



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Zreambulowali: MIROSŁAW KRAWCZYK, KATARZYNA POCHOCKA-SZWARC

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionalny — D. GAŁĄZKA

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Czerwińsk n. Wisłą (485)

(z 2 tab., 3 tabl. i 1 fig.)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2021

Autorzy reambulacji: Mirosław Krawczyk, Katarzyna Pochocka-Szwarc, 2017 r.

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

Redakcja merytoryczna: Dorota OBAROWSKA

ISBN 978-83-66752-10-8

PIG-PIB, Warszawa 2021

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	10
III. Budowa geologiczna	18
A. Stratygrafia	18
1. Kreda	18
a. Kreda górna	18
2. Neogen	19
a. Miocen	19
Miocen górny	19
3. Czwartorzęd	19
a. Plejstocen	20
Plejstocen dolny	20
Zlodowacenia najstarsze	21
Zlodowacenie Narwi	21
Stadiał dolny	21
Stadiał górny	21
Zlodowacenia południowopolskie	22
Zlodowacenie Nidy	22
Interstadiał	22
Stadiał górny	22
Zlodowacenie Sanu 2	23
Interglacjał wielki	23
Interglacjał mazowiecki	23
Zlodowacenia środkowopolskie	24
Zlodowacenie Odry	24
Stadiał dolny	24
Stadiał górny	24
Zlodowacenie Warty	26
Stadiał środkowy	26
Interglacjał eemski	34
Zlodowacenia północnopolskie	35

Złodowacenie Wisły	35
Stadiał górny	36
b. Czwartorzęd nierozdzielony	40
c. Holocen	42
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	45
C. Rozwój budowy geologicznej	46
IV. Podsumowanie	56
Literatura	57

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

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

I. WSTĘP

Obszar objęty arkuszem Czerwińsk n. Wisłą (485) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) jest położony w odległości około 50 km na północny zachód od Warszawy. Zajmuje powierzchnię 311 km² i ograniczony jest współrzędnymi geograficznymi: 52°20'–52°30' szerokości geograficznej północnej oraz 20°15'–20°30' długości geograficznej wschodniej.

Administracyjnie teren ten należy do województwa mazowieckiego w granicach powiatów: płońskiego (gminy – Czerwińsk, Naruszewo i Załuski) oraz nowodworskiego (gminy – Leoncin i Zakroczym). Na południe od Wisły znajdują się obszary należące do powiatu sochaczewskiego (gminy – Brochów i Młodzieszyn).

Osią morfologiczną dla terenu omawianego arkusza jest dolina Wisły, która rozdziela obszar na części północną i południową. Część północna należy do makroregionu Wysoczyzna Płońska w podprovincji Nizina Północnomazowiecka. Część południowa – do makroregionu Kotlina Warszawska w podprovincji Nizina Środkowomazowiecka (Kondracki, 2009). W Kotlinie Warszawskiej znajdują się formy rzeźby związane z akumulacją rzeczną: tarasy akumulacyjne zalewowe i nadzalewowe oraz tarasy erozyjno-akumulacyjne nadzalewowe, a ich powierzchnia urozmaicona jest wydrami o różnej wielkości i kształcie (Konecka-Betley, 1991). W południowej części obszaru arkusza (na powierzchni około 48 km²) znajduje się kompleks Puszczy Kampinoskiej (Kampinoski Park Narodowy).

Pierwsza wersja arkusza Czerwińsk SMGP została opracowana przez Kopczyńską i wydana w 1963 r. w Państwowym Instytucie Geologicznym (Kopczyńska, 1963). Objasnienia do mapy wydrukowano w 1970 r. (Kopczyńska-Żandarska, 1970). Arkusz został opracowany według Instrukcji w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski z 1958 r. i wydrukowany metodą tradycyjną, na podkładzie topograficznym mapy polskiej 1:50 000 (stan aktualności z 1953 r.). Prace geologiczno-zdjęciowe były prowadzone w latach 1954–1958 przez pracowników i magistrantów Katedry Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego, częściowo uzupełnione i zestawione przez autorkę. Z prac tych nie zachowały się jednak do dziś materiały autorskie, planszетки ani notatniki terenowe. W ówczesnym opracowaniu nie został sporządzony szkic geologiczny odkryty.

Główny koordynator SMGP podjął decyzję o reambulacji arkusza Czerwińsk, ponieważ arkusz ten zawierał nieaktualną i nieudokumentowaną stratygrafię utworów (czwartorzędowych i podczwartorzędowych). Arkusz ten wymagał wielu nowych prac zdjęciowych i dokumentacyjnych, m.in. wykonania nowych sond ręcznych i mechanicznych, a na ich podstawie sporządzenia nowej mapy powierzchniowej. Ponadto wymagał zebrania archiwalnych wierceń oraz stworzenia szkicu geologicznego odkrytego, a także uzupełnienia przekroju geologicznego o starsze i głębiej zalegające utwory geologiczne. Konieczne było również wykonanie badań laboratoryjnych, m.in. litologiczno-petrograficznych i palinologicznych, oraz sporządzenie pozostałych załączników, tak aby spełniały wymogi obowiązującej Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r.

Reambulacja arkusza Czerwińsk n. Wisłą została wykonana w latach 2015–2017 na podstawie Projektu prac geologicznych (Pochocka-Szwarc i in., 2013), zatwierdzonego przez ministra środowiska decyzją numer 4/38318/14/JJ. Wykonano prace geologiczno-zdjęciowe (1167 punktów dokumentacyjnych, na które składają się sondy ręczne do głębokości średnio 3,0 m oraz opisane profile ścian odsłoneń i wkopów). Wybrane przedstawiono w tabeli 1. Dla rozpoznania wykształcenia osadów czwartorzędowych i określenia litologii utworów podłoża wykonano zaprojektowane wcześniej dwa otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne): Srebrna (otw. 5) o głębokości 215,8 m i Tułowice (otw. 138) o głębokości 79,3 m. W ramach badań geofizycznych wzdłuż linii przekroju geologicznego A–B przeprowadzono sondowania elektrooporowe SGE metodą Schlumbergera (Pacanowski i in., 2016), a w wytypowanych miejscach wykonano tomografię elektrooporową (Krawczyk i in., 2017).

W celu rozpoznania płytszej budowy geologicznej sporządzono sondy mechaniczne o łącznym metrażu 390,0 m oraz sondy rdzeniowane metodą geoprobe o łącznym metrażu 12,0 m. Dla rozpoznania genezy i stratygrafii osadów wykonano następujące badania: analizy palinologiczne osadów czwartorzędowych (34 próbki; Winter, 2016), petrograficzne żwirów o średnicy 5–10 mm uzyskanych z glin zwałowych zarówno z wierceń, jak i odsłoneń i sond mechanicznych (73 próbki; Marcinkowski, 2017), sedymentologiczne (20 próbek; Zawadzka-Pawlewska, 2017) oraz oznaczenia wieku metodami geochemicznymi (oznaczenia metodą optoluminescencyjną OSL, 20 próbek; Przegiętka, Palczewski, 2017).

Zebrano i zestawiono profile 140 otworów geologicznych, zarówno hydrogeologicznych, jak i badawczych, z których 46 przebija osady plejstocenyjskie.

Nowe dane dotyczące budowy geologicznej omawianego arkusza pozwoliły autorom na zweryfikowanie wydzieleni geologicznych oraz wyznaczenie nowych. Reambulowaną mapę przedstawiono w aktualnie obowiązującym układzie współrzędnych i dostosowano do wymogów Instrukcji z 2004 r.

