



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**

**JAN ZIOMEK, WŁADYSŁAW BALIŃSKI**

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER  
Koordynator regionu Polski centralnej — M. BRZEZIŃSKI

**OBJAŚNIENIA  
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ  
POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Sieradz (661)**  
(z 1 tab. i 4 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2008

Autorzy: Jan ZIOMEK, Władysław BALIŃSKI  
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Muzeum Geologiczne  
ul. Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

Akceptował do udostępniania  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego  
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-402-4

© Copyright by Ministerstwo Środowiska  
Warszawa, 2008

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAZIARZ, Jacek STRĄK

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	7
III. Budowa geologiczna . . . . .	8
A. Stratygrafia . . . . .	8
1. Kreda . . . . .	9
a. Kreda dolna . . . . .	9
Alb. . . . .	9
b. Kreda górna . . . . .	9
Cenoman . . . . .	10
Turon . . . . .	10
Koniak + santon . . . . .	10
Kampan . . . . .	10
Mastricht . . . . .	10
2. Paleogen + neogen . . . . .	11
3. Neogen . . . . .	11
a. Miocen + mio-pliocen. . . . .	11
4. Czwartorzęd . . . . .	12
a. Plejstocen . . . . .	13
Zlodowacenia południowopolskie . . . . .	13
Zlodowacenie Sanu 1 . . . . .	13
Zlodowacenie Sanu 2 . . . . .	13
Interglacjał wielki . . . . .	14
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	14
Zlodowacenie Odry . . . . .	14
Zlodowacenie Warty . . . . .	15

Interglacjał eemski . . . . .	18
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	18
Zlodowacenie Wisły . . . . .	18
Stadiał górny . . . . .	18
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	19
c. Holocen . . . . .	19
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	20
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	22
IV. Podsumowanie . . . . .	27
L i t e r a t u r a . . . . .	28

## **SPIS TABLIC**

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

Tablica III — Profil geologiczny utworów starszych od kredy

Tablica IV — Zestawienie otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

## I. WSTĘP

Arkusz Sieradz (661) obejmuje obszar położony w środkowej części dorzecza Warty. Granice arkusza określają współrzędne geograficzne: 51°30'–51°40' szerokości geograficznej północnej oraz 18°30'–18°45' długości geograficznej wschodniej. W podziale fizycznogeograficznym Polski Kondrackiego (2002) obszar ten obejmuje zachodnie fragmenty Kotliny Sieradzkiej i wschodnie krańce Wysoczyzny Złoczewskiej, mezoregionów należących do Niziny Południowowielkopolskiej. Teren arkusza Sieradz leży w całości w województwie łódzkim (powiat sieradzki, gminy: Wróblew, Sieradz, Warta, Brzeźnio i Brąszewice).

Osadnictwo jest umiarkowanie zagęszczone i ma charakter typowo rolniczy. Sieć dróg jest dobrze rozwinięta, przeważają drogi o znaczeniu lokalnym z nawierzchnią asfaltową. Łączą one obszar arkusza z: Kaliszem, Błaszczkami i Wartą. Przez omawiany teren, równoleżnikowo, przebiega linia kolejowa łącząca obszar arkusza z Łodzią (na wschodzie) i Kaliszem (na zachodzie). Ośrodki gminne spełniają głównie funkcje administracyjne i usługowe dla rolniczego zaplecza.

Prace na obszarze arkusza przeprowadzono zgodnie z projektem badań geologicznych, zatwierdzonym przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa (KOK/20/96) 4.04.1996 r.

Prace geologiczno-zdjęciowe prowadzone były przez Jana Ziomka w latach 1996–1998 i 2000. Wykonano 596 sond ręcznych o głębokości 2–3 m, 163 sondy mechaniczne (głównie o głębokości 2–5 m), opisano 68 odsłoneń oraz odnotowano 650 marszrutowych punktów obserwacyjnych. Wykorzystano również 349 profili archiwalnych otworów wiertniczych, sześć profili otworów badawczych (kartograficznych) o głębokości od 38,6 do 77,4 m i łącznym metrażu 304,9 m (6 – Kolonia Orzeżyn, 21 – Słomków, 32 – Łosieniec, 45 – Chałupia Wielka, 57 – Drżąna i 80 – Dąbrowa Wielka) zaprojektowanych i wykonanych („Geofizyka”, Toruń) w związku z realizacją niniejszego opracowania oraz 19 dokumentacji surowcowych. Liczba punktów dokumentacyjnych wynosi średnio 3,7/km<sup>2</sup>.

Wykonanie otworów kartograficznych zostało poprzedzone badaniami geofizycznymi. Badania geoelektryczne (elektrooporowe), wykonane przez Czerwińską (1997), wykorzystano do konstrukcji przekroju geologicznego i opracowania szkicu strukturalno-tektonicznego podłoża kenozoiku (szkicu geologicznego odkrytego).

W celu ustalenia stratygrafii osadów wykonano analizy granulometryczne (137) i zawartości minerałów ciężkich (73) próbek uzyskanych z otworów badawczych (kartograficznych).

Obszar omawianego arkusza jest położony w zasięgu lądolodu zlodowacenia Warty. Prawie w całości jest on pokryty utworami czwartorzędowymi. Osady neogeńskie, występujące na powierzchni terenu, zajmują niewielkie obszary, zaś utwory: kredowe, jurajskie, triasowe, permskie i karbońskie znane są wyłącznie z otworów wiertniczych. Podłoże kenozoiku znajduje się w strefie kontaktowej niecki mogileńsko-łódzkiej i monokliny kalisko-złoczewskiej stanowiącej jednostkę III rzędu monokliny przedsudeckiej. Utwory paleogenu i neogenu stanowią 45% powierzchni podłoża czwartorzędu.

Literatura geologiczna dotycząca podłoża kenozoiku tego obszaru jest uboga, brak jest szczegółowych prac regionalnych z tego zakresu. Opracowania omawiające obszar środkowej Polski i monokliny przedsudeckiej dostarczają jedynie informacji ogólnych. Zagadnienia dotyczące stratygrafii i budowy strukturalnej poruszane są w pracach: Sokołowskiego (1967, 1970, 1972, 1974), Deczkowskiego (1962), Kłapcińskiego (1964), Dadleza (1969), Dadleza, Kopika (1972), Dadleza, Marka (1969), Dayczak-Calikowskiej, Kopika (1973) oraz Baranowskiego, Mańkowskiej (1972). Bardziej szczegółowe informacje, dotyczące budowy geologicznej podłoża paleogenu zawierają prace Deczkowskiego (1977) oraz Deczkowskiego, Gajewskiej (1977, 1979, 1980).

Problematyka paleogenu i neogenu omawianego obszaru poruszana jest w pracach: Kowalskiej (1960), Ciuka (1970), Arenia (1964), Walkiewicz (1984) i w pracy zbiorowej pod redakcją Malinowskiej i Piwockiego (1996).

Zagadnienia czwartorzędu terenu objętego arkuszem Sieradz, nie wzbudzały tak wielkiego zainteresowania jak obszarów sąsiednich. O ile Kotlina Szczercowska, okolice Łodzi czy Wieluński odcinek doliny Warty doczekały się wielu opracowań to Kotlina Sieradzka i Wysoczyzna Złoczewska były przedmiotem zainteresowań nielicznych badaczy. W niedalekim sąsiedztwie badania prowadzili: Krzemiński (1974), Rotnicki (1966, 1970, 1987), Klatkowska (1972, 1993a, b), Kozarski (1981), Lindner i in. (1983), Krzemiński, Bezkowska (1985, 1987), Bezkowska (1986), Krzemiński i in. (1993), Rzechowski (1971, 1986) oraz Krzemiński, Papińska (1993). Szersze, europejskie tło zdarzeń plejstoceńskich przedstawił Mojski (1993).

Obszar arkusza Sieradz wchodzi w obręb arkusza Łódź Przeglądowej mapy geologicznej Polski 1:300 000 (Dylik, Jurkiewiczowa, 1949; Jurkiewiczowa i in., 1955) oraz w obręb Mapy geologicznej

Polski 1:200 000, arkusz Kalisz, wydanie A i B (Baranowski, Mańkowska, 1972, 1973, 1979). Baliński (1997, 1998, 1999, 2000) opracował sąsiadujące od zachodu, południowego zachodu i południa arkusze Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000: Błaszki, Lututów i Złoczew, Klatkowa z Załobą (1992) sąsiadujący od północy arkusz Warta, a Bezkowska sąsiadujący od wschodu arkusz Zduńska Wola (1993, 1995).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar wschodniej części arkusza Sieradz położony jest w obrębie doliny Warty i równiny wodnolodowcowej zachodniej części Kotliny Sieradzkiej (Gilewska, 1986). W zachodniej części terenu zlokalizowany jest zespół form wypukłych sieradzkiej strefy zaniku lądolodu zlodowacenia Warty (Krzeniński, 1997). Stopień urozmaicenia powierzchni terenu jest niewielki. Najwyżej położone fragmenty (na północ od Kliczkowa) osiągają wysokość 200,4 m n.p.m. Najniżej usytuowana jest powierzchnia tarasu zalewowego w dolinie Warty – 124,0 m n.p.m. Różnica wysokości w obrębie całego obszaru wynosi 76,4 m. Największe lokalne wysokości względne mieszczą się w granicach 15–28 m.

Najwyższy poziom wysoczyzny morenowej płaskiej położony jest średnio na wysokości 158,0–170,0 m n.p.m. W zachodniej części obszaru arkusza, ciągiem największych wyniesień, z południa na północ biegnie dział wodny III rzędu między Prosną a Wartą, rozdzielając zlewnie Swędrni i Myji. Niższy poziom wysoczyzny na średniej wysokości 140,0–150,0 m n.p.m. odwadniają Myja i Żeglina.

Powierzchnię wysoczyzny rozcinają, urozmaicając jej rzeźbę, doliny dopływów Swędrni, Myji i Żeglina. Dna dolin rzecznych nachylone są ku północnemu wschodowi w przedziale wysokości 165,0–130,0 m n.p.m. i leżą około 4–8 m poniżej otaczającego terenu. Największe wysokości względne występują na północny wschód od Tubądzina, gdzie pomiędzy powierzchniami szczytowymi pagórków moreny czołowej spiętrzonej, a dnami lokalnych dolinek ich wartości wynoszą około 20–25 m na przestrzeni 1 km.

W obrębie obszaru arkusza Sieradz występuje dziewięć zasadniczych rodzajów form rzeźby terenu: pochodzenia lodowcowego – wysoczyzny morenowe płaskie, moreny czołowe akumulacyjne, niecki lodowcowe; utworzone w strefie martwego lodu jak pagórki morenowe martwego lodu; pochodzenia wodnolodowcowego – równiny wodnolodowcowe i zastoiskowe, kemy, plateau kemowe i zagłębienia powstałe po martwym lodzie; pochodzenia eolicznego – równiny piasków przewianych, wydmy; pochodzenia rzecznoego – dna dolin rzecznych, nadzalewowe tarasy akumulacyjne i krawędzie erozyjne; pochodzenia denudacyjnego – doliny nieckowate i niecki denudacyjne; pochodzenia jeziornego – równiny jeziorne oraz formy utworzone przez roślinność i antropogeniczne (tabl. I). Poza

wymienionymi wspomnieć należy o zarysowujących się wyraźnie w rzeźbie krańdziejach i stokach wysoczyzn.

Na terenie badań dominują dwa elementy rzeźby: równiny wodnolodowcowe z pagórkami kemowymi i równiny moreny dennej, z przeważającym udziałem glin na powierzchni. Wymienione formy decydują o monotoności krajobrazu tego obszaru. Urozmaiceniem równinnych wysoczyzn uformowanych na wysokości około 165 m n.p.m. są pojedyncze kemy, moreny martwego lodu i moreny czołowe o wysokościach względnych od kilku do prawie 30 m.

