



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

WITOLD POPIELSKI

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

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Kalisz Pomorski (271)
(z 2 tab. i 4 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2007

Autor: Witold POPIELSKI
Przedsiębiorstwo Usług Geologicznych KIELKART
ul. Starowapiennikowa 6, 25-113 Kielce

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS
Państwowy Instytut Geologiczny
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

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

ISBN 978-83-7538-011-8

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia.	10
1. Perm	10
a. Perm górny	10
Cechsztyń	10
2. Trias.	11
a. Trias dolny	11
b. Trias środkowy	11
c. Trias górny	11
3. Jura	11
a. Jura dolna	11
b. Jura środkowa.	11
c. Jura górna	12
4. Kreda	12
a. Kreda dolna	12
b. Kreda górna	12
5. Paleogen	12
a. Oligocen.	13
6. Neogen	13
a. Miocen	13
Miocen środkowy	13
7. Czwartorzęd	14

a. Plejstocen	15
Zlodowacenia południowopolskie	15
Zlodowacenie Nidy	15
Zlodowacenie Sanu 1	15
Zlodowacenie Sanu 2	17
Interglacjał wielki	17
Zlodowacenia środkowopolskie	18
Zlodowacenie Odry	18
Interglacjał lubawski	19
Zlodowacenie Warty	20
Interglacjał eemski	21
Zlodowacenia północnopolskie	22
Zlodowacenie Wisły	22
Stadiał górny	22
b. Czwartorzęd nierozdzielony	25
c. Holocen	26
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	27
C. Rozwój budowy geologicznej	29
IV. Podsumowanie	34
L i t e r a t u r a	36

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

Tablica III — Przekrój geologiczny C–D

Tablica IV — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

I. WSTĘP

Obszar arkusza Kalisz Pomorski (271) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 znajduje się w obrębie Niziu Środkowoeuropejskiego, na pograniczu Równiny Drawskiej i Pojezierza Wałęckiego, będących częścią Pojezierza Południowopomorskiego (Kondracki, 2002). Obejmuje powierzchnię około 309 km². Jego granice wyznaczają współrzędne geograficzne: 15°45'–16°00' długości wschodniej i 53°10'–53°20' szerokości północnej. Położony jest on w obrębie województwa zachodniopomorskiego, w powiatach: drawskim (miasto i gmina Kalisz Pomorski), choszczeńskim (gmina Drawno) oraz wałęckim (gminy: Tuczno, Człopa i Mirosławiec). Przez teren arkusza przebiega droga krajowa numer 10, relacji Lubieszyn–Płońsk.

Użytki rolne obejmują niewiele ponad 23,0% powierzchni obszaru arkusza, znajdują się głównie w okolicach Drawna i Dębska oraz w zachodniej części badanego terenu, na glinach zwałowych wysoczyzny polodowcowej. Lasy i jeziora, zajmujące około 77% powierzchni obszaru opracowania, przykrywają znaczne połacie piasków sandrowych w centralnej, południowej, a przede wszystkim wschodniej części terenu arkusza.

Głównym ośrodkiem administracyjno-handlowym obszaru opracowania jest Kalisz Pomorski. W tym niewielkim mieście, otoczonym trzema jeziorami, koncentruje się przemysł drzewny oraz materiałów budowlanych. Innym ciekawym miastem jest Drawno, usytuowane pomiędzy dwoma malowniczymi jeziorami: Adamowo (Dubie Południowe) i Grażyna (Dubie Północne). Znajduje się tu ośrodek sportów wodnych, a także gród słowiański z X–XI w. Miasto posiada również zachowany średniowieczny układ ulic oraz domy o konstrukcji szkieletowej z XVIII i XIX w.

Prace kartograficzne przeprowadzono w oparciu o „Projekt badań geologicznych” zatwierdzony przez Ministra Środowiska decyzją KOK/9/2001 z dnia 06.04.2001 r. Projekt ten został sporządzony przez: Kwapisza, Mądrego i Popielskiego (1999). Zdjęcie geologiczne wykonali, w latach 2003–2005, Popielski i Kurkowski z Przedsiębiorstwa Usług Geologicznych „Kielkart” w Kielcach. W pracach terenowych uczestniczyli ponadto: Kwapisz, Barański i Gajos.

Zakres prac terenowych obejmował realizację zdjęcia geologicznego w ciągu trzech sezonów kartograficznych (w latach 2003–2005), w tym wykonanie: opisów około 100 m² ścian odkrywek, 58 sondowań mechanicznych WH (łącznie metraż około 608 m; [tab. 1](#)) oraz 978 sondowań ręcznych (łącznie metraż około 2420 m). Zagęszczenie marszrut wynosiło około 4–6 km/km². Ponadto przeanalizowano profile 73 otworów wiertniczych, z których 59 przedstawiono na mapie geologicznej. W celu udokumentowania osadów czwartorzędowych i ich podłoża wykonano trzy pełnordzeniowe otwory badawcze (kartograficzne): 14 (Kalisz Pomorski KP-3 — gł. 129,0 m), 29 (Biały Zdrój KP-2 — gł. 149,0 m) i 59 (Korytnica KP-1 — gł. 92,0 m), wszystkie zakończone w utworach miocenu. Z wierceń kartograficznych oraz sond mechanicznych pobrano 119 próbek do badań litologiczno-petrograficznych, które zostały wykonane przez Bugajską (2005), a wyniki zaopiniowała Kenig — specjalista do spraw badań litologiczno-petrograficznych z Państwowego Instytutu Geologicznego. Na kolejnych 14 próbkach pobranych z otworu kartograficznego 29 Nita (2005) wykonała badania palinologiczne. Ponadto pobrano cztery próbki torfów i kredy jeziornej, które zostały poddane oznaczeniu wieku bezwzględnego metodą radiowęglową (¹⁴C) (Pazdur, 2005). Wzdłuż linii przekroju geologicznego A–B, m.in. dla optymalnej lokalizacji otworów kartograficznych, wykonano ciąg 110 sondowań geoelektrycznych (elektrooporowych) (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004).

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych (sond mechanicznych)

Numer punktu		Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym				
1	III	Krężno	94,3	1,5	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
2	IV	Kolonia Przysiekiercze (krawędź Drawy)	83,8	2,3	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
3	II	północny brzeg Jeziora Szerokiego	80,0	1,5	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
4	I	wschodni brzeg Jeziora Środkowego	80,0	1,5	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C

Do opracowania mapy powierzchniowej, oprócz materiałów własnych, wykorzystano arkusz Gorzów Wielkopolski Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 (Kozłowski, Nosek, 1977a, 1978). Przeanalizowano także sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:500 000 (Graniczny i in., 1995), a także mapy topograficzne w skali 1:10 000, które okazały się bardzo przydatne przy sporządzaniu szkicu geomorfologicznego ([tabl. I](#)). Pomocne w tym były również materiały własne, liczne zdjęcia form i odsłoneń. Do wykonania szkicu geologicznego odkrytego ([tabl. II](#)), oprócz profili wierceń, wykorzystano również dane zaczerpnięte z literatury i analizy

półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego, wykonanego na potrzeby arkusza przez pracowników Zakładu Geofizyki Państwowego Instytutu Geologicznego (Twarogowski, Petecki, 2005).

Badania geologiczne Pomorza Zachodniego na większą skalę rozpoczęto dopiero po II wojnie światowej. Z okresu przed 1939 r. należy wymienić pracę Jentzscha (1927), dotyczącą trzeciorzędowej formacji burowęglowej. Po 1945 r. badania geologiczne w tym rejonie prowadzili głównie pracownicy Państwowego Instytutu Geologicznego. Ich celem było rozpoznanie występowania kopalin w kompleksie permsko-mezozoicznym oraz w osadach paleogenu, neogenu i czwartorzędu.

Stratygrafia i litologią utworów permu zajmowali się: Pawłowska (1968), Szaniawski (1970) i Wagner (1997, 1999); triasu — Franczyk (1987), Gajewska (1978, 1987), Szyperko-Teller (1987) i Orłowska-Zwolińska (1987); jury — Dayczak-Calikowska (1987), Brochwicz-Lewiński (1987) oraz Dayczak-Calikowska i Kopik (1973); kredy — zespoły pod redakcją Jaskowiak-Schoeneichowej (1979) i Raczyńskiej (1987); paleogenu — Ciuk (1970a, b, 1971, 1972) i Piwocki (1991); neogenu — Łyczewska (1958).

Zagadnienia tektoniki opracowywali: Dadlez (1987), Dadlez z zespołem (1998), Pożaryski (1964, 1969), Raczyńska i inni (1987) i Schoeneich (1962).

Geologią i geomorfologią osadów czwartorzędowych zajmowali się m.in.: Dobracka i Piotrowski (2002), Dobracki i Lewandowski (2002), Dobrzyński i Racinowski (1994), Dyjor (1991), Galon (1952, 1957, 1967, 1970, 1972a, b, 1977), Karczewski (1968, 1971, 1997, 2001), Kłysz (1986, 1990, 2001), Kozarski (1992), Kozłowski i Nosek (1977a, b, 1978), Maksiak i Mróz (1978), Marsz (1973), Masłowska (1999), Migoń (1992), Mojski (1994), Niewiarowski (1994), Piotrowski (2003), Popielski (2003, 2005, 2006), Stoiński, Wągrowski i Wieczorek (2002), Sylwestrzak (1978) oraz Wągrowski (2002).

Podsumowania badań plejstocenu Pomorza Środkowego dokonano podczas IX Konferencji „Stratygrafia plejstocenu Polski”, która odbyła się w 2002 r. w Bornem Sulinowie. Wyniki omawianych prac przedstawiono w materiałach konferencyjnych.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według klasyfikacji fizycznogeograficznej (Augustowski, 1977; Kondracki, 2002) obszar arkusza Kalisz Pomorski znajduje się w obrębie podprowincji Pojezierza Południowobałtyckie.

Przeważająca część terenu badań znajduje się w granicach Równiny Drawskiej, którą w głównej mierze tworzą piaski ze żwirami wodnolodowcowe, odsłaniające się wzdłuż doliny Drawy. Północno-wschodnia część obszaru arkusza leży w obrębie Pojezierza Wałęckiego, charakteryzującego się urozmaiconą morfologią form lodowcowych i wodnolodowcowych. Granica między tymi jednostkami biegnie południkowo wzdłuż długiego stożka występującego na południe od wsi Suchowo,

a następnie zatacza łagodny łuk w rejonie Jeziora Mąkowarskiego i otaczając Kalisz Pomorski zmierza do północno-wschodniego naroża obszaru arkusza (tabl. I).

Powierzchnia terenu opracowania podnosi się łagodnie od południa (w dolinie Słopiczy znajduje się na wysokości 69,5 m n.p.m.) ku północy, by na kulminacji moreny martwego lodu wznoszącej się nad Kaliszem Pomorskim osiągnąć 153,4 m n.p.m.

Znaczną część powierzchni badanego obszaru tworzy piaszczysta równina sandrowa. Jej niższy poziom, związany z okresem deglacjacji ostatniego zlodowacenia, czyli fazy pomorskiej, określany jest w literaturze jako sandr Drawy. Opada on łagodnie od około 100–110 m n.p.m. w rejonie Prostyni do około 70–80 m n.p.m. w południowo-wschodnim narożu terenu arkusza. Fragmenty poziomu wyższego, pochodzącego ze starszej części stadiału górnego zlodowacenia Wisły, zachowały się na północy obszaru opracowania, najliczniej w okolicach Kalisza Pomorskiego. Są to prawdopodobnie fragmenty sandru tworzącego się w czasie deglacjacji subfazy krajeńskiej. Zachowane piaszczyste powierzchnie otaczają wysoczyznę morenową falistą, zbudowaną w głównej mierze z glin zwałowych. Powierzchnia wysoczyzny morenowej płaskiej odsłania się wśród piasków sandrowych w rejonie Dębska i Drawna, a także w formie ostańca erozyjnego na wschód od Dominikowa.

Deglacjacja w fazie leszczyńsko-poznańskiej miała w tym rejonie charakter arealny, dlatego wytapiające się bryły zamierającego, martwego lodu utworzyły na swych obrzeżach pagórki i wzgórza moren martwego lodu. Zespół największych wzniesień tego typu góruje nad Kaliszem Pomorskim. Podobne formy występują również w dolinie Drawy i Prostyni oraz w kotlinie wytopiskowej w rejonie Krężna, na północny wschód od Kalisza Pomorskiego. O arealnej deglacjacji ostatniego zlodowacenia na tym terenie świadczą również licznie zachowane kemy. Łądolód posiadał zapewne wiele szczelin i przetain, w których postępowała akumulacja drobnofrakcyjnego materiału. Największe pagóry kemowe występują w okolicach Suchowa (141,8 m n.p.m.), Kalisza Pomorskiego (130,1 m n.p.m.), Dębska (121,3 m n.p.m.) i Drawna (około 110 m n.p.m.). W kilku miejscach do wysoczyzny polodowcowej przylegają półki tarasów kemowych, zbudowanych z warstwowych prawie horyzontalnie drobnych piasków ze żwirami oraz mułków.

Płaska powierzchnia równiny sandrowej jest rozcięta gęstą siecią rynien subglacialnych. Zaznaczają się dwa główne ich kierunki — południkowy, z lekkim odchyleniem ku wschodowi, oraz równoleżnikowy. Ten drugi kierunek, podrzędny, posiadają prawdopodobnie formy nieco młodsze (Galon, 1957; Stoiński i in., 2002). Najbardziej wyraźną jest rynna, w której leży Kalisz Pomorski oraz Jezioro Mąkowarskie. Drugą formą o prawie prostoliniowym przebiegu jest rynna biegnąca od Prostyni do Niemieńska, wykorzystana w swym dolnym odcinku przez rzekę Słopicę. Dna rynien polodowcowych wypełniają piaski ze żwirami, tworzące wyniosłości i progi, utwory organiczne, a także liczne jeziora rynnowe. Część rynien została wykorzystana przez rzeki, takie jak: Drawica,

Słopica, Korytnica; i częściowo przez nie przekształcona. Szereg obniżeń w sandrze Drawy stanowią doliny wód roztopowych. Znaczą one główne kierunki odpływu wód z topniejącego lądolodu. Wody roztopowe zdążyły na południe i południowy wschód, opływając łob Odry. Część z nich musiała płynąć po martwym lodzie, który zalegał wtedy na Równinie Drawskiej, przypuszczalnie w rynnach polodowcowych, w miejscu dzisiejszych jezior. W czasie wytapiania brył na wysoczyźnie polodowcowej tworzyły się liczne zagłębienia po martwym lodzie.

Na równinie wodnolodowcowej, w granicach obszaru opracowania, pola piasków eolicznych występują sporadycznie. Niewielkie równiny piasków przewianych stwierdzono w okolicach Dębska oraz w południowo-wschodniej części obszaru badanego arkusza, na wschód od Korytnicy.

Na badanym obszarze pochodzenia rzecznoego są szerokie, zwykle do około 200–300 m, płaskie dna dolin rzecznych: Drawy, Drawicy i Korytnicy. Osady piaszczyste, z których zbudowane są tarasy zalewowe wyżej wspomnianych rzek mają przeciętnie około 4–5 m miąższości.

Na obrzeżach współczesnych jezior, m.in. takich jak: Giżyno, Grażyna i Duże Bobrowo, oraz na zarośniętych późnoplejstocęńskich jeziorach, w okolicach Prostyni i Drawna, powstały równiny jeziorne, zbudowane z kredy jeziornej, gytii i piasków. Równiny torfowe rozwinęły się najczęściej w miejscach starych zarośniętych jezior polodowcowych, z których największe istniały w okolicach Krężna i Prostyni oraz na północ od Drawna. Większość jezior występujących na obszarze arkusza Kalisz Pomorski jest usytuowana w rynnach polodowcowych, około 10–15 m poniżej poziomu otaczającej je równiny wodnolodowcowej. W wielu miejscach równina ta opada w stronę lustra jezior stromą krawędzią klifową.

Z grupy form antropogenicznych w obrębie obszaru arkusza stwierdzono żwirownie i piaskownie-żwirownie. Do największych należą wyrobiska w Dębsku i Kaliszu Pomorskim. Tylko jedno z nich, w Kaliszu Pomorskim, jest obecnie eksploatowane. Odnotować także należy wysypisko śmieci usytuowane w nieczynnym wyrobisku na południe od Kalisza Pomorskiego, będące aktualnie w fazie likwidacji.

Obszar arkusza Kalisz Pomorski jest położony w zlewni Drawy. Główny element hydrograficzny stanowi dolina tej rzeki, przebiegająca południkowo przez zachodnią część badanego terenu. Do Drawy uchodzi Prostynia, biorąca swój początek z jeziora o tej samej nazwie, położonego blisko północnej granicy obszaru arkusza. Kolejnym ciekim uchodzącym do Drawy jest Mąkowiedka, niewielka rzeczka wypływająca z Jeziora Mąkowiedkiego. Wyżej wspomniane jezioro zasila Drawica, wypływająca z jeziora Giżyno na północy terenu opracowania i zmierzająca na zachód, rynną Kalisza Pomorskiego, w stronę Jeziora Mąkowiedkiego. Drawa zasila jeziora Grażyna i Adamowo. Następnie płynie dalej na południe, poza granicę obszaru arkusza. Na południe od Drawna przecina teren Drawieńskiego Parku Narodowego, utworzonego w 1990 r. w celu zachowania Puszczy Drawskiej w środkowym odcinku rzeki Drawy i jej dopływu — Płocicznej.

