paleogenu, obszar badań podlegał silnej erozji i denudacji, czego wynikiem jest brak osadów paleocenu i eocenu. Kolejne, młodsze fazy alpejskich ruchów górotwórczych w neogenie, spowodowały obniżanie terenu, co sprzyjało transgresjom i regresjom morskim. W rezultacie utworzyła się pokrywa osadów morskich oraz lądowych i brakicznych o miąższości do 226,4 m, w tym prawie 206,3 m mioceniński kompleks osadowy z pokładami węgla brunatnego.

W plejstocenie dochodzi do erozji i deformacji glacitektonicznych serii osadowych, wywołanych transgresjami lądolodów. Zaburzeniom uległy utwory mioceńskie. Struktury zaburzone przykryte są osadami młodszymi różnej miąższości. Strop powierzchni zaburzonych osadów mioceńskich występuje na wysokości od 30,0 m n.p.m. do 110,0 m p.p.m. W zaburzeniach glacitektonicznych uczestniczą również utwory czwartorzędowe: gliny zwałowe, mułki, piaski i żwiry.

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej została ukształtowana w starszym plejstocenie w wyniku procesów denudacyjnych i zaburzeń glacitektonicznych. Jest bardzo zróżnicowana. Dla przedstawienia morfologii stropu neogenu zostały wykorzystane wyniki badań geoelektrycznych wykonanych dla arkusza Torzym, głównie w miejscach pozbawionych głębokich otworów wiertniczych (Farbisz, 2001).

Na obszarze arkusza zaznaczają się trzy znaczne obniżenia powierzchni podczwartorzędowej, mające kontynuację poza jego granicami (tabl. II). W części północnej, w rejonie Torzymia i Koryt, obniżenie występuje na wysokości od 23,7 do 104,7 m p.p.m. Drugie obniżenie, w kierunku na północny wschód od miejscowości Pniów, ma wysokość 46,0 m p.p.m. Trzecie obniżenie jest bardzo rozległe, rozciąga się od północnego wschodu i południowego wschodu, przechodzi przez część centralną na południe i zachód. Dokumentowane wysokości wahają się od 32,4 w rejonie Dobrosułowa do 109,5 m p.p.m. w centrum obszaru arkusza nad rzeką Pliszką. Śladem tego obniżenia płynie dziś Pliszka. Na pozostałym obszarze strop powierzchni neogenu występuje na wysokości od 30,0 p.p.m. do 30,4 m n.p.m. Najbardziej urozmaicona i zróżnicowana jest powierzchnia podczwartorzędowa w części północnej, odznaczająca się lokalnymi wzniesieniami i obniżeniami. W północno-wschodniej części obszaru wyznaczono granicę strefy intensywnych zaburzeń glacitektonicznych.

Na całym obszarze arkusza osady czwartorzędowe są podścielone utworami wszystkich ogniw miocenu. Są to głównie utwory miocenu środkowego i dolnego, związane z formacjami: ścinawską, pawłowicką i poznańską. W strefach rynien subglacialnych w Torzymiu i na północ od Dobrosułowa, odsłaniają się osady miocenu dolnego, związane z formacją rawicką. W południowej i środkowej części obszaru arkusza są izolowane wystąpienia utworów związanych z formacją poznańską miocenu górnego.

Deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej wynoszą maksymalnie 143,8 m. Najniżej położony obszar, w strefie rynny subglacialnej, dokumentowany otworem kartograficznym TOR-2 Kijewo (otw. 112), ma wysokość 109,5 m p.p.m., a miejsca położone najwyżej znajdują się w Torzymiu na wysokości 34,3 m n.p.m. (otw. 33) i w Drzewcach na wysokości 27,9 m n.p.m. (otw. 82).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Historia rozwoju budowy geologicznej obszaru arkusza Torzym jest udokumentowana na monoklinie przedsudeckiej od permu dolnego (tab. 1). Od tego czasu było to miejsce długotrwałej sedymentacji, trwającej nieprzerwanie do jury. Piaskowce sedymentacji kontynentalnej czerwonego spagowca wyrównały nierówności w morfologii obniżającego się podłoża przedpermowego.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro			
d	H o l o c e n			Torfy — ${}_t Q_h$ Namuły torfiaste — ${}_{nt} Q_h$ Piaski i żwiry rzeczne oraz namuły den dolinnych i zagłębień okresowo przepływowych — ${}_{pz}^f Q_h$ Piaski i namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}_{pn}^{li} Q_h$ Mułki i piaski jeziorne — ${}_{mp}^{li} Q_h$	Akumulacja bagienna, rozwój torfowisk Akumulacja mineralno-organiczna Erozja i akumulacja rzeczna Akumulacja w zagłębieniach, tworzenie się starorzeczy Akumulacja jeziorna
				Piaski eoliczne — ${}^e Q_p$ Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e Q_p^{(w)}$ Piaski i gliny deluwialne — ${}^d Q_{pg}$ Gytie — ${}_{gy} Q$ Torfy — ${}_t Q$	Akumulacja pokryw eolicznych Tworzenie się wydm Zmywanie i splukiwanie materiału ze stoków, akumulacja w obniżeniach i na stokach Akumulacja jeziorna Akumulacja bagienna i organiczna
ę				Piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) — ${}_{pz}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — ${}_{pz2}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pz}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$ Rezydwa glin zwałowych — ${}_r Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry ozów — ${}_{pz}^{(o)} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski, żwiry i mułki kemów — ${}_{pz}^{(k)} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry moren martwego lodu — ${}_{pz}^{(gm)} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski, żwiry i głązy moren czołowych — ${}_{pz}^{(gc)} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry lodowcowe — ${}_{pz}^g Q_{p^4}^{B3}$ Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^4}^B$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — ${}_{pz1}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$ Mułki, iły i piaski zastoiskowe — ${}_{mi}^b Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wód roztopowych w okresie recesji lądolodu, tworzenie się sandru Akumulacja form sandrowych przez wody lodowcowe na przedpolu lądolodu w okresie recesji Akumulacja rzeczna Erozja moreny dennej Akumulacja w szczelinach lądolodu Akumulacja w przetainach lądolodu Akumulacja z brył martwego lodu Akumulacja form czołowomorenowych w strefie marginalnej Akumulacja lodowcowa Akumulacja glin zwałowych Akumulacja przez wody lodowcowe Akumulacja zastoiskowa na przedpolu lądolodu
z					
r					
o					
t					
r					
a					
w					
z					
j					
C	P i e c j e				
		Interglacjał eemski		Piaski i mułki jeziorne — ${}_{pm}^{li} Q_{p^{3-4}}$	Sedymentacja w zbiornikach jeziornych
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^3}^W$ Piaski wodnolodowcowe — ${}_{p^3}^{fg} Q_{p^3}^W$ Mułki i piaski zastoiskowe — ${}_{mp}^b Q_{p^3}^W$	Akumulacja lodowcowa Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach
			Zlodowacenie Odry	Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^3}^O$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pz}^{fg} Q_{p^3}^O$	Akumulacja lodowcowa Akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu lądolodu
Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki	Mułki i piaski jeziorne — ${}_{mp}^{li} Q_{p^{2-3}}^M$	Akumulacja jeziorna		

