



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Stanisław LISICKI, Dorota NIZICKA

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz PŁOCK (444)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock
S. Skompskiego, W. Słowańskiego (1970)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowali: Stanisław LISICKI¹, Dorota NIZICKA¹ – 2020
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock S. Skompskiego, W. Słowańskiego (1970)

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

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionalny: Marcin ŻARSKI

Redakcja merytoryczna: Karolina GRUDZIEN

ISBN 978-83-67567-92-3

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	8
III. Budowa geologiczna	15
A. Stratygrafia	15
1. Kreda	15
a. Kreda górna	15
Mastricht	15
2. Paleogen	16
a. Paleocen	16
Paleocen dolny	16
b. Eocen	16
Eocen środkowy	16
3. Neogen	17
a. Miocen	17
Miocen środkowy	17
Miocen górny	18
b. Mio-pliocen	19
4. Czwartorzęd	21
a. Plejstocen	22
Zlodowacenia najstarsze	22
Zlodowacenie Narwi	22
Stadiał górny	22
Zlodowacenia południowopolskie	23
Zlodowacenie Nidy	23
Stadiał górny	23
Zlodowacenie Sanu 1	23
Stadiał dolny	23
Zlodowacenie Sanu 2	23
Stadiał dolny	24
Zlodowacenia środkowopolskie	25
Zlodowacenie Odry	26
Stadiał dolny	26

Zlodowacenie Warty	26
Stadiał dolny	27
Stadiał środkowy	28
Interglacjał eemski	29
Zlodowacenia północnopolskie	29
Zlodowacenie Wisły	30
Stadiał górny	30
b. Czwartorzęd nierozdzielony	37
c. Holocen	39
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	41
C. Rozwój budowy geologicznej	43
IV. Podsumowanie	53
Literatura	55

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 Płock (444) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) ograniczają następujące współrzędne geograficzne: 52°30'–52°40' szerokości geograficznej północnej i 19°30'–19°45' długości geograficznej wschodniej. Powierzchnia terenu arkusza wynosi około 314 km², z czego koryto Wisły zajmuje powierzchnię około 20 km².

Pod względem administracyjnym omawiany obszar znajduje się na terenie województwa mazowieckiego. Większość obszaru arkusza należy do powiatów miasto Płock i płockiego (w granicach gmin: Brudzeń Duży, Stara Biała, Bielsk, Radzanowo, Płock, Słupno, Łąck i Nowy Duninów), natomiast niewielki fragment w jego południowo-zachodnim narożu – do powiatu gostynińskiego (z gminą Gostynin). Miasto Płock liczy około 120 tys. mieszkańców. Jest ważnym ośrodkiem przemysłowym, w którym znajduje się Polski Koncern Naftowy Orlen Spółka Akcyjna (PKNOSA), i drogowo-kolejowym węzłem komunikacyjnym.

Obszar arkusza Płock obejmuje dolinę Wisły wzdłuż odcinka od wschodniej części Płocka do Starego Duninowa oraz przylegające do niej fragmenty wysoczyzny lodowcowej znajdujące się na prawym brzegu Wisły i liczne powierzchnie tarasów akumulacyjnych nadzalewowych i zalewowych oraz pradolinnych Wisły na jej lewym brzegu.

Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony (Solon i in., 2018) północna i środkowa część terenu arkusza należy do Równiny Urszulewskiej, południowa – do Kotliny Płockiej, północno-wschodnia – do Wysoczyzny Płońskiej, skrawek w jego zachodniej części – do Pojezierza Dobrzyńskiego, a niewielki fragment w jego południowo-wschodnim narożu – do Kotliny Warszawskiej.

Aktualizację arkusza Płock wykonano w ramach tematu Aktualizacja Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym w Warszawie. Nową 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, dotyczącego reambulacji z 2011 r.

Autorami pierwszego wydania arkusza Płock SMGP są Skompski i Słowański (1963, 1970). Jest ono najważniejszym opracowaniem geologiczno-kartograficznym opisywanego obszaru.

W czasie realizacji pierwszej wersji arkusza Płock terenowe prace kartograficzne prowadzili Skompski i Słowański w latach 1958–1960. W ramach tych prac skartowano obszar o powierzchni około 314 km². Opisano 3477 punktów dokumentacyjnych, w tym 464 punkty o głębokości 2,0–5,0 m, 103 punkty o głębokości 5,0–10,0 m i 42 punkty o głębokości większej niż 10 m (Skompski, Słowański, 1970) oraz przeprowadzono 1130 pomiarów w otworach hydrogeologicznych. Ponadto sprofilowano 149 otworów wiertniczych (2807,0 m) oraz przeanalizowano ponad 700 profili otworów wiertniczych z obszaru arkusza Płock i terenów sąsiednich. W celu opracowania arkusza przejrzano także materiały znajdujące się w licznych przedsiębiorstwach geologicznych.

Przy aktualizacji arkusza Płock wzięto pod uwagę wyniki prac przeprowadzonych w ramach realizacji sąsiednich arkuszy SMGP: Dobrzyń nad Wisłą (Skompski, 1971, 1972), Staroźreby (Różański, Włodek, 2012, 2013), Mochowo (Frankiewicz, 2018, 2019) i Gąbin (Lisicki, Nizicka, 2021a, b).

W czasie aktualizacji arkusza Płock terenowe prace kartograficzne wykonali Lisicki i Nizicka w 2019 r. Na mapie geologicznej zamieszczono sześć odsłoneń: cztery piaskownie-żwirownie, żwirownię-piaskownię i gliniankę, które zaznaczono jako wybrane punkty dokumentacyjne (tab. 1), a także osiem gładów narzutowych, pięć skupisk gładów narzutowych i pięć form antropogenicznych: (obszar centrum Płocka, teren PKNOSA, wysypisko odpadów komunalnych w Kobiernicach, hałdę kopalnianą niedaleko Radziwia i grodzisko w Nowych Proboszczewicach).

Na mapie geologicznej zamieszczono 82 otwory wiertnicze z 278 znajdujących się na terenie arkusza (większość wykonanych po 1962 r.). Średnia gęstość obserwacyjnych punktów dokumentacyjnych, razem z punktami z wcześniejszego wydania arkusza Płock SMGP (Skompski, Słowański, 1963), wynosi niemal 12 punktów na km². Przy aktualizacji granic geologicznych posłużono się numerycznym modelem terenu (NMT).

Na obszarze arkusza do 2000 r. udokumentowano 21 małych i średnich złóż surowców mineralnych (w tym jedno jest obecnie pozabilansowe). Są to złoża kruszywa naturalnego czwartorzędu: 16 złóż piasków, jedno złożo piasków i żwirów oraz jedno złożo ilów ceramicznych, ponadto dwa złoża glin zwałowych oraz jedno złożo ilów i glin zwałowych. Złoża te zostały zlokalizowane na Mapie Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, arkusz Słubice, plansza A (Andrzejewska-Kubrak i in., 2010b), wraz z Objasnieniami (Andrzejewska-Kubrak i in., 2010a).

Na terenie arkusza do 2000 r. zrealizowano ponad 20 dokumentacji geoelektrycznych na potrzebę zaopatrzenia w wodę lub związanych z badaniami geologiczno-inżynierskimi. Mimo że doku-

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu dokumentacyjnego		Rodzaj punktu (według słownika)	Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	4	odsłonięcie	Nowe Proboszczewice	123,0	6,0	Oz – piaski ze żwirami i żwiry
2	5	odsłonięcie	Dziarnowo	122,0	7,0	Kem – piaski ze żwirami i mułki Datowanie wieku metodą OSL
3	3	odsłonięcie	Rejon Cierszewa	67,0	4,0	Taras nadzalewowy 7,0–13,0 m n.p. rzeki – piaski i żwiry
4	6	odsłonięcie	Maszewo	109,0	6,0	Oz – piaski ze żwirami i żwiry
5	1	odsłonięcie	Rejon Sendenia Dużego	86,0	4,0	Kem – piaski ze żwirami i mułki
6	2	odsłonięcie	Góry (Płock)	84,0	łącznie do 11,0 m, w tym wys. ścian do 6,0 m	Wysoczyzna morenowa – gliny zwałowe zazębiające się i podścielone osadami zastoiskowymi (mułkami) na piaskach wodnolodowcowych Datowanie wieku metodą OSL

mentacje obejmują niemal cały omawiany teren, to szczegółowe badania geoelektryczne nawiązują do obszarów o niewielkiej powierzchni.

W ramach aktualizacji arkusza przeprowadzono badania wieku metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) dwóch próbek osadów piaszczystych (tab. 1) (Palczewski, 2020a).

Pierwsze wzmianki o budowie geologicznej obszaru arkusza Płock przedstawiono w opracowaniach Kolskiego (1903, 1904) i Prawosławlewa (1905). Budową geologiczną i zlodowaczeniami okolic Płocka zajmowali się: Lencewicz (1922a, b, 1924, 1926, 1927), Samsonowicz (1922), Lewiński (1924a), Nechay (1925, 1927), Gelinek (1929), Jaczynowski (1929) i Galon (1953). Szczegółowe zagadnienia stratygrafii osadów czwartorzędu omawianego terenu były tematem prac m.in. Błachowskiego (1939) oraz Skompskiego i Słowańskiego (1961, 1964). Skompski, w publikacji z 1969 r., przedstawił budowę geologiczną i stratygrafię utworów czwartorzędu wschodniej części Kotliny Płockiej.

Ukształtowaniem i budową powierzchni podczwartorzędowej zajmowali się: Lewiński i Samsonowicz (1918), Lewiński (1924b), Pożaryski (1952) oraz Błaszkiwicz i Kowalski (1962).

Budowa geologiczna i wiek wydm Kotliny Płockiej były tematem pracy Urbaniaka (1967).

Lamparski (1983, 1991) przedstawił budowę geologiczną plejstocenu i jego podłoża na obszarze od północy graniczącym z Kotliną Płocką.

Opracowaniem dotyczącym całości zagadnień geologicznych, w powiązaniu z rekonstrukcją dynamiki nasunięcia najmłodszego lądolodu w lobie płockim, jest praca monograficzna Roman (2010).

Molewski (2014) zajmował się paleogeograficznymi uwarunkowaniami odpływu wód z zastoiska warszawskiego w czasie stadiału górnego zlodowacenia Wisły i zaprzeczył możliwości ich sub- i inglacjalnego odpływu w kierunku zachodnim (Wiśniewski, Andrzejewski, 1994; Wiśniewski, 2000, 2005).

W drugiej połowie XX w. i w XXI w., na terenie Płocka i w jego okolicy, były prowadzone prace związane z ruchami masowymi w rejonie północnej skarpy doliny Wisły. Lokalizację osuwisk, m.in. w powiecie płockim, przedstawiono w publikacji Grabowskiego (2011). Na podstawie najnowszych badań, prowadzonych w ramach programu SOPO, obszary osuwiskowe, zlokalizowane na opisywanym terenie, zostały zaznaczone również na Mapie Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, arkusz Płock, plansza A (Andrzejewska-Kubiak i in., 2010b).

Mapy Lencewicza (1936), Łyczewskiej (1948) oraz Łyczewskiej i Pożaryskiego (1948) należą do opracowań kartograficznych dotyczących Kotliny Płockiej i jej okolicy. Omawiany teren znajduje się w granicach obszaru objętego Mapą Geologiczną Polski 1:200 000, arkuszem Płock, wydaniem A i B (Baraniecka, Skompski, 1978a, b), wraz z Objasnieniami (Baraniecka, 1979).

Dla terenu arkusza Płock wykonano również Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000, wraz z Objasnieniami (Włostowski, 2002a, b) oraz Mapę Geośrodowiskową Polski 1:50 000, plansza A (Andrzejewska-Kubrak i in., 2010b) i plansza B (Paćławska i in., 2010), wraz z Objasnieniami (Andrzejewska-Kubrak i in., 2010a).

Na podstawie wyników najnowszych badań i opracowań geologicznych oraz danych turystycznych opublikowano Mapę Geologiczno-Turystyczną Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego 1:60 000 (Rychel i in., 2014), której północno-wschodni fragment obejmuje południową i południowo-zachodnią część obszaru arkusza Płock.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony (Solon i in., 2018) teren arkusza jest położony na pograniczu dwóch podprowincji – Pojezierza Południowobałtyckie i Niziny Środkowopolskie. Północna i środkowa część obszaru arkusza, po północnej stronie koryta Wisły, należą do makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, w którego obrębie, w granicach omawianego terenu, wyróżniono mezoregiony Równina Urszulewska i Pojezierze Dobrzyńskie. Na południe od Równiny Urszulewskiej rozpościera się mezoregion Kotlina Płocka należący do makroregionu

Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka. Północno-wschodni fragment omawianego obszaru znajduje się w mezoregionie Wysoczyzna Płońska, wchodzącym w skład makroregionu Nizina Północnomazowiecka. Niewielki skrawek w południowo-wschodnim narożu terenu arkusza należy do mezoregionu Kotlina Warszawska, w granicach makroregionu Nizina Środkowomazowiecka.

Kulminacja terenu (ok. 138 m n.p.m.), występuje na zdenudowanym obszarze Wysoczyzny Płońskiej, w północno-wschodnim narożu terenu arkusza. Najniższy punkt wysokościowy (56,8 m n.p.m.) jest zlokalizowany w dolinie Wisły, przy styku brzegu z lustrem wody w rzece, we wschodniej części Kotliny Płockiej, w zachodniej części obszaru arkusza. Deniwelacja terenu wynosi około 81 m. Wysokości względne stoków i krawędzi doliny Wisły wahają się w granicach średnio 25,0–30,0 m, a w rejonie Płocka przekraczają 40 m.

W krajobrazie omawianego terenu można wyróżnić główne jednostki geomorfologiczne. W północnej i środkowej części obszaru arkusza znajduje się wysoczyzna morenowa polodowcowa (po północnej stronie koryta Wisły). W południowej części terenu badań, po południowej stronie koryta Wisły, występuje szeroka (do ok. 8 km) dolina Wisły, z niewielkim fragmentem południowej wysoczyzny znajdującym się niedaleko Gór (południowa część Płocka) – *tablica I*. Wysoczyzna morenowa polodowcowa została uformowana w czasie zlodowacenia Wisły, a jedynie jej północno-wschodni niewielki fragment podczas zlodowacenia Warty. Przypuszczalnie, dolina Wisły zaczęła się tworzyć w interglacjale mazowieckim, ale nie zachowały się prawdopodobnie osady z tego okresu. W interglacjale eemskim główny kierunek doliny Wisły był już zbliżony do obecnego, ale poszerzenie jej koryta nastąpiło u schyłku plejstocenu i w holocenie. Na szkicu geomorfologicznym (*tabl. I*) przedstawiono formy lodowcowe i wodnolodowcowe, a także eoliczne, rzeczne, denudacyjne, jeziorne, utworzone w strefie martwego lodu i przez roślinność oraz antropogeniczne.

Fragment starszej wysoczyzny morenowej polodowcowej, która utworzyła się w okresie zlodowacenia Warty i została przekształcona w równinę denudacyjną, w warunkach strefy peryglacjalnej, głównie w czasie zlodowacenia Wisły, znajduje się jedynie w północno-wschodniej części terenu arkusza (na wschód od Nowych Proboszczewic). Opisywana równina jest częścią Wysoczyzny Płońskiej i wznosi się na wysokość około 122–138 m n.p.m. W pierwszym wydaniu arkusza (Skompski, Słowański, 1970) omawiany obszar nazwano strefą zdenudowanych moren wyciśnięcia. Powierzchnię równiny denudacyjnej urozmaicają pojedyncze, słabo zaznaczające się w morfologii terenu, pagórki morenowe przekształcone peryglacjalnie (moreny martwego lodu) oraz płytkie, suche doliny tnące długie stoki starszej wysoczyzny.

W pozostałej części obszaru arkusza, głównie po północnej stronie doliny Wisły, wyróżniono wysoczyznę morenową polodowcową, która utworzyła się w czasie zlodowacenia Wisły. Jest to

przeważnie wysoczyzna morenowa płaska (wysokość względna do 2 m, nachylenie do 2°), natomiast miejscami, w północno-wschodniej i w środkowej części obszaru arkusza, występuje wysoczyzna morenowa falista (wysokość względna 2–5 m, nachylenie do 5°). Powierzchnia tych wysoczyzn wznosi się na wysokość od około 100 m n.p.m. w zachodniej części do około 122 m n.p.m. w północno-wschodniej części terenu arkusza. W rejonie Gór, przy południowej granicy obszaru arkusza, powyżej krawędzi doliny Wisły znajdują się dwa niewielkie płaty wysoczyzny morenowej płaskiej. Ich powierzchnia znajduje się na wysokości około 80–85 m n.p.m. Opisywane płaty wysoczyzny należą do niższego stopnia wysoczyznowego (poziomu ciechomickiego) (Roman, 2010).

Formy nieprzekształcone denudacyjnie, które utworzyły się w strefie martwego lodu w postaci moren martwego lodu, stwierdzono jedynie w północno-zachodniej części terenu arkusza. Są to pagórki o długości do 200,0 m i szerokości do 150,0 m, o wysokości względnej do 4,0 m.

Wśród form wodnolodowcowych największą powierzchnię, na obszarze arkusza, zajmują tarasy sandrowe niższe i wyższe oraz tarasy pradolinne (akumulacyjne). Tarasy sandrowe wyższe tworzą szlak odpływu wód, który przebiega od północy wzdłuż doliny Skrwy Prawej, dalej na wschód – przy dolinie Wierzbicy i następnie na południe przez obszar Płocka do doliny Wisły. Ich powierzchnia znajduje się na wysokości około 100–105 m n.p.m. W północno-wschodniej części terenu arkusza, powierzchnia tarasów sandrowych, która przylega do obszaru równiny denudacyjnej, wznosi się na wysokość około 115–130 m n.p.m.

Tarasów sandrowych niższych są związane niemal jedynie z doliną Skrwy Prawej, wzdłuż której tworzą pas o szerokości około 3–4 km. Ich powierzchnia znajduje się na wysokości około 85–100 m n.p.m. W północno-zachodniej części terenu arkusza, tarasom sandrowym od zachodu towarzyszy fragment stożka sandrowego, który był osadzany przez wody roztopowe płynące od strefy recesyjnych pagórków czołowomorenowych znajdujących się na obszarze arkusza Dobrzyń nad Wisłą SMGP (Skompski, 1971, 1972). Stożek sandrowy wznosi się na wysokość około 100–105 m n.p.m. Tarasy pradolinne (akumulacyjne) stwierdzono jedynie na południe od doliny Wisły. Ich powierzchnia znajduje się na wysokości około 70–87 m n.p.m. i opada na północ ku tarasom nadzalewowym i zalewowym Wisły.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie występują głównie w obrębie wysoczyzny morenowej falistej, a pojedyncze znajdują się również w granicach wysoczyzny morenowej płaskiej oraz na powierzchni tarasów pradolinnych.

Równiny zastoiskowe (obszary zastoiskowe) występują głównie na północ od doliny Wisły, w obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej, w rejonie doliny Wierzbicy. Ich po-

wierzchnia nie przekracza 0,5 km². Nieco większy obszar zastoiskowy, o powierzchni około 1 km², jest zlokalizowany na południe od doliny Wisły, w środkowej części tarasów pradolinnych. Od wschodu i południa towarzyszą mu pagórki i wzgórza kemów o wysokości względnej dochodzącej do 15 m. Znacznie mniejsze pagórki kemowe, o wysokości względnej około 5–10 m, występują również na wysoczyźnie morenowej falistej, w północno-wschodniej części terenu arkusza.

Na obszarze arkusza znajdują się dwa ciągi wałów ozów. Oz proboszczewicki, który jest związany z rynną Wierzbicy, występuje w północno-wschodniej części terenu arkusza i rozciąga się wzdłuż odcinka około 3 km. W północnej części ozu jego wysokość względna dochodzi do 8,0 m, a szerokość – do 250,0 m. W Nowych Proboszczewicach osady ozu są w znacznej części wyeksploatowane, a w południowej części tej miejscowości na ozie znajduje się wczesnośredniowieczne grodzisko. Oz maszewski, który występuje w środkowej części obszaru arkusza, tworzą wały o przebiegu NW–SE w jego północnej części i NE–SW w jego południowej części. Oz o wysokości względnej do 6,0 m osiąga długość około 3 km, a jego szerokość dochodzi do 130,0 m.

Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone oraz wyniosłości i progi w dnach rynien. Na obszarze arkusza największą rynną o założeniu subglacialnym jest rynna Wierzbicy o głębokości do 20,0 m. Od doliny Skrwy Prawej do okolicy Białej, która jest zlokalizowana na północ od obszaru PKNOSA, jej kierunek jest równoleżnikowy, a dalej przebiega ku północnemu wschodowi, czyli zgodnie z kierunkiem przesuwania się mas lodowych najmłodszego lądolodu w obrębie lobu płockiego. Rynna ta jest wykorzystywana przez rzekę Wierbicę, której wody płyną w kierunku przeciwnym do pierwotnego płynięcia wód subglacialnych. Występują w niej mniejsze i większe wyniosłości (wyspy ostańcowe), będące głównie fragmentami tarasów sandrowych wyższych i wysoczyzny. Przy południowej granicy terenu arkusza, w rejonie Sendenia (dawniej Sędienia) Dużego, znajduje się wąska rynna subglacialna o długości około 2,5 km, która łączy się, na obszarze arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b), z rynną Jeziora Białego. Jest ona słabo czytelna w morfologii terenu, ponieważ została częściowo zasypana osadami tarasów pradolinnych.

