PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Radosław WASILUK i Joanna RYCHEL

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1 : 50 000

Arkusz RASZYN (559)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Raszyn
Z. Sarnackiej (1978)

Ministerstwo Klimatu i Środowiska

Sfinansowano ze środków NARODOWEGO FUNDUSZU OCHRONY ŚRODOWISKA i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowali: Radosław WASILUK[1] i Joanna RYCHEL[1] – 2019

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Raszyn Z. Sarnackiej (1978)

[1]Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu Polski środkowej, północno-wschodniej i wschodniej: Stanisław LISICKI

Redakcja merytoryczna: Anna DOBRZENIECKA-GÓRKA

ISBN 978-68112-09-2

PIG-PIB, Warszawa 2023

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp 5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu 9
III. Budowa geologiczna 12
A. Stratygrafia 12
1. Sylur 13
a. Ludlow 13
2. Karbon 13
a. Karbon górny 13
Westfal 13
3. Perm 13
a. Perm dolny i środkowy 14
Czerwony spągowiec 14
b. Perm górny 14
Cechsztyn 14
4. Trias 14
a. Trias dolny 14
Pstry piaskowiec 14
b. Trias środkowy 15
Anizyk–ladyn 15
Wapień muszlowy 15
c. Trias górny 15
Karnik–retyk 15
Kajper 15
5. Jura 15
a. Jura dolna 15
Hetang–toark 15
b. Jura środkowa 15
Aalen–kelowej 15
c. Jura górna 16
Oksford–tyton 16
6. Kreda 16
a. Kreda dolna 16
b. Kreda górna 16

7. Paleogen 17
a. Paleocen 17
b. Oligocen 17
8. Neogen 18
a. Miocen 18
Miocen środkowy 18
Miocen górny 18
9. Neogen–czwartorzęd 19
Pliocen (?)–plejstocen dolny 19
10. Czwartorzęd 19
a. Plejstocen 20
Zlodowacenia najstarsze 20
Zlodowacenie Narwi 20
Interglacjał augustowski 21
Zlodowacenia południowopolskie 21
Zlodowacenie Nidy 21
Zlodowacenie Sanu 1 22
Interglacjał ferdynandowski 22
Zlodowacenia Sanu 2 22
Interglacjał wielki 23
Interglacjał mazowiecki 23
Zlodowacenie Liwca 24
Zlodowacenia środkowopolskie 24
Zlodowacenie Odry 24
Stadiał dolny 24
Stadiał górny 25
Zlodowacenie Warty 26
Interglacjał eemski 30
Zlodowacenia północnopolskie 30
Zlodowacenie Wisły 30
b. Czwartorzęd nierozdzielony 31
c. Holocen 32
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu 33
C. Rozwój budowy geologicznej 34
IV. Podsumowanie 45
Literatura 46

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000
Tablica II — Przekrój geologiczny C–D
Tablica III — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

I. WSTĘP

Obszar arkusza Raszyn Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) jest położony pomiędzy 52°00'–52°10' szerokości geograficznej północnej i 20°45'–21°00' długości geograficznej wschodniej. Jego powierzchnia wynosi około 318 km^2. Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony teren arkusza znajduje się na pograniczu dwóch makroregionów: Nizina Środkowomazowiecka (mezoregiony Równina Warszawska i Równina Łowicko-Błońska) oraz Wzniesienia Południowomazowieckie (mezoregion Wysoczyzna Rawska). Dominująca część omawianego obszaru należy do Równiny Warszawskiej, północno-zachodni fragment terenu arkusza jest częścią Równiny Łowicko-Błońskiej, natomiast południowo-zachodni – Wysoczyzny Rawskiej (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018).

Pod względem administracyjnym badany obszar jest położony w obrębie województwa mazowieckiego i należy do powiatów: pruszkowskiego (gminy: Pruszków, Michałowice, Brwinów, Nadarzyn i Raszyn), piaseczyńskiego (gminy: Piaseczno, Lesznowola i Tarczyn), grodziskiego (gminy: Podkowa Leśna i Żabia Wola) oraz warszawskiego (gmina miejska i miasto stołeczne Warszawa). Teren arkusza znajduje się w granicach trzech ośrodków miejskich: Warszawy, Piaseczna i Pruszkowa. Do większych miejscowości na omawianym terenie należą Raszyn i Nadarzyn.

Pierwszą wersję arkusza Raszyn SMGP opracowała Sarnacka (1978a, b). Prace geologiczno-zdjęciowe i dokumentacyjne były prowadzone w latach 1971–1976 na zlecenie Instytutu Geologicznego przez Przedsiębiorstwo Geologiczno-Fizjograficzne i Geodezyjne Budownictwa Geoprojekt (Szczęsna, Józefowicz, 1976), a następnie zestawione przez autorkę (1976). Zdjęcie geologiczne wykonali: H. Tarnowski w 1971 r., K. Szczęsna w 1972–1974 r. i H. Józefowicz w latach 1975–1976. W ramach tych prac odwiercono 1500 sond o głębokości do 4,5 m (opisanych przez Geoprojekt), 1350 sond o głębokości od 1,0 do 2,5 m (opracowanych przez Biuro Odbudowy Stolicy) oraz 14 otworów kartograficznych (Sarnacka, 1978a, b). Przy rozpoznaniu geologicznym omawianego obszaru wykorzystano dostępne ówcześnie materiały archiwalne (w tym 159 profili otw. archiwalnych).

Zaktualizowany arkusz został opracowany w Państwowym Instytucie Geologicznym-Państwowym Instytucie Badawczym (PIG-PIB).

W ramach prac nad jego aktualizacją w latach 2018–2019 wykonano terenowe rozpoznanie geologiczne oraz weryfikację archiwalnych materiałów dokumentacyjnych. Bazę prac aktualizacyjnych stanowiły archiwalne materiały terenowe sporządzone przy pierwszej wersji opracowania (Szczęsna, Józefowicz, 1976). Na podstawie formatek terenowych ponownie zlokalizowano 1146 punktów dokumentacyjnych (sondowań). Analiza opisów tych punktów w notatnikach terenowych pozwoliła na ich weryfikację, dzięki czemu powstała nowa baza cyfrowa punktów szczegółowego zdjęcia kartograficznego, która posłużyła do zaktualizowania mapy geologicznej. Analizę rzeźby terenu przeprowadzono z wykorzystaniem ortofotomapy oraz laserowego numerycznego modelu terenu LiDAR (*Light Detection and Ranging*). Wykonano także analizę cyfrowych danych dotyczących map glebowych uzyskanych z Urzędu Wojewódzkiego w Warszawie oraz danych cyfrowych dotyczących obszarów leśnych pozyskanych od Lasów Państwowych – Nadleśnictwa Chojnów. Dodatkowo wykorzystano cyfrowe dane znajdujące się w Atlasie geologiczno-inżynierskim Warszawy w Centralnej Bazie Danych Geologicznych PIG-PIB (CBDG). Do sporządzenia mapy geologicznej użyto podkładów topograficznych w skali 1:10 000 oraz 1:25 000.

W wyniku aktualizacji wykonano i opisano 242 nowe punkty obserwacyjne (na mapie geologicznej zaznaczono dziewięć wybranych, w tym jeden archiwalny – tab. 1). Z terenu arkusza Raszyn zebrano profile 614 otworów archiwalnych, w tym 283 – hydrogeologicznych, 27 geologiczno-inżynierskich, 279 – badawczych (w tym 13 złożowych i 14 kartograficznych) oraz 25 – innych (nieokreślonych), spośród których 112 umieszczono na mapie geologicznej niniejszego arkusza. Na mapie zaznaczono także dwie duże piaskownie (Puchały i Krakowiany), 58 głazów narzutowych, stawy rybne (stawy Raszyńskie) i nasypy.

W celu oznaczenia wieku bezwzględnego osadów metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) do laboratorium LumiDatis w Toruniu wysłano pięć próbek z odsłonięć piaszczystych osadów wodnolodowcowych w Pęcicach, Puchałach, Janczewicach, Sękocinie Nowym i Ojrzanowie. Raport z badań i komentarz do wyników sporządzili Palczewski i Przegiętka (2020).

Ekspertyzę palinologiczną czterech próbek z osadów rzecznych i deluwialnych, zlokalizowanych w trzech profilach w Michałowicach, Wolicy i Jankach (punkty dok.: 1, 4 i 6 – tab. 1) wykonała D. Sieradz (2020).

Przy opracowaniu arkusza Raszyn uwzględniono wyniki prac wykonanych w ramach realizacji następujących arkuszy SMGP: Błonie (Szumański, Kwapisz, 2007a, b), Warszawa Zachód

Tabela 1

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu dokumentacyjnego		Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna [m n.p.m.]	Głębokość [m]	Wiek	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	187	Michałowice	88,0	2,0	Zlodowacenie Wisły/holocen	Analiza palinologiczna (próbka pobrana z głębokości 1,6 m) Osady rzeczne tarasów nadzalewowych
2	195	Puchały	99,0	4,0	Zlodowacenie Odry? (330 ±60 ka)	Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL (próbka pobrana z głębokości 2,8 m) Osady wodnolodowcowe
3	179	Pęcice	96,0	1,5	Zlodowacenie Wisły (16,2 ±2,2 ka)	Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL (próbka pobrana z głębokości 1,2 m) Osady deluwialne
4	225	Wolica	98,0	2,0	Zlodowacenie Wisły/holocen	Analiza palinologiczna (próbka pobrana z głębokości 1,5 m) Osady deluwialne
5	231	Sękocin Nowy	104,0	3,0	Zlodowacenie Odry/ zlodowacenie Warty (210 ±70 ka)	Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL (próbka pobrana z głębokości 2,0 m) Osady wodnolodowcowe
6	212	Janki	100,0	2,0	Zlodowacenie Wisły/ zlodowacenie Wisły–holocen	Analiza palinologiczna (próbki pobrano z głębokości 1,1 i 1,9 m) Osady rzeczne den dolinnych i zagłębień bezodpływowych
7	216	Janczewice	108,0	3,0	Zlodowacenie Warty (120 ±40 ka)	Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL (próbka pobrana z głębokości 1,8 m) Osady kemu
8	arch. *	Gołków	111,0	~19	Interglacjał eemski	Analiza palinologiczna (Gadomska, 1966) Torfy
9	249a	Ojrzanów	158,0	8,0	Zlodowacenie Odry? (420 ±90 ka)	Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL (próbka pobrana z głębokości 3,0 m) Osady kemu

* sonda archiwalna

(Morawski, 1979, 1980), Warszawa Wschód (Sarnacka, 1980a, b), Grodzisk Mazowiecki (Szalewicz, 1987, 1988), Raszyn (Sarnacka, 1978a, b), Piaseczno (Sarnacka, 1976a, b), Mszczonów (Szalewicz, Włodek, 2013a, b), Grójec (Baraniecka, 1980a, b) oraz Góra Kalwaria (Sarnacka, 1966, 1968).

Znaczący wzrost liczby dokumentacji geologicznych oraz profili otworów wiertniczych (ze 159 do 614) w latach 1976–2018, a także dodatkowe prace terenowe wykonane na potrzeby aktualizacji niniejszego arkusza, umożliwiły dokładniejsze rozpoznanie zarówno rozprzestrzenienia osadów

plejstoceńskich, jak i podścielających je utworów neogeńskich i paleogeńskich. Zweryfikowano również zasięg przestrzenny wydzieleń powierzchniowych na mapie geologicznej oraz ich przynależność genetyczną i stratygraficzną (m.in. utworów wodnolodowcowych, moren martwego lodu, moren czołowych i kemów). Zaktualizowaną mapę geologiczną dostosowano do wytycznych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2011 r.

Najwcześniejsze wzmianki na temat budowy geologicznej, rzeźby terenu oraz podłoża czwartorzędu badanego obszaru pojawiły się w opracowaniach: Samsonowicza (1922), Lencewicza (1926, 1927), Lewińskiego (1929), Mizerji (1947), Różyckiego (1967, 1968, 1972) i Karaszewskiego (1972).

W pracach Gadomskiej (1960, 1966), Janczyk-Kopikowej (1966) i Różyckiego (1968) ze stanowiska w Gołkowie omówiono sytuację geologiczną osadów organicznych interglacjału eemskiego.

Do najstarszych opracowań kartograficznych dotyczących omawianego regionu należy Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Warszawa, wydania A (Różycki, Zwierz, 1952) i B (Rühle, 1953). Ważnym syntetycznym opracowaniem geologiczno-kartograficznym dla tego obszaru jest Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 (MGP), arkusz Warszawa Zachód – wydania A i B wraz z Objaśnieniami (Słowański i in., 1995a, b i c), zreambulowany przez Morawskiego – Objaśnienia (2008), Morawskiego i Nowacką – wydanie A (2008) oraz Nowackiego i Morawskiego – wydanie B (2008). Do opracowań kartograficznych przedstawiających problematykę środowiskową omawianego terenu należy Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, wydania A (Kałus i in., 2010) i B (Hrybowicz, 2010) wraz z Objaśnieniami (Kapera i in., 2009).

Obszar arkusza Raszyn wchodzi w zakres opracowań syntetycznych dotyczących geologii, tektoniki i stratygrafii niecki warszawskiej. Zagadnienia te badali m.in.: Domosławska-Baraniecka i Mojski (1960), Karaszewski (1972), Baraniecka (1975a, b, 1976, 1980a, b, 1983, 1991), Baraniecka i inni (1978), Brykczyński (1982), Baraniecka i Konecka-Betley (1987), Marks (2006, 2010, 2016), Kalińska (2008a, b, 2010, 2012), Kalińska i Wyszomierski (2010), Molewski (2014) oraz Kalińska-Nartiša i Nartišs (2017). Utwory paleogenu i neogenu były przedmiotem badań i publikacji m.in. Słodkowskiej (2002) i Kasińskiego (2004).

Utworami mezozoicznymi głębokiego podłoża niżu polskiego zajmowali się: Dayczak-Calikowska (1997), Deczkowski (1997a, b), Gajewska (1997a, b), Niemczycka (1997), Pieńkowski (1997) i Gaździcka (1998), a paleozoicznymi – Wagner (1988, 1994, 1997) i Szyperko-Teller (1997).

Na temat osadów preglacjału wypowiadali się m.in.: Różycki (1961, 1967, 1972), Stachurska (1961), Kosmowska-Ceranowicz (1966, 1976, 1979, 1987), Stuchlik (1975), Makowska (1976, 1978,

2015), Morawski i Stuchlik (1987), Morawski i Sarnacka (1989), Baraniecka (1991), Żarski (2008) oraz Winter (2015).

Na obszarze arkusza Raszyn udokumentowano pięć obszarów złóż surowców mineralnych. Są to złoża kruszywa naturalnego zlokalizowane południkowo w osi badanego terenu. Największe z nich to złoże piasków Janki-Sokołów znajdujące się koło miejscowości Puchały w obrębie osadów wodnolodowcowych zlodowacenia Warty.

W granicach omawianego obszaru, na potrzeby zaopatrzenia w wodę rejonu Nadarzyna, wykonano również pięć dokumentacji geoelektrycznych.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar objęty arkuszem Raszyn jest położony w obrębie trzech mezoregionów: Równina Warszawska i Równina Łowicko-Błońska (część makroregionu Nizina Środkowomazowiecka) oraz Wysoczyzna Rawska (część makroregionu Wzniesienia Południowomazowieckie) (Kondracki, 2009; Solon, 2018). Najwyżej położony punkt znajduje się w okolicy Ojrzanowa na wysokości 168,5 m n.p.m., a najniżej – w dolinach rzek Utraty i Raszynki w północnej części obszaru arkusza, gdzie wysokość powierzchni terenu obniża się do 97,3 m n.p.m. Deniwelacja bezwzględna powierzchni obszaru wynosi ponad 70 m.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) przedstawiono formy: lodowcowe, wodnolodowcowe, eoliczne, rzeczne, denudacyjne oraz utworzone przez roślinność (równiny torfowe) i antropogeniczne. W krajobrazie omawianego terenu wyróżniają się dwie główne jednostki geomorfologiczne – wysoczyzna morenowa płaska i równiny wodnolodowcowe.

Wysoczyzna morenowa płaska występuje powszechnie na obszarze arkusza, w okolicach: Młochowa, Mrokowa, Bogatek, Głoskowa-Zielonego, Woli Gołkowskiej oraz Wólki Kosowskiej, Nadarzyna, Nowej Woli, Wypęd i Michałowic. Jej wysokość względna wynosi około 2 m, a nachylenie nie przekracza 2°. W południowej części terenu arkusza powierzchnia wysoczyzny wznosi się do wysokości 150,0 m n.p.m. i opada w kierunku północnym do wysokości 110,0 m n.p.m. Została ona częściowo zmieniona denudacyjnie m.in. w warunkach klimatu peryglacjalnego, który panował zarówno podczas oscylacji czoła lądolodu zlodowacenia Warty, jak też transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły. Krawędzie wysoczyzny są łagodne. Najwyraźniej zarysowują się w morfologii terenu po obu stronach doliny rzecznej Raszynki oraz w Starej Wsi na zachód od Nadarzyna, gdzie na długości około 3 km znajduje się wschodni odcinek krawędzi nadarzyńskiej (Mizerja, 1947;

Różycki, 1972). Nachylenie tej krawędzi wynosi 2–3°, a jej wysokość względna sięga około 10 m. Jest ona położona na wysokości około 125,0 m n.p.m.

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza wysoczyzna jest urozmaicona niewielkimi pagórkami moren martwego lodu o wysokości względnej od około 5 do około 10 m. Formy te występują w rejonie: Starej Wsi, Młochowa, Wólki Kossowskiej, Paroli, Magdalenki, Krakowian, Przypek i Grzęd. Znajdują się one na wysokości od 120,0 do 155,0 m n.p.m. Najwyższe wzgórza są zlokalizowane w pobliżu Ojrzanowa (wys. 168,5 m n.p.m.).

Równiny sandrowe i wodnolodowcowe na badanym terenie tworzą powierzchnie zróżnicowane wysokościowo i przestrzennie (wys. 100,0–120,0 m n.p.m.). Wyższy poziom (wys. 110,0–120,0 m n.p.m.) stanowią pokrywy w centralnej i północnej części obszaru arkusza wzdłuż linii Nadarzyn–Walendów–Wólka Pracka oraz Raszyn–Paluch (obszar w lewobrzeżnej części Warszawy). Osady niższego poziomu wodnolodowcowego (wys. 100,0–110,0 m n.p.m.) wypełniają miejscami nieckowate zagłębienia, m.in. w Bąkówce, Otrębusach i Nowej Wsi.

Owalne zagłębienia powstałe po martwym lodzie znajdują się zarówno w obrębie wysoczyzny morenowej, jak i na rozległych równinach sandrowych i wodnolodowcowych. Są one zlokalizowane w pobliżu kemów i moren martwego lodu.

Kemy na terenie arkusza licznie występują zarówno w postaci rozległych wzniesień (rejon Strzeniówki i Sękocina Nowego – wys. do 118,0 m n.p.m.), pojedynczych pagórków (okolice Kajetan, Woli Przypkowskiej, Parzniewa czy Raszyna), jak i zespołów drobnych pagórków (do 5 m wysokości względnej) w pobliżu Podolszyna.