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Samu I	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{p2} Q_{p2}^{S3}$ Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p2}^{S3}$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $b_{im} Q_{p2}^{S3}$	Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa przed ingresją lądolodu
				Stadiał dolny	Gliny zwałowe z wkładkami piasków, iłów i mułków — $g_{gzw} Q_{p2}^{S1}$ Piaski wodnolodowcowe — $fg_p Q_{p2}^{S1}$ Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_{p2}^{S1}$	Egzaracja podłoża czwartorzędowego, akumulacja lodowcowa Powstawanie głębokich rynien subglacjalnych, akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu
				Zlodowacenie Nidy	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p2}^N$	Egzaracja podłoża czwartorzędowego, akumulacja lodowcowa
N e o g e n	M i o c e n	Miocen górny		Iły i piaski (formacja poznańska) — $ip M_3$	Akumulacja jeziorna i bagienna	
		Miocen środkowy		Mułowce, mułki, iły, iłowce, piaski i węgiel brunatny (formacja pawłowska i poznańska) — $mcm M_2$	Sedymentacja w zbiorniku śródlądowym, sedymentacja lądowa	
		Miocen dolny i miocen środkowy		Mułowce, mułki, iły, iłowce, piaski i węgiel brunatny (formacja ścinawska) — $mcm M_{1+2}$	Sedymentacja w zbiorniku śródlądowym, sedymentacja lądowa	
		Miocen dolny		Piaski, mułki, iły (formacja rawicka) — $pm M_1$	Akumulacja morska, brakiczna i lądowa	
Paleogen	Oligocen			Piaski glaukonitowe, piaski, mułki, mułowce, iły oraz węgiel brunatny (formacja leszczyńska) — $pGk Ol$	Transgresja — sedymentacja morska sedymentacja lądowa	
Kreda	Kreda górna			Margle, wapienie i piaski — $mew Cr_3$	Akumulacja morska	
Jura	Jura dolna			Piaskowce, mułowce, iłowce, zlepieńce i piaski — $pcmc J_1$	Sedymentacja lądowa w strefie przybrzeżnej morza	
T r i a s	Trias górny	Kajper		Iłowce, mułowce i piaskowce — $icmc T_k$	Sedymentacja morska	
	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Wapień, iłowce i anhydryty — $wic T_w$	Sedymentacja morska	
	Trias dolny i środkowy	Pstry piaskowiec		Piaskowce, iłowce, wapień i anhydryty — $pcic T_p$	Sedymentacja lądowa z lokalnymi ingresjami morskimi	
P e r m	Perm górny	Cechsztyń		Anhydryty, sole kamienne, wapień, dolomity i iłowce — $ahNa PZ$	Transgresja morska. Powstawanie cyklicznych osadów wapienno-dolomitycznych i anhydrytowo-solnych	
	Perm dolny i środkowy	Czerwony spągowiec		Piaskowce — $pc P_{cs}$	Sedymentacja lądowa, powolne obniżanie się terenu	

W cechsztyńce kilkakrotnie powtarzały się transgresje i regresje morskie, w wyniku czego na utworach czerwonego spągowca wykształciły się osady morskie czterech cykli sedymentacyjnych: ewaporatów węglanowych w okresach transgresyjnych (wapień i dolomity) i siarczanowych w miarę obniżania się poziomu wód morskich (anhydryty i sole kamienne).