Wysoczyznę morenową, na północ od doliny Wisły, przecina dolina wód roztopowych o długości około 17 km. Dolina ta ma swój początek na obszarze stożka sandrowego, w północno-zachodniej części terenu arkusza, a koniec – w rejonie PKNOSA. Ostatnim odcinkiem tej doliny, którym płynęły wody ku dolinie Wisły, była prawdopodobnie obecna dolina rzeki Brzeźnicy.

Formy eoliczne towarzyszą niemal wyłącznie obszarom tarasów nadzalewowych i zalewowych Wisły oraz tarasów pradolinnych. Największe równiny piasków przewianych i wydmy, w tym paraboliczne, znajdują się w rejonie i na zachód od doliny Skrwy Lewej oraz na tarasach

nadzalewowych i zalewowych Wisły na południowy zachód od Płocka. Wysokość względna największej wydmy podłużnej, która występuje na południe od Soczewki, dochodzi do 29,0 m (maks. wys. 103,7 m n.p.m.), a dużej wydmy parabolicznej, znajdującej się po zachodniej stronie doliny Skrwy Lewej – do 23,0 m (maks. wys. 98,1 m n.p.m.). Wydmom miejscami towarzyszą z a g ł ę b i e n i a d e f l a c y j n e. Po północnej stronie koryta Wisły wydmy, jak i równiny piasków przewianych, są niewielkie i słabo wykształcone.

Najlepiej uformowane dna dolin rzecznych, rzek będących dopływami Wisły, są to dna doliny Skrwy Prawej z dopływami Wierzbicy i Brzeźnicy po północnej stronie koryta Wisły oraz dolina Skrwy Lewej po południowej stronie koryta Wisły.

W dolinach Wisły i Skrwy Prawej wyróżniono pięć tarasów akumulacyjnych. W dolinie Wisły występują także lokalnie tarasy erozyjne.

Taras akumulacyjny nadzalewowe w dolinach rzecznych I 7,0–13,0 m n.p. rzeki stwierdzono w dolinie Wisły jedynie w zachodniej części terenu arkusza oraz lokalnie w dolinie Skrwy Prawej. W dolinie Wisły tarasy te mają szerokość do około 1 km i znajdują się na wysokości około 64–70 m n.p.m. (6,0–7,0 m nad poziom lustra wody w Zbiorniku Włocławskim). W dolinie Skrwy Prawej ich szerokość dochodzi do około 350 m i wznoszą się na wysokość 64,0–70,0 m n.p.m. (7,0–13,0 m n.p. rzeki) w dolnym odcinku oraz 75,0–81,0 m n.p.m. (6,0–12,0 m n.p. rzeki) w jej środkowym odcinku.

Taras akumulacyjny nadzalewowe w dolinach rzecznych II 5,0–6,0 m n.p. rzeki są najlepiej rozwinięte w dolinie Wisły, w której miejscami mają szerokość ponad 1 km. Występują one także lokalnie w dolinie Skrwy Prawej, w której ich szerokość może przekraczać 0,5 km. Tarasy nadzalewowe II mają zwykle niższą wysokość (o ok. 1–2 m) od tarasów nadzalewowych I (62,0–63,0 m n.p.m., 5,0–6,0 m n.p. rzeki – w dolinie Wisły i dolnym odcinku Skrwy Prawej; 75,0–76,0 m n.p.m., 5,0–6,0 m n.p. rzeki – w górnym odcinku Skrwy Prawej), a krańdzie, które je rozdzielają, przeważnie słabo zaznaczają się w morfologii terenu. Tarasom nadzalewowym towarzyszą równiny jeziorne i rzadziej równiny torfowe. Trzy niewielkie obszary tarasów erozyjnych występują w okolicy Soczewki. Dwa z nich, które są utworzone z ilów pstrych miocenu górnego, znajdują się na tarasach nadzalewowych II, na północny zachód od Soczewki. Trzeci jest zbudowany z glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2 i również występuje na tarasach nadzalewowych II, na północ od Soczewki.

Taras akumulacyjny zalewowe w dolinach rzecznych III 3,0–4,0 m n.p. rzeki są pocięte starorzeczami suchymi, głównie w południowo-wschodniej części terenu arkusza. Powierzchnia tych tarasów ma wysokość około 60–61 m n.p.m. (3,0–4,0 m n.p. Wisły,

a w zachodniej części obszaru arkusza nad poziomem lustra wody w Zbiorniku Włocławskim). Piaski tarasów zalewowych są miejscami przykryte madami. Na wysokości Płocka występują na nich piaski przewiane. W dolinie Skrwy Prawej listwy tarasów zalewowych są dość powszechne. W południowej części doliny Skrwy Prawej wznoszą się na wysokość 62,0–63,0 m n.p.m., a w północnej części, niedaleko Brudzenia Dużego – na 77,0–78,0 m n.p.m.

Piaski tarasów akumulacyjnych zalewowych w dolinach rzecznych IV 2,0–3,0 m n.p. rzeki dość często przykrywają mady. Powierzchnia opisywanych tarasów w dolinie Wisły znajduje się na wysokości około 58–60 m n.p.m. (2,0–3,0 m n.p. Wisły, a w zachodniej części terenu arkusza nad poziom lustra wody w Zbiorniku Włocławskim). W zachodniej części obszaru arkusza piaski tarasów zalewowych są częściowo zalane wodami Zbiornika Włocławskiego. Omawianym tarasom często towarzyszą starorzecza świeże (zawodnione) i suche oraz rozległe równiny torfowe. W dolinie Skrwy Prawej piaski tarasów zalewowych występują sporadycznie.

Tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych V 1,0–2,0 m n.p. rzeki, które są związane z korytem Wisły, wznoszą się na wysokość poniżej 58 m n.p.m. Na wysokości Płocka, lokalnie tworzą się one obecnie w formie nasp i mielizn w obrębie koryta rzeki. Na zachód od Płocka opisywane tarasy nie odsłaniają się na powierzchni terenu, ponieważ są zalane wodami Zbiornika Włocławskiego. W dolinie Skrwy Prawej znajdują się one na wysokości od 58 m n.p.m. w południowej części do około 70 m n.p.m. w jej północnej części. W dolinach Skrwy Lewej (z wyjątkiem jednego miejsca) i Brzeźnicy nie wyróżniono tarasów zalewowych, a wody tych rzek płyną dnami dolin.

Krawędzie i stoki wysoczyzny występują wzdłuż południowej granicy doliny Wisły, niedaleko Gór oraz wzdłuż jej całej północnej granicy, a także w dolnej części doliny Skrwy Prawej. Krawędzie są porożcinane dolinkami, parowami i młodymi rozcięciami erozyjnymi, które towarzyszą rynnie Wierzbicy oraz dolinom Skrwy Prawej i Brzeźnicy. Wzdłuż północnej krawędzi doliny Wisły wyróżniono cztery największe osuwiska.

Poza obszarem doliny Wisły niewielkie równiny jeziorne i równiny torfowe występują sporadycznie na wysoczyźnie morenowej.

Z form antropogenicznych na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono: grodziska w Nowych Proboszczewicach i Brudzeniu Dużym, wały przeciwpowodziowe po obu stronach koryta Wisły (o wys. względnej 5,0–6,0 m), jedną gliniankę w Górach, cztery piaskownie-żwirownie (w ozie proboszczewickim, w dwóch kemach i na tarasach nadzalewowych I Skrwy Prawej) oraz jedną żwirownię-piaskownię w ozie maszewskim.

Na terenie arkusza znajdują się również rozległe nasypy obszaru centrum Płocka i PKNOSA oraz znacznie mniejszy nasyp na tarasach zalewowych IV, h a ł d a niedaleko Radziwia i w s y p i s k o o d p a d ó w k o m u n a l n y c h na wschód od doliny Skrwy Prawej.

Obszar arkusza Płock znajduje się w obrębie dorzecza Wisły. Przez opisywany teren przepływa rzeka Wisła. Jej koryto, podczas normalnych stanów wody w rzece, ma szerokość od około 300 m we wschodniej części do ponad 1,5 km w jej zachodniej części, a maksymalna głębokość dochodzi do 5,0 m w rejonie Płocka. W 1970 r. powstał Zbiornik Włocławski, w którym zostały spiętrzone wody Wisły. Opisywane spiętrzenie dotarło, aż do rejonu Wyszogrodu (poza obszarem arkusza). Na terenie arkusza lustro wody w Wiśle zostało spiętrzone o około 1,7 m na wschodzie i około 4 m na zachodzie. Spiętrzenie to spowodowało cofkę wody w dolinie Skrwy Prawej na odległość około 2 km. W Soczewce zbudowano tamę na Skrwie Lewej, dzięki której powstał sztuczny zbiornik – Jezioro Soczewka o długości nieco ponad 2 km. Jego powierzchnia wynosi 46,2 ha, a maksymalna głębokość – 7,0 m (Jańczak, red., 1996).

Według Skompskiego i Słowańskiego (1970), na obszarze arkusza, sieć rzeczna jest związana z rzeką Wisłą, która przez niego przepływa z południowego wschodu. Rzeka Wisła dzieli omawiany teren na dwie nierówne części – północną i południową. Północna część jest odwadniana przez rzekę Skrwę Prawą, jej dopływ Wierzbicę oraz przez Brzeźnicę, a jego południowa część – przez Skrwę Lewą (lewobrzezną). Rów melioracyjny odprowadza znaczą ilość wód z tarasów zalewowych Wisły do Skrwy Lewej. Spadki wody w rzekach wynoszą dla Wisły (przed powstaniem Zbiornika Włocławskiego) – 0,179%, a dla Skrwy Prawej – 0,75%.

W północnej krawędzi doliny Wisły, wzdłuż odcinka od Płocka do zachodniej granicy terenu arkusza, występują pojedyncze źródła oraz wycieki i wysięki wody. Pojedyncze źródła znajdują się również w dolnej części meandrującej rzeki Skrwy Prawej.

W południowej części obszaru arkusza występują niewielkie zbiorniki wytopiskowe. Największe z nich to Jezioro Sędeńskie (pow. 14,2 ha, maks. głęb. 4,4 m) i jezioro Jeziorko. W opisywanym rejonie pozostałe zbiorniki są bardzo małe. Niewielkie jeziora znajdują się również na północ od koryta Wisły, gdzie wypełniają zagłębienia bezodpływowe w obrębie wysoczyzny morenowej oraz fragmenty rynien i dolin wód roztopowych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar arkusza Płock SMGP jest położony w zachodniej części niecki brzeżnej (synklinorium kościerzyńsko-puławskiego, segmentu warszawskiego – Żelaźniewicz i in., 2011) i na północno-wschodnim skłonie wału kujawsko-pomorskiego (antyklinorium śródpolskiego, segmentu kujawskiego – Żelaźniewicz i in., 2011; por. Dadlez i in., 1998).

A. STRATYGRAFIA

Przedmiotem badań stratygraficznych, wykonanych w trakcie realizacji arkusza Płock SMGP, były, dostępne dla prac zdjęciowych i dokumentacyjnych, osady czwartorzędu oraz podścielające je utwory kredy, paleogenu i neogenu. Stratygrafię osadów czwartorzędu oparto głównie na podstawie wyników badań petrograficznych frakcji żwirowej drobno- i średniookruchowej glin zwałowych (Marcinkowski, 2017), które przewiercono w otworach kartograficznych na sąsiadującym od południa terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a), w nawiązaniu do litostratygrafii glin zwałowych znacznego obszaru dorzecza Wisły (Lisicki, 2003). W ustaleniu stratygrafii utworów podłoża czwartorzędu posłużono się wynikami badań palinologicznych tych osadów (Winter, 2016, 2017; Słodkowska, 2017), które rozpoznano również na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a).

1. Kreda

Na obszarze arkusza Płock występuje 17 otworów wiertniczych, które sięgają skał kredy. Niemal wszystkie opisywane otwory znajdują się na terenie Płocka. Najgłębszy z nich (otw. 31 – [tabl. II](#)) występuje na obszarze wybudowanych w późniejszym czasie PKNOSA. Omawiany otwór zakończono, na głębokości 401,5 m, w utworach kredy górnej, które reprezentują margle ilaste o miąższości 181,5 m. Osady kredy górnej nawiercono również w otworach: 30, 40–43, 45, 48, 59, 60, 66–71 i 76.

a. Kreda górna

W wyżej wymienionych otworach wiertniczych skały kredy górnej należą prawdopodobnie do mastrychtu.

Mastrycht

Utwory mastrychtu są wykształcone głównie jako wapienie i margle, miejscami gezy i kreda pisząca. Wapienie miejscami zawierają konkretne krzemienne i mogą być

margliste. W kilku profilach otworów wiertniczych margle opisano jako piaszczyste lub ilaste, przechodzące miejscami w piaski margliste. W otworze 69 stwierdzono gezy margliste, ilaste i z glaukonitem, a poniżej margle, gezy margliste i ily margliste z przewarstwieniami margli. W południowo-zachodniej i środkowej części Płocka strop skał kredy górnej odnotowano na wysokości od 39,0 m p.p.m. (otw. 59) do 95,5 m p.p.m. (otw. 70), a w jego północno-wschodniej i wschodniej części – od 117,0 m p.p.m. (otw. 31) do 137,8 m p.p.m. (otw. 71) (tabl. III). Różnicę wysokości położenia stropu utworów kredy można tłumaczyć występowaniem, w nich i osadach paleogenu, uskoku, prawdopodobnie o przebiegu zgodnym z rozciągłością wału kujawsko-pomorskiego, czyli o kierunku NW–SE (tabl. III). Podobna koncepcja przebiegu uskoku w rejonie Płocka została przedstawiona w pracy Skompskiego (1969).

2. Paleogen

Na obszarze arkusza Płock skały paleogenu stwierdzono w 24 otworach wiertniczych, które zaznaczono na mapie geologicznej.

a. Paleocen

Utwory paleocenu występują w 16 otworach wiertniczych, które zaznaczono na mapie geologicznej.

Paleocen dolny

Piaski, mułki i ily margliste oraz piaskowce, margle i opoki. Osady paleocenu dolnego reprezentują najczęściej piaski, mułki i ily margliste oraz piaskowce z glaukonitem (otw. 69, miąższość 16,0 m) lub ich zwietrzelina, margle piaszczyste (otw. 71, miąższość 17,0 m) lub ich zwietrzelina i opoki margliste (otw. 60, miąższość 11,5 m – przekrój geol. A–B). Ich strop znajduje się na wysokości około 37–78 m p.p.m. w południowo-zachodniej części Płocka, a w jego północno-wschodniej części – na około 105–121 m p.p.m.

b. Eocen

Eocen środkowy

Na obszarze arkusza Płock piaski, mułki i ily z glaukonitem, lokalnie zlepierce eocenu środkowego stwierdzono w 21 otworach wiertniczych, które zaznaczono na mapie geologicznej.

Osady te zostały zaliczone do oligocenu przez Skompskiego i Słowańskiego (1970). Na podstawie analizy opracowania Piwockiego (2004) przypisano je do eocenu środkowego. W otworze 30 w spągowej części utworów przewiercono warstwę zlepieńców o miąższości 4,0 m. Maksymalna miąższość osadów eocenu środkowego wynosi 56,0 m w otworze 71 i 45,6 m w otworze 31 (tabl. II). Strop omawianych utworów występuje od około 26 m p.p.m. na południowy zachód od Płocka do około 82 m p.p.m. na północny wschód od tego miasta. W rejonie doliny Wisły i na południe od niej (w kierunku antyklinorium śródpolskiego) osady eocenu wyklinowują się. W otworze 76 (przekrój geol. A–B) nie stwierdzono omawianych utworów.

Niewykluczone, że w otworach wiertniczych, w których miąższość osadów eocenu przekracza 20 m, ich górną część należy zaliczyć do eocenu górnego (Piwocki, 2004).

3. Neogen

Na terenie arkusza Płock wyróżniono utwory miocenu środkowego i górnego oraz mio-pliocenu.

a. Miocen

Miocen środkowy

Łądowe utwory miocenu środkowego rozpoznano w wielu otworach wiertniczych (przekrój geol. A–B, tabl. II) na całym terenie arkusza (tabl. III). Są to piaski, mułki i ły z substancją brunatnowęglową oraz węgiel brunatny o łącznej miąższości 68,0 m w otworach 34 i 76 (przekrój geol. A–B, tabl. II).

Według Skompskiego i Słowańskiego (1970) spągową część osadów miocenu tworzą zwykle ciemnobrunatne ły z przewarstwieniami pyłów lub mułowce, o miąższości do 12,0 m. Powyżej występują piaski pyłowate lub drobnoziarniste, rzadziej średnio- lub różnoziarniste z pojedynczymi żwirkami. W stropie profilu utworów wydzielono serię iłów lub piasków z domieszką lub warstwami węgla brunatnego, o miąższości do 2,5 m. Opisywane osady są źle wysortowane.

Na obszarze arkusza warstwy węgla brunatnego stwierdzono w ośmiu otworach wiertniczych. W otworze 34 przewiercono pokład węgla brunatnego o największej miąższości 20,0 m, łącznie z przewarstwieniem iłów o miąższości 2,0 m (przekrój geol. A–B, tabl. II).

Powierzchnia stropowa omawianych osadów występuje na wysokości od około 30 m p.p.m. do około 30 m n.p.m. Takie wysokie położenie stropu opisywanych utworów może być spowodowane ich spiętrzeniem glacictektonicznym, np. na obszarze doliny Wisły w południowej części Płocka, w rejonie otworów 60 i 76 (przekrój geol. A–B).

W otworze Janowo K-1 (ark. Gąbin SMGP – Lisicki, Nizicka, 2021a) środkowomiocenijski wiek podobnie wykształconych osadów określono na podstawie wyników badań palinologicznych (Słodkowska, 2017).

Miocen górny

Utwory miocenu górnego występują powszechnie na obszarze arkusza. Stwierdzono je w większości otworów wiertniczych. Omawiane osady są wykształcone jako ropy pstry, miejscami mułki i piaski. Według Skompskiego i Słowańskiego (1970) w utworach tych (wcześniej zaliczonych do pliocenu) przeważają ropy i mułki zielone, niebieskozielone lub szare o różnym natężeniu barwy, miejscami czarne, z plamami żółtymi, pomarańczowymi lub czerwonymi. W mniejszej ilości piaski występują w formie przewarstwień w osadach ilasto-mułkowatych, np. w otworach: 29, 30, 31, 34 i 35 (tabl. II). Są one najczęściej drobnoziarniste lub pyłowate, rzadziej zawierają domieszkę piasków średnioziarnistych lub pojedyncze ziarna o średnicy do 2,0 mm. W łąkach miejscami występują kongrecje syderytowo-wapniste o średnicy do 1,0 m lub płaskury o długości 2,5 m i miąższości do 40,0 cm.

Wiek opisywanych utworów określono pośrednio na terenie, sąsiadującego od południa, arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a). W otworze Janowo K-1 ilasto-mułkowate osady miocenu górnego są podścielone utworami zaliczonymi do miocenu środkowego (Słodkowska, 2017). W otworze Szczawin Kościelny K-3 osady występujące powyżej utworów ilasto-mułkowatych są datowane na najwyższy miocen (Winter, 2016).

Skały miocenu górnego przewiercono w wielu otworach wiertniczych w Płocku i jego okolicy (przekrój geol. A–B, tabl. II). Największą miąższość mają one w otworach: 49, 34, 45 i 31, odpowiednio: 102,4; 99,0; 74,0 i 69,5 m. Na terenie wysoczyzny po północnej stronie koryta Wisły, w Płocku i jego okolicy, spąg omawianych utworów występuje na wysokości od około 30 m p.p.m. do 10 m n.p.m. Na obszarze doliny Wisły odnotowano go na wysokości około 30 m n.p.m. (przekrój geol. A–B). Stropowa część opisywanych utworów jest w wielu miejscach zaburzona glacitektonicznie i tworzy plastycznie uformowane fałdy, w tym fałdy obalone. Omawiane deformacje przypominają zaburzenia glacitektoniczne zinterpretowane przez Skompskiego (1995) i Roman (2015a, b) w rejonie Dobrzynia nad Wisłą (poza obszarem arkusza). Na opisywanym terenie podobnie utworzyły się one, przed interglacją mazowieckim, w wyniku nacisku łądolodu, prawdopodobnie zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2, poruszającego się ku południowemu zachodowi. Na obszarze, sąsiadującego od wschodu, arkusza Starożreby SMGP (Różański, Włodek, 2012, 2013), w rejonie doliny Wisły,

w spągowej części glin zwałowych zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 stwierdzono porwaki (kry lodowcowe) ilów pstrych miocenu górnego.

Na powierzchni terenu utwory pstry miocenu górnego odsłaniają się *in situ* w 12 miejscach na prawym i lewym brzegu Wisły, na zachód od Starego Miasta w Płocku, w czterech – w dolnym odcinku koryta Skrwy Prawej i ujścia do niej Wierzbicy oraz w dwóch – w korycie Brzeźnicy. W dwóch miejscach, po południowej stronie koryta Wisły, w rejonie Starego Duninowa, opisywane osady są przykryte cienką warstwą piasków i żwirów rezydualnych (po glinach zwałowych zlod. Sanu 2).