Współczesna rzeźba w dorzeczu Środkowej Warty, z wyjątkiem dolin rzecznych, ukształtowana została przez lądolód zlodowacenia Warty, a glacialny porządek rzeźby związany jest z arealnym zanikaniem lobu południowowielkopolskiego (Krzemiński, 1974). Doliny rzeczne założone w fazie kataglacjalnej zlodowacenia Warty przez wody roztopowe, zostały erozyjnie pogłębione w okresie postglacialnym, a następnie uległy wypełnieniu osadami rzecznyymi w czasie zlodowaceń północnopolskich. Powierzchnie tych osadów współcześnie tworzą tarasy nadzalewowe starsze (I) w dolinach Warty, Myji i Żygliny oraz młodsze (II) w dolinie Warty. Z fazą kataglacjalną zlodowacenia Warty wiązać należy również początki powstawania nieckedenudacyjnych i płaskodennych dolinek odzwierciedlających organizację spływu powierzchniowego z wysoczyzn ku dolinom. Główna faza rozwoju tych form przypada na okresy peryglacialne zlodowaceń północnopolskich.

Do najmłodszych wiekowo form występujących w obrębie arkusza Sieradz należą formy eoliczne wnoszące pewne urozmaicenie monotonnej powierzchni oraz holocenijskie tarasy zalewowe w dolinach rzek. Wydmym i równinypiaśkowprzewianych uformowane pod koniec vistulianu i przekształcone w holocenie (Dalikowa, 1967; Kozarski, 1969; Manikowska, 1983; Nowaczyk, 1986), występują nielicznie na obszarze arkusza, głównie w okolicach Dębówki.

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### A. STRATYGRAFIA

Zasadniczym przedmiotem badań stratygraficznych w trakcie opracowywania arkusza Sieradz były osady czwartorzędowe i w ograniczonym zakresie podścielające je utwory neogenu, paleogenu, kredy i jury.

Podstawowe informacje do opracowania syntetycznych profili litologiczno-stratygraficznych oraz szkicu geologicznego odkrytego (tabl. II) uzyskano z terenowego zdjęcia geologicznego oraz przekrojów geologicznych skonstruowanych na podstawie 355 profili otworów wiertniczych. W jednym otworze archiwalnym nawiercono osady karbonu dolnego, pięć zakończono w skałach

permu, cztery w osadach jury, 28 w utworach kredy, a 17 w osadach neogenu; pozostałe otwory nie osiągnęły spągu czwartorzędu. Profil geologiczny utworów starszych od kredy dolnej przedstawiono na tablicy III.

Otwory badawcze (kartograficzne) (tabl. IV) umożliwiły opracowanie przekroju geologicznego i były podstawą interpretacji stratygrafii osadów czwartorzędu.

Opis stratygrafii skał mezozoicznych oparto również na pracach: Sokołowskiego (1967, 1970, 1972, 1974), Dadleza, Kopika (1972), Baranowskiego, Mańkowskiej (1979), Deczkowskiego (1977) i Jaskowiak-Schoeneichowej (1972). Osady neogenu scharakteryzowano wykorzystując prace: Ciuka (1970, 1982), Grabowskiej, Słodkowskiej (1993) i Walkiewicz (1984).

Na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II) przedstawiono obraz budowy geologicznej, który różni się od wcześniejszych opracowań. Zmiany zostały dokonane na podstawie nowych danych uzyskanych podczas kartowania terenu oraz z wierceń, zarówno archiwalnych, jak i kartograficznych.

Osady od karbonu do plejstocenu (do zlodowacenia Warty), oprócz mio-plioceńskich, znane są jedynie z otworów wiertniczych. Najstarszymi skałami podłoża czwartorzędu na terenie objętym arkuszem Sieradz są utwory jury górnej (tabl. III). Nie zostały one rozpoziomowane stratygraficznie w otworach archiwalnych, a ich maksymalna miąższość wynosi 624 m (otw. 33). Stanowią one podłoże osadów kenozoicznych w południowej części obszaru akusza. Skały jurajskie reprezentowane są przez wapień jasnoszare i kremowe z krzemieniami i podrzędnie występujące margle, szaropielate do szarozielonkawych, oraz jasnoszare drobnoziarniste piaskowce.

## **1. Kreda**

### **a. Kreda dolna**

#### **Alb**

Osady albu na badanym obszarze występują na powierzchni podczwartorzędowej fragmentarycznie, w południowo-wschodnim narożu arkusza, gdzie przykrywają wapień malmu. Na pozostałym obszarze występują pod pokrywą skał górnokredowych. Wykształcone są jako p i a s k i kwarcowe drobno- lub średnioziarniste, słabo scementowane i p i a s k o w c e szare.

### **b. Kreda górna**

Skały kredy górnej tworzą powierzchnię podkenozoiczną na większej części obszaru arkusza Sieradz, natomiast we wschodnich i południowych rejonach – powierzchnię podczwartorzędową. Utwory górnokredowe reprezentują poszczególne piętra, od cenomanu po mastrycht.

## Cenoman

Utwory tego piętra, poza niewielkim obszarem w południowo-wschodniej części terenu arkuśza, występują pod pokrywą młodszych skał górnokredowych. Wykształcone są jako różnoziarniste żółtobiałe piaszki ilaste glaukonitowe i iły piaszczyste zielonożółte, glaukonitowe z drobnymi konkrejami fosforytów (otw. 69). Stwierdzona miąższość utworów cenomanu wynosi w rejonie Dębołęki zaledwie 15,7 m (otw. 69). Strop osadów tego piętra położony jest na wysokości od 126,0 do 140,0 m n.p.m.

## Turon

Wapienie, margle i krzemienie powstałe w turonie stwierdzono w profilach otworów: 68–70 i 81. Miąższość serii tego wieku jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 6,7 m (otw. 69) do ponad 39 m (otw. 81). Położenie stropu wapieni w wymienionych otworach jest zbliżone, od 133,1 do 149,6 m n.p.m.

Osady turonu w rejonie wymienionych otworów stanowią podłoże czwartorzędu (tabl. II); na pozostałym obszarze są one przykryte przez młodsze ogniwa kredy lub mio-pliocenu.

## Koniak + santon

Do koniak i santonu należą utwory nawiercone koło Sieradza (otw. 47) (Baraniecka i in., 1995). Są to szarobiałe i szare twarde wapienie, miejscami margliste i margle szare. Zasięg osadów na szkicu geologicznym odkrytym zaznaczono na podstawie materiałów kartograficznych Baranowskiego i Mańkowskiej (1972). Strop utworów santonu położony jest na wysokości 85,0–112,0 m n.p.m.

## Kampan

Wapienie, margle i gezy nawiercone w otworach wiertniczych zlokalizowanych wzdłuż lewej krawędzi doliny Warty (otw.: 11, 13, 24, 41, 43, 49, 50) według Baranowskiego i Mańkowskiej (1972) należą do kampanu. Są one jasnoszare i silnie spękane. Gezy piaszczyste nawiercono w Sieradzu na głębokości 56,3–70,0 m (otw. 35). Na powierzchni podkenozoicznej utwory kampanu tworzą pas o szerokości 1,0–2,5 km (tabl. II). Strop utworów tego piętra położony jest na wysokości od 90,0 (otw. 13) do 119,7 m n.p.m. (otw. 35).

## Mastrycht

Utwory mastrychtu w postaci wapieni i margli występują tylko na niewielkim obszarze w północno-wschodnim narożu arkusza pod cienką (0,8–14,5 m) pokrywą osadów czwartorzędowych. W jedynym archiwalnym otworze wiertniczym (otw. 14) nawiercono na głębokości 14,5 m margle piaszczyste szare o miąższości 5,5 m i wapienie margliste szare (nieprzewiercone) o miąższo-

ści 10 m. Ich przynależność stratygraficzną do mastrychtu określono na podstawie mapy geologicznej Polski 1: 200 000 (Baranowski, Mańkowska, 1972).

W okolicach Mnichowa margle tego piętra występują pod cienką pokrywą (0,8–1,8 m) piasków rzecznych tarasu zalewowego w dolinie Warty. Położenie stropu osadów mastrychtu jest zróżnicowane, od 90,0 do 125,0 m n.p.m.

## **2. Paleogen + neogen**

Utwory paleogenu i neogenu na obszarze arkusza Sieradz występują powszechnie w jego zachodniej i centralnej części, przykrywając urozmaiconą powierzchnię zbudowaną ze skał jurajskich i kredowych. Miąższość osadów jest bardzo zmienna, od kilku do 65,3 m (otw. 30) i ponad 67 m w strefach urozmaiconych glacitektonicznie (otw. 6). Stwierdzono je w 26 otworach wiertniczych. Reprezentowane są przez r u m o s z e s k a l n e , i ł y i g l i n y z w i e t r z e l i n o w e oraz utwory mioce-  
nu i mio-pliocenu o zróżnicowanych miąższościach i zmiennym składzie litologicznym.

Najniższe ogniwo stwierdzone w dziewięciu otworach stanowią utwory zwietrzelinowe i drugot wapienno-krzemiany. Ich miąższość dochodzi do 6 m. Leżą bezpośrednio na wapieniach lub marglach górnokredowych lub górnourajskich (otw. 60 i 61)

## **3. Neogen**

### **a. Miocen + mio-pliocen**

Neogeńskie osady to p i a s k i , m u ł k i i i ł y z p y ł e m b r u n a t n o w ę g ł o w y m o r a z w ę g i e l b r u n a t n y (warstwy środkowopolskie), szaroniebieskie iły, mułki, piaski i węg-  
giel brunatny oraz miejscami iły pstrze (warstwy poznańskie). W opisach profili geologicznych archiwalnych otworów osady neogenu nie są rozpoziomowane stratygraficznie. Na podstawie opisu litologicznego profilu otworu 30, spagową 20-metrową część osadów neogenu zinterpretowano jako mioceńską, pozostałą zaś jako mio-plioceńską. Miocen reprezentowany byłby przez piaski kwarcowe, mułki piaszczysto-ilaste i iły łupkowate przewarstwione węglem brunatnym o miąższości od 0,5 do 1,6 m, a mio-pliocen przez iły, mułki, piaski i węgiel brunatny.

Szczegółowa charakterystyka litologiczno-stratygraficzna utworów neogeńskich występujących w bliskim sąsiedztwie, w okolicach Klusek–Stanisławowa i Pyszkowa–Ręszewa na obszarze arkusza Złoczew, zawarta jest w opracowaniu Ciuka (1982). Autor stwierdza, że są to osady znajdujące się między warstwami adamowskimi i poznańskimi dolnymi, a więc górnomioceńskimi marginalnej strefy zbiornika neogeńskiego, zachodniej części Nizy Polskiego.

Osady mio-pliocenu pierwotnie występowały ciągiłą warstwą prawie na całym obszarze arku-  
sza. Plejstocieńskie procesy denudacyjne (erozja i egzaracja) oraz glacitektoniczne spowodowały

zniszczenie lub też przemieszczenie osadów najmłodszego neogenu z rejonów od Baszkowa przez Sieradz po Dąbrowę Wielką i od Kliczkowa Małego po wschodnią granicę terenu arkusza Sieradz (tabl.II). Mio-pliocen reprezentowany jest przez utwory ilasto-mułkowe stalowoszare (miejscami niebieskawe) z przewarstwieniami szarozielonych i szarych piasków kwarcowych średnio- i drobnoziarnistych (miejscami z laminami ksylitu). Iły w procesach wietrzenia (przy rozkładzie siarczków żelaza) przyjmują pstre zabarwienie. Miąższość osadów mio-plioceńskich jest bardzo zmienna od około 3 do 65 m (otw. 22, 30), przy dominacji wartości 20–30 m.

Strop ilów mio-plioceńskich w swym najwyższym położeniu w okolicach Woli Brzeźniowskiej osiąga 165,0 m n.p.m., na pozostałych obszarach utrzymuje się na wysokości około 90–145 m n.p.m. Wysokie położenie stropu osadów i zmienną ich miąższość wiązać należy z silnymi zaburzeniami glaciektonicznymi (Baranowski, Mańkowska, 1973), a zwłaszcza z tworzeniem się diapirowych wyciśnień w kawerny i szczeliny lodowe w stopie lądolodu. Podobne struktury glaciektoniczne w granicach wzniesień podczwartorzędowej powierzchni neogeńskiej, w bliskim sąsiedztwie terenu arkusza Sieradz, stwierdzili na obszarach sąsiednich arkuszy mapy geologicznej: Klatkowa, Załoba (1992a, b) i Baliński (1998, 1999b, c). O występowaniu zaburzeń glaciektonicznych na badanym obszarze świadczy również obecność w otworach: 18, 19 i 80, w osadach czwartorzędowych, kier osadów neogeńskich.