ZESTAWIENIE WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer kolejny punktu		Rodzaj punktu dokumentacyjnego (według słownika)	Nazwa miejscowości, w której znajduje się punkt dokumentacyjny	Rzędna punktu dokumentacyjnego w m n.p.m.	Głębokość punktu dokumentacyjnego w m	Uwagi
na mapie geologicznej	według notatnika terenowego					
1	4	sr	Żukowo	127,5	3	Badania sedymentologiczne (Zawadzka-Pawlewska, 2017)
2	52	od	Raszewo Dworskie	132,5	6,0	
3	322	sr	Srebrna	141,0	4,5	Badania sedymentologiczne, oznaczenia OSL 190 ±20 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
4	412	od	Nieborzyn	140,0	4,0	
5	354	sr	Srebrna	141,0	3,0	Oznaczenia OSL 209 ±22 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
6	WH11	sm	Srebrna	144,0	26,0	Przekrój geologiczny A–B, badania palinologiczne
7	WH10	sm	Kłębowice	150,0	17,0	Przekrój geologiczny A–B, rzut
8	WH9	sm	Kłębowice	132,5	22,0	Przekrój geologiczny A–B
9	WH8	sm	Kłębowice	137,0	18,0	Przekrój geologiczny A–B
10	WH14	sm	Nowe Radzikowo	128,0	20,0	Przekrój geologiczny A–B
11	WH13	sm	Nowe Radzikowo	123,0	20,0	Przekrój geologiczny A–B
12	WH24	sm	Kuchary-Skotniki	116,0	4,0	
13	WH22	sm	Kuchary-Skotniki	125,0	8,0	
14	WH23	sm	Kuchary-Skotniki	117,5	4,0	
15	996,WH1	sr, sm	Kamienica-Parcele	107,0	12,0	Badania palinologiczne
16	73	od	Osiek	122,5	5,0	Oznaczenia OSL 32 ±3 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
17	73	od, sr	Osiek	122,5	5,0	Oznaczenia OSL 151 ±12 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
18	590	od	Boguszyn	125,0	3,0	
19	586	od	Boguszyn	123,0	7,5	
20	465	od	Nowy Boguszyn	127,5	2,0	
21	455,466	od	Nowy Boguszyn	132,5	10,0	
22	433	sr	Stare Radzikowo	122,0	3,0	Oznaczenia OSL 22,4 ±2,7 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
23	WH6	sm	Nowy Boguszyn	128,0	20,0	Przekrój geologiczny A–B
24	WH12	sm	Stare Radzikowo	122,5	20,0	Przekrój geologiczny A–B
25	WH7	sm	Stare Radzikowo	126,0	26,0	Przekrój geologiczny A–B
26	951	od	Komsin	140,0	3,0	
27	WH21	sm	Goworowo	111,5	10,0	
28	WH26	sm	Nowe Przybojewo	98,0	6,0	
29	1159	sr	Miączynek	106,0	3,8	Badania sedymentologiczne
30	WH16	sm	Miączynek	104,0	10,0	
31	WH20	sm	Miączynek	104,0	6,0	

Numer kolejny punktu		Rodzaj punktu dokumentacyjnego (według słownika)	Nazwa miejscowości, w której znajduje się punkt dokumentacyjny	Rzędna punktu dokumentacyjnego w m n.p.m.	Głębokość punktu dokumentacyjnego w m	Uwagi
na mapie geologicznej	według notatnika terenowego					
32	WH2	sm	Kamienica-Parcele	110,0	14,0	
33	1161	sr	Goławin	107,5	2,0	Badania sedymentologiczne
34	513	sr	Stobęcín	105,0	2,4	Badania sedymentologiczne
35	725	od	Wąwóz Majdany	87,0	1,0	Oznaczenia OSL 117 ±15 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
36	727	wk	Wąwóz Majdany	88,0	2,0	Oznaczenia OSL 90 ±10 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
37	WH4	sm	Sielec	100,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
38	WH5	sm	Pralin	107,0	16,0	Przekrój geologiczny A–B
39	686E	od	Wychódzc	90,0	4,0	Oznaczenia OSL 240 ±20 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
40	684	od	Wychódzc	86,0	6,0	Oznaczenia OSL 135 ±16 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
41	675	od	Wychódzc	92,5	2,0	Oznaczenia OSL 200 ±20 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
42	677	sr	Wychódzc	94,0	1,5	Oznaczenia OSL 199 ±36 ka (Przegiętka, Palczewski, 2017)
43	1153	od	Miączynek	90,0	1,8	Badania sedymentologiczne
44	1151	sr	Wólka Przybójewska	104,7	2,2	Badania sedymentologiczne
45	WH30	sm	Kromnów	68,0	13,0	Przekrój geologiczny A–B
46	645	sr	Kromnów	72,5	3,0	Badania sedymentologiczne
47	WH29	sm	Tułowice	70,0	14,0	Przekrój geologiczny A–B, rzut

sr – sonda ręczna, sm – sonda mechaniczna, od – odsłonięcie, wk – wkop

Do chwili obecnej na terenie arkusza Czerwińsk n. Wisłą wykonano wiele opracowań geologicznych. Dotyczyły one m.in. zagadnienia, jakim jest wykształcenie osadów budujących skarpe nad Wisłą. Osady odsłaniające się w skarpie Wisły na północ od Warszawy były opisywane w latach 20. XX wieku. Stanowiły one przedmiot dyskusji między geologami. Samsonowicz i Lewiński wyróżniali tu dwa poziomy glin zwałowych korelowanych ze zlodowaczeniami L3 (gliny zwałowe dolne, szare) i L4 (gliny zwałowe górne, brązowe). Nieco później Błachowski (1939) wyróżnił dwa poziomy glin lodowcowych reprezentujące dwa glaciały (w tym dolny dwudzielny).

W latach 40. i 50. XX wieku prowadzone były prace geologiczno-zdjęciowe przez zespół pod kierownictwem profesora Różyckiego. Profilowano odsłonięcia wzdłuż skarpy Wisły, od Zakroczy-mia przez okolice Czerwińska aż po Wyszogród. Stwierdzono tam występowanie osadów plioceńskich, preglacialnych oraz zinterpretowano następstwo osadów czwartorzędowych (zlodowaceń:

krakowskich, środkowopolskich i północnopolskich). Na podstawie wyników tych prac powstał model stratygrafii plejstocenu dla północnej części Kotliny Warszawskiej, prezentowany na kongresie INQUA w 1961 r. (Różycki, 1961) i publikowany później w wielu pracach (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1961, 1964, 1970; Laskowska-Wysoczańska, 1964; Ruszczyńska-Szenajch, 1964). Według ówczesnych poglądów gliny zwałowe budujące skarpe były korelowane ze zlodowaczeniem krakowskim, a podścielające je piaski korelowano z plejstocenem dolnym (preglacjałem).

O zaburzeniach glacictektonicznych w glinach odsłaniających się w skarpie okolic Czerwińska i pobliskiego Wyszogrodu pisał Brykczyński (1982). W 1993 r. ukazała się praca dotycząca wyników oznaczeń wieku glin zwałowych metodą termoluminescencyjną (TL), odsłaniających się w skarpie w pobliskich Mochtach (Fedorowicz i in., 1993). Wskazywały one na wiek środkowopolski glin tworzących główny trzon skarpy. Prace geologiczno-zdjęciowe prowadzone były m.in. wzdłuż skarpy Wisły na odcinku Mochty–Smoszewo, czyli w miejscu bezpośrednio graniczącym z arkuszem Czerwińsk n. Wisłą (Pochocka, 1995; Marks i in., 1996a, b).