Powierzchnia utworów miocenu górnego jest bardzo zróżnicowana i wykazuje znaczne deniwelacje (tabl. III). W zachodniej części obszaru arkusza strop omawianych osadów występuje stosunkowo płasko na wysokości od około 20 m n.p.m. do nieco ponad 50 m n.p.m. We wschodniej części i południowo-zachodnim krańcu terenu arkusza powierzchnia opisywanych utworów jest nadbudowana osadami mio-pliocenu. W odróżnieniu od zachodniej części jest ona tu silnie zaburzona glacitektonicznie, głównie w rejonie Płocka, gdzie stwierdzono trzy fałdy o amplitudzie około 40–80 m, których szczyty osiągają wysokość ponad 80 m n.p.m. (amplituda do ok. 50 m, rejon otw. 49–51, przekrój geol. A–B). W dolinie Wisły, na południe od nich, znajduje się czwarty fałd o amplitudzie około 30 m, którego stropowa część została ścięta erozyjnie (rejon otw. 60 i 76). W dolinie Wisły powierzchnia osadów miocenu górnego i mio-pliocenu ma charakter głównie erozyjno-egzaracyjny.

W północno-wschodniej części terenu arkusza występują trzy uskoki, które stwierdzono także na obszarze arkusza Mochowo SMGP (Frankiewicz, 2018). Przecinają one powierzchnię utworów miocenu i prawdopodobnie sięgają co najmniej skał jury.

b. Mio-pliocen

Mio-pliocen obejmuje okres od najwyższego miocenu do pliocenu dolnego. Osady mio-pliocenu nawiercono lub przewiercono w 18 otworach wiertniczych. Są to piaski i mułki, miejscami iły oraz lokalnie węgiel brunatny. Utwory te są głównie bezwapniste, mogą jednak być wtórnie przesycone CaCO_3 . Na terenie arkusza miąższość tych osadów wynosi 29,5 m w otworze 66 i 28,9 m w otworze 61 (przekrój geol. A–B). Opisywane utwory występują głównie we wschodniej części obszaru arkusza – w południowej części Płocka i na północ od niego.

Na powierzchni terenu omawiane utwory zostały rozpoznane przez Skompskiego i Słowańskiego, w zachodniej części obszaru arkusza jedynie w jednym miejscu – w krawędzi prawego brzegu Wisły, niedaleko Murzynowa. Osady te wcześniej zaliczono do plejstocenu dolnego (preglacjału)

(Skompski, Słowański, 1970) i opisano jako siwe piaski średnio- i drobnoziarniste, miejscami nieco ilaste, z wkładkami piasków gruboziarnistych, a w stropie z warstewką drobnych żwirów o średnicy do 0,6 cm. W omawianych utworach nie stwierdzono skał północnych, a oprócz ziaren kwarcu rozpoznano w nich liczne okruchy czarnych krzemieni. Miąższość tych osadów wynosi 1,6 m. Utwory mio-pliocenu występują na wysoko położonych łąkach pstrych, miejscami mułkach i piaskach mio-cenu górnego (na wys. ok. 80 m n.p.m.). We wschodniej części Płocka, po północnej stronie koryta Wisły, opisywane utwory są przykryte warstwą osadów rzecznych tarasów nadzalewowych 5,0–6,0 m n.p. rzeki. Utwory piaszczysto-mułkowate mio-pliocenu odsłaniają się również w pięciu miejscach w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, po północnej stronie koryta Wisły.

Na podstawie wyników badań osadów z otworów kartograficznych, na sąsiednim arkuszu Gąbin SMGP, określono wiek omawianych utworów (Lisicki, Nizicka, 2021a). Z analizy palinologicznej dwóch próbek osadów z otworu Janowo K-1 wynika, że należą one do wyższej części mio-cenu górnego (Słodkowska, 2017). Na podstawie wyników badań trzech próbek utworów z otworu Korzeń Rządowy K-2 wykazano, że należą one do pliocenu, w tym dwie dolne – do pliocenu dolnego (Winter, 2017). Analizę palinologiczną przeprowadzono dla 16 próbek osadów z otworu Szczawin Kościelny K-3. Opierając się na jej wynikach, określono wiek tych utworów na najwyższy miocen górny (Winter, 2016). Na podstawie wyników badań palinologicznych jednej próbki analizowanych osadów z otworu Gołas K-4 wykazano, że należą one do pliocenu dolnego (Słodkowska, 2017).

Na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a), niedaleko otworu kartograficznego Szczawin Kościelny K-3, w otworze hydrogeologicznym przewiercono, pod dwoma poziomami glin zwałowych, utwory opisane jako zapiaszczone torfy o miąższości 1,6 m. W świetle otrzymanych wyników badań palinologicznych osadów z otworu Szczawin Kościelny K-3 opisane torfy należy interpretować jako węgiel brunatny (Lisicki, Nizicka, 2021a). W objaśnieniach do starszej wersji arkusza Płock SMGP (Skompski, Słowański, 1970), wspomniano o torfach (zaliczonych do czwartorzędu nierozdzielonego) o miąższości około 1,2 m, które przewiercono pod osadami tarasów nadzalewowych na zachód od Radziwia (ok. 14 km na północ od Szczawina Kościelnego). Pozycję opisywanych torfów zaznaczono na syntetycznym profilu geologicznym przedstawiającym obszar doliny Wisły (Skompski, Słowański, 1963). Autorzy starej wersji arkusza napisali, że omawiane torfy były zaliczane do osadów interglacjału wielkiego (Skompski, Słowański, 1970), a według autora niniejszego opracowania prawdopodobnie występują pod utworami młodszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego. Brak badań próbek torfów oraz ich niepewna pozycja stratygraficzna nakazują odnosić się jednak do opisywanej interpretacji wiekowej z rezerwą.

Biorąc jednak pod uwagę wyniki badań osadów ze Szczawina Kościelnego, można przyjąć, że na opisywanym terenie analizowane torfy są węglem brunatnym i podobnie jak na obszarze arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a), należy je wiązać z mio-pliocenem.

Utwory mio-pliocenu są sedymentami koryt rzeki mazowieckiej z przełomu miocenu i pliocenu (Badura, Przybylski, 2004). Ich wiek wcześniej określono na plejstocen dolny (preglacjał).

4. Czwartorzęd

Niemal cały obszar arkusza Płock jest pokryty osadami czwartorzędu z wyjątkiem, jak już wcześniej wspomniano, 12 niewielkich wychodni utworów miocenu górnego w dolinie Wisły (po obu stronach koryta rzeki), czterech w dolnym odcinku koryta Skrwy Prawej i ujścia do niej Wierzbicy oraz dwóch w korycie Brzeźnicy, a także niedaleko Murzynowa i w południowo-wschodniej części terenu arkusza, po północnej stronie koryta Wisły, gdzie odsłaniają się osady mio-pliocenu.

Ogólny opis utworów czwartorzędu, występujących na omawianym terenie, został przedstawiony przez Skompskiego i Słowańskiego (1970). Maksymalna miąższość osadów czwartorzędu dochodzi do około 120 m (119,5 m w otw. 2 – przekrój geol. A–B). W dolinie Wisły miąższość opisywanych utworów wynosi około 5–30 m, maksymalnie do około 40 m, a w obrębie wysoczyzny – średnio 30–70 m.

Czwartorzęd jest reprezentowany przez osady siedmiu zlodowaceń: Narwi, Nidy, Sanu 1, Sanu 2, Odry, Warty i Wisły oraz przez utwory czwartorzędu nierozdzielonego i holocenu. Na terenie arkusza nie przeprowadzono badań paleobotanicznych osadów interglacjalnych, dlatego ich oznaczenia wiekowe są umowne.

Podstawą podziału stratygraficznego było wydzielenie poziomów glin zwałowych i serii międzymorenowych oraz dane z sąsiednich obszarów arkuszy SMGP Staroźreby (Różański, Włodek, 2012, 2013), Mochowo (Frankiewicz, 2018, 2019) i Gąbin (Lisicki, Nizicka, 2021a, b).

W jednym miejscu, w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza, w rejonie otworu 2, występuje niemal pełny profil osadów mineralnych czwartorzędu (przekrój geol. A–B).

W dolinie Wisły rozpoznano głównie utwory: zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2, interglacjału eemskiego (osady rzeczne), zlodowacenia Wisły i holocenu. Na wysoczyźnie polodowcowej (za północno-wschodnim krańcem terenu arkusza) znajdują się zredukowane utwory zlodowaceń: Sanu 1, Sanu 2, Odry oraz Warty i Wisły.

Powierzchnia, na której występują osady czwartorzędu, ma charakter głównie egzaracyjny, na przeważającym obszarze doliny Wisły oraz w obrębie zachodniej i północnej części wysoczyzny – erozyjny, a w południowo-wschodniej części terenu arkusza – przede wszystkim glacitektoniczny.

W niniejszym opracowaniu zmieniono i uszczegółowiono stratygrafię utworów plejstocenu w stosunku do wcześniejszego wydania arkusza Płock (Skompski, Słowański, 1963, 1970). Najstarsze osady plejstocenu zaliczono do stadiału górnego zlodowacenia Narwi. Utwory zlodowaceń południowopolskich podzielono na osady stadiału górnego zlodowacenia Nidy, stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 i stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 2 (w starszej wersji arkusza wyróżniono jedynie utwory stadiałów starszego i młodszego zlodowacenia południowopolskiego). Osady zlodowaceń środkowopolskich zaliczono do stadiału dolnego zlodowacenia Odry oraz stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty (w poprzednim opracowaniu wyróżniono nierozdzielone stratygraficznie utwory zlodowacenia środkowopolskiego). Osady zlodowacenia Wisły powiązano ze stadiałem górnym (w starszym wydaniu arkusza ze stadiałami wielkopolsko-dobrzyńskim, z fazami gąbińską, płocką i dobrzyńską, oraz pomorskim zlodowacenia bałtyckiego).

a. Plejstocen

Na obszarze arkusza Płock w kompleksie utworów plejstocenu wyróżniono osady siedmiu zlodowaceń: Narwi, Nidy, Sanu 1, Sanu 2, Odry oraz Warty i Wisły.

Zlodowacenia najstarsze

Osady zlodowacenia najstarszego są reprezentowane prawdopodobnie jedynie przez utwory stadiału górnego zlodowacenia Narwi (por. Lisicki, 2003; Lisicki, Nizicka, 2024a, b). W pierwszym wydaniu arkusza Płock Skompski i Słowański przypisali (1963, 1970) miąższe, dolne osady plejstocenu do zlodowacenia południowopolskiego.

Zlodowacenie Narwi

Stadiał górny

Najstarsze utwory plejstocenu występują jedynie lokalnie w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza i być może w wąskim pasie, który graniczy z terenem arkusza Mochowo, na zachód od okolicy Suchodołu (por. ark. Mochowo SMGP – Frankiewicz, 2018). W rejonie otworu 2 (przekrój geol. A–B) rozpoznano gliny zwałowe oraz prawdopodobnie piaski i żwiry wodnolodowe. W otworze 2 przewiercono, na głębokości 113,0–119,5 m (na wys. 0,3–6,8 m n.p.m.), gliny piaszczyste o miąższości 6,5 m, które stwierdzono na utworach piaszczystych miocenu środkowego. W kierunku uskoku miąższość glin zwałowych wzrasta do kilkunastu metrów. Prawdopodobnie, na glinach zwałowych zlodowaceń najstarszych występują (poza otworem 2) osady wodnolodowcowe o miąższości od kilku do kilkunastu metrów.

Zlodowacenia południowopolskie

Do osadów zlodowaceń południowopolskich zaliczono utwory zlodowaceń Nidy, Sanu 1 i Sanu 2.

Zlodowacenie Nidy

Osady zlodowacenia Nidy występują jedynie lokalnie we wschodniej części terenu arkusza i zaliczono je do stadiału górnego.

Stadiał górny

Do stadiału górnego zlodowacenia Nidy przypisano gliny zwałowe i utwory wodnolodowcowe.

Gliny zwałowe przewiercono jedynie w otworze 2 (przekrój geol. A–B), w północno-wschodniej części obszaru arkusza, na głębokości 113,0–77,6 m (na wys. 6,8–42,2 m n.p.m.). Są to zwarte gliny zwałowe z gładzikami, w stropie z warstwą gładzów narzutowych, o łącznej miąższości 35,4 m. Być może opisywane osady występują również między otworami 53 i 54, mimo że przewiercono w nich jedynie piaski wodnolodowcowe drobno- i średnioziarniste o miąższości odpowiednio 1,0 i 4,0 m, które leżą na łożach pstrych miocenu górnego.

Zlodowacenie Sanu 1

Utwory zlodowacenia Sanu 1 występują we wschodniej części terenu arkusza i zaliczono je do stadiału dolnego (por. Lisicki, Nizicka, 2024a, b).

Stadiał dolny

Osady stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1, w postaci glin zwałowych, przewiercono w czterech otworach wiertniczych: 75 w dolinie Wisły oraz 2, 50 i 53 w rejonie Płocka i na północ od niego (przekrój geol. A–B). Ich miąższość wynosi średnio około 10–25 m, a w otworze 2 – maksymalnie około 29 m. Powierzchnia stropowa glin zwałowych znajduje się na wysokości około 40–70 m n.p.m. (w otw. 10 – 71 m n.p.m.). Opisywane utwory są szare lub ciemnoszare i silnie zwarte – skaliste. Według Skompskiego i Słowańskiego (1970), którzy omawiane gliny zwałowe zaliczyli do stadiału starszego zlodowacenia południowopolskiego, zajmują one znaczny obszar na północ od Płocka.

Zlodowacenie Sanu 2

Kompleks osadów zlodowacenia Sanu 2 tworzy, na terenie arkusza Płock, pokrywę bardzo nieciągłą. Utwory tego zlodowacenia występują w dolinie Wisły, lokalnie na południe od niej, a także

w obrębie wysoczyzny po północnej stronie rzeki. Ich strop, w dolinie Wisły i na południe od niej, stwierdzono na wysokości około 43–55 m n.p.m. (przekrój geol. A–B). Po północnej stronie koryta Wisły występuje on najniżej na wysokości około 35 m n.p.m. (tabl. II) oraz około 50 m n.p.m. (przekrój geol. A–B) i wznosi się ku północy do około 90 m n.p.m. (w rejonie otw. 2).

Prawdopodobnie, opisywane osady miejscami osiągają miąższość ponad 70 m (w rejonie otw. 3 – przekrój geol. A–B). Utwory zlodowacenia Sanu 2 przypisano jedynie do stadiału dolnego.

Stadiał dolny

Do utworów stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 2 zaliczono osady wodnolodowcowe (dwa poziomy), zastoiskowe i gliny zwałowe.

Starsze piaski wodnolodowcowe rynien subglacjalnych przewiercono w dwóch otworach wiertniczych. Piaski drobnoziarniste osiągają miąższość 6,0 m w otworach 50 i 75. Opisywane utwory wypełniają kopalne rynny subglacjalne, tak jak w rejonie otworu 3 (przekrój geol. A–B), gdzie prawdopodobnie mają maksymalną miąższość dochodzącą do około 48 m, a ich spąg osiąga wysokość poniżej 10,0 m n.p.m.

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 są najstarszymi glinami odsłaniającymi się na obszarze arkusza. Na powierzchni terenu znajdują się w dwóch miejscach po południowej stronie koryta Wisły, niedaleko Soczewki i Starego Duninowa, a także pod cienką pokrywą osadów tarasów nadzalewowych 5,0–6,0 m n.p. Wisły – w pobliżu Soczewki i Popłacina.

Gliny zwałowe przewiercono w kilku otworach wiertniczych. W otworach 50 i 75 (przekrój geol. A–B) występują one na piaskach wodnolodowcowych rynien subglacjalnych i mają miąższość odpowiednio 4,0 i 6,0 m, a w otworach 2 i 53 – odpowiednio około 17 i 19 m. W otworze 33 (przekrój geol. A–B) oraz w otworach 25, 27 i rejonie otworu 32 (tabl. II) opisywane utwory stwierdzono na łałach pstrych miocenu górnego. Miąższość glin zwałowych w wymienionych otworach wynosi odpowiednio: 0,5, 1,3, ponad 3 m (nieprzewiercone) i około 10 m. Skompski i Słowański (1970) opisali gliny zwałowe głównie jako szare i ilaste.

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 występują na omawianym terenie w podobnej sytuacji geologicznej jak na obszarze arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a, b), gdzie charakteryzują litotyp G_1 (Lisicki, 2003).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe przewiercono w sześciu otworach wiertniczych. Występują one na osadach miocenu górnego, mio-pliocenu lub glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2. Miąższość opisywanych utworów wynosi 15,0 m w otworze 74 (przekrój geol. A–B). W spągu profilu osadów są to żwiry przechodzące w piaski różnoziarniste z otoczkami i żwirami,

a powyżej piaski średnio- i drobnoziarniste. W otworze 16 piaski średnio- i drobnoziarniste osiągnęły miąższość 14,0 m. W otworach 4 i 5 (tabl. II) piaski średnioziarniste mają miąższość odpowiednio 2,0 i 4,0 m, a w otworach 25 i 27 przewiercono piaski o miąższości kolejno 13,7 i 3,0 m. Między otworami 31 i 32 rozpoznano piaski o miąższości do około 10 m.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe stwierdzono lokalnie jedynie we wschodniej części terenu arkusza, gdzie występują głównie na osadach wodnolodowcowych. W otworze 74 piaski pyłowate i pyły ilaste mają łączną miąższość 5,8 m. W otworze 50 iły z pojedynczymi żwirami, o miąższości 3,0 m, rozpoznano na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2. W otworze 16 mułki i przykrywające je piaski drobnoziarniste osiągnęły miąższość 6,0 m.

Zlodowacenia środkowopolskie

Na obszarze arkusza Płock nie udokumentowano osadów interglacjału mazowieckiego. W latach 50. XX wieku, na zachód od Radziwia, przewiercono utwory, które opisano jako torfy, występujące na ilach pstrych miocenu górnego. Mimo braku badań palinologicznych zaliczono je do interglacjału wielkiego (którego częścią jest interglacjał mazowiecki) (Skompski, 1961). Obecnie omawiane osady są związane z mio-pliocenem (por. w opisie wydzielenia utworów mio-pliocenu).

Osady zlodowaceń środkowopolskich (jak i północnopolskich) rozpoznano na podstawie analizy utworów z rdzeni otworów wiertniczych oraz obserwacji i badań, które wykonano w głębokich wyrobiskach (punkty dok. 1–6).

Na terenie arkusza, na północ od koryta Wisły, występują trzy poziomy glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich, natomiast na południe od Wisły – dwa poziomy. Różnica w ilości poziomów glacialnych wynika z tego, że najmlodsze nasunięcie lądolodu zlodowaceń środkowopolskich (stadiału Wkry) prawdopodobnie nie przekroczyło w kierunku południowym obecnej doliny Wisły. Wszystkie poziomy glin zwałowych są rozdzielone utworami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi, a na powierzchni najmlodszych glin zwałowych miejscami występują osady lodowcowe lub wodnomorenowe, lokalnie utwory moren martwego lodu i osady wodnolodowcowe w formie płatów. Gliny zwałowe zaliczono do stadiału dolnego zlodowacenia Odry oraz stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty. Podział stratygraficzny zlodowaceń środkowopolskich częściowo oparto na interpretacji paleogeograficznej i wynikach badań petrograficznych glin zwałowych (Marcinkowski, 2017) dla arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b).

Na podstawie rdzeni otworów wiertniczych określono łączną miąższość utworów zlodowaceń środkowopolskich, która wynosi maksymalnie nieco ponad 60 m, głównie we wschodniej części terenu arkusza (przekrój geol. A–B, tabl. II). Spąg osadów kompleksu zlodowaceń środkowopolskich

na południe od doliny Wisły znajduje się na wysokości około 55 m n.p.m. W zachodniej części obszaru arkusza, po północnej stronie koryta Wisły, odnotowano go na wysokości około 45 m n.p.m. i wznosi się on na wysokość około 80–90 m n.p.m. w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza.

Zlodowacenie Odry

Kompleks utworów zlodowacenia Odry tworzy niemal ciągłą pokrywę na obszarze arkusza. Osadów zlodowacenia Odry nie stwierdzono jedynie w dolinie Wisły. Maksymalna miąższość opisywanych utworów wynosi nieco ponad 40 m, zwykle około 20–30 m.

Do zlodowacenia Odry zaliczono osady wodnolodowcowe (dwa poziomy) oraz gliny zwałowe. Na terenie arkusza występują jedynie utwory stadiału dolnego zlodowacenia Odry.

Stadiał dolny

Żwirry i piaski wodnolodowcowe występują dość powszechnie na północ od doliny Wisły (tabl. II), gdzie tworzą niemal ciągłą pokrywę o miąższości do ponad 29 m w otworze 28. Osady te są miejscami przykryte glinami zwałowymi zlodowacenia Odry.

Gliny zwałowe mają zwykle miąższość około 5–10 m. W otworze 16 (przekrój geol. A–B) osiągają one miąższość 11,0 m i być może około 30 m w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza. W otworze 30 (tabl. II) na glinach zwałowych udokumentowano warstwę gładów narzutowych spojonych glinami zwałowymi, o miąższości 9,7 m. Prawdopodobnie, są to osady kopalnych moren czołowych lub moren martwego lodu.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry odsłaniają się w prawym, wysokim brzegu doliny Wisły, na wschód od wzgórza zamkowego w Płocku. Gliny te, głównie piaszczyste i zwarte, tworzą podstawę cokołów między licznymi tu występującymi niszami osuwiskowymi.

Gliny zwałowe znajdujące się w podobnej sytuacji geologicznej w obrębie wysoczyzny polodowcowej, na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b), według wyników badań petrograficznych (Marcinkowski, 2017) charakteryzują litotyp W_1 (Lisicki, 2003).

Piaski i żwirry wodnolodowcowe stwierdzono jedynie we wschodniej części obszaru arkusza, gdzie wypełniają głównie głębokie formy dolinne. Osady te osiągają miąższość 26,6 m w otworze 42 i 38,0 m w otworze 54 (przekrój geol. A–B).