Po spłyceciu zbiornika i wycofaniu się morza, w triasie dolnym — pstry piaskowcu, rozwinęła się sedymentacja lądowa piaskowców i iłowców oraz wapieni i anhydrytów po lokalnych ingresjach morskich. W triasie środkowym, w wapieniu muszlowym, nastąpił maksymalny rozwój sedymentacji morskiej. Tworzą się osady węglanowo-siarczanowe. W triasie górnym, kajperze, przeważają osady płyt-

komorskie — iłowce, mułowce i piaskowce. W jurze dolnej osadzały się utwory klastyczne — piaskowce, mułowce, iłowce i zlepieńce, związane ze strefą brzeżną basenu. Występują one jedynie w południowej i środkowej części badanego obszaru. Z okresu jura środkowa–kreda dolna brak osadów. W tym czasie trwały tu procesy wietrzenia i denudacji, związane z ruchami wypiętrzającymi orogenezy alpejskiej. Kolejna transgresja morska na zerodowane osady jury miała miejsce w kredzie górnej. Zaznaczyła się sedymentacją w jego północnej części głównie wapieni i margli. Obszar występowania kredy należy do basenu sedymentacyjnego niecki szczecińskiej.

Najstarsze osady paleogenu na obszarze arkusza są związane z oligocenem. Rozwijała się wtedy sedymentacja morska piasków glaukonitowych, a po regresji morskiej utworów facji brakicznej i lądowej: piasków, mułków, mułowców, iłów i węgla brunatnego. Miocen dolny jest okresem tworzenia się osadów facji lądowej, głównie piasków kwarcowych z łuszczkami, mułków i iłów formacji rawickiej. Z końcem tego okresu, w warunkach akumulacji jeziornej, rozpoczyna się sedymentacja osadów mułowcowo-ilasto-piaszczystych formacji ścinawskiej, która kontynuuje się w miocenie środkowym. Z nią jest związany pokład łuzycy węgla brunatnego. Jego obecność można śledzić na obszarze całego arkusza, za wyjątkiem głębokich wymyć subglacjalnych. Występuje w postaci jednej lub kilku warstw, często zaburzonych glacitektonicznie w okresie plejstocenu. Powyżej pokładu węgla, na całym obszarze, zalega miąższy kompleks osadów mułowcowo-ilasto-piaszczystych, silnie zawęglonych formacji pawłowskiej również z obecnością pokładu węgla brunatnego. Sedymentację miocenu środkowego kończy poziom iłów szarych, rozpoczynający akumulację w zbiorniku śródlądowym formacji poznańskiej. Iły szare, podobnie jak iły i mułki zielone i niebieskie formacji poznańskiej miocenu górnego na obszarze arkusza zachowały się fragmentarycznie, zwykle w pozycji zaburzonej glacitektonicznie. Sedymentacja serii poznańskiej trwała do końca miocenu górnego, po czym nastąpiło spłylenie zbiornika i jego zanik (Dyjur, 1978, 1992). W pliocenie, w rezultacie młodoalpejskich ruchów tektonicznych, trwały wzmożone procesy erozji rzecznej i denudacji. Przerwa w sedymentacji trwała do czwartorzędu.

Ochłodzenie klimatu spowodowało transgresje lądolodów, które pozostawiły miąższe osady lodowcowe i wodnolodowcowe, często zaburzone glacitektonicznie. W okresie najstarszych zlodowaceń tworzyły się głębokie rynny subglacjalne. Okres zlodowacenia Sanu 1 był najbardziej optymalnym dla powstawania maksimum takich rynien (Alexowsky, 1996). W interglacjale mazowieckim w lokalnych obniżeniach akumulowane były osady jeziorne. Z okresami zlodowacenia Sanu 1 i Odry są związane najsilniejsze zaburzenie glacitektoniczne, które spowodowały przemieszczenia utworów paleogenu i neogenu razem ze starszymi osadami glacjalnymi. Okres zlodowacenia Warty zaznaczył się kolejną fazą zaburzeń glacitektonicznych i akumulacją utworów wodnolodowcowych. W interglacjale eemskim, w lokalnych obniżeniach, zachodziła sedymentacja osadów jeziornych, piaszczy-

sto-mułkowych, poprzedzająca tworzenie się mułków i iłów zastoiskowych na obszarze prawie całego arkusza, związanych ze zlodowaceniem Wisły. Przed transgresją lądolodu na obszarze arkusza istniał wielki zbiornik zastoiskowy, prawdopodobnie o zasięgu poza lokalnym (Kraiński, 2002). Zlodowacenie Wisły zaznaczyło się akumulacją osadów lodowcowych, wodnolodowcowych, rzecznych i zastoiskowych. W części południowej, środkowej i północnej utworzyły się moreny czołowe. Pod lądolodem tworzyły się rynny, wypełnione dzisiaj wodami jeziornymi i młodszymi osadami piaszczystymi i torfami, a towarzyszą im liczne kemy i ozy. W środkowej, południowej i wschodniej części terenu uformowały się poziomy akumulacji wodnolodowcowej. Drogą tą prowadził odpływ wód z lądolodu do pradoliny warszawsko-berlińskiej. W schyłkowym okresie plejstocenu rozpoczęły się procesy denudacyjne, eoliczne, tworzyły się torfy i gytie. W holocenie dominują procesy erozji oraz akumulacji osadów rzecznych, jeziornych i organicznych.