Kolejną rzeką zaznaczającą się w krajobrazie równiny sandrowej jest Korytnica, przepływająca przez jezioro Nowa Korytnica i zmierzająca na południowy zachód, do doliny Drawy, do której wpada kilometr poza południową granicą terenu badań. Prawie w tym samym miejscu uchodzi do Drawy inny niewielki lewobrzeżny dopływ — Słopica, rzeka częściowo wykorzystująca rynnę polodowcową.

W pobliżu wschodniej granicy terenu badań, w okolicy Białego Zdroju, do jeziora Wieliz wpada niewielka rzeka Stawica, a z jeziora wypływa Kamionka, której południkowa dolina kieruje się w stronę jeziora Nowa Korytnica.

Teren badań obfituje w niewielkie, bezimienne ciekły związane z systemem hydrograficznym Drawy i jej dopływów. Wiele z tych cieków znajduje się w okolicach Krężna i Dębska, w północnej i centralnej części obszaru arkusza, oraz Barnimia, na południu.

Największym jeziorem na badanym terenie jest Jezioro Mąkowskie, o głębokości przekraczającej 31,0 m, natomiast najdłuższym — Krzywe Dębsko, usytuowane w równoleżnikowej rynn timerodowcowej, zajętej również przez jeziora: Dominikowo Małe, Dominikowo Wielkie, Szerokie, Środkowe i Małą Korytnicę. Płytkie i zarastające jeziora położone są we współczesnej dolinie Drawy. Jeziora Grażyna i Adamowo nie przekraczają 5,0 m głębokości. Natomiast najgłębszym jeziorem występującym na obszarze opracowania jest Duże Bobrowo. Leży ono w granicach administracyjnych Kalisza Pomorskiego i pomimo stosunkowo niewielkiej powierzchni ma głębokość około 34 m.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

O budowie głębszego podłoża obszaru arkusza Kalisz Pomorski możemy wnioskować na podstawie profili sześciu otworów wiertniczych: 2, 9–12 i 26, w których przewiercono osady neogenu i paleogenu.

1. Perm

a. Perm górny

Cechsztyn

Utwory permu rozpoznano w Cybowie, w otworze wiertniczym 9 na głębokości 2090,0–3228,2 m (nie przewiercono). Stwierdzono tam wielocykliczny kompleks osadów chemicznych i klastycznych. Sole kamienne, zlewne, krystaliczne, białe występują przemiennie z żyłami anhydrytów, a w spągu z przewarstwieniami iłów i margli dolomitycznych. Utwory te, zdaniem Szaniawskiego (1970), występują na całym badanym obszarze i reprezentują fację morsko-lagunową (salinarną).

2. Trias

a. Trias dolny

Osady triasu dolnego rozpoznano jedynie w otworze 9 w Cybowie, gdzie bezpośrednio na utworach permskich zalega 220,0-metrowy kompleks ciemnowiśniowych iłowców, zaliczany do pstręgo piaskowca.

b. Trias środkowy

W Cybowie (otw. 9) powyżej osadów pstręgo piaskowca stwierdzono 50,0-metrowy kompleks utworów wapienia muszlowego, reprezentowany w głównej mierze przez jasnoszare, zwarte dolomity z kryształkami gipsów płytkowych oraz ilowce dolomityczne.

c. Trias górny

Iłowce i anhydryty. Osady kajpru największą miąższość osiągają w rejonie Jeziora Mąkowskiego, gdzie w otworze wiertniczym 26 łączna miąższość utworów triasu górnego przekracza 560,0 m. Najmniejszą miąższość tych osadów, 130,0 m, odnotowano w otworze 9 w Cybowie. Jest to seria pstrych osadów ilastych, przeławiconych anhydrytami, z niewielką domieszką piaskowców drobnoziarnistych. Iłowce są ciemnobrunatne, pelityczne, niżej szaro-zielone, zlewne. W niższej części profilu sporadycznie trafiają się okruchy gipsów włóknistych.

3. Jura

Jurę na obszarze badanego arkusza reprezentuje kompleks cyklicznie osadzanych utworów morskich i brackicznych.

a. Jura dolna

Lias to łupki ilaste ciemnobrunatne, pelityczne, dość zwarte i piaskowce o różnej granulacji, często słabo scementowane lepiszczem ilastym lub syderytowym. W całym profilu spotyka się nagromadzenia zwęglonej siewki roślinnej, gniazda węgla brunatnego oraz bogatą faunę otwornic i małżów. Miąższość serii waha się od 207,9 m w otworze 11 do 330,0 m w otworze 9.

b. Jura środkowa

Dogger najpełniej wykształcony jest w profilach otworów 2 w Suchowie oraz 11 w Cybowie. Największą miąższość osadów jury środkowej zanotowano w wierceniu 10 w Suchowie — 258,0 m, a najmniejszą w otworze 9 w Cybowie — 139,8 m. W granicach terenu badań jest to kompleks młowców i iłowców z wkładkami łupków ilastych i sporadycznie przerostami piaskowców marglistych, wapieni i margli.

c. Jura górna

Malm w granicach terenu badań reprezentują głównie wapień margliste i piaszczyste z przerostami wapieni oolitowych i detrytycznych oraz mułowce. Miąższość tego kompleksu waha się od około 120 m w otworze 10 do około 504 m w otworze 2 w Suchowie.

4. Kreda

Utwory kredy występują na całym omawianym obszarze. Znaczna ilość dobrze zachowanej mikro- i makrofauny pozwala na w miarę precyzyjne stratygraficzne rozdzielenie dość monotonicznie litologicznie wykształconego miąższego kompleksu osadów morskich.

a. Kreda dolna

Osady kredy dolnej, podobnie jak górnójurajskie, nie występują w profilach wszystkich wierceń zlokalizowanych w granicach badanego terenu. Luka stratygraficzna, zdaniem Raczyńskiej (1987), nie jest uwarunkowana lokalną tektoniką, lecz warunkami paleogeograficznymi. Hiatus ten można zaobserwować w otworach 10 i 11 wykonanych w Suchowie i Cybowie. W pozostałych profilach wierceń kreda dolna jest wykształcona w postaci łupków i listych margli z glaukonitem, zapiaszczonych, z dużą ilością fauny. Miąższość omawianych osadów wynosi od około 40 m w otworze 26 w rejonie Mąkowie do około 114 m w otworze 2 w Suchowie.

b. Kreda górna

Margle oraz mułowce i piaskowce z glaukonitem. Kredę górną na całym obszarze arkusza reprezentują osady marglisto-mułowcowe, miejscami piaskowce z glaukonitem. Margle są ciemnoszare, dość kruche i silnie wapniste; mułowce — piaszczyste z glaukonitem; a wkładki piaskowców — ciemne i szarzielone. W osiowych, przegłębionych częściach niecki szczecińskiej miąższość osadów kredy górnej wynosi około 1307 m (otw. 26 — Mąkowie). Najmniejszą miąższość tego kompleksu odnotowano w otworze nr 2 w Suchowie — około 199 m.

Górnokredowy kompleks osadowy został dokładnie rozpoziomowany stratygraficznie (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979). Wydzielono utwory od cenomanu do mastrychtu.

5. Paleogen

Osady paleogenu, przewiercone bądź nawiercone archiwalnymi otworami wiertniczymi, to kompleks brakiczno-morskich utworów oligoceńskich. Przypuszczalnie są to szeroko rozpowszechnione na obszarze Pomorza „iły septariowe” lub „iły toruńskie”.

a. Oligocen

Utwory oligoceńskie występują prawdopodobnie na całym obszarze omawianego arkusza, zalegając pod pokrywą osadów miocenu i czwartorzędu. Podścielone są mięszszą serią utworów węglanowych i klastycznych kredy górnej. W podłożu czwartorzędu osady oligoceńskie przypuszczalnie odsłaniają się tylko w dnach dwóch głębokich obniżeń o charakterze egzarycyjno-erozyjnym, zaznaczających się wyraźnie w rzeźbie powierzchni podczwartorzędowej zachodniej i północnej części obszaru arkusza (tabl. II).

Na badanym terenie jedynie w kilku otworach archiwalnych potwierdzono obecność iłów i mułków, miejscami mułowców i iłowców ciemnobrunatnych, z wkładkami piasków i węgla brunatnego, należących do oligocenu. Są to otwory: 2, 9–12, 26, 31 i 34 (w dwóch ostatnich wiercenie zakończono w utworach oligocenu nie przewiercając całej serii). W zależności od typu podłoża, na którym występują, opisywane osady wykazują niekiedy znaczną wapniistość. W partiach stropowych z reguły są bezwapniste. Ich barwa, zwykle ciemnobrunatna, a nawet czarna, lokalnie przybiera zielonkawe, oliwkowe odcienie. Wśród osadów pelitycznych występują lokalnie soczewki piasków drobnoziarnistych, kwarcowo-glaukonitowych, z łuszczkami. Miąższość utworów oligoceńskich w granicach obszaru arkusza Kalisz Pomorski wynosi około 30 m.

W schemacie litostratygraficznym trzeciorzędu zaproponowanym przez Ciuka (1970a) są to osady warstw czempińskich.

6. Neogen

W neogenie cały obszar arkusza Kalisz Pomorski znajdował się w zasięgu sedymentacji lądowej. Z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić, że podłożo czwartorzędu jest zbudowane z osadów miocenu.

a. Miocen

Miocen środkowy

Piaski, iły i mułki z wkładkami węgla brunatnego stwierdzono w stropie osadów neogenu trzema otworami kartograficznymi, wykonanymi na potrzeby mapy, oraz dziewięcioma wierceniami archiwalnymi. Strop utworów miocenu układa się między 38,0 m n.p.m. (otw. 12) w rejonie Cybowa a 41,5 m p.p.m. (otw. 29) w Białym Zdroju. Omawiane osady przewiercono jedynie w kilku otworach, m.in.: 2, 12, 26, 31 i 34, a ich maksymalną miąższość (90,3 m) stwierdzono w ostatnim z wymienionych wierceń. Najmniejszą miąższość (13,2 m) zanotowano w profilu otworu 12 w rejonie Cybowa.

W obrębie osadów miocenijskich Kozłowski i Nosek (1978) wyróżnili trzy cykle sedymentacyjne. Na terenie arkusza Kalisz Pomorski przypuszczalnie obecny jest cykl środkowy, na co wskazują profile analizowanych wierceń. Niewykluczone, że w formie małych, izolowanych płatów występuje tu również cykl najmłodszy, ilasto-mułkowy. W cyklu środkowym dominują piaski drobnoziarniste, kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe, miejscami z domieszką żwirów drobnookruchowych oraz ze zwęglonym detrytusem roślinnym, dzięki któremu mają szare i brunatne zabarwienie. Zawierają okruchy ksylicy i ziemistego węgla brunatnego. Omawiane utwory zostały udokumentowane w otworze kartograficznym 14. Przeciętna wielkość ziarna (Mz) badanych piasków waha się w granicach 2,94–3,03 φ. Są one prawie bezwapniste (zawartość CaCO₃ rzędu 0,5%). Wśród minerałów przezroczystych granaty (śr. 54,5%) przeważają nad epidotem (śr. 12,2%) i minerałami odpornymi oraz bardzo odpornymi na niszczenie: staurolitem (śr. 15,8%), turmalinami (śr. 7,5%) i cyrkonem (śr. 4,3%). Brak jest minerałów nieodpornych: amfiboli, piroksenów i biotyty. Powyżej warstwy piasków leży seria osadów mułkowych, niekiedy ilastych, z przewarstwieniami węgla brunatnego.

Z otworu kartograficznego 29, w Białym Zdroju, z głębokości 134,5–136,0 m, pobrano do badań próbkę mułków ilastych z dużą ilością okruchów węgla brunatnego i blaszek łyszczków. Osady te są słabo wysortowane i prawie bezwapniste (zawartość CaCO₃ śr. 0,5%). W zespole minerałów ciężkich przeważają minerały rudne (śr. 81,4%); wśród minerałów przezroczystych odnotowano przede wszystkim: granaty (śr. 59,4%), staurolit (śr. 15,0%), epidot (śr. 10,5%) i turmaliny (śr. 6,0%).

Badania palinologiczne serii neogenu wykonane na obszarze arkusza Tuczo (Wągrowski, 2002) pozwalają, na zasadzie korelacji, ustalić wiek osadów występujących w bezpośrednim podłożu czwartorzędowego terenu niniejszego opracowania na miocen środkowy.

7. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe pokrywają cały obszar arkusza i leżą na osadach miocenu, za wyjątkiem głębokich obniżen egzaracyjno-erozyjnych, gdzie zalegają na utworach oligocenu. Miąższość osadów czwartorzędowych jest zależna od ukształtowania podłoża i waha się od 70,0 do 134,5 m (udokumentowana otworami). Najmniejsze miąższości badanych utworów odnotowano na południu i południowym wschodzie obszaru arkusza, natomiast największe — w osi pogrzebanych dolin kopalnych w jego zachodniej i północnej części (tabl. III).

Omawiane utwory zostały zdeponowane w czasie zlodowaceń: południowo-, środkowo- i północnopolskich. Piaszczyste serie interglacjalów: wielkiego, lubawskiego i eemskiego wyróżniono na podstawie badań litologiczno-petrograficznych (Bugajska, 2005) oraz analizy wzajemnego położenia hipsometrycznego osadów kopalnych dolin rzecznych rozpoznanych na terenach sąsiednich. Przyjętą interpretację, wobec braku dostatecznej ilości dowodów paleobotanicznych, należy traktować jako wstępną i być może tymczasową.

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Osady zlodowaceń południowopolskich na obszarze badanego arkusza występują powszechnie, głównie w jego centralnej i wschodniej części. Wypełniają dna największych obniżzeń w stropie utworów miocenu, a niejednokrotnie wykraczają poza ich granice.

Zlodowacenie Nidy

W centralnej części terenu badań, na południe od wsi Biały Zdrój, w osi głębokiego rozcięcia podłoża osadów czwartorzędowych (obniżenie egzaracyjno-erozyjne) odwiercono otwór kartograficzny 29. W wierceniu tym na głębokości 129,0–134,5 m, bezpośrednio na osadach miocenu leżą piaski ze żwirami lodowcowe. Piaski, średnioziarniste, szare, leżą pomiędzy dwiema warstwami bruku morenowego. Są słabo wysortowane, a krzywa uziarnienia ma charakter ujemnie skośny. Ich wapnistość jest wysoka, wynosi średnio 9,9%. Parametrem charakterystycznym dla tych piasków, który w znacznym stopniu odróżnia je od pozostałych osadów i wskazuje na lodowcowe środowisko sedymentacyjne, jest (wysoki) wskaźnik obtoczenia ziarn kwarcu, $R = 1,05–1,22$. Przedstawiony typ akumulacji znajduje również swoje uzasadnienie w analizie petrograficznej frakcji piaskowej (kwarc — ok. 65%, okruchy skał skandynawskich — ok. 35%) oraz w składzie minerałów ciężkich (amfibole — śr. 33,0%, granaty — śr. 27,0%, epidot — śr. 17,4%).

Pozycję stratygraficzną opisywanych piasków pośrednio dokumentują dwa nadległe poziomy gliny zwałowych, obecne w profilu wiercenia 29 (tabl. IV), a identyfikowane ze zlodowaczeniami Sanu 1 i Sanu 2. Obecność osadów lodowcowych zlodowacenia Nidy wykazuje w rejonie szczecińskim Piotrowski (1982a, b), autor arkusza Police Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000.

Zlodowacenie Sanu 1

Piaski, miejscami żwiry, rynien subglacialnych wypełniają dna największych obniżzeń w stropie osadów miocenu (obniżenia te, wyróżniające się w rzeźbie podłoża czwartorzędu, zostały przedstawione na tablicy II). Rynna w zachodniej części obszaru badań, wyinterpretowana na podstawie półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego, jak do tej pory nie została udokumentowana wierceniami. Można jedynie przypuszczać, że jej dno obniża się od około 20–30 m p.p.m. w rejonie Dębska do około 40–50 m p.p.m. przy zachodniej granicy terenu arkusza i jest wypełnione osadami piaszczystymi. W wierceniu 29 kompleks piaszczysty ma 18,0 m miąższości, a jego strop leży 18,0 m p.p.m. Piaski są szare, różnoziarniste, miejscami z niewielką zawartością ziarn o średnicy powyżej 5 mm. Wielkość ziarn maleje w kierunku stropu warstwy. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone ($R = 0,59–0,86$). Frakcja piaskowa, poza wspomnianymi ziarnami kwarcu (ok. 70%), zawiera również skały krystaliczne i skalenie (łącznie ok. 20%) oraz piaszkowce północne i wapienie północne (łącznie

ok. 10%). Wapnistość piasków wynosi średnio 13,1%. W ich stropowych partiach pojawiają się warstewki mułków piaszczystych o wapnistości 14,3%. We frakcji ciężkiej zaznacza się dominacja granatów (32,7%) nad amfibolami (29,1%), epidotem (8,9%) i dystenem (5,4%). Wysoka wapnistość, skład frakcji piaszkowej i ciężkiej wskazują, zdaniem Bugajskiej (2005), na sedymentację wodnolodowcową, a uziarnienie deponowanych osadów świadczy o dużej zazwyczaj sile transportowej, która tylko w części górnej serii uległa zmniejszeniu, co sygnalizują drobne warstewki powstałych wówczas mułków piaszczystych. Osady w podobnej sytuacji hipsometrycznej i o podobnym składzie litologiczno-petrograficznym występują również w sieci rynien i obniżeń erozyjno-egzaracyjnych na obszarze arkusza Barwice (Popielski, 2005).