Zlodowacenie Warty

Kompleks utworów zlodowacenia Warty tworzy ciągłą pokrywę, poza doliną Wisły, na terenie arkusza. Osady zlodowacenia Warty zostały zniszczone w dolinie Wisły. Opisywane utwory przewiercono w wielu otworach wiertniczych (przekrój geol. A–B, tabl. II).

Ich spąg znajduje się na wysokości około 60–70 m n.p.m. w zachodniej i środkowej części obszaru arkusza, około 65 m n.p.m. w rejonie Gór (południowo-wschodnia część terenu arkusza), 70,0–90,0 m n.p.m. w Płocku i na północ od niego oraz do około 100 m n.p.m. w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza.

Maksymalna miąższość omawianych osadów wynosi około 35 m. Do utworów zlodowacenia Warty zaliczono: osady zastoiskowe (dwa poziomy), wodnolodowcowe (trzy poziomy), moren martwego lodu, lokalnie lodowcowe i wodnomorenowe oraz gliny zwałowe (dwa poziomy). Omawiane utwory przypisano do stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty.

Stadiał dolny

Mułki i piaski zastoiskowe przewiercono w kilku otworach wiertniczych. W otworach 2 i 3 (przekrój geol. A–B) mułki mają miąższość odpowiednio 7,7 m i 2,5 m (nieprzewiercone), w otworze 33 – 6,0 m, a w otworze 74 – 0,8 m. W środkowej i wschodniej części terenu arkusza osady zastoiskowe przewiercono w czterech otworach: 13, 23, 27 i 35 (tabl. II). W pierwszych trzech otworach stwierdzono mułki lub mułki piaszczyste o miąższości odpowiednio 1,0; 1,2 i 1,0 m. W otworze 35 piaski drobnoziarniste osiągają miąższość 0,9 m. Wszystkie opisane utwory występują pod glinami zwałowymi stadiału dolnego zlodowacenia Warty, jedynie w otworze 3 są one przykryte osadami wodnolodowcowymi.

Piaski wodnolodowcowe stwierdzono jedynie w otworze 3 (przekrój geol. A–B). Są to piaski średnioziarniste o miąższości 14,0 m.

Gliny zwałowe występują powszechnie na obszarze arkusza. Ich spąg odnotowano na wysokości od około 60 m n.p.m. w zachodniej części terenu arkusza (tabl. II) do około 100 m n.p.m. w jego wschodniej części (przekrój geol. A–B), natomiast w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza – na wysokości około 130 m n.p.m. Gliny zwałowe odsłaniają się na powierzchni terenu niedaleko Sękowa i tworzą tu niewielkie płaty równin denudacyjnych o wysokości około 125–130 m n.p.m. Wychodnie tych utworów występują także w wysokiej, prawej skarpie Wisły na obszarze całego Płocka, od oczyszczalni ścieków w kierunku wschodnim. Miąższość glin zwałowych wynosi od kilku metrów do kilkunastu metrów. Na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b) gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty charakteryzują litotyp W_2 (Lisicki, 2003).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe przewiercono w sześciu otworach wiertniczych. W otworze 42 (przekrój geol. A–B) osady te osiągają miąższość 15,4 m, w otworze 50 – 6,0 m, w otworze 54 – 1,0 m, a w otworze 31 (tabl. II) – 7,0 m i są tutaj lekko zaglinione. W rejonie doliny

Wierzbicy opisywane utwory przewiercono w otworach 10 i 11, w których mają miąższość odpowiednio 1,3 i 0,6 m. Stwierdzono je na glinach zwałowych stadiału dolnego zlodowacenia Warty.

Stadiał środkowy

Osady stadiału środkowego zlodowacenia Warty rozpoznano jedynie na północ od doliny Wisły.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe występują dość powszechnie na omawianym terenie, ale nie zajmują znacznych obszarów. We wschodniej części terenu arkusza, w otworze 33 przewiercono mułki przykryte piaskami drobnoziarnistymi o łącznej miąższości 6,8 m, a w otworze 16 – piaski drobnoziarniste i mułki o łącznej miąższości 3,0 m (przekrój geol. A–B). W rejonie doliny Skrwy Prawej stwierdzono iły i mułki o miąższości do około 7 m (tabl. II). W kilku miejscach omawiane utwory odsłaniają się w krawędziach i dnie doliny. Osady zastoiskowe rozpoznano również, w dolinie Wierzbicy, w otworze 10, w którym miąższość piasków pyłowatych wynosi 3,3 m (tabl. II) i w dolinie Brzeźnicy. Może to świadczyć o pierwotnym powstaniu opisywanych dolin między stadiałami dolnym i górnym zlodowacenia Warty. Iły i mułki zastoiskowe odsłaniają się również lokalnie w północnej skarpie doliny Wisły i niedaleko Zagotów, w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza.

Gliny zwałowe występują powszechnie, ale jedynie na północ od koryta Wisły. Według Skompskiego i Słowańskiego (1970) utwory te odsłaniają się w wysokich zboczach doliny Wisły i jej dopływów. W północno-wschodnim narożu terenu arkusza gliny zwałowe są zwykle przykryte deluwiami. Są one zazwyczaj żółtobrazowe, natomiast w spągu – szare. Opisywane utwory miejscami odsłaniają się w północno-wschodnim narożu obszaru arkusza. Ich miąższość dochodzi do około 15 m w zachodniej i środkowej części terenu arkusza i do około 10 m w jego wschodniej części (przekrój geol. A–B, tabl. II).

W rejonie Zagotów na glinach zwałowych stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty stwierdzono piaski ze żwirami lodowcowe i wodnomorenowe. Skompski i Słowański (1970) opisali je jako piaski różnoziarniste ze żwirami i pojedynczymi głazikami, żółtobrazowe, z siwymi lub szarymi plamami. Miąższość omawianych osadów miejscami dochodzi do 3,0 m. Opisywane utwory zwykle występują w stropie glin zwałowych zlodowacenia Warty lub zazębiają się z nimi. Ich stropowa część może być przemieszczona soliflukcyjnie.

Piaski i żwiry z głazami moren martwego lodu stwierdzono jedynie w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza. Przez Skompskiego i Słowańskiego (1970) zostały one niesłusznie opisane jako osady moren czołowych, ponieważ nie tworzą strefy czołowo-morenowej, od której zaczynałby się obszar odpływu proglacjalnego (por. Różański, Włodek, 2013). Autorzy

starszej wersji arkusza (Skompski, Słowański, 1970) opisali utwory kulminacji omawianych form jako piaski ze żwirami, miejscami gliniaste, z gładzikami o średnicy do 40 cm. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) opisywane osady tworzą pagórki morenowe przekształcone (rozmyte).

Żwir i piaski wodnolodowcowe stwierdzono lokalnie na terenie arkusza. Utwory te odsłaniają się w południowym (lewym) zboczu doliny Brzeźnicy. Ich maksymalną miąższość odnotowano w otworze 2, w którym osiąga 7,6 m. W okolicy otworów 33 i 34 (przekrój geol. A–B) i rejonie Siecienia (otw. 4 i 5 – tabl. II) miąższość osadów wodnolodowcowych dochodzi do 6,0 m, a w otworze 31 – wynosi 1,0 m.

Interglacjał eemski

Utwory interglacjału eemskiego występują prawdopodobnie w dolinie Wisły. Reprezentują je piaski i piaski ze żwirami rzeczne, które są wykształcone w dwóch cyklach erozyjno-sedymentacyjnych (por. Lisicki, Nizicka, 2021a, b). Osady starszego cyklu występują przypuszczalnie między otworami 75 i 76 (przekrój geol. A–B). Ich miąższość wynosi około 11 m, a spąg znajduje się na wysokości około 30 m n.p.m., na zaburzonych glacitektonicznie utworach miocenu środkowego i górnego. Osady młodszego cyklu przewiercono w dwóch paleokorytach w południowej części doliny Wisły i pod współczesnym korytem Wisły (przekrój geol. A–B). W otworze 76, w południowym paleokorycie w Radziwiu (w południowej części Płocka), utwory młodszego cyklu tworzą, w dolnej części, piaski gruboziarniste ze żwirami, a w górnej – piaski drobnoziarniste, o łącznej miąższości 6,0 m, natomiast w otworze 60 – piaski gruboziarniste z otoczakami, o miąższości około 8 m. Ich strop znajduje się tu, na wysokości 47,0 m n.p.m., pod osadami rzecznyymi tarasów nadzalewowych Wisły. Szerokość południowej doliny interglacjału eemskiego w opisywanym miejscu wynosi około 2,5 km. Paleodolinę pod współczesnym korytem Wisły (otw. 62–65) wypełniają utwory o maksymalnej miąższości 10,9 m w otworze 65. W spągu profilu osadów stwierdzono zwały kamieniste (bruk), a powyżej głównie piaski o różnej granulacji, z przewarstwieniami mad i miejscami fragmentami drewna w otworze 63.

Zlodowacenia północnopolskie

Osady zlodowaceń północnopolskich są reprezentowane jedynie przez utwory stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Zlodowacenie Wisły

Kompleks osadów zlodowacenia Wisły tworzy niemal ciągłą pokrywę na terenie arkusza. Opisywanych utworów nie stwierdzono jedynie w najwyższej położonym morfologicznie obszarze w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza Płock.

Spąg omawianych osadów występuje najniżej, na wysokości 47,0–49,0 m n.p.m., w dolinie Wisły. Znajduje się on na wysokości około 80–110 m n.p.m. po północnej stronie koryta Wisły, około 70–80 m n.p.m. w dolinie Skrwy Prawej, natomiast wznosi się on do około 135 m n.p.m. w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza.

Stadiał górny

Do utworów stadiału górnego zlodowacenia Wisły zaliczono: osady rzeczno-peryglacjalne, zastoiskowe (dwa poziomy), wodnolodowcowe (cztery poziomy), ozów, kemów i moren martwego lodu, gliny zwałowe oraz utwory wodnomorenowe, wytopiskowe, rzeczno-lodowcowe i rzeczne.

Maksymalną miąższość opisywanych osadów, wynoszącą około 20–30 m, stwierdzono jedynie w rejonach wysokiej skarpy doliny Wisły oraz Płocka (przekrój geol. A–B). Znaczną miąższość utworów najmłodszego zlodowacenia odnotowano w otworach 51 – 18,0 m (przekrój geol. A–B); 30 – 13,8 m i 31 – 12,0 m, a także lokalnie w dolinie (rynnie) Wierzbicy (tabl. II).

Piaski ze żwirami rzeczno-peryglacjalne występują w gliniance (nieczynnej cegielni) w Górach (południowa część Płocka). Są to przemyte, żółtobezowe piaski drobno- i średnioziarniste, z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych, miejscami z niewielką ilością żwirów drobnookruchowych i nagromadzeniami związków żelaza, o przekątnym warstwowaniu małokątowym i upadach w kierunku północno-zachodnim. Opisywane utwory podścielają osady zastoiskowe zlodowacenia Wisły. W punkcie dokumentacyjnym 6 (tab. 1) pobraną, z głębokości około 1 m poniżej spągu utworów zastoiskowych, próbkę osadów piaszczystych (PIG240¹) poddano badaniom wieku metodą OSL, a jej wiek określono na 68 ±26 ka (Palczewski, 2020b). Jest on dość mocno postarzony, ponieważ wiek utworów, które występują w identycznej sytuacji geologicznej (pod osadami zastoiskowymi) w nieczynnej cegielni w Wymyśle Polskim, na terenie arkusza Słubice SMGP (Lisicki, Nizicka, 2024a), określono na 18,5 ±3,3 ka (PIG217 – Palczewski, 2020a). Prawdopodobnie, omawiane utwory były osadzone przez Prawisłę, która płynęła na zachód w kierunku nasuwającego się czoła najmłodszego lądolodu.

Iły i mułki zastoiskowe i nieco młodsze od nich (kończące sedymentację zastoiskową) mułki i piaski zastoiskowe były osadzone w zbiorniku utworzonym przed czołem

¹ Numer laboratoryjny próbki.

nasuwającego się lądolodu zlodowacenia Wisły. W literaturze (Molewski, 2014) są one określane jako osady zastoiska warszawskiego. W północnej skarpie doliny Wisły, ility i mułki zastoiskowe odsłaniają się spod najmłodszych glin zwałowych i występują na wysokości około 70–80 m n.p.m. (przekrój geol. A–B). Na północ od koryta Wisły podobne utwory stwierdzono, na wysokości około 85–95 m n.p.m., w dolnej części doliny Wierzbicy (tabl. II). Mułki i piaski zastoiskowe, będące osadami nieco młodszej akumulacji zastoiskowej, odsłaniają się spod najmłodszych glin zwałowych w wielu miejscach na obszarze wysoczyzny, po północnej stronie koryta Wisły, np. w rejonach Siecienia (na zachód od doliny Skrwy Prawej) i Maszewa. Utwory te znajdują się na wysokości około 85–105 m n.p.m.

Wzajemne położenie omawianych osadów zastoiskowych (starszych i młodszych) oraz glin zwałowych zlodowacenia Wisły zaobserwowano w rozległej glinianie (nieczynnej cegielni) w Górach (punkt dok. 6 – tabl. 1). Na piaskach ze żwirami rzeczno-peryglacjalnych występują ility mułkowate, ciemnobrązowe, miejscami z odcieniem czerwonym, masywne, z pojedynczymi żwirami o średnicy do 10,0 cm (zwykle 2,0–5,0 cm). Utwory te na kontakcie z przykrywającymi je glinami zwałowymi przechodzą w jasnobrązowe mułki zailone, o miąższości do 0,5 m. Łączna, maksymalna miąższość osadów zastoiskowych w opisywanej glinianie przekracza 3 m. Według Skompskiego i Słowańskiego (1970) omawiane, starsze utwory należą do zlodowacenia środkowopolskiego. Na osadach zastoiskowych miejscami występują, w środkowej części wyrobiska, zwarte gliny zwałowe, piaszczyste i brązowe lub piaszczysto-ilaste i ciemnobrązowe, z licznymi żwirami i gładzami oraz porwakami utworów zastoiskowych. Miąższość glin zwałowych wynosi około 1–2 m. Przez Skompskiego i Słowańskiego (1970) omawiane osady zostały zaliczone do zlodowacenia środkowopolskiego. Według tych autorów nad glinami zwałowymi występują utwory najmłodszego zlodowacenia (bałtyckiego). Są to szarobrązowe mułki i mułki ilaste o zatartej strukturze warwowej i miąższości 0,5–1,5 m. Powyżej nich stwierdzono zwarte, silnie piaszczyste i jasnobrązowe gliny zwałowe z tocząciami mułków zastoiskowych o średnicy 6,0–7,0 cm. Kontakt glin zwałowych z niżej występującymi osadami zastoiskowymi jest dość równy, jednak miejscami, w strefie kontaktowej, w utworach zbiornikowych zaobserwowano przewarstwienia glin zwałowych o miąższości około 15 cm. Łączna miąższość najmłodszych glin zwałowych wynosi 1,5–2,5 m, a we wschodniej części wyrobiska – dochodzi do około 4 m. Najmłodsze gliny zwałowe są przykryte utworami rzeczno-lodowcowymi.

W świetle przedstawionych danych (datowania osadów rzeczno-peryglacjalnych i opis litologiczny utworów odsłaniających się w glinianie) należy zrewidować pogląd Skompskiego i Słowańskiego (1970). Wszystkie omówione osady należą do zlodowacenia Wisły. Najmłodszy lądolód wkraczał na obszar zastoiska warszawskiego i prawdopodobnie całej Kotliny Płockiej w sposób

oscylacyjny, dlatego miejscami, chociaż bardzo rzadko (o czym wspominają wymienieni autorzy) pod głównym poziomem glin zwałowych najmłodszego zlodowacenia może występować niższy, zwykle cieńszy poziom glin zwałowych złożony przez ten sam łądolód.

Osady zastoiskowe zlodowacenia Wisły przewiercono w kilku otworach wiertniczych. W otworze 51, w Płocku, mułki osiągają miąższość 12,5 m, a w otworze 49 piaski pyłowate – 5,0 m (przekrój geol. A–B). W rejonie doliny Wierzbicy i w Srebrnej miąższość mułków ilastych i lokalnie piasków pyłowatych dochodzi do około 8 m (otw. 23, 24 i 27 – [tabl. II](#)).

Duża różnica wysokości występowania spągu (do ponad 20 m) i stropu (do ok. 30 m) osadów zastoiskowych zastoiska warszawskiego może być spowodowana zastaną morfologią terenu w czasie, gdy w Kotlinę Płocką transgredował łądolód zlodowacenia Wisły. Obecna była już wtedy dolina Wisły oraz główne doliny rzeczne na wysoczyźnie, a otaczająca wysoczyzna znajdowała się znacznie wyżej. Początkowo nasuwający się najmłodszy łądolód spiętrzał przed swoim czołem wody Wisły w dolinie, jak również w wyżej położonych dolinach bocznych oraz lokalnie w innych obniżeniach. Do momentu osiągnięcia przez opisywany łądolód maksymalnego zasięgu w zachodniej części Kotliny Warszawskiej wymienione w poprzednim zdaniu zbiorniki nie były ze sobą połączone. W czasie postoju czoła najmłodszego łądolodu w miejscu jego największego zasięgu zaczęło gwałtownie przybywać wód rzecznych i roztopowych, w wyniku czego doszło do utworzenia się jednego, rozległego zbiornika zastoiskowego, którego lustro wody osiągnęło wysokość około 150 m n.p.m. (Lisicki i in., 2019; Lisicki, Nizicka, 2024a, b).

Biorąc pod uwagę wiek piasków, wyraźnie postarzony, ale młodszy od interglacjału eemskiego, podścielających utwory zastoiskowe w gliniance w Górach, który wynosi 68 ± 26 ka (Palczewski, 2020a), można przyjąć, że akumulacja osadów zastoiska warszawskiego rozpoczęła się około 20 tys. lat temu, gdy czoło najmłodszego łądolodu, stagnujące w czasie fazy leszczyńskiej na zachód od Kotliny Płockiej (Molewski, 2014), zaczęło transgredować na wschód w kierunku tej kotliny. Nasunięcie najmłodszego łądolodu w Kotlinie Płockiej miało miejsce w fazie poznańskiej (ok. 18,4 ka – por. Roman, 2010; Molewski, 2014).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe, miejscami rynien subglacjalnych (dolne) występują lokalnie i są związane z rejonami dolin Skrwy Prawej, Wierzbicy i Brzeźnicy (przekrój geol. A–B, [tabl. II](#)). Odślaniają się one w zboczach opisywanych dolin rzek. Miąższość omawianych osadów nie przekracza kilku metrów.

Gliny zwałowe tworzą główny poziom kompleksu utworów zlodowacenia Wisły na terenie arkusza. Jest to jeden poziom gliniasty o miąższości rzadko przekraczającej 10 m (maks. 12,0 m w otw. 31 – [tabl. II](#)), mimo że Skompski i Słowański (1970) wyróżnili dwa poziomy gliniaste fazy

gąbińskiej i fazy płockiej. Problem lokalnego występowania drugiego poziomu glin zwałowych został omówiony powyżej, przy opisie osadów odsłaniających się w gliniance w Górach, i jest związany z oscylacyjnym nasuwaniem się czoła najmłodszego lądolodu.

Gliny zwałowe są wapniste i silnie wapniste, piaszczyste, szarobrazowe, a w stropowej części – brązowe i ciemnobezowe. Występują one powszechnie poza obszarem doliny Wisły oraz północno-wschodnim narożem terenu arkusza, gdzie osiągają swój maksymalny zasięg.

Najmłodsze gliny zwałowe znajdujące się na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b), według wyników badań petrograficznych (Marcinkowski, 2017), charakteryzują litotyp B_3 (Lisicki, 2003), czyli litotyp stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Piaski ze żwirami i żwiry ozów tworzą pagórki wałowe ozu proboszczewickiego w północno-wschodniej części obszaru arkusza i ozu maszewskiego w jego środkowej części.

W piaskowni-żwirowni w Nowych Proboszczewicach (punkt dok. 1 – tab. 1), na masywnych, beżowych piaskach pyłowych stwierdzono piaski różnoziarniste ze zmienną ilością żwirów, warstwowane małokątowo, o miąższości około 1 m. Powyżej występują żwiry różnokruchove z domieszką piasków różnoziarnistych, z pakietami piasków ze zmienną ilością żwirów, przemyte, warstwowane przekątnie rynnowo, o upadach warstw na północ i północny wschód oraz miąższości około 1,5 m. Górną warstwę tworzą piaski różnoziarniste, zaglinione i zażelazone, warstwowane fluidalnie, w stropowej części – z domieszką żwirów, przekształcone w wyniku procesów peryglacialnych, o łącznej miąższości około 1,5 m. Tworzą one materiał ablacyjny, który kończy sedymentację w ozie supraglacialnym. Wody, które osadzały materiał ozowy płynęły w kierunku północnym i północno-wschodnim, czyli zgodnie z kierunkiem transgredującego lądolodu zlodowacenia Wisły.