IV PODSUMOWANIE

Szczegółowe prace kartograficzno-geologiczne oraz wiercenia kartograficzne, badania geofizyczne i analiza materiałów archiwalnych, pozwoliły usystematyzować stratyografię utworów czwartorzędowych i starszych, a także przedstawić ukształtowanie podłoża czwartorzędu. W oparciu o analizę profili otworów wiertniczych i wyniki badań litostratygraficznych wykonanych dla tego opracowania, wydzielono poziomy glacialne pięciu zlodowaceń: Nidy, Sanu 1, Odry, Warty i Wisły. Badany obszar był całkowicie pokryty lądolodem zlodowacenia Wisły.

Strefa nieciągłości przedstawiona na mapie liniowych elementów strukturalnych Polski (Doktór i in., 1995) pokrywa się z zasięgiem występowania w podłożu kenozoiku osadów kredy górnej i ich kontaktu z utworami jury dolnej. Według mapy geofizycznych elementów strukturalnych w północno-wschodniej części obszaru arkusza przebiega granica większych jednostek strukturalnych: Słubice–Leszno–Niemoślin i Słubice–Leszno–Oleśnica (Cieśla i in., 1997), która nie zaznacza się w podłożu podkenozoicznym na linii przekroju geologicznego, ale może mieć przebieg równoległy do niego. Na mapie jednostek grawimetrycznych Polski w sąsiedztwie północnej granicy obszaru arkusza przebiega granica jednostek: wyżu śląskiego od południa i niżu szczecińsko-mogileńsko-miechowskiego od północy (Królikowski i Petecki, 1995). Wyniki sondowań geoelektrycznych wykorzystano do wyznaczenia kopalnych rozcięć, do opracowania szkicu podłoża oraz do rozdzielania osadów na linii przekroju geologicznego w oparciu o różnice oporności.

Podłożo czwartorzędu badanego obszaru stanowią głównie zaburzone glacitektonicznie osady miocenu środkowego. Utwory miocenu dolnego stwierdzono jedynie w rejonie Kijewa (otw. 116) i Torzymia (otw. 30).

Otwory kartograficzne spełniły projektowane zadania: w Kijewie (otw. 116) udokumentowano głęboką rynną subglacjalną, wypełnioną osadami zastoiskowymi i wodnolodowcowymi o miąższości ponad 100,0 m i osady miocenu dolnego w spągu, a profil otworu w Dobroszowie (otw. 112), szczególnie obecność fragmentu serii miocenu z pokładem węgla brunatnego wśród glin zwałowych plejstocenu, dowodzi istnienia głębokich zaburzeń glacitektonicznych, sięgających nawet utworów oligocenu.

Denudacja podłoża paleogenu i neogenu oraz procesy glacitektoniczne są związane z okresem zlodowaceń południo- i środkowopolskich. Zaburzone struktury paleogenu, neogenu i czwartorzędowe są przykryte miąższą warstwą osadów młodszych. Na powierzchni terenu nie stwierdzono wychodni utworów starszych od czwartorzędu.

Najstarsze osady lodowcowe na powierzchni terenu pochodzą z okresu zlodowacenia Wisły. Ciągi moren czołowych w północnej, środkowej i południowej części obszaru wyznaczają zasięgi faz recesyjnych lądolodu stadiału górnego ostatniego zlodowacenia. W północnej i środkowej części badanego terenu stwierdzono fragmenty pięciu rynien jeziornych, które były wypełnione bryłami martwego lodu. Towarzyszące im ciągi wałów kemowo-ozowych urozmicają krajobraz. Szeroka równina sandrowa w części wschodniej i południowej, związana z fazą poznańską, wskazuje na odpływ wód w kierunku południowo-zachodnim do pradoliny warszawsko-berlińskiej. Na obszarze sandru Pliszki, pod osadami fluwioglacjalnymi, stwierdzono istnienie nieco starszego przepływu rzeczno-

Wyłoniono problemy, których nie wyjaśniono w trakcie realizacji mapy, wymagające zbadania w przyszłości:

- uściślenie przebiegu starych dolin subglacjalnych;
- rozpoznanie zasięgu osadów zastoiskowych zlodowacenia Wisły;
- udokumentowanie budowy moren czołowych;
- poznanie budowy geologicznej sandru Pliszki;
- z powodu braku odpowiedniego materiału nie wykonano badań palinologicznych osadów interglacjalnych.

Oddział Dolnośląski

Państwowego Instytutu Geologicznego

Wrocław 2003 r.

LITERATURA

- Alexovsky W., 1996 — Czwartorzędowy system rynnowy na Łużycach i jego geneza. *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1229–1231.
- Badura J., Przybylski B., 2002 — Wielofazowy rozwój zaburzeń glacitektonicznych na Dolnym Śląsku. *Zesz. Nauk. UZ*, **129**: 15–26.