#### **4. Czwartorzęd**

Osady czwartorzędowe występują powszechnie i tworzą pokrywę o dość zróżnicowanej miąższości. Uzależniona jest ona w znacznym stopniu od ukształtowania stropu podłoża czwartorzędowego. Największa związana jest z głębokimi obniżeniami powierzchni podczwartorzędowej i wówczas osiąga 64 m (otw. 5). Przeważnie miąższość utworów czwartorzędowych kształtuje się w granicach 25–35 m, ale istnieją też takie miejsca, gdzie na wysoko wzniesionym podłożu (165 m n.p.m.) miąższość czwartorzędowego maleje do 5 m (Wola Brzeźniowska – otw. 62).

Przynależność stratygraficzną poszczególnych osadów określono na podstawie: wyników badań laboratoryjnych, przekroju geoelektrycznego – wykonanych na potrzeby arkusza Sieradz, publikacji, terenowego zdjęcia geologicznego oraz zależności korelacyjnych między wydzielonymi warstwami na wykonanych w tym celu roboczych przekrojach geologicznych uwzględniających 300 profili otworów wiertniczych. Przekrój geoelektryczny, a zwłaszcza informacje o zmienności pionowej oporności glin zwałowych, wykorzystano do ich stratygraficznego rozpozniomowania w otworach: 5, 21, 29, 45, 46 oraz między otworami 21 i 29. Przy rozdzielaniu stratygraficznym glin zwałowych wykorzystano również zmienność cech litologicznych glin w profilach otworów: 29, 45 i 81, obecność bruku jako efektu procesów denudacyjnych w otworach 3 i 46 oraz przewarstwień osadów piaszczystych (otw. 45).

## a. Plejstocen

Najstarsze osady czwartorzędowe w obrębie arkusza Sieradz związane są ze zlodowaczeniami południowopolskimi. Silna erozja i denudacja, które kształtowały powierzchnię w czasie poprzedzającym transgresję lądolodów, spowodowały całkowite zniszczenie osadów związanych z plejstocenem dolnym (preglacjałem), najstarszymi zlodowaczeniami i interglacjałem augustowskim (podlaskim).

### Zlodowacenia południowopolskie

Biorąc pod uwagę położenie stratygraficzne utworów na przekroju geologicznym A–B i w profilach otworów, wyróżniono na obszarze arkusza Sieradz osady zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2.

#### Zlodowacenie Sanu 1

W otworach wiertniczych w okolicy Rakowic (otw. 29) i Charłupi Wielkiej (otw. 46) utwory dolnej części profilu czwartorzędowego zaliczono do osadów zlodowacenia Sanu 1. W otworze 29 występują gliny zwałowe o miąższości 11 m. Są one szare i zawierają liczne żwiry o średnicy 2–7 cm.

Piaski wodnolodowcowe są jasnoszare, słabo wysegregowane i zawierają znaczną domieszkę żwirów i głazików skał skandynawskich. W Charłupi Wielkiej piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości około 22 m wypełniają kopalną dolinę ze starszego plejstocenu.

Na pozostałym obszarze arkusza osady zlodowacenia Sanu 1 nie zachowały się, powszechniej występują zaś utwory zlodowacenia Sanu 2.

#### Zlodowacenie Sanu 2

Z transgresją tego zlodowacenia wiązać należy piaski, mułki i ropy zastoiskowe stwierdzone w otworach w Orzeżynie (otw. 5) i Charłupi Wielkiej (otw. 45 i 46) o miąższości od kilku do 18 m, gliny zwałowe o miąższości od kilku do kilkunastu metrów oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe w otworze 9 i 45 o miąższości 12 m.

Gliny zwałowe tego zlodowacenia występują na różnych obszarach arkusza Sieradz (otw.: 5, 9, 21, 29, 45, 46, 57, 80), ale nie tworzą ciągłego poziomu. W wielu miejscach zostały całkowicie zniszczone lub zachowały się w postaci szczątkowej. Są to gliny szare, pyłowate i wapniste oraz zawierają żwiry skał skandynawskich i lokalnych. Stopień wysortowania osadów jest na pograniczu słabego i bardzo słabego ( $\delta_1 = 1,59\text{--}2,25$ ), krzywe rozsiewu są dodatnio skośne ( $Sk_1 = 0,11\text{--}0,44$ ), a współczynnik kurtozis obrazuje ostre, wysokie maksima ( $K_G = 1,04\text{--}1,64$ ). Wśród minerałów ciężkich dominują granaty (24,7–33,2%) przed amfibolami (19,6–25,2%), turmalinami (6,4–17,0%) i epidotem (1,6–5,6%). Andaluzyt, dysten i staurolit stanowią razem od 5,2 do 19,6%.

Osady wodnolodowcowe (dolne i górne) zlodowacenia Sanu 2 to głównie piaski różnoziarniste szare z domieszką żwirów. Piaski te są słabo wysortowane ( $\delta_1 = 1,03-1,76$ ). Rozkład krzywych rozsiewu jest dodatnio skośny ( $Sk_1 = 0,2-0,5\%$ ) a spłaszczenie ( $K_G = 1,0-1,44$ ) wykazuje ostre, wysokie maksima. Zespół minerałów ciężkich jest złożony głównie z granatów (24,0–30,3%) i amfiboli (11,3–16,6%).

### Interglacjał wielki

Do osadów interglacjału wielkiego zaliczono utwory złożone w rozcięciu erozyjnym o głębokości około 10 m, z wstępnej fazy interglacjału (otw. 30) i w obniżeniu powierzchni uformowanej przez zlodowacenia południowopolskie (otw. 57). Miąższość i położenie zinterpretowane na przekrojach oraz sekwencja osadów, pozwalają zaliczyć je do facji rzecznej i jeziornej. Reprezentowane są przez piaski i żwiry, miejscami mułki rzeczne z wkładkami zwęglonego drewna i z glebą kopalną w stropie oraz przez mułki i piaski drobnoziarniste jeziorne ze śladowym detrytusem roślinnym. W spągu rzecznych osadów występują żwiry z cienkimi wkładkami gliniastymi, wyżej pokryte są one szarymi piaskami drobnoziarnistymi pyłowatymi. Miąższość serii rzecznej wynosi około 7 m, zaś jeziornych mułków i drobnoziarnistych piasków ze zwęgloną florą – 13,9 m.

### Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowaceniom środkowopolskim w obrębie obszaru objętego arkuszem Sieradz przypisano utwory występujące powyżej serii zaliczonych do zlodowaceń południowopolskich. Ze względu na wyraźną rozdzielność na dwa kompleksy glacialne przychyłono się do wyróżnienia na omawianym obszarze osadów zlodowacenia Odry i zlodowacenia Warty.

#### Zlodowacenie Odry

Serię utworów zlodowacenia Odry rozpoczynają osady zastoiskowe, na których leżą utwory lodowcowe i wodnolodowcowe.

Mułki, ły i piaski zastoiskowe stwierdzono w dwóch otworach wiertniczych (otw. 18 i 19) w okolicach Słomkowa. Pochodzą one z transgresji lądolodu i występują w kopalnym obniżeniu powierzchni kształtowanej w okresie zlodowaceń południowopolskich. Są to mułki, ły i drobnoziarniste piaski, a ich miąższość wynosi 9 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) stwierdzono w otworach w okolicach Kwaskowa (otw. 1 i 3), Słomkowa (otw. 19), Charłupi Wielkiej (otw. 45) i Dąbrowy Wielkiej (otw. 80). Są to osady szare, różnoziarniste, słabo wysegregowane, ze żwirami, a ich miąższość waha się w granicach 4–6 m.

Gliny zwałowe występują powszechnie względnie ciągłą warstwą. Zniszczone zostały jedynie wzdłuż dróg intensywniejszego odpływu wód topniejącego lądolodu oraz w młodszych rozcięciach dolinnych. Na ogół gliny zwałowe tworzą jeden poziom o miąższości 5–15 m (maksymalnie 23 m – otw. 5), a ich strop leży na wysokości około 130–163 m n.p.m. Osady te są wapniste, przeważnie ciemnoszare, piaszczyste lub pyłowate, zawierają znaczne ilości żwirów oraz głazików skał krystalicznych i wapiennych.

Gliny zwałowe zostały poddane badaniom laboratoryjnym, określono parametry uziarnienia i skład minerałów ciężkich. Wysortowanie osadów jest bardzo słabe ( $\delta_1 = 1,9\text{--}2,49$ ), rozkład krzywych uziarnienia ( $Sk_1 = 0,33\text{--}0,52$ ) bardzo dodatnio skośny, a kurtozis przedstawia ostre, wysokie maksima ( $K_G = 1,06\text{--}1,43$ ).

Zespół minerałów ciężkich jest charakterystyczny dla osadów czwartorzędowych. Przeważają granaty (najczęściej 22,3–31,7%) i amfibole (24,6–33,0%). Towarzyszą im turmaliny (6,9–10,8%) i epidot (3,6–8,6%). Minerale charakterystyczne dla paleogenu+neogenu (andaluzyt, dysten, staurolit) stanowią łącznie od 5,6 do 10,3%.

Piaszki i żwiry wodnolodowcowe (górne) występują sporadycznie, między innymi w otworze 5 w okolicach Orzeżyna. Akumulowane były w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Odry i tworzą pokrywy na glinach zwałowych.

Miąższość górnego poziomu wodnolodowcowego waha się w granicach 3,5–10,0 m. Materiał jest słabo wysegregowany. Najczęściej są to różnoziarniste piaski kwarcowo-skalenioawe, często pyłowate z domieszką żwirów i otoczków.

#### Zlodowacenie Warty

Osady tego zlodowacenia odgrywają decydującą rolę dla mapy geologicznej, bowiem z tego okresu pochodzi większość utworów powierzchniowych. Na analizowanym obszarze wyróżniono osady: zastoiskowe, lodowcowe, wodnomorenowe (ablacyjne), lodowcowo-jeziorne oraz wodnolodowcowe. Najstarsze są mułki, piaski i iły zastoiskowe związane z transgresją lądolodu. Występują one na powierzchni terenu zajmując obszar kilku km<sup>2</sup> w rejonie na wschód od Kliczkowa Wielkiego oraz pod glinami zwałowymi i utworami wodnolodowcowymi zlodowacenia Warty w otworach wiertniczych w okolicy Kwaskowa (otw. 1), Słomkowa (otw. 18, 19) i Kliczkowa Małego (otw. 51). W większości otworów leżą one w obniżeniach powierzchni ukształtowanej podczas zlodowacenia Odry.

Miąższość osadów zastoiskowych jest niewielka, od 3,5 do 6,0 m, a w ich składzie występują ciemnoszare mułki, drobnoziarniste piaski pyłowate i iły warwowe.

Z okresem poprzedzającym nasunięcie lądolodu zlodowacenia Warty związane są również piaski i żwiry wodnolodowcowe, które zachowały się płatami pod glinami zwałowymi i zostały stwierdzone jedynie wierceniami. Wykształcone są one w postaci piasków różnoziarnistych ze żwirami.

Piaski wodnolodowcowe z otworu Drążna (otw. 57) nawiercone na głębokości 5,0–6,8 m, zostały poddane badaniom laboratoryjnym. W składzie minerałów ciężkich udział amfiboli wynosi 17,1%, turmalinów – 9,7%, piroksenów – 4,8%, a granatów – 29,4%. Osady te występują warstwami o kilkumetrowej miąższości (2,6–4,0 m) w obniżeniach powierzchni utworzonej w czasie zlodowacenia Odry, w okolicach Orzeżyna (otw. 6), Inczewa (otw. 9), Drążny (otw. 57) i Buczka (otw. 58). Określenie przynależności stratygraficznej starszych osadów wodnolodowcowych zlodowacenia Warty uznać należy za prawdopodobne, wobec braku ścisłych kryteriów odróżnienia ich od górnych utworów wodnolodowcowych zlodowacenia Odry.

Z glin zwałowych tego zlodowacenia zbudowane są znaczne fragmenty powierzchni wysoczyzny w północno-zachodniej, środkowej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Największe pola zostały udokumentowane w okolicach Orzeżyna, Jakubic i Dąbrowy Wielkiej. Duże połacie glin występują także w rejonie Wróblewa, gdzie poza występowaniem powierzchniowym, na równie dużym obszarze znajdują się one pod cienką (do 2 m) pokrywą osadów wodnolodowcowych.