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie od Młochowa przez Krakowiany do Ojrzanowa znajduje się rozległe plateau kemowe o powierzchni ponad 9 km^2.

W strefie kontaktowej krawędzi wysoczyzny w dolinie Utraty (koło Krakowian) występuje stożek napływowy, a w jego sąsiedztwie osuwisko o powierzchni około 0,3 km^2.

Niewielkie pagórki form akumulacji szczelinowej zaobserwowano na południu omawianego obszaru w rejonie Szczak (wydłużenie południkowe) i Krakowian (wydłużenie ukośne) oraz w jego części wschodniej w okolicy Wilczej Góry (wydłużenie równoleżnikowe). Forma akumulacji szczelinowej o rozciągłości południkowej przypuszczalnie znajduje się także w pobliżu Lesznowoli. Wysokości względne omawianych pagórków wynoszą od około 5 do około 10 m, a bezwzględne – od 120,0 do150,0 m n.p.m.

Równiny zastoiskowe są zlokalizowane w północnej (koło Pęcic nad Utratą – wys. poniżej 100 m n.p.m. i Sokołowa – wys. 105,0 m n.p.m.), północno-wschodniej (w pobliżu Dawid – wys. 104,0 m n.p.m.) oraz południowo-wschodniej (w rejonie Gołkowa nad Jeziorką – wys. 115,0 m n.p.m.)

części omawianego obszaru. Występują one także po obu stronach doliny Utraty w okolicy Krakowian (wys. 145,0 m n.p.m.).

Część równin wodnolodowcowych została przekształcona przez procesy eoliczne równiny piasków przewianych i wydmy – głównie paraboliczne, rzadziej podłużne, a miejscami poprzeczne. Uformowały się one w północnej części obszaru arkusza i występują w kilkukilometrowym pasie pomiędzy Otrębusami, Magdalenką i Piasecznem oraz w południowo-wschodniej części badanego terenu, w okolicach: Mieszkowa, Wólki Prackiej, Złotokłosu i Bogatek. Formy te rozpoznano także na tarasach nadzalewowych rzeki Jeziorki. Najwyższe wydmy uformowały się we wschodniej części obszaru arkusza (rejon Magdalenki), gdzie ich wysokość względna dochodzi do około 15 m (wys. 134,2 m n.p.m.).

Obszar wysoczyzn i równin wodnolodowcowych przecinają dna dolin rzecznych (Jeziorki, Utraty, Zimnej Wody, Raszynki i Mrówki) oraz liczne, niewielkie dolinki wypełnione deluwiami. Największe powierzchnie tworzą deluwia w rejonie Nadarzyna, u podnóża opisywanej już krawędzi nadarzyńskiej. W dnach dolin rzecznych występują tarasy akumulacyjno-erozyjne zalewowe o wysokości 1,0–4,0 m n.p. rzeki. Tarasy akumulacyjne nadzalewowe wykształciły się w dolinach rzek: Jeziorki (Jazgarzew, Głosków-Zielone i Bogatki), Utraty (Walendów, Paszków, Strzeniówka i Pęcice), Raszynki (Nowe Grocholice, Falenty Nowe) oraz Głoskówki (okolice Szczak). Ich powierzchnia wznosi się na wysokość od 100,0 do 105,0 m n.p.m. (4,0–7,0 m n.p. rzeki).

Drobne zagłębienia o różnej genezie są charakterystycznymi formami rzeźby dla młodoglacjalnego krajobrazu. Mają one nieregularne, przeważnie owalne kształty. Wyróżniono je na powierzchni równin wodnolodowcowych i piasków przewianych w zachodniej i środkowej części badanego terenu.

Równiny torfowe występują na rozległych powierzchniach w dolinach rzek Jeziorki i Raszynki oraz w północno-zachodniej części obszaru arkusza w pobliżu Otrębus i Lasu Nadarzyńskiego (rezerwat Zaborów). Wypełniają one także niewielkie obniżenia w okolicach Sękocina Nowego i Magdalenki oraz w pobliżu Woli Gołkowskiej i na południe od Dawid.

Spośród form antropogenicznych na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono: 11 piaskowni w rejonie: Magdalenki, Wilczej Góry, Sokołowa, Rozalona, Ojrzanowa i Przypek; sześć glinianek w okolicach Gołkowa i Pruszkowa; nasypy w południowej części omawianego obszaru arkusza oraz dna stawów hodowlanych w: Falentach-Nowych, Walendowie, Mrokowie oraz w pobliżu Pruszkowa.

* *

*

Obszar arkusza Raszyn leży w dorzeczu Wisły. Sieć rzeczna w obrębie badanego terenu jest rozwinięta w różnym stopniu. Największą rzeką jest Utrata, której źródła znajdują się w okolicy Ojrzanowa na wysokości około 160 m n.p.m. Lewobrzeżnym dopływem rzeki Utraty jest Zimna Woda (do której uchodzi rzeka Mrówka), prawobrzeżnym natomiast – rzeka Raszynka, która płynie przez północno-wschodnią część terenu badań. W swoim południowym biegu Utrata płynie równoleżnikowo, a od Mrokowa zmienia kierunek na południkowy. Drugą co do wielkości rzeką jest Jeziorka, która płynie przez południowo-wschodnią część omawianego obszaru. Uchodzi do niej lewobrzeżnie Struga, która przepływa przez niemal całą południową część terenu arkusza. Ponadto badany obszar przecinają liczne mniejsze strumienie uchodzące do rzek Utraty oraz Jeziorki.

Na terenie arkusza występują nieliczne jeziora, głównie w dolinie rzeki Utraty, w Ojrzanowie i Krakowianach. Większość naturalnych zbiorników wodnych w dolinie Utraty została zagospodarowana przez człowieka jako stawy hodowlane (m.in. w rejonie: Pęcic, Falent-Nowych, Walendowa czy Mrokowa).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar objęty arkuszem Raszyn jest położony na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (Dadlez i in., red., 1998), w segmencie warszawskim (niecka brzeżna) jednostki tektonicznej, zwanej synklinorium kościerzyńsko-puławskim – dawniej określanej jako niecka brzeżna (Narkiewicz i Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011).

Głównym przedmiotem badań stratygraficznych wykonanych w trakcie opracowania omawianego arkusza były osady czwartorzędowe oraz podścielające je utwory neogenu i paleogenu. Analiza rzeźby podłoża utworów czwartorzędu pozwoliła prześledzić przebieg i głębokość wcięcia paleodolin (rynien) – rynny brwinowskiej oraz, roboczo nazwanej przez autorów, rynny Raszynki. Rynną brwinowską określana jest głęboka czwartorzędowa struktura kopalna, znajdująca się niemal w całości na Równinie Łowicko-Błońskiej, w zlewni rzeki Utraty. Przebiega ona przez Nadarzyn, Brwinów i Pruszków w kierunku Józefowa i Leszna (Sawicka, 2009).

A. STRATYGRAFIA

Stratygrafię osadów występujących na omawianym obszarze opracowano na podstawie dostępnych materiałów dokumentacyjnych, zarówno archiwalnych, jak i nowo publikowanych, i jest ona w dużym stopniu zbieżna z Objaśnieniami do pierwszej wersji arkusza Raszyn SMGP (Sarnacka, 1978a). Na terenie badań udokumentowano występowanie osadów czwartorzędowych oraz podścielających

je utworów: paleogeńskich, neogeńskich, kredowych, jurajskich, triasowych, permskich, karbońskich i sylurskich. Stratygrafię utworów czwartorzędowych oparto głównie na analizie porównawczej profili otworów archiwalnych i ich korelacji z profilami otworów z obszarów sąsiednich arkuszy SMGP. Charakterystykę utworów paleo- i mezozoicznych opracowano na podstawie Objaśnień do pierwszego wydania arkusza Raszyn SMGP (Sarnacka, 1978a) oraz profilu najgłębszego na omawianym terenie otworu badawczego Nadarzyn IG-1 (otw. 76). Otwór ten odwiercono w Nadarzynie w 1975 r. do głębokości 3840,0 m i zakończono w skałach syluru (ludlowu).

1. Sylur

a. Ludlow

Iłowce i mułowce. Najstarszymi utworami udokumentowanymi na obszarze objętym arkuszem są skały sylurskie (ludlowu). Reprezentują je ciemnoszare lub szare, bezwapniste iłowce i mułowce o pokroju łupkowym, naprzemiennie warstwowane. Zawierają one graptolity oraz nieliczne głowonogi i drobne małże. Miejscami w mułowcach występują nagromadzenia materiału piroklastycznego. Utwory syluru rozpoznano jedynie w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) na głębokości 3560,0 m, gdzie ich strop znajduje się na wysokości 3449,0 m p.p.m. Sekwencja skał sylurskich nie została przewiercona, a jej miąższość wynosi 280,0 m.

2. Karbon

a. Karbon górny

Westfal

Mułowce, iłowce, piaskowce i węgiel kamienny karbonu górnego (przypuszczalnie westfalu) tworzą kompleks o miąższości 371,5 m. Występują one naprzemiennie z cienkimi wkładkami węgla kamiennego, tufitów lub łupków węglowych (o miąższości 0,2–0,5 m) oraz zlepieńców. Zawierają liczną faunę małży słodkowodnych i ramienionogów oraz florę lepidodendronów i paproci. Omawiane skały udokumentowano w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) na głębokości 3560,0–3188,5 m.

3. Perm

Na obszarze arkusza Raszyn rozpoznano osady permu dolnego i środkowego (czerwonego spągowca) oraz górnego (cechsztynu) o łącznej miąższości 381,0 m.

a. Perm dolny i środkowy

Czerwony spągowiec

Piaskowce i zlepieńce czerwonego spągowca stwierdzono w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) na głębokości 3188,5–3186,5 m. Są to piaskowce różnoziarniste z przewarstwieniami zlepieńców. Miąższość omawianych skał wynosi jedynie około 2 m, dlatego na profilu utworów starszych od czwartorzędu zastosowano przewiększenie.

b. Perm górny

Cechsztyn

Mułowce, piaskowce, iłowce, anhydryty, dolomity i sole kamienne cechsztynu osiągają miąższość 375,5 m. Udokumentowano je w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) na głębokości 3186,5–2811,0 m. W profilu tego otworu rozpoznano trzy cyklotemy (PZ1, PZ2 i PZ3). Sukcesję rozpoczyna na głębokości 3186,5–2918,5 m seria PZ1 (o miąższości 268,0 m), która składa się z łupków miedzionośnych (0,5 m), wapieni (3,5 m), anhydrytów dolnych (78,0 m), najstarszych soli kamiennych (169,5 m) i anhydrytów górnych (16,5 m). Wyżej w profilu na głębokości 2918,5–2859,5 udokumentowano serię PZ2 (o miąższości 59,0 m). Są to: dolomity główne (8,5 m), anhydryty podstawowe (11,0 m), starsze sole kamienne (39,0 m) i anhydryty kryjące (0,5 m). Najwyżej, na głębokości 2859,5–2829,0 m, występuje seria PZ3 (o miąższości 30,0 m), w skład której wchodzą: szare iły solonośne (1,0 m), dolomity płytowe (3,0 m) i anhydryty główne (26,5 m). Sukcesję cechsztyńską przykrywa stropowa seria terygeniczna, która znajduje się na głębokości 2829,0–2811,0 m, a jej miąższość wynosi 21,5 m.

4. Trias

Profil omawianych utworów jest reprezentowany przez osady triasu dolnego (pstrego piaskowca), środkowego (wapienia muszlowego) i górnego (kajpru), o łącznej miąższości 728,5 m.

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Piaskowce, mułowce i wapienie w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) występują naprzemiennie na głębokości 2811,0–2523,0 m. Na serię opisywanych utworów, o miąższości 288,0 m, składają się głównie mułowce i piaskowce z nielicznymi warstwami wapieni oolitowych.

b. Trias środkowy

Anizyk–ladyn

Wapień muszlowy

Iłowce, piaskowce, margle i wapienie udokumentowano w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) na głębokości 2523,0–2441,5 m. Seria ta w części spągowej profilu składa się z wapieni mikrytowych, wapieni marglistych i margli wapnistych, natomiast w środkowej i stropowej – z wapieni muszlowych, ciemnoszarych margli, iłowców oraz piaskowców drobnoziarnistych. Miąższość opisywanych skał wynosi 81,5 m.

c. Trias górny

Karnik–retyk

Kajper

Iłowce i mułowce stwierdzono w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) na głębokości 2441,5–2082,5. Ich miąższość sięga 359,0 m. Dolną część profilu omawianych utworów (głęb. 2441,5–2396,5 m) reprezentują szare, wiśniowofioletowe i pstre iłowce z przewarstwieniami mułowców oraz piaskowców z wkładkami zlepieńców i dolomitów. Miąższość tej serii wynosi 45,0 m. Górną część profilu utworów kajpru (głęb. 2396,5–2082,5 m), o miąższości 314,0 m, tworzą natomiast iłowce i mułowce z wkładkami piaszczystymi.

5. Jura

W profilu otworu badawczego Nadarzyn IG-1 (otw. 76) udokumentowano utwory jury dolnej, środkowej i górnej, o łącznej miąższości 825,5 m.

a. Jura dolna

Hetang–toark

Piaskowce, mułowce i iłowce występują na głębokości 2082,5–1855,0 m (otw. 76). Tworzą one kompleks iłowcowo-mułowcowy oraz piaskowcowy ze szczątkami flory. Miąższość tych osadów sięga 227,5 m.

b. Jura środkowa

Aalen–kelowej

Piaskowce, mułowce i iłowce z wkładkami wapieni i dolomitów odnotowano na głębokości 1855,0–1754,1 m (otw. 76). Są to piaskowce drobnoziarniste,

wapnisto-dolomityczne z warstwami mułowców piaszczystych i wkładkami zlepieńców, a także ciemnoszare i czarne iłowce z fauną. Łączna miąższość opisywanych osadów wynosi 100,9 m.

c. Jura górna

Oksford–tyton

Wapienie, margle i łupki margliste osiągają miąższość 497,1 m. Udokumentowano je na głębokości 1754,1–1257,0 m (otw. 76). Są to wapienie piaszczyste, margliste, oolitowe oraz gąbkowe z krzemieniami, które w górnej części profilu przewarstwiają się z marglami i łupkami marglistymi. Omawiane skały zawierają liczne szczątki: belemnitów i amonitów, kolców jeżowców, igieł gąbek oraz małżów.

6. Kreda

Na obszarze arkusza Raszyn występują utwory kredy dolnej i górnej. Rozpoznano je w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76). Stanowią one bezpośrednie podłoże osadów paleogenu. Maksymalna, łączna miąższość opisywanych utworów sięga 921,0 m.

a. Kreda dolna

Piaskowce, mułowce, iłowce i wapienie piaszczyste. Seria utworów klastycznych kredy dolnej w profilu otworu 76 zaczyna się wapieniami piaszczystymi, mułowcami i iłowcami z liczną fauną otwornicową *Epistomina caracolla* (Roemer), amonitową i małżową *Gervillia* sp. oraz szczątkami flory. Przypuszczalnie, utwory te można zaliczyć do walanżynu górnego–hoterywu dolnego (formacja białobrzeska – Dembowska, Marek, red., 1988). Powyżej występują piaskowce, mułowce i iłowce, prawdopodobnie należące do barremu–albu środkowego (ogniw: pagórczańskiego, goplańskiego i kruszwickiego – Dembowska, Marek, red., 1988). Skały kredy dolnej udokumentowano na głębokości 1257,0–1183,0 m (otw. 76). Ich miąższość wynosi 74,0 m.

b. Kreda górna

Margle i wapienie margliste. Seria marglista zaczyna się najprawdopodobniej już w albie górnym (kreda dolna) i trwa do końca kredy górnej. Profil otworu 76 rozpoczynają margle piaszczyste z glaukonitem i wkładkami fosforytów (albu górnego–cenomau?), które przechodzą w wapienie i margle z czertami (turonu?). Wyżej występują twarde, jasnoszare margle i wapienie margliste, przypuszczalnie koniaku, santonu (z wkładkami opok) i kampanu. W górnej części profilu

dominują białe i szarobiałe wapienie margliste oraz margle z amonitami z rodzaju *Baculites* sp., prawdopodobnie należące do mastrychtu dolnego. W stropowej części profilu rozpoznano natomiast szare margle piaszczyste z glaukonitem, gezy oraz kredę piszącą (przypuszczalnie mastrychtu górnego). Miąższość utworów kredy górnej dochodzi do 847,0 m (otw. 76). Omawiane skały znajdują się na głębokości 1183,0–336,0 m i podścielają zgodnie na nich zalegające utwory paleocenu.

7. Paleogen

a. Paleocen

Margle i iły margliste rozpoznano w otworze badawczym Nadarzyn IG-1 (otw. 76) na głębokości 258,5 m. Omawiane osady są wykształcone jako szare margle i iły z glaukonitem, w spągu z wkładkami szarych gez wapnistych z muskowitem. Ich miąższość wynosi około 41,5 m. W profilu otworu 76 w utworach paleocenu udokumentowano następujące gatunki otwornic: *Robulus discus* (Brotzen, 1948), *Eponides toulmini* (Brotzen, 1948), *Angulogerina europaea* (Cushman et Edwards, 1937), *Loxostomum applinae* (Plummer, 1927) i *Bolivina incrassata* (Reuss, 1851). Na omawianych skałach zalegają erozyjnie utwory oligocenu, brak jest natomiast osadów eocenu, które najprawdopodobniej zostały zerodowane.

b. Oligocen

Piaski, mułki, iły i zlepieńce. Na obszarze arkusza utwory oligocenu stwierdzono m.in. w otworach: 60–62, 70 (przekrój geol. A–B) oraz 110 (tabl. II). Rozpoznano je także w otworach: 36, 39, 63–65, 69, 72, 76 i 80. Ich strop występuje zwykle na głębokości 180,0–208,0 m (wys. 77,0–93,8 p.p.m.). Są to najczęściej szarozielone piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirami kwarcowymi oraz przeławiceniami mułków i iłów lub zlepieńców. Na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych wykazano, że obok kwarcu występują tu również: krzemienie, lignity, skały krzemionkowe oraz piryt (Sarnacka, 1978a). Wśród minerałów ciężkich w omawianych osadach stwierdzono głównie: cyrkony, TiO_2, turmaliny, akcesorycznie andaluzyt, sillimanit, granaty i biotyt. Dla utworów oligocenu charakterystyczna jest też zawartość glaukonitu i muskowitu. Miąższość opisywanych osadów wynosi od 33,3 m (otw. 63) do ponad 70 m (otw. 62 – nieprzewiercony). Na badanym terenie opisywane skały należą najprawdopodobniej do oligocenu dolnego (Słodkowska, Kasiński, 2016).