- 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., 1970 — Wielkopolska i środkowe Nadodrze. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Brodzikowski K., 1995 — Pre-Vistulian glaciotectionic features in southwestern Poland, Glacial deposits in north-east Europe: 339–359, A. A. Balkema/Rotterdam/Brookfield.
- 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., 1955 — O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstoceny i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **70**: 107–131.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 769–771.
- Ciuk E., 1985 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Sądów w rejonie Krosna Odrzańskiego w kategoriach C₂ + D₁. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośl.*, Wrocław.
- Ciuk E., Piwocki M., 1990 — Mapa złóż węgla brunatnych i perspektyw ich występowania w Polsce w skali 1:500 000. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku w skali 1:1 000 000. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dammer B., 1931 — Erläuterung zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete 1:100 000. *Preuss. Geol. Landesanstalt*, Berlin.
- Dammer B., 1935 — Geologisch-morphologische Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete 1:100 000. *Preuss. Geol. Landesanst., Berlin. Abh. Ber. Naturwiss. Abtg Grenzmark. Ges.* **10**: 136–139.
- Dammer B., 1938 — Das Subglacial und Toteisgebiet der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **58**:401–425.
- Dąbrowski S., 1985 — Dolina kopalna z interglacjału mazowieckiego w Wielkopolsce środkowej. *Biul. Inst. Geol.*, **348**: 5–43.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1977 — Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 467–478.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dyjaczynski K., Wolny S., 1978 — Rozwój facjalny i stratygrafia cechsztynu ze szczególnym uwzględnieniem poziomów węglanowych Z1 i Z2. W: *Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra*: 133–149.
- Dyjor S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–833.
- Dyjor S., 1974a — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 119–134.
- Dyjor S., 1974b — Zaburzenia glacitektoniczne na obszarze Ziemi Lubuskiej. *Symposium Nauk w Zielonej Górze. Zesz. Nauk. Wyż. Szkoły Inż. w Zielonej Górze*: 71–90.
- Dyjor S., 1975 — Zaburzenia glacitektoniczne w Polsce Zachodniej. *Mat. I Krajowego Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”*: 219–229. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Dyjor S., 1978 — Zarys budowy geologicznej – Trzeciorzęd: 37–43, Czwartorzęd: 43–49. W: *Surowce mineralne Ziemi Lubuskiej*. *Wyd. Geol.*, Warszawa.

- Dyjo r S . , 1986 — Evolution of Sedimentation and Paleogeography of Near-frontier Areas of the Silesian Part of the Paratethys and of the Tertiary Polish–German Basin. *Zesz. Nauk. AGH 1077 Geol. Kwart.*, **12**, 3: 7–23.
- Dyjo r S . , 1992 — Rozwój sedymentacji i przebieg przeobrażeń osadów w basenie serii poznańskiej w Polsce. *Acta Univ. Wratisl.*, **1354 Pr. Geol.-Miner.**, 26: 3–18.
- Dyjo r S . , Wróbel I . , 1978 — Rozwój formacji trzeciorzędowej i czwartorzędowej oraz surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. W: Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 66–92.
- Dyjo r S . , Sadowska A . , 1986 — Próba korelacji wydzieleń stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, **34**, 7: 380–386.
- Farbisz E . , 2000 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Torzym. SEGI-PBG, Wrocław.
- Farbisz E . , 2001 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, arkusz Torzym. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gajewska I . , 1964 — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **8**, 3: 598–607.
- Gajewska I . , 1978 — Stratygrafia, wykształcenie i tektonika mezozoiku Ziemi lubuskiej. W: Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 156–162.
- Gizler H . , Chachaj J . , Multan M . , 1997 — Projekt prac geologicznych dla opracowania arkuszy Torzym (500), Toporów (501) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Górecka T . , Juroszek C . , Karwowski L . , Kłapciński J . , Lorenc S . , Mierzejewski M . , Sachanbiński M . , Ślusarczyk S . , 1977 — Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWroc.*, **22**, *Monografie*, 9: 92 ss.
- Grabowska I . , 1983 — Wyniki analizy palinologicznej osadów trzeciorzędowych z wierceń Sądów 6c i Dobrosułów 1-D (ark. Krosno Odrzańskie). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Grabowska I . , 1986a — Wyniki badań palinologicznych 16 próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Chlebowo 7/G. (ark. Krosno Odrzańskie). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Grabowska I . , 1986b — Wyniki badań palinologicznych 6 próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Sądów 16/C. (ark. Krosno Odrzańskie). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Illner F . , 1928 — Die schlesieschen Braunkohlenvorkommen zwischen Lausitzer Neisse und Oder mit Ausnahme des Sorauer Bergbaugesbietes. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, **30**, 2: 1–76.
- Illner F . , 1934 — Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz und in Niederschlesien. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, **32**, 2: 63–126.
- Janczyk-Kopikowa Z . , Skompski S . , 1977 — Osady interglacialne w Boczowie koło Rzepina (Polska Zachodnia). *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 789–799.
- Jeziorski J . , 1985 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Ziemi Lubuskiej między Krosnem Odrzańskim, Cybinką i Gubinem. (streszcz. ref.) *Kwart. Geol.*, **29**, 2: 484–485.
- Karnkowski P . , 1993 — Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. W: Niż Polski. **1**. Wyd. AGH, Kraków.