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 występują bezpośrednio na osadach wodnolodowcowych wypełniających rynny subglacjalne. Przybierają barwę ciemnoszarą, rzadziej rdzawobrunatną. Gliny te zawierają dość znaczne ilości żwirów frakcji 5–10 mm, wśród których okruchy skał skandynawskich (94,7%) zdecydowanie przeważają nad lokalnymi (5,3%). W grupie skał skandynawskich odnotowano obecność: skał krystalicznych (43,1%), wapieni północnych (41,7%), kwarcu północnego (3,2%) i łupków krystalicznych (0,6%). Obliczone współczynniki petrograficzne¹ przyjmują wartości: $O/K = 1,05$; $K/W = 1,07$; $A/B = 0,86$. Miąższość glin jest niewielka, w otworze 29 wynosi zaledwie 1,5 m, a w otworze 31 — około 6 m. Przepuszczalność w krawędzi rynien subglacjalnych miąższość ta nieznacznie wzrasta. W Białym Zdroju (otw. 29) strop badanych osadów układa się na wysokości 16,5 m p.p.m., podczas gdy przy wschodniej granicy obszaru arkusza podnosi się do około 2 m n.p.m.

W Białym Zdroju oraz na północny wschód od niego gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 przykrywa warstwa piasków wodnolodowcowych. Miąższość serii, udokumentowana wierceniami, wynosi 9,0 (otw. 29) i 5,3 m (otw. 31). Piaski są szare, słabo wysortowane, w spągu z warstewką gładzików. Charakteryzują się wapnistością rzędu 5,8–6,0% i obróbką materiału kwarcowego w granicach: $R = 0,54–0,66$. We frakcji piaszkowej ziarnom kwarcu (ok. 80%) towarzyszą okruchy skał krystalicznych i skaleni (łącznie ok. 15%) oraz wapieni północnych i piaszczowców północnych (łącznie ok. 5%). Głównymi minerałami frakcji ciężkiej są amfibole (śr. 30,3%) i granaty (śr. 34,0%). Badania palinologiczne próbek omawianych piasków wykazały wysoki udział roślin zielnych, do około 40% (Nita, 2005). Najwyższe wartości mają ziarna pyłku traw *Poaceae undiff.* (ok. 27%), turzycowatych *Cyperaceae* (ok. 2%) oraz bylic *Artemisia*. Wyniki analizy wskazują, że w okresie sedymentacji badanych osadów panowały niezbyt ciepłe warunki klimatyczne.

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

Zlodowacenie Sanu 2

Kolejny poziom lodowcowy ma znacznie większe rozprzestrzenienie od osadów niżejleżących. Gliny zwałowe z soczewkami piasków mają większą miąższość niż gliny zlodowacenia Sanu 1 i daleko wykraczają poza granice rynien i obniżeń o charakterze egzaracyjno-erozyjnym. Ich strop układa się dość równomiernie na wysokości około 20 m n.p.m. i tylko w osi dolin obniża się o około 10–15 m. Miąższość glin, udokumentowana wierceniami, waha się od 7,3 (otw. 34) do 17,3 m (otw. 29). W profilach otworów studziennych w Drawnie pojawia się miejscami nieprzerwany kompleks glin zwałowych o miąższości około 60–70 m. Przypuszczalnie w tym rejonie, w wierceniach: 32, 36 i 37, dolna część wspomnianego poziomu morenowego, do około 10–20 m n.p.m. to również gliny należące do zlodowacenia Sanu 2. Są to gliny szare, słabo wysortowane. Zawierają domieszki frakcji żwirowej (5–10 mm), w większości złożonej ze skał skandynawskich. Wśród skał lokalnych stale występują piaskowce, krzemienie i okruchy węgla brunatnego, gdzieś spotyka się również wapienie, kwarc mleczny, mułowce młodsze i fosforyty. Stropowa część kompleksu lodowcowego wykazuje większą domieszkę frakcji ilowej, o czym świadczy średnia średnica ziarna — 2,56 φ. Wapnistość badanych osadów wynosi średnio 10,4%. Współczynniki petrograficzne obliczone dla spągowej części glin wahają się w granicach: O/K = 1,07–1,38; K/W = 0,80–1,02; A/B = 0,89–1,11; a dla części stropowej — O/K = 0,89–1,20; K/W = 1,07–1,24; A/B = 0,75–0,83. Omawiane gliny w wielu miejscach zawierają soczewki piasków, często znacznej miąższości (do 4,0 m). Są to piaski różnoziarniste, o słabej selekcji materiału i obtoczeniu ziarn kwarcu $R = 0,67$. We frakcji ciężkiej zawartość granatów (28,1%) i amfiboli (27,8%) jest porównywalna. Wapnistość piasków wynosi średnio 7,6%.

Na badanym obszarze śladem deglacjacji zlodowacenia Sanu 2 są piaski ze żwirami w o d n o l o d o w c o w e , stwierdzone w otworach 29 i 34, o miąższości nie przekraczającej 10,0 m. Jest to seria osadów piaszczystych, o zmiennej granulacji, słabo wysortowanych. Parametry charakterystyczne, wskazujące na wodnolodowcowe pochodzenie piasków i żwirów, to: wapnistość w granicach 4,6–8,8% i słabe obtoczenie ziarn kwarcu ($R = 0,60–0,69$). Frakcję piaskową w około 80% stanowi kwarc, pozostałe 20% to okruchy skał skandynawskich. W składzie minerałów ciężkich dominują: granaty (śr. 34,3%), amfibole (śr. 28,8%), epidot (śr. 11,5%) oraz biotyt (śr. 5,4%).

Interglacjał wielki

W trakcie interglacjału wielkiego akumulację osadów rzecznych poprzedziła erozja, w wyniku której zostały rozcięte utwory zlodowaceń południowopolskich. Na sąsiadującym od wschodu obszarze arkusza Tuczo Wągrowski (2002) stwierdził, w spągu wszystkich otworów kartograficznych, występowanie miąższej serii osadów interglacjałnych. Przekrój geologiczny A–B wykonany na po-

trzeby arkusza Tuczno, o generalnym przebiegu zachód–wschód, przedstawia piaszczystą serię rzeczną leżącą bezpośrednio na utworach miocenu.

W granicach obszaru arkusza Kalisz Pomorski występowanie serii p i a s k ó w r z e c z n y c h interglacjału wielkiego nie jest udokumentowane palinologicznie. Osady tego wieku prawdopodobnie wypełniają kopalne obniżenia w zachodniej części terenu badań oraz pojawiają się w profilach wierceń na północy i południu. Zdaniem autora, doliny z okresu interglacjału wielkiego nie naśladują biegu obniżzeń egzaracyjno-erozyjnych w podłożu czwartorzędu. Niejednokrotnie znajdują się w zupełnie innym miejscu terenu badań.

Seria omawianych osadów rzecznych została dobrze poznana dzięki wierceniom 14 w Kaliszu Pomorskim oraz 59 w Korytnicy. Jej miąższość miejscami przekracza 35,0 m. Tworzą ją piaski różnoziarniste o średnim rozmiarze ziarna $Mz = 0,78-1,46 \phi$. Są one raczej słabo wysortowane, a 4,8-procentowa wapnistość rozkłada się dość równomiernie w całym profilu badanej serii. Podstawowymi składnikami frakcji ciężkiej są granaty (śr. 38,8%) i amfibole (śr. 23,3%). Zdaniem Bugajskiej (2005) przedstawione parametry litologiczno-petrograficzne, a zwłaszcza wartość wskaźnika obtoczenia ziarn kwarcu, wskazują na sedymentację rzeczną w czasie maksymalnego ocieplenia. Stosunkowo duża ilość amfiboli sugeruje natomiast, że źródłem deponowanego materiału mogły być rozmyte starsze utwory lodowcowe.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Osady zlodowacenia Odry występują na niemal całym obszarze arkusza Kalisz Pomorski.

P i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e (dolne) pochodzą z okresu transgresji lądolodu. Ich obecność stwierdzono w wierceniach 29 i 31 w Białym Zdroju oraz na południu terenu badań, w otworze 59. Strop serii układa się na wysokości około 40 m n.p.m., a jej miąższość miejscami wynosi około 20 m. W spągu profilu dominują piaski różnoziarniste ze żwirami, zaś w stropie — piaski drobniejsze; serię kończy warstewka drobnookruchowych żwirów. Omawiane osady charakteryzują znaczna wapnistość (9,4%) oraz wysoka wartość wskaźnika obtoczenia ziarn kwarcu ($R = 0,61$). W składzie mineralnym frakcji ciężkiej amfibole (32,2%) dominują nad granatami (27,5%). We frakcji 1–0,5 mm odnotowano około 5-procentowy wzrost udziału okruchów skał północnych.

Wyniki analizy pyłkowej wykonanej na próbce pobranej z otworu 29, z głębokości 72,0 m, a więc ze spągu serii wodnolodowcowej, wskazują na wysoki udział ziarn pyłku sosny oraz brzozy i olchy, a wśród roślin zielnych — traw i turzycowatych. Zdaniem Nity (2005) spektra pyłkowe tej próbki nie są diagnostyczne pod względem stratygraficznym, wskazują jedynie na duży udział w krajobrazie zbiorowisk trawiastych, w przeciwieństwie do lasów, które w tym okresie nie miały już tak zwartego charakteru.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry są na obszarze arkusza znacznie bardziej rozpowszechnione niż gliny zlodowaceń południowopolskich. Stwierdzono je w otworach: 5, 14, 16, 17, 26, 31, 34 i 59; w rejonie miejscowości: Drawno, Dębsko, Biały Zdrój i Kalisz Pomorski, gdzie miejscami tworzą zwarty kompleks o miąższości przekraczającej nawet 30,0 m. Są to gliny szare, zróżnicowane pod względem uziarnienia (wartość średniej średnicy ziarna rośnie w kierunku stropu warstwy), o wapnistości średnio na poziomie 10,6%. Frakcję żwirową omawianych osadów charakteryzuje przewaga skał krystalicznych nad wapieniami północnymi, przy braku dolomitów północnych. Współczynniki petrograficzne wynoszą: $O/K = 0,73$; $K/W = 1,64$; $A/B = 0,57$. W całym profilu glin bardzo małą zmienność wykazują minerały frakcji ciężkiej, amfibole (32,6%) zazwyczaj przeważają nad granatami (31,5%), poza którymi o obrazie zespołu minerałów ciężkich decydują: epidot (13,0%), pirokseny (4,1%), dysten (4,8%), biotyt (2,9%) oraz cyrkon (2,6%). Skład petrograficzny glin jest zbliżony do składu petrograficznego glin zwałowych zlodowacenia Odry znanych z Polski północno-zachodniej (Masłowska, 1999).

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) zachowały się przypuszczalnie w niewielu miejscach badanego terenu, w zagłębieniach w stropie glin zwałowych zlodowacenia Odry. W Kaliszu Pomorskim, w wierceniach 14, na głębokości 80,0 m zarejestrowano strop piaszczysto-żwirowej serii wodnolodowcowej o miąższości 12,4 m. Rozpoznano piaski żwirowate, brązowe, w spągu z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych. Osady te, transportowane w środowisku prądowym, cechują się ujemną wartością przeciętnego rozmiaru ziarna i słabym wysortowaniem. Ich wapnistość mieści się w zakresie 3,7–4,5%, a wskaźnik obtoczenia ziarn kwarcu R przyjmuje wartości 0,58–0,64, co jest wynikiem niewielkiej zazwyczaj przewagi ziarn częściowo obtoczonych nad obtoczonymi. We frakcji piaskowej około 20% stanowią okruchy skał skandynawskich, pozostałe 80% to kwarc. Analiza minerałów ciężkich wykazała zdecydowaną przewagę granatów (śr. 51,2%) nad amfibolami (śr. 20,4%) i epidotem (śr. 10,7%).

Interglacja lubawski

Osady tego interglacjału zostały wyinterpretowane w profilu otworu 31, w pobliżu wschodniej granicy terenu badań, na zasadzie analizy porównawczej z przekrojem geologicznym A–B i profilami wierzeń wykonanymi na potrzeby arkusza Tuczo (Wągrowski, 2002).

Piaski z wkładkami mułków, rzeczne wypełniają kopalną dolinę rozcinającą kompleks glin zwałowych zlodowacenia Odry do wysokości około 20–25 m n.p.m. Seria wypełniająca tę dolinę ma około 15 m miąższości i rozpoczyna się piaskami różnoziarnistymi, które ku górze profilu przechodzą w piaski drobnoziarniste i pyłowate oraz mułki piaszczyste — osady spokojnej sedymentacji. Utwory te są zazwyczaj szare, słabo wysortowane i słabo wapniste. Na obszarze arkusza Tuczo

osady tworzące opisaną powyżej serię, wypełniające co najmniej dwie doliny, to utwory rzeczno-rozlewiskowe klimatu chłodnego, powstałe prawdopodobnie w okresie interglacjału lubawskiego. Pozycja stratygraficzna badanej serii nie została udokumentowana palinologicznie, a zaliczenie jej do interglacjału lubawskiego wynika tylko z ich położenia hipsometrycznego, poniżej udokumentowanego poziomu glin zwałowych zlodowacenia Warty.

Zlodowacenie Warty

Nasunięcie lądolodu zlodowacenia Warty poprzedziła akumulacja żwirów i piasków w odnolodowcach (dolnych). Tworzą one serię o dużym rozprzestrzenieniu i miąższości około 25–30 m. Jej strop układa się od około 80–85 m n.p.m. w rejonie Kalisza Pomorskiego do około 55 m n.p.m. w części południowej terenu badań. Rozpoznane utwory są szare i, zdaniem Bugajskiej (2005), osadziły się przy udziale dużej siły transportowej środowiska wodnolodowcowego. Litologicznie są to żwiry piaszczyste, słabo wysortowane, o wysokiej wapnistości (śr. 10,8%). Wskaźnik obtoczenia ziarn kwarcu R wynosi 0,59–0,64, a skład frakcji piaskowej charakteryzuje około 80-procentowy udział kwarcu i około 20-procentowy — okruchów skał skandynawskich. Wśród minerałów ciężkich granaty (śr. 36,8%) dominują nad amfibolami (śr. 25,1%), epidotem (śr. 12,5%), biotytem (śr. 7,3%) i piroksenami (śr. 2,9%).

Nasunięcie lądolodu tego zlodowacenia, poza akumulacją wodnolodowcową, poprzedziła sedymentacja osadów zastoiskowych. Na południu terenu badań, w otworze kartograficznym 59, na głębokości 33,4 m przewiercono około 5-metrową warstwę mułków zastoiskowych. Są to osady warwowe, o szarej barwie. Wartości parametrów uziarnienia wykazują ich jednorodność i słabe wysortowanie. Zostały wytrącone z zawiesiny w warunkach niskiej dynamiki środowiska sedymentacyjnego. Mułki zawierają średnio około 13% CaCO_3 , a wśród minerałów przezroczystych frakcji ciężkiej podstawową rolę odgrywają: amfibole (śr. 34,1%), granaty (śr. 14,4%), epidot (śr. 15,0%) i biotyt (śr. 12,0%).

Gliny zwałowe zostały nawiercone licznymi otworami w części północnej i centralnej obszaru arkusza. Stosunkowo mniej ich jest na południu. Spąg serii układa się między 50,0 a 88,0 m n.p.m., a strop na rzędnej 60,0–100,0 m n.p.m. Gliny charakteryzuje szara bądź ciemnoszara barwa i duża jednorodność w całym profilu; posiadają przeciętny rozmiar ziarna, wapnistość w granicach 7,9–8,8%, oraz najmniej liczny spośród innych glin rozpoznanych na obszarze arkusza zespół frakcji żwirowej. Wapienie północne (śr. 44,8%) nieznacznie dominują nad skałami krystalicznymi (śr. 41,8%). Skały lokalne reprezentowane są tylko przez dwie grupy petrograficzne: piaskowce i krzemienie. Współczynniki petrograficzne obliczone dla tego poziomu glin wynoszą: $O/K = 1,00\text{--}1,16$; $K/W = 0,95\text{--}1,06$; $A/B = 0,89\text{--}0,95$. Wśród minerałów przezroczystych frakcji ciężkiej zdecydowanie dominują amfibole (śr. 45,7%).

Piaski ze żwirami rynien subglacialnych. W okolicach Kalisza Pomorskiego, w stropie glin zwałowych zlodowacenia Warty, występuje obniżenie o charakterze rynny subglacialnej. Forma ta ma przypuszczalnie przebieg równoleżnikowy. Wypełniają ją piaski ze żwirami, rozpoznane otworem kartograficznym 14. Badane utwory są brązowe, charakteryzują się słabym wysortowaniem i średnio 4,9-procentową wapnistością. Obróbka materiału kwarcowego wyrażona wartością wskaźnika R jest rzędu 0,42–0,61. W spektrum minerałów ciężkich procentowo najwięcej jest granatów (śr. 43,9%). W górnej części profilu piaski przechodzą w drobnofrakcyjne, słabo wapniste (śr. 2,9%), ale zawierają największy odsetek ziarn kwarcu w klasie kanciastej. W porównaniu z osadami wcześniej zdeponowanymi, wzrasta tu również ilość okruchów skał północnych (ok. 30%) oraz zawartość amfiboli (36,2%), przy jednoczesnym zmniejszeniu ilości granatów (18,5%). Strop serii w otworze 14 układa się 95,0 m n.p.m., a spąg — 70,0 m n.p.m.