Seria iłów warwowych odsłaniająca się w skarpie była różnie interpretowana stratygraficznie. Samsonowicz (1922) uważał, że podczas recesji lądolodu L3 w Kotlinie Warszawskiej istniało zastoisko, w którym osadziły się ily warwowe. Według Lewińskiego (1924) obecność lądolodu zlodowaczenia L5 (zlodowaczenia Wisły) mogła spowodować powstanie zastoiska w dolinie Wisły pod Warszawą.

Różycki (1949, 1961, 1972) korelował obecność serii zastoiskowej z recesją lądolodu stadiału Wkry zlodowaczenia Warty. Zbiornik ten miał być zbiornikiem zaporowym, którego czoło znajdowało się na terenie Wysoczyzny Płońskiej (Kopczyńska-Żandarska, 1961). Jednak znalezienie osadów organicznych interglacjału eemskiego w Błoniu (Janczyk-Kopikowa, 1974; Karaszewski, 1974) przesądziło o pozycji stratygraficznej serii zastoiskowej (na Vistulian). O wykształceniu litofacjalnym i korelacji serii zastoiskowej w Kotlinie Warszawskiej pisał Merta (1978, 1980, 1986) wskazując na wieloetapowość funkcjonowania zastoiska warszawskiego podczas ostatniego zlodowaczenia. Zagadnieniem odpływu wód z zastoiska warszawskiego w odniesieniu do pradoliny warszawsko-berlińskiej zajmowali się Wiśniewski i Andrzejewski (1994), Wiśniewski (2005) oraz Wysota i Molewski (2007). Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego zawarte są w pracy Molewskiego (2014), gdzie autor bierze pod uwagę rolę halokinezy w zmianie stosunków hipsometrycznych we wschodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej, szacując tempo wypełniania wodą tego rozległego zastoiska.

Zasadniczą część Kotliny Warszawskiej stanowią formy związane z erozją i akumulacją rzeczną. W obrębie doliny Wisły wyróżnione zostały tarasy nadzalewowe do których należą: najstarszy taras otwocki, taras falenicki (kampinoski) i taras praski (Nowak, 1974; Sarnacka, 1992). W rejonie

ujścia Bzury taras praski łączy się w jeden poziom z kampinoskim (falenickim; Nowak, 1974). Tarasy te są częściowo pokryte osadami eolicznymi, z dobrze wykształconymi wydrami i piaskami przewianymi (Kaczorowska-Kobendzina, 1926; Kobendzina, 1961; Baraniecka, 1982; Baraniecka, Konecka-Betley, 1987).

Innym zagadnieniem, którym zajmowali się geolodzy na obszarze opisywanego arkusza była analiza obszaru zaplecza skarpy. Lencewicz (1927) twierdził, że wzgórza znajdujące się na północ od Czerwińska są morenami czołowymi związanymi z postojem lądolodu L4. Analizą paleogeograficzną okolic Komsina i Radzikowa zajmowała się Kopczyńska-Żandarska (1961). W wyniku tej analizy stwierdziła ona obecność strefy czołowomorenowej korelowanej z recesją lądolodu stadiału Wkry. Plejstocen okolic Czerwińska i Wychódzka omówiony został w późniejszej pracy tej autorki (1964).

Do opracowań regionalnych dotyczących stratygrafii plejstocenu i pośrednio nawiązujących do badanego terenu zaliczyć należy prace Baranieckiej (1974) oraz Nowak (1974). Z publikacji dotyczących geologii utworów podczwartorzędowych należy wymienić prace Baranieckiej (1975, 1979) i pod redakcją Marka (1983), w których analizowano m.in. zależności pomiędzy obecnością stref wypiętrzeń podłoża plioceńskiego od procesów glacitektoniki. Zagadnienia dotyczące kier lodowcowych występujących w obrębie utworów plejstoceńskich zawarte są w pracy Ruszczyńskiej-Szenajch (1976).

Teren objęty arkuszem Czerwińsk n. Wisłą został ujęty na arkuszach Płock (Łyczewska, 1948) i Warszawa (Różycki, Zwierz, 1952) Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000, a także na obszarze arkusza Warszawa Zachód Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (MGP) (Słowański i in., 1995) oraz nowego (reambulowanego) arkusza MGP Warszawa Zachód, opracowanego przez Morawskiego i Nowacką (2007, 2008). Z nowszych opracowań należy wymienić arkusz Czerwińsk n. Wisłą: Mapy Geologiczno-Gospodarczej Polski (Krogulec, Wierchowicz, 1998a, b), Mapy Geosrodowiskowej Polski (Wojciechowska i in., 2010) oraz Mapy Hydrogeologicznej Polski (Kubiczek, Paczyński, 2000a, b).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Naturalną granicą morfologiczną między Wysoczyzną Płońską a Kotliną Warszawską jest erozyjna krawędź doliny Wisły, o rozciągłości równoleżnikowej (Kondracki, 2009). W granicach omawianego obszaru arkusza znajduje się prawie 15-kilometrowy odcinek tej skarpy, pomiędzy Smoszewem na wschodzie a Czerwińskiem Kolonią na zachodzie.

Na północ od krawędzi doliny Wisły znajduje się Wysoczyzna Płońska, która zajmuje znaczną część obszaru arkusza. W jej obrębie (tabl. I) wyróżniono formy lodowcowe (zdenudowane powierzchnie wysoczyzn) z zaznaczającymi się wzgórzami moren czołowych oraz formy wodnolodowcowe takie jak: rynny subglacjalne, formy akumulacji szczelinowej, kemy, równiny wodnolodowcowe, równiny zastoiskowe oraz tarasy erozyjno-akumulacyjne (pradoliny). Najwyżej położony punkt na powierzchni terenu znajduje się na rzędnej 151,0 m n.p.m. w rejonie Srebrnej (północna część obszaru arkusza). Pojedyncze izolowane wzgórza, których wysokości osiągają ponad 140,0 m n.p.m. znajdują się w północno-zachodniej części terenu (Stare Raszewo–Stare Sobanice–Łazęki–Srebrna), stanowiąc dosyć wyraźne kulminacje (o wysokościach względnych około 15–20 m) ponad otaczającą płaską powierzchnię. Charakterystyczne są wyraźne stoki i krawędzie tych wzgórz. Nieco niższe wzgórza (około 130–140 m n.p.m.) znajdują się w rejonie Komsina i Starego Radzikowa. Ogólny spadek powierzchni terenu zaznacza się wyraźnie w kierunku Wisły. W strefie bezpośredniego zaplecza krawędzi Wisły wysokości sięgają od 90,0 do 100,0 m n.p.m. Skarpa wzdłuż Wisły często porożcinana jest głębokimi na kilkanaście metrów wąwozami. Wysokość skarpy doliny Wisły wynosi od około 15 do nawet 30,0 m wysokości względnej.