Miąższość glin zwałowych zlodowacenia Warty jest bardzo zróżnicowana, od kilku do 20 m w Kwaskowie, przy czym najczęściej kształtuje się ona w granicach od kilku do 12 m. Pod względem litologicznym gliny wykazują duże zróżnicowanie. Najczęściej są szarobrazowe i jasnobrazowe, pyłowate lub piaszczyste z udziałem materiału okruchowego żwirów i gładów skał, zarówno skandynawskich, jak i lokalnych. W stropie (do głębokości 2–3 m) gliny są odwapnione, a ku spągowi zawartość  $\text{CaCO}_3$  wzrasta.

Wyniki badań 10 próbek z otworów: 6,45 i 57 są następujące: zespół minerałów ciężkich nie odbiega od typowego dla osadów czwartorzędowych, przeważają granaty, których jest średnio około 30% (19,1–35,4%), przed amfibolami – około 28% (15,3–32,8%), epidotem – około 4,5% (2,6–8,3%) i biotytem – średnio 2%. Z analizy uziarnienia wynika, że osady są bardzo słabo wysortowane ( $\delta_1 = 1,58\text{--}2,93$ ), krzywe rozsiewu są bardzo dodatnio skośne ( $\text{Sk}_1 = 0,34\text{--}0,58$ ), a kurtozis przedstawia wyraźne i ostre, wysokie maksima ( $\text{K}_G = 0,94\text{--}1,99$ ). Strop glin zwałowych zlodowacenia Warty położony jest na wysokości 130,0–177,0 m n.p.m.

Piaski, żwiry i gładzy moren czółowych dominują w „pagórkach warciańskich” rozciągających się od Tubądzina i Baszkowa po miejscowość Wartę na obszarze sąsiedniego arkusza. Stanowią one kompleks osadów o bardzo zmiennej granulacji, a ich różnorodność jest z wielokrotno- na dodatkowo zaburzeniami i deformacjami glacictektonicznymi (Klatkova, Zagłoba, 1992a, b).

Z piasków i żwirów akumulacji szczelinowej zbudowane są drobne pagórki w okolicach Sędzic. Miąższość, warstwowanych horyzontalnie i przekątnie, różnoziarnistych piasków ze żwirami z reguły nie przekracza 7 m. Odmianę utworów glacialnych stanowią piaski ze żwirami lodowcowe występujące wyspowo na powierzchni terenu całego arkusza, najczęściej w bezpośrednim sąsiedztwie glin morenowych albo w formie pokryw na glinach zwałowych. Składają się one z warstw piasków ze żwirami, miejscami z przewarstwieniami mułków i glin zwałowych o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów.

Piaski i żwiry lodowcowe są różnoziarniste, często gliniaste i zawierają znaczną ilość gładów, zarówno skał północnych, jak i lokalnych. Ich rozciągłość pozioma jest zwykle niewielka.

Piaski, żwiry i gładzy moren martwego lodu stwierdzono w okolicach wsi Jeziory i Chajew. Występują one w postaci warstw, soczew lub pakietów piasków różnoziarnistych często gliniastych, mułków piaszczystych i żwirów z gładami oraz glin zwałowych piaszczystych. Miejscami w materiale zwałowym występują pakiety warstwowanych przekątnie piasków i żwirów. Znana z odsłoneń miąższość tych osadów przekracza 10 m (Baliński, 1999a).

W niektórych miejscach (np. w czworoboku wyznaczonym przez miejscowości Sudoły, Oraczew, Bukowiec i Rowy, o powierzchni około 14 km<sup>2</sup>) osady wodnolodowcowe tworzą plateau kemowe lub pagórki kemowe. Plateau kemowe zbudowane jest z miąższych (ponad 10 m), żółtych piasków drobno- i średnioziarnistych, miejscami z przewarstwieniami mułków i żwirów. Sporadycznie w otworach surowcowych stwierdzano obecność cienkich wkładek gliniastych. Charakterystyczne, zwłaszcza dla zachodniej części obszaru arkusza, są piaski, żwiry i mułki kemowe. W partiach szczytowych pagórków występują osady piaszczysto-żwirowe o niewielkiej miąższości, zaś na stokach płaty glin zwałowych (ablacyjnych). Omówione formy i osady są przejawem deglacjacji arealnej lądolodu zlodowacenia Warty i efektem sedymentacji w rozpadlinach żywego lub w przetainach stagnującego lodu.

Piaski i żwiry, miejscami piaski i mułki, wodnolodowcowe związane z recesją lądolodu zlodowacenia Warty występują na powierzchni terenu, zajmując znaczne przestrzenie w różnych jego rejonach i są dominującymi powierzchniowo osadami w obrębie obszaru arkusza Sieradz. Akumulacja pokryw wodnolodowcowych odbywała się w czasie deglacjacji na różnych poziomach wysokościowych. Pokrywy te zbudowane są najczęściej z piasków jasnożółtych lub beżowych drobno- i średnioziarnistych pyłowatych, z przewarstwieniami żwirów i miejscami mułków.

Z piasków wodnolodowcowych z otworów w Słomkowie (otw. 21) i Drążnej (otw. 57) pobrano siedem próbek i wykonano badania laboratoryjne. Zespół minerałów ciężkich składa się głównie z granatów (32,1–41,2%) i amfiboli (29,1–34,9%). Wyszortowanie osadów jest słabe lub bardzo słabe ( $\delta_1 = 1,88\text{--}2,73$ ), rozkład krzywych uziarnienia jest bardzo dodatnio skośny

( $Sk_1 = 0,34-0,36$ ). Graficzny współczynnik kurtosis wykazuje ostre, wysokie maksima. Miąższość piasków wodnolodowcowych jest bardzo zróżnicowana, maksymalnie osiąga 12 m (otw. 20). Osady te, przykrywające gliny zwałowe nieciągłą, a miejscami bardzo cienką warstwą, przyczyniają się do urozmaicenia obrazu powierzchniowej budowy geologicznej przedstawionej na mapie.

Gliny i piaski ze żwirami wodnomorenowe (ablacyjne) towarzyszą osadom czołowomorenowym i glacialnym w północnej części terenu arkusza. Tworzą one kompleks osadowy o zmiennym składzie granulometrycznym, zarówno w pionie, jak i w poziomie. Przy ogólnym braku warstwowania i segregacji materiału, można w nim spotkać pakiety mułkowe, piaszczyste i żwirowo-głazowe. Miąższość tego kompleksu jest bardzo zmienna, od 1 do 4 m.

Piaski i mułki lodowcowo-jeziorne występują w okolicach Baszkowa, Brudze-wa, Sieradza i wsi Dębołęka. Są to drobnoziarniste, silnie skomprimowane żółte piaski i mułki żółte lub popielatoszare, warstwowane horyzontalnie, o maksymalnej miąższości 5,6 m (otw. 66). Charakter osadów i lokalizacja w obniżeniach powierzchni sprawiają, że ich genezę autorzy, podobnie jak na arkuszach sąsiednich Klatkowa, Załoba (1992a, b) i Bezkowska (1993, 1995), wiążą ze zbiornikami funkcjonującymi w bezpośrednim sąsiedztwie zanikającego lądolodu.

#### Interglacjał eemski

Utwory eemskie, jeśli występują na badanym obszarze to bardzo rzadko. W trakcie analizy profili wierceń i sond dokumentacyjnych nie znaleziono utworów, które można by zakwalifikować do tego pododdziału stratygraficznego. Jest to generalnie obszar, na którym osady eemskie mogą występować głównie w niewielkich kopalnych zbiornikach jeziornych (Baranowski, Mańkowska, 1979).

#### Zlodowacenia północnopolskie

##### Zlodowacenie Wisły

##### Stadiał górny

Omawiany obszar znajdował się podczas zlodowacenia Wisły w strefie ekstraglacialnej i taki charakter mają osady tego wieku. Na mapie wyróżniono osady rzeczne i deluwialne.

Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–15,0 m n.p.rzeki są skutkiem intensywnej akumulacji w środkowym okresie stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Nastąpiło wówczas wysokie zasypanie szerokich dolin rzecznych, w tym i doliny Warty. Osady tego tarasu występują w północno-wschodnim narożu obszaru arkusza, gdzie też przewiercono je w otworze 14. Wykształcone są w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych dobrze wysegregowanych, jasnożółtych, miejscami z przewarstwieniami mułków. W piaskach obserwuje się duży udział ziaren eolizowanych. W dolinie Warty omawiane osady wypełniają rozcięcie seria

o miąższości maksymalnej 32 m (Bezowska, 1993), a w otworze 14 czterometrowa warstwa utworów rzecznych leży na glinach zwałowych.

W schyłkowej fazie zlodowacenia Wisły akumulowane były piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n. p. rzeki. W dolinie Warty są one włożone w rozcięte osady tarasu nadzalewowego 6,0–15,0 m n. p. rzeki. Utwory te występują także w dolinach Myji, Żegliny i cieku w okolicach Tubądzina, tworząc wąskie listwy, często nieciągłe. Osady tarasowe składają się głównie z różnoziarnistych piasków z przewarstwieniami drobnookruchowych żwirów.

Mułki i piaski deluwialne stanowią wypełnienie suchych nieckowatych dolin i glacialnych zagłębień bezodpływowych w północnej części terenu arkusza. Rytmicznie warstwowane piaski i mułki zostały złożone w wyniku spłukiwania w warunkach klimatu peryglacialnego.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

W trakcie badań nie znaleziono wystarczających przesłanek dla dokładniejszej kwalifikacji stratygraficznej takich osadów jak piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach.

Piaski eoliczne w wydmach na obszarze omawianego arkusza wykształciły się na równinach wodnolodowcowych i na tarasie nadzalewowym wyższym Warty z lokalnego materiału. Osady te, podobnie jak i wcześniej omówione, występują zwłaszcza w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie tworzą formy wałowe o wysokościach względnych od 3 do 8 m.

Piaski eoliczne występują w postaci mniej lub bardziej rozległych, nieregularnych pokryw na obszarach równin wodnolodowcowych. Pokrywy te są różnej miąższości, od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, a tworzą je piaski beżowe, miejscami z przewarstwieniami żółtych, drobno- i średnioziarniste, miejscami pyłowate. Pokrywy eoliczne występują tylko w dorzeczu Żegliny i zwykle towarzyszą formom wydmy, tworząc wokół nich rozległe, płaskie powierzchnie wznoszące się od 1 do 3 m ponad otaczający obszar.

Procesy eoliczne zapoczątkowane zostały w górnym plenivistulianie i w najstarszym dryasie (Pożarski, 1964), ale najbardziej miąższe serie piasków eolicznych i wydmy pochodzą ze starszego i młodszego dryasu (Kłapciński, 1964), przy czym sedymentologicznie i morfologicznie bardziej wydajny był młodszy dryas. Miąższość osadów piaszczystych w wydmach jest zróżnicowana, miejscami przekracza 10 m.

#### c. Holocen

Okres ten zaznaczył się akumulacją osadów w obniżeniach powierzchni ukształtowanej w plejstocenie oraz na przełomie plejstocenu i holocenu. W dnach współcześnie funkcjonujących dolin rzecznych występują piaski rzeczne (miejscami humusowe) tarasów za-

lewo wych 0,0–2,5 m n.p. rzeki. Osady te są dość dobrze wysegregowane, miejscami zawierają nieznaczną domieszkę mułków, żwirów i części humusowych, tworzących smugi i cienkie warstewki. Miąższość osadów rzecznych osiąga maksymalnie kilka metrów.

Holocenijskimi osadami, dość powszechnie występującymi na obszarze arkusza w obniżeniach współczesnej powierzchni z płytko występującymi wodami gruntowymi, są piaski humusowe. Wypełniają one dna dolin małych cieków i zagłębień po martwym lodzie. Są to różnoziarniste piaski z domieszką humusu i z przewarstwieniami namułów piaszczystych.

Iły i mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) są osadami związanymi z dolinami Warty i Żegliny. Szczególnie duże i zwarte powierzchnie tych osadów stwierdzono na tarasie zalewowym Warty, gdzie wyznaczają one zasięg facji powodziowej. Miąższość mad waha się od 50 cm do 2 m.