8. Neogen

a. Miocen

Osady miocenu pokrywają całą powierzchnię terenu arkusza. Wśród nich wyróżniono utwory miocenu środkowego, które reprezentują piaszczystą serię brunatnowęglową (formacja pawłowicka) oraz miocenu górnego, stanowiące serię iłów pstrych (formacja poznańska).

Miocen środkowy

Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny – formacja pawłowicka. Utwory miocenu środkowego stwierdzono m.in. w otworach: 60–62, 70 (przekrój geol. A–B), 101 i 110 (tabl. II) oraz 39, 63–65, 69, 72, 76 i 80. Ich strop znajduje się na wysokości od 60,0 do 20,0 m p.p.m. i zapada ku północy. Seria ta jest prawdopodobnie odpowiednikiem formacji pawłowickiej (brunatnowęglowej) (Słodkowska, Kasiński, 2016). W profilach większości otworów osady piaszczyste, które stanowią głównie piaski kwarcowe drobno- i średnioziarniste przeważają nad mułkami i iłami. Dzięki dużej zawartości substancji węglowej omawiane osady mają barwę brunatną. W otworach: 60, 62 i 70, w stropie kompleksu opisywanych skał, udokumentowano węgiel brunatny, którego miąższość sięga około 10 m (otw. 70). Na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych osadów piaszczystych miocenu środkowego wykazano, że w ich składzie dominuje kwarc (Sarnacka, 1978a). Akcesorycznie występują tu: piryt, muskowit, okruchy skał krzemionkowych, węgla brunatnego i mułowców, bardzo rzadko natomiast – skalenie, piaskowce i łupki krystaliczne. Wśród minerałów ciężkich dominują: dysten, cyrkon i TiO_2. Ziarna kwarcu są dobrze obtoczone. Utwory miocenu środkowego największą miąższość (45,0 m) osiągają w rejonie Runowa (otw. 110 – tabl. II), gdzie są wykształcone jako piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste.

Miocen górny

Iły pstre, mułki i piaski – formacja poznańska występują powszechnie w obrębie obszaru arkusza Raszyn. Dawniej serię tę uznawano za plioceńską (m.in. Sarnacka, 1976a, b, 1978a, b). Są to iły tłuste zielone, żółte, szare i czerwone, z przewarstwieniami do kilku metrów piasków pyłowatych, miejscami drobno- lub średnioziarnistych. Omawiane osady są bezwapniste. Według wyników badań litologiczno-petrograficznych ziarna kwarcu charakteryzują się słabszym obtoczeniem niż w serii brunatnowęglowej (Sarnacka, 1978a). Większa jest też zawartość białych skaleni i okruchów skaleniowo-kwarcowych. We frakcji lekkiej oprócz kwarcu stwierdzono muskowit, piryt, a sporadycznie glaukonit, skalenie i lignit. Wśród minerałów ciężkich wyróżniono głównie cyrkony, a zawartość dystenu jest mniejsza niż w serii brunatnowęglowej. Akcesorycznie występują także

granaty. Opisywane osady nawiercono m.in. w otworach: 53, 55, 58, 60–62, 70, 75, 81, 82, 98, 99, 101, 102, 104 i 110. Strop utworów górnomioceńskich jest erozyjny i występuje na wysokości od około 10 m p.p.m. w północno-zachodniej części terenu badań do ponad 80 m n.p.m. na obszarach wysoczyzn w jego południowej i północno-wschodniej części. Spąg tych utworów odnotowano na wysokości od około 18,4 do 64,0 m p.p.m. Maksymalna miąższość omawianych osadów wynosi około 125 m.

9. Neogen–czwartorzęd

Pliocen (?)–plejstocen dolny

P i a s k i r z e c z n e (preglacjalne – Lewiński, 1929) rozpoznano w otworach: 53, 55, 75, 81, 82, 99, 102, i 103. Utwory te reprezentują piaski z okruchami kwarcu, piaskowców, rogowców karpackich, krzemieni i lidytów, o średnicy do 2 cm, oraz mułki. Na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych wykazano, że ziarna tych osadów są słabo obtoczone i zawierają dużo ostrokrawędzistego kwarcu. We frakcji drobnej minerałów lekkich, oprócz dominujących ziaren kwarcu, występują białe skalenie, okruchy skał krystalicznych i łupków krystalicznych. Stwierdzono także niewielką domieszkę krzemieni i piaskowców kwarcowych. Wśród minerałów ciężkich wyróżniono: granaty, chloryty, cyrkony, TiO_2 i turmaliny (Sarnacka, 1978a). Omawiane osady tworzyły się w cyklach sedymentacyjnych rzecznych. Ich profil rozpoczyna materiał piaszczysto-żwirowy, a kończą mułki. Najpełniejszy profil tych utworów, o miąższości około 30 m, udokumentowano w Woli Przypkowskiej (otw. 102). Dawniej skały te zaliczano do plejstocenu dolnego (Lewiński, 1929; Sarnacka, Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974). Obecnie przyjmuje się, że stanowią one ekwiwalent plioceńskiej serii żwirów z Gozdnicy (Makowska, 2015; Winter, 2015). Być może interwał czasowy obejmuje pliocen (a nawet górny miocen – Słodkowska, Kasiński, 2016) i dolną część plejstocenu, lecz jest to niezwykle trudne do ustalenia. Opisywane osady zalegają poziomo na skałach miocenu górnego.

10. Czwartorzęd

Osady czwartorzędu pokrywają cały obszar arkusza Raszyn. Miąższość tych utworów na wysoczyznach waha się w granicach 35–60 m, a w głębokich obniżeniach w obrębie rynny brwinowskiej wynosi około 100–125 m (odpowiednio otw. 101– tabl. II i otw. 70 – przekrój geol. A–B). Powierzchnia, na której zalegają osady czwartorzędowe, ma charakter sedymentacyjny i egzaracyjny. Świadczy o tym występowanie na wysoczyznach osadów jedynie trzech–czterech zlodowaceń (spośród co najmniej sześciu, które miały miejsce na tym obszarze). Najpełniejszy profil utworów czwartorzędu zachował się w rynnie brwinowskiej, lecz jest silnie zaburzony glacitektonicznie (otw. 70 i 101).

Ze względu na brak badań petrograficznych glin zwałowych dla niniejszego opracowania, które są podstawą klasyfikacji stratygraficznej tych osadów, na potrzeby aktualizacji utwory plejstocenu rozpoziomowano głównie na podstawie superpozycji oraz analogii do arkuszy sąsiednich SMGP. Podany wiek tych osadów jest zatem hipotetyczny, a jego określenie wymaga szczegółowych badań.

a. Plejstocen

Iły pstre, piaski kwarcowe, piaski glaukonitowe i węgiel brunatny neogeńskie jako kry w utworach plejstoceńskich. Na podstawie analizy profili otworów archiwalnych w okolicach Dawid, Krakowian i Nadarzyna, w osadach plejstoceńskich stwierdzono kry utworów neogeńskich. Są to osady związane z deformacyjną działalnością transgredujących lądolodów. Zostały one zdarte, złuskowane i włączone w obręb plejstoceńskich utworów lodowcowych. Lądolody wkraczające w paleodoliny (rynny – brwinowską i Raszynki) powodowały ich poszerzanie oraz boczną egzaracje utworów starszych. Spowodowało to zaburzenia w obrębie osadów neogenu, czego najbardziej czytelnym zapisem są kry (łuski), które ze względu na litologię są łatwe do odróżnienia od utworów plejstoceńskich. Omawiane osady rozpoznano w otworach: 70, 82 i 101.

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Utwory zlodowacenia Narwi stwierdzono w otworach: 70 (Nadarzyn), 99 (Ojrzanów) i 101 (Krakowiany). Zaliczono do nich gliny lodowcowe oraz dwa poziomy osadów zastoiskowych. Osady te zachowały się w dnie rynny brwinowskiej.

Iły warwowe i piaski zastoiskowe (dolne) rozpoznano w otworach 70 (Nadarzyn) i 101 (Krakowiany), gdzie ich miąższość sięga 10,7 m. Są to szaropopielate oraz szare iły warwowe, tłuste i wapniste. W stropie profilu omawianych utworów (otw. 70) stwierdzono drobnoziarniste piaski zastoiskowe o miąższości około 1 m. Opisywane osady są związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Narwi.

Gliny zwałowe odnotowano w otworach 70 (Nadarzyn), 99 (Ojrzanów) i 101 (Krakowiany). Ich maksymalna miąższość wynosi około 3 m. Omawiane osady stanowią zwięzłe, piaszczyste oraz wapniste gliny z licznymi głazami. Występują one bezpośrednio na iłach warwowych zlodowacenia Narwi, a także na utworach starszych. Obszar arkusza znajduje się na granicy maksymalnego zasięgu opisywanego zlodowacenia, można zatem założyć, że te niewielkiej miąższości gliny zwałowe, rzeczywiście do niego należą.

Iły warwowe, mułki i piaski zastoiskowe (górne) wyróżniono w otworach 70 (Nadarzyn) i 101 (Krakowiany). Są to szaropopielate iły warwowe, laminowane, tłuste i wapniste oraz mułki. W otworze 101, w stropie profilu omawianych osadów występuje około 1-metrowej grubości warstwa piasków zastoiskowych. Maksymalna miąższość opisywanych utworów wynosi 15,6 m (otw. 70). Są one związane z recesją lądolodu zlodowacenia Narwi.

Interglacjał augustowski

Piaski i piaski ze żwirami rzeczne rozpoznano w rynnie brwinowskiej w otworach 70 (Nadarzyn), 82 (Stara Wieś), 101 (Krakowiany) i 110 (Runów). Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczakami w spągu, przechodzące ku górze profilu w piaski drobnoziarniste z szarozielonymi mułkami w stropie. Ich maksymalna miąższość wynosi 22,4 m (otw. 82). W omawianych utworach można wyróżnić prawdopodobnie dwa cykle sedymentacyjne osadów deponowanych przez wody płynące ze zmienną energią przepływu.

Zlodowacenia południowopolskie

Na omawianym obszarze wyróżniono trzy poziomy osadów lodowcowych zaliczonych do zlodowaceń południowopolskich – po jednym do zlodowacenia Nidy, Sanu 1 i Sanu 2.

Zlodowacenie Nidy

Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy zachowały się jedynie w obniżeniach terenu w rynnie brwinowskiej i rynnie Raszynki. Występują one w postaci nieciągłego pokładu o niewielkiej miąższości od około 2 m (otw. 82) do około 10 m (otw. 61). Są to szare gliny, które przeważnie zalegają na utworach miocenu górnego (otw. 60 i 61) lub starszych utworach plejstoceńskich (otw.: 70, 82 i 101). Strop omawianych glin znajduje się na wysokości około 40–80 m n.p.m. Jedynie w otworach 61 i 60 (Dawidy) ich strop występuje na wysokości około 15 m n.p.m.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe odnotowano w otworach: 71, 98 i 99. Ich spąg występuje na wysokości około 32–76 m n.p.m., a strop – około 42–83 m n.p.m. Opisywane osady reprezentują głównie piaski średnio- i różnoziarniste ze żwirami, miejscami w spągu drobnoziarniste. Ich miąższość dochodzi do około 10 m.

Mułki i piaski zastoiskowe rozpoznano m.in. w otworach: 70, 71 i 82, gdzie występują na starszych utworach zlodowacenia Nidy. Miejscami leżą one bezpośrednio na osadach miocenu górnego (otw. 75) lub pliocenu–plejstocenu dolnego (otw. 102). Omawiane utwory są wykształcone w postaci szarych piasków pyłowatych, przewarstwionych szarymi mułkami ilastymi i iłami

warwowymi. Ich strop zalega na wysokości około 65–102 m n.p.m. Miąższość tych utworów dochodzi do około 20 m, jednak w otworze 71, najprawdopodobniej na skutek spiętrzenia spowodowanego procesami glacitektonicznymi, sięga ona około 50 m. Alternatywnie opisywane osady mogą być też związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Sanu 1.

* *
*

Na obecnym etapie rozpoznania geologicznego brak jest przesłanek do wyróżnienia na obszarze arkusza osadów interglacjału małopolskiego.

Zlodowacenie Sanu 1

G l i n y z w a ł o w e odnotowano w otworach 60–62, 70, 82, 101 i 102. Wypełniają one rynny Raszynki i brwinowską, gdzie najprawdopodobniej zostały glacitektonicznie spiętrzone. Miąższość opisywanych osadów w rynnie Raszynki dochodzi do około 38 m (otw. 60 i 61). W rynnie brwinowskiej, w omawianych glinach występują miąższe kry utworów neogeńskich, które tworzą spiętrzenie w otworze 82 (miąższość glin sięga tu około 25 m, co jest skutkiem ich silnego złuskowania w wyniku procesów glacitektonicznych). Omawiane gliny są szare, miejscami z odcieniem oliwkowym. Ich strop znajduje się na wysokości 45,0–95,0 m n.p.m.

P i a s k i i i ł y z a s t o i s k o w e stwierdzono w otworze 99 (Ojrzanów) w południowo-zachodnim krańcu obszaru arkusza. Występują tu na głębokości około 54 m (wys. stropu – 102,0 m n.p.m.). Omawiane osady są wykształcone jako piaski bardzo drobnoziarniste z przewarstwieniami iłów i mułków. Ich miąższość sięga 19,0 m. Osady zastoiskowe odnotowano także w otworach 60 i 61 (Dawidy), gdzie nadbudowują gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1.

Interglacjał ferdynandowski

P i a s k i r z e c z n e z zawartością materiału biogenicznego wyróżniono w otworze 110 (tabl. II). Są to piaski średnio- i drobnoziarniste, miejscami z mułkami, gdzieniegdzie wapniste, ze szczątkami flory. Miąższość piasków dochodzi do około 8 m. Ze względu na brak badań palinologicznych wiek tych osadów jest przypuszczalny.

Zlodowacenia Sanu 2

Kompleks osadów zlodowacenia Sanu 2 na obszarze arkusza Raszyn tworzy prawdopodobnie nieciągłą pokrywę. Utwory tego wieku stwierdzono w otworach: 45, 46, 53, 55, 58, 60–62, 70, 73, 75 i 82 (przekrój geol. A–B), gdzie ich spąg występuje na wysokości od około 64 do około 90 m n.p.m.,

a strop – od około 68,0 do 118,0 m n.p.m. oraz w otworach: 98, 101, 102, 107, 108, 110 i 111 (tabl. II), gdzie spąg uworów omawianego zlodowacenia znajduje się na wysokości od około 78 do około 88 m n.p.m., a strop – od około 83 do około 110 m n.p.m.

Iły warwowe, mułki i piaski zastoiskowe osadziły się w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Reprezentują je tłuste, szare oraz szarobrązowe iły i mułki ilaste lub piaszczyste. Piaski są pyłowate i bardzo drobnoziarniste. Miąższość utworów zastoiskowych wynosi od 0,6 m do około 16 m. Omawiane osady stwierdzono w otworach: 101, 102, 110 i 111.

Gliny zwałowe występują w otworach: 45, 55, 58, 60–62 i 82 (przekrój geol. A–B) oraz 101, 107 i 108 (tabl. II). Są to gliny zwięzłe, wapniste, szare, piaszczysto-pyłowate z głazami. Zawierają one liczne kry utworów neogeńskich (otw. 82 i 101), które miejscami stanowią zdecydowaną większość całego poziomu. Opisywane utwory największą miąższość osiągają w strefie zaburzeń glacitektonicznych w Starej Wsi (otw. 82 – 40,0 m) oraz w Krakowianach (otw. 101 – około 25 m). Strop omawianych osadów znajduje się na wysokości od około 118 m n.p.m. na zachodzie do około 73 m n.p.m. na wschodzie, natomiast spąg odpowiednio – od około 98 do około 68 m n.p.m.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe odnotowano m.in. w otworach 98 i 111 (tabl. II), gdzie tworzą warstwę o miąższości około 6 m oraz w otworach: 45, 53, 58 i 75 (przekrój geol. A–B), gdzie ich miąższość sięga około 10 m. Omawiane osady reprezentują piaski różnoziarniste ze żwirami, dobrze przemyte. Ich strop znajduje się na wysokości od około 71 m n.p.m. w zachodniej części obszaru arkusza do około 93 m n.p.m. w jego wschodniej części. Akumulacja opisywanych osadów prawdopodobnie była związana głównie z recesją lądolodu zlodowacenia Sanu 2.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Piaski rzeczne wyróżniono w otworach: 81 (przekrój geol. A–B) oraz 103 i 104 (tabl. II). Ich miąższość dochodzi do około 25 m. Miejscami w omawianych piaskach zachował się bruk pochodzący ze zniszczenia utworów zlodowaceń południowopolskich. Na obszarze arkusza Raszyn nie stwierdzono biogenicznych osadów związanych z okresem interglacjału mazowieckiego. W otworze 81 Sarnacka (1978a, b) wyróżniła osady rzeczne trzech, a w otworach 103 i 104 dwóch cykli sedymentacyjnych. Z uwagi na brak badań jednoznacznie potwierdzających wiek omawianych utworów, jest on hipotetyczny.

Zlodowacenie Liwca

Gliny zwałowe. W otworze 111 (tabl. II) stwierdzono cienkie pokrywy glin podścielające utwory piaszczyste zlodowacenia Odry. Ich miąższość wynosi około 2 m. Podobny poziom glin zwałowych, występujący na piaskach interglacjału mazowieckiego, rozpoznano na terenie sąsiedniego arkusza (ark. Piaseczno SMGP – Sarnacka, 1976a, b). Na podstawie korelacji tych osadów wiek opisywanych glin można określić na zlodowacenie Liwca.

Zlodowacenia środkowopolskie

Osady związane z okresem zlodowaceń środkowopolskich stanowią główną serią tworzącą powierzchnię obszaru arkusza Raszyn.

Na badanym terenie występują trzy poziomy glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich, które są rozdzielone utworami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi. Poziomy glin zwałowych zaliczono kolejno do zlodowacenia Odry (stadiałów dolnego i górnego) oraz zlodowacenia Warty (stadiału dolnego). Podział stratygraficzny zlodowaceń środkowopolskich oparto na interpretacji paleogeograficznej i korelacji wynikającej z badań na obszarach sąsiednich arkuszy. Łączna, maksymalna miąższość utworów zlodowaceń środkowopolskich sięga około 54 m (otw. 99 – tabl. II). Spąg utworów omawianych zlodowaceń znajduje się na wysokości od około 75 m n.p.m. do około 150 m n.p.m.

Zlodowacenie Odry

Na badanym obszarze osady zlodowacenia Odry występują prawdopodobnie w postaci ciągłego kompleksu. Do utworów tego zlodowacenia zaliczono dwa poziomy glin zwałowych – stadiału dolnego (dawniej stadiału przedmaksymalnego, zwanego również Krzny) i stadiału górnego, wcześniej określanego jako stadiał maksymalny (*sensu stricto* – Odry) oraz osady wodnolodowcowe i zastoiskowe.

Łączna, maksymalna miąższość opisywanych osadów dochodzi do około 40 m, a średnio wynosi ona kilkanaście metrów (przekrój geol. A–B, tabl. II).