Zupełnie odmienny charakter rzeźby występuje w południowej części obszaru arkusza, na lewym brzegu Wisły. Występują tam formy pochodzenia rzecznego (tarasy akumulacyjne zalewowe i nadzalewowe, starorzecza) oraz eolicznego. Najwyższe wydmy na terenie arkusza osiągają wysokość względną ponad 25,0 m. Są to: Góra Kurlandzka (97,8 m n.p.m.), Góra Czerwińska (94,4 m n.p.m.), Lisia Góra (92,8 m n.p.m.) oraz Góra Krzywa (90,0 m n.p.m.). Wydmy rozwinięte są na wyższych tarasach erozyjno-akumulacyjnych. Skupiska wydm i rozdzielające je pola piasków przewianych oraz równiny torfowe znajdują się głównie na terenie Puszczy Kampinoskiej.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska znajduje się na północ od doliny Wisły w zachodniej i środkowej części obszaru arkusza. Jest to dosyć monotonna, płaska powierzchnia zbudowana z glin zwałowych zlodowacenia Warty, które bezpośrednio na powierzchni występują w rejonie Garwolewa i Czerwińska, a zazwyczaj – pod cienkim przykryciem osadów zastoiskowych. Wysokości wysoczyzny zmieniają się w kierunku południowym od około 120 do 85,0 m n.p.m. w krawędzi doliny. Porożcinana jest dolinami niewielkich cieków, a w krawędzi licznymi wąwozami.

Wysoczyzna wodnomorenowa rozciąga się od Naborowa na północy aż do okolic Czerwińska. Tworzą ją rozległe powierzchnie o zarysach przypominających stożki, które łagodnie opadają z południowego zachodu ku południowemu wschodowi (od około 110–125 m n.p.m. do poniżej 100,0 m n.p.m.). Powierzchnie obu wysoczyzn porożcinane są dolinami niewielkich cieków.

Do moren czołowych akumulacyjnych zaliczono formy znajdujące się na wschód od Garwolewa i w rejonie Komsina tzw. moreny komsinińskie (tabl. I). Szczytowe partie moren osięgają wysokości od około 120 do około 125 m n.p.m., układając się w ciąg wzgórz o orientacji z północnego zachodu na południowy wschód na odcinku o długości około 5 km (Boguszyn–Komsin). Ich południowe stoki są łagodne i obniżają się od około 120 do około 110 m n.p.m., tworząc tzw. długie stoki. Pojedyncze, izolowane pagórki moren czołowych, które wznoszą się ponad powierzchnię wysoczyzny wodnomorenowej, znajdują się na wschód od Starego Radzikowa (tabl. I).

Zagłębienia końcowe (wytopiskowe) tworzą wyraźne płaskie powierzchnie zlokalizowane wokół kemów (okolice Srebrnej, Starych Sobanic; północna część terenu arkusza) oraz układają się współkształtnie do przebiegu moren czołowych i form szczelinowych. Ich dna występują na wysokości około 110–113 m n.p.m.

Formy utworzone w strefie martwego lodu. Morena martwego lodu to niewielki pagórek (130,0 m n.p.m.) o zdenudowanych stokach. Znajduje się blisko granicy z obszarem arkusza Wyszogród, w okolicach Raszewa Dworskiego. Formy tej nie umieszczono jednak na szkicu geomorfologicznym ze względu na jej pozaskalowe rozmiary.

Formy wodnolodowcowe. Rynny subglacjalne. Na omawianym obszarze wyróżniono dwie formy rynnowe. Jedna z nich wyraźnie zaznacza się w powierzchniowej rzeźbie terenu, na odcinku pomiędzy Starym Radzikowem a Nowym Przybojewem. Jej dno znajduje się obecnie około 8–10 m poniżej powierzchni terenu i płynie nim niewielki ciek. Rynna ta ma szerokość wynoszącą około 300 m, została wycięta w glinach zwałowych, ma łagodnie nachylone stoki. Jej długość wynosi około 5 km. Ukierunkowana jest z północnego zachodu na południowy wschód, zgodnie z ogólnym przebiegiem form akumulacji szczelinowej.

Obecność drugiej rynny zinterpretowano na podstawie analizy numerycznego modelu terenu i potwierdzono badaniami terenowymi. Rynna ta znajduje się przy granicy z arkuszem Modlin (na północ od Wygody Smoszewskiej, koło Złotopolic). W powierzchni terenu na długości około 2 km zaznacza się kilka niewielkich obniżzeń o głębokości około 2–3 m, które układają się w ciąg o szerokości od około 250 do 300 m i orientacji z północnego wschodu na południowy zachód. Rynna ta wypełniona jest osadami mineralnymi oraz organicznymi, których wiek udokumentowano na interglacjał eemski (Winter, 2016). Forma ta kontynuuje się również na obszarze arkusza Modlin (Nowak, Skompski, 2002a, b).

Formy akumulacji szczelinowej tworzą ciągi wzgórz, których osie są ukierunkowane z północnego zachodu na południowy wschód i z zachodu na wschód. Najwyższe z nich (151,0 m n.p.m.) znajdują się w rejonie Srebrnej stanowiąc najwyższy położony punkt na obszarze

arkusza. Na przedłużeniu osi tej formy znajduje się rynna subglacialna (Radzikowo–Nowe Przybojewo).

Kolejny układ form szczelinowych tworzy wyraźny ciąg wzgórz o długości ponad 15 km, od Raszewa Dworskiego przez Boguszyn w kierunku Komsina. Tam znajdują się najwyższe ich partie wznoszące się od 130,0 do 141,6 m n.p.m. Pozostałości tej formy zaznaczają się w morfologii terenu dalej w kierunku południowo-wschodnim, aż do Wólki Przybójeńskiej. W rejonie tym są to niewysokie (do 3,0 m wysokości względnej) piaszczysto-żwirowe pagórki o długości rzędu od kilkuset metrów do nieco ponad 1 km i szerokości wynoszącej około 200–400 m. Niewielkie, pojedyncze formy szczelinowe znajdują się w północnej części obszaru arkusza w rejonie Dłutowa i Naborowa.

Kemy występują licznie w północnej i północno-zachodniej części terenu arkusza. Tworzą bardzo wyraźną, dominującą w morfologii obszaru strefę wzgórz i pagórków. Wysokości ich wahają się od 125,0 do 130,0 m n.p.m. W rejonie między Srebrną a Kębłowicami kemy osiągają maksymalne wysokości rzędu 150,0 m n.p.m. Wiele z nich ma nieregularne kształty. Ich partie szczytowe i stoki pocięte są licznymi suchymi, często zawieszonymi dolinkami (np. kemy z rejonu Kębłowic, Strzembowa i Radzikowa). Często stoki są wyraźnie podcięte (kem w Raszewie Dworskim i na zachód od Nieborzyna). Podcięcia w dolnych partiach przybierają kształt niewysokich 1–3-metrowych klifów (niewielki kem na południe od Nowych Sobanic, Góra Zdzichowo koło Łazek, kem w Raszewie Dworskim, kemy na zachód od Nieborzyna). Wiele wzgórz kemowych na różnych wysokościach ma płasko ścięte szczyty, np. kemy w rejonie Nowych Sobanic (135,0 m n.p.m.), kem na zachodnim skraju Nieborzyna (140,0 m n.p.m.), formy w okolicach Strzembowo–Kapkaz (145,0 m n.p.m.) oraz kem w okolicy Srebrnej z kulminacją na wysokości 150,0 m n.p.m.

Taras kemowy występuje na południowy zachód od Starych Sobanic, na styku z obszarem arkusza Wyszogród (Kucharska, Wasiluk, 2016). Jego powierzchnia łagodnie obniża się w kierunku północnym od 145,0 do 135,0 m n.p.m.