Cykl sedymentacyjny łądolodu zlodowacenia Warty kończą utwory wodnolodowe (górne), występujące w centralnej i południowej części terenu badań. Rozpoznano je m.in. w otworach: 27 (gł. 20,0–41,0 m), 29 (gł. 11,8–19,0 m), 30 (gł. 14,0–21,0 m) i 31 (gł. 11,0–31,0 m). Serię tworzą żwiry i brązowe piaski. Cechy omawianych osadów to przede wszystkim: słabe wysortowanie, wapnistość w granicach 6,1–10,7% oraz słabe obtoczenie ziarn kwarcu ($R = 0,60–0,66$). Wśród skał skandynawskich około 30% stanowią skały krystaliczne, piaskowce i wapienie we frakcji piaskowej, oraz granatowo (śr. 40,3%) –amfibolowo (śr. 20,1%) –epidotowy (śr. 10,5%) zespół minerałów ciężkich.

Interglacjał eemski

Piaski i piaski pyłowate rzeczne interglacjału emskiego na obszarze arkusza Kalisz Pomorski są znane tylko z archiwalnych otworów studziennych. Wypełniają kopalną dolinę, której przebieg (południkowy, w sąsiedztwie zachodniej granicy badanego terenu) mniej więcej pokrywa się ze współczesną doliną Drawy. Dolina interglacialna, w przeciwieństwie do obecnej doliny Drawy, przypuszczalnie jest nachylona w kierunku północnym. Ponieważ seria rzeczna nie została nigdzie przewiercona, nieznane jest nachylenie dna doliny. Strop osadów rzecznych na południu obszaru opracowania, w Barnimiu (otw. 57), zalega 64,1 m n.p.m. Obniża się on stopniowo w kierunku północnym — w Drawnie, w otworze 39, znajduje się 61,8 m n.p.m., a w Prostyni (otw. 1), blisko północnej granicy terenu badanego arkusza, osiąga 57,0 m n.p.m.

W omawianych osadach obserwuje się wyraźną cykliczność warstwowania, od piasków grubo- do drobnoziarnistych, a następnie pyłowatych, aż do mułków w górnej części profilu. W otworze 1 odnotowano również 0,5-metrową warstwę torfów, powstałych prawdopodobnie w starorzeczu. Drobnofrakcyjność utworów w partiach stropowych serii świadczy o spowolnieniu przepływu i spokojnej

sedymencie. Dynamika środowiska sedimentacyjnego znacznie maleje w górę profilu i wyraźnie zmienia charakter z rzeczny na jeziorno-zastoiskowy. Odpływ wód doliną eemską w kierunku północnym musiał zostać zatamowany przez kolejny nasuwający się lądolód.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał górny

Mułki i piaski zastoiskowe są prawdopodobnie najstarszymi utworami z okresu zlodowacenia Wisły. Zostały osadzone we wszelkiego rodzaju zagłębieniach przed czołem transgredującego lądolodu. Największą miąższość osiągnęły przypuszczalnie w zatamowanej dolinie rzecznej, wieku eemskiego, w zachodniej części obszaru arkusza. W Barnimiu (otw. 57), bezpośrednio pod glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły, a na piaskach rzecznych interglacjału eemskiego, leży seria mułków szarych oraz piasków drobnoziarnistych i pyłowatych o miąższości około 14 m.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe występują na większej części Pojezierza Wałęckiego oraz miejscami na obszarze Równiny Drawskiej, zalegając pod glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły. Odsłaniają się na południe od Dębska, w krawędzi wysoczyzny. W dużej, nieczynnej dziś żwirowni oraz w licznych drobnych żwirowniach zlokalizowanych w tym rejonie pojawiają się piaski z przewarstwieniami drobnookruchowych żwirów. Seria wykazuje poziome warstwowanie. Wykonane pomiary ukierunkowania struktur warstwowych wskazują na dominację spływu wód w kierunku sektora południowego. Badane piaski są słabo wysortowane, zawierają średnio 5,5% CaCO₃. We frakcji piaskowej znajduje się około 70% kwarcu i około 30% okruchów skał północnych.

Gliny zwałowe z soczewkami piasków tworzą wyraźną wysoczyznę polodowcową na północy terenu badań oraz w jego centralnej i południowo-zachodniej części, w okolicach: Dębska, Drawna i Barnimia. Sporadycznie pojawiają się również, w formie ostańców erozyjnych, wśród piasków wodnolodowcowych równiny sandrowej, na wschód od Dominikowa.

W obrębie wysoczyzny polodowcowej rejonu Kalisza Pomorskiego jest widoczna dwudzielność glin zwałowych. Serię lodowcową miejscami rozdzielają soczewki piasków średnio- i drobnoziarnistych, szarych, zaglinionych. Przypuszczalnie część dolna kompleksu jest związana z głównym nasunięciem lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej, natomiast część górna, o małej (około 2–3-metrowej) miąższości, może być związana z krótkotrwałymi szarżami lobów podczas recesji lądolodu. Stropowa część kompleksu jest silnie zwietrzała i zapiaszczona. Miejscami gliny przechodzą w piaski gliniaste.

Badane gliny zwałowe mają barwę szarobrazową, wykazują bardzo słabą selekcję oraz wapniistość rzędu 3,3%. We frakcji żwirowej skały krystaliczne (44,7%) przeważają nad wapieniami północnymi (37,4%), przy 4,6-procentowym udziale piaskowców północnych i braku dolomitów. Skały lokalne reprezentują: wapienie, piaskowce, mułowce młodsze oraz okruchy węgla brunatnego.

Wobec takiego składu petrograficznego współczynniki petrograficzne przyjmują następujące wartości: $O/K = 0,87$; $K/W = 1,29$; $A/B = 0,71$. Są one bardzo zbliżone do współczynników petrograficznych określonych dla glin zwałowych fazy leszczyńsko-poznańskiej rejonu pojezierzy Drawskiego i Szczecineckiego (Dobrcki, Lewandowski, 2002).

Piaski ze żwirami, miejscami z wkładkami piasków ilastych i pyłowych, lodowcowe występują w stropie glin zwałowych na północy i południowym zachodzie (w okolicach Drawna) obszaru arkusza. Ich miąższość waha się od około 1 do około 10 m. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami drobnookruchowymi i domieszką frakcji iłowej i pyłowej. Liczne są wśród nich głazy narzutowe o średnicy 1,5 m. Piaski te są najczęściej bezstrukturalne. Zalegają płatami na najmłodszych glinach zwałowych bądź zastępują je.

Piaski pyłowe, piaski i żwiry kemów występują licznie, w formie odosobnionych pagórów, na całym obszarze arkusza. Wzgórza kemowe osiągają zwykle około 15–20 m wysokości względnej, a największe z nich to: Góra Chomętowska (na południowy wschód od Drawna), kilka wzniesień w rejonie Dębska i w południowej części Kalisza Pomorskiego oraz jedno na północ od Suchowa. Osady kemowe to dobrze przemyte piaski z domieszką żwirów, warstwowane poziomo, ukośnie lub przekątnie. Na zboczach i u podnóży kemów często występują głazy narzutowe oraz soczewki glin zwałowych. Kemy to formy przetańowe, zbudowane w całości z materiału pochodzącego z ablacji przyległych ścian lodowych.

W kilku miejscach terenu badań, na granicy wysoczyzny polodowcowej i równiny sandrowej, zachowały się piaski ze żwirami tarasów kemowych. Dość powszechnie występują one na obrzeżach rynny Kalisza Pomorskiego oraz na południowy wschód od Dębska. Osady te to przede wszystkim poziomo warstwowane piaski ze żwirami, lokalnie z przewarstwieniami mułków w spągu. Badane piaski mają barwę żółtą lub żółtoszarą. Ich miąższość wynosi około 8 m.

Z piasków ze żwirami, piasków i glin zwałowych zbudowane są moreny martwego lodu. Z materiału ablacyjnego, o beładnej strukturze, powstały pagórki i wzgórza osiągające zwykle do 15,0 m wysokości względnej. Formy te tworzyły się w wyniku rozpadu zwarłych pokryw stagnujących i zamartwych mas lodowych. Miąższość pierwotnej pokrywy supraglacialnej na Pojezierzu Wałeckim i Równinie Drawskiej przybierała różne wartości, a zatem jej pozostałości w formie moren martwego lodu są różne, a miejscami fragmentaryczne. Zamierająca czasza lodowa, stagnująca w obniżeniach w rejonie Krężna, Kalisza Pomorskiego czy Prostyni, pozostawiła liczne pagórki, z których największe znajdują się w północnej części Kalisza Pomorskiego, na krawędzi wysoczyzny polodowcowej i wyższego poziomu sandrowego.

Wiercenie kartograficzne 14, zlokalizowane na morenie martwego lodu, wykazało blisko 30,0-metrowy kompleks piaszczysto-żwirowy, o bardzo słabym wysortowaniu i niskiej wapnistości

(5,5%). We frakcji piaskowej znajduje się około 70% kwarcu i około 30% okruchów skał północnych. Najważniejsze minerały ciężkie to: amfibole (śr. 35,3%), granaty (śr. 25,7%) i epidot (śr. 15,9%).

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (poziomu sandrowego I) tworzą wyższy, starszy poziom sandrowy, etapu subfazy krajeńskiej z okresu recesji lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej. Poziom ten rozpoznano na północy obszaru badań, gdzie otacza wysoczyznę polodowcową półką około 1–2-kilometrowej szerokości. Jego fragmenty zachowały się również w otoczeniu jezior Giżyno i Mąkowskiego. Powierzchnia omawianego sandru jest nachylona w kierunku zachodnim, opada od około 125–130 m n.p.m. w rejonie jeziora Giżyno do około 100–105 m n.p.m. w rejonie Cybowa i Jeziora Mąkowskiego. Seria wodnolodowcowa wykształcona jest głównie w postaci słabo wysortowanych piasków różnoziarnistych, żółtych, z drobnookruchowymi żwirami. Ma typowe dla tej sedymentacji cechy: słabe obtoczenie ziarn kwarcu, przy przewadze ziarn częściowo obtoczonych nad kanciastymi. Miąższość serii jest zmienna i waha się w granicach około 2–15 m.

Piaski i ły zastoiskowe związane są z końcową fazą deglacjacji omawianego obszaru. Nagromadziły się głównie w wąskim, ale długim obniżeniu — rynnie subglacjalnej, w której położony jest Kalisz Pomorski. Rynna ta, biegnąca z północy, południkowo w stronę Krężna, w rejonie Kalisza Pomorskiego odchyła się początkowo na południowy zachód, a następnie na zachód. Jej dno urozmaicają liczne przewyższenia, progi i przegłębienia. W takim rozległym przegłębieniu, na odcinku Pniewy–Kalisz Pomorski, utworzyło się zastoisko. Bryły martwego i stagnującego lodu tamowały odpływ wód roztopowych. Do zastoiska był dostarczany drobnofrakcyjny materiał. Początkowo osadzały się ły, a następnie piaski drobnoziarniste. W licznych wierceniach studziennych zlokalizowanych w Kaliszu Pomorskim odnotowano serię piasków i łów warwowych o miąższości wahającej się między 12,0 (otw. 16) a 40,8 m (otw. 20). Dno zbiornika jest nierówne. Układa się między 48,2 (otw. 20) a 82,7 m n.p.m. (otw. 16). Strop serii zastoiskowej także pojawia się na różnych wysokościach. Na odcinku o długości około 4 km obniża się od 104,0 m n.p.m. w okolicy miejscowości Pniewy do 89,0 m n.p.m. w Kaliszu Pomorskim. Pośrednio świadczy to o obecności w rynnie brył martwego lodu, które podparały i tamowały przepływ wód, a wytapiając się nierównomiernie formowały kolejne, niższe poziomy osadów zastoiska.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (poziomu sandrowego II) są związane z recesją lądolodu fazy pomorskiej i tworzeniem się szerokiej doliny sandrowej, określanej w literaturze sandrem Drawy. Powstały w czasie postępu lądolodu na linii moren czołowych fazy pomorskiej. Od piasków poziomu starszego (subfazy krajeńskiej) oddzielone są słabo czytelną krawędzią o wysokości 2,0–5,0 m. Serię tworzą piaski różnoziarniste, brązowe, w stropie żółte. Energetyka środowiska transportowego musiała być wysoka, czego rezultatem było osadzenie się piasków wzbogaconych w drobnookruchowe żwiry. Badane osady są słabo wysortowane, a ziarna kwarcu słabo ob-

toczone. Wapnistość całej serii kształtuje się na poziomie 3,7%. Wśród minerałów ciężkich granaty (śr. 34,0%) przeważają nad amfibolami (śr. 26,5%). Szacunkowa miąższość serii piaszczystej zawiera się w granicach około 2–25 m. Powierzchnia sandru Drawy podlegała silnej działalności erozyjnej wód roztopowych.

Piaski ze żwirami i piaski rynien subglacjalnych i dolin wód roztopowych. Wyróżnione osady występują w dnach obniżen związanych z odpływem wód roztopowych. Początkowo odpływ ten następował pomiędzy bryłami martwego lodu, tworząc własną sieć dolinną. Po wytopieniu brył, szczególnie tych zalegających w rynnach subglacjalnych, wody roztopowe odprowadzane były obniżeniami, w których akumulowane były piaski wodnolodowcowe. Osadzany materiał pochodził ze starszego i młodszego poziomu sandrowego oraz z wytopienia brył pogrzebanego lodu. Miąższość tych osadów jest zmienna i dochodzi do kilkunastu metrów.

Prawdopodobnie w tym samym czasie na równinie sandrowej wytapiające się bryły pogrzebanego martwego lodu utworzyły liczne jeziora. Śladem po takim właśnie jeziorze jest kreda jeziorna, którą nawiercono sondą około 5 m powyżej współczesnego dna doliny Drawy, na północ od Drawna (punkt dok. 2). Są to osady barwy szaro-białej, o teksturze bezładnej lub gruzowej. Pobraną próbkę kredy jeziornej Pazdur (2005) datuje na $10\,970 \pm 85$ lat BP (Gd-11 771), co wskazywałoby na *allerrød*, jako przypuszczalny okres powstania omawianych utworów.

Owalne, duże torfowisko we współczesnej dolinie Drawy świadczy o istnieniu tu w przeszłości dużego jeziora, które powstało po wytopieniu się pogrzebanej na sandrze bryły martwego lodu. Torfowisko w dnie misy jeziornej jest wieku holoceńskiego i prawdopodobnie powstało w wyniku zarosnięcia resztek jeziora, którego lustro wody znajdowało się co najmniej kilka metrów powyżej współczesnego dna doliny.

Piaski i mułki wytopiskowe wypełniają niewielkie obniżenia bezodpływowe w obrębie wysoczyzny polodowcowej. Są one świadectwem wytapiania się pozostałych tam brył martwego lodu, choć nie tak licznych i dużych jak te pogrzebane na równinie sandrowej. Opisywane osady charakteryzują się szarą lub szarobrazową barwą i drobnofrakcyjnym uziarnieniem. Niejednokrotnie zawierają kawałki drewna oraz materiał organiczny w postaci humusu. Miąższość piasków i mułków wytopiskowych waha się w granicach około 2–4 m.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne występują jedynie w postaci trzech niewielkich płątów rozwiniętych na sandrze Drawy, w centralnej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Pola piasków przewianych są zbudowane z osadów drobnoziarnistych, żółtych, bez frakcji pyłowej. Ich miąższość nie przekracza 3,0 m. Utworzyły się one w dryasie, a ich przewiewanie i modelowanie trwało do początku

holocenu. Brak wydmy na badanym terenie wynika prawdopodobnie z płytkiego położenia zwierciadła wód gruntowych w okresie ich ewentualnego powstawania.

Piaski ze żwirami rezydualne występują na skłonach wzniesień zbudowanych z glin zwałowych, w okolicach Suchowa i Chomętowa. Po wypłukaniu drobniejszego materiału na powierzchni pozostały piaski różnoziarniste, często gliniaste, ze żwirami, barwy brązowej i szaro-brązowej. Ich miąższość waha się w granicach około 1–3 m.

Piaski i gliny deluwialne wypełniają górne odcinki młodych dolinek i obniżeń rozcinających wysoczyznę polodowcową i sandry. Są to piaski różnoziarniste z domieszką frakcji pyłowej oraz szarych glin z materią organiczną. Ich miąższość jest zmienna, ale nie przekracza kilku metrów.

c. Holocen

Piaski rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki. Osady te wypełniają dna wszystkich większych dolin rzecznych warstwą o miąższości zwykle około 4–5 m, maksymalnie do około 10 m. Najbardziej rozbudowany jest taras holoceni w dolinach: Drawy, Drawicy, Słopiczy i Korytnicy. Piaski rzeczne są szare, różnoziarniste, miejscami z drobnookruchowymi żwirami i smugami materii organicznej.

Piaski, mułki i łył jeziorne występują lokalnie na obrzeżu jezior: Giżyno, Duże Bobrowo i Grażyna. Zanotowano je również w pobliżu dużych torfowisk we współczesnej dolinie Drawy: w Prostyni i na północ od Drawna. Osady te, obecnie na powierzchni, stanowią dna dawnych jezior, które zanikły z powodu obniżenia się lustra wód gruntowych i powierzchniowych, a śladem ich istnienia są współczesne równiny torfowe.