Stadiał dolny

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe rozpoznano w otworach: 45, 46, 53, 58, 75 i 81 (przekrój geol. A–B) oraz 98, 103, 104, 106–108, 110 i 111 (tabl. II). Tworzą one poziom o miąższości od około 5 m na północy terenu badań do około 10 m na południu tego obszaru, podścielający gliny stadiału dolnego zlodowacenia Odry. Poziom ten rozciąga się od rynny brwinowskiej ku

wschodowi. Strop omawianych utworów znajduje się na wysokości od około 78 m n.p.m. w obrzeżeniu rynny brwinowskiej do około 120 m n.p.m. w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Akumulacja opisywanych piasków była związana z transgresją lądolodu zlodowacenia Odry.

Piaski i mułki zastoiskowe nawiercono w otworach: 60, 61, 62 i 73, gdzie stanowią poziom o grubości od około 10 do około 23 m. Są to głównie piaski pyłowate i drobnoziarniste oraz mułki i mułki piaszczyste.

Gliny zwałowe tworzą zwarty poziom występujący prawie na całym obszarze arkusza. Są to brązowe lub szarobrązowe gliny piaszczyste, zwięzłe, z głazikami. Ich miąższość jest zmienna i wynosi od kilku metrów (otw. 58 i 102) do ponad 10 m (otw. 75 i 101). Strop omawianego poziomu glin występuje na wysokości od około 88 do około 120 m n.p.m. W rynnie brwinowskiej gliny te przykrywają silnie zaburzone glacitektonicznie starsze osady zawierające kry utworów neogenu. Prawdopodobnie jest to efekt wkroczenia lądolodu zlodowacenia Odry na zróżnicowaną powierzchnię terenu i jej deformacji. Horyzonty glin zwałowych zlodowacenia Odry często są od siebie oddzielone poziomami rozmycia i bruku oraz osadami zastoiskowymi i wodnolodowcowymi.

Mułki, iły warwowe i piaski zastoiskowe stwierdzono w otworach: 71, 73 (przekrój geol. A–B) oraz 99 i 101–103 (tabl. II). Omawiane osady reprezentują głównie mułki i mułki piaszczyste, iły warwowe i piaski pyłowate oraz drobnoziarniste. Ich maksymalna miąższość wynosi około 25 m (otw. 99). W Ojrzanowie, w otworze 99, kilkunastometrowa seria mułkowo-ilasta jest przykryta 7-metrowej miąższości serią piasków zastoiskowych.

Stadiał górny

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) rozpoznano w otworach 58 i 70. Tworzą one niewielkiej, 1–2-metrowej, miąższości nieciągły horyzont, który rozdziela gliny zwałowe stadiałów dolnego i górnego zlodowacenia Odry. Omawiane osady reprezentują piaski różnoziarniste i żwiry.

Gliny zwałowe tworzą zwarty poziom występujący niemal na całym obszarze arkusza. Są one szarobrązowe, piaszczyste, zwięzłe z głazikami. Ich miąższość jest zmienna i wynosi od kilku metrów do ponad 10 m (otw. 101). Strop tego poziomu występuje na wysokości od około 113 do około 135 m n.p.m. Według Sarnackiej (1978a, b) gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Odry mogą występować na powierzchni terenu w niektórych rozcięciach erozyjnych.

Mułki zastoiskowe stwierdzono w otworze 101, gdzie ich miąższość dochodzi do 3,0 m. W profilu tego otworu strop omawianych osadów znajduje się na wysokości około 137 m n.p.m.

Wiekowo mogą być one związane z leżącymi powyżej, młodszymi utworami zastoiskowymi zlodowacenia Warty.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) rozpoznano w otworach 99 i 101 (tabl. II), gdzie tworzą horyzont o grubości od kilku do kilkunastu metrów. Podścielają one gliny zwałowe oraz utwory zastoiskowe zlodowacenia Warty. Strop omawianych osadów znajduje się na wysokości od 140,0 do około 150 m n.p.m. Są to piaski różnoziarniste i żwiry oraz piaski dobrze przemyte. Ich wiek jest hipotetyczny i mogą być one wiązane również z okresem zlodowacenia Warty.

Zlodowacenie Warty

Kompleks osadów zlodowacenia Warty tworzy na obszarze arkusza Raszyn ciągłą pokrywę powierzchniową i jest reprezentowany głównie przez gliny zwałowe – najprawdopodobniej stadiału dolnego.

Zlodowacenie Warty dawniej dzielono na trzy stadiały (Rogowca, Wkry i Mławy). Zgodnie z obecnym stanem wiedzy wydzielanie zlodowacenia Warty jako osobnego zlodowacenia jest dyskusyjne (Marks i in., red., 2022a, b). Być może osady tego wieku należałoby zaliczyć do stadiału górnego zlodowacenia Odry.

Na obszarze arkusza gliny zwałowe zlodowacenia Warty od osadów zlodowacenia Odry oddzielają gdzieniegdzie mułki i iły zastoiskowe przykryte piaskami zastoiskowymi lub wodnolodowcowymi. Miejscami, utwory zastoiskowe i wodnolodowcowe występują na powierzchni terenu lub pod cienkimi pokrywami gliniastymi o genezie spływowej. Może być to spowodowane obecnością nieciągłej pokrywy glin zwałowych lub ich późniejszą erozją. Na powierzchni wysoczyzny gliny rzadko mają charakter bazalny, często są to gliny w typie spływowym (osady wodnomorenowe), powstałe być może z późniejszego rozmycia utworów lodowcowych. Miejscami, w północno-zachodniej części obszaru arkusza można wyróżnić dwa poziomy glin zwałowych w randze glacifazy (?) (Różycki, 1961, 1972; Sarnacka, 1978a, b). Utwory zlodowacenia Warty stanowią większą część powierzchni omawianego arkusza. Poza glinami zwałowymi rozpoznano również utwory wodnolodowcowe. Mniejszy udział mają utwory: kemowe, moren martwego lodu, wytopiskowe, szczelinowe i zastoiskowe.

Maksymalna miąższość osadów zlodowacenia Warty dochodzi do około 24 m w rejonie Falent, a średnio wynosi ona około 10 m. Osady tego wieku leżą bezpośrednio na utworach zlodowacenia Odry i na obecnym etapie rozpoznania brak jest przesłanek do wyróżnienia na obszarze arkusza osadów interglacjału lubawskiego. Według Sarnackiej (1978a, b) utwory rzeczne interstadiału Pilicy

(obecnie wiązanego z interglacjałem lubawskim), których miąższość dochodzi do około 30 m, wypełniają dużą, kopalną dolinę rzeczną, o szerokości 2–3 km i rozciągłości południkowej. Dolina ta występuje wzdłuż zachodniej granicy obszaru arkusza wzdłuż linii Ojrzanów–Otrębusy–Pruszków. Nie wydaje się jednak aby w czasie interstadiału (glacjału lubawskiego) mogły powstać tak głębokie doliny rzeczne. Według autorów niniejszego opracowania opisywane osady można wiązać z interglacjałem wielkim. Analiza danych otworowych również nie potwierdziła występowania na badanym obszarze tak rozległej doliny kopalnej. Najprawdopodobniej istnieje tu szereg mniejszych dolin.

Iły warwowe, mułki i piaski zastoiskowe powstały przed czołem nasuwającego się lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Występują one na powierzchni terenu w kilku rozcięciach erozyjnych w krawędziach dolin. Znajdują się przeważnie pod niezbyt miąższymi pokrywami osadów deluwialnych, lodowcowych, wodnolodowcowych lub rzecznych. Rozpoznano je m.in. w otworach: 58, 60–62, 70, 71, 101 i 110. Miejscami, rozdzielają one poziomy glacjalne zlodowacenia Warty i Odry. Miąższość utworów zastoiskowych dochodzi do około 14 m.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe odnotowano w otworach: 45, 55, 70, 71, 73 i 75. Są to piaski średnio- i drobnoziarniste z pojedynczymi żwirami. Ich miąższość osiąga 5,0 m. Często nadbudowują one osady zastoiskowe, a podścielają gliny zwałowe zlodowacenia Warty.

Gliny zwałowe występują na powierzchni terenu, w obrębie wysoczyzny morenowej. Ich miąższość dochodzi do 12,0 m, zwykle jednak wynosi 4,0–10,0 m. Na badanym obszarze omawiane gliny miejscami są poprzedzielane piaskami wodnolodowcowymi. Sarnacka (1978a) wydzieliła tu glacifazy (?) Warki, Grójca i przypuszczalnie Mszczonowa, związane z trzema nasunięciami lądolodu. Ze względu na obowiązujące obecnie wytyczne dla realizacji SMGP, nie wydziela się tak szczegółowych lokalnych poziomów glin zwałowych.

Opisywane osady reprezentują gliny, brązowe w partiach przypowierzchniowych, miejscami z przewarstwieniami piasków gliniastych, które głębiej przechodzą w szare, twarde, zwięzłe i wapniste. W stropowej części omawianych glin dość często występują pokrywy pyłowate i pyłowato-piaszczyste oraz zwietrzałe granitoidy. Widoczna w odsłonięciach głębokość przeobrażeń warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny dochodzi do 1,5 m (najczęściej wynosi ona ok. 1,2 m) i jest granicą odwapnienia osadów. Miejscami gliny w spływach zlodowacenia Warty, o miąższości do około 1 m, nadbudowują utwory wodnolodowcowe. Przez niektórych badaczy tego typu gliny określane są jako osady wodnomorenowe (Morawski, 1984). Typowe gliny bazalne odsłaniają się tylko w rozcięciach erozyjnych.

Gliny pyłowate i mułki żwirowate wytopiskowe. Są to brązowoszare gliny pyłowate i mułki ze żwirami, wapniste, o miąższości do około 3 m. Zachowały się one w obniżeniach

terenu. Ich geneza jest związana z wytapianiem się brył martwego lodu w czasie deglacjacji arealnej obszaru. Omawiane osady nadbudowują właściwe gliny zwałowe lub utwory zastoiskowe. Występują one w okolicach: Kajetan, Młochowa i Woli Gołkowskiej, a także Nowej Woli i Bogatek. Przypuszczalnie, są to osady powstałe z rozmycia starszych form przez spiętrzone do wysokości około 150 m n.p.m. wody zastoiska warszawskiego (Lisicki i. in., 2019).

Piaski, piaski pyłowate (gliniaste) i gliny zwałowe moren martwego lodu tworzą szereg niewielkich pagórków w rejonie: Janczewic, Kosowa, Młochowa, Marysina, Stefanowa, Krakowian, Woli Przypkowskiej i Grzęd. Są to piaski wapniste ze żwirami, miejscami zaglinione, z przewarstwieniami glin wapnistych, smugowanych, szarych, czerwonych i brązowych. Ich powstanie jest związane z wytapianiem się brył martwego lodu w czasie deglacjacji arealnej obszaru. Miąższość omawianych osadów wynosi 3,0–4,0 m.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej tworzą niewielkie, wydłużone pagórki w rejonie Krakowian, Szczaków, Wilczej Góry i Lesznowoli. Wypełniają one szczeliny lub leżą na glinach zwałowych zlodowacenia Warty. Są to piaski średnio- i gruboziarniste, często zapylone, ze skaleniami i żwirami skał krystalicznych oraz wapieni. Są one zwykle wapniste, średnio przemyte, szarobrązowe lub żółtoszare. Ich miąższość może dochodzić do kilkunastu metrów. Omawiane osady, prawdopodobnie, mają genezę poligenetyczną – początkowo ich sedymentacja odbywała się in- lub supraglacjalnie, ostatecznie jednak uformowały się w szczelinach lodowych.

Piaski i mułki plateau kemowych tworzą rozległe powierzchnie w okolicach Młochowa, Krakowian i Ojrzanowa. Są to piaski i mułki, przeważnie drobno- i średnioziarniste, miejscami gruboziarniste, średnio przemyte, zapylone, zaglinione lub zailone, beżowo- lub szarożółte. Maksymalna miąższość tych utworów wynosi kilkanaście metrów. Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL omawianych osadów w Ojrzanowie (punkt dok. 9) dało wynik 420 ±90 ka (Palczewski, Przegiętka, 2020).Taka data wynika prawdopodobnie z niedoskonałości metody.

Piaski kemów są to zwykle piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami gruboziarniste, średnio przemyte, zapylone, beżowo- lub szarożółte. Tworzą one niewielkie wzniesienia w okolicach: Kajetan, Woli Przypkowskiej, Parzniewa, Raszyna i Podolszyna. Większe formy występują natomiast w pobliżu Strzeniówki i Sękocina Nowego. Maksymalna miąższość opisywanych utworów sięga kilkunastu metrów. Omawiane piaski są lokalnie przykryte glinami w spływach i żwirami gliniastymi kemów. Utwory te datowano metodą OSL w Janczewicach (punkt dok. 7) i uzyskano wynik 120 ±40 ka, który potwierdza ich sedymentację w czasie zlodowacenia Warty.

Piaski, piaski ze żwirami i mułki wodnolodowcowe zinterpretowano jako osady wód roztopowych lądolodu zlodowacenia Warty. Są to masywne, a także warstwowane skośnie

lub poziomo utwory piaszczyste, miejscami z udziałem frakcji żwirowej, gdzieniegdzie przechodzące w żwiry piaszczyste. W wielu miejscach reprezentują je jednak słabiej przemyte osady piaszczyste i mułki zawierające wkładki piasków zaglinionych, mułkowatych, z różną ilością domieszki żwirów (lokalnie bez żwirów). Utwory te są żółte, beżowe, miejscami brązowe, najczęściej wapniste z okruchami wapieni.

Utwory wodnolodowcowe na obszarze arkusza występują w trzech pozycjach geomorfologicznych jako niewielkie pokrywy na wysoczyźnie morenowej (polodowcowej) lub zwarte równiny wodnolodowcowe w niższych partiach obszaru arkusza, a także na zboczach dolin, wykorzystanych jako odpływy wód.

Pokrywy wodnolodowcowe na wysoczyźnie mają miejscami formę niewielkich wzniesień o owalnych kształtach, powstałych prawdopodobnie w ciągach przetain. W takich formach występują głównie w południowej części terenu arkusza. Wzgórza na wysoczyźnie przeważnie układają się w ciągi w towarzystwie kemów i moren martwego lodu. Utwory wodnolodowcowe, które tworzą te pokrywy, stanowią zwykle piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami pyłowate (kemopodobne), o niewielkiej miąższości.

Rozległe pokrywy równin wodnolodowcowych występują niżej hipsometrycznie w centralnej i północnej części obszaru arkusza. Powstały zapewne w kolejnym etapie deglacjacji obszaru. Otaczają one formy o genezie kemowej i tworzą sandr dziurawy. Lokalnie, przepływ odbywał się pomiędzy bryłami martwego lodu, o czym świadczą zagłębienia na powierzchni równin wodnolodowcowych. Intensywność przepływu nie była duża. Opisywane utwory są przeważnie słabo i średnio przemyte, głównie są to piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami ze żwirami, lub piaski pyłowate.

Występujące na zboczach dolin pokrywy piasków wodnolodowcowych są wynikiem przepływu wód roztopowych z południowej (wysoczyznowej) części obszaru arkusza ku jego północno-zachodniemu obniżonemu krańcowi.

Rozprzestrzenienie osadów wodnolodowcowych oraz ich skład granulometryczny na obszarze arkusza Raszyn świadczy o tym, że odpływ wód roztopowych zwykle był rozproszony i niezbyt intensywny, a tylko lokalnie skanalizowany. Taki charakter pokrywy wodnolodowcowej jest związany z powolnym wytapianiem się lądolodu. Analiza materiałów archiwalnych oraz badania terenowe nie dały podstaw do rozdzielenia utworów wodnolodowcowych na mułkowo-piaszczyste i piaszczyste jak miało to miejsce w pierwszym wydaniu arkusza Raszyn SMGP (Sarnacka, 1978a, b).

Opisywane utwory wodnolodowcowe w górnej części profilu często są zeolizowane i zmienione peryglacjalnie. Procesy peryglacjalne zachodziły od schyłku zlodowacenia Warty, głównie jednak w czasie zlodowacenia Wisły.

Datowanie omawianych osadów metodą OSL w Sękocinie Nowym (punkt dok. 5) dało wynik 210 ±70 ka (Palczewski, Przegiętka, 2020), co może potwierdzać ich sedymentację w czasie zlodowacenia Warty. W Puchałach (punkt dok. 2), gdzie wynik badania OSL wyniósł 330 ±60 ka (Palczewski, Przegiętka, 2020) – ich wiek jest dyskusyjny.

Piaski rzeczno-peryglacjalne występują w rejonie rzeki Jeziorki, gdzie stanowią wypełnienie doliny. Ich sedymentacja mogła tu trwać od zlodowacenia Warty, nawet do interglacjału eemskiego (?). Są to głównie piaski średnio i słabo przemyte, drobno- i średnioziarniste, miejscami pyłowate, gdzieniegdzie z przewarstwieniami mułków. Ich miąższość sięga około 10 m (otw. 111). Sedymentacja tych osadów była związana z przepływem wód roztopowych i rzecznych po ustąpieniu lądolodu u schyłku zlodowacenia Warty. Opisywane utwory mogą być korelowane z piaskami rzeczno-wodnolodowcowymi (interstadialnymi – Sarnacka, 1978a, b) lub wodnolodowcowymi górnymi ze schyłku zlodowacenia Warty – na sąsiednim arkuszu Grójec SMGP (Baraniecka, 1980a, b). Obecnie osady te, zarówno morfologicznie jak i litologicznie, są trudne do rozdzielenia od głównej pokrywy piasków wodnolodowcowych. Precyzyjne datowanie omawianych utworów jest trudne do ustalenia dlatego ich wiek oraz ostateczna geneza są tematem dyskusji.

Interglacjał eemski

Torfy i gytie oraz łupki bitumiczne i mułki jeziorne stwierdzono pod niewielkim przykryciem osadów deluwialnych w okolicy Gołkowa, gdzie były szczegółowo badane palinologicznie przez Gadomską (1956, 1960, 1966) i Różyckiego (1968). Nawiercono je również w dolinie Zimnej Wody, w Stasinku. W Gołkowie (punkt dok. 8 – archiwalny) osady interglacjału eemskiego reprezentowane są przez łupki bitumiczne, gytie, torfy i mułki o maksymalnej miąższości do 10,2 m. W sondach archiwalnych w Starej Wsi, zidentyfikowano torfy leżące pod przykryciem utworów deluwialnych lub rzeczno-deluwialnych, które również mogą być wieku eemskiego.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Do utworów z okresu zlodowacenia Wisły na obszarze arkusza należą jedynie osady rzeczne.

Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–7,0 m n.p. rzeki największą powierzchnię zajmują w dolinie rzek Jeziorki, Utraty i Raszynki. Występują

również w dolinie Zimnej Wody i Strugi, tworząc nieciągłą pokrywę. Są to utwory wód płynących, silnie nadbudowywane osadami spłukiwanymi ze zboczy dolin. Miejscami ich warstwa powierzchniowa jest zeolizowana. Średnia miąższość opisywanych utworów wynosi około 5 m. Osady tarasów nadzalewowych reprezentują piaski średnio- i różnoziarniste, miejscami gliniaste oraz żwiry i mułki, średnio i słabo przemyte lub nieprzemyte. Są one brązowoszare i szare, a gdzieniegdzie żółte. Prawdopodobnie główna masa tych utworów utworzyła się u schyłku zlodowacenia Wisły. Analiza palinologiczna osadów tarasów nadzalewowych w rejonie rzeki Raszynki (punkt. dok. 1) pozwoliła określić ich wiek w górnej części profilu na późny glacjał–holocen ? (Sieradz, 2020).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Do czwartorzędu nierozdzielonego zaliczono osady eoliczne, deluwialne oraz utwory tworzące stożki napływowe. Osady te powstawały głównie u schyłku plejstocenu, w czasie gdy powierzchnia terenu nie była pokryta roślinnością oraz w holocenie – w wyniku odlesienia omawianego obszaru przez człowieka.

Piaski eoliczne występują w postaci pól o słabo zróżnicowanej powierzchni, najczęściej w pobliżu wydm oraz na osadach wodnolodowcowych. Ślady procesów eolicznych widoczne są również na powierzchniach piaszczystych form kemowych i tarasów rzecznych. Cienkie pokrywy piasków eolicznych występują również na glinach zwałowych zlodowacenia Warty. Omawiane osady są to piaski drobnoziarniste, miejscami pyłowate, o zmiennej miąższości.

Piaski eoliczne w wydmach występują głównie w kilkukilometrowym pasie pomiędzy Otrębusami, Magdalenką i Piasecznem oraz w południowo-wschodniej części obszaru arkusza w rejonie: Mieszkowa, Warszawianki, Złotokłosu i Bogatek. Utwory te stwierdzono również w dolinie rzeki Jeziorki. Omawiane osady tworzą wydmy, przeważnie paraboliczne, rzadziej podłużne, a miejscami poprzeczne. Jasnobeżowe piaski eoliczne są głównie drobnoziarniste, o warstwowaniu niskokątowym, podkreślonym rdzawobeżowymi warstewkami wzbogaconymi w związki żelaza, gdzieniegdzie z warstwami żwirów ułożonych w formie bruku eolicznego o średnicy ziaren do 4 mm.

Źródłem materiału, z którego powstały wydmy, były rozległe piaszczysto-żwirowe równiny wodnolodowcowe. Procesy eoliczne kształtujące omawiane formy, prawdopodobnie, zachodziły jeszcze w młodszym dryasie. Największe wydmy występują w Magdalence, a miąższość ich osadów dochodzi do około 6 m.

Mułki, gliny i piaski deluwialne znajdują się na zboczach dolin rzecznych w formie nieciągłych pokryw. Miejscami wypełniają obniżenia oraz małe dolinki powstałe w wyniku erozyjnej działalności cieków okresowych, rzadziej stałych. Deluwia tworzą duże powierzchnie u podnóża

krawędzi nadarzyńskiej w rejonie Nadarzyna. Powstały one w wyniku spłukiwania osadów przez wody opadowe. Omawiane osady reprezentują mułki, gliny z głazikami oraz piaski z niewielką ilością żwirów. Są one przeważnie smugowane, brązowe lub szarobrązowe i odwapnione. Ich miąższość wynosi około 2–3 m. W Pęcicach (punkt dok. 3), za pomocą datowania metodą OSL wiek osadów określono na 16,2 ±2,2 ka (Palczewski, Przegiętka, 2020). Uzyskany wynik świadczy o nasilonych procesach deluwialnych zachodzących w warunkach klimatu peryglacjalnego u schyłku zlodowacenia Wisły. Wiek ten potwierdzono również na podstawie analizy palinologicznej (punkt dok. 4 – Sieradz, 2020).

P i a s k i , m u ł k i i ż w i r y s t o ż k ó w n a p ł y w o w y c h . Stożki napływowe utworzyły się w dolinie rzeki Utraty w okolicy Krakowian oraz w dopływie rzeki Jeziorki w pobliżu Wólki Pęcherskiej, a także u wylotu niewielkich dolinek. Omawiane osady reprezentują piaski gliniaste, mułki i żwiry zaglinione, brązowe, szare i odwapnione. Ich miąższość nie przekracza 3 m.

c. Holocen

Do holocenu zaliczono osady organiczno-mineralne (rzeczne, den dolinnych i zagłębień bezodpływowych), bagienne i koluwialne.

P i a s k i , g l i n y i m u ł k i k o l u w i a l n e (osuwiskowe). W okolicy Krakowian, przy krawędzi doliny rzeki Utraty stwierdzono osuwisko o dosyć wyraźnej morfologii. Analiza rzeźby terenu pozwala jednak sądzić, że w tym rejonie znajduje się więcej starych osuwisk o zatartej morfologii.

P i a s k i , p i a s k i p y ł o w a t e (g l i n i a s t e) , p i a s k i h u m u s o w e i m u ł k i r z e c z n e t a r a s ó w z a l e w o w y c h 1 , 0 – 2 , 0 m n . p . r z e k i o r a z t o r f y w dolinach rzecznych Zimnej Wody, Utraty, Raszynki, Jeziorki i Strugi tworzą współczesne tarasy akumulacyjno-erozyjne. Omawiane osady reprezentują szare lub szarożółte piaski różno-, drobno- i średnioziarniste, średnio- i słabo przemyte oraz piaski humusowe i gliniaste, z wkładkami torfów w starorzeczach. Wzdłuż niektórych odcinków współczesnych dolin opisywane utwory są silnie nadbudowywane materiałem deluwialnym spłukiwanym ze zboczy.

P i a s k i h u m u s o w e , p i a s k i i m u ł k i d e n d o l i n n y c h , z a g ł ę b i e ń b e z o d p ł y w o w y c h i o k r e s o w o p r z e p ł y w o w y c h o r a z t o r f y osiągają niewielką miąższość około 3 m. Często przechodzą one płynnie w podścielające je starsze osady. Są to najczęściej piaski ilaste, mułki piaszczyste i mułki. Miejscami, pod cienkim nadkładem piasków i mułków, występują także torfy. Analiza palinologiczna omawianych utworów przeprowadzona w rejonie Janek (punkt dok. 6) wskazała na ich eemski wiek w spągowej części profilu, natomiast w stropowej – holoceński (Sieradz, 2020).

T o r f y i n a m u ł y t o r f i a s t e tworzyły się w całym holocenie i powstają do dzisiaj. Występują zarówno na bardziej rozległych obszarach torfowisk, wzdłuż dolin rzecznych na tarasach zalewowych, jak i w małych zagłębieniach bezodpływowych. Są to głównie torfy niskie. Największe torfowiska znajdują się w obniżeniach wytopiskowych w rejonie Otrębus, Karolina i Lasu Nadarzyńskiego (rezerwat Zaborowa) w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Liczne pokrywy torfów występują w dolinach rzecznych Raszynki i Jeziorki. Omawiane osady rozpoznano również w niewielkich zagłębieniach wytopiskowych lub deflacyjnych w okolicach Sękocina Nowego i Magdalenki. Miąższość torfów jest zwykle niewielka i wynosi około 1–2 m.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na obszarze arkusza Raszyn podłoże osadów czwartorzędowych stanowią utwory najmłodszego neogenu – miocenu górnego (formacja poznańska). Powierzchnia podłoża najwyżej wznosi się w południowo-wschodniej części badanego terenu w pobliżu Piaseczna (otw. 87) na wysokość 90,5 m n.p.m. W okolicach Krakowian (otw. 100) i Złotokłosu (otw. 109 i 112) w południowej części obszaru arkusza strop osadów miocenu górnego występuje na wysokości ponad 80 m n.p.m., natomiast w jego północnej części, w rejonie Pęcic (otw. 29) i Palucha (południowo-zachodnia część Warszawy – otw. 43 i 44) – ponad 70 m n.p.m. (tabl. III). Powierzchnia stropu miocenu górnego obniża się w obrębie głębokich podłużnych zagłębień o zróżnicowanej morfologii dna, które w północnej części omawianego obszaru mają przebieg W–E, a w zachodniej – NNW–SSE z możliwym odgałęzieniem w kierunku NNE w rejonie Łaz i Sękocina Nowego (otw. 77 i 78). Obniżenia te odznaczają się stromymi krawędziami i są przedłużeniem rynny brwinowskiej, która ciągnie się w kierunku północnym ku Wiśle. Osady czwartorzędowe osiągają tu największe miąższości rzędu: 86,0 m w rejonie Mrokowa (otw. 90); 103,0 m w pobliżu Dawid (otw. 60 i 61) oraz 120,0 m w okolicy Otrębus (otw. 1). Ich spąg znajduje się odpowiednio na wysokości od 13,8 m n.p.m. przez 0,6 i 0,9 m n.p.m. do 23,6 m p.p.m. Maksymalna deniwelacja stropu utworów podczwartorzędowych wynosi 114,1 m (tabl. III).

Przebieg rynny brwinowskiej nie jest do końca znany. Istnienie depresji podłoża czwartorzędu w formie rynny (paleodoliny?) stwierdzono również na obszarze sąsiednich arkuszy SMGP (ark. Grodzisk Mazowiecki – Szalewicz, 1987, 1988 i ark. Błonie – Szumański, Kwapisz, 2007a, b). Rynna ta jest zorientowana w kierunku NNW–S, ale jej południowy przebieg nie jest znany i wydaje się kończyć w rejonie Przypek. Zaobserwowano jednak jej wschodnie przedłużenie w kierunku Dawid, roboczo nazwane rynną Raszynki, która prawdopodobnie, również nie ma wschodniego przedłużenia

(tabl. III). Głębokość tych rynien jest znaczna i dochodzi do 70 m. Ich geneza nie jest do tej pory ustalona. Można przypuszczać, że są to kopalne doliny rzeczne o założeniach tektonicznych, które następnie zostały przemodelowane przez nasuwające się lądolody.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Schemat rozwoju budowy geologicznej na obszarze arkusza Raszyn przedstawiono w tabeli 2.

Najstarsze udokumentowane na badanym terenie osady należą do syluru – ludlowu (otw. Nadarzyn IG-1). W tym czasie na Niżu Polskim w głębokim morzu osadzały się utwory drobnoklastyczne. Były one związane z niszczeniem przyległych lądów wypiętrzonych w orogenezie kaledońskiej. Od syluru do późnego karbonu miało miejsce wyniesienie, a następnie denudacja wcześniej sfałdowanych górskich masywów kaledońskich i wczesnowaryscyjskich.

W późnym karbonie (wesfalu–stefanie) na Niżu Polskim odbywała się sedymentacja jeziorno-lądowa. W gorącym klimacie, w rozległych bagniskach-jeziorzyskach gromadziły się szczątki organiczne drzew, przekształcone następnie w złoża węgla kamiennego. Pod koniec karbonu nastąpiło wynurzenie i denudacja lądu związane z fazą asturyjską orogenezy waryscyjskiej.

We wczesnym permie (czerwonym spągowcu) dominowały warunki jeziorno-lądowe z krótkimi ingresjami płytkiego, ciepłego morza. Osadzały się wówczas głównie utwory gruboklastyczne.

Z początkiem późnego permu (na przełomie czerwonego spągowca i cechsztynu) na Niżu Polskim od zachodu zaznaczyła się transgresja morska. W płytkim morzu epikontynentalnym, w warunkach suchego i gorącego klimatu, czterokrotnie rozwijała się sedymentacja ewaporatów (cyklotemy) na zmianę z sedymentacją węglanową i drobnoklastyczną. W obrębie bruzdy środkowopolskiej usytuowanej między krawędzią platformy prekambryjskiej a frontem deformacji waryscyjskich, powstał centralny basen sedymentacyjny. Tworzyły się wówczas anhydryty i sole kamienne o niedużej miąższości. Pod koniec cechsztynu nastąpiła wyraźna regresja oraz zmiana klimatu z suchego na bardziej wilgotny. Sedymentacja odbywała się w reliktowym, zmniejszającym się basenie ewaporatowym przy dużym dopływie wód niosących materiał terygeniczny. Skutkowało to tworzeniem się osadów terygeniczno-ewaporatowych (Wagner, 1988, 1994; Deczkowski, 1997b; Dadlez i in., red., 1998).

We wczesnym triasie (pstrym piaskowcu) na Niż Polski z północnego zachodu wkroczyło morze borealne, które wypełniło reliktowy zbiornik cechsztyński i rozlało się na obszar poźnocechsztyńskiej playi (Wagner, 1988, 1994). W powstałym płytkim zbiorniku osadzały się czerwone utwory klastyczne z wkładkami wapieni. W późnym pstrym piaskowcu przekształcił się on w rozległe, płytkie i słonowowodne jeziorzysko.

Tabela 2

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia					Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro		Podpiętro		
Czwartorzęd	Holocen				Torfy i namuły torfiaste — $_{t}Q_{h}$	Sedentacja i akumulacja organogeniczna
					Piaski humusowe, piaski i mułki den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych oraz torfy — $_{ph}Q_{h}$	Akumulacja mineralno-organiczna w dolinach rzecznych, zagłębieniach bezodpływowych i okresowo przepływowych
					Piaski, piaski pyłowate (gliniaste), piaski humusowe i mułki rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki oraz torfy — $^{f}_{p}Q^{(t)}_{h}$	Erozja i akumulacja rzeczna osadów tarasów zalewowych
					Piaski, gliny i mułki koluwialne — $^{k}_{p}Q_{h}$	Procesy osuwiskowe
					Piaski, mułki i żwiry stożków napływowych — $^{(s)}_{p}Q$	Krótki transport wodny i akumulacja u podnóża krawędzi stoku
					Mułki, gliny i piaski deluwialne — $^{d}_{m}Q$	Wietrzenie, soliflukcja, spłukiwanie i akumulacja na długich stokach i u ich podnóży
					Piaski eoliczne w wydmach — $^{e}_{p}Q^{(w)}$	Formowanie wydm parabolicznych i podłużnych
					Piaski eoliczne — $^{e}_{p}Q$	Rozwiewanie osadów wodnolodowcowych, przeobrażenia peryglacjalne powierzchni wysoczyzny polodowcowej, krótki transport eoliczny i akumulacja na zachodnich zboczach dolin, nadbudowanie powierzchni tarasów rzecznych
	Plejstocen	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły		Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–7,0 m n.p. rzeki — $^{f}_{p}Q^{B(t)}_{p^4}$	Akumulacja rzeczna, miejscami rzeczno-deluwialna, w dolinach cieków Erozja rzeczna Formowanie tarasów nadzalewowych
		Interglacjał eemski			Torfy i gytie oraz łupki bitumiczne i mułki jeziorne — $^{li}_{t}Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja osadów biogenicznych w obniżeniach na wysoczyźnie lodowcowej i w dolinach rzecznych Intensywna denudacja i erozja rzeczna
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		Piaski rzeczno-peryglacjalne — $^{f\text{-}pg}_{p}Q^{W}_{p^3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa oraz rzeczna Stopniowe ustąpienie lądolodu
					Piaski, piaski ze żwirami i mułki wodnolodowcowe — $^{fg}_{ppż}Q^{W}_{p^3}$	
					Piaski kemów — $^{(k)}_{p}Q^{W}_{p^3}$	Deglacjacja arealna obszaru Akumulacja glacilimniczna i wodnolodowcowa w rozległych przetainach
					Piaski i mułki plateau kemowych — $^{(pk)}_{p}Q^{W}_{p^3}$	
					Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — $^{(gs)}_{pż}Q^{W}_{p^3}$	Akumulacja w szczelinach lodowych

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		Piaski, piaski pyłowate (gliniaste) i gliny zwałowe moren martwego lodu — $^{(gm)}_{p}Q^{W}_{p^3}$	Deglacjacja arealna obszaru, akumulacja lodowcowa w przetainach i na obrzeżach brył martwego lodu
					Gliny pyłowate i mułki żwirowate wytopiskowe — $^{b}_{gpy}Q^{W}_{p^3}$	Nasunięcie lądolodu, egzaracja i akumulacja lodowcowa, wytapianie się brył martwego lodu, ustąpienie lądolodu
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{W}_{p^3}$	
					Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $^{fg}_{p}Q^{W}_{p^3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa związana z nasuwającym się lądolodem
					Iły warwowe, mułki i piaski zastoiskowe — $^{b}_{iwr}Q^{W}_{p^3}$	Akumulacja zastoiskowa
			Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $^{fg}_{p2}Q^{O3}_{p^3}$	Ustąpienie lądolodu Erozja i akumulacja wodnolodowcowa
					Mułki zastoiskowe — $^{b}_{m}Q^{O3}_{p^3}$	Ustąpienie lądolodu Akumulacja zastoiskowa
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{O3}_{p^3}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie lądolodu
					Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $^{fg}_{p1}Q^{O3}_{p^3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa związana z nasuwającym się lądolodem
				Stadiał dolny	Mułki, iły warwowe i piaski zastoiskowe — $^{b}_{m}Q^{O1}_{p^3}$	Akumulacja zastoiskowa
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{O1}_{p^3}$	Nasunięcie lądolodu, egzaracja i akumulacja lodowcowa, wytapianie się brył martwego lodu Ustąpienie lądolodu
					Piaski i mułki zastoiskowe — $^{b}_{p}Q^{O1}_{p^3}$	Akumulacja zastoiskowa
					Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $^{fg}_{p}Q^{O3}_{p^3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa związana z nasuwającym się lądolodem
		Interglacjał wielki	Zlodowacenie Liwca		Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{C}_{p^{2-3}}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie lądolodu
			Interglacjał mazowiecki		Piaski rzeczne — $^{f}_{p}Q^{M}_{p^{2-3}}$	Denudacja, erozja i akumulacja rzeczna. Ruchy glaciizostatyczne
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2		Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $^{fg}_{p}Q^{G}_{p^2}$	Ustąpienie lądolodu Erozja i akumulacja wodnolodowcowa
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{G}_{p^2}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie lądolodu Zaburzenia glacitektoniczne
					Iły warwowe, mułki i piaski zastoiskowe — $^{b}_{iwr}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu
			Interglacjał ferdynandowski		Piaski rzeczne — $^{f}_{p}Q^{F}_{p^2}$	Denudacja, erozja i akumulacja rzeczna