- Karnkowski P., Tomaszewski J., Żoźnierczuk P., 1978 — Budowa geologiczna oraz surowce utworów permu i mezozoiku Ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. W: Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 42–65.
- Karóń R., 2003 - Wyniki analizy palinologicznej próbek osadów z otworów wiertniczych z arkusza Torzym w skali 1:50 000 SMGP. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1992a — Vistulian maximum ice-marginal formation. International symposium. Last Ice Sheet Dynamics and Deglaciation in the North European Plain. Poznań/Berlin.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1992b — Glaciodynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro- i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej. *Prz. Geogr.*, **64**, 1-2: 95–119.
- Kłapciński J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Su-det.*, **5**: 77–126.
- Kłapciński J., Lorenc S., 1984 — Zróżnicowanie petrograficzne podpermskiego kompleksu skał osadowych zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar. *Acta Univ. Wratisl.*, **529**, Pr. Geol.-Miner., 9: 19–35.
- Kondracki J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN., Warszawa.
- Kozarski S., 1963 — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **11**: 51–59.
- Kozarski S., 1986 — Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, **57**, 2: 247–270.
- Kozarski S., 1990 — Osady ablacyjne ostatniego zlodowacenia w Polsce środkowozachodniej: identyfikacja i paleogeograficzne implikacje. *Pr. Inst. Geogr. Ser. A*, **4**: 41–60.
- Kozarski S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. W: A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Zesz. Nauk. UAM Ser. Geogr.*, **50**: 471–496.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA-10 KA BP). *Dok. Geogr. PAN*, **1**.
- Kraiński A., 2002 — Zastoisko zbąszyńsko-nowosolskie. *Prz. Geol.*, **50**, 8: 698–700.
- Krawczyńska-Grocholska H., 1978 — Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej. W: Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 113–118.
- Królikowski C., Petecki Z., 1995 — Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Krygowski B., 1962a — Rola glacitektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej. *Czas. Geogr.*, **33**, 3: 313–325.
- Krygowski B., 1962b — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacitektonicznych niżowej części Polski zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **9**: 61–85.
- Krygowski B., 1967 — Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. W: Czwartorzęd Polski: 167–205. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krygowski B., 1973 — Z ważniejszych badawczych zagadnień geologiczno-geomorfologicznych Ziemi Lubuskiej. *Pr. Lubus. Tow. Nauk.*, **13**, 1: 5–24.
- Marcinkowski B., 2002 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski arkusz Torzym (500). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

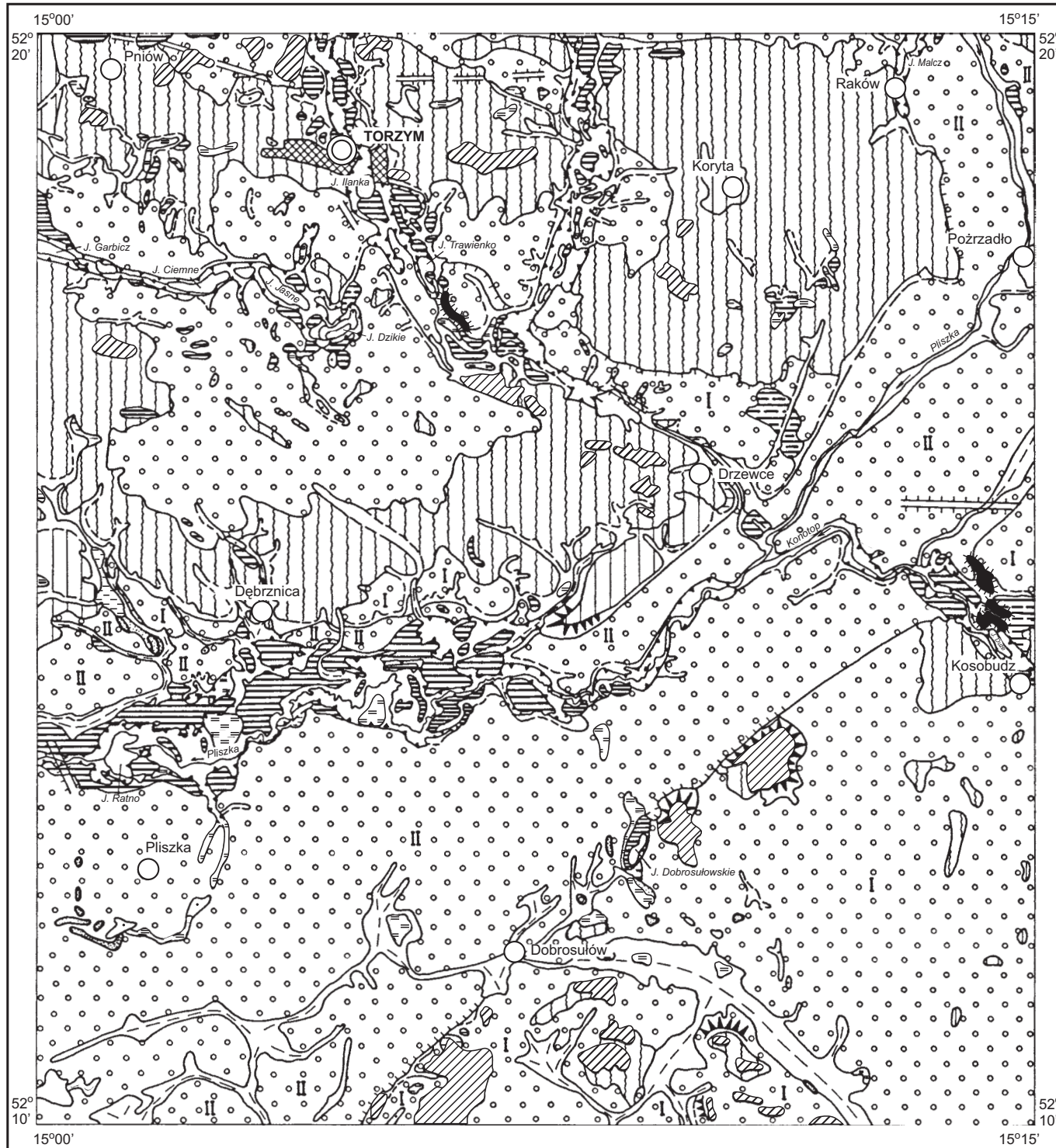
- Marek S., Pajchłowa M., (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 452 ss.
- Masłowska M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 10: 920–926.
- Michalska E., Nitka B., Winnicki J., 1976 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Świebodzin, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Milewicz J., 1971 — Cechsztyń w rejonie Gubina. *Kwart. Geol.*, **15**, 3: 605–621.
- Milewicz J., 1976 — Czerwony spągowiec w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **20**, 1: 81–94.
- Oberc J., 1962 — Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. *Prz. Geol.*, **10**, 11: 573–575.
- Oberc J., 1978 — Rozwój formacji i tektonika Ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego ze szczególnym uwzględnieniem utworów przedpermskich. W: Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 18–41.
- Piwocki M., 1992 — Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, **40**, 5: 281–286.
- Piwocki M., 1998 — Charakterystyka dolnomioceńskiej IV dąbrowskiej grupy pokładów węgla brunatnego w Polsce. *Prz. Geol.*, **46**, 1: 55–61.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Pokorski J., 1997 — Formacje skalne, ich stratygrafia i paleogeografia, perm dolny (czerwony spągowiec). W: Marek S., Pajchłowa M., (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Pudło A., Marciniak B., 1986 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za węglem brunatnym na obszarze woj. zielonogórskiego, rejon 1: Sulechów–Świebodzin, Stary Kisielin–Trzebiechów, Otyń–Siedlisko, Lubsko. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Rotnicki K., 1976 — The Theoretical Basis for and a Model of Origin of Glaciotectonic Deformations. *Quest. Geogr.*, **3**: 103–138.
- Różycki Z., 1984 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za węglem brunatnym na obszarze „Na zachód od Sieniawy” Słubice–Rzepin–Koryta. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Zbąszyń, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 1976 — Stratygrafia osadów plejstocenijskich w zachodniej Polsce między Krosnem a Kostrzynem. *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 421–422.
- Skompski S., 1980 — Nowe stanowiska mięczaków z osadów interglacjalnych w zachodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **322**: 5–29.
- Skompski S., 1981 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **321**: 151–163.
- Skompski S., 1982 — Correlation of the Mazovian Interglacial of the Western Poland with the Holstein Interglacial of the Eastern part of German Democratic Republic. *Biul. Inst. Geol.* **343**: 51–58.
- Sokołowski J., 1966 — Mapa strukturalno-geologiczna Polski 1:500 000 (bez utworów kenozoicznych). Inst. Geol. Warszawa.
- Sokołowski J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **3**: 297–367.
- Sokołowski J. (red.), 1970 — Ropo- i gazoność obszaru przedsudeckiego na tle budowy geologicznej. **3**. Atlas geostrukturalny i naftowy 1:200 000. Inst. Geol., Warszawa.