Namuły dennolinnych stwierdzono w dolinach: Warty, Swędni koło Wąglczewa i Żegliny koło Dąbrówki. Na tarasie zalewowym Warty ukazują one dawny bieg rzeki (martwe odcinki koryt i starorzecza). Są to szare mułki ilaste lub piaski mułkowate z dużą domieszką materiału organicznego. Miąższość namułów jest niewielka i trudna do określenia ze względu na płytki poziom wód gruntowych.

Torfy występują wyspowo na tarasach zalewowych wszystkich większych rzek, ale nie tworzą większych powierzchni. Stwierdzona miąższość torfów nie przekracza 2,0 m, przeciętnie wynosi 0,5–1,0 m.

## B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Sieradz położony jest w strefie kontaktowej niecki mogileńsko-łódzkiej i monokliny kalisko-złoczewskiej stanowiącej jednostkę III rzędu monokliny przedsudeckiej. Początek sedymentacji osadów budujących monoklinę i nieckę mogileńsko-łódzką wiąże się z powstaniem w permie dolnym rozległego obniżenia pomiędzy zewnętrzną krawędzią platformy prekambryjskiej wschodnioeuropejskiej, a górotworami waryscyjskimi. Obniżenie to było wykorzystywane jako droga dla kolejnych transgresji morskich w permie górnym, triasie, jurze oraz w kredzie. Z czasem wewnątrz tego obniżenia wyodrębniła się bruzda pomorsko-kujawska, stanowiąca część bruzdy duńsko-polskiej.

Głównym czynnikiem, który kształtował obecną budowę strukturalną kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego były powaryscyjskie pionowe ruchy bloków podłoża precechsztyńskiego (Dadlez, Marek, 1969). Powodowały one zróżnicowanie tempa i rodzaju sedymentacji, co wyraziło się zmianami miąższości i facji oraz powstaniem powierzchni erozyjnych i luk sedymentacyjnych. Największy udział w ostatecznym ukształtowaniu strukturalnym (Marek, Nosko, 1972) miała tektonika

górnokredowo-paleogeńska. Pionowe ruchy bloków podłoża precechszyńskiego deformowały nadległe serie osadowe, powodując zmianę ich budowy strukturalnej. Procesy sedymentacyjne i tektoniczne mezozoiku pozostawały w ścisłej współzależności, a jej wyrazem są aktualne formy tektoniki lokalnej. Wschodnie jurajskich i kredowych skał podłoża kenozoiku, o ogólnym biegu NW–SE zapadają w kierunku północno-wschodnim pod kątem od 2 do 5°. Taki układ warstw geologicznych jury i kredy według Deczkowskiego (1977) związany jest z ruchami neokimeryjskimi, kiedy to cały obszar kalisko-częstochowski został wyniesiony i nachylony ku północnemu wschodowi. W fazie ruchów laramijskich nastąpił kolejny etap dźwignania się całego obszaru kalisko-częstochowskiego i wskutek napięć tangencjalnych utworzyły się struktury blokowe południowych regionów obszaru arkusza Sieradz. Bloki wypiętrzone są skutkiem kompresji powodującej powstawanie uskoków przesuwczych (Deczkowski, 1977).

Urozmaicona powierzchnia skał jurajskich i kredowych w neogenie została przykryta osadami marginalnej strefy basenu Niżu Polskiego. Wraz z zakończeniem sedymentacji osadów neogeńskich rozpoczął się proces formowania powierzchni podczwartorzędowej. Jej rzeźba wykazuje umiarkowane urozmaicenie i zróżnicowanie (tabl. II). Deniwelacja wysokościowa pomiędzy najwyższym punktem w okolicach Woli Brzeźniowskiej (165,0 m n.p.m.) a miejscem położonym najniżej w okolicach Charłupi Małej (88,5 m n.p.m.) wynosi 76,5 m. Główną cechą ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej jest występowanie równinnych powierzchni na wysokościach 120,0–150,0 m n.p.m. i kopalnych dolin lub obniżeń o głębokości 20–40 m. Z ważniejszych dolin kopalnych wymienić należy doliny Prawarty i Pramyji.

Obszary wyniesień sięgających 165,0 m n.p.m. w okolicach Woli Brzeźniowskiej i 145,6 m n.p.m. w okolicach Dziebédowa zbudowane z osadów miopliocenu, związane są z procesami glacitektonicznymi. Plastyczne utwory mio-pliocenu, w czasie transgresji lądolodu, pod wpływem nacisku ulegały deformacjom wałowym lub wnikały w kawerny i spękania lodu w stopie lądolodu tworząc struktury diapirowe. Diapirowe wyciśnięcia plastycznych osadów neogeńskich przy kolejnych transgredujących z dużą mocą lądolodów uległy zniszczeniu w partiach stropowych, a osady neogeńskie odkłute od podłoża przemieszczały się z masą lodową tworząc porwaki. Po zaniku pokrywy lodowej osady te zostały złożone na wtórnym podłożu i obecnie tworzą kry w osadach czwartorzędowych. Leżą one zarówno w stropie glin zlodowacenia Sanu 2, jak i w spągu glin zlodowaceń Odry i Warty. Miąższość ich wynosi od 1,5 do 18,0 m.

„Pagórki warciańskie” okolic Tubądzina ze strukturami charakterystycznymi dla moren czołowych spiętrzonych powstawały przy udziale nacisku o składowej poziomej, spowodowanego masą żywego lodu, w schyłkowym okresie zlodowacenia Warty. Natomiast obszar wyniesień sięgających 155 m n.p.m. zbudowanych ze skał jury i kredy w okolicach Próby związany jest z tektonicz-

nym wydzwignięciem struktury blokowej na której leży. Generalnie rzeźba powierzchni podczwartorzędowej ma cechy poligenetyczne związane z procesami tektonicznymi, glacitektonicznymi, erozyjnymi i egzarycyjnymi.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Historia rozwoju akumulacji osadów na obszarze arkusza Sieradz, jak wynika to z interpretacji profili geologicznych poszczególnych otworów wiertniczych, może być rozpatrywana od karbonu dolnego (tab. 1), bowiem najstarsze osady nawiercone na omawianym terenie (otw. 62) pochodzą z tego okresu. Piaskowce i iłowce złożone zostały w części przybrzeżnej rozległego morza utworzonego na przedpolu bloku sudeckiego. Zmienność facjalna osadów świadczy o stopniowym spłycaaniu zbiornika. W karbonie górnym morze ustąpiło (w profilach otworów wiertniczych omawianego i sąsiadujących arkuszy nie stwierdzono utworów tego okresu).

Lądowy charakter mają skały permu dolnego (czerwonego spągowca) reprezentowane przez piaskowce i zlepińce (241 m). Transgresja morska cechsztynu objęła cały obszar arkusza. Strop osadów tego okresu reprezentowanych przez: anhydryty, sole kamienne, iłowce, dolomity i ily, stwierdzono na głębokości 2280–3005 m. Kompleks osadów górnopermskich ma miąższość 652 m.

Na podstawie interpretacji profili archiwalnych otworów wiertniczych stwierdzono, że morska sedimentacja trwała również w triasie. Tworzyły się osady różnych facji, iłowcowo-mułowcowe, piaskowcowe i dolomityczno-wapienne o ogólnej miąższości od 1118 m (otw. 56) do 1490 m (otw. 62). Stropowe osady górnotriasowe mułowcowo-piaskowcowe przechodzą stopniowo w podobne facjalnie utwory jury dolnej. Od triasu górnego zbiornik wodny stopniowo wysładzał się przechodząc w jurze dolnej w śródlądowe rozlewisko z okresowymi ingresjami morskimi. Miąższość utworów dolnojurajskich reprezentowanych przez piaskowce, iłowce i mułowce maksymalnie osiąga 653 m. Osady jury środkowej o miąższości 409 m, wykształcone w postaci iłowców, mułowców z syderytami, piaskowców i wapieni reprezentują osady sedimentacji morskiej z okresowymi spłycaeniami. Utwory górnourajskie reprezentowane przez fację węglanową, wskazują na funkcjonowanie płytkiego zbiornika sedimentacyjnego o znikomym dopływie materiału terygenicznego. Regresja morza, jaka miała miejsce pod koniec malmu, na skutek wyniesienia przez ruchy neokimeryjskie obszaru monokliny kalisko-złoczewskiej, spowodowała całkowite wynurzenie omawianego obszaru. Dodatkowym skutkiem ruchów neokimeryjskich było nachylenie warstw geologicznych ku północnemu wschodowi pod kątem 2–5°.

W kredzie dolnej omawiany obszar był miejscem działania czynników denudacyjnych. Transgresja morska zapoczątkowana w albie środkowym, osiągnęła maksimum rozprzestrzenienia w turonie i trwała do końca kredy (Pożaryski, 1964).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
d e z r o t c e n	H o l o c e n			Torfy — $t Q_h$	Akumulacja organiczna w podmokłych obniżeniach bezodpływowych lub z odpływem ograniczonym w dnach dolin
				Namuły den dolinnych — $f_n Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna i denudacja
z r o t c e n				Iły i mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) — $f_{ma} Q_h$	Akumulacja rzeczno-powodziowa
				Piaski humusowe — $ph Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna
r o t c e n				Piaski rzeczne (miejscami humusowe) tarasów zalewowych 0,0–2,5 m n.p. rzeki — $f_p Q_h^{\text{I}}$	Akumulacja rzeczno-korytowa i powodziowa, powstawanie tarasów zalewowych, erozja rzeczna
				Piaski eoliczne — $e_p Q$	Akumulacja eoliczna w kilku etapach, tworzenie się wydm, deflacja
t c e n		Zlodowacenia północnopolskie	Stadiał górny	Piaski eoliczne w wydmach — $e_p Q^{\text{W}}$	Akumulacja eoliczna w kilku etapach, tworzenie się wydm, deflacja
c z w a r t o c e n		Zlodowacenie Wisły		Mułki i piaski deluwialne — $mp Q_{p^4}^{B3}$	Denudacja, spłukiwanie, akumulacja u podnóży stoków. Procesy stokowe w warunkach klimatu peryglacialnego
		Zlodowacenie Warty		Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki — $f_p Q_{p^4}^{B3(\text{II})}$	Powstawanie tarasów nadzalewowych. Akumulacja i erozja rzeczna w warunkach klimatu peryglacialnego, wypełnianie dolin eemskich osadami
c z w a r t o c e n		Interglacjał eemski		Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–15,0 m n.p. rzeki — $f_{pm} Q_{p^4}^{B3(\text{II})}$	Erozja, pogłębienie istniejących dolin, powolne wypełnianie osadami
		Zlodowacenia środkowopolskie			
c z w a r t o c e n		Zlodowacenie Warty		Piaski i mułki lodowcowo-jeziorne — $g_{pm} Q_{p^3}^W$	Akumulacja jeziorna w zbiornikach peryglacialnych
				Gliny i piaski ze żwirami wodnomorenowe (ablacyjne) — $f_{gg} Q_{p^3}^W$	Akumulacja wodnomorenowa
				Piaski i żwiry, miejscami piaski i mułki, wodnolodowcowe — $f_g Q_{p^3}^W$	Transport i akumulacja osadów wodnolodowcowych. Wytapianie brył martwego lodu. Erozja przez wody lodowcowe
				Piaski, żwiry i mułki kemów — $Q_p^W$	Akumulacja przez wody lodowcowe w przetainach w lodzie
				Piaski, żwiry i mułki plateau kemowych — $Q_p^W$	Akumulacja wodnolodowcowa w zbiornikach otoczonych martwym lodem, deglacjacja arealna
				Piaski, żwiry i głązy moren martwego lodu — $Q_p^W$	Akumulacja grawitacyjna w bezpośrednim sąsiedztwie brył martwego lodu, deglacjacja arealna
				Piaski ze żwirami lodowcowe, miejscami z przewarsztańciami glin zwałowych i mułków — $g_{pż} Q_{p^3}^W$	Bezpośrednia akumulacja lodowcowa, powolne wytapianie brył martwego lodu
				Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — $Q_{pż}^W$	Akumulacja między bryłami martwego lodu
				Piaski, żwiry i głązy moren czołowych — $Q_p^W$	Akumulacja grawitacyjna i przez wody lodowcowe. Glacitektonika
				Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^3}^W$	Akumulacja lodowcowa, nasunięcie łądolodu na cały obszar i późniejsze wytopienie
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_{p^3}^W$	Akumulacja i erozja przez wody lodowcowe przed czołem łądolodu
				Mułki, piaski i iły zastoiskowe — $Q_{m}^W$	Akumulacja w zastoiskach przed czołem transgredującego łądolodu, w zbiornikach peryglacialnych