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 1		Piaski i iły zastoiskowe — ${}^{b}_{p}Q^{S}_{p^2}$ Gliny zwałowe — ${}^{g}_{gzw}Q^{S}_{p^2}$	Ustąpienie lądolodu Akumulacja zastoiskowa Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie lądolodu Zaburzenia glacitektoniczne
			Zlodowacenie Nidy		Mułki i piaski zastoiskowe — ${}^{b}_{m}Q^{N}_{p^2}$ Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{p}Q^{N}_{p^2}$ Gliny zwałowe — ${}^{g}_{gzw}Q^{N}_{p^2}$	Ustąpienie lądolodu Akumulacja zastoiskowa Ustąpienie lądolodu Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie lądolodu
		Interglacjał augustowski			Piaski i piaski ze żwirami rzeczne — ${}^{f}_{p}Q_{p^{1-2}}$	Erozja i akumulacja rzeczna
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi		Iły warwowe, mułki i piaski zastoiskowe (górne) — ${}^{b}_{iwr2}Q^{A}_{p^1}$ Gliny zwałowe — ${}^{g}_{gzw}Q^{A}_{p^1}$ Iły warwowe i piaski zastoiskowe (dolne) — ${}^{b}_{iwr1}Q^{A}_{p^1}$	Ustąpienie lądolodu Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie lądolodu Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu
					Iły pstre, piaski kwarcowe, piaski glaukonitowe i węgiel brunatny neogeńskie, jako kry w utworach plejstoceńskich — ${}_{Ng}Q_{p}$	Działalność deformacyjna lądolodu, (glacitektonika). Wyorywanie, łuskowanie, fałdowanie, wyciskanie i redepozycja kier osadów podłoża w obrębie osadów plejstoceńskich
Neogen–czwartorzęd	Pliocen–plejstocen	Pliocen(?)–plejstocen dolny			Piaski rzeczne — ${}_{p}Pl\,(?)–Q_{p0}$	Denudacja, erozja i akumulacja rzeczna
Neogen	Pliocen					Regresja morska, wynurzenie, erozja rzeczna i denudacja
	Miocen	Miocen górny			Iły pstre, mułki i piaski – formacja poznańska — ${}_{ipe}M_3$	Akumulacja w rozległym zbiorniku śródlądowym
		Miocen środkowy			Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny – formacja pawłowicka — ${}_{p}M_2$	Pionowe ruchy tektoniczne – tworzenie się uskoków i rowów tektonicznych Akumulacja rzeczna i bagienna Erozja rzeczna – częściowe niszczenie osadów oligocenu
		Miocen dolny				Regresja morska, erozja rzeczna i denudacja
Paleogen	Oligocen				Piaski, mułki, iły i zlepieńce — ${}_{p}Ol$	Akumulacja lagunowa Niszczenie osadów eocenu i paleocenu Regresja morska Pionowe ruchy tektoniczne związane z orogenezą alpejską (faza sawska)
	Eocen					Regresja morska, wynurzenie, erozja rzeczna i denudacja

Paleogen	Paleocen			Margle i iły margliste — $_{me}Pc$	Akumulacja morska, węglanowa w ciepłym morzu epikontynentalnym o zmiennych warunkach natlenienia i zmiennej głębokości Transgresja morska
Kreda	Kreda górna			Margle i wapienie margliste — $_{me}Cr_3$	
	Kreda dolna			Piaskowce, mułowce, iłowce i wapienie piaszczyste — $_{pc}Cr_1$	Akumulacja morska, klastyczna w umiarkowanie ciepłym morzu epikontynentalnym o zmiennych warunkach natlenienia i zmiennej głębokości Ruchy tektoniczne związane z orogenezą alpejską (faza neokimeryjska), wypiętrzenie i denudacja bruzdy środkowopolskiej na granicy jura/kreda
Jura	Jura górna	Oksford–tyton		Wapienie, margle i łupki margliste — $_{w}J_{o-t}$	Akumulacja morska, węglanowa w ciepłym morzu epikontynentalnym o zmiennych warunkach natlenienia i zmiennej głębokości
	Jura środkowa	Aalen–kelowej		Piaskowce, mułowce i iłowce z wkładkami wapieni i dolomitów — $_{pc}J_{a-cl}$	Transgresja morska i akumulacja morska, silikoklastyczna Krótkotrwała regresja pod koniec keloweju
	Jura dolna	Hetang–toark		Piaskowce, mułowce i iłowce — $_{pc}J_{h-to}$	Akumulacja klastyczna, rzeczno-jeziorna, transgresje i regresje morskie, okresowe wynurzanie i erozja rzeczna
Trias	Trias górny	Karnik–retyk	Kajper	Iłowce i mułowce — $_{ic}T_k$	Regresja morska Akumulacja klastyczna i ewaporatowa – jeziorna i morska, w płytkim, ciepłym morzu epikontynentalnym
	Trias środkowy	Anizyk–ladyn	Wapień muszlowy	Iłowce, piaskowce, margle i wapienie — $_{ic}T_w$	Akumulacja morska, węglanowa w płytkim ciepłym morzu Transgresja morska
	Trias dolny	Pstry piaskowiec		Piaskowce, mułowce i wapienie — $_{pc}T_p$	Sedymentacja jeziorno-lądowa i okresowo płytkomorska Wynurzenie i erozja rzeczna
Perm	Perm górny	Cechsztyn		Mułowce, piaskowce, iłowce, anhydryty, dolomity i sole kamienne — $_{mc}PZ$	Akumulacja morska, ewaporatowa w płytkim ciepłym morzu epikontynentalnym, transgresja morska, powstanie cyklotemów ewaporatowych Regresja morska, akumulacja terygeniczno-ewaporatowa
	Perm dolny + środkowy	Czerwony spągowiec		Piaskowce i zlepieńce — $_{pc}P_{cs}$	Sedymentacja lądowa z krótkimi ingresjami płytkiego morza

Karbon	Karbon górny			Mułowce, iłowce, piaskowce i węgiel kamienny — $_{mc}C_3$	Sedymentacja jeziorno-lądowa w warunkach klimatu gorącego, powstanie węgla kamiennego Wynurzenie i denudacja związane z fazą asturyjską orogenezy waryscyjskiej
	Karbon dolny				Wynurzenie i denudacja związana z wczesnymi fazami orogenezy waryscyjskiej i późnymi – kaledońskiej
Dewon					
Sylur	Ludlow			Iłowce i mułowce — $_{ic}S_{ld}$	Sedymentacja głębokomorska utworów drobnoklastycznych

W środkowym triasie (anizyku–ladynie) w facji wapienia muszlowego obszar bruzdy środkowopolskiej nadal stanowił najgłębszą część basenu sedymentacyjnego o charakterze głębokowodnej rampy węglanowej. Tworzyły się tu wapienie mikrytowe, wapienie margliste i margle wapniste. Maksimum transgresji morskiej w triasie przypadło na wczesny anizyk (Gajewska, 1997b). Pod koniec środkowego triasu zbiornik uległ spłyceniu. Zwiększony dopływ materiału klastycznego spowodował sedymentację ciemnoszarych margli, iłowców i piaskowców drobnoziarnistych.

Rozpoczęte w późnym ladynie spłycanie się basenu sedymentacyjnego doprowadziło do rozwoju w początkach późnego triasu (karniku–retyku) sedymentacji o charakterze lagunowym. W pierwszej kolejności osadzały się szare iłowce, miejscami dolomityczne z przerostami i gniazdami anhydrytów oraz sole kamienne (Gajewska, 1997a). Następnie, w wyniku zmian klimatycznych nastąpił intensywny rozwój rzek, rozszerzył się także obszar basenu sedymentacyjnego. System depozycyjny rzek spowodował powstanie wąskich i wydłużonych formacji piaszczystych, natomiast w rozległym, śródlądowym jeziorzysku (basenie zastoiskowym) tworzyły się serie ilasto-mułowcowe z obfitym detrytusem roślinnym i znacznie mniej licznymi szczątkami fauny (piaskowiec trzcinowy). W noryku, w warunkach suchego i gorącego klimatu, basen sedymentacyjny ulegał stopniowemu spłycaniu. Doszło wówczas do akumulacji osadów pochodzenia chemicznego (anhydrytów i dolomitów). W kompleksie osadowym dominowały jednak utwory ilaste o intensywnie pstrych barwach (warstwy gipsowe górne – kajpru). Barwa iłów była wynikiem wietrzenia typu laterytowego skał węglanowych, które tworzyły ląd otaczający zbiornik. Sedymentacja odbywała się w wysłodzonym zbiorniku śródlądowym, o czym świadczy obecność szczątków słodkowodnych małży i ślimaków (Deczkowski, 1997b).

We wczesnej jurze na Niżu Polskim rozwinęła się sedymentacja terygeniczna środowisk rzecznych i jeziornych, a także brakiczno-morska i morska, związana z transgresjami okresowo docierającymi do basenu polskiego (Deczkowski, 1997a; Pieńkowski, 1997). We wczesnym hetangu, podobnie jak w najpóźniejszym retyku, sedymentacja odbywała się w środowiskach równi aluwialnej, w korytach rzek roztokowych i meandrujących, a także w środowiskach jeziorno-bagiennych. Z końcem wczesnego hetangu, z północnego zachodu, poprzez bruzdę środkowopolską, do centralnego basenu sedymentacyjnego dotarła ingresja morska. Stabilizacja wysokiego poziomu morza przypadła na środkowy hetang, po którym nastąpiła stopniowa regresja związana z obniżeniem poziomu oceanu światowego (Pieńkowski, 1997). Jej efektem był rozwój sedymentacji lagunowej i fluwialnej u schyłku hetangu i we wczesnym synemurze. Kolejna transgresja morska przypadła na późny synemur, po czym ponownie doszło do regresji związanej z obniżaniem się poziomu morza. W najpóźniejszym synemurze i we wczesnym pliensbachu sedymentacja ograniczała się do środowisk fluwialnych i deltowych. Na przeważającym obszarze nastąpiła regresja, co doprowadziło do nasilenia procesów erozyjnych i usunięcia wcześniej deponowanych osadów. We wczesnym toarku zaznaczyły się wpływy kolejnej transgresji morskiej. Na fluwialno-deltowych osadach pliensbachu górnego rozpoznano serię osadów plażowych i płytkomorskich, które rozpoczęły transgresywny ciąg systemów depozycyjnych (Pieńkowski, 1997). Sedymentację osadów jury dolnej zakończyła silna regresja morska, po której doszło do akumulacji utworów charakterystycznych dla środowisk kontynentalnych.

Transgresja środkowojurajska, która rozpoczęła się w późnej części wczesnego aalenu, rozwijała się etapami. W bruździe środkowopolskiej były deponowane osady silikoklastyczne (iłowce, mułowce i piaskowce drobnoziarniste) z fauną morską, miejscami z przeławiceniami dolomitów (świadczących o niewielkiej głębokości basenu sedymentacyjnego). Z początkiem późnego bajosu miało miejsce wyraźne spłycenie basenu, które przejawiało się dominacją sedymentacji piaskowców drobnoziarnistych. W późnym bajosie nastąpił silny impuls transgresywny. Na obszarze bruzdy środkowopolskiej zachodziła akumulacja osadów ilastych i ilasto-piaszczystych. Tutaj też serie osadowe jury środkowej osiągnęły największą miąższość. Po krótkiej regresji morza w najstarszym keloweju nastąpiła kolejna transgresja. Szybki wzrost poziomu morza i jego wysoki stan, który utrzymywał się do wczesnego oksfordu włącznie, spowodował spowolnienie procesów sedymentacji. W przeważającej części basenu utworzyły się osady silnie skondensowane (warstwy bulaste). W późnej jurze cały Niż Polski zajmowało niezbyt głębokie morze, swobodnie łączące się z Oceanem Tetydy, morzem borealnym oraz morzami epikontynentalnymi na wschodzie i zachodzie kontynentu europejskiego. Na przeważającym obszarze rozwinęła się rozległa platforma węglanowa, z charakterystyczną dla oksfordu facją wapieni gąbkowych (Niemczycka, 1997). Basen sedymentacyjny, ze względu na

intensywny przyrost osadów wapiennych, miał charakter płytkomorski. Znaczny spadek poziomu morza w późnym tytonie jest związany z regresją morską spowodowaną ruchami tektonicznymi fazy kimeryjskiej orogenezy alpejskiej.

We wczesnej kredzie na skutek ruchów tektonicznych związanych z orogenezą alpejską (faza neokimeryjska) nastąpiło wynurzenie i denudacja bruzdy środkowopolskiej. W walanżynie doszło do transgresji morskiej. W warunkach klimatu umiarkowanie ciepłego zachodziła wówczas sedymentacja morskich osadów klastycznych. W późnej kredzie nastąpiło ocieplenie klimatu. Rozpoczęły się również ingresje morskie, które zapoczątkowały transgresję morską. W ciepłym morzu epikontynentalnym, o zmiennych warunkach natlenienia i głębokości, aż do wczesnego paleocenu trwała akumulacja utworów węglanowych i marglistych.

Na początku oligocenu doszło do ochłodzenia klimatu związanego ze zlodowaceniem obecnej Antarktydy. Nastąpiła wówczas regresja eoceńskiego morza epikontynentalnego, co doprowadziło do niszczenia utworów paleoceńskich i eoceńskich. W płytkich lagunach zachodziła akumulacja osadów z pyłem brunatnowęglowym i z domieszką glaukonitu, a w lądowych bagniskach – utworów torfowych, które następnie przekształciły się w węgiel brunatny. U schyłku paleogenu i we wczesnym neogenie trwały procesy lądowe związane z pionowymi ruchami tektonicznymi orogenezy alpejskiej (faza sawska).

W miocenie środkowym, w warunkach lądowych, w rozległych jeziorzyskach odbywała się akumulacja piasków rzecznych delt oraz torfów (później przekształconych w węgiel brunatny – formacja pawłowicka). Pod koniec środkowego miocenu doszło do pionowych ruchów tektonicznych, które spowodowały utworzenie uskoków i rowów tektonicznych. Erozja rzeczna doprowadziła natomiast do częściowego zniszczenia utworów oligocenu.

W późnym miocenie na Niżu Polskim powstało rozległe, słodkowodne jeziorzysko (zbiornik formacji poznańskiej), w którym były deponowane iły pstre, mułki i piaski z substancją brunatnowęglową. Pod koniec późnego miocenu jeziorzysko przestało istnieć.

W pliocenie i wczesnym czwartorzędzie nastąpiła silna denudacja wypiętrzonych łańcuchów górskich Karpat, Sudetów i Gór Świętokrzyskich. Na Niżu Polskim rozwinęła się sieć rzek, które wynosiły materiał klastyczny z południa ku północy. Doszło wówczas do szybkiego wypełnienia osadami klastycznymi (rzek–delt) zbiornika formacji poznańskiej. Potem nastąpił etap wgłębnej erozji rzecznej, który spowodował rozcinanie utworów neogenu.

W plejstocenie lądolód przykrył omawiany obszar prawdopodobnie ośmiokrotnie. W czasie zlodowaceń najstarszych (zlod. Narwi), na przedpolu lądolodu w trakcie jego transgresji, w rozległych dolinach tworzyły się zastoiska, w których osadzały się utwory drobnoklastyczne. Lądolód

zlodowacenia Narwi osiągnął swój maksymalny zasięg prawdopodobnie na terenie omawianego arkusza lub w jego sąsiedztwie, gdzie pozostawił cienki poziom glin zwałowych. W czasie recesji czoła tego lądolodu ponownie tworzyły się zastoiska. Utwory zlodowacenia Narwi zachowały się jedynie w głębokich obniżeniach w rynnie brwinowskiej.

W czasie interglacjału augustowskiego w obniżeniach terenu (rynna brwinowska) rozwinęła się sedymentacja rzeczna.

Na badanym terenie lądolód zlodowacenia Nidy pozostawił poziom glin zwałowych, który zachował się w postaci nieciągłej pokrywy w spągu utworów starszych. W czasie recesji lądolodu tego zlodowacenia tworzyły się zbiorniki zastoiskowe, w których doszło do akumulacji mułków i piasków przewarstwionych iłami warwowymi. Wody roztopowe deponowały natomiast piaski ze żwirami wodnolodowcowe.

Następna transgresja lądolodu skandynawskiego nastąpiła w czasie zlodowaceniu Sanu 1, pozostawiając kolejny poziom glin zwałowych. Nasuwający się lądolód, na skutek deformacji glacitektonicznych, wyrównywał i redeponował utwory neogenu. Pomiędzy dolinami wód roztopowych rozwijały się zastoiska ze spokojną sedymentacją piasków drobnoziarnistych.

W interglacjale ferdynandowskim na badanym terenie doszło do denudacji oraz erozji i akumulacji rzecznej.

Podczas zlodowacenia Sanu 2 lądolód, prawdopodobnie, oscylował dwukrotnie, deponując gliny zwałowe. W czasie jego transgresji rozwinęły się również zastoiska, w których odbywała się spokojna sedymentacja rytmitów – iłów warwowych, mułków i piasków. Nasuwający się lądolód erodował, deformował oraz redeponował utwory neogenu i paleogenu, które następnie (w postaci kier) zostały wbudowane w kompleks glin zwałowych. Największe nagromadzenie porwaków w glinach zwałowych występuje obecnie w rynnie brwinowskiej. Ma to związek z silną egzaracją brzegów rynny podczas transgresji lądolodu. W czasie recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 lokalnie zwiększyły się odpływy wód roztopowych, które osadzały piaski ze żwirami wodnolodowcowe.

W interglacjale wielkim (mazowieckim) trwała intensywna działalność rzek. Początkowo miała miejsce denudacja oraz silna erozja rzeczna. Następnie doszło do akumulacji serii rzecznej, miejscami składającej się z trzech cykli sedymentacyjnych. Głębokie wcięcia koryt rzecznych w czasie trwania tego interglacjału najprawdopodobniej były związane z wypiętrzającymi ruchami glaciizostatycznymi na Niżu Polskim.

Lądolód zlodowacenia Liwca pozostawił na omawianym obszarze jeden poziom glin zwałowych.

W czasie zlodowaceń środkowopolskich lądolód nasunął się trzykrotnie na teren arkusza. Transgredujący z północy lądolód zlodowacenia Odry wkroczył na obszar badań dwukrotnie,

deponując dwa poziomy glin zwałowych stadiałów dolnego i górnego. W stadiale dolnym zlodowacenia Odry początkowo przed czołem lądolodu rozwijała się sieć odpływów wód roztopowych, w których osadzały się piaski i żwiry. Następnie na przedpolu rozwinęły się zastoiska, w których odbywała się akumulacja piasków i mułków. Lądolód tego stadiału pokrył cały obszar badań i pozostawił miąższe pokrywy glin zwałowych. W czasie recesji czoła lądolodu w zastoiskach osadzały się iły warwowe, mułki i piaski. W stadiale górnym zlodowacenia Odry przed czołem transgredującego lądolodu wody roztopowe deponowały piaski i żwiry wodnolodowcowe (poziomu dolnego). Po nasunięciu lądolodu teren arkusza ponownie pokrył miąższy poziom glin zwałowych. Podczas postoju lądolodu, przed jego czołem rozwinęła się sedymentacja zastoiskowa mułków, iłów warwowych i piasków. W czasie recesji lądolodu – w stadiale górnym zlodowacenia Odry, wody roztopowe pozostawiły pokrywy piasków i żwirów wodnolodowcowych (poziomu górnego).