W żwirowni-piaskowni w Maszewie (punkt dok. 4 – tab. 1), w południowej części ozu maszewskiego, w ścianie o wysokości około 6 m, odsłaniają się szarobeżowe piaski różnoziarniste z domieszką żwirów i frakcji pyłowej, masywne lub warstwowane małokątowo, miejscami wstecznie, o upadach warstw głównie na zachód i miąższości 1,3 m. Powyżej nich stwierdzono jasnobezowe piaski różnoziarniste, przeważnie drobno- i średnioziarniste, warstwowane przekątnie rynnowo, o upadach warstw na wschód i północny wschód oraz miąższości 1,5 m. Na opisywanych osadach występują przemyte, masywne żwiry o różnej granulacji, z domieszką piasków różnoziarnistych i głazów o średnicy do 0,2 m, w dolnej części słabo warstwowane przekątnie małokątowo i wstecznie, o łącznej miąższości 1,2 m. Powyżej w profilu rozpoznano przemyte, jasnobezowe piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane równoległe (górne płaskie dno), o miąższości 0,5 m. Warstwę stropową tworzą bezstrukturalne, beżowe piaski pyłowate z domieszką piasków różnoziarnistych,

magazynem związków żelaza, przekształcone w warunkach strefy peryglacialnej, o miąższości 1,5 m. Wody roztopowe, w południowej części opisywanego ozu, płynęły głównie w kierunku północno-wschodnim. Zmiana kierunku osi południowej i północnej części ozu maszewskiego obrazuje lokalną zmianę kierunku płynięcia mas lodowych lądolodu zlodowacenia Wisły z północno-wschodniego na północny i północno-zachodni.

Przestrzenne ułożenie wałów ozów proboszczewickiego i maszewskiego wskazuje na układ wachlarzowy linii płynięcia mas lodowych, po północnej stronie koryta Wisły w kierunku północno-wschodnim, czyli zbliżonym do prostopadłego w stosunku do granicy maksymalnego zasięgu najmłodszego lądolodu we wschodniej części lobu płockiego (por. Roman, 2010). W południowej części lobu płockiego południowy kierunek płynięcia mas lodowych określa ułożenie, na obszarze arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a), wałów ozu gostynińskiego. Przemieszczanie się mas lodowych z północnego zachodu na południowy wschód było ograniczone jedynie do wąskiego strumienia lodowego, którego wody płynęły niemal wyłącznie w kopalnej dolinie Wisły (Roman, 2010). Opisywany kierunek wskazuje ułożenie, na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021a), wałów ozu łącko-zdwojskiego, natomiast kierunek zachód–wschód – wałów ozu dobrzykowskiego. Skomplikowany sposób przemieszczania się mas lodowych we wschodniej części lobu płockiego, świadczy o zmianach kierunku rynny subglacialnej Wierzbicy. Jej południowy odcinek, przekształcony przez wody Skrwy Prawej, ma przebieg północno-wschodni, środkowy – równoleżnikowy, natomiast północny, w którym znajduje się oz proboszczewicki – północno-wschodni i północny.

Piaski ze żwirami i mułki kemowe znajdują się jedynie w dwóch miejscach na opisywanym terenie. W południowej części obszaru arkusza, niedaleko Sendenia Dużego, tworzą one wzniesienia kemowe o wysokości do około 15 m. Osady kemowe są tu otoczone i zakorzenione w utworach rzeczno-lodowcowych (pradolinnych) i towarzyszą im młodsze osady wytopiskowe. W piaskowni-żwirowni (punkt dok. 5 – tab. 1), przy południowej granicy terenu arkusza, osady kemowe, które zaobserwowano w ścianach o wysokości do około 4 m, są wykształcone w postaci jasnobezowych piasków różnoziarnistych ze zmienną domieszką żwirów głównie drobnooziarnistych, miejscami piasków drobno- i średnioziarnistych, przeważnie dobrze przemytych, o warstwowaniach przekątnym płaskim i przekątnym rynnowym. Utwory piaszczyste w stropowej części zawierają domieszkę frakcji pyłowej, ponieważ są przekształcone w warunkach strefy peryglacialnej. Sąsiednie wzniesienia kemowe są utworzone z mułków i piasków pyłowatych.

W północno-wschodniej części terenu arkusza, w rejonie Nowych Proboszczewic, osady kemowe tworzą również znacznie niższe pagórki. Formy kemowe znajdują się tu na obszarze

wysoczyzny polodowcowej oraz towarzyszą wałom ozu proboszczewickiego i rynnie subglacialnej Wierzbicy, częściowo przez nią przekształconą. Opisywane utwory tworzą kem w rejonie Dziarnowa. W piaskowni-żwirowni (punkt dok. 2 – tab. 1), w ścianie o wysokości około 7 m, są widoczne w dolnej części beżowe piaski bardzo drobnociarniste i pyłowate, z przekątną laminacją riplemarków wstępujących, o miąższości około 3 m. Powyżej występują piaski różnociarniste, głównie drobnociarniste i średnociarniste, z domieszką żwirów drobnociarnych, pakietami piasków średnio- i grubociarnistych, warstwowane przekątnie małowłokowo, o łącznej miąższości około 1 m. Nad nimi zaobserwowano naprzemianległe pakiety piasków różnociarnistych z domieszką żwirów drobnociarnych i pakiety osadów żwirowato-piaszczystych, których ilość wzrasta ku stropowi odsłonięcia. Opisywane utwory są warstwowane przekątnie rynnowo i mają miąższość około 2,5–4 m. W stropowej części osadów stwierdzono beżowe piaski różnociarniste z domieszką żwirów drobnociarnych, zapyłone, bezstrukturalne, miejscami silnie żelazzone i rdzawobeżowe, przekształcone w wyniku procesów peryglacialnych, o miąższości około 0,5 m. W punkcie dokumentacyjnym 2 pobraną ze ściany odsłonięcia próbkę piasków, o przekątnej laminacji riplemarków wstępujących (PIG241), poddano badaniom wieku metodą OSL. Otrzymano wiek $13,7 \pm 3,4$ ka (Palczewski, 2020b), który jest wyraźnie odmłodzony, być może z powodu późniejszego krążenia wód w osadach.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) wyróżniono jedynie w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza. Występują one tam w formie płatów, a ich strop znajduje się na wysokości powyżej 120 m n.p.m. W otworze 2 (przekrój geol. A–B) piaski drobnociarniste ze żwirami osiągają miąższość 7,0 m. Są to utwory sandrowe osadzone przed czołem lądolodu zlodowacenia Wisły, który w opisywanym rejonie osiągnął swój maksymalny zasięg.

Piaski i żwiry moren martwego lodu występują jedynie w jednym miejscu na obszarze arkusza, niedaleko Siecienia-Rumunek. Osady te tworzą trzy pagórki otaczające niewielkie zagłębienie powstałe po martwym lodzie, które zostało wypełnione utworami deluwialnymi.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe są związane z odpływem wód sprzed czoła lądolodu zlodowacenia Wisły znajdującego się w tym czasie wzdłuż linii moren dobrzyńskich (Skompski, Słowański, 1970), które występują na terenach arkuszy Dobrzyń nad Wisłą i Tłuchowo SMGP (Skompski, 1971, 1972; Lamparski, 2018a, b). Na omawianym obszarze znajdują się one wzdłuż doliny Skrwy Prawej, a częściowo także – doliny Wierzbicy (w rejonie Płocka łączą się z doliną Wisły). Opisywane utwory tworzą tarasy sandrowe wyższe, a w północno-zachodniej części terenu arkusza – stożek sandrowy związany ze strefą czołowomorenową recesyjnej fazy dobrzyńskiej. Ich powierzchnia wznosi się na wysokość około 100–105 m n.p.m. Maksymalna miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi 6,0 m w otworze 42 (przekrój geol. A–B).

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe tworzą wzdłuż doliny Skrwy Prawej tarasy sandrowe niższe, których powierzchnia znajduje się na wysokości około 85–100 m n.p.m. Ich miąższość dochodzi tu do kilku metrów (tabl. II). Opisywane utwory zawierają nieco więcej frakcji żwirowej, co wskazuje na intensywniejszy przepływ wód roztopowych od czoła lądolodu zlodowacenia Wisły znajdującego się jeszcze dalej na północ, niż w czasie recesyjnej fazy dobrzyńskiej (na ark. Mochowo – Frankiewicz, 2018, 2019). W rejonie Gór (przekrój geol. A–B) miąższość omawianych osadów miejscami wynosi 2,5 m (otw. 74).

Piaski pyłowate wodnomorenowe występują w postaci cienkiej warstwy na najmłodszych glinach zwałowych, a także na glinach zwałowych zlodowacenia Warty, osadach zastoiskowych i wodnolodowcowych. Tworzą one pokrywy o niewielkiej powierzchni, głównie po zachodniej stronie doliny Skrwy Prawej. W rejonie Siecienia osadziły się one w czasie krótkotrwałego, recesyjnego postoju czoła ostatniego lądolodu zlodowacenia Wisły w strefie moren czołowych w rejonie Gąbina (ark. Gąbin SMGP – Lisicki, Nizicka, 2021b). Omawiane utwory zostały opisane przez Skompskiego i Słowańskiego (1970) jako piaski różnoziarniste z pyłami i gładzikami lub piaski gliniaste o niewielkiej miąższości, zwykle nie przekraczającej 1 m, którym przypisali genezę lodowcową. Osady wodnomorenowe występują również w rejonie Maszewa (także pod zabudowaniami PKNOSA), gdzie ich miąższość może dochodzić do 4,1 m (otw. 30 – tabl. II).

Mułki, miejscami piaski wytopiskowe zostały opisane jako mułki zastoiskowe przez Skompskiego i Słowańskiego (1970). Stwierdzono je w kilku obniżeniach w rejonach Srebrnej i Białej, na północny wschód od Sendenia Dużego oraz niedaleko Siecienia i w Brwilnie. Brak fauny w mułkach prawdopodobnie wskazuje, że osadziły się one w warunkach strefy peryglacialnej. Według Skompskiego i Słowańskiego (1970) omawiane utwory są wykształcone jako zielonoszare mułki, miejscami z domieszką piasków lub pojedynczymi żwirami, silnie wapniste i mogły tworzyć się nawet u schyłku zlodowacenia Wisły. Miąższość osadów wytopiskowych rzadko przekracza 2 m.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (pradolinne) występują w dolinie Wisły, w południowo-zachodniej części terenu arkusza, w której tworzą tarasy pradolinne (akumulacyjne), i lokalnie na wschód od Płocka. Ich powierzchnia znajduje się na wysokości około 70–87 m n.p.m. Na obszarze arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b) omawiane utwory zostały opisane jako przemyte, beżowe piaski drobno- i różnoziarniste ze żwirami drobnookruchowymi, o miąższości do 6,5 m.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 7,0–13,0 m n.p. rzeki stwierdzono w dolinie Wisły i w ujściowym odcinku Skrwy Prawej. W dolinie Wisły odsłaniają się one na powierzchni terenu jedynie lokalnie w trzech miejscach w zachodniej części niedaleko Woli Brwileńskiej oraz w środkowej części – na południowy wschód od Soczewki, a także poniżej

krawędzi doliny Wisły, we wschodniej części Płocka, gdzie występują na piaskach i mułkach mio-pliocenu. Opisywane utwory są wykształcone jako piaski drobno- i średnioziarniste, poniżej piaski gruboziarniste ze żwirami, o miąższości do około 8 m w otworze 60 (przekrój geol. A–B). Powierzchnia tarasów nadzalewowych znajduje się na wysokości od około 64 m n.p.m. w zachodniej części terenu arkusza do około 70 m n.p.m. w jego wschodniej części. W dolinie Skrwy Prawej omawiane osady odsłaniają się na powierzchni terenu jedynie w dwóch miejscach. Zaobserwowano je w odcinku ujściowym Skrwy Prawej, w piaskowni-żwirowni (punkt dok. 3 – [tabl. 1](#)), w której osiągnęły miąższość 3,5 m. W górnej części profilu utworów, do głębokości 2,5 m, stwierdzono pakiety dobrze przemytych piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów o średnicy do 0,5 cm i pakiety piasków ze żwirami, o warstwowaniu przekątnym małokątowym. W dolnej części profilu występują bardzo dobrze przemyte piaski różnoziarniste ze znaczną domieszką żwirów o średnicy do 6 cm, w spągowej części – do 10 cm, o warstwowaniu przekątnym rynnowym. Opisywane osady stwierdzono na zwartych, jasnobrązowych glinach zwałowych piaszczystych i wapnistych, a na kontakcie tych glin z holoceniowymi osadami rzecznyymi Skrwy Prawej zaobserwowano występowanie pojedynczych głazów o średnicy do 1,2 m.

Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–6,0 m n.p. rzeki występują w dolinach Wisły i Skrwy Prawej. W południowej części doliny Wisły tworzą one powierzchnie poniżej północnej krawędzi wysoczyzny polodowcowej, która jest zbudowana w górnej części z osadów pradolinnych. Szerokość tarasów nadzalewowych wynosi około 1,0–1,5 km, a wysokość – około 62–66 m n.p.m. Opisywane utwory są wykształcone głównie w postaci piasków średnioziarnistych, podścielonych warstwą otoczków (bruk), o łącznej miąższości 9,0 m w otworze 75 i 6,0 m w otworze 57 lub piasków drobnoziarnistych ze żwirami, które występują na otoczkach, o łącznej miąższości 5,0 m w otworze 76 (przekrój geol. A–B). Maksymalna miąższość tych osadów może wynosić kilkanaście metrów. W dolinie Skrwy Prawej omawiane utwory tworzą listwy tarasów o szerokości do ponad 500 m. Ich miąższość dochodzi do około 6 m ([tabl. II](#)).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Osady czwartorzędu nierozdzielonego tworzyły się powszechnie u schyłku plejstocenu, gdy teren arkusza nie był pokryty roślinnością oraz w holocenie – w wyniku odlesienia obszaru przez człowieka.

Piaski i gliny koluwalne (osuwiskowe) stwierdzono w krawędzi wysoczyzny morenowej po północnej stronie doliny Wisły. Utwory te osadziły się w niszach osuwiskowych. W wyniku geologicznych prac terenowych wyznaczono kilkanaście osuwisk, ale jedynie 10 największych

zaznaczono na mapie geologicznej. Wysokość ich skarp głównych dochodzi do 15 m. Nagromadzenie osuwisk występuje w Płocku w rejonie Miejskiego Ogrodu Zoologicznego i na wschód od niego. Największe osuwisko znajduje się we wschodniej części Płocka. W Płocku w niszy osuwiskowej zbudowano amfiteatr, a wiele osuwisk na skarpie, poniżej Starego Miasta, zostało umocnionych i zniwelowanych.

Piaski zwietrzelinowe (eluwialne), miejscami piaski i żwiry rezydualne. Piaski zwietrzelinowe występują dość powszechnie na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły. Omawiane osady są wykształcone jako jasnobieżowe piaski różnoziarniste z domieszką frakcji pyłowej i żwirowej, które przechodzą stopniowo w gliny zwałowe. Ich miąższość rzadko przekracza 2 m. W południowo-zachodniej części terenu arkusza opisywane utwory są miejscami reprezentowane przez piaski i żwiry rezydualne, które występują, w rejonie Starego Duninowa, na łąkach pstrych miocenu górnego. Osady rezydualne zawierają znaczną domieszkę pyłów i osiągają miąższość nie przekraczającą 1 m. Utworzyły się one tu w wyniku całkowitego rozmycia glin zwałowych prawdopodobnie zlodowacenia Sanu 2.

Piaski eoliczne. Omawiane utwory są wykształcone w postaci jasnobieżowych, przewianych piasków drobnoziarnistych, miejscami z domieszką piasków bardzo drobnoziarnistych i pyłowatych, o zmiennej miąższości. Równinom tych osadów towarzyszą dobrze uformowane wydmy. Opisywane utwory występują na osadach rzeczno-lodowcowych, a miejscami także na tarasach nadzalewowych I i II, po południowej stronie koryta Wisły.

Piaski eoliczne utworzyły się również na osadach tarasów zalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki. (nieдалeko otw. 60, przekrój geol. A–B), czyli na początku holocenu, dlatego zaliczono je do czwartorzędu nierozdzielonego. Stwierdzono je także lokalnie na utworach wodnolodowcowych powyżej krawędzi wysoczyzny, po północnej stronie koryta Wisły oraz na osadach tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki.

Piaski eoliczne w wydmach występują powszechnie w południowej części terenu arkusza. Opisywane utwory tworzą głównie wydmy paraboliczne, rzadziej podłużne i lokalnie poprzeczne. Jasnobieżowe piaski eoliczne są głównie drobnoziarniste i w znacznych formach wydmywymi miejscami osiągają miąższość przekraczającą 10 m. Na sąsiednim obszarze arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b) na podstawie datowania metodą OSL wiek piasków eolicznych określono na $16\ 000 \pm 1500$, $15\ 700 \pm 1500$ i $15\ 000 \pm 1500$ ka (Przegiętka, Palczewski, 2017). Pierwsze dwa badania wieku przeprowadzono na osadach wydmywymi, które znajdują się na tarasach sandrowych wyższych. Trzecie datowanie wieku również przeprowadzono na utworach wydmywymi, ale występujących na tarasach nadzalewowych Wisły.

Piaski i gliny deluwialne powstały w wyniku splukiwania osadów przez wody opadowe. Osiągają one miąższość zwykle do kilku metrów, lokalnie do kilkunastu metrów. Opisywane utwory lokalnie osadziły się w zagłębieniach wytopiskowych i niewielkich dolinkach, które utworzyły się w wyniku erozyjnej działalności cieków okresowych, rzadziej stałych, a także w strefach krawędziowych doliny Wisły, rynien subglacialnych oraz mniejszych dolin rzecznych.

c. Holocen

Do holocenu zaliczono osady rzeczne, jeziorne i bagienne.

Piaski, miejscami mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki występują w dolinie Wisły głównie po południowej stronie koryta Wisły i lokalnie po jego północnej stronie oraz w dolinie Skrwy Prawej.

Osady tarasów zalewowych wyróżniono w otworze 60 (przekrój geol. A–B), w którym mają łączną miąższość około 5 m, w tym warstwę stropową tworzą mady piaszczyste o miąższości 2,2 m. Mady, które występują na osadach piaszczystych tarasów zalewowych i zajmują większy obszar w rejonie Radziwia, zostały opisane przez Skompskiego i Słowańskiego (1970) jako pyłowate lub piaszczyste, w obniżeniach – szare i brunatnoszare, natomiast na powierzchniach płaskich i wypukłych – rdzawobrazowe. Miąższość mad rzadko przekracza 2 m. Osady piaszczyste są reprezentowane głównie przez piaski o różnej granulacji, w spągowej części z domieszką żwirów.

Powierzchnia tarasów zalewowych znajduje się na wysokości około 60–62 m n.p.m. Po południowej stronie Wisły, od rejonu Bud Dolnych na południowym wschodzie do Soczewki na zachodzie, jest ona pocięta młodszymi dolinami o różnej szerokości, które utworzyły się w czasie wysokich wezbrań wody w rzece.

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki oraz towarzyszące im (głównie przykrywające je) iły, mułki i piaski (mady) rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki znajdują się głównie po południowej stronie koryta Wisły (Zbiornika Włocławskiego). Opisywane osady tworzą tarasy zalewowe, miejscami w formie szlaków przepływów rzecznych, między ostańcami utworów tarasów zalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki. Szerokość ich powierzchni wynosi od ponad 2,5 km w południowo-wschodniej części terenu arkusza do około 200 m w jego południowo-zachodniej części. Po północnej stronie koryta Wisły osady tarasów zalewowych występują lokalnie i mają szerokość 100–200 m. Opisywane utwory tworzą również listwy tarasów w dolinie Skrwy Prawej. W otworze 61 (przekrój geol. A–B) piaski średnioziarniste osiągają miąższość 3,6 m. Mady stwierdzono na piaskach tarasów zalewowych między otworami 60 i 61 (przekrój geol. A–B). Według Skompskiego i Słowańskiego (1970) są to mady,

mady piaszczyste, z domieszką piasków lub wkładkami piasków, zwykle ciemnoszare lub brunatnoszare, a miejscami – rdzawobrazowe.

Piaski i piaski humusowe rzeczne wypełniają boczne doliny rzeczne, które uchodzą do dolin Wisły i Skrwy Prawej oraz starorzecza (doliny powodziowe) na tarasach zalewowych Wisły. Miąższość tych osadów w dolinach bocznych, np. w dolinie Wierzbicy, wynosi zwykle nieco ponad 2 m, miejscami poniżej 2 m. W dolinach powodziowych, na tarasach zalewowych Wisły, piaski rzeczne w stropowej części są przeważnie silnie humusowe, a miejscami – są przykryte torfami.

Piaski i mułki jeziorne osadziły się w rozległych, płaskich obniżeniach, które występują na tarasach zalewowych i nadzalewowych Wisły. Największe z nich znajdują się między Soczewką a Starym Duninowem oraz między Soczewką a Radziwem, gdzie są przykryte torfami o miąższości poniżej 2,0 m. Utwory jeziorne wypełniają przeważnie małe obniżenia również na obszarze występowania osadów rzeczno-lodowcowych (pradolinnych). Największe z nich występują na południe od Soczewki, po wschodniej stronie Skrwy Lewej. Na obszarze wysoczyzny polodowcowej, po północnej stronie koryta Wisły, utwory jeziorne osadziły się jedynie w pojedynczych, niewielkich zagłębieniach, których największe nagromadzenie znajduje się na wschód od ujściowego odcinka Skrwy Prawej. W otworze 10 (tabl. II), przy wysypisku odpadów komunalnych, mułki i ropy pyłowate, o łącznej miąższości 3,0 m, występują poniżej gytii i torfów, o łącznej miąższości 8,5 m.

Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki oraz nasyp, wieloznaczny i den dolinnych towarzyszą współczesnemu korytu Wisły. Mają one szerokość około 1,2 km we wschodniej części terenu arkusza, a ku zachodowi znajdują się jedynie pod wodami Zbiornika Włocławskiego. Opisywane utwory przewiercono w otworach 62–65 (przekrój geol. A–B), w których ich miąższość wynosi około 4–8 m. Są to piaski o różnej granulacji, miejscami z przewarstwieniami namułów, w spągowej części zwykle ze znaczną domieszką frakcji żwirowej. Osady rzeczne występują również w dolinie Skrwy Prawej i w ujściowym, silnie meandrującym odcinku Wierzbicy.