C z w a r t o r z ę d		P l e j s t o c e n		Zlodowacenia		Opisy
		Zlodowacenia		Zlodowacenia		
C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p22}^{fg} Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa między bryłami martwego lodu	Akumulacja lodowcowa, nasunięcie lądolodu na cały obszar i późniejsze wytopienie
				Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^3}^O$		
		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p21}^{fg} Q_{p^3}^O$	Akumulacja i erozja przez wody lodowcowe przed czołem lądolodu w formie sandru i w rynnach pod lodem			
		Mułki, ropy i piaski zastoiskowe — $_{m}^b Q_{p^3}^O$		Akumulacja w rozlewiskach i zastoiskach peryglacjalnych przed czołem lądolodu		
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p22}^{fg} Q_{p^2}^G$	Akumulacja wodnolodowcowa	Nasunięcie lądolodu, egzaracja i glacitekto- nika. Akumulacja glacialna		
		Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^G$				
Zlodowacenie Sanu 1	Zlodowacenie Sanu 1	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p21}^{fg} Q_{p^2}^G$	Akumulacja wodnolodowcowa	Akumulacja w zastoiskach peryglacjalnych przed czołem transgredującego lądolodu		
		Piaski, mułki i ropy zastoiskowe — $_{p}^b Q_{p^2}^G$				
Zlodowacenie Sanu 1	Zlodowacenie Sanu 1	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p2}^{fg} Q_{p^2}^S$	Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem transgredującego lądolodu. Erozja przez wo- dy lodowcowe	Akumulacja lodowcowa. Egzaracja i glacitektonika		
		Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^S$				
				ropy, mułki i piaski neogeńskie jako kry w utworach czwar- torzędowych — $_{Ng}^Q$	Egzaracja lodowcowa i tworzenie się kier lo- dowcowych – akumulacja na wtórnym złożu w utworach glacialnych. Glacitektonika	
Neogen	Mio- pliocen		ropy, mułki, piaski i węgiel brunatny — $_i MPl$	Akumulacja w jeziorzyskach śródlądowych		
	Miocen		Piaski, mułki, ropy z pyłem brunatnowęglowym oraz węgiel brunatny — $_p^M$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych		
Paleogen- neogen			Rumosze skalne, ropy i gliny zwietrzelinowe — $_{ru}^z Pg + Ng$	Procesy krasowienia i redepozycji osadów. Procesy wietrzeniowe		
Kreda	Kreda górna	Mastricht	Wapienie i margle — $_{wme} Cr_m$	Rozszerzanie się transgresji i pogłębianie morza. Akumulacja morska		
		Kampan	Wapienie, margle i gezy — $_w Cr_{cp}$	Sedymentacja morska		
		Koniak + santon	Wapienie i margle — $_{wme} Cr_{cn+st}$			
		Turon	Wapienie, margle i krzemienie — $_w Cr_t$			
		Cenoman	ropy i piaski z konglomeratami fosforytów — $_{ip} Cr_c$	Sedymentacja w strefie szelfowej		
	Kreda dolna	Alb	Piaski i piaskowce — $_{ppc} Cr_{al}$	Transgresja morska. Sedymentacja morska w strefie szelfowej		
				Regresja i denudacja		
Jura	Jura górna		Wapienie, margle i piaskowce *	Sedymentacja morska		

Jura	Jura środkowa	Baton		Ilowce, piaskowce, wapienie i mułowce z syderytami	Sedymentacja morska, okresowe spłylenia
		Bajos	Bajos górny (kujaw)	Iły, ilowce, piaskowce, wapienie i mułowce z syderytami	
		Aalen+Bajos	Aalen + Bajos dolny	Ilowce, mułowce i piaskowce	
	Jura dolna			Piaskowce, ilowce i mułowce	Akumulacja terygeniczna w warunkach śródlądowych, okresowo ingresje morskie
Trias	Trias górny	Kajper	„Retyk”	Ilowce, mułowce i piaskowce	Sedymentacja morska
	Trias środkowy		Kajper górny	Ilowce, mułowce, piaskowce, gipsy i anhydryty	
			Kajper dolny	Ilowce, mułowce i piaskowce	
	Trias muszłowy		Wapienie, margle, dolomity i ilowce		
	Trias dolny	Piaskowiec pstry	Piaskowiec pstry górny	Margle, wapienie, dolomity i ilowce	
			Piaskowiec pstry dolny + środkowy	Piaskowce, ilowce i mułowce	
Perm	Perm górny	Cechsztyń	Cyklo-tem 4	Anhydryty, ilowce, sole kamienne i gipsy	Sedymentacja morska w peryferycznej części zbiornika o zmieniającej się głębokości na skutek stopniowej regresji
			Cyklo-tem 3	Anhydryty, sole kamienne i ily solonośne	
			Cyklo-tem 2	Anhydryty, sole kamienne dolomity i ily	
			Cyklo-tem 1	Anhydryty, sole kamienne i dolomity	
	Perm dolny	Czerwony spągowiec		Piaskowce i zlepienie	Sedymentacja w jeziorzyskach lub rzekach
Karbon	Karbon górny				Wynurzenie terenu, denudacja
	Karbon dolny			Piaskowce i ilowce	Sedymentacja w przybrzeżnej strefie zbiornika morskiego

\* Utwory występujące tylko na profilu geologicznym utworów starszych od kredy (tabl. III).

W fazie ruchów laramijskich nastąpiło wyniesienie omawianego obszaru zapoczątkowujące jego niszczenie. W tym też czasie, wskutek napięć tangencjalnych, utworzyły się struktury blokowe związane z przejawami tensji i kompresji (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973). Powstałe wówczas uskoki ukształtowały zarys budowy tektonicznej obszaru badań. W wyniku paleogeńskiej denudacji nastąpiło zniszczenie wcześniej powstałych osadów kredowych w południowo-zachodnich rejonach obszaru arkusza (Osika i in., 1971).

W miocenie omawiany obszar znajdował się w peryferycznej strefie zbiornika zachodniej części Niziny Polskiej. Z końcem neogenu – w pliocenie – kończy się akumulacja w zbiornikach śródlądowych. Powierzchnia osadów pliocenu była w późniejszym okresie denudowana, głównie przez wody płynące tak, że na początku plejstocenu utworzyły się obniżenia typu dolinnego. W obniżeniach tych osadziły się utwory mezoplejstocenu.

Historia geologiczna eoplejstocenu jest trudna do zrekonstruowania ze względu na brak osadów tego wieku. W megaglacjale zlodowaceń południowopolskich nasunięcie lądolodu zlodowacenia Sanu 1 spowodowało przede wszystkim wypełnienie obniżeń, a w niewielkim stopniu przemodelowanie rzeźby wysoczyzn. Proces wyrównywania zagłębień podłoża kontynuowany był w czasie zlodowacenia Sanu 2, najpierw przez osady zastoiskowe, a następnie przez osady glacialne i wodnolodowcowe.

W interglacjale wielkim nastąpiło odnowienie sieci dolinnej, wysoczyzny podlegały powolnej denudacji, natomiast obniżenia zostały pogłębione, a następnie były miejscem akumulacji osadów fluwialnych i jeziornych.

Podczas zlodowaceń środkowopolskich obszar arkusza Sieradz został dwukrotnie objęty zlodowaceniami. Sedymentacja glin zwałowych, zarówno w trakcie zlodowacenia Odry, jak i zlodowacenia Warty poprzedzona była akumulacją osadów zastoiskowych w obniżeniach. Nie natrafiono na ślad akumulacji z interglacjału lubawskiego.

Pod naciskiem transgredującego i zalegającego lądolodu powstały deformacje glacitektoniczne podłoża czwartorzędowego – iłów mio-pliocenских. Utworzyły się struktury z wyciśnięcia typu diapirowego. Lądolód w swej stopie odkłuwiał także od podłoża porwaki skał neogeńskich, transportował je, a następnie akumulował w formie kier wśród innych osadów morenowych w okresie swego zaniku.

Zanik lądolodu zlodowacenia Warty miał charakter arealny. W miejscach spękań utworzyły się przetainy, w których akumulowane były osady kemowe. Postępujący proces topnienia doprowadził do wytopienia szerszych powierzchni wokół nich. Następnie w wyniku przepływu wód roztopowych, po tym poziomie, utworzyła się powierzchnia plateau kemowego, a w dalszej kolejności powstawały równiny wodnolodowcowe. Lokalne obniżenia, między bryłami martwego lodu, ze stagnującą wodą, wypełniane były osadami lodowcowo-jeziornymi. Bryłowy rozpad lądolodu sprzyjał akumulacji osadów morenowych

w rozpadlinach. Proces geologiczny kształtujący morenę czołową spiętrzoną – „pagórki warciańskie” opisany został w poprzednim rozdziale. Pod koniec zanikania lądolodu rozpoczął się proces kształtowania odpływu powierzchniowego, założone zostały wówczas doliny rzeczne odprowadzające wody roztopowe. W interglacjale eemskim nastąpiło pogłębienie niektórych dolin i prawdopodobnie ich powolne wypełnianie. W trakcie prac na obszarze arkusza nie natrafiono na osady tego wieku.

W czasie zlodowaceń północnopolskich obszar arkusza Sieradz pozostawał poza bezpośrednim zasięgiem lądolodów, w strefie ekstraglacialnej. Doliny eemskie zostały wypełnione osadami rzecznyymi do poziomu tarasów nadzalewowych. W fazie schyłkowej zlodowacenia Wisły, w warunkach klimatu peryglacialnego, na podłożu wiecznej zmarzliny aktywizowały się procesy stokowe i eoliczne. Rezultatem tych procesów są pokrywy osadów deluwialnych i eolicznych z wydmami.

Z nastaniem holocenu rozpoczął się proces pogłębiania dolin. Erozja wgłębna przy udziale erozji bocznej spowodowała rozcięcie ówczesnej powierzchni akumulacyjnej. Późniejsze holocenijskie procesy akumulacyjne doprowadziły do powstania tarasów zalewowych w dolinach. Na tarasach tych stale zasilanych wodami podziemnymi powstały i rozwijają się torfowiska. Procesy holocenijskie nie wnoszą dużych zmian w rzeźbę ukształtowaną zasadniczo w plejstocenie.

#### **IV. PODSUMOWANIE**

Szczegółowe kartowanie geologiczne prowadzone w latach 1996–1998 i 2000 na obszarze objętym arkuszem Sieradz dostarczyło niezbędnych danych do opracowania mapy geologicznej w skali 1:50 000. Uzyskany obraz budowy geologicznej obejmuje różne zagadnienia w stopniu bardziej szczegółowym w stosunku do map wydanych wcześniej, w tym również w stosunku do Mapy geologicznej Polski 1:200 000.

Na opracowanej mapie wprowadzono większą liczbę wydzieleni litologiczno-stratygraficznych, a wyznaczone w terenie granice geologiczne zostały uszczegółowione. Niektóre z wydzieleni stratygraficznych i facjalnych zostały zmienione, zgodnie z nowszą interpretacją genetyczną utworów powierzchniowych. Większość osadów uznanych wcześniej za osady moren czołowych zaliczono do kemów lub moren martwego lodu.

Analiza i interpretacja profili geologicznych archiwalnych otworów wiertniczych, dokonana w oparciu o wyniki otworów kartograficznych wykonanych na potrzeby mapy, dostarczyła danych do skonstruowania nowego przekroju geologicznego oraz scharakteryzowania i rozpozniomowania osadów czwartorzędowych. Nowsze w stosunku do Mapy geologicznej Polski 1:200 000 materiały wiertnicze dostarczyły nowych danych dotyczących występowania osadów neogenu, co spowodowało zmiany w obrazie ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej.

Zrealizowany program nie pozwolił jednak na wyjaśnienie do końca pewnych zagadnień. Dalszych badań wymaga, urozmaicona ruchami tektonicznymi, budowa geologiczna podłoża kenozoiku. W zakresie czwartorzędu podejmowane badania winny zmierzać do wyjaśnienia braku osadów plejstocenu dolnego i poszukiwania organicznych utworów interglacjału wielkiego, interglacjału lubawskiego i interglacjału eemskiego.