Kreda jeziorna na powierzchni obszaru arkusza występuje w pobliżu jeziora Giżyno oraz w Prostyni. Jest to osad węglanowy, zawierający ponad 80,0% CaCO_3 oraz domieszkę minerałów ilastych. Przy mniejszej zawartości CaCO_3 przechodzi w gytie. W Prostyni udokumentowano (Przedsiębiorstwo Geologiczne Kraków, 1971 r.) złożę kredy jeziornej w kategorii C2. Miąższość badanych osadów dochodzi maksymalnie do 6,5 m.

Gytie stwierdzono, pod przykryciem torfów, jedynie w północnej części obszaru badań, w sąsiedztwie jeziora Giżyno. Tworzyły się one w jeziorach eutroficznym, tzn. bogatym w tlen i substancje odżywcze. Gytie zawierają rozpoznawalne szczątki organiczne i substancje mineralne. Przy zawartości CaCO_3 powyżej 80,0% przechodzą w kredę jeziorną. Barwa omawianych osadów jest zazwyczaj szara i ciemnoszara. Na badanym terenie najczęściej spotykane są gytie: detrytusowe, węglanowe, detrytusowo-węglanowe i ilaste. Ich miąższość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do około 4–6 m.

Piaski humusowe występują w okresowo podmokłych obniżeniach terenu. Wypełniają płytkie zagłębienia, w których nie doszło do akumulacji torfowej. Są barwy szarej, ciemnoszarej lub

brunatnej, a jej intensywność zależy od zawartości i rodzaju substancji organicznej. Miąższość badanych osadów jest niewielka, rzędu 1,5–2,0 m.

Torfy i namuły torfiaste występują powszechnie w dolinach rzek, wokół zarastających jezior oraz w zagłębieniach bezodpływowych. Spotyka się je lokalnie w nadkładzie gytii lub kredy jeziornej oraz utworów jeziornych i wodnolodowcowych. Próbki pobrane na obrzeżu Jeziora Szerokiego (punkt. dok. 3), z głębokości 1,5 m, wskazują na bardzo młody wiek słabo rozłożonych torfów — 370 ± 50 lat BP (Gd-12 743; Pazdur, 2005). Podobnego wieku są torfy rozpoznane nad Jeziorem Środkowym (punkt. dok. 4) — 540 ± 45 lat BP (Gd-12 748; Pazdur, 2005). Nieco starsze są torfy wypełniające obniżenie Krężna (punkt. dok. 1) — 860 ± 40 lat BP (Gd-11 773; Pazdur, 2005). Przedstawione dane wskazują, że akumulacja organiczna jest związana głównie z holocenem, chociaż jej początki miały miejsce u schyłku glacjału. Opisanie powyżej torfy są słabo rozłożone, mają ciemnobrazową barwę, około 2–4 m miąższości i reprezentują najmłodszy subatlantycki okres holocenu.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Kalisz Pomorski jest położony w południowo-wschodniej części niecki szczecińskiej, pomiędzy wałem pomorskim na północnym wschodzie a blokiem Gorzowa na południowym zachodzie (Dadlez, 1974). Niecka szczecińska należy do bruzdy sedymentacyjnej środkowopolskiej, z której wyodrębniła się w momencie wydźwignięcia się wału pomorskiego. Zdaniem Dadleza (1979) nastąpiło to dopiero w paleogenie, Pożaryski (1964) przyjmuje połowę mastrychtu, a Jaskowiak (1966) — późny turon.

Granica między tymi jednostkami jest zaznaczona silniejszym kontrastem głębokości spągu kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego oraz ugięciem warstw, często o charakterze fleksury, i skomplikowanymi uskokami. Spąg cechsztynu obniża się od głębokości rzędu 3500–4000 m — właściwej dla środkowej części wału pomorskiego, do 5000–5500 m w przyległych częściach niecki szczecińskiej. Część wału pomorskiego, bezpośrednio graniczącego z terenem badań, określana jest w literaturze blokiem Piły (Dadlez, 1987). Granica pomiędzy blokiem Piły a niecką przebiega w tym miejscu wzdłuż strefy dyslokacyjnej Drawsko–Chodzież (Dadlez, Dembowska, 1965). Południowa i południowo-zachodnia granica niecki szczecińskiej przebiega wzdłuż strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż–Szamotuły, na południe od terenu badań (Dadlez, 1979).

Oprócz głównych stref dyslokacyjnych, o kierunkach NW–SE i WNW–ESE, w podłożu niecki szczecińskiej zaznaczają się strefy dyslokacyjne drugiego rzędu, przebiegające skośnie lub prostopadle do dotychczas opisanych. Mają one kierunki od NNE–SSW do ENE–WSW (Dadlez, 1979). Najwyraźniejsza z tych stref, Dębno–Złocieniec, jest przedłużeniem uskoku Złocienica, który na wale pomorskim ogranicza od południowego wschodu elewację Czapliska (Dadlez, Dembowska, 1965).

Dzięki wyżej wspomnianej strefie, oraz strefie Międzychód–Trzcianka, nieckę szczecińską można było podzielić na trzy jednostki: Stargardu, Ińska i Kalisza Pomorskiego (Dadlez, 1979).

Jednostka Kalisza Pomorskiego, w strefie w której leży badany obszar, charakteryzuje się rozwojem klasycznej tektoniki salinarnej, z obecnością wydłużonych grzebieni i słupów solnych częściowo przebijających się przez nadległe utwory mezozoiku (Dadlez, 1979). Do tych form należą: słup Drawna oraz grzebień Dominikowa i Człopy.

Ruchy górotwórcze fazy attyckiej, które nastąpiły pod koniec neogenu, i zaangażowanie tektoniczne obszaru badań znalazły najprawdopodobniej swój wyraz w morfologii stropu podłoża czwartorzędu. Obraz rzeźby podłoża czwartorzędu (tabl. II) opracowano na podstawie: danych zebranych z archiwalnych i własnych materiałów wiertniczych, reambulacji arkusza Gorzów Wielkopolski Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 oraz danych z badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004) i analizy półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego (Twarogowski, Petecki, 2005), wykonanych na potrzeby niniejszego arkusza.

Deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej sięgają 79,5 m i są one przypuszczalnie większe, gdyż nieznana jest ostateczna głębokość obniżeń egzarycyjno-erozyjnych (rynien) występujących przy zachodniej i północnej granicy obszaru badań. Osady miocenu stanowią bezpośrednie podłoże czwartorzędu, a jedynie w wyżej wspomnianych obniżeniach odsłaniają się utwory oligocenu. Strop osadów miocenu układa się zwykle na wysokości około 20 m n.p.m., a jedynie lokalnie, w rejonie Suchowa i Drawna, podnosi się do około 30–40 m n.p.m.

Powierzchnię podczwartorzędową na zachodzie i północy badanego terenu rozcinają, wspomniane wyżej, głębokie obniżenia o generalnym kierunku NNW–SSE. Ich dna przypuszczalnie obniżają się, przy północnej i zachodniej granicy obszaru badań, do około 50–55 m p.p.m. W rynn timer północnej, w rejonie Białego Zdroju, nawiercone dno obniżenia znajduje się 41,5 m p.p.m. Forma ta kontynuuje się na północ od obszaru arkusza. Rynna zachodnia, w której położone jest Dębsko, ciągnie się od jeziora Krzywe Dębsko, łagodnym łukiem w kształcie litery S, aż poza zachodnią granicę badanego obszaru (na teren sąsiedniego arkusza Recz), gdzie łączy się z podobną formą (Twarogowski, Petecki, 2005). Forma dolinna występująca na obszarze arkusza Recz ma przebieg południkowy i jest udokumentowana kilkoma wierceniami.

Zdaniem Twarogowskiego i Peteckiego (2005) na obszarze arkusza Kalisz Pomorski nie obserwuje się korelacji między kierunkami lokalnych anomalii grawimetrycznych a współczesną siecią rzeczną. Podobnie układ rynien i dolin wód roztopowych, bardzo charakterystycznych i wyraźnych we współczesnej morfologii badanego terenu, nie pokrywa się, poza kilkoma wyjątkami, z przebiegiem obniżeń podłoża czwartorzędu.

Istotny jest fakt dużej aktywności tektonicznej omawianego terenu, trwającej od schyłku epoki waryscyjskiej do czwartorzędu. Główne rysy strukturalne starszego podłoża znalazły swe odbicie

w procesach denudacyjno-akumulacyjnych zachodzących w paleogenie i neogenie, a także w przebiegu sieci dolin rzecznych i rynien subglacjalnych w czwartorzędzie. Przykładem tego jest kopalna rynna subglacjalna w rejonie Dębska, która biegnie pomiędzy dwoma strukturami solnymi: słupem Drawna a grzebieniem Dominikowa.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W granicach obszaru arkusza Kalisz Pomorski najstarszą dotychczas poznaną serię osadową stanowią utwory permu górnego (cechsztynu), wykształcone w facji morsko-lagunowej (salinarnej) i reprezentowane wielocyklicznym kompleksem osadów chemicznych i klastycznych (tab. 2). Pod koniec permu zbiornik sedymentacyjny niecki szczecińskiej kurczył się, przybierając charakter morza relikтового. W triasie dolnym cały teren arkusza znajdował się w zasięgu śródlądowego zbiornika ewaporacyjnego, w którym cyklicznie następowały okresy aktywności i stagnacji. Osady wapienia muszlowego występują na całym obszarze niecki szczecińskiej. Po ustąpieniu morza środkowotriasowego badany teren znalazł się w zasięgu płytkiego zbiornika, w którym rozpoczęła się sedymentacja osadów piaszczysto-ilastych kajpru. W okresie liasu istniały tu zbiorniki słodkowodne. Bezpośrednio po utworzeniu najmłodszych osadów jury dolnej doszło do pewnego ożywienia struktur tektoniki solnej. W jurze środkowej morze wielokrotnie wkraczało i wycofywało się z terenu opracowania. W jurze górnej ta część niecki szczecińskiej znajdowała się w zasięgu niezbyt głębokiego zbiornika morskiego. Z rozkładu facji wynika, że obszar wału pomorskiego, pozbawiony dziś osadów górnourajskich i dzielący nieckę szczecińską od pomorskiej, stanowił pierwotnie część tego samego zbiornika. Oś basenu sedymentacyjnego kredy dolnej przebiegała wzdłuż południowo-zachodniego skłonu wału pomorskiego. Morze górnokredowe wkroczyło na badany teren w cenomanie i utrzymywało się bez przerwy do mastrychtu górnego. W obrębie jego dna formowały się wówczas, do dziś istniejące, antykliny. Największą głębokość morze osiągnęło w turonie. Prawdopodobnie w tym czasie wał pomorski podniósł się w całości lub częściowo ponad podstawę falowania, a może nawet ponad powierzchnię morza. W koniakum zasięg morza zmniejszył się, a struktury solne, w tym słup Drawna i grzebień Dominikowa, dźwigały się systematycznie i na tyle intensywnie, że utwory koniakum, a następnie santonu, nie osadziły się na nich. W kampanie antykliny rozwijające się w niecce szczecińskiej wznosiły się nadal, nigdzie jednak nie osiągając podstawy falowania. W mastrychcie w części północnej omawianego obszaru trwało niszczenie wału pomorskiego, a pod koniec tego piętra morze wycofało się z terenu badań.

Kolejna duża transgresja morska wtargnęła na obszar niecki szczecińskiej, w tym również na teren arkusza badań, w eocenie górnym. Morze trwało prawie do końca oligocenu. Oligocen górny jest reprezentowany przez płytkowodne osady zbiornika regresywnego oraz utwory litoralne płytkiej za-

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		na wierzchoinach i na stokach	w dolinach i w obniżeniach																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
C	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	Torfy i namuły torfiaste — $_{tr}Q_h$	Denudacja (wietrzenie i ruchy masowe)	Akumulacja organ- iczno-mineralna w zarastających je- ziorach, dolinach rzek i zagłębie- niach po martwym lodzie Rozwój torfowisk																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
																Piaski humusowe — $_{ph}Q_h$		Akumulacja jeziorna sedymantacja osa- dów bogatych w $CaCO_3$																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
C	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	Piaski i gliny deluwialne — $_{pg}^dQ$	Denudacja (wietrze- nie i ruchy masowe. Depozycja mate- riału na stokach, wymywanie mate- riału drobnego) Przewiewanie piasków	Wypełnianie obniżeń materiałem zbocz- wym																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
													Piaski ze żwiarami rezydualne — $_{pż}^rQ$		Akumulacja rzeczna																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
C	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	Piaski i mułki wytopiskowe — $_{pm}^bQ_{p^4}^{B3}$	Denudacja (wietrze- nie. Depozycja mate- riału na zagłęb- niach bezodpływo- wych)	Erozja rzeczna																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
																												Kreda jeziorna — $_{kj}Q_{p^4}^{B3}$		Akumulacja jezior- no-lodowcowych osadów mineral- no-organicznych																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
C	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n	H	o	l	o	c	e	n	P	I	e	z	r	o	t	n

Kreda	Kreda dolna			Łupki ilaste i margle — $_{1i}Cr_1$	Sedymentacja morska. Oś basenu sedymentacyjnego przebiega wzdłuż południowo-zachodniego skłonu wału pomorskiego. Miąższość osadów jest tam największa
	Jura górna			Wapienie i mułowce — $_wJ_3$	Sedymentacja płytkomorska
	Jura środkowa			Mułowce i iłowce — $_{mc}J_2$	Wielokrotne transgresje i wycofywanie się morza. Sedymentacja morska
Jura	Jura dolna			Łupki ilaste i piaskowce — $_{1i}J_1$	Sedymentacja w zbiorniku słodkowodnym
	Trias górny			Howce i anhydryty — $_{ic}T_3$	Sedymentacja w płytkim zbiorniku morskim
	Trias środkowy			Dolomity — $_{do}T_2$	Spokojna sedymentacja w peryferyjnej części zbiornika morskiego
Trias	Trias dolny			Howce — $_{ic}T_1$	Sedymentacja w śródlądowym zbiorniku ewaporacyjnym
	Perm górny	Cechsztyń		Sole kamienne, ily i margle — $_{Na}PZ$	Morze cechsztyńskie zapoczątkowało sedymentację soli kamiennych, pod koniec permu przybrało charakter zbiornika relikowego

toki morskiej. Pod koniec oligocenu morze wycofało się, pozostawiając po sobie liczne rozlewiska i bagniska, w których osadzały się mułki, ily i piaski z pokładami węgla brunatnego. Taki typ sedymentacji trwał przez cały miocen.

W pliocenie nastąpiło zahamowanie sedymentacji rozlewiskowo-bagiennej, zapanowały warunki lądowe, z przewagą procesów denudacyjnych, które doprowadziły do usunięcia znacznej ilości osadów miocennych. Można przypuszczać, że część obniżen występujących w strobie miocenu pochodzi z tego okresu i wiąże się z erozyjną działalnością rzek płynących na południe, w stronę obszarów sedymentacji iłow pstrych serii poznańskiej.

Na omawianym terenie nie stwierdzono występowania serii preglacialnych (plejstocenu dolnego). Około 950 ka BP nastąpiło silne ochłodzenie, dające początek okresowi zlodowaceń.

Najstarszymi osadami plejstocennymi stwierdzonymi w granicach obszaru arkusza są mocno zredukowane utwory lodowcowe zlodowacenia Nidy. Zachowały się one w szczątkowej postaci w głębokim obniżeniu biegnącym południkowo, przez Biały Zdrój, w kierunku północnej granicy badanego terenu. Pośrednio świadczy to o wieku tej formy, posiadającej przypuszczalnie założenia przedplejstocenne. Opisywane obniżenie wypełniają również osady lodowcowe i wodnolodowcowe kolejnych zlodowaceń południowopolskich. Seria zlodowacenia Sanu 2 znacznie wykracza poza krańdzie badanej formy, wyrównując powierzchnię miocenną.

Interglacja wielki rozpoczął się okresem silnej denudacji, w wyniku której na pewnych obszarach badanego arkusza doszło do całkowitego usunięcia utworów poprzednich zlodowaceń. Postępująca erozja rzeczna doprowadziła do powstania dolin, nie wszędzie jednak pokrywających się z przebie-

giem starszych obniżen. Doliny interglacjalne wypełniły się osadami rzecznyymi w kolejnych cyklach sedymentacyjnych. Utwory interglacjału wielkiego na terenie arkusza Kalisz Pomorski nie zostały udokumentowane palinologicznie, ale obecność wyróżnionej serii poniżej poziomu glin zwałowych zlodowacenia Odry uzasadnia jej pozycję stratygraficzną.

Ładolód zlodowacenia Odry pozostawił po sobie mięzsze serie osadów lodowcowych i wodnolodowcowych z okresów swojej transgresji i recesji. Interglacjał lubawski rozpoczął się erozją w dolinach rzecznych, która na obszarze arkusza Kalisz Pomorski sięgnęła do głębokości około 15 m. Po optimum klimatycznym doliny zostały wypełnione osadami piaszczysto-mułkowymi. Ponowne ochłodzenie spowodowało transgresję ładolodu zlodowacenia Warty, który pozostawił po sobie gliny zwałowe, osady zastoiskowe i wodnolodowcowe.

Interglacjał eemski, którego początek datowany jest na 128 ka BP, rozpoczął się denudacją wysoczyzny i silną erozją w dolinie rzecznej biegnącej równolegle do zachodniej granicy obszaru arkusza. Przypuszczalnie erozja sięgnęła w niej do głębokości około 20 m. Osady wypełniające dolinę charakteryzują się cyklicznością warstwowania, od piasków gruboziarnistych, poprzez piaski pyłowate, aż do mułków kończących cykl sedymentacji.