Równiny wodnolodowcowe występują w północno-zachodniej części obszaru omawianego arkusza, na niewielkich powierzchniach w rejonie Żukowa i Starych Sobanic oraz w rejonie Garwolewa. W środkowej części terenu arkusza tworzą dosyć zwartą powierzchnię (okolice Komsina, Wilkowuj, Chociszewa, Goławina), otaczając niewielkie pagórki będące relikdami formy szczelinowej. Równiny wodnolodowcowe o niewielkim zasięgu zachowały się wzdłuż dolin cieków uchodzących do doliny Wisły.

Równiny zastoiskowe występują w dwóch rejonach, w północnej i północno-zachodniej części terenu arkusza oraz wzdłuż strefy zaplecza skarpy (oprócz okolic miasta Czerwińsk). Na północy i północnym zachodzie obszaru arkusza formy te tworzą płaskie, jak również lekko pochyle

powierzchnie, w strefach między pagórami kemów, od 137,0 do 130,0 m n.p.m. Nachylenie zawsze jest od form kemowych w kierunku centralnej części obszaru zastoiskowego. W bezpośrednim sąsiedztwie dolin równiny te są częściowo zdenudowane i osiągają wysokość około 125 m n.p.m. Granice między formami kemowymi a równinami zastoiskowymi w wielu wypadkach są niewyraźne. Formy pagórów stopniowo i płynnie przechodzą w rozległe wypłaszczenia.

Równiny zastoiskowe występujące w strefie zaplecza skarpy są lekko nachylone w kierunku Wisły, od około 104 m n.p.m. do 90 m n.p.m. W wielu miejscach ich powierzchnie rozcinają dolinki, zarówno suche, jak i z niewielkimi ciekami (często okresowymi), a w strefie bliskiej krawędzi doliny Wisły – liczne parowy (młode rozcięcia erozyjne). W rejonie Wólki Przybójskiej, ponad powierzchnią równiny zastoiskowej, wystają niewielkie pagórki zdenudowanych form szczelinowych.

Taras pradolinny nadzalewowy (erozyjno-akumulacyjny) 9,0–20,0 m n.p. rzeki (I), dawniej korelowany z otwockim, jest charakterystycznym elementem rzeźby wzdłuż całego prawego brzegu Wisły. Najlepiej został wykształcony na odcinku: Smoszewo–Miączyn–Wychódź. Powierzchnia tarasu zmienia się od 90,0 do 80,0 m n.p.m. Szerokość tarasu na odcinku Miączyn–Wychódź wynosi od 250,0 do 450,0 m, natomiast w okolicach Czerwińska od 50,0 do 150,0 m. Tarasy porozcinane są licznymi wąwozami, miejscami są trudno dostępne (zabudowania, grunty prywatne). Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) taras ten nazwany był tarasem chmielewskim i korelowano go z recesją lądolodu zlodowaceń środkowopolskich.

Taras pradolinny nadzalewowy (erozyjno-akumulacyjny) 6,0–9,0 m n.p. rzeki (II), dawniej korelowany z kampinoskim, występuje po lewej stronie Wisły. Powierzchnia tego tarasu wznosi się od 74,0 m n.p.m. w części wschodniej terenu arkusza do 76,0 m n.p.m. w części środkowej i około 72 m n.p.m. części zachodniej. Występują na nim wydmy i pola piasków przewianych (obszar Puszczy Kampinoskiej). Taras oddzielony jest wyraźną krawędzią erozyjną (2–3-metrową) od młodszych tarasów akumulacyjnych. Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) był to taras II kampinoski, o genezie akumulacyjnej.

Formy denudacyjne. R ó w n i n y d e n u d a c y j n e występują w północnej części terenu opisywanego arkusza, na zapleczu najwyższych wzniesień kemowych w rejonie Srebrnej. Tworzą nieregularną płaską powierzchnię o wysokości powyżej 140,0 m n.p.m. W rejonie na północ od Kęłłowic równina znajduje się między wzgórzami kemów tworząc szeroką kotlinę, której dno opada w kierunku południowym, a następnie wschodnim, od 140,0 do 130,0 m n.p.m. Równinę w tym rejonie otaczają strome stoki o wysokości ponad 10,0 m, mające charakter erozyjny. Był to najprawdopodobniej przełom, który utworzyły wody spływające w kierunku południowym i wschodnim. Niewielka

równina znajduje się w rejonie Januszewa–Dłutowa u podnóża rozległego kemu na wysokości poniżej 125,0 m n.p.m.

Sucze doliny występują powszechnie na północ od doliny Wisły, zarówno w obrębie form lodowcowych, jak i wodnolodowcowych. W obrębie kemów stanowią dość charakterystyczny element tych form. Biorą swój początek w ich strefach szczytowych i są często zawieszane w stosunku do niżej leżących obszarów zastoiskowych, np. w rejonie Kęblowic, Strzembowa, Radzikowa i Sobanic. Wysokość ich położenia zależna jest od wysokości form, od 150,0 m n.p.m. do około 130 m n.p.m. W obrębie wysoczyzny najczęściej są rozwinięte w cienkiej pokrywie osadów zastoiskowych. Uchodzą do większych dolin z ciekami stałymi bądź okresowymi, m.in. w rejonie Majdan, Czerwińska i Goławina. Ich dna położone są na wysokościach od 110,0 do 90,0 m n.p.m. w części zachodniej wysoczyzny i od 120,0 do 100,0 m n.p.m. w części wschodniej.

Stożki napływowe wykształciły się u wylotu dolinek, parowów i młodych rozcięć erozyjnych w rejonie Wychódźca, gdzie dobrze są widoczne na powierzchni tarasu akumulacyjnego zalewowego (IV).

Długie stoki zaznaczają się w morfologii terenu na południe od Boguszyna i Radzikowa. Stanowią je południowe stoki moreny czołowej akumulacyjnej, łagodnie opadające w kierunku południowym (nachylone od 120,0 do 110,0 m n.p.m.).

Formy eoliczne. Wydmy na terenie opisywanego arkusza rozwinięte są głównie na powierzchni tarasów rzecznych: erozyjno-akumulacyjnego (I) oraz młodszych akumulacyjnych (III) i (IV). Najwyższe wydmy znajdują się na tarasie (III), gdzie osiągają około 25 m wysokości względnej (Góra Kurlandzka 97,8 m n.p.m., Góra Czerwińska 94,4 m n.p.m., Lisia Góra 92,8 m n.p.m. oraz Góra Krzywa 90 m n.p.m.).

Są to wydmy przeważnie paraboliczne, których zachodnie stoki są bardziej strome, a parabole wydm są skierowane swoimi czołami w kierunku wschodnim. Na szczególną uwagę zasługują wydmy na tarasie akumulacyjnym zalewowym (IV), w pasie Wilcze Śladowskie, Kromnów, Piaski Duchowne, Polesie Nowe. Mają one charakter podłużnych równoleżnikowych wałów. Taki kształt form jest efektem wtórnego, erozyjnego ich przekształcania przez wody płynące i modelujące taras (IV). Na numerycznym modelu terenu wyraźnie zaznaczają się ślady erozji i przepływów rozcinające pola wydmowe na powierzchni tarasów (II) i (III).