- Sokołowski J., 1974 — Obszar przedsudecki. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Sztromwasser E., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Krosno Odrzańskie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szumilak J., 1962 — Dokumentacja złoża węgla brunatnego „Cybinka” w kategorii C₁. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Tietze O., 1910 — Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in der Provinzen Posen und Schlesien. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **31**.
- Tokarski A., 1963 — O rozmieszczeniu typów tektoniki polskiego cechsztynu salinarnego. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 369–375.
- Wierchowska-Kicułowa K., 1987 — Charakterystyka geologiczna podłoża permu obszaru przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 557–565.
- Winnicki J., 1977 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Świebodzin. Inst. Geol., Warszawa.
- Woldstedt P., 1925 — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* **77**.
- Znosko J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żygar J., 1990 — Dokumentacja geologiczna złóż węgla brunatnego „Rzepin” i „Torzym” w kategorii C₂, z rejonu „Na zachód od Sieniawy”. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Żynda S., 1961 — Uwagi o morfologii i strukturze sandru Pliszki. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **7**: 177–183.
- Żynda S., 1965 — Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Torzymskiej. Arch. Uniw. im. A. Mickiewicza, Poznań (praca doktorska).
- Żynda S., 1967 — Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze wysoczyzny Lubuskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **8**, 1: 191 ss.
- Żynda S., 1978 — Geomorfologia Wysoczyzny Lubuskiej. Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 286–290.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Torzym (500)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Poziomy wodnolodowcowe: I — 80,0–115,0 m n.p.m.
II — 66,0–110,0 m n.p.m.
- Obszary zastoiskowe
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacialne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki wysoczyzny i poziomów wodnolodowcowych
- Dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Suche doliny
- Dolinki denudacyjne
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