Okolo 115 ka BP rozpoczął się okres zlodowaceń północnopolskich. Najstarsze transgresje ładolodu tego wieku, tzn. stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Wisły, objęły obszar Doliny Dolnej Wisły i nieckę Bałtyku, nie dochodząc do terenu objętego niniejszym arkuszem. W tym czasie na badanym obszarze, w warunkach klimatu peryglacjalnego, trwała w dalszym ciągu denudacja wysoczyzny i sedymentacja w dolinach rzecznych.

Okolo 32,9 ka BP nastąpiła transgresja ładolodu stadiału górnego (leszczyńsko-pomorskiego), osiągając swoje maksimum okolo 20 ka BP. W zatamowanych dolinach rzecznych zaczęły się tworzyć zastoiska. Ładolód objął swym zasięgiem cały obszar arkusza, przykrywając go serią piasków wodnolodowcowych. W czasie deglacjacji następowały oscylacje czoła ładolodu. Podczas jednej z nich ładolód czasowo wycofał się z badanego terenu, a wody roztopowe częściowo rozmyły poziom glin zwałowych na Równinie Drawskiej. Na południu, w rejonie Drawna i Dębska, zachowały się rozległe ostańce gliniaste. Z tego okresu prawdopodobnie pochodzą wkładki i soczewki piasków śródglinowych, występujące w kompleksie glin zwałowych stadiału leszczyńsko-pomorskiego.

W czasie ponownej, niewielkiej oscylacji, typu szarzy, czoło ładolodu przypuszczalnie dotarło w okolice Kalisza Pomorskiego. W rejonie tym po deglacjacji pozostały różne formy akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej. Powstały liczne pagóry kemowe, rynny subglacjalne, wypełnione bryłami martwego lodu, oraz wysoczyzna morenowa. Na obrzeżach wytapiających się brył martwego lodu tworzyły się moreny martwego lodu. Po odstąpieniu ładolodu subfazy krajeńskiej nastąpiła najpierw akumulacja sandrowa, a następnie — zastoiskowa. W miarę cofania się czoła ładolodu wody

roztopowe rozcinały wysoczyznę polodowcową, torując sobie drogę na południe, do doliny Noteci. W efekcie powstały charakterystyczne wyspy wysoczyzny (Galon, 1972a), otoczone płaskodennymi dolinami wypełnionymi piaskami wodnolodowcowymi.

W okresie maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej, około 15,2 ka BP, lód Odry zatrzymał się poza terenem badanego arkusza, na linii Barlinek–Drawsko. Wody roztopowe płynące na południe, do doliny Noteci, utworzyły na obszarze arkusza rozległy poziom sandrowy (wzdłuż współczesnej doliny Drawy). Płynąc z kilku kierunków (północno-zachodniego, północnego i północno-wschodniego) wody zbiegały się w okolicy Dębska i Kalisza Pomorskiego, a następnie, rozcinając powierzchnię starszego sandru, płynęły dalej na południe. Pod piaskami wodnolodowcowymi, w obrębie dawnych rynien subglacjalnych, pozostały bryły martwego lodu z fazy leszczyńsko-poznańskiej, które uległy wytopieniu w dryasie. Część z nich, szczególnie te na linii Suchowo–Drawno, musiała wytopić się wcześniej, tworząc jeziora. Odpreparowane rynny subglacjalne i zagłębienia wytopiskowe wypełniły się osadami piaszczysto-żwirowymi i piaszczysto-mułkowymi. Niektóre ze starszych jezior w trakcie rozwoju holocenińskiej sieci rzecznej uległy szybkiemu spłynięciu. Tak się przypuszczalnie stało we współczesnej dolinie Drawy. Do dnia dzisiejszego zachowały się jeziora występujące w rynnach młodszych, równoleżnikowych, których dna znajdują się około 10–20 m poniżej powierzchni sandru.

W holocenie niektóre rynny polodowcowe zostały wykorzystane przez rzeki. Są to m.in. obecne doliny rzek: Drawicy, Korytnicy, czy chociażby górny odcinek doliny Drawy. W tym okresie rozpoczął się również powolny proces zarastania jezior, w wyniku którego wiele z nich zanikło lub znacznie zmniejszyło rozmiary, pozostawiając po sobie płaskie równiny torfowe. Rzeźba badanego terenu systematycznie ulega złagodzeniu na skutek akumulacji deluwiów w licznych dolinkach denudacyjnych i zagłębieniach wytopiskowych. Człowiek również wpływa na zmianę krajobrazu, prowadząc działalność wydobywczą: piasków, żwirów, torfów bądź kredy jeziornej. Nieliczne wyrobiska znajdują się w rejonie: Dębska, Kalisza Pomorskiego i Prostyni.

IV. PODSUMOWANIE

W wyniku badań prowadzonych na obszarze arkusza Kalisz Pomorski, w latach 2003–2005, sporządzono mapę geologiczną w skali 1:50 000 wraz z przekrojami geologicznymi, syntetycznymi profilami geologicznymi oraz szkicami: geomorfologicznym i geologicznym odkrytym.

Na podstawie badań litologiczno-petrograficznych wśród utworów czwartorzędowych wyróżniono osady zlodowaceń: południowopolskich (zlodowaceń: Nidy, Sanu 1 i Sanu 2), środkowopol-

skich (zlodowaceń Odry i Warty) oraz północnopolskich (faz leszczyńsko-poznańskiej oraz pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły).

Analiza profili wierceń, badania geoelektryczne i analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego pozwoliły na przedstawienie, odmiennego od prezentowanego do tej pory w literaturze, szkicu stropu podłoża czwartorzędu, z charakterystycznym systemem rynien subglacjalnych i obniżeń egzaracyjno-erozyjnych. Obniżenia występujące w stropie miocenu, zdaniem autora niniejszego opracowania, mają znacznie starsze założenia i niewykluczone, że ich przebieg pokrywa się z siecią dolin wieku plioceńskiego (?) lub preplejstocenijskiego (?).

Doliny z okresu interglacjału wielkiego rozpoznane na obszarze arkusza niezupełnie pokrywają się z przebiegiem obniżeń egzaracyjno-erozyjnych występujących w stropie miocenu. Miąższość serii piasków rzecznych wypełniających te doliny miejscami przekracza 35,0 m.

Na badanym terenie stwierdzono również istnienie doliny z okresu interglacjału lubawskiego. Utwory tego wieku, podobnie jak interglacjałów wielkiego i emskiego, nie zostały udokumentowane palinologicznie. Ich przyjęta pozycja stratygraficzna wynika tylko z hipsometrycznego położenia serii rzecznej poniżej, udokumentowanego badaniami litologiczno-petrograficznymi, poziomu glin zwałowych zlodowacenia Warty.

Dolina z okresu interglacjału eemskiego została rozpoznana w profilach wierceń studziennych w zachodniej części badanego terenu. Jej południkowy układ mniej więcej pokrywa się z przebiegiem współczesnej doliny Drawy. Seria interglacjalna nie została nigdzie przewiercona. Jej miąższość, zdaniem autora, wynosi około 15–20 m. Nachylenie stropu serii wskazuje północny kierunek odpływu. Nie jest niestety znany kierunek nachylenia dna doliny.

W granicach obszaru arkusza rozpoznano również dwa różnowiekowe poziomy sandrowe. Wyższy, starszy poziom sandrowy, etapu subfazy krajeńskiej, pochodzi z okresu recesji lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej. Niższy, dominujący w rzeźbie terenu sandr Drawy był akumulowany na przedpolu moren czołowych fazy pomorskiej. Odpływ wód roztopowych następował z północnego zachodu, północnego wschodu i północy. Wody łączyły się w rejonie Dębska i Kalisza Pomorskiego, a następnie zmierzały dalej na południe, w kierunku doliny Noteci.

Obszar arkusza, pod względem surowcowym, jest bogaty w piaski wodnolodowcowe nagromadzone w sandrach i kemach oraz piaski i żwiry występujące w morenach martwego lodu. Znajdują się tu też liczne torfowiska, jednak te w dolinie Drawy wymagają szczególnej ochrony.

Dalszych badań, szczególnie palinologicznych, wymagają serie interglacjalne. Brak udokumentowanych paleobotanicznych stanowisk interglacjalnych uniemożliwia precyzyjne rozdzielenie poziomów lodowcowych kolejnych zlodowaceń. Nieznane są również kierunki dolin rzecznych interglacjałów starszych niż eemski.

Otwartym pozostaje nadal problem głębokości rozcięcia podłoża czwartorzędu rynną rozpoznaną w zachodniej części terenu badań, w rejonie Dębska. Nieznany jest również profil serii wypełniającej tę formę. Jej istnienie w tej części obszaru arkusza wykazała jedynie analiza półszczytowego zdjęcia grawimetrycznego, wykonana na potrzeby niniejszego opracowania.

Opracowano
w Przedsiębiorstwie Usług Geologicznych „Kielkart”
w Kielcach

Zakład Kartografii Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego
w Warszawie

Kielce, 2006 r.

LITERATURA

- Augustowski B., 1977 — Pomorze. PWN, Warszawa.
- Brochwicz-Lewiński W., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — jura górna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Bugajska J., 2005 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Kalisz Pomorski (271). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1970a — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Ciuk E., 1970b — Trzeciorzęd. Obszar pozakarpcki. Profil litologiczno-stratygraficzny. *Biul. Inst. Geol.*, 251.
- Ciuk E., 1971 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Ciuk E., 1972 — Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **20**, 11.
- Dadlez R., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1979 — Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **96**.
- Dadlez R., 1987 — Tektonika — kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Dadlez R. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niżu polskim. 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965 — Budowa geologiczna paraantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **40**.
- Dayczak-Calikowska K., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — jura środkowa. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Dayczak-Calikowska K., Kopik J., 1973 — Jura środkowa. Wał pomorski i niecka szczecińsko-mogileńska. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 2. Mezozoik. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dobrącka E., Lewandowski J., 2002 — Strefa marginalna fazy pomorskiej lobu Parsęty (Pomorze Środkowe). W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Borne Sulino, 3–7 września 2002 r. Oddz. Pomor. Państw. Inst. Geol., Szczecin i Wydz. Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.

- Dobracka E., Piotrowski A., 2002 — Budowa geologiczna i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Borne Sulinowo, 3–7 września 2002 r. Oddz. Pomor. Państw. Inst. Geol., Szczecin i Wydz. Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.
- Dobracki R., Lewandowski J., 2002 — Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecineckiego. W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Borne Sulinowo, 3–7 września 2002 r. Oddz. Pomor. Państw. Inst. Geol., Szczecin i Wydz. Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.
- Dobrzyński S., Racinowski R., 1994 — Minerale ciężkie w vistuliańskich osadach glacialnych Pomorza Zachodniego jako wskaźnik zróżnicowania sedymentacji. W: Geologia i geomorfologia pobrzeża i południowego Bałtyku. 2 Konferencja. Słupsk, 23–25 czerwca 1994. Streszczenia wystąpień i przewodnik wycieczki. Słupsk.
- Dyjor S., 1991 — Wpływ ewolucji paleogeograficznej na rozwój zlodowaceń w Polsce Zachodniej. *UAM Ser. Geogr.*, 50.
- Franczyk M., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — retyk, jura dolna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Gajewska I., 1978 — Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. W: Stratygrafia kajpru w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 87.
- Gajewska I., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — wapień muszlowy i kajper. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Galon R., 1952 — O fazach postoju lądolodu na obszarze Pomorza. W: Księga Pamiątkowa 75-lecia Towarzystwa Naukowego w Toruniu. Tow. Nauk., Toruń.
- Galon R., 1957 — Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos Ser. B*, 3, 3.
- Galon R., 1967 — Czwartorzęd Polski Północnej. W: Czwartorzęd Polski (R. Galon, J. Dylik, red.). PWN, Warszawa.
- Galon R., 1970 — Uwagi o wpływie konfiguracji i struktury podłoża plejstocenu na rozwój sieci dolinnej Polskiego Niżu. W: Problemy czwartorzędu. *Acta Geogr. Univ. Lodzensis*, 24.
- Galon R., 1972a — Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego. W: Geomorfologia Polski. 2. Niż Polski (R. Galon, red.). PWN, Warszawa.
- Galon R., 1972b — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: Geomorfologia Polski. 2. Niż Polski (R. Galon, red.). PWN, Warszawa.
- Galon R., 1977 — Ostatni zimny okres (Würm) a ostatnie zlodowacenie skandynawskie. W: Zagadnienia czwartorzędu. *Stud. Geol. Pol.*, 52.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski C., 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.
- Jagodzińska B., Kalituk R., 2004 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kalisz Pomorski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jaskowiak M., 1966 — Die Oberkreide in Nordpolen. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss.*, 11, 6.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, 96.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — kreda górna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Jentzsch A., 1927 — Die Braunkohlenformation im Nordosten. Handb. dtsch. Braunkohlenbau. Bd. 1, Halle.

- Karczewski A., 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **8**, 3
- Karczewski A., 1971 — Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **11**, 3–53.
- Karczewski A., 1997 — Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile. W: *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa* (E. Bukowska-Jania, M. Pulina, red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Karczewski A., 2001 — Marginalna krawędź sedymentacyjna fazy pomorskiej w Storkowie koło Ińska (Pomorze Zachodnie). *Stow. Geomorf. Pol.*, Poznań.
- Kłysz P., 1986 — Wał morenowy Broczyna na Pojezierzu Drawskim. *Spraw. PTPN*, 103.
- Kłysz P., 1990 — Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *UAM Ser. Geogr.*, 47.
- Kłysz P., 2001 — Wały lodowo-morenowe na obszarach zlodowaconych współcześnie a moreny ablacyjne plejstoceńskich stref marginalnych (na przykładzie Pojezierza Drawskiego). *Stow. Geomorf. Pol.*, Poznań.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970a — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędowych północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970b — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. W: *Plejstocen Polski* (S.Z. Różycki, red.). 4. *Stud. Geol. Pol.*, **33**.
- Kozarski S., 1992 — Zmiana warunków depozycyjnych w schyłkowym plejstocenie na obszarach ostatniego zlodowacenia w północnej Polsce. *Prz. Geol.*, **40**, 10.
- Kozłowski I., Nosek M., 1977a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gorzów Wielkopolski, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowski I., Nosek M., 1977b — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gorzów Wielkopolski, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowski I., Nosek M., 1978 — Objasnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Gorzów Wielkopolski. Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., Mądry S., Popielski W., 1999 — Projekt prac geologicznych dla opracowania arkuszy: Recz (270), Kalisz Pomorski (271) i Radęcin (310) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Łyczewska J., 1958 — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, **2**, 1.
- Maksia S., Mróz W., 1978 — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. W: *Z badań czwartorzędu w Polsce*. **19**. *Biul. Inst. Geol.*, 300.
- Marsz A., 1973 — Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiału pomorskiego na Pojezierzu Drawskim (na przykładzie obrzeżenia rynny marginalnej Drawsko–Pile). *Bad. fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **26**.
- Masłowska M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 10.
- Migoń P., 1992 — Osady czwartorzędowe cementacji węglanowej w okolicy Czaplinka na Pojezierzu Drawskim. *Bad. fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **44**.