Wydmom towarzyszą równiny piasków przewianych i zagłębienia deflacyjne (okolice Famulek Królewskich). W południowo-wschodniej części terenu arkusza w rejonie Cisowej znajdują się równiny torfowe, wykształcone u podnóża pasa wydmowego.

Formy rzeczne. Do form rzecznych zaliczono dna dolin rzecznych oraz formy akumulacji rzecznej.

Dna dolin rzecznych występują na całym obszarze opisywanego arkusza. Na północ od doliny Wisły wykorzystane są przez cieki, takie jak: Gawarek, Struga lub inne bezimienne cieki. W rejonie tym tworzą charakterystyczną promienistą, rozbieżną sieć rozchodzącą się od wzgórz kemowych i morenowych. Taki układ dolin ma najprawdopodobniej stare założenie, związane z deglacją lądolodu zlodowaceń środkowopolskich. Na południu związane są z dawną doliną Łasicy i Kanału Łasicy, wcięte około 1 m poniżej tarasu (IV) Wisły.

Taras akumulacyjny nadzalewowe 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Wisły) (III). Taras ten określano również jako taras praski. We wschodniej części terenu arkusza tarasy te osiągają wysokość około 72,5 m n.p.m., a w zachodniej ponad 71,0 m n.p.m. Na ich powierzchni rozwinięte są formy eoliczne północnego pasa wydm Kampinoskiego Parku Narodowego. Tarasy te kontynuują się na obszarze sąsiedniego arkusza Kampinos (Haisig, Wilanowski, 2011, 2012). Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) odpowiadały one tarasowi akumulacyjnemu kampinoskiemu.

Taras akumulacyjny zalewowe 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Wisły) (IV) zajmują znaczną część doliny Wisły w rejonie Wilkowa Polskiego, Secymina Polskiego oraz Wychódzka i fragmentarycznie na zachód od Czerwińska. Ich powierzchnia urozmaicona jest śladami paleoprzepływów doskonale widocznych na numerycznym modelu terenu. Wysokości tarasów wynoszą w części zachodniej obszaru arkusza od 67,0 do 68,0 m n.p.m., a we wschodniej do około 71–72 m n.p.m. W ich obrębie występują wspomniane wały wydmore (na odcinku Wilcze Śladowskie, Kromnów, Piaski Duchowne, Polesie Nowe), wznoszące się do około 4–7 m ponad powierzchnię tarasów.

Taras akumulacyjny zalewowe Wisły, Bzury, Łasicy zajmują południowe i południowo-zachodnie powierzchnie terenu arkusza. Występują na wysokości od 0,5 do 3,0 m ponad poziom wody.

Starorzecza występują w dolinie Wisły oraz w dolinie Bzury na powierzchni tarasów. Tworzą obniżenia, często wypełnione wodą, a ich ukierunkowanie oddaje dawny nurt rzeki.

Strefę Wyżyny Płońskiej od doliny Wisły oddziela krawędź doliny Wisły ciągnąca się wzdłuż prawego brzegu rzeki. Jej wysokości względne są zmienne, najwyższe (28,0 m) znajdują się w zachodniej części terenu arkusza. W rejonie Miączyna wynoszą około 20 m, a w okolicach Czerwińska około 10 m. Po lewej stronie doliny Wisły wyraźne krawędzie morfologiczne rozdzielają poziomy tarasów II i IV oraz II i III. Na południe od Śladowa występują pomiędzy tarasami III i IV.

Dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne są rozwinięte w strefie krawędzi skarpy nad Wisłą. Wąwozy są wąskie, o stromych ścianach (nawet do 20,0 m wysokości względnej) i długości od 300,0 do 800,0 m. Ich rozwój uzależniony jest od litologii, najczęściej wąwozów rozcina powierzchnię piaszczystą tarasu erozyjno-akumulacyjnego (I). Bazą erozyjną dla wąwozów jest poziom tarasów (IV) oraz (I).

Formy jeziorne. Równiny jeziorne to stosunkowo niewielkie, płaskie powierzchnie starych den jeziornych, które występują w dwóch miejscach na obszarze arkusza. W rejonie Starych Sobanic równina zajmuje część doliny bezimiennego ciek, jest to płaska powierzchnia na wysokości około 126 m n.p.m. lekko nachylona w kierunku południowo-wschodnim, zgodnie z kierunkiem płynięcia ciek. W centralnej części obszaru arkusza równina odsłania się w rozległym obniżeniu na północ od Chociszewa. Jej dno znajduje się na wysokości około 108 m n.p.m. Obie równiny jeziorne ulegają stałemu przekształcaniu przez płynące przez nie cieki stałe i okresowe.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe występują w południowej części obszaru arkusza, przy granicy z arkuszem Kampinos, pomiędzy przysiółkami Famułki Królewskie i Cisowe. Utworzone zostały na powierzchni tarasu zalewowego (IV). Płaska powierzchnia równin torfowych od północy ograniczona jest pasmem wydm. Deniwelacje terenu w tym miejscu sięgają prawie 20,0 m.

Formy antropogeniczne. Obecnie na obszarze omawianego arkusza nie ma wielu odkrywek. Największe piaszkownie-żwirownie znajdują się w strefie występowania form szczelinowych i towarzyszących im tzw. moren komsinińskich (Boguszyn, Komsin przy drodze Czerwińsk-Płońsk). Są one na bieżąco rekultywowane.

Wały przeciwpowodziowe znajdują się wzdłuż lewego brzegu Wisły i Bzury. Wczesnośredniowieczne grodziska zlokalizowane są się w rejonie Kamienicy i w Starym Radzikowie, gdzie posadowione zostały na kemie.

Omawiany obszar należy do zlewni Wisły. Dolina rzeki ma przebieg równoleżnikowy. Szerokość koryta jest zmienna i wynosi od 400,0 m do prawie 1,5 km. Na rzece występują liczne łachy i wyspy (Kępa Śladowska). Rzeka ma charakter drenujący (poza stanami powodziowymi), a jej spadek hydrauliczny wynosi 0,2% (Kubiczek, Paczyński, 2000a, b).

Rzędna zwierciadła wody w Wiśle, na odcinku w granicach obszaru arkusza, zmienia się od 68,0 na wschodzie do 65,0 m n.p.m. na zachodzie (została określona na podstawie numerycznego modelu terenu.) Należy dodać, że cytowany przez Kopczyńską-Żandarską (1970) ówczesny poziom wody w Wiśle w najniższym punkcie wynosił 61,0 m n.p.m. i taka wysokość była poziomem odniesienia przy podawaniu wysokości względnych tarasów Wisły.

Teren położony na północ od Wisły odwadniany jest przez wiele cieków, takich jak Gawarek, Struga czy bezimienne cieki z rejonu Pragi, Wychódzca i Smoszewa. Ich bazą erozyjną jest dolina Wisły. W północnej części obszaru zaznacza się dział wodny II rzędu rzeki Wkry, prawostronnego dopływu Wisły.