Obszar arkusza Sieradz jest terenem gospodarki rolnej i leśnej. W planach rozwojowych powiatu sieradzkiego dla badanego obszaru wyznacza się zadania dalszej intensyfikacji produkcji rolnej i leśnej. Jest to kierunek działalności człowieka zgodny z walorami środowiska przyrodniczego.

Opracowano  
w Muzeum Geologicznym  
Wydziału Nauk Geograficznych  
Uniwersytetu Łódzkiego

Zakład Kartografii Geologicznej  
Struktur Płytkich  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
w Warszawie

Łódź, 2000 r.

## LITERATURA

- Ar eń B . , 1964 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 11.Trzeciorzęd. Inst. Geol., Warszawa.
- B a l iń s k i W . , 1997 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Złoczew (697). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a l iń s k i W . , 1998 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lututów (696). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a l iń s k i W . , 1999a — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lututów (696). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a l iń s k i W . , 1999b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Błaszki. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a l iń s k i W . , 1999c — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Błaszki (maszynopis). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a l iń s k i W . , 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Złoczew (697). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- B a r a n i e c k a M . D . , G o ź d z i k J . , Z i o m e k J . , 1995 — Lithologic, mineralogic and petrographic composition of tills from vicinity of Bełchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, **68**.
- B a r a n o w s k i J . , M ań k o w s k a A . , 1972 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kalisz, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- B a r a n o w s k i J . , M ań k o w s k a A . , 1973 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kalisz, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.

- Baranowski J., Mańkowska A., 1979 — Objąsnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Kalisz. Inst. Geol., Warszawa.
- Bezowska G., 1986 — Struktura i typy geokompleksów w srodkowej częsci Niziny Południowowielkopolskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, **54**.
- Bezowska G., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zduńska Wola (662). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bezowska G., 1995 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Zduńska Wola (662). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Ciuk E., 1982 — Sprawozdanie z badań geologiczno-poszukiwawczych złóż węgla brunatnego w rejonie Lututowa woj.sieradzkie (maszynopis). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnik J., 1972 — Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. W: Plejstocen Polski. *Stud. Geol. Pol.*, **40**, 6.
- Czerwińska I., 1997 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sieradz (661). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce Zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**.
- Dadlez R., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Nizu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3.
- Dadlez R., Kopik J., 1972 — Stratygrafia i paleogeografia jury w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **252**.
- Dayczak-Calikowska K., Kopik J., 1973 — Jura srodkowa. W: Budowa geologiczna Polski, **1**, 2. Inst. Geol., Warszawa.
- Deczkowski Z., 1962 — Stratygrafia i litologia liasu na obszarze kalisko-częstochowskim. *Kwart. Geol.*, **6**, 1.
- Deczkowski Z., 1977 — Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej częsci monokliny przedsudeckiej (obszar Kalisko-Częstochowski). *Pr. Inst. Geol.*, **82**.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1977 — Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **21**, 3.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1979 — Budowa geologiczna podłoża retyku obszaru monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **23**, 1.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **28**, 3.
- Dylik J., Jurkiewiczowa I., 1951 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Łódź, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Dylikowa A., 1967 — Wydmy srodkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Gilewska S., 1986 — Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Prz. Geogr.*, **58**, 1–2.
- Grabowska I., Słodkowska B., 1993 — Katalog profili osadów trzeciorzędowych opracowanych palinologicznie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1972 — Kreda górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 2.
- Jurkiewiczowa I., Rózycki F., Rózycki S.Z., 1955 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Łódź, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.

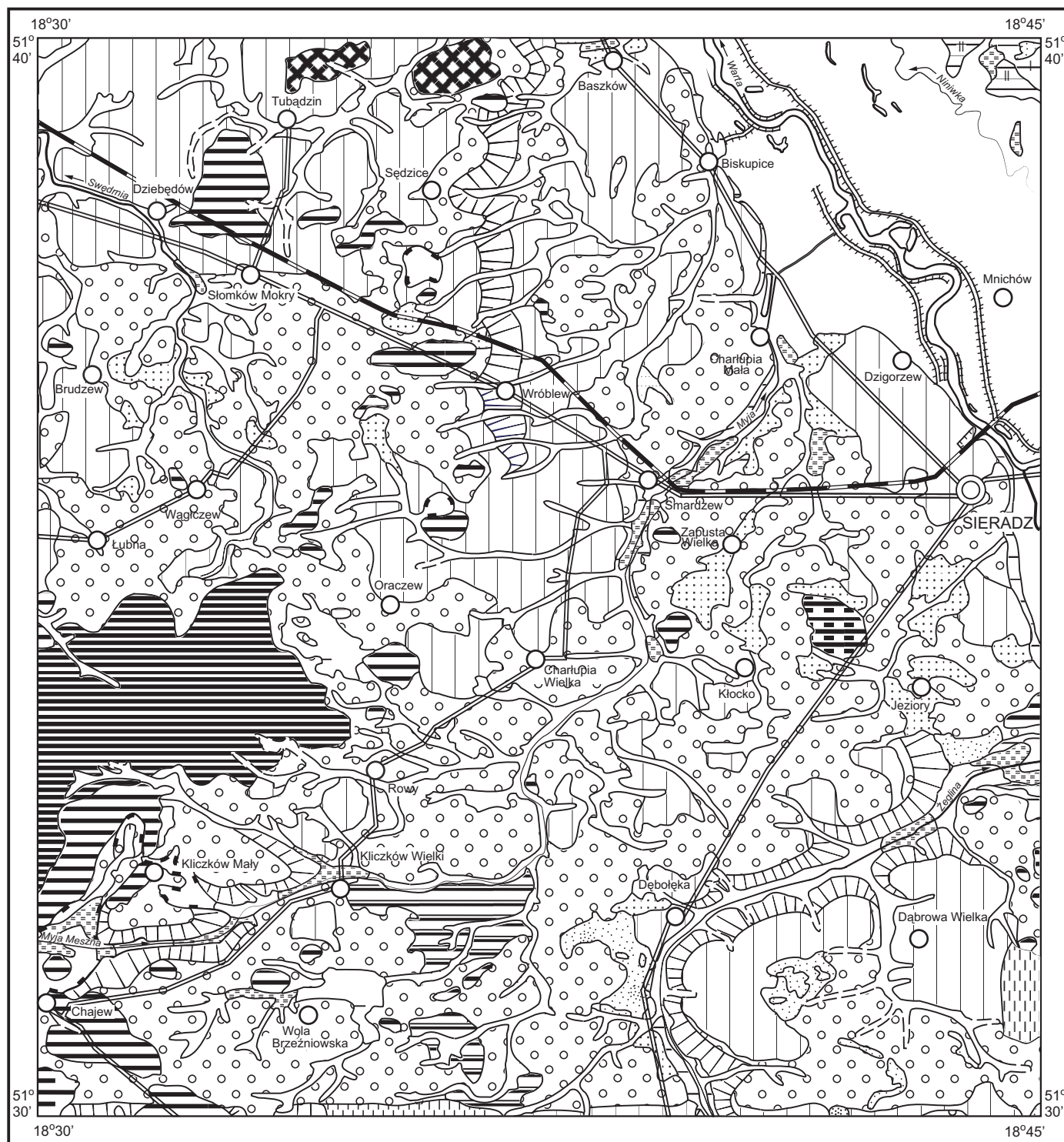
- Klatkowska H., 1972 — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, **28**.
- Klatkowska H., 1993a — Niektóre cechy glacialnych osadów Warty w Środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**.
- Klatkowska H., 1993b — Uwagi o strukturach glacialnych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski Środkowej i Zachodniej. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**.
- Klatkowska H., Załoba M., 1992a — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w 1:50 000, ark. Warta (624). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Klatkowska H., Załoba M., 1992b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warta (624). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kłapciński J., 1964 — Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 4.
- Kowalska A., 1960 — Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. *Pr. geogr. Inst. Geogr., PAN*, **21**.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1981 — Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., Nowaczyk B., Rotnicki K., Tobolski K., 1969 — The eolian phenomena in West-Central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity. *Geogr. Pol.*, **17**.
- Krzemiński T., 1974 — Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr.*, **33**.
- Krzemiński T., 1997 — Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w Środkowej Polsce. *Acta Univers. Lodz. Folia Geogr. Phisica*, **1**.
- Krzemiński T., Bezkowska G., 1985 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Widawa (698). Inst. Geol., Warszawa.
- Krzemiński T., Bezkowska G., 1986 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Widawa (698). Inst. Geol., Warszawa.
- Krzemiński T., Papińska E., 1993 — Ukształtowanie powierzchni i geneza rzeźby. W: Środowisko geograficzne Polski Środkowej. Wyd. UŁ, Łódź.
- Krzemiński T., Świerczewska A., Uchman J., 1993 — Udział skał lokalnych w utworach wodnolodowcowych Środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985 — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (saalian) między górną Wartą i Bugiem. *Prz. Geol.*, **33**, 2.
- Manikowska B., 1983 — O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski Środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, **52**.
- Marek S., Znosko J., 1972 — Historia rozwoju geologicznego Kujaw. *Kwart. Geol.*, **16**, 2.
- Mojski J.E., 1993 — Europa w plejstocenie – ewolucja środowiska przyrodniczego. PAE S.A., Warszawa.
- Nowaczyk B., 1986 — Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym Vistulianie i Holocenie. *UAM. Ser. Geogr.*, **28**.
- Osika R., Pożaryski W., Rülhe E., Znosko J., 1972 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niziny Polskiej. *Kwart. Geol.*, **8**, 1.

- Praca zbiorowa, 1996 — Budowa geologiczna Polski, **3**. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, 3a. Kenozoik. Trzeciorzęd. 1. Paleogen. 2. Neogen. PAE S.A., Warszawa.
- Rotnicki K., 1966 — Rzeźba wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas wórmu. *Pr. Komis. geogr.-geol. Wydz. Mat.-Przyr., PTPN*, **5**, 2.
- Rotnicki K., 1970 — Główne problemy wydmy śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. *Pr. Komis. geogr.-geol. Wydz. Mat.-Przyr., PTPN*, **11**, 2.
- Rotnicki K., 1987 — Main phases erosion and accumulation in the Prosna Valley. In the last glacial-interglacial cycle. *Geogr. Pol.*, **53**.
- Rzechowski J., 1971 — Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Wiśawy. W: Z badań czwartorzęd w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **254**.
- Rzechowski J., 1986 — Pleistocene till stratigraphy in Poland. W: Quaternary glaciation in the Northern Hemisphere. *Quat. Sci. Rev.*, **5**.
- Sokołowski J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **3**.
- Sokołowski J., 1970 — Ropo- i gazoność obszaru przedsudeckiego na tle budowy geologicznej, 3. Atlas geost. i naft. 1:200 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Sokołowski J., 1972 — Rola tektoniki salinarnej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezo-kenozoicznej. *Biul. Inst. Geol.*, **252**.
- Sokołowski J., 1974 — Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Obszar przedsudecki. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika, 1. Inst. Geol., Warszawa.
- Walkiewicz Z., 1984 — Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *UAM Ser. geol.*, **10**.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Sieradz (661)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°)
- Moreny czołowe
- Misy końcowe (wytopiskowe)
- Niecki lodowcowe

#### Formy wodnolodowcowe

- Moreny martwego lodu

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe
- Równiny zastoiaskowe
- Kemy
- Plateau kemowe
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe I — starsze, II — młodsze
- Krawędzie
- Starorzecza