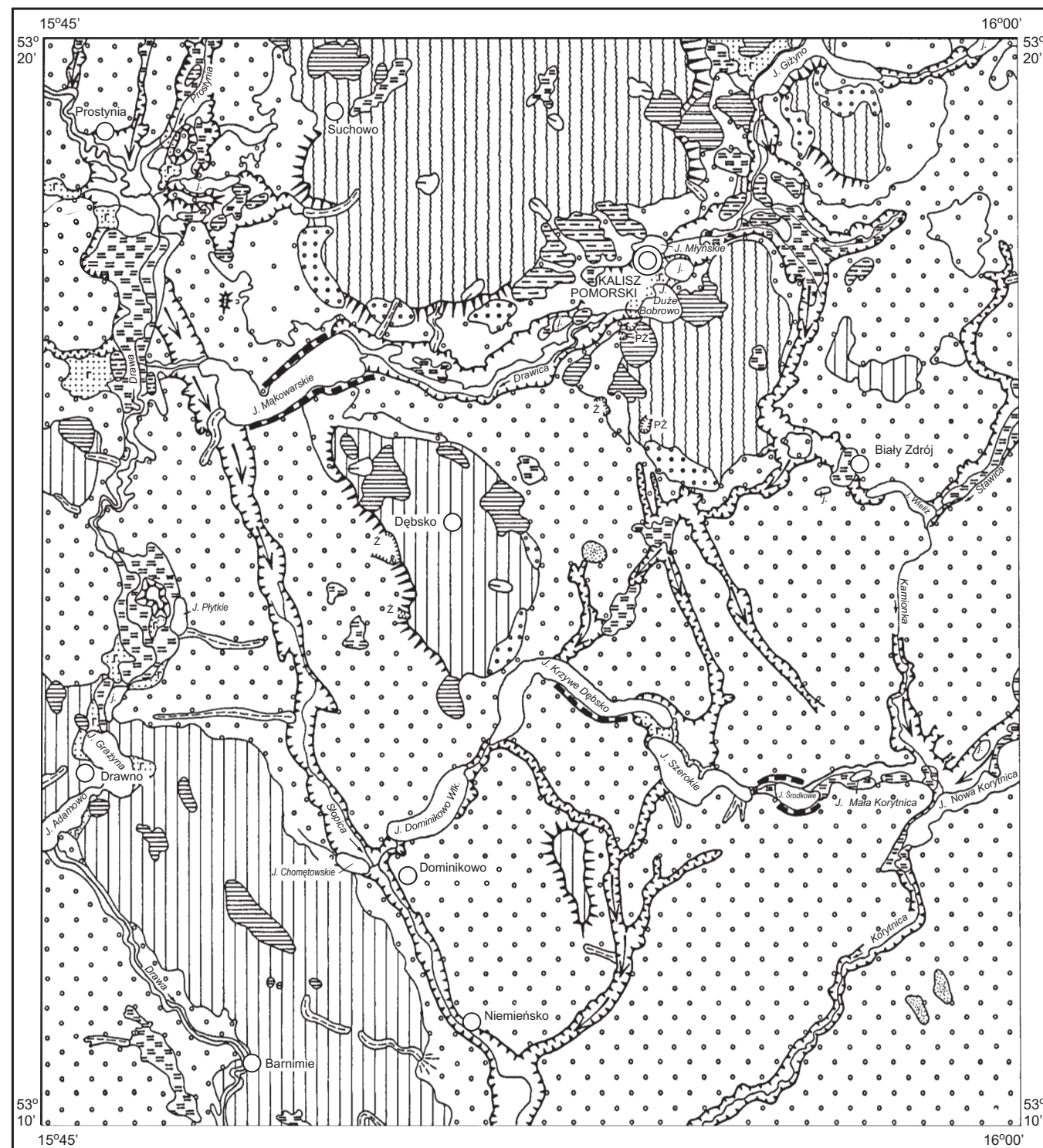
- Mojski J. E., 1994 — Piętro Wisły w świetle datowań wieku bezwzględnego. *Zesz. Nauk. PŚI*, 1229. *Mat.-Fiz.*, 71. *Geochron.*
- Niewiarowski W., 1994 — Niektóre problemy genezy rynien subglacjalnych. W: *Formy, osady i procesy subglacjalne. Sympozjum dedykowane prof. dr hab. Władysławowi Niewiarowskiemu w siedemdziesiątą rocznicę urodzin. Toruń–Górzno, 28–29 września 1994. Streszczenia referatów i komunikatów. Przewodnik wycieczki terenowej. Toruń.*
- Nita M., 2005 — Wyniki analizy pyłkowej osadów organicznych z otworu 2 dla arkusza mapy geologicznej Kalisz Pomorski. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kalisz Pomorski (271). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Orłowska-Zwolińska T., 1987 — Palinostratygrafia osadów triasu W: *Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Pasierbski M., 1984 — Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Rozpr. UMK*, Toruń.
- Pawłowska K., 1968 — Perm górny — cechsztyń. W: *Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia 1. Prekambr i Paleozoik. Wyd. Geol, Warszawa.*
- Pazdur A., 2005 — Sprawozdanie nr 34/2005 z wykonania oznaczeń wieku metodą ^{14}C w Laboratorium ^{14}C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kalisz Pomorski (271). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Piotrowski A., 1982a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Police (190). *Inst. Geol., Warszawa.*
- Piotrowski A., 1982b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Police (190). *Inst. Geol., Warszawa.*
- Piotrowski A., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mirosławiec (234) (wraz z Objasnieniami). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Piwocki M., 1991 — Geologia trzeciorzędu złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. 62 Zjazd Naukowy PTG, Poznań.
- Popielski W., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczecinek (160) (wraz z Objasnieniami). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Popielski W., 2005 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Barwice (159). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa [dokument elektroniczny].*
- Popielski W., 2006 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Barwice (159). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa [dokument elektroniczny].*
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **8**, 1.
- Pożaryski W., 1969 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17**, 2
- Raczyńska A. (red.), 1987 — Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Schoeneich K., 1962 — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szczecińskie Tow. Nauk. Wydz. Nauk Techn.*, **3**, 1.
- Stoiński A., Wągrowski A., Wieczorek D., 2002 — Analiza rozmieszczenia rynien polodowcowych na obszarze Pojezierza Wałeckiego i jego związek z współczesną siecią rzeczną. W: *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Borne Sulinowo, 3–7 września 2002 r. Oddz. Pomor. Państw. Inst. Geol., Szczecin i Wydz. Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.*

- Sylwestrak J., 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Gdańskie Towarzystwo Naukowe Wydział V Nauk o Ziemi, Gdańsk.
- Szaniawski H., 1970 — Stratygrafia, sedimentacja i paleogeografia cechsztynu na obszarze Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3.
- Szyperko-Teller A., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedimentacji — trias dolny. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (A. Raczyńska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Twarogowski J., Petecki Z., 2005 — Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego dla tematu: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kalisz Pomorski (271). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wagner R., 1997 — Perm górny (cechsztyń). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Wagner R., 1999 — Paleozoik Zachodniego Pomorza. Przewodnik 70 Zjazdu Naukowego PTG, Szczecin.
- Wąrowski A., 2002 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tuczno (272) (wraz z Objasneniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kalisz Pomorski (271)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

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

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe: a. poziom wyższy (I), b. poziom niższy (II)
- Równiny zastoiskowe (obszary zastoiskowe)
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Rynny subglacjalne i doliny wód roztopowych
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne zalewowe 0,0–2,0 m n.p. rzeki
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Stożki napływowe
- Dłgie stoki

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne (stare dna jezior)
- Klify

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Żwirownie (Ż), piaskownie-żwirownie (PŻ)









Opracował: W. POPIELSKI



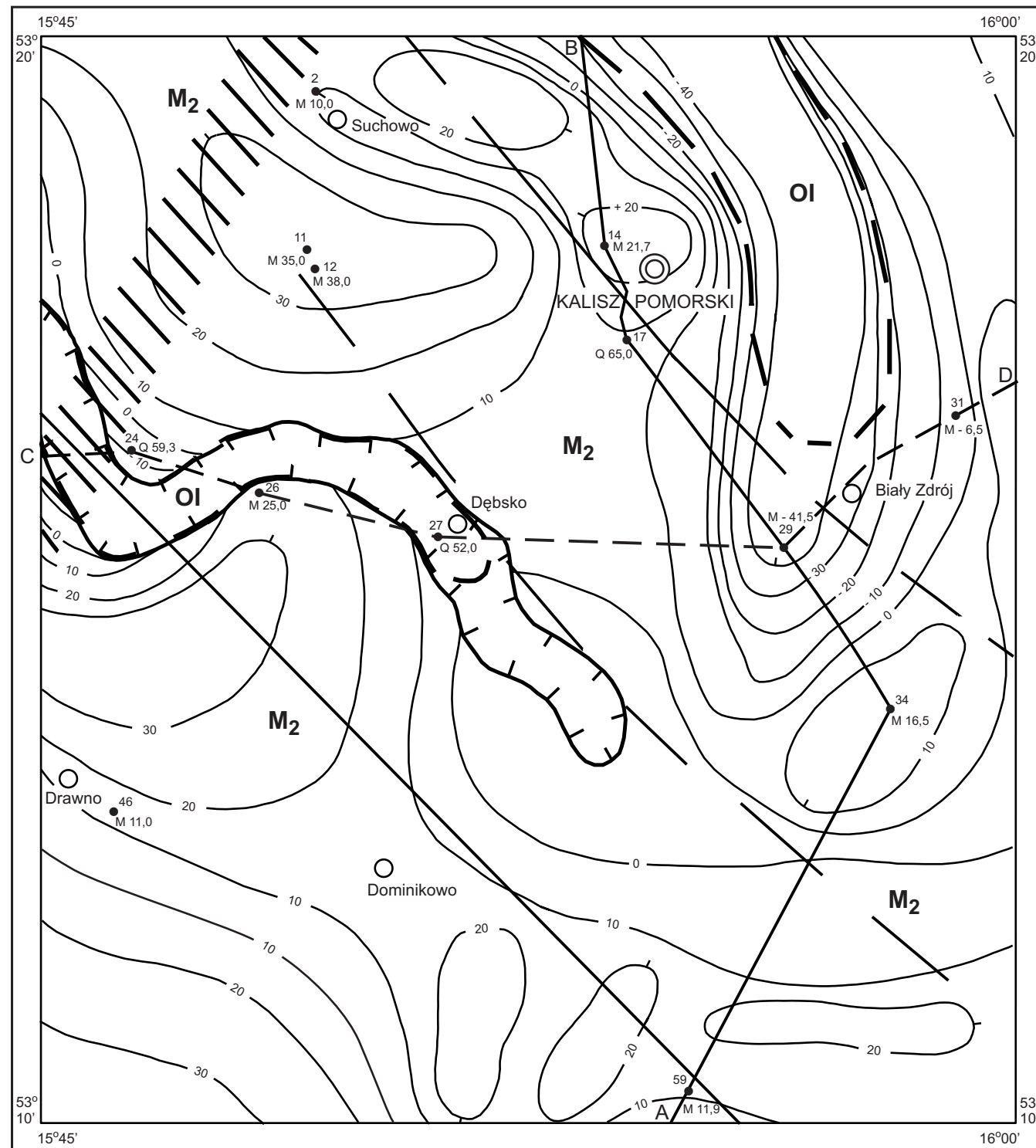
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kalisz Pomorski (271)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

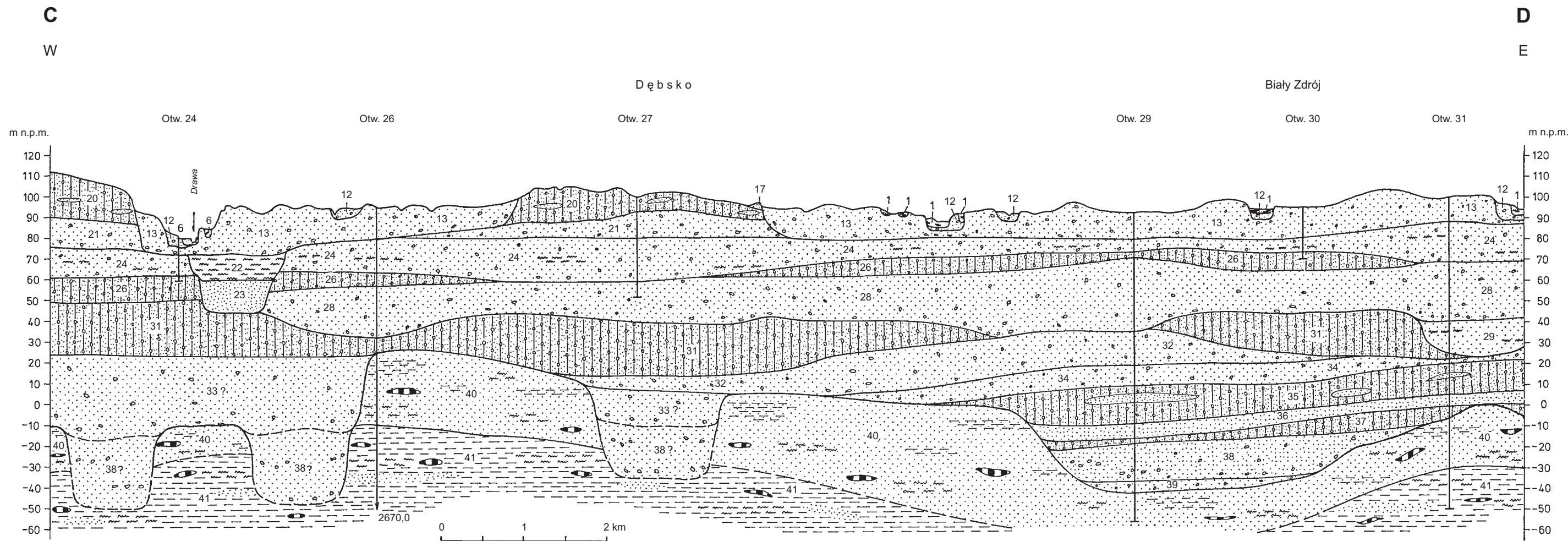
- | | | | | |
|----------|----------|----------------------|---|-----------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M₂ | Piaski, iły i mułki z wkładkami węgla brunatnego | MIOCEN ŚRODKOWY |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | OI | Iły i mułki, miejscami mułowce i iłowce, z wkładkami piasków i węgla brunatnego | |
-  Granice geologiczne
 -  Granice obszarów występowania obniżeń o charakterze egzaracyjno-erozyjnym
 -  a. Uskoki w podłożu utworów paleogeńskich:
b. a. pewne, b. przypuszczalne
 -  Strefa dyslokacyjna Dębno–Złocieniec (w podłożu utworów paleogeńskich)
 -  Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
 -  25
M - 6,5
Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, M — miocen; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędą zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
 -  A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
 -  C — D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracował: W. POPIELSKI



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kalisz Pomorski (271)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D



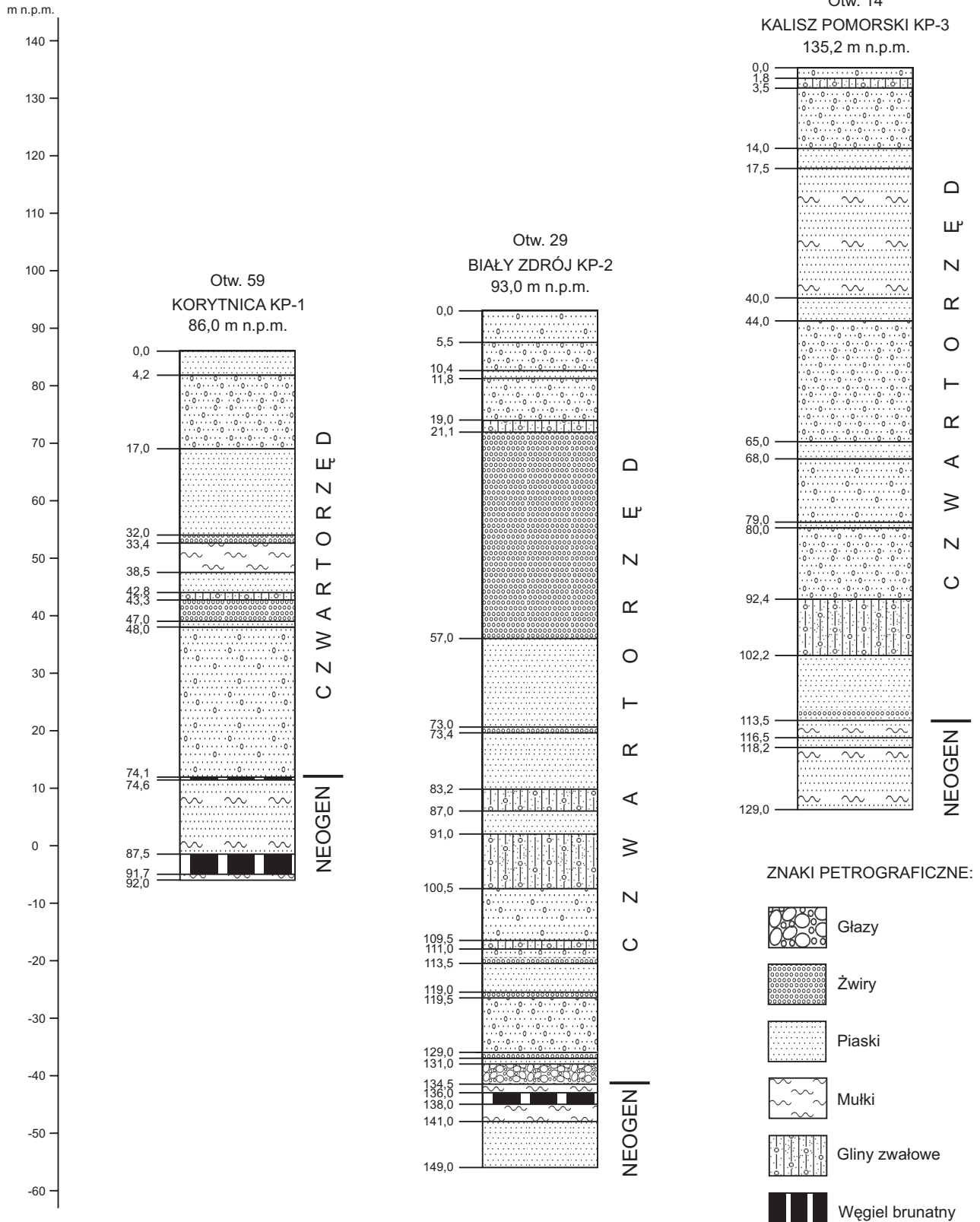
- | | | | |
|---|--|--|--|
| 1 — tnt ^Q _h | 21 — fg ^{B3} _{pz} ^Q _{p4} | 29 — f ^L _p ^Q _{p3} | 36 — fg ^S _p ^Q _{p2} |
| 6 — f ^h _p ^Q _h | 22 — mp ^{B3} _{p4} | 31 — gzw ^O _p ^Q _{p3} | 38 — (rs) ^S _p ^Q _{p2} |
| 12 — (s) ^{B3} _{pz} ^Q _{p4} | 23 — f ^p _p ^Q _{p3-4} | 32 — fg ^O _{pz1} ^Q _{p3} | 39 — g ^N _{pz} ^Q _{p2} |
| 13 — fg ^{B3} _{pz2} ^Q _{p4} | 24 — fg ^W _{zp2} ^Q _{p3} | 33 — f ^p _p ^Q _{p2-3} | 40 — p ^{M2} |
| 17 — (k) ^{B3} _{pz} ^Q _{p4} | 26 — gzw ^W _p ^Q _{p3} | 34 — fg ^G _{pz} ^Q _{p2} | 41 — im ^{OI} |
| 20 — gzw ^{B3} _{p4} | 28 — fg ^W _{zp1} ^Q _{p3} | 35 — gzw ^G _p ^Q _{p2} | |