Ostatnim zdarzeniem glacjalnym na badanym terenie było zlodowacenie Warty. Przed jego czołem tworzyły się zastoiska, w których osadzały się iły warwowe, mułki i piaski. Odbywała się również akumulacja piasków i żwirów wodnolodowcowych. Lądolód zlodowacenia Warty pozostawił na terenie arkusza ciągłą pokrywę glin zwałowych (prawdopodobnie stadiału dolnego), która tworzy powierzchnię współczesnej wysoczyzny.

W czasie deglacjacji arealnej obszaru w przetainach i obniżeniach były deponowane gliny pyłowate i mułki żwirowate wytopiskowe oraz piaski gliniaste i gliny moren martwego lodu. Lądolód był wówczas spękany. W powstałych szczelinach doszło do przepływu wód roztopowych, które osadzały piaski i żwiry. Pozostałością tych procesów są formy akumulacji szczelinowej. Po ustąpieniu lądolodu zlodowacenia Warty w postaci pagórków kemowych odsłoniły się osady wodnolodowcowo-rzeczno-wytopiskowe. Pod koniec tego zlodowacenia osadziły się utwory rzeczno-peryglacjalne.

W interglacjale eemskim na Nizinie Środkowomazowieckiej w wyniku erozji rzecznej tworzyły się koryta rzeczne, wypełniane następnie, głównie pod koniec tego interglacjału, aluwiami. W niewielkich zbiornikach i dolinkach odbywała się sedymentacja osadów biogenicznych.

Około 25 tys. lat temu (Mojski, 2005; Lindner i in., 2013) lądolód stadiału górnego zlodowacenia Wisły zaczął nasuwać się na obszar obecnej Polski. W czasie zlodowacenia czoło tego lądolodu nie dotarło do terenu badań; znajdowało się kilkadziesiąt kilometrów na północ od jego granicy. Podczas maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły na obszarze arkusza miały miejsce intensywne procesy w strefie peryglacjalnej (np. silne wietrzenie mrozowe głazów krystalicznych). Silne wiatry rozwiewały wówczas osady powierzchniowe, tworząc na powierzchni wysoczyzny graniaki oraz akumulowały pyły i piaski eoliczne. Utwory eoliczne osadziły się głównie w formie cienkich pokryw. Szacowana miąższość warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny (permafrostu) sięgała 1,5 m.

Przypuszczalnie, lądolód zlodowacenia Wisły, blokując odpływ wód rzecznych z doliny Prawisły, spowodował spiętrzenie wód zastoiska warszawskiego do wysokości 150,0 m n.p.m. (Lisicki i in., 2019). Może o tym świadczyć różne wykształcenie rzeźby terenu – poniżej wysokości 150,0 m n.p.m. rzeźba jest zatarta, powyżej natomiast – jest zdecydowanie bardziej wyrazista. W otoczeniu doliny Wisły występują ponadto osady piaszczysto-mułkowe, których nie da się w prosty sposób sklasyfikować ani jednoznacznie ustalić ich genezy (Kalińska, 2010, 2012; Kalińska-Nartiša, Nartišs, 2017). Dla tych osadów można przyjąć różne genezy ich powstawania: od zwietrzelinowo-eolicznych, poprzez wodnolodowcowe, wytopiskowe po osady pseudostożków (Szalewicz, 1987, 1988). Według Lisickiego i innych (2019), utwory te są rozmytymi i spłukanymi różnorodnymi osadami piaszczysto-pyłowato-mułkowymi, osadzonymi jako deluwia na stokach i w dnach dolin.

W czasie zlodowacenia Wisły, na Nizinie Środkowomazowieckiej, rozwinęły się pokrywy soliflukcyjo-deluwialne oraz nastąpił drenaż rzeczny wysoczyzny morenowej. Osadzały się wtedy utwory rzeczne tarasów nadzalewowych.

Na przełomie plejstocenu i holocenu przy krawędziach dolin utworzyły się koluwia. W tym samym czasie u podnóży stoków powstawały też stożki napływowe. Procesy eoliczne zachodziły przede wszystkim na rozległych równinach wodnolodowcowych. Pierwsze fazy eoliczne na tym terenie miały miejsce już w najstarszym dryasie (Baraniecka, 1982). W wyniku transportu eolicznego, w warunkach klimatu peryglacjalnego, przy obecności wieloletniej zmarzliny, tworzyły się wówczas równiny piasków przewianych. Główny okres wydmotwórczy na Nizinie Środkowomazowieckiej przypadł jednak na starszy dryas, choć procesy eoliczne miały miejsce również w młodszym dryasie (Baraniecka i in., 1978; Baraniecka, 1982). W warunkach tundry krzewinkowej, przy mniejszym zasięgu wieloletniej zmarzliny (co sprzyjało wywiewaniu materiału piaszczystego) powstawały duże formy wydmowe. Tworzyły one zwykle wielkie pola złożone z wydm parabolicznych, poprzecznych i nieregularnych. Procesy wydmotwórcze odbywały się również na początku holocenu. Przez cały okres późnego plejstocenu i na początku holocenu w obniżeniach terenu i u podnóży skarp odbywała się akumulacja osadów deluwialnych.

Holocen rozpoczął się 11,7 tys. lat temu (Mojski, 2005; Lindner i in., 2013). Obszar tundry przekształcił się w fazie preborealnej w lasotundrę, a następnie w fazie borealnej – w tajgę (lasy iglaste). W dolinie Wisły tworzyły się osady rzeczne tarasów zalewowych. Akumulacja utworów rzecznych odbywała się również w dolinach mniejszych rzek: Raszynki, Jeziorki i Utraty. Zagłębienia bezodpływowe, jak i małe dolinki, były wypełniane osadami mineralno-organicznymi. W fazie atlantyckiej (najcieplejszym okresie holocenu) powierzchnię Niziny Środkowomazowieckiej i obszarów przyległych porastały głównie lasy liściaste (Mojski, 2005). Po ochłodzeniu klimatu na początku fazy

subborealnej, środowiska leśne przekształciły się w lasy mieszane i iglaste, które są charakterystyczne również dla fazy subatlantyckiej. Na badanym terenie akumulacja jeziorna, rzeczna, deluwialna i bagienna trwa do dzisiaj.

IV. PODSUMOWANIE

Pierwsza wersja arkusza Raszyn SMGP została wydana w 1978 r. (mapa geol. i Objaśnienia – Sarnacka, 1978a, b). Od tego czasu powstało wiele nowych dokumentacji geologicznych dotyczących omawianego obszaru oraz wykonano nowe otwory wiertnicze (głównie geologiczno-inżynierskie oraz hydrogeologiczne). Rozwinęły się również badania związane ze stratygrafią utworów podłoża czwartorzędu oraz genezą form geomorfologicznych. Powstały także nowe koncepcje odnośnie do rozwoju budowy geologicznej opisywanego rejonu.

Zakres prac terenowych obejmował weryfikację archiwalnych materiałów dokumentacyjnych, wyznaczenie przebiegu i litologii wydzieleń oraz oczyszczenie i udokumentowanie odsłonięć.

Analiza profili otworów archiwalnych i punktów dokumentacyjnych, a także map glebowych, map leśnych oraz zebranych obserwacji uzyskanych w wyniku kartowania geologicznego pozwoliły na weryfikację wydzieleń powierzchniowych zarówno pod względem ich rozprzestrzenienia, jak i genezy oraz stratygrafii.

Analiza rzeźby terenu przeprowadzona za pomocą laserowego numerycznego modelu terenu (LiDAR) umożliwiła dokładniejsze rozpoznanie form geomorfologicznych oraz prześledzenie ich granic. Na nowej mapie formy uważane wcześniej za moreny czołowe (w południowo-zachodniej części obszaru arkusza – Sarnacka, 1978a, b) zaklasyfikowano jako moreny martwego lodu lub kemy, ze względu na ich genezę związaną z arealnym wytapianiem lądolodu. Doprecyzowano także przebieg granic cienkich (1–2 m) pokryw osadów eolicznych i wodnolodowcowych.

W ramach aktualizacji zweryfikowano również wiek utworów rzecznych, które według najnowszych badań i koncepcji (Makowska, 2015; Winter, 2015) należą do pliocenu–plejstocenu dolnego (a być może także – miocenu górnego). Dawniej badacze zaliczali tę serię do plejstocenu dolnego (Lewiński, 1929; Sarnacka, Krysowka-Iwaszkiewicz, 1974; Sarnacka, 1978a, b).

Wiek utworów formacji pawłowickiej (brunatnowęglowej) określono na miocen środkowy, natomiast w pierwszej wersji aktualizowanego arkusza (Sarnacka, 1978a, b) był to miocen nierozdzielony. Osady formacji poznańskiej (iłów pstrych) zakwalifikowano do miocenu górnego. We wcześniejszych opracowaniach (Sarnacka, 1976a, b, 1978a, b) utwory te były zaliczone do pliocenu.

W ramach aktualizacji uszczegółowiono szkic geomorfologiczny (tabl. I) i szkic geologiczny odkryty (tabl. III) obszaru arkusza. Przeinterpretowano i przerysowano także mapę geologiczną powierzchniową oraz przekroje geologiczne, które różnią się od wcześniej skonstruowanych (Sarnacka, 1978a, b). Na przekrojach geologicznych przyjęto obecnie używany schemat glacitektoniczny – kry utworów starszych przedstawiono jako łuski i nasunięcia glacitektoniczne.

Objaśnienia opracowano częściowo od nowa, a częściowo na podstawie pierwszej wersji arkusza Raszyn SMGP (Sarnacka, 1978a).

W ramach prac nad poprzednią wersją omawianego arkusza (Sarnacka, 1978a, b) wykonano 14 otworów kartograficznych. Przeanalizowano wówczas jedynie skład mineralny utworów paleogeńskich, neogeńskich i dolnoplejstoceńskich. Nie wykonano analizy litologiczno-petrograficznej żwirów z glin zwałowych oraz analizy palinologicznej osadów organicznych neogeńskich i interglacjalnych. Brak tych danych powoduje, że wgłębna stratygrafia utworów czwartorzędu jest tylko hipotetyczna.

Według autorów niniejszego opracowania dalszych badań wymagają pokrywy piaszczysto-pyłowate (osady wodnolodowcowe zlod. Warty) w ich górnej części profilu. Wiek oraz geneza tych utworów jest sporna i różnie interpretowana na sąsiednich arkuszach. Według Sarnackiej (1978a, b) są to utwory wodnolodowcowe zlodowacenia Warty. Baraniecka (1980a, b) uznaje je za osady wytopiskowe zlodowacenia Warty, natomiast Szalewicz (1988), Kalińska (2008a, b, 2010, 2012), Kalińska i Wyszomierski (2010) oraz Lisicki i inni (2019) – za utwory pseudostożków lub osady jeziorno-deluwialne zlodowacenia Wisły.

Warszawa, 2019

LITERATURA

Baraniecka M.D., 1975a — Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *W*: Z badań czwartorzędu w Polsce, **16**. *Biul. Inst. Geol.*, 288.

Baraniecka M.D., 1975b — Znaczenie profilu z Ponurzycy dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. *Kwart. Geol.*, **19**, 3.

Baraniecka M.D., 1976 — Charakterystyka geologiczna osadów trzeciorzędowych wybranych obszarów Mazowsza. *Pr. Muzeum Ziemi*, **25**.

Baraniecka M.D., 1980a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Grójec (596). Inst. Geol., Warszawa.

Baraniecka M.D., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Grójec (596). Inst. Geol., Warszawa.

Baraniecka M.D., 1982 — Sytuacja geologiczna i rozmieszczenie wydm okolic Warszawy. *Rocz. Glebozn.*, **33**, 3–4.

Baraniecka M.D., 1983 — Fazy małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. *W*: Mat. konf. 3. Kraj. Symp. – Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. 4. Wrocław, wrzesień 1981. Ossolineum, Wrocław.

Baraniecka M.D., 1991 — Profil Różce na tle podstawowych profili osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu. *Prz. Geol.*, **39**, 5–6.

Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987 — Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin. *W*: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. 2. *Geogr. Stud., Spec. Issue*, **4.** Ossolineum, Wrocław.

Baraniecka M.D., Makowska A., Mojski J.E., Nowak, J., Sarnacka Z., Skompski S., 1978 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Biul. Inst. Geol.*, 306.

Brykczyński M., 1982 — Valley-side glacitectonics in the Warsaw Basin and the Płock Basin. *Pr. Muz. Ziemi*, **35.**

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce l:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dayczak-Calikowska K., 1997 — Jura środkowa. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153.**

Deczkowski Z., 1997a — Jura dolna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153.**

Deczkowski Z., 1997b — Noryk–retyk. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153.**

Dembowska J., Marek S. (red.), 1988 — Mszczonów IG-1, Mszczonów IG-2, Nadarzyn IG-1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 65.

Domosławska-Baraniecka M.D., Mojski J.E., 1960 — Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. *Prz. Geol.*, **8**, 4.

Gadomska S., 1956 — Sondy wykonane w Gołkowie koło Piaseczna. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Gadomska S., 1960 — Czwartorzędowe łupki bitumiczne. *Prz. Geol.*, **8**, 7.

Gadomska S., 1966 — Sytuacja geologiczna osadów interglacjału eemskiego w Gołkowie koło Warszawy. *Kwart. Geol.*, **10**, 2.

Gajewska I., 1997a — Trias górny. Kajper. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153.**

Gajewska I., 1997b — Trias środkowy (wapień muszlowy–kajper dolny). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153.**

Gaździcka E., 1998 — Jura górna (wraz z dolnym beriasem). Miąższość. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (Dadlez R., Marek S., Pokorski J., red.): tabl. 56. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Hrybowicz G., 2010 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Raszyn (559), plansza B. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Janczyk-Kopikowa Z., 1966 — Interglacjał eemski w Gołkowie koło Warszawy. *Kwart. Geol.*, **10**, 2.

Kalińska E., 2008a — Paleogeografia południowego i wschodniego obrzeżenia Niziny Środkowomazowieckiej w młodszym plejstocenie (rozprawa doktorska). Wydz. Geol. UW, Warszawa.

Kalińska E., 2008b — Zmienność cech teksturalnych osadów południowego obrzeżenia Równiny Łowicko-Błońskiej między Jaktorowem i Żyrardowem. *Landform Analysis*, **9.**

Kalińska E., 2010 — Rozwój piaszczystych osadów form stożkopodobnych na Nizinie Mazowieckiej w młodszym plejstocenie. *Pr. Wydz. Nauk o Ziemi UŚl*, **65**.

Kalińska E., 2012 — Geological setting and sedimentary characteristics of the coversands distributed in the western part of the Blonie glaciolacustrine basin (Central Poland) – preliminary results. *Bull. Geol. Soc. Fin*., **84**.

Kalińska E., Wyszomierski M., 2010 — Nowe dane odnośnie do genezy i wieku form stożkopodobnych południowej części Niziny Środkowomazowieckiej. *Landform Analysis*, **13**.

Kalińska-Nartiša E., Nartišs M., 2017 — Heavy-mineral derived provenance study of quaternary sediments of the Mazovian Lowland Central Poland. *Baltica*, **30**, 1.

Kałus D., Leśniak J., Kruk L., Kapera H., 2010 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Raszyn (559), plansza A. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Kapera H., Kruk L., Leśniak J., Hrybowicz G., Kwecko P., Tomassi-Morawiec H., 2009 — Objaśnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Raszyn (559). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Karaszewski W., 1972 — Pokrywowe utwory pyłowe w Polsce środkowej (najmłodszy less). *Kwart. Geol.*, **16**, 1.

Kasiński J., 2004 — Paleogen i neogen w rowach tektonicznych. *W*: Budowa Geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik, paleogen i neogen (Peryt T., Piwocki M., red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.

Kosmowska-Ceranowicz B., 1966 — Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły. *Pr. Muzeum. Ziemi*, **9**.

Kosmowska-Ceranowicz B., 1976 — Wiek osadów z Cetenia i Ponurzycy w świetle badań mineralogiczno-petrograficznych. *Kwart. Geol.*, **20**, 3.

Kosmowska-Ceranowicz B., 1979 — Zmienność litologiczna i pochodzenie okruchowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski w świetle wyników analizy przezroczystych minerałów ciężkich. *Pr. Muzeum Ziemi*, **30**.

Kosmowska-Ceranowicz B., 1987 — Porównanie serii Ochoty z osadami preglacjalnymi (plioceńskimi) centralnej Polski. *W*: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (Jahn A., Dyjor S., red.). Ossolineum. Wrocław.

Lencewicz S., 1926 — Czwartorzędowe ruchy epirogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej. *Prz. Geogr.*, 6.

Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 2.

Lewiński J., 1929 — Preglacjał i tzw. preglacjalna dolina Wisły pod Warszawą. *Prz. Geogr.*, **9**.

Lindner L., Marks L., Nita M., 2013 — Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quat. Int.*, **292**.

Lisicki S., Krawczyk M., Nizicka D., Pochocka-Szwarc K., 2019 — Nowe spojrzenie na rozwój i maksymalny zasięg wód zastoiska warszawskiego. *W*: Mat. 26. konf. – Stratygrafia Plejstocenu Polski: Plejstocen i paleolit przedpola Sudetów (Jary Z., red.). Pokrzywna, 2–6 września 2019 r. Inst. Geogr i Rozw. Reg. UWr, Wrocław.

Makowska A., 1976 — Staroplejstoceńskie osady organogeniczne w Ceteniu i ich związek z serią preglacjalną południowego Mazowsza. *Kwart. Geol.*, **20**, 3.

Makowska A., 1978 — Eoplejstocen. *W*: Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia (Baraniecka M.D., Makowska A., Mojski J.E., Nowak J., Sarnacka Z., Skompski S., red.). *Biul. Inst. Geol.*, 306.

Makowska A., 2015 — Budowa geologiczna i stratygrafia formacji preglacjalnej południowego Mazowsza nad dolną Pilicą. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **202**.

Marks L., 2010 — Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 438.

Marks L., Ber A, Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państ. Inst. Geol., Warszawa.

Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Polon.*, **66,** 3.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022a — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. A – Mapa powierzchni terenu. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022b — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Mizerja W., 1947 — Z geologii okolic Żyrardowa i Błonia. *Biul. Inst. Geol.*, 39.

Mojski J.E., 2005 — Ziemie Polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol, Warszawa.

Molewski P., 2014 — Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiału głównego zlodowacenia Wisły. *Landform Analysis*, **25**.

Morawski W., 1979 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warszawa Zachód (523). Inst. Geol., Warszawa.

Morawski W., 1980 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Warszawa Zachód (523). Inst. Geol., Warszawa.

Morawski W., 1984 — Osady wodnomorenowe. *Pr. Inst. Geol.*, **108**.

Morawski W., 2008 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Morawski W., Nowacka M., 2008 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód, wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Morawski W., Sarnacka Z., 1989 **—** Morphology of Quaternary substrate in the Warsaw area and its surroundings. *Kwart. Geol.*,**33**, 3/4.

Morawski W., Stuchlik L., 1987 **—** Preglacjał Mirowa i Opaczy w Warszawie. *W*: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (Jahn A., Dyjor S., red.). Ossolineum, Wrocław.

Narkiewicz M., Dadlez R. 2008. Geologiczna regionalizacja Polski — zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5.