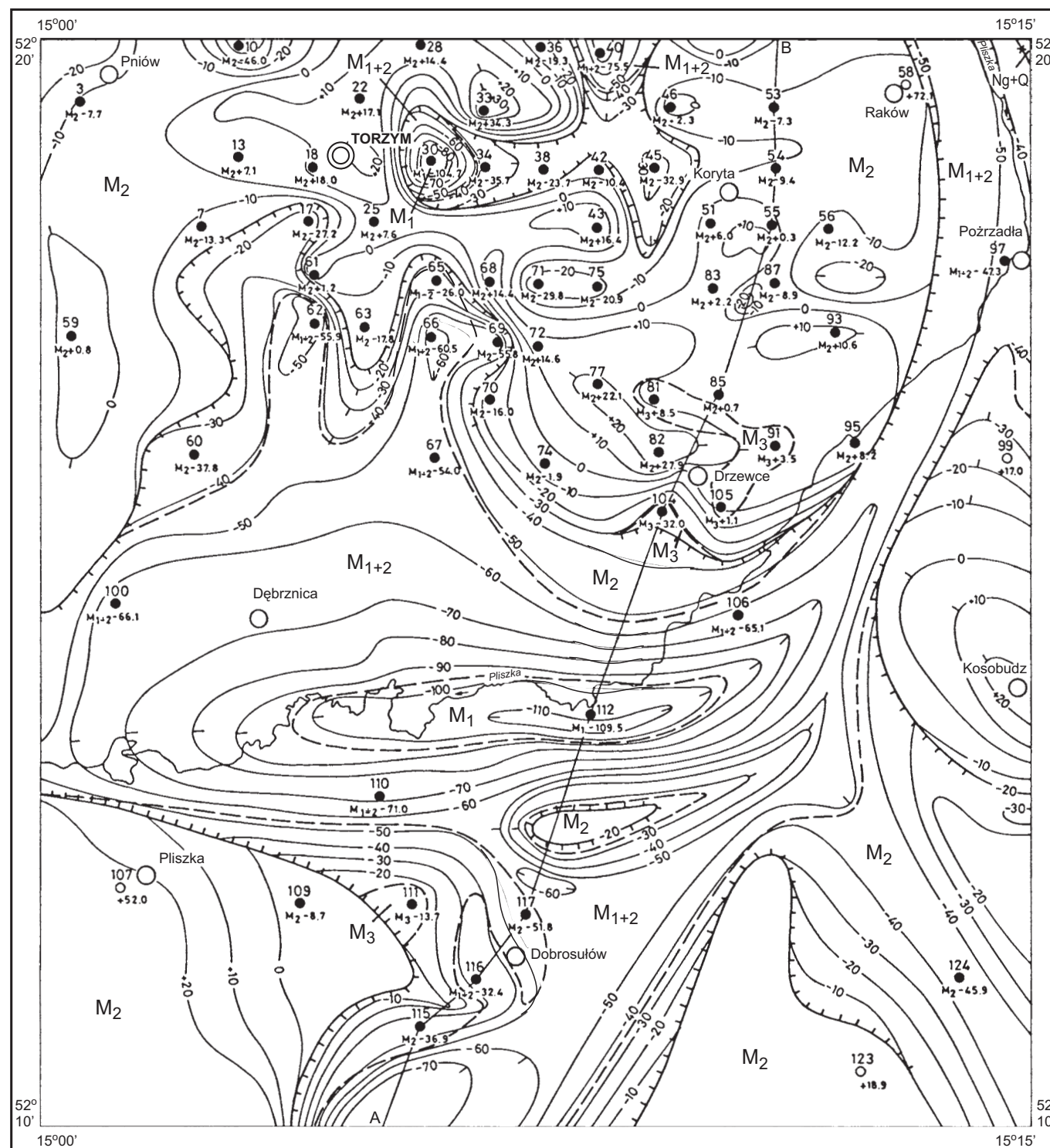
- Groble i nasypy
- Nasypy

Opracował: E. SZTROMWASSER

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Torzym (500)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | | | |
|-----------------------------|--------|--------|--------------------------------|--|-----------------------------|
| NEOGEN+
CZWAR-
TORZĘD | NEOGEN | MIOCEN | M ₃ | Iły i piaski — formacja poznańska | MIOCEN GÓRNY |
| | | | M ₂ | Mułowce, mułki, iły, ilowce, piaski i węgiel brunatny — formacja pawłowska i poznańska | MIOCEN ŚRODKOWY |
| | | | M ₁₊₂ | Mułowce, mułki, iły, ilowce, piaski i węgiel brunatny — formacja ścinawska | MIOCEN DOLNY-
+ ŚRODKOWY |
| | | | M ₁ | Piaski, mułki i iły — formacja rawicka | MIOCEN DOLNY |
| | | | Ng+Q | Osady neogenu i czwartorzędu zaburzone glaciektonicznie | |
| | | | — — — | Granice geologiczne | |
| | | | — 10 — | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. | |
| | | | — / — / | Krawędzie erozyjne | |
| | | | — * — * | Granice obszaru zaburzeń glaciektonicznych | |
| | | | 95
●
M ₂ +8,2 | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Ng+Q — neogen+czwartorzęd, M ₃ — miocen górny, M ₂ — miocen środkowy, M ₁₊₂ — miocen dolny i środkowy, M ₁ — miocen dolny; liczba rzędną stropu utworów neogenu w m n.p.m.) | |
| | | | 99
○
+17,0 | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej zakończone w utworach czwartorzędowych. (liczba oznacza rzędną spągu otworu w m n.p.m.) | |
| | | | A — B | Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej | |

Opracował: E. SZTROMWASSER