Namuły i piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezodpływowych rzadko występują na obszarze arkusza. Są to osady mineralno-organiczne, które lokalnie wykartowano przy granicy z terenami arkuszy Starożreby i Mochowo SMGP (Różański, Włodek, 2012, 2013; Frankiewicz, 2018, 2019). Na opisywanym obszarze utwory te kontaktują m.in. z osadami deluwialnymi, rzecznyymi i wodnolodowcowymi.

Gytie nie odsłaniają się na powierzchni terenu. Stwierdzono je jedynie pod torfami. W otworze 10 (tabl. II), przy wysypisku odpadów komunalnych, rozpoznano gytie z domieszką mułków piaszczystych, o miąższości 3,0 m, które występują pod torfami o miąższości 5,5 m.

Torfy tworzyły się przez cały okres holocenu i powstają do dzisiaj, tam gdzie pozwalają na to w miarę zachowane naturalne warunki wodne. Znajdują się one zarówno na rozległych obszarach torfowisk w dolinie Wisły, jak i w mniejszych zagłębieniach bezodpływowych na terenie utworzonym z piasków i żwirów rzeczno-lodowcowych (pradolinnych). Na obszarze wysoczyzny, po północnej stronie koryta Wisły, opisywane utwory występują sporadycznie. W otworze 10 (tabl. II), przy wysypisku odpadów komunalnych, torfy osiągają miąższość 5,5 m, a w sąsiednim otworze (nieuwzględnionym na mapie geologicznej) – 6,3 m.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na terenie arkusza Płock stwierdzono dyslokację w skałach starszych od neogenu (Skompski, Słowański, 1961; Błaszkiwicz, Kowalski, 1962). Skompski (1969) nazwał ją uskokiem płockim i jego linię poprowadził przez Płock w kierunku SSE. Wiek tego uskoku powiązał z fazą laramijską orogenezy alpejskiej, przypadającą na schyłek mastrychtu. Wnikliwa analiza wszystkich profili otworów wiertniczych, które znajdują się na obszarze Płocka, w tym profili otworów wiertniczych wykonanych po wydaniu starszej wersji arkusza (Skompski, Słowański, 1963, 1970), umożliwiła dokładniejsze wyznaczenie przebiegu linii uskoku płockiego (tabl. III). Uskok płocki występuje między otworami 30 i 31 (tabl. II) oraz między otworami 49 i 50 (przekrój geol. A–B). Na podstawie interpretacji zalegania skał kredy górnej i paleogenu (paleocenu i eocenu) w rejonie uskoku płockiego określono wielkość ich zrzutu na około 10–30 m w kierunku północno-wschodnim, a wiek powstania dyslokacji na przełom oligocenu i miocenu. Przebieg linii uskoku płockiego, z północnego zachodu na południowy wschód, jest zgodny z kierunkiem osi antyklinorium śródpolskiego (wału kujawsko-pomorskiego). Prawdopodobnie, opisywany uskok był aktywny również w miocenie i pliocenie, w wyniku czego doszło do utworzenia się nad nim fleksury w niezdiagnozowanych utworach neogenu i ich wypiętrzeniu w strefie tektonicznej.

W północnej części obszaru arkusza wyróżniono trzy uskoki, które występują w podłożu osadów czwartorzędu. Są one przedłużeniem dyslokacji, które stwierdzono na terenie arkusza Mochowo SMGP (Frankiewicz, 2018, 2019).

Utwory miocenu środkowego zalegają niemal poziomo, z wyjątkiem obszaru doliny Wisły na południe od Płocka (przekrój geol. A–B).

Górna część osadów miocenu górnego jest zwykle silnie zaburzona glacitektonicznie (przekrój geol. A–B, tabl. II). O obecności deformacji podłoża czwartorzędu na obszarze arkusza Płock można wnioskować na podstawie terenowych obserwacji geologicznych oraz analizy profili otworów wiertniczych.

Powierzchnia utworów neogenu jest bardzo urozmaicona na większości terenu arkusza. Wznosi się ona na wysokość ponad 80 m n.p.m. na północ od Płocka i miejscami we wschodniej części obszaru arkusza, a lokalnie obniża się poniżej 60 m p.p.m. w północnej części terenu arkusza (tabl. III). W rejonie Płocka i na północ od niego wysokość zalegania osadów miocenu górnego i mio-pliocenu jest bardzo zróżnicowana (zwykle 10 m p.p.m.–80 m n.p.m.), co świadczy o występowaniu głęboko zakorzenionych struktur glacitektonicznych, które przemodelowały ryny subglacjalne utworzone prawdopodobnie w czasie zlodowacenia Sanu 1. Powstanie rynien subglacjalnych być może zostało zainicjowane ruchami tektonicznymi głębszego podłoża, np. uskokami o przebiegu zbliżonym do opisanego uskoku płockiego. Wzajemne oddziaływanie procesów glacitektonicznych, egzarycyjnych i erozyjnych zostało zinterpretowane i przedstawione na północ od doliny Wisły, na terenie arkusza Starożreby SMGP (Róžański, Włodek, 2013), w formie głęboko zakorzenionych łusek.

W dolinie Wisły strop utworów miocenu środkowego jest zaburzony glacitektonicznie (przekrój geol. A–B). Wysokość stropu osadów neogenu jest niższa niż na obszarze wysoczyzny i wynosi około 20–50 m n.p.m. Jest to spowodowane procesami erozyjnymi, które zachodziły w dolinie od czasu interglacjału eemskiego. Utwory neogenu (głównie osady miocenu górnego) odsłaniają się miejscami w dolnej części krawędzi wysoczyzny oraz lokalnie w południowej skarpie koryta Wisły i na południe od niego w zachodniej części terenu arkusza, a także miejscami w dnie koryta Skrwy Prawej i u ujścia do niej Wierzbicy oraz w korycie Brzeźnicy.

Struktury glacitektoniczne w formie fałdów powstały, w rejonie Płocka, tak jak w okolicach Dobrzynia nad Wisłą i miejscowości Kuzki (poza obszarem arkusza) (Roman, 2015a, b), w wyniku wielokrotnego nacisku mas lodowych z kierunku północno-wschodniego. Do zaburzeń glacitektonicznych osadów doszło w wyniku nasuwających się lądolodów zlodowaceń Nidy, Sanu 1 i Sanu 2, które są starsze od interglacjału mazowieckiego.

Strop utworów podczwartorzędowych, na terenie arkusza, tworzą głównie pstre osady ilasto-mułkowate miocenu górnego (tabl. III). Starsze od nich utwory piaszczyste miocenu środkowego odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej jedynie w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza i lokalnie w południowej części Płocka. Osady mio-pliocenu tworzą strop utworów neogenu w południowo-wschodniej, południowo-zachodniej i zachodniej części terenu arkusza oraz na północ od Płocka i lokalnie w centrum Płocka. Obecność tych utworów świadczy o występowaniu wód późnoneogeńskiej rzeki mazowieckiej (Badura, Przybylski, 2004). Granica ich zasięgu obecnie ma charakter erozyjny.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Schemat rozwoju budowy geologicznej został przedstawiony w [tabeli 2](#).

W późnej kredzie (mastrychcie), na obszarze objętym granicami arkusza Płock, w głębszych częściach morza epikontynentalnego tworzyły się osady wapieni i margli oraz miejscami geł i kredy piszącej.

We wczesnym paleocenie w morzu epikontynentalnym odbywała się akumulacja piasków, mułków i iłów oraz utworów przyszlých piaskowców, margli i opok. Pod koniec tego okresu nastąpiła regresja morza. W środkowym eocenie ponownie nastąpiła transgresja morska, po której w płytszych częściach morza epikontynentalnego miała miejsce sedymentacja piasków, mułków i iłów z glaukonitem oraz lokalnie utworów przyszlých zlepieńców.

Morsko-lagunowe osady oligocenu zostały zniszczone na skutek erozji rzecznej we wczesnym miocenie, w czasie którego obszar arkusza był już lądem. W środkowym miocenie w warunkach lądowych osadzały się piaski rzeczne, rzadziej mułki i ily jeziorne oraz torfy (później przekształcone w węgiel brunatny). W późnym miocenie utworzyło się słodkowodne jeziorzysko, w którym odbywała się akumulacja pstrych osadów ilastych, miejscami mułków i piasków. Pod koniec tego okresu jeziorzysko przestało istnieć, a w mio-pliocenie, piaski i mułki, miejscami ily oraz lokalnie torfy, później przekształcone w węgiel brunatny, były osadzone w szerokiej roztokowej rzece mazowieckiej (Badura, Przybylski, 2004), której wody płynęły w kierunku północno-zachodnim.

Na omawianym obszarze w plejstocenie, przed zlodowaczeniami środkowopolskimi, lądolód skandynawski nasunął się co najmniej sześć razy (Lisicki, 2003). W dolinie Wisły lokalnie zachowały się osady zlodowacenia Narwi oraz utwory zlodowaceń Nidy, Sanu 1 i Sanu 2. Osady dwóch zlodowaceń najstarszych miejscami występują w północno-wschodniej części terenu arkusza (przekrój geol. A–B).

Nasuający się lądolód stadiału górnego zlodowacenia Narwi, na obszarze arkusza, utworzył nieckę egzarycyjną, w której dnie złożył jeden poziom glin zwałowych, a w czasie deglacjacji opisywanego terenu osadziły się utwory wodnolodowcowe.

Transgredujące lądolody zlodowaceń południowopolskich, wkraczając na omawiany obszar, zaburzyły glacitektonicznie podłoże neogenu utworzone głównie z osadów miocenu górnego i mio-pliocenu. W utworach miocenu górnego były modelowane rozległe fałdy glacitektoniczne (i być może łuski), a piaszczysto-mułkowate osady rzeczne były niszczone w wyniku procesów egzarycyjnych, co doprowadziło do obecnego ich występowania w formie płatów.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy — ${}_t Q_h$	Akumulacja bagienna
				Gytie — ${}_{gy} Q_h$	Akumulacja jeziorna
				Namuły i piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — ${}_{np/h} Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna w zagłębieniach po martwym lodzie i dolinach rzecznych
				Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki oraz nasp, mielizn i den dolinnych — ${}_{ppz} Q_h^{(13)}$	Akumulacja rzeczna w dolinach Wisły i Skrzy Prawej (utworzenie się tarasów zalewowych) Erozja w dolinach Wisły i Skrzy Prawej
				Piaski i mułki jeziorne — ${}_{pm} Q_h^{li}$	Akumulacja jeziorna Całkowite wytopienie naledzi i zagrzebanych brył martwego lodu
				Piaski i piaski humusowe rzeczne — ${}_{pp/h} Q_h^f$	Akumulacja rzeczna Erozja rzeczna
				Iły, mułki i piaski (mady) rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{ma} Q_h^{(12)f}$	Akumulacja rzeczna w dolinach Wisły i Skrzy Prawej (utworzenie się tarasów zalewowych)
				Piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{p} Q_h^{(12)f}$	Akumulacja rzeczna w dolinach Wisły i Skrzy Prawej (utworzenie się tarasów zalewowych)
				Piaski, miejscami mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki — ${}_{p} Q_h^{(11)f}$	Erozja rzeczna w dolinach Wisły i Skrzy Prawej
				Piaski i gliny deluwialne — ${}_{pg} Q^d$	Zmywanie osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóża krawędzi lub w obniżeniach terenu
				Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p} Q^{(w)e}$	Formowanie wydym parabolicznych, podłużnych i poprzecznych
				Piaski eoliczne — ${}_{p} Q^e$	Rozwiewanie osadów wodnolodowcowych i rzecznych, krótki transport eoliczny i akumulacja
				Piaski zwietrzelinowe (eluwialne), miejscami piaski i żwiry rezydualne — ${}_{p} Q^z$	Wietrzenie mechaniczne, wymywanie frakcji ilastej i pyłowej oraz odprowadzanie w głąb wodorotlenków Al i Fe
				Piaski i gliny koluwialne (osuwiskowe) — ${}_{pg} Q^k$	Formowanie się nisz osuwiskowych w skarpię doliny Wisły i przemieszczanie się osadów ku podstawie skarpy
	Plejstocen	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	
				Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–6,0 m n.p. rzeki — ${}_{ppz} Q_{p^4}^{B3(III)f}$	Akumulacja rzeczna w dolinach Wisły i Skrzy Prawej (utworzenie się tarasów nadzalewowych)
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 7,0–13,0 m n.p. rzeki — ${}_{pz} Q_{p^4}^{B3(II)f}$	Erozja rzeczna w dolinach Wisły i Skrzy Prawej

C z z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	S t a d i a ł g ó r n y	<p>Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe — $\overset{f-g}{p\check{z}} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Mułki, miejscami piaski wytopiskowe — $\overset{b}{m} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski pyłowate wodnomorenowe — $\overset{f-g}{p\check{p}y} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $\overset{f-g}{p\check{z}} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $\overset{f-g}{p\check{p}\check{z}} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry moren martwego lodu — $\overset{g\check{m}}{p\check{z}} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $\overset{f-g}{p\check{z}\check{z}} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski ze żwirami i mułki kemów — $\overset{k}{p\check{z}m} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski ze żwirami i żwiry ozów — $\overset{\circ}{p\check{z}} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny zwałowe — $\overset{g}{g\check{z}w} Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Całkowite wytopienie się brył martwego lodu</p> <p>Akumulacja pradolinna (miejscami na bryłach martwego lodu) – powstanie tarasów pradolinnych</p> <p>Erozja w pradolinie</p> <p>Lokalna akumulacja wytopiskowa</p> <p>Spływy błotne z brył martwego lodu i krótki transport osadów wodnomorenowych przez wody roztopowe</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe (miejscami na bryłach martwego lodu) – powstanie tarasów sandrowych niższych wzdłuż doliny Skrzy Prawej i na poziomie ciechomicckim (niższym poziomie wysoczyznowym)</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe (częściowo na bryłach martwego lodu) – powstanie niższej części tarasów sandrowych wyższych na wysoczyźnie morenowej</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Lokalna akumulacja osadów między bryłami martwego lodu</p> <p>Rozpad łądolodu stagnującego na bryły martwego lodu</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe (miejscami na płatach łądolodu stagnującego) – powstanie wyższej części tarasów sandrowych wyższych w strefie marginalnej łądolodu zlodowacenia Wisły</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja utworów w przetainach i rozpadlinach lodowych powstałych w łądolodzie stagnującym</p> <p>Akumulacja osadów w tunelach i szczelinach lodowych powstałych w łądolodzie</p> <p>Przekształcenie łądolodu aktywnego w łądolód stagnujący (pasywny)</p> <p>Dalszy postój czoła łądolodu wzdłuż linii jego maksymalnego zasięgu</p> <p>Szybkie i gwałtowne spłynięcie wód z zastoiska warszawskiego do pradoliny warszawsko-berlińskiej</p> <p>Krótkotrwałe podniesienie poziomu wód w zastoisku warszawskim do wysokości około 150 m n.p.m. i erozyjne przemodelowanie powierzchni osadów tworzących dno zbiornika</p> <p>Postój czoła łądolodu zlodowacenia Wisły w czasie jego maksymalnego zasięgu</p> <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych pod stopą łądolodu</p>
-------------------------	---------------------	-------------------------------------------------------	-----------------------------------	-------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe, miejscami rynnien subglacialnych (dolne) — $_{p\dot{z}l}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów przez wody roztopowe przed czołem nasuwającego się lądolodu i lokalnie w rynnien subglacialnej Wierzbicy Erozja wodnolodowcowa		
					Mułki i piaski zastoiskowe — $_{mp}^b Q_{p^4}^{B3}$	Wkroczenie lądolodu na osady zastoiskowe Końcowa akumulacja osadów w głównym zbiorniku zastoiskowym i lokalnych, mniejszych zbiornikach		
					Iły i mułki zastoiskowe — $_{im}^b Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów w zastoisku warszawskim utworzonym przed czołem transgredującego lądolodu Dalsza transgresja lądolodu i egzaracja lodowcowa		
							Piaski ze żwirami rzeczno-peryglacialne — $_{p\dot{z}}^{f-pg} Q_{p^4}^{B3}$	Lokalna akumulacja rzeczna w warunkach strefy peryglacialnej Lokalna erozja rzeczna Transgresja lądolodu
			Interglacjał eemski				Piaski i piaski ze żwirami rzeczne — $_{pp\dot{z}}^f Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja rzeczna Erozja rzeczna w dolinie Prawisły oraz niszczenie utworów zlodowaceń środkowopolskich
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $_{\dot{z}p}^{fg} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego lądolodu Erozja wodnolodowcowa Dalsze topnienie brył martwego lodu		
					Piaski i żwiry z głazami moren martwego lodu — $_{p\dot{z}}^{(gm)} Q_{p^3}^{W2}$	Lokalna akumulacja osadów między bryłami martwego lodu Rozpad lądolodu stagnującego na bryły martwego lodu		
					Piaski ze żwirami lodowcowe i wodnomorenowe — $_{p\dot{z}}^g Q_{p^3}^{W2}$	Spływy błotne z brył martwego lodu i krótki transport osadów lodowcowych przez wody roztopowe Rozpad lądolodu na bryły martwego lodu Dalsza akumulacja lodowcowa glin zwałowych pod stopą lądolodu		
					Gliny zwałowe — $_{g\dot{z}w}^g Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja lodowcowa glin zwałowych pod stopą lądolodu Dalsza transgresja lądolodu i egzaracja lodowcowa		
				Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $_{imp}^b Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja w peryglacialnych zbiornikach zastoiskowych (transgresyjnych) Transgresja lądolodu			
Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p\dot{z}}^{fg} Q_{p^3}^{W1}$			Akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego lądolodu Erozja wodnolodowcowa				
	Gliny zwałowe — $_{g\dot{z}w}^g Q_{p^3}^{W1}$			Recesja lądolodu Akumulacja lodowcowa glin zwałowych pod stopą lądolodu Dalsza transgresja lądolodu i egzaracja lodowcowa				

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał dolny	<p>Piaski wodnolodowcowe — $fg Q_{p^3}^{W1}$</p> <p>Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_{p^3}^{W1}$</p>	<p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe przed czołem nasuwającego się lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Dalsza transgresja lądolodu</p> <p>Akumulacja w peryglacialnych zbiornikach zastoiskowych (transgresyjnych)</p> <p>Transgresja lądolodu</p>
		Zlodowacenie Odry	Stadiał dolny	<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_{p^3}^{O1}$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^3}^{O1}$</p> <p>Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg Q_{zp}^{O1}$</p>	<p>Akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Recesja lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych</p> <p>Dalsza transgresja lądolodu i egzaracja lodowcowa</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe przed czołem nasuwającego się lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Transgresja lądolodu</p>	
		Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki			Niszczenie osadów zlodowaceń południowopolskich
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Stadiał dolny	<p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $b_{imp} Q_{p^2}^{G1}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_{p^2}^{G1}$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^{G1}$</p> <p>Piaski wodnolodowcowe rynien subglacialnych — $fs_p Q_{p^2}^{G1}$</p>	<p>Akumulacja w peryglacialnych zbiornikach zastoiskowych (recesyjnych)</p> <p>Dalsza recesja lądolodu</p> <p>Akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Recesja lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych</p> <p>Dalsza transgresja lądolodu i egzaracja lodowcowa</p> <p>Akumulacja osadów przez wody roztopowe w rynnach subglacialnych</p> <p>Erozja wodnolodowcowa – tworzenie rynien subglacialnych</p> <p>Modelowanie glacicitektoniczne utworów neogenu, głównie we wschodniej części obszaru arkusza</p> <p>Transgresja lądolodu</p>
		Zlodowacenie Sanu 1	Stadiał dolny	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^{S1}$	<p>Recesja lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych</p> <p>Egzaracja lodowcowa i glacicitektoniczne modelowanie utworów neogenu, głównie we wschodniej części obszaru arkusza</p> <p>Transgresja lądolodu</p>	

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Nidy	Stadiał górny	<p>Piaski wodnolodowcowe — $fg Q_{p^2}^{N3}$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^{N3}$</p>	<p>Akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Recesja lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych</p> <p>Egzaracja lodowcowa i glacitektoniczne modelowanie utworów neogenu, głównie we wschodniej części obszaru arkusza</p> <p>Transgresja lądolodu</p>
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi	Stadiał górny	<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_{p^1}^{A3}$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^1}^{A3}$</p>	<p>Lokalna akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja wodnolodowcowa</p> <p>Recesja lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa glin zwałowych</p> <p>Egzaracja lodowcowa i lokalne tworzenie się niecek egzaracyjnych</p> <p>Transgresja lądolodu</p>
Neogen	Mio-pliocen				<p>Piaski i mułki, miejscami ility oraz lokalnie węgiel brunatny — $pm MPI$</p>	<p>Akumulacja lądowa w roztokowej rzece mazowieckiej, lokalnie akumulacja bagienna w starorzeczu</p> <p>Erozja rzeczna</p>
	Miocen	Miocen górny			<p>ITY pstre, miejscami mułki i piaski — $ipe M_3$</p>	<p>Splyniecie wód jeziorzyska</p> <p>Akumulacja lądowa w jeziorzysku, miejscami przepływowym</p> <p>Powstanie jeziorzyska</p>
		Miocen środkowy			<p>Piaski, mułki i ility z substancją brunatno-węglową oraz węgiel brunatny — $pm M_2$</p>	<p>Akumulacja rzeczna, jeziorna i bagienna</p> <p>Erozja rzeczna – niszczenie osadów oligocenu</p>
Paleogen	Eocen	Eocen środkowy			<p>Piaski, mułki i ility z glaukonitem, lokalnie zlepieńce — $pmi E_2$</p>	<p>Powolna regresja morska</p> <p>Akumulacja morska utworów terygenicznyc w płytszych częściach morza epikontynentalnego</p> <p>Transgresja morska</p>
	Paleocen	Paleocen dolny			<p>Piaski, mułki i ility margliste oraz piaskowce, margle i opoki — $pmime PC_1$</p>	<p>Regresja morska</p> <p>Akumulacja głębokomorska, głównie terygeniczna, w morzu epikontynentalnym</p>
Kreda	Kreda górna	Mastricht			<p>Wapienie i margle, miejscami gezy i kreda pizująca — $wmc Cr_m$</p>	<p>Akumulacja węglanowa i terygeniczna w głębszych częściach morza epikontynentalnego pod koniec kredy górnej</p>

Łądolód stadiału górnego zlodowacenia Nidy złożył jeden miąższy poziom glin zwałowych, który obecnie występuje jedynie w północno-wschodniej części terenu arkusza i lokalnie cienkie osady wodnolodowcowe. W rejonie Płocka łądolód stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 uformował wąskie rynny subglacjalne w obniżeniach glacitektonicznych. Odbывała się akumulacja glin zwałowych o znacznej miąższości, które zachowały się jedynie we wschodniej części obszaru arkusza, w tym w dnach utworzonych form rynnowych.