- ZNAKI PETROGRAFICZNE:**
- | | | | |
|--|--------|--|-----------------|
| | Glazy | | Iły |
| | Żwiry | | Gliny zwałowe |
| | Piaski | | Torfy |
| | Mułki | | Węgiel brunatny |

U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracował: W. POPIELSKI

ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)



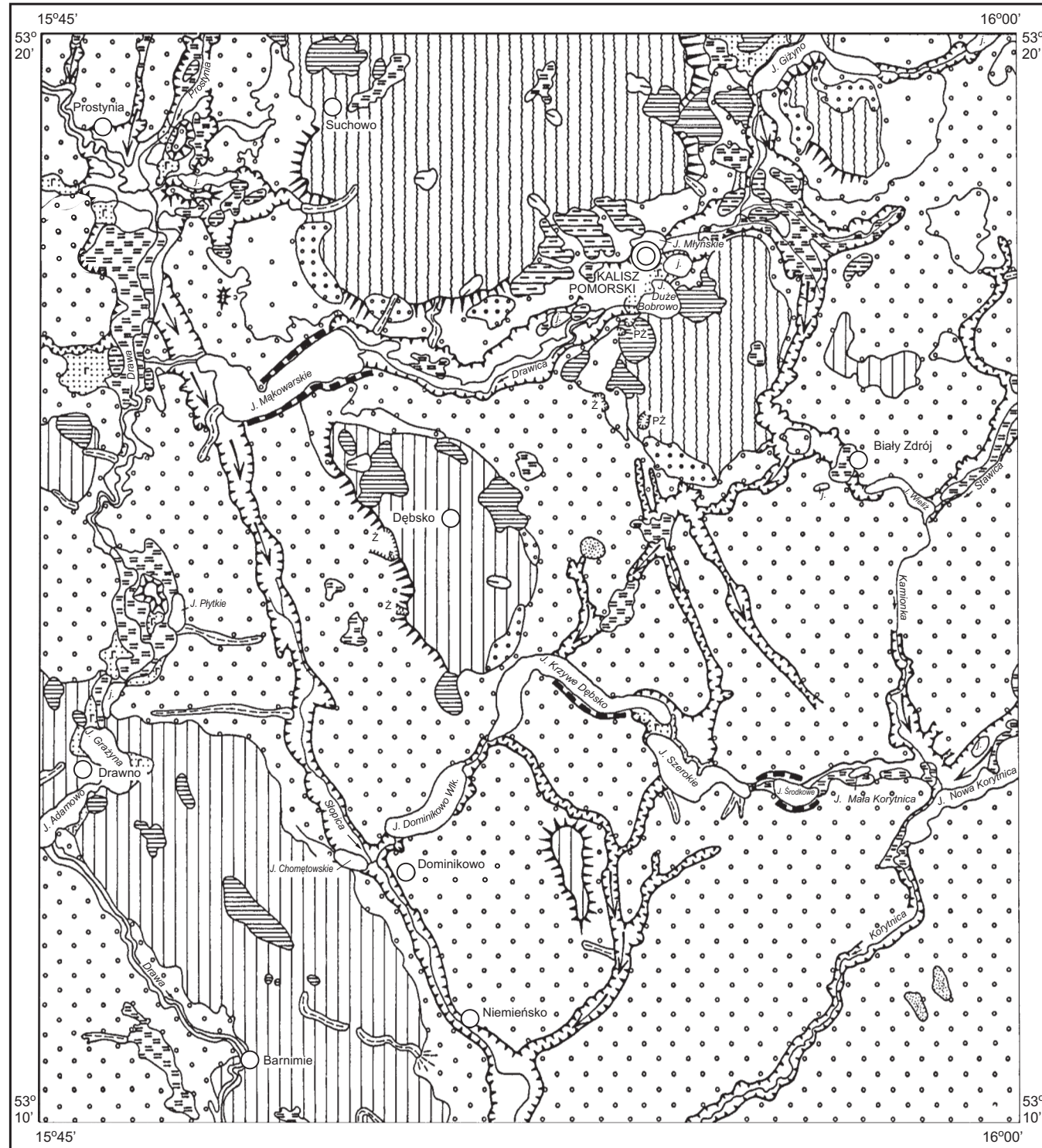
U w a g a: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach, pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracował: W. POPIELSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kalisz Pomorski (271)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

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

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe: a. poziom wyższy (I), b. poziom niższy (II)
- Równiny zastoiskowe (obszary zastoiskowe)
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Rynny subglacjalne i doliny wód roztopowych
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne zalewowe 0,0–2,0 m n.p. rzeki
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Stożki napływowe
- Długie stoki

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne (stare dna jezior)
- Klify

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Żwirownie (Ż), piaskownie-żwirownie (PŻ)









Opracował: W. POPIELSKI



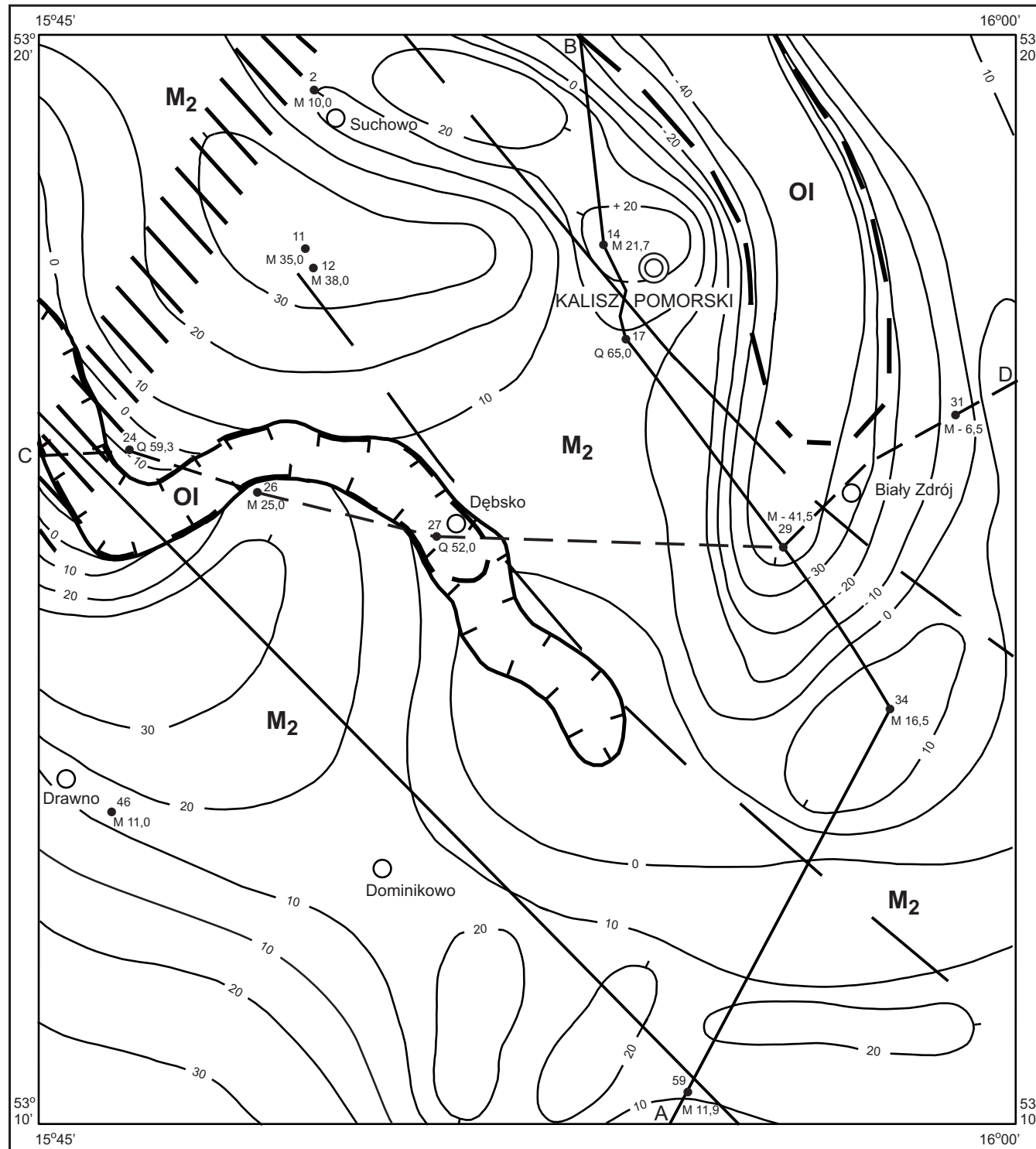
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kalisz Pomorski (271)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

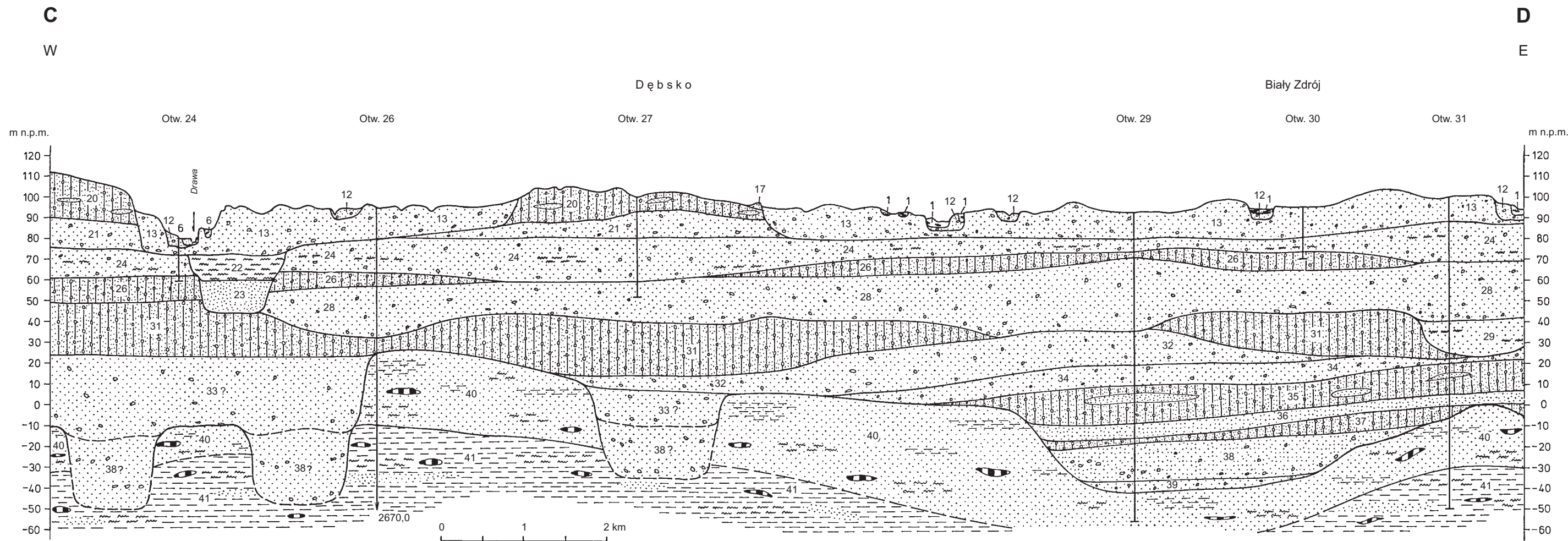
- | | | | | |
|----------|----------|----------------------|--|-----------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M₂ | Piaski, ility i mułki z wkładkami węgla brunatnego | MIOCEN ŚRODKOWY |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | OI | ility i mułki, miejscami mułowce i iltowce, z wkładkami piasków i węgla brunatnego | |
-  Granice geologiczne
 -  Granice obszarów występowania obniżeń o charakterze egzarycyjno-erozyjnym
 -  a. Uskoki w podłożu utworów paleogeńskich:
b. a. pewne, b. przypuszczalne
 -  Strefa dyslokacyjna Dębno-Złocieniec (w podłożu utworów paleogeńskich)
 -  Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
 -  25
M - 6,5
Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, M — miocen; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędą zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
 -  A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
 -  C — D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracował: W. POPIELSKI



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Kalisz Pomorski (271)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D



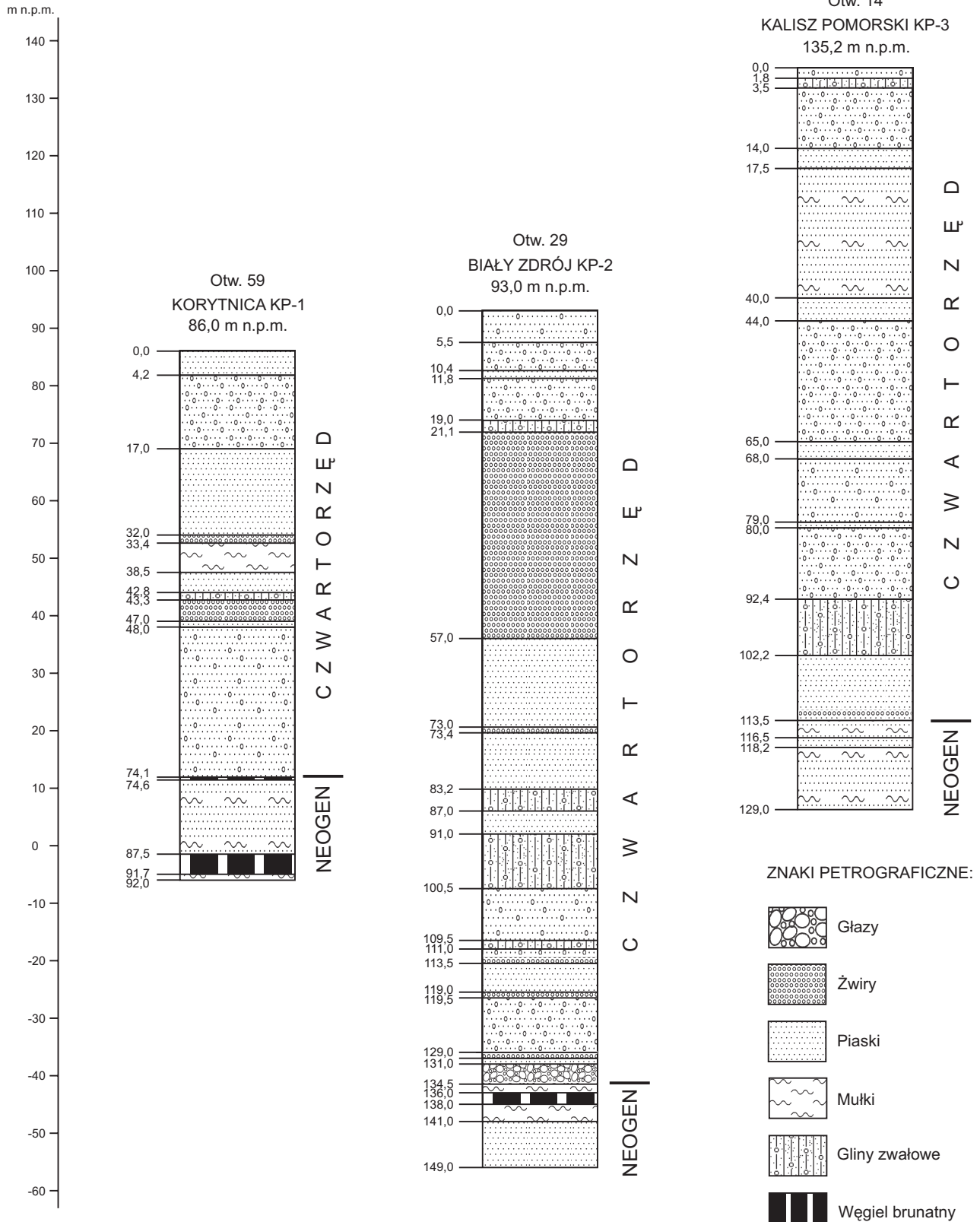
- | | | | |
|---|--|--|--|
| 1 — tnt ^Q _h | 21 — fg ^{B3} _{pz} ^Q _{p4} | 29 — f ^L _p ^Q _{p3} | 36 — fg ^S _p ^Q _{p2} |
| 6 — f [Ⓛ] _p ^Q _h | 22 — mp ^{B3} _{p4} | 31 — gzw ^O _p ^Q _{p3} | 38 — p ^S _p ^Q _{p2} |
| 12 — p ^{B3} _{p4} | 23 — f _p ^Q _{p3-4} | 32 — fg ^O _{pz1} ^Q _{p3} | 39 — g ^N _{pz} ^Q _{p2} |
| 13 — fg ^{B3} _{pz2} ^Q _{p4} | 24 — fg ^W _{zp2} ^Q _{p3} | 33 — f _p ^Q _{p2-3} | 40 — p ^{M2} |
| 17 — p ^{B3} _{p4} | 26 — gzw ^W _p ^Q _{p3} | 34 — fg ^G _{pz} ^Q _{p2} | 41 — im ^{OI} |
| 20 — gzw ^{B3} _{p4} | 28 — fg ^W _{zp1} ^Q _{p3} | 35 — gzw ^G _p ^Q _{p2} | |

- ZNAKI PETROGRAFICZNE:**
- | | | | |
|--|--------|--|-----------------|
| | Glazy | | Iły |
| | Żwiry | | Gliny zwałowe |
| | Piaski | | Torfy |
| | Mułki | | Węgiel brunatny |

U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracował: W. POPIELSKI

ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)



U w a g a: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach, pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracował: W. POPIELSKI