Na lewym brzegu Wisły znajduje się kilka niewielkich jezior (starorzeczy), włączonych obecnie w system melioracyjny. Największym lewobrzeżnym dopływem Wisły znajdującym się w granicach obszaru badań jest silnie meandrująca Bzura (rzędna poziomu wody 65,0 m n.p.m.). W zlewni Bzury działy wodne III rzędu oddzielają zlewnie Kanału Kromnowskiego od zlewni Łasicy, której towarzyszy rozległy pas obniżen bagiennych. Łasica w znacznej mierze jest włączona w system melioracyjny, a w rejonie Tułowic wpada do Bzury.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Stratygrafia osadów występujących na obszarze arkusza Czerwińsk n. Wisłą została opracowana na podstawie analizy profili archiwalnych otworów wiertniczych oraz danych geologicznych pozyskanych z wykonanych na potrzeby reambulacji arkusza dwóch nowych wierceń (otw. 5 Srebrna i otw. 138 Tułowice), a także danych geofizycznych (Pacanowski i in., 2016; Krawczyk i in., 2017), wyników badań analiz litologiczno-petrograficznych (Marcinkowski, 2017), palinologicznych (Winter, 2017), sedimentologicznych (Zawadzka-Pawlewska, 2017), wyników datowań wieku bezwzględnego metodą OSL (Przegiętka, Palczewski, 2017) oraz w wyniku korelacji z obszarami sąsiednimi. Stratygrafia utworów neogeńskich, stanowiących bezpośrednio podłoże podczwartorzędowe została opracowana na podstawie badań Piwockiego i innych (2004).

1. Kreda

a. Kreda górna

M a r g l e. Najstarszymi osadami wyróżnionymi na obszarze omawianego arkusza są margle, nawiercone tylko w jednym otworze w Czerwińsku (otw. 91), na głębokości od 254,5 do 259,0 m (od 164,5 do 169,0 m p.p.m.). Utwory tego wieku nie zostały wyznaczone w pierwszej edycji arkusza Czerwińsk SMGP (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970).

2. Neogen

Do utworów neogenu zaliczono powszechnie występujące w Kotlinie Warszawskiej osady facji zbiorników śródlądowych. Wykształcone są one w postaci serii iłó pstrych (płomienistych, seria poznańska), które dawniej zaliczano do pliocenu, a obecnie do miocenu górnego jako ogniwo iłó płomienistych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki i in., 2004). Do miocenu górnego zaliczono także piaski kwarcowe zawierające wkładki węgla brunatnego, podścielające ily pstre (płomieniste). Występują one bezpośrednio na utworach kredy górnej.

a. Miocen

Miocen górny

Piaski kwarcowe i pyły z wkładkami węgla brunatnego zostały udokumentowane w najgłębszym otworze na terenie omawianego arkusza (otw. 91) w Czerwińsku, na głębokości od 169,0 m do 254,5 m. Są to piaski drobnoziarniste, kwarcowe oraz pyły z okruchami węgla brunatnego, zawierające drobne konkracje pirytu (Kopczyńska-Żandarska, 1963, 1970). Osady te skorelowano z podobnie wykształconymi osadami na obszarze sąsiedniego arkusza Wyszogród (Kucharska, Wasiluk, 2016).

Iły pstre i piaski pyłowate zostały udokumentowane w wielu otworach wiertniczych, stanowiąc podłoże osadów czwartorzędowych na całym obszarze arkusza Czerwińsk nad Wisłą. Zaliczone zostały do serii poznańskiej (Piwocki i in., 2004). Są to ily tłuste, plastyczne o zróżnicowanej barwie od brunatno-czarnej do żółto-pomarańczowo-szarej. Wśród nich spotykane są niekiedy soczewki piasków drobnoziarnistych, pyłowatych (otw. 5, Srebrna). Największa udokumentowana miąższość tych osadów wynosi 119,0 m (otw. 91) w Czerwińsku (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970). W pozostałych otworach na terenie arkusza nie przewiercono tej serii. Wysokość stropu powierzchni iłó zmienia się od 10,0 m n.p.m. (otw. 138, Tułowice) do 63,8 m p.p.m. (otw. 5, Srebrna). Na przekroju geologicznym A–B wysokość powierzchni stropu serii iłó pstrych została wyznaczona na podstawie profilowań geoelektrycznych (Pacanowski i in., 2016).

Na powierzchni terenu ich wychodnie znajdują się w okolicach Czerwińska (Praga) oraz u podnóża skarpy (na zachód od Czerwińska) na wysokości lustra wody w Wiśle. Opisywane dawniej przez Różyckiego (1949) wychodnie w rejonie Wychódźca obecnie nie zostały stwierdzone.

3. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe pokrywają całą powierzchnię omawianego arkusza. Osady te zostały rozpoznane w trakcie prac kartograficznych w terenie oraz w profilach licznych otworów

wiertniczych. Ich udokumentowana miąższość jest zmienna, waha się od kilku do ponad 205,0 m w północnej części obszaru arkusza (otw. 5, Srebrna). Ta zmienna miąższość wynika z urozmaiconej powierzchni podczwartorzędowej (tabl. II) oraz zaburzeń glacitektonicznych tych osadów. W dolinie Wisły znaczna część starszych osadów została zerodowana.

a. Plejstocen

Wśród utworów plejstocenijskich stwierdzono osady plejstocenu dolnego, a także kompleksy osadów należące do zlodowaceń najstarszych, południowopolskich oraz środkowopolskich. Wyróżniono osady rzeczne należące do interglacjału mazowieckiego oraz rzeczne i jeziorne interglacjału eemskiego.

Na powierzchni terenu oprócz form i osadów z okresu zlodowaceń środkowopolskich występują także osady z okresu zlodowacenia Wisły oraz osady holocenijskie.

Zamieszczony poniżej opis wydzieleni starszych opracowano na podstawie danych geologicznych pochodzących tylko z otworu 5 w Srebrnej. Jest to najgłębszy na badanym terenie otwór wiertniczy, miąższość utworów czwartorzędowych wynosi 205,8 m (tabl. III).

Iły pstry miocenijskie oraz gliny zwałowe plejstocenijskie jako kry w utworach plejstocenijskich. Iły pstry zostały przewiercone m.in. w otworach: 44, 81 i 84 pomiędzy osadami wodnolodowcowymi i lodowcowymi. Również w otworze 138 w Tułowicach pomiędzy glinami lodowcowymi nawiercono pakiet iłów pstrych neogenijskich o miąższości 2,5 m, ze śladami zaburzeń glacitektonicznych. W otworze tym opisano także struktury zaburzeń w obrębie glin zwałowych. Drobne porwaki iłów pstrych w obrębie glin zwałowych położonych najniżej w profilu, świadczące o zaburzeniach glacitektonicznych w obrębie osadów lodowcowych, występują także w profilu otworu 5 (Srebrna). W otworze tym udokumentowano ponadto porwaki glin w obrębie osadów lodowcowych. W glinach zlodowacenia Narwi występuje porwak glin o odmiennym litotypie A2 (Marcinkowski, 2017). Również w tym samym otworze, w spągu glin zwałowych zlodowacenia Odry (wysokość około 90,0 m n.p.m.) znajduje się porwak glin o litotypie odmiennym O2 (Marcinkowski, 2017).

Plejstocen dolny

Piaski kwarcowe nawiercono w dwóch otworach (otw. 77 i 78) położonych na zachód od Czerwińska. Są to piaski średnioziarniste, kwarcowe. Występują na wysokości odpowiednio 58,4 i 71,7 m n.p.m. W otworze 77 piaski te podścielone są iłami pstrymi. Osady te zaliczono do plejstocenu dolnego (preglacjału), jednak nie można wykluczyć, że ich sedymentacja miała miejsce już

w pliocenie (Piwocki i in., 2004). W podobnej pozycji opisywane były piaski kwarcowe (z konkre-
cjami pirytu i z warstewkami zwęglonych torfów) znalezione w krawędzi tarasu w Wychódzcu
(Różycki, 1949), które Kopczyńska-Żandarska (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970)
zaliczyła do preglacjału.