Przed czołem nasuwającego się łądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 2 były osadzone starsze utwory wodnolodowcowe w rynnach subglacjalnych. Z łądolodu wytopiły się gliny zwałowe, a przed jego topniejącym czołem lokalnie zostały złożone w dolinach młodsze osady wodnolodowcowe oraz utwory zastoiskowe.

W interglacjale mazowieckim były niszczone osady zlodowaceń południowopolskich. Być może w tym czasie zaczęło się formować obniżenie przyszłej Kotliny Płockiej, ale utwory rzeczne interglacjału mazowieckiego nie zachowały się na obszarze arkusza. Prawdopodobnie, opisywane osady miały niewielką miąższość, ponieważ główny nurt wód Prawisły był skierowany w tym okresie z rejonu Warszawy na północ (por. Różycki, 1972) i północny zachód (Rühle, 1973; Lindner i in., 1982), a nie jak obecnie na zachód.

Transgredujący z północy łądolód stadiału dolnego zlodowacenia Odry utworzył jeden poziom glin zwałowych. Przed czołem nasuwającego się łądolodu odbywała się akumulacja gruboziarnistych utworów wodnolodowcowych, a w czasie deglacjacji omawianego terenu osadziły się bardziej drobnoziarniste osady wodnolodowcowe.

Nasuwający się łądolód stadiału dolnego zlodowacenia Warty pozostawił po sobie utwory zastoiskowe i lokalnie starsze osady wodnolodowcowe. Po wytopieniu glin zwałowych, odsłaniających się na powierzchni terenu jedynie w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza, lokalnie osadziły się młodsze utwory wodnolodowcowe.

Przed czołem transgredującego łądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty utworzyły się lokalne zbiorniki, w których odbywała się akumulacja osadów zastoiskowych. Łądolód złożył jeden poziom glin zwałowych, lokalnie odsłaniający się na powierzchni terenu w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza, gdzie później osadziły się piaski ze żwirami lodowcowe i wodnomorenowe. Utworzyły się tam również pagórki moren martwego lodu, a na niżej położonych terenach odbywała się akumulacja osadów wodnolodowcowych.

W interglacjale eemskim, w dolinie Prawisły płynęły już wody rzeczne w kierunkach zachodnim i północno-zachodnim. Wody te osadziły utwory rzeczne w dwóch cyklach erozyjno-akumulacyjnych. W tym okresie, jak i w warunkach strefy peryglacjalnej przed nasunięciem się ostatniego łądolodu, były intensywnie niszczone osady zlodowaceń środkowopolskich w dolinie Prawisły.

Okolo 25 tys. lat temu lądolód stadiału górnego zlodowacenia Wisły nasunął się na teren Polski i okolo 22–20 tys. lat temu dotarł w okolice Równiny Inowrocławskiej (na zachód od Kotliny Płockiej), gdzie jego czoło zatrzymało się w czasie fazy leszczyńskiej (Roman, 2010). W dolinie Prawisły płynące wody lokalnie osadziły utwory rzeczno-peryglacialne, a nieco później w dolinie i jej otoczeniu, przed czołem tego lądolodu powstało zastoisko warszawskie, a jego wody odpływały na zachód doliną Bachorzy i dalej na południe w kierunku pradoliny warszawsko-berlińskiej (Molewski, 2014).

Podczas fazy poznańskiej, okolo 19–18 tys. lat temu, doszło do nasunięcia lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły na obszar obecnej Kotliny Płockiej i otaczających ją wysoczyzn Pojezierza Kujawskiego i Pojezierza Dobrzyńskiego. Na terenie Kotliny Płockiej lądolód poruszał się po ilasto-mułkowatych osadach zastoiskowych w kierunku południowo-wschodnim, a na obszarze wysoczyzn zmieniał kierunek na południowy (Roman, 2010). Lokalnie przed czołem lądolodu były osadzone utwory wodnolodowcowe (dolne), miejscami również w rynnach subglacialnych tworzących się pod stopą lądolodu (np. w rynnie Wierzbicy). Transgredujący lądolód uformował swoje czoło okolo 18,5 tys. lat temu na północ od Lubienia Kujawskiego, na południe od Gostynina, na północny zachód od Gąbina i między Nowym Duninowem a Płockiem (Rychel i in., 2014). W tym czasie zastoisko nadal znajdowało się w obniżeniu Kotliny Płockiej, a jego wody coraz bardziej rozlewały się w kierunku wschodnim i wypełniały, m.in. Kotlinę Warszawską. W czasie, gdy ostatni lądolód wkroczył do zachodniej części Kotliny Warszawskiej, zdeformował jeszcze górne partie łusek glaciotektonicznych niedaleko Nowego Barcika (ark. Słubice SMGP – Makowska, Skompski, 1965, 1967) i uformował tam morenę spiętrzoną (Lisicki, Nizicka, 2024a, b).

W rejonie Kotliny Płockiej czoło lądolodu zlodowacenia Wisły osiągnęło swój maksymalny zasięg okolo 18 tys. lat temu przy północnej granicy Wysoczyzny Kłodawskiej i Równiny Kutnowskiej, a na północny wschód od Wisły – przy granicy Wysoczyzny Płońskiej (w rejonie Nowych Proboszczewic, w północno-wschodnim krańcu terenu arkusza). W rejonie Kotliny Płockiej czoło lądolodu uformowało się w okolicy Lubienia Kujawskiego, na południe od Gostynina i w pobliżu Gąbina (poza obszarem arkusza). W Kotlinie Warszawskiej granica maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły przebiega, na terenie arkusza Słubice SMGP (Makowska, Skompski, 1965, 1967), w jego południowej części przez rejon wschodniej części Gąbina, Nowego Barcika, Bończy i Studzieńca, a na obszarze doliny Prawisły prawdopodobnie przez okolice Zycka Nowego, Świniar i Białostrzegów oraz w jego północnej części przez rejon Borowic (Lisicki, Nizicka, 2024a, b). Szybkość transgresji lądolodu na obszarze Kotliny Płockiej oszacowano na okolo 400 m/rok (Roman, 2010). W czasie maksymalnego zasięgu miąższość lądolodu zlodowacenia Wisły wynosiła od okolo 150 m we wschodniej części Kotliny Płockiej do ponad 300 m w jej zachodniej części (Roman,

2010). Łądolód zlodowacenia Wisły złożył w Kotlinie Płockiej i jej okolicy jeden poziom glin zwałowych. Podczas gdy czoło łądolodu zlodowacenia Wisły zatrzymało się w rejonie Nowego Barcika (ark. Słubice SMGP – Makowska, Skompski, 1965, 1967), w czasie deglacjacji frontальной wody roztopowe, które płynęły w tunelach lodowych, osadzały utwory przyszłych ozów proboszczewickiego i maszewskiego.

Podczas fazy poznańskiej, w czasie maksymalnego zasięgu czoła łądolodu zlodowacenia Wisły poziom wód zastoiska warszawskiego zaczął się szybko podnosić w wyniku dalszego napływu wód rzecznych i wód ze stagnującego oraz topniejącego łądolodu zlodowacenia Wisły. Poziom ten wzrósł w ciągu nieco ponad 100 lat aż do wysokości około 150 m n.p.m. (Lisicki i in., 2019). Wody zastoiskowe, jak i wody cieków oraz większych rzek uchodzących do zastoiska, intensywnie niszczyły powierzchnię wysoczyzn powstałych w czasie zlodowacenia Warty. Świadczyć o tym może analiza numerycznego modelu terenu na północ, wschód i południe od obszaru Kotliny Płockiej i Kotliny Warszawskiej, na którym widać różnice między zatartą i zniszczoną rzeźbą powierzchni terenu w obrębie zbiornika wodnego, a dobrze czytelną – poza granicami tego zbiornika (M. Krawczyk, inf. ustna). Strefa brzegowa omawianego zastoiska przebiegała około 60 km na południe od południowej granicy obszaru arkusza Płock, w rejonie Głowna i Skierniewic. Po krótkotrwałym, maksymalnym zalewie, wody zastoiska znalazły swoje ujście (prawdopodobnie, przez ujście w okolicy Konina – poza terenem badań) do pradoliny warszawsko-berlińskiej na zachodzie (Lisicki i in., 2019).

Po etapie deglacjacji frontальной obszaru arkusza, około 17,8 tys. lat temu, czoło łądolodu zlodowacenia Wisły ustabilizowało się nieco na północ od Gąbina, gdzie powstała strefa marginalna (ark. Gąbin SMGP – Lisicki, Nizicka, 2021a, b). Na początku deglacjacji arealnej omawianego obszaru, około 17,8–17,0 tys. lat temu, w stagnującym łądolodzie utworzyły się przetajiny i rozpadliny lodowe, w których odbywała się akumulacja osadów przyszłych kemów, a w strefie marginalnej tego łądolodu osadzały się utwory wodnolodowcowe (górne). W czasie zaawansowanej deglacjacji arealnej, między powstałymi bryłami martwego lodu odbywała się akumulacja osadów moren martwego lodu. Między nimi i na ich powierzchni były osadzane, przez wody roztopowe płynące z północnego zachodu na południowy wschód, utwory wodnolodowcowe wyższego poziomu sandrowego. Nieco później utworzyły się jeszcze młodsze osady wodnolodowcowe niższego poziomu sandrowego, które były akumulowane przez wody płynące z północy na południe, wzdłuż obecnej doliny Skrzy Prawej. W tym czasie na płaską powierzchnię wysoczyzny spływały z topniejących brył martwego lodu utwory wodnomorenowe, a miejscami w obniżeniach tworzyły się osady wytopiskowe.

Podczas fazy pomorskiej (por. Sylwestrzak, 1984), około 17 tys. lat temu, czoło łądolodu zlodowacenia Wisły uformowało się daleko na północ od terenu Kotliny Płockiej. Do około 15 tys. lat

temu bryły martwego lodu ulegały dalszemu topnieniu. W Kotlinie Płockiej pojedyncze bryły lodowe zostały miejscami przykryte pradolinnymi piaskami i żwirami. Utwory te były osadzone przez wody rzeczno-lodowcowe Prawisły, które płynęły w kierunku zachodnim i północno-zachodnim, częściowo pochodzące z topniejących brył martwego lodu.

Pod koniec plejstocenu wody Prawisły utworzyły dolinę, w której osady rzeczne tworzą obecne tarasy nadzalewowe. Większość brył martwego lodu wytopiła się około 15–11 tys. lat temu. Na południe i zachód od opisywanego terenu w obniżeniach powstały większe jeziora, a na obszarze arkusza – niewielkie i płytkie zbiorniki jeziorne w obrębie utworów rzeczno-lodowcowych.

Na przełomie plejstocenu i holocenu, w skarpie wysoczyzny zaczęły tworzyć się nisze osuwiskowe. Osady zwietrzelinowe, miejscami rezydualne, powstawały lokalnie na glinach zwałowych zlodowacenia Warty w czasie najmłodszego zlodowacenia oraz powszechnie – na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły na przełomie plejstocenu i holocenu. Procesy eoliczne zachodziły przede wszystkim na rozległych poziomach tarasów nadzalewowych. Pierwsze z nich miały miejsce już w najstarszym dryasie (m.in. na obszarze arkusza Płock, gdzie osady wydymowe występują na utworach sandrowych, rzeczno-lodowcowych oraz rzecznych tarasów nadzalewowych i lokalnie na osadach tarasów zalewowych IV) i starszym dryasie (Nowaczyk, 1986). W warunkach strefy peryglacialnej, przy obecności wieloletniej zmarzliny, w wyniku transportu eolicznego z północy, a później z zachodu, tworzyły się równiny piasków przewianych i pierwsze wydmy (Urbaniak, 1967). W Kotlinie Płockiej i Kotlinie Warszawskiej główny okres wydymotwórczy przypadł jednak na młodszy dryas (Rühle, 1973). W warunkach tundry krzewinkowej, przy mniejszym zasięgu wieloletniej zmarzliny, co sprzyjało większej dostępności materiału piaszczystego do wywiewania, powstawały duże formy wydymowe (paraboliczne, poprzeczne i nieregularne). Procesy wydymotwórcze zachodziły również na początku holocenu. Przez cały okres późnego plejstocenu i w pierwszej części holocenu w obniżeniach terenu i u podnóży skarp osadzały się utwory deluwialne. Akumulacja tych osadów odbywała się zarówno w erozyjnych formach negatywnych, jak i w formach powstałych po wytopieniu brył martwego lodu z czasu zlodowacenia Wisły.

Holocen rozpoczął się 11,7 tys. lat temu. Obszar tundry przekształcił się w lasotundrę w fazie preborealnej, a następnie w tajgę (lasy iglaste) w fazie borealnej. Osady rzeczne tarasów zalewowych tworzyły się w dolinach Wisły i Skrwy Prawej. Na utworach tarasów zalewowych IV miejscami odbywała się akumulacja piasków eolicznych, lokalnie w formie mniejszych wydym. W okresach powodziowych powierzchnie opisywanych tarasów były częściowo niszczone. Wody powodziowe utworzyły liczne doliny i dolinki erozyjne, które zostały wtórnie wypełnione osadami rzecznyymi i jeziornymi oraz torfami. Utwory rzeczne były osadzone również w dolinach mniejszych cieków,

np. Skrwy Lewej, Wierzbicy i Brzeźnicy. W wyniku mineralnej i mineralno-organicznej akumulacji jeziornej doszło do całkowitego zaniku niewielkich zbiorników wodnych występujących wcześniej na niższym poziomie wysoczyznowym (poziomie ciechomickim). Niewielkie misy jeziorne zostały wypełnione mineralnymi osadami jeziornymi: gytiami, namułami, piaskami humusowymi i torfami. W zagłębieniach bezodpływowych, jak i małych dolinkach osadzały się utwory mineralno-organiczne. W fazie atlantyckiej (najcieplejszym okresie holocenu) obszar Kotliny Płockiej i terenów przyległych porastały głównie lasy liściaste. Po ochłodzeniu klimatu na początku fazy subborealnej środowiska leśne przekształciły się w lasy mieszane i iglaste, które są również charakterystyczne dla fazy subatlantyckiej. Akumulacja jeziorna, rzeczna, deluwialna i bagienna trwa do dzisiaj.

IV. PODSUMOWANIE

Zakres przeprowadzonych prac w ramach aktualizacji arkusza Płock SMGP pozwolił na uaktualnienie podziałów stratygraficznych, które przyjęto w starszym opracowaniu oraz zmianę przynależności genetycznej niektórych wydziałów geologicznych. Wśród 82 otworów wiertniczych zlokalizowanych na mapie geologicznej znajduje się 17 otworów wiertniczych, które sięgają skał kredy górnej. W profilach pozostałych otworów wiertniczych, które przebijają osady czwartorzędu, wyróżniono utwory paleocenu dolnego, eocenu środkowego, miocenu środkowego i górnego oraz mio-pliocenu. Aktualizację stratygrafii osadów paleogenu i neogenu przeprowadzono na podstawie wyników badań palinologicznych i nanoplanktonu utworów znajdujących się na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b). Iły pstre zaliczono do miocenu górnego (wcześniej do pliocenu – Skompski, Słowański, 1963, 1970), a zalegające na nich osady piaszczysto-mułkowate (zbadane palinologicznie) – do najwyższego miocenu górnego i pliocenu dolnego. Na obszarze arkusza Płock prześlędzono zasięg występowania najmłodszych utworów neogenu osadzonych w rzece mazowieckiej (Badura, Przybylski, 2004). Gliny zwałowe rozpozniomowano stratygraficznie na podstawie wyników badań petrograficznych glin zwałowych występujących na terenie arkusza Gąbin SMGP (Lisicki, Nizicka, 2021b). Według analizy przestrzennej profili otworów wiertniczych wykazano, że na obszarze arkusza znajduje się osiem poziomów glin zwałowych należących do zlodowaceń: Narwi, Nidy, Sanu 1, Sanu 2, Odry, Warty (dwa poziomy) i Wisły. Na terenie badań nie stwierdzono obecności osadów interglacjału mazowieckiego.

Przedstawiono szczegółowy model budowy podłoża czwartorzędu – szkic geologiczny odkryty (tabl. III), którego nie było w starszym wydaniu arkusza, i szkic geomorfologiczny (tabl. I), różniący się od wcześniej skonstruowanego (Skompski, Słowański, 1970).

Wyznaczono granicę maksymalnego nasunięcia lądolodu zlodowacenia Wisły w północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza.

Uznano, że nie ma podstaw do wyróżnienia faz gąbińskiej i płockiej (Skompski, 1969; Skompski, Słowański, 1970), dlatego nie wydzielono osadów, które tworzyły się w czasie tych faz. W związku z tym część utworów zastoiskowych zlodowacenia Wisły, zaliczonych przez Skompskiego i Słowańskiego (1970) do fazy płockiej, głównie osadów mułkowatych, których powierzchnia znajduje się zwykle nieco powyżej 100 m n.p.m. (w skarpie doliny Wisły strop utworów ilastych występuje na wysokości około 80 m n.p.m.), włączono do osadów zastoiska warszawskiego. Wiek powstania opisywanych utworów zbiornikowych określono na młodszy od utworzenia się osadów ilastych, ponieważ osadzanie się utworów mułkowatych miała miejsce przed czołem nasuwającego się najmłodszego lądolodu.

Prześledzono kolejność tworzenia się form geomorfologicznych oraz granice ośmiu głównych powierzchni piaszczysto-żwirowatych: tarasów sandrowych wyższych i niższych (głównie w rejonie doliny Skrwy Prawej i po północnej stronie koryta Wisły), tarasów pradolinnych (po południowej stronie koryta Wisły) oraz tarasów nadzalewowych (dwa poziomy) i zalewowych (trzy poziomy).

Przedstawiono także hipotezę o maksymalnym zasięgu wód zastoiska warszawskiego, który mógł sięgać do wysokości około 150 m n.p.m. (Lisicki i in., 2019). Jest to problem, który dotyczy znacznie większego obszaru i powinien być rozwiązany w wyniku kilkuletnich badań terenowych, laboratoryjnych i koncepcyjno-naukowych.

Do nadal nierozwiązanych zagadnień należą:

- lokalizacja uskoków, ewentualnie stref uskokowych, w skałach kredy i paleocenu (dotychczas wyróżniono jedynie jeden uskok – uskok płocki);
- dokładne wyznaczenie granic występowania utworów rzecznych interglacjału eemskiego według szczegółowej interpretacji osadów, które wypełniają strefę doliny Wisły;
- bardziej szczegółowe określenie wieku wydm na podstawie znalezionych w nich w przyszłości stanowisk gleb kopalnych;
- wytłumaczenie dużej różnicy wysokości występowania spągu (do ponad 20 m) i stropu (do około 30 m) osadów zastoiskowych zastoiska warszawskiego;
- udokumentowanie, na podstawie badań paleobotanicznych, okresów międzylodowcowych w celu opracowania schematu stratygraficznego czwartorzędu na terenie arkusza Płock.

Warszawa, 2020 r.