Niemczycka T., 1997 — Jura górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

Nowacki Ł., Morawski W., 2008 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód, wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Palczewski P., Przegiętka K., 2020 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla arkusza Raszyn SMGP. *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Raszyn (559) – aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Pieńkowski G., 1997 — Jura dolna. Sedymentologia i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

Różycki S.Z., 1961 **—** Wiek preglacjału niżowego w świetle wstępnego opracowania palynologicznego profilu z Ochoty w Warszawie. *W*: Prace o plejstocenie Polski środkowej (Passendorfer E., red.). Wyd. Geol., Warszawa.

Różycki S.Z., 1967 **—** Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 1. PWN, Warszawa.

Różycki S.Z., 1968 — Kotlina Gołkowa w ostatnim interglacjale. *Acta Geol. Polon.*, **18**, 3.

Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 2, rozszerzone. PWN, Warszawa.

Różycki S.Z., Zwierz S., 1952 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Warszawa, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Rühle E., 1953 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Warszawa, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Samsonowicz J., 1922 — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 1.

Sarnacka Z., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Góra Kalwaria (597). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., 1968 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Góra Kalwaria (597). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., 1976a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piaseczno (560). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., 1976b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piaseczno (560). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., 1978a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Raszyn (559). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., 1978b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Raszyn (559). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., 1980a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Warszawa Wschód (524). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warszawa Wschód (524). Inst. Geol., Warszawa.

Sarnacka Z., Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1974 — Utwory eoplejstoceńskie okolic Magnuszewa na południowym Mazowszu. *Biul. Inst. Geol.*, 268.

Sawicka K., 2009 — Ocena hydrogeochemicznego współdziałania wód podziemnych rynny brwinowskiej i niecki mazowieckiej na podstawie modelowania dróg reakcji. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 436.

Sieradz D., 2020 — Orzeczenie palinologiczne próbek z sond dla arkusza Raszyn SMGP. *W*: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Raszyn (559) – aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Słodkowska B., 2002 — Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej w środkowej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **50**, 3.

Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 15–25.

Słowański W., Piechulska-Słowańska B., Gogołek W., 1995a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Słowański W., Piechulska-Słowańska B., Gogołek W., 1995b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Słowański W., Piechulska-Słowańska B., Gogołek W., 1995c — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M.,

Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Polon.*, **91**, 2.

Stachurska A., 1961 — Profil preglacjału z Ochoty w Warszawie w świetle analizy palinologicznej. *W*: Prace o plejstocenie Polski Środkowej. Wyd. Geol., Warszawa.

Stuchlik L., 1975 — Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych z Ponurzycy (rejon Otwocka). *Kwart. Geol.*, **19**, 3.

Szalewicz H., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Grodzisk Mazowiecki (558). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Szalewicz H., 1988 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Grodzisk Mazowiecki (558). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Szalewicz H., Włodek M., 2013a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Mszczonów (595). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Szalewicz H., Włodek M., 2013b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mszczonów (595). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Szczęsna K., Józefowicz H., 1976 — Sprawozdanie z przeprowadzonych prac terenowych do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Nadarzyn [Raszyn/Pruszków] (559). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Szumański A., Kwapisz B., 2007a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Błonie (522). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Szumański A., Kwapisz B., 2007b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Błonie (522). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Szyperko-Teller A., 1997 — Trias dolny (pstry piaskowiec). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

Wagner R., 1988 — Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1.

Wagner R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**.

Wagner R., 1997 — Perm górny (cechsztyn). *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchlowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

Winter H., 2015 — Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **202**.

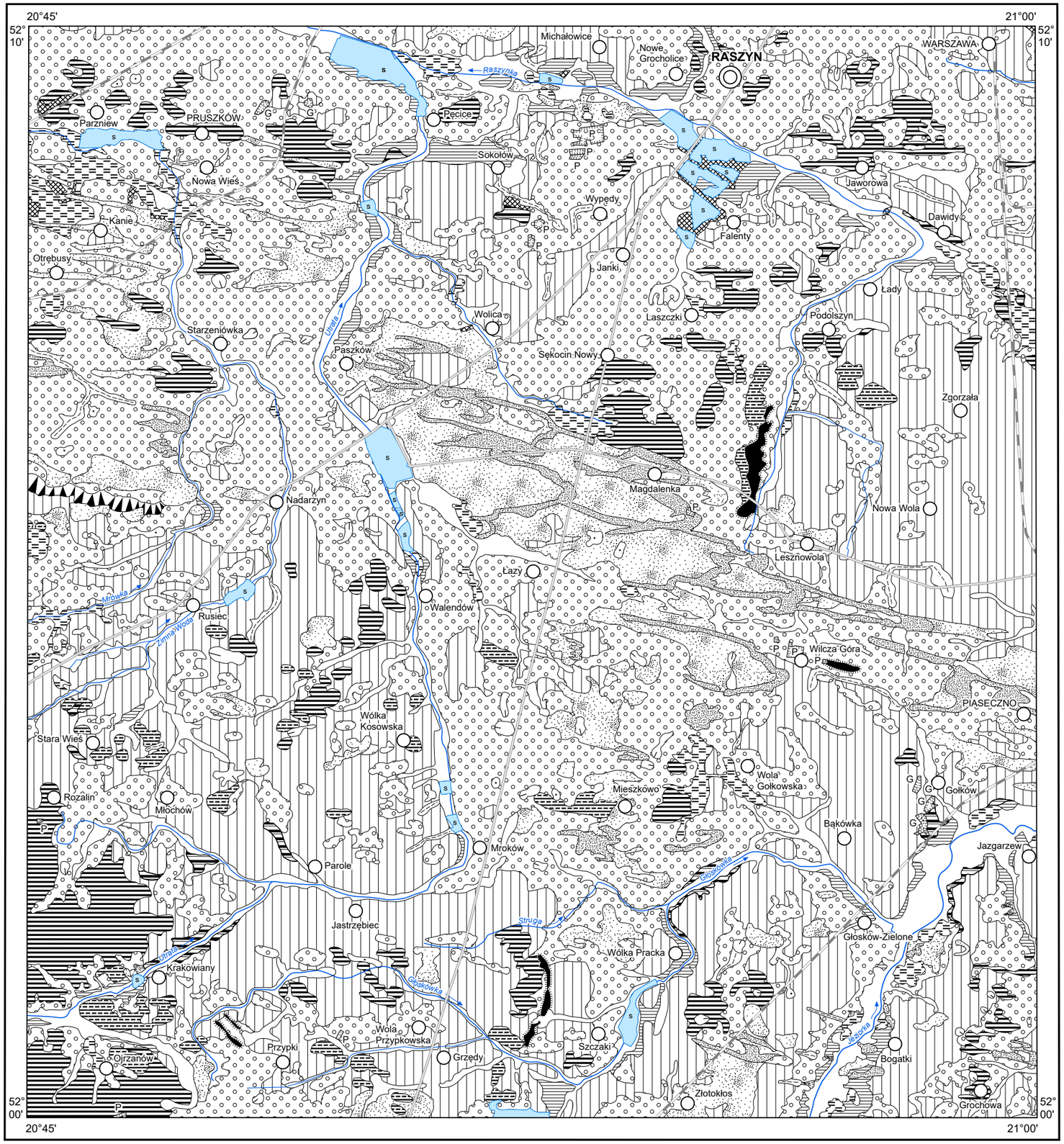
Żarski M., 2008 — Sytuacja geologiczna osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu. *W*: Mat. konf. – Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niżu Polskim. Warszawa, 9–10 grudnia. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Żelaźniewicz, A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk Geol. PAN, Wrocław.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Raszyn (559)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Równiny zastoiskowe (obszary zastoiskowe)
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy, plateau kemowe
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasów akumulacyjno-erozyjnych zalewowych
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych
- Dolinki, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Osuwiska
- Stożki napływowe
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

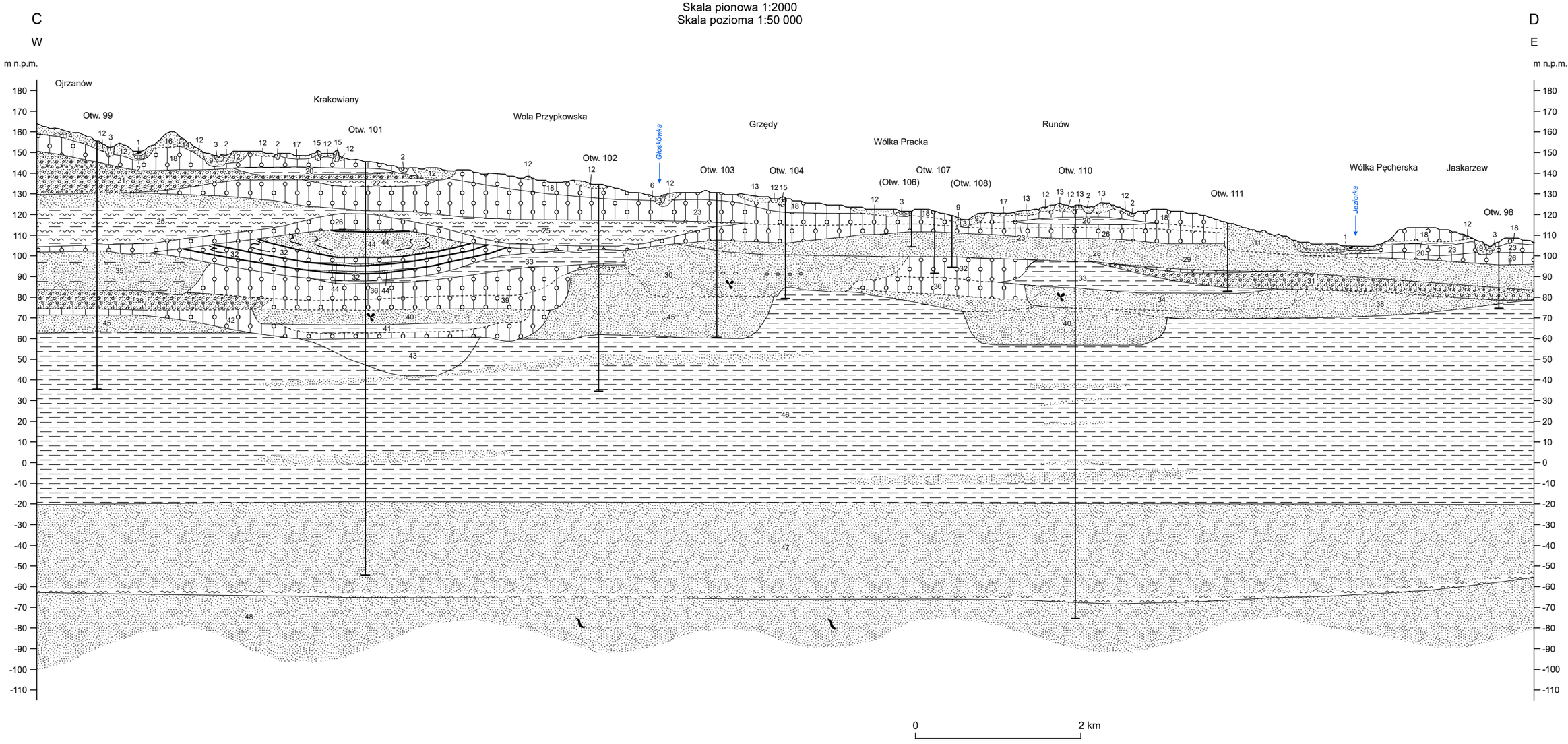
- P — Piaskownie (P), glinianki (G)
- s — Dna stawów
- Nasypy

Opracowali: J. RYCHEL, R. WASILUK na podstawie
opracowania Z. SARNACKIEJ (1978)

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Raszyn (559)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C–D

Skala pionowa 1:2000
Skala pozioma 1:50 000

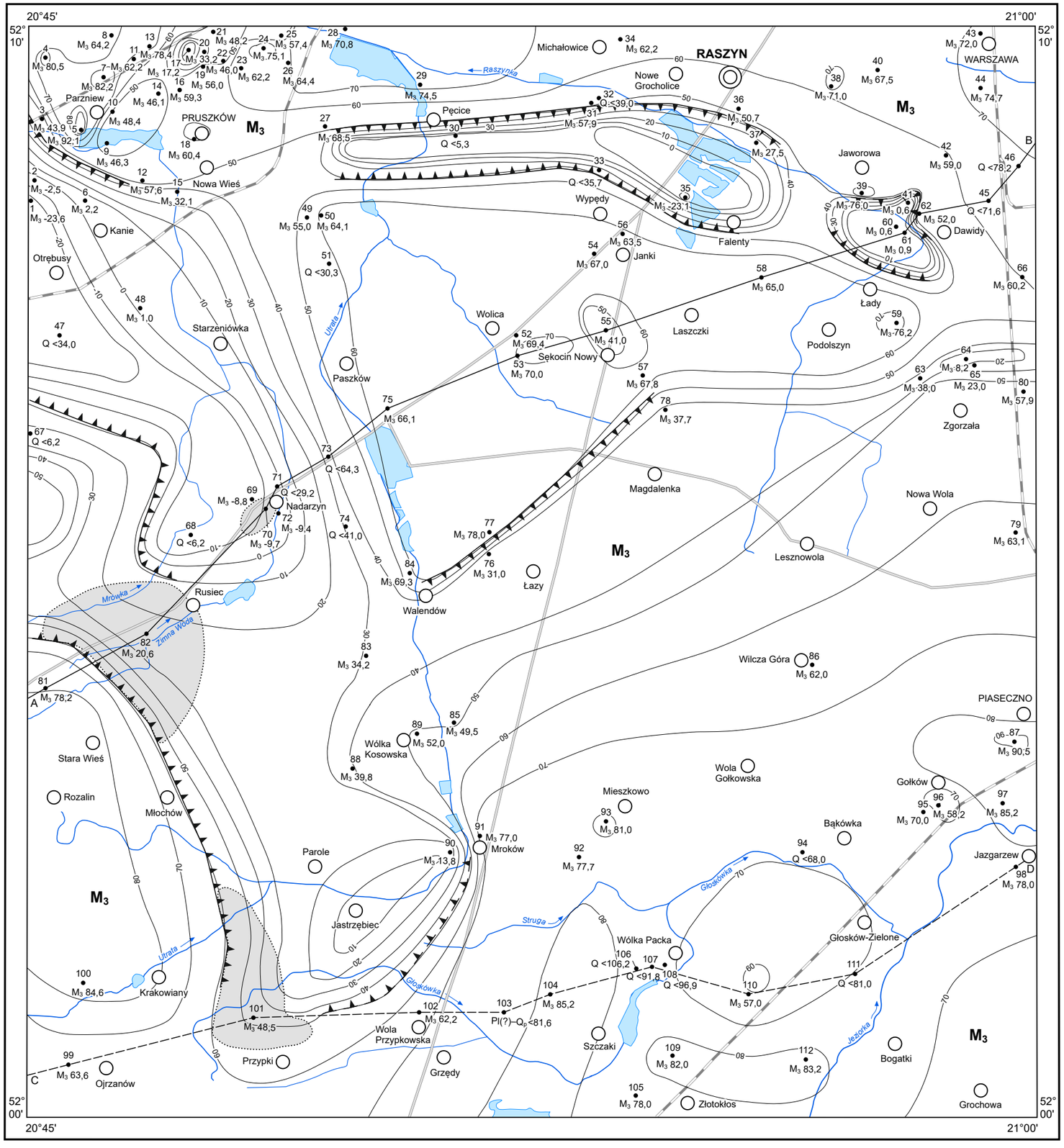


1 – $_{t}Q_{h}$
2 – $_{ph}Q_{h}$
3 – $_{pppy}^{f}Q_{h}^{(t)}$
6 – $_{m}^{d}Q$
9 – $_{p}^{f}Q_{p^4}^{B(t)}$
11 – $_{p}^{f\text{-}pg}Q_{p^3}^{W1}$
12 – $_{ppż}^{fg}Q_{p^3}^{W1}$
13 – $_{p}^{(k)}Q_{p^3}^{W1}$
14 – $_{p}^{(pk)}Q_{p^3}^{W1}$
15 – $_{p2}^{(gs)}Q_{p^3}^{W1}$
16 – $_{p}^{(gm)}Q_{p^3}^{W1}$
17 – $_{gpy}^{b}Q_{p^3}^{W1}$
18 – $_{gzw}^{g}Q_{p^3}^{W1}$
20 – $_{iwr}^{b}Q_{p^3}^{W1}$
21 – $_{p2}^{fg}Q_{p^3}^{O3}$
22 – $_{m}^{b}Q_{p^3}^{O3}$
23 – $_{gzw}^{g}Q_{p^3}^{O3}$
25 – $_{m}^{b}Q_{p^3}^{O1}$
26 – $_{gzw}^{g}Q_{p^3}^{O1}$
28 – $_{p}^{fg}Q_{p^3}^{O1}$
29 – $_{gzw}^{g}Q_{p^{2-3}}^{C}$
30 – $_{p}^{f}Q_{p^{2-3}}^{M}$
31 – $_{p}^{fg}Q_{p^2}^{G}$
32 – $_{gzw}^{g}Q_{p^2}^{G}$
33 – $_{iwr}^{b}Q_{p^2}^{G}$
34 – $_{p}^{f}Q_{p^2}^{F}$
35 – $_{p}^{b}Q_{p^2}^{S}$
36 – $_{gzw}^{g}Q_{p^2}^{S}$
37 – $_{m}^{b}Q_{p^2}^{N}$
38 – $_{p}^{fg}Q_{p^2}^{N}$
39 – $_{gzw}^{g}Q_{p^2}^{N}$
40 – $_{p}^{f}Q_{p^{1-2}}$
41 – $_{iwr2}^{b}Q_{p^1}^{A}$
42 – $_{gzw}^{g}Q_{p^1}^{A}$
43 – $_{iwr1}^{b}Q_{p^1}^{A}$
44 – $_{Ng}Q_{p}$
45 – $_{p}Pl(?)–Q_{p^0}$
46 – $_{ipe}M_{3}$
47 – $_{p}M_{2}$
48 – $_{p}Ol$

Żwiry
Piaski
Mułki
Iły
Gliny pyłowate
Gliny zwałowe
Torfy

Uwaga: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracowali: R. WASILUK, J. RYCHEL na podstawie
opracowania Z. SARNACKIEJ (1978)



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Raszyn (559)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

NEOGEN — MIOCEN — M_3 — Iły pstre, mułki i piaski – formacja poznańska — MIOCEN GÓRNY

Strefy występowania kier osadów neogeńskich w utworach plejstoceńskich

—20— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.

3 M_3 43,9 — Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Pl – pliocen, M_3 – miocen górny, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych i plioceńsko-dolnoplejstoceńskich w m n.p.m.)

a, b — Krawędzie egzaracyjne lub glacitektoniczne: a. pewne, b. przypuszczalne

A———B — Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

C– – –D — Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracowali: J. RYCHEL, R. WASILUK na podstawie opracowania Z. SARNACKIEJ (1978)