#### Formy denudacyjne

- Doliny rzeczne (nieckowate i płaskodenne)
- Niecki denudacyjne
- Długie stoki

#### Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

#### Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

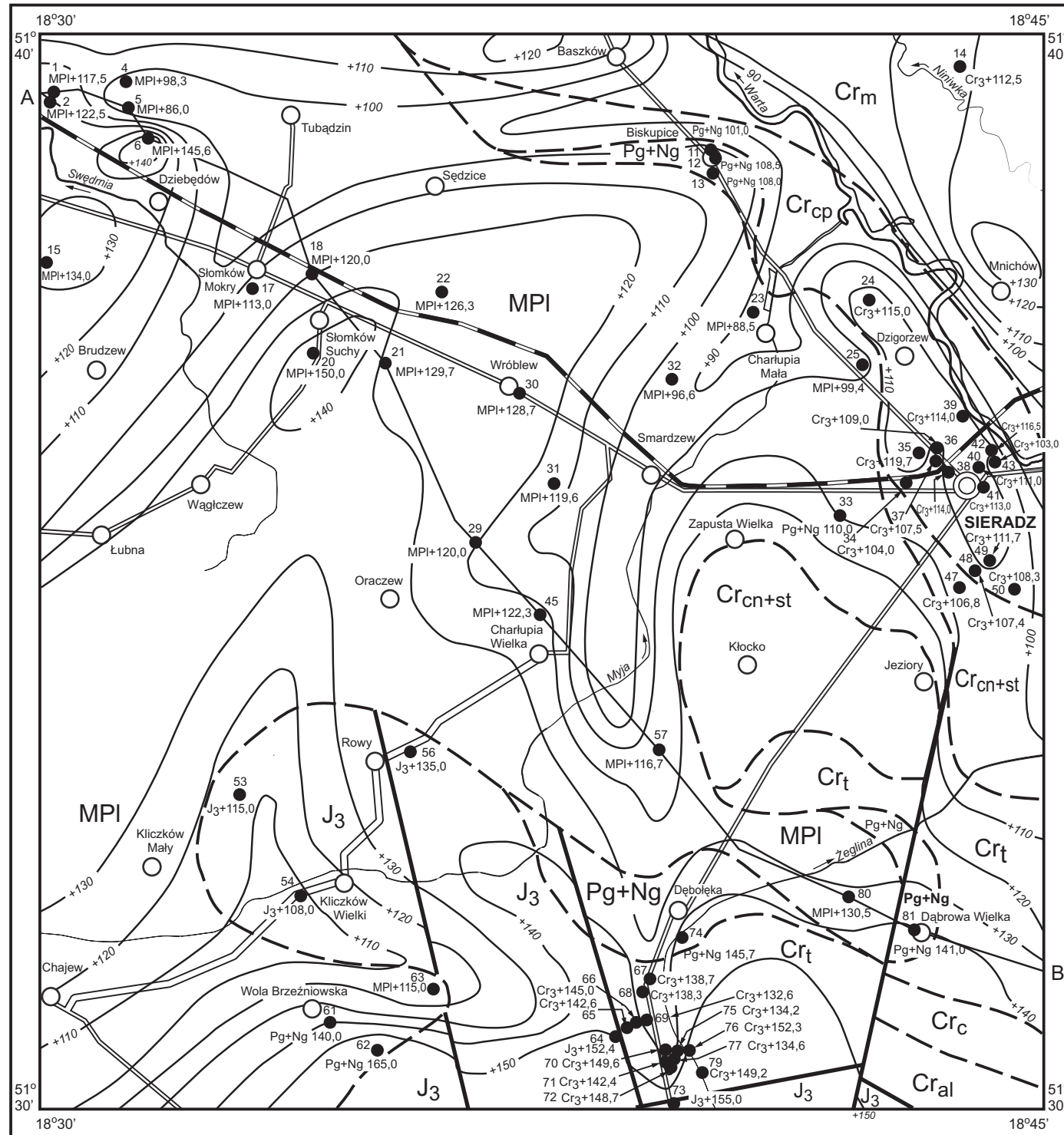
- Wały przeciwpowodziowe

Opracowali: W. BALIŃSKI, J. ZIOMEK

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Sieradz (661)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000

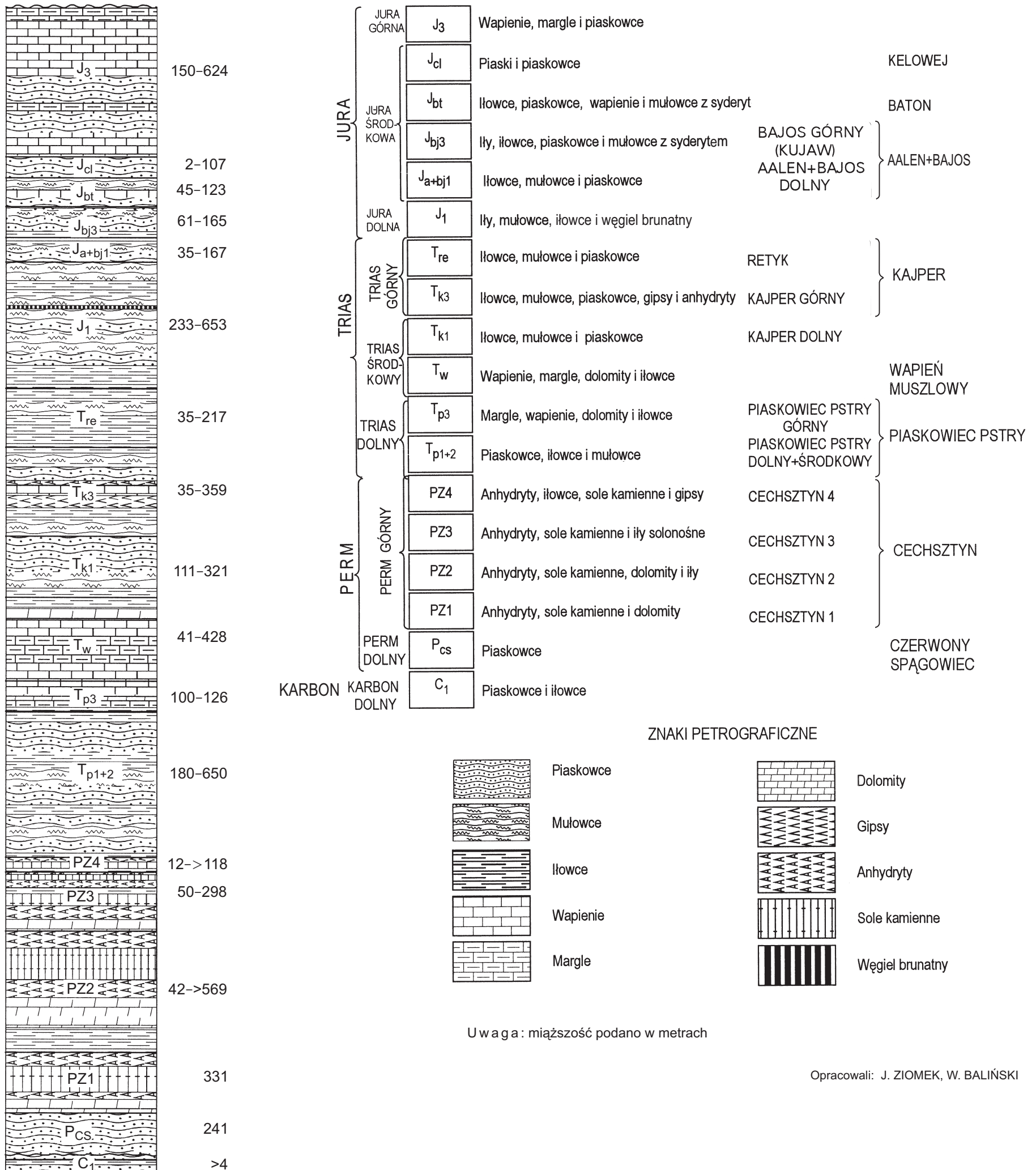


NEOGEN	MIO-PLIOCEN	MPI	Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny	
PALEOGEN+NEOGEN		Pg+Ng	Rumosze skalne, iły i gliny zwietrzelinowe	
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr <sub>m</sub>	Wapienie i margle	MASTRYCHT
		Cr <sub>cp</sub>	Wapienie i margle	KAMPAN
		Cr <sub>cn+st</sub>	Wapienie i margle	KONIAK+SANTON
		Cr <sub>t</sub>	Wapienie, margle i krzemienie	TURON
		Cr <sub>c</sub>	Iły i piaski z konglomeratami fosforytów	CENOMAN
	KREDA DOLNA	Cr <sub>al</sub>	Piaski i piaskowce	ALB
JURA	JURA GÓRNA	J <sub>3</sub>	Wapienie, margle i piaskowce	
			—	Granice geologiczne
			+90	Izohipsy stropu utworów podzwartorzędowych w m n.p.m.
			—	Uskoki
		39	Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Cr <sub>3</sub> — kreda górna; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędowych, w m n.p.m.)	
		Cr <sub>3</sub> +114,0		
		A—B	Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej	

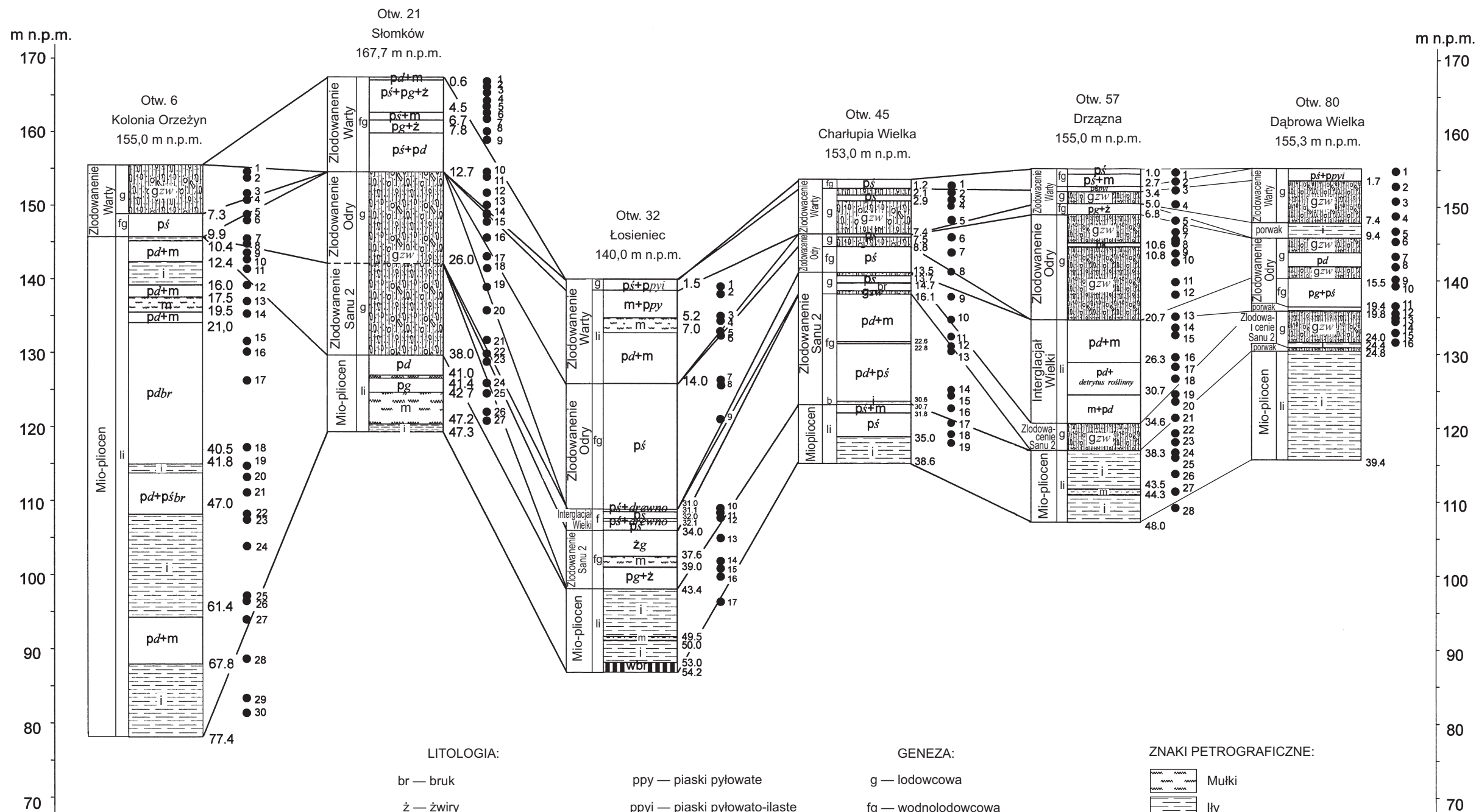
Opracowali: W. BALIŃSKI, J. ZIOMEK

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Sieradz (661)

**PROFIL GEOLOGICZNY UTWORÓW STARSZYCH OD KREDY**



**ZESTAWIENIE OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP  
(KARTOGRAFICZNYCH)**



● Miejsce pobrania i numer kolejny próbki do badań granulometrycznych i analiz zespołu minerałów ciężkich

U w a g a: głębokość podano w metrach