LITERATURA

- Andrzejewska-Kubrak K., Bojakowska I., Gabryś-Godlewska A., Kozłowska O., Kwecko P., Tomassi-Morawiec H., Walentek I., Król J., Marczak M., Paclawska A., 2010a — Objasnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Płock (444). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Andrzejewska-Kubrak K., Kozłowska O., Walentek I., Gabryś-Godlewska A., 2010b — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Płock (444). Plansza A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Badura J., Przybylski B., 2004 — Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the foreland of the Sudetes Mountains, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **74**.
- Baraniecka M.D., 1979 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Płock (38). Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D., Skompski S., 1978a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Płock (38), wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D., Skompski S., 1978b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Płock (38), wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Błachowski R., 1939 — Próba stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem. *Bad. Geogr.*, **20**.
- Błaszkiwicz A., Kowalski T., 1962 — Trzy nowe wiercenia w okolicy Płocka. W: Księga pamiątkowa ku czci Profesora Jana Samsonowicza (Passendorfer E., red.). PAN, Warszawa.
- Dadlez R., Iwanow A., Leszczyński K., Marek S., 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego 1:500 000. W: Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000 (Dadlez R., red.). Wyd. Kart. PAE, Warszawa.
- Frankiewicz A., 2018 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mochowo (405). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Frankiewicz A., 2019 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Mochowo (405). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Galon R., 1953 — Z zagadnień geomorfologii czwartorzędu Niżu Polskiego. *Prz. Geogr.*, **25**, 2.
- Gelinek K., 1929 — Osuwiska nad Wisłą. W: Pam. 2. Zjazdu Geogr. i Etnogr. Słow., Kraków, 1.
- Grabowski D., 2011 — Rejestr terenów zagrożonych osuwiskami – rozszadek i obowiazek. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Jacznowski J., 1929 — Morfometria jezior Gostyńskich. *Prz. Geogr.*, **9**.
- Jańczak J. (red.), 1996 — Atlas jezior Polski. **1**. Bogudzki Wyd. Nauk., Poznań.
- Kolski J., 1903 — Odkrycie osadów morskich trzeciorzędowych pod Płockiem. *Wszechświat*, **22**.
- Kolski J., 1904 — O piaskowcach Płockich. *Wszechświat*, **23**.
- Lamparski Z., 1983 — Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla. *Stud. Geol. Polon.*, **76**.
- Lamparski Z., 1991 — Loby lodowcowe w kopalnej i obecnej rzeźbie Pojezierza Dobrzyńskiego. W: Geneza, litologia i stratygrafia osadów czwartorzędowych (Kostrzewski A., red.). Wyd. Nauk. UAM, *Ser. Geogr.*, 50.
- Lencewicz S., 1922a — O wieku środkowego Powiśla. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **3**.
- Lencewicz S., 1922b — Wydmy śródlądowe Polski. *Prz. Geogr.*, 2.
- Lencewicz S., 1924 — O podłożu dyluwium w okolicach Płocka. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 8.
- Lencewicz S., 1926 — Czwartorzędowe ruchy epejrogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej. *Prz. Geogr.*, **6**.

- Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 2.
- Lencewicz S., 1936 — Mapa Geologiczna Kotliny Płockiej 1:200 000. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 2.
- Lewiński J., 1924a — O wieku i pochodzeniu iłów wstęgowych Nizy Polskiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **8**.
- Lewiński J., 1924b — Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **2**.
- Lewiński J., Samsonowicz J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, **31**.
- Lindner L., Lamparski Z., Dąbrowski S., 1982 — River valleys of the Masovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Polon.*, **32**, 3/4.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Lisicki S., Krawczyk M., Nizicka D., Pochocka-Szwarc K., 2019 — Nowe spojrzenie na rozwój i maksymalny zasięg wód zastoiska warszawskiego. 26. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Inst. Geogr. i Rozw. Reg. UWr. Pokrzywna, 2–6 września.
- Lisicki S., Nizicka D., 2021a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gąbin (482). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lisicki S., Nizicka D., 2021b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąbin (482). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lisicki S., Nizicka D., 2024a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Słubice (483). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lisicki S., Nizicka D., 2024b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Słubice (483). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Łyczewska J., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Płock, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., Pożaryski W., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Płock, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Marcinkowski B., 2017 — Badania petrograficzne. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąbin (482). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, 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**.
- Nechay W., 1925 — Dyluwium pojezierza Dobrzyńskiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **10**.
- Nechay W., 1927 — Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **4**, 1/2.
- Nowaczyk B., 1986 — Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie. Wyd. Nauk. UAM, *Ser. Geogr.*, **28**.
- Pacławska A., Marczak M., Król J., 2010 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Płock (444). Plansza B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Palczewski P., 2020a — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla arkusza Płock Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. LumiDatis Sp. z o.o., Toruń. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Palczewski P., 2020b — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla arkusza Słubice Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. LumiDatis Sp. z o.o., Toruń. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., 2004 — Paleogen. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: paleogen, neogen. Niz Polski i jego południowe obrzeżenie (Peryt M., Piwocki M., red). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

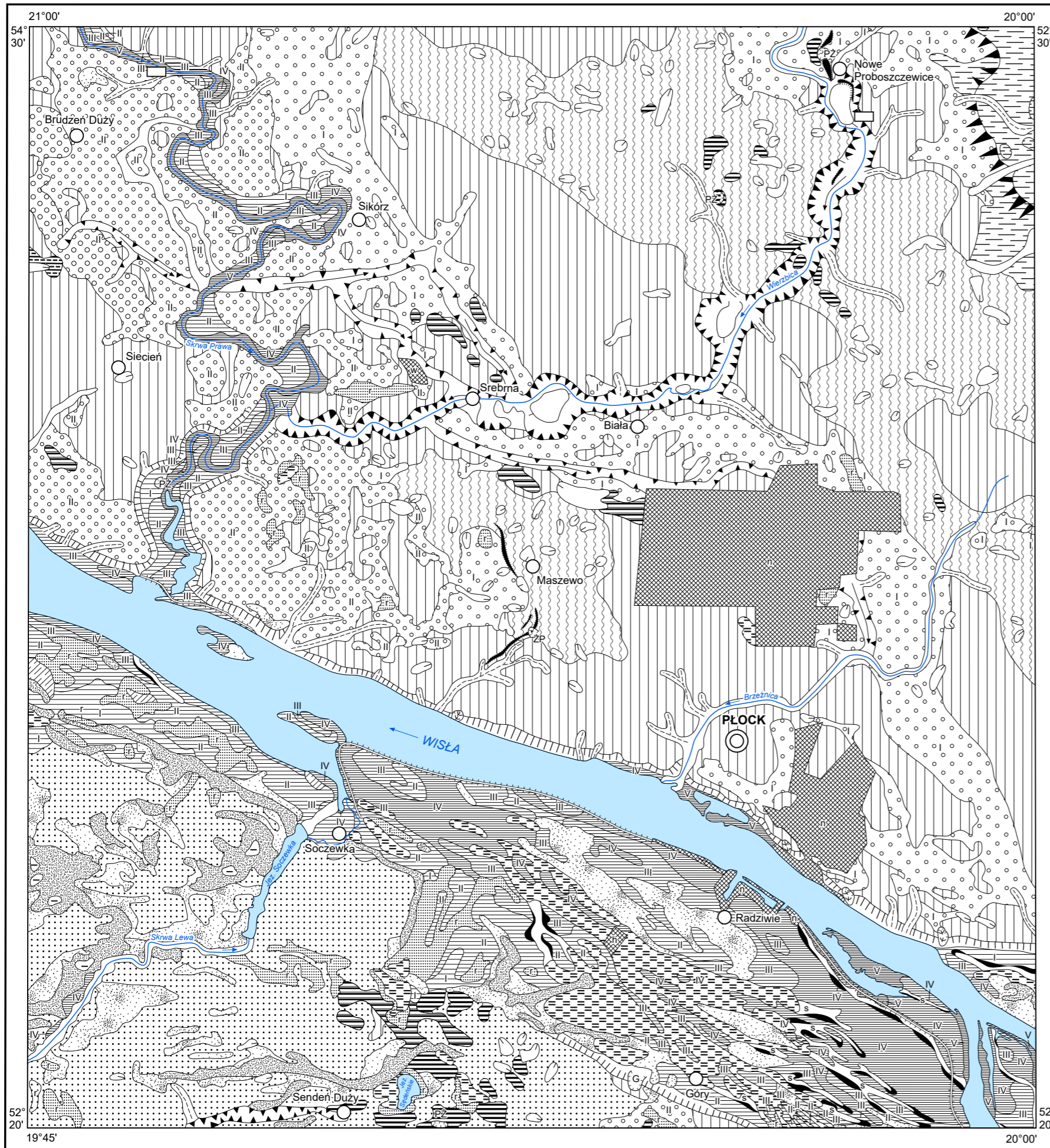
- Pożaryski W., 1952 — Mezozoikum na ark. Płock. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 2.
- Prawosławlew P.K., 1905 — Kizuczeniju lednikowych obrazowanij sewiernoj czastii Carstwa Polskiego. *Trudy Warsz. Obszcz. Jest.*, 15.
- Przeiętka K., Palczewski P., 2017 — Raport z przeprowadzenia badań w ramach realizacji Umowy nr EZ/240-16/2016 z dnia 06.04.2016 – Oznaczenia wieku bezwzględnego osadów metodą OSL: OSL 1 – Ludwików, OSL 2 – Zwolen, OSL 3 – Zdówrz, OSL 4 – Karolew, OSL 5 – Jordanów. LumiDatis Sp. z o.o., Toruń. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Roman M., 2010 — Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geogr. Lodz.*, 96.
- Roman M., 2015a — Budowa geologiczna rejonu Kotliny Płockiej. Przekrój geologiczny C–D: Augustopol–Kubłowo–Kaliska–Kowal–Dobrzyń nad Wisłą. W: Mater. 22. Konf. Nauk.-Szkol. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacialna transformacja jej rzeźby. Gołaszewo, 31 sierpnia–4 września.
- Roman M., 2015b — Stanowisko 8 – Kuzki. Problem glacitektoniki krawędziowej w Kotlinie Kłodzkiej. W: Mater. 22. Konf. Nauk.-Szkol. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacialna transformacja jej rzeźby. Gołaszewo, 31 sierpnia–4 września.
- Różański P., Włodek M., 2012 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starożeby (445). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Różański P., Włodek M., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Starożeby (445). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Rühle E., 1973 — Stratygrafia czwartorzędu Polski. W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych (Rühle E., red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Rychel J., Błaszkiwicz M., Brykała D., Gierszewski P., Lisicki S., Roman M., Tyszkowski S., 2014 — Mapa geologiczno-turystyczna Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego 1:60 000. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Samsonowicz J., 1922 — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 1.
- Skompski S., 1961 — Sytuacja geologiczna niektórych torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem i Włocławkiem. *Biul. Inst. Geol.*, 169.
- Skompski S., 1969 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Skompski S., 1971 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń nad Wisłą (443). Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 1972 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń nad Wisłą (443). Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 1995 — Stop 10: The Vistula River band in Dobrzyń – glacitectonic disturbances. W: Quaternary field trips in Central Europe (Schirmer W., red.). 1. Regional field trips. 14. INQUA Congress. Berlin, Germany.
- Skompski S., Słowański W., 1961 — Z zagadnień geologii Płocka i jego okolic. *Kwart. Geol.*, 5, 4.
- Skompski S., Słowański W., 1963 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Płock (444). Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., Słowański W., 1964 — Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka. *Acta Geol. Pol.*, 14, 3.
- Skompski S., Słowański W., 1970 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock (444). Inst. Geol., Warszawa.

- Słodkowska B., 2017 — Badania palinologiczne osadów podłoża czwartorzędu na ark. Gąbin (482) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 w profilach Janowo K-1, Korzeń Rządowy K-2 i Gołas K-4. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak 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. Pol.*, **91**, 2.
- Sylwestrzak J., 1984 — Zagadnienie recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły na Pojezierzu Kociewskim. *Kwart. Geol.*, **28**, 2.
- Urbaniak U., 1967 — Wydmy Kotliny Płockiej. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **61**.
- Winter H., 2016 — Opracowanie dotyczące wyników analizy pyłkowej 16 próbek z wiercenia Szczawin Kościelny z ark. Gąbin (482) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Winter H., 2017 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej 24 próbek z ark. Gąbin (482) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wiśniewski E., 2000 — Zagadnienie kanału ulgi z jeziora zaporowego w Kotlinie Warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. W: Mater. 5. Zjazdu Geomorfologów Polskich. Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku (Andrzejewski L., Molewski P., Wysota W., red.). Toruń, 11–14 września 2000 r.
- Wiśniewski E., 2005 — Problem drogi odpływu wód z jeziora zaporowego w Kotlinie Warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. *Ślupskie Pr. Geogr.*, **2**.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994 — The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, 95.
- Włostowski J., 2002a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Płock (444). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Włostowski J., 2002b — Objasnienia do Mapy Hydrologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock (444). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk. Geol. PAN., Wrocław.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Płock (444)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokość względna do 2 m, nachylenie do 2°)
- Wysoczyzna morenowa falista (wysokość względna 2-5 m, nachylenie około 5°)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny zastoiskowe (obszary zastoiskowe)
- Ozy
- Kemy
- Stożek sandrowy
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie
- Tarasy sandrowe: I. wyższe, II. niższe
- Tarasy pradolinne (akumulacyjne)
- Rynny subglacjalne
- Rynny wykorzystywane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Wyniosłości i progi w dnach rynien
- Doliny wód roztopowych

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki wysoczyzny
- Dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne
- Tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych: III – 3,0-4,0 m n.p. rzeki; IV – 2,0-3,0 m n.p. rzeki; V – 1,0-2,0 m n.p. rzeki
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych: I – 7,0-13,0 m n.p. rzeki; II – 5,0-6,0 m n.p. rzeki
- Tarasy erozyjne
- Starorzecza: a. świeże (zawodnione), b. suche

Formy denudacyjne

- Pagórki morenowe przekształcone peryglacjalnie
- Długie stoki
- Równiny denudacyjne
- Suche doliny
- Osuwiska

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

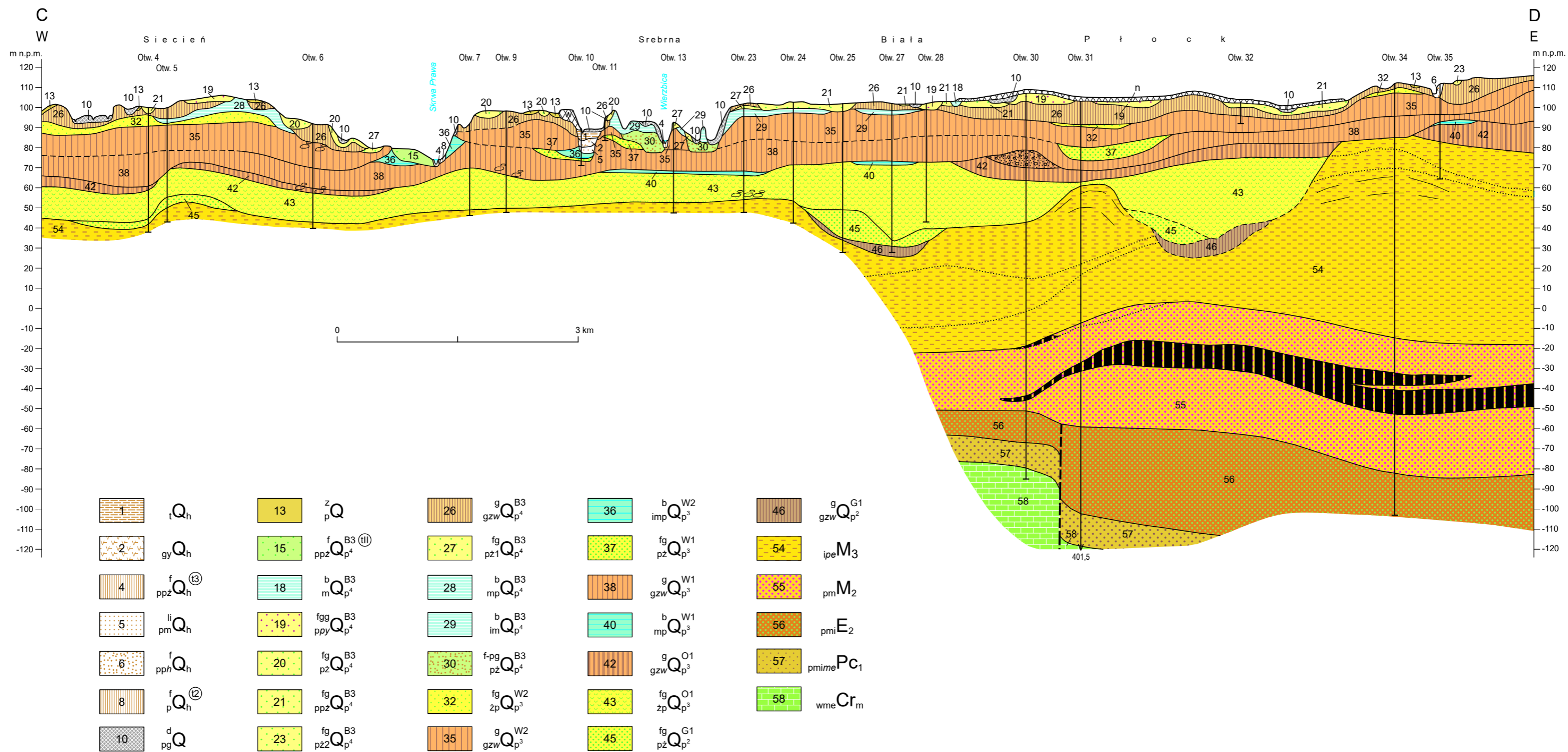
- Żwirownie-piaskownie (ŻP), piaskownie-żwirownie (PŻ), gliniarki (G)
- Hałdy kopalniane (h), nasypy (n), wysypiska odpadów komunalnych (w)
- Wały przeciwpowodziowe
- Grodziska



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Płock (444)

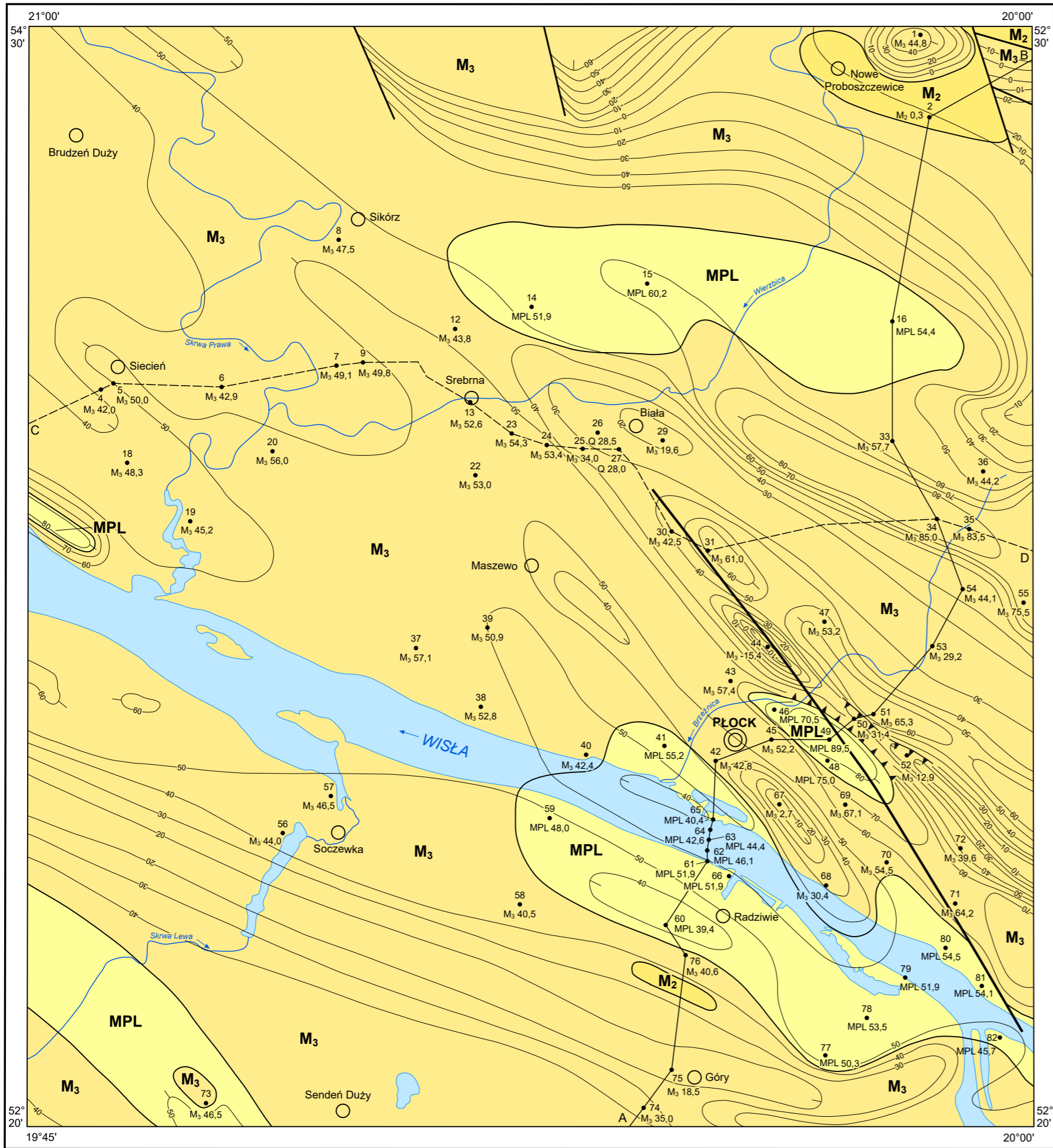
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala pionowa 1:2000



Uwaga: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracowali: D. NIZICKA, S. LISICKI



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Płock (444)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

- | | | | | |
|--------|------------------|----------------|------------------------------------------------------------------------|--------------------|
| NEOGEN | MIO-
-PLIOCEN | MPL | Piaski i mułki, miejscami ropy i węgiel brunatny | |
| | | M ₃ | Iły pstry, miejscami mułki i piaski | MIOCEN
GÓRNY |
| | MIOCEN | M ₂ | Piaski, mułki i ropy z substancją brunatnowęglową oraz węgiel brunatny | MIOCEN
ŚRODKOWY |
-
- Granice geologiczne
 - 50— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
 - ▼▼▼ Krawędzie w podłożu czwartorzędowym
 - a Uskok: a. w spągu osadów czwartorzędowych, b. w spągu utworów neogeńskich
 - 78 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędowego w m n.p.m.)
 - A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
 - C—D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