Zlodowacenia najstarsze

Osady zlodowaceń najstarszych zostały udokumentowane w otworze kartograficznym
5 w Srebrnej.

Zlodowacenie Narwi

Stadiał dolny

Gliny zwałowe. Jest to najstarszy i najniżej położony (63,8 m p.p.m.) poziom glacialny na
terenie omawianego arkusza. W składzie petrograficznym żwirów frakcji 5–10 mm stwierdzono
przewagę skał osadowych skandynawskich nad krystalicznymi (Marcinkowski, 2017), ze znaczną
zawartością skał lokalnych (około 20% składu żwirów). Obliczone wartości współczynników petro-
graficznych $O/K-K/W$ i A/B^1 dla tego litotypu wynoszą: 1,30–0,84 i 1,12.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe to 2-metrowej miąższości warstwa piasków drobno-
ziarnistych i średnioziarnistych ze skaleniami, barwy zielonkawo-szarej, występująca pomiędzy dwoma
seriami glin zwałowych. Spąg piasków i żwirów znajduje się na wysokości 60,1 m p.p.m. (otw. 5).

Stadiał górny

Gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Narwi osiągają około 20 m miąższości,
a ich spąg występuje na wysokości 58,1 m p.p.m. W obrębie glin występują piaski i mułki, barwy
zielonkawej, nachylone pod kątem prawie 40° (zaburzenia glacitektoniczne). W glinach tych zaobser-
wowano także wapienne okruchy. Opisywane gliny zwałowe zaliczono do litotypu A2 (Marcinkow-
ski, 2017). Wartości współczynników petrograficznych $O/K-K/W-A/B$ wynoszą: 0,86–1,28–0,75.

Mułki i ily zastoiskowe występują na wysokości 39,0 m p.p.m. i osiągają niewielką
miąższość rzędu 1,0 m. Są to mułki spoiste oraz ily laminowane, zwarte, tłuste. Granica z podściela-
jącymi je glinami zwałowymi jest ostra.

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

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenia południowopolskie reprezentowane są przez osady korelowane ze zlodowaczeniem Nidy i zlodowaczeniem Sanu 2.

Zlodowacenie Nidy

Interstadiał

Piaski i mułki rzeczne to seria osadów o miąższości około 15 m, której spąg znajduje się na wysokości 38,4 m p.p.m. (otw. 5, Srebrna). Są to utwory rzeczne wykształcone w postaci piasków średnioziarnistych przemytych oraz mułków, z widocznymi (w przelotach na głębokości: od 164,50 do 164,80 m; od 170–173,8 m; od 177,7 do 178,2 m.) laminami brunatnej substancji organicznej.

Z serii tej pobrano próbki do badań palinologicznych (Winter, 2016) z głębokości: 164,6; 173,8 i 179,6 m. W pobranych próbkach frekwencja ziaren pyłku była niska, były one zniszczone, co nie pozwoliło jednoznacznie określić wieku osadów. Dla wymienionych próbek wykonano jedynie analizę ilościową (Winter, 2016). Oznaczono m.in.: *Alnus*, *Corylus* (próbka z głębokości 164,6 m), *Pinus*, *Betula*, *Alnus* (próbka z głębokości 173,8 m) oraz *Pinus sylvestris* typ, *Alnus*, *Betula*. Uznano, że osady te dokumentują ocieplenie prawdopodobnie rangi interstadialnej i w takiej pozycji je umieszczono.

Zarówno w stropie, jak i w spągu tej serii obserwowano ciągłe przejście sedymentacyjne zarówno do starszych, jak i do młodszych osadów.

Stadiał górny

Iły zastoiskowe występują bezpośrednio pod glinami zwałowymi. Jest to 10-metrowej miąższości seria ilów laminowanych, o miąższości pary lamin wynoszącej około 4–5 cm, miejscami z gniazdami (2–3-centymetrowymi) glin piaszczystych o charakterze spływowym.

Gliny zwałowe zostały nawiercone w otworze 5, na głębokości od 143,5 do 156,7 m (13,2 m miąższości). Są to gliny piaszczyste ze żwirami, barwy brązowo-szarej. Kontakt glin zwałowych z leżącymi poniżej osadami zastoiskowymi ma charakter ostry. Gliny te przyporządkowano do litotypu N2 o wartościach współczynników petrograficznych: O/K–K/W–A/B – 1,18–0,93–0,97 (Marcinkowski, 2017).

Piaski zastoiskowe. Są to piaski pyłowate, miejscami gliniaste, o miąższości 2,5 m, rozdzielające dwa poziomy glin zwałowych (otw. 5, Srebrna). W osadach tych obserwowano struktury zaburzeń glacictektonicznych. Ich spąg znajduje się na wysokości 1,5 m p.p.m.

Zlodowacenie Sanu 2

Piaski wodnolodowcowe nawiercone zostały w otworze 86 w Czerwińsku (przekrój geologiczny A–B). Występują pod glinami zwałowymi, wypełniając obniżenie powierzchni podczwartorzędowej. Ich strop znajduje się na wysokości około 60 m n.p.m. Są to piaski średnioziarniste, kwarcowo-skalieniowe z nieznaczną domieszką glaukonitu. Ich miąższość wynosi około 5 m.

Gliny zwałowe wypełniają obniżenia powierzchni podczwartorzędowej. W Czerwińsku (otw. 91) ich miąższość sięga do około 20 m, a ich spąg występuje na wysokości około 40 m n.p.m. W otworze 86 natomiast spąg tych osadów występuje na wysokości około 60 m n.p.m. (przekrój geologiczny A–B). Na powierzchni terenu gliny te odsłaniają się u podnóża skarpy w Czerwińsku.

Są to gliny piaszczysto-ilaste, ze żwirami, zwarte. Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) były korelowane ze zlodowaceniem krakowskim. Na obszarze sąsiedniego arkusza Wyszogród (Kucharska, Wasiluk, 2016) na wysokości około 40 m n.p.m. występują gliny zwałowe korelowane ze zlodowaceniem Sanu 1.

W północnej części obszaru arkusza, w otworze 5, przewiercono miąższy (około 40 m) pokład glin piaszczystych, zwartych, ciemnoszarych, w spągu zdecydowanie piaszczystych. Badania petrograficzne wykonane dla 12 próbek pobranych z tych glin pokazały, że od spągu ku stropowi we frakcji żwirów 5–10 mm wzrasta ilość skał lokalnych, głównie wapieni. Wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B wynoszą 1,11–1,03–0,91 (Marcinkowski, 2017).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe wypełniają obniżenia w powierzchni podczwartorzędowej (otw. 44 i 45), osiągają miąższość ponad 30,0 m. Do osadów tego wieku zaliczono również serię piaszczysto-żwirową występującą na północ od Czerwińska (przekrój geologiczny A–B), zalegającą bezpośrednio na starszych glinach (otw. 81 i 83) lub na podłożu zbudowanym z ilów pstrych (otw. 82; Pacanowski i in., 2016). Znaczną miąższość tej serii można tłumaczyć tym, że osady te mogą być częściowo zaburzone glacitektonicznie. W północnej części terenu arkusza kopalne obniżenie w podłożu wypełniają osady piaszczyste, którym przypisano powyższą rangę stratygraficzną.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Piaski i mułki z substancją organiczną rzeczne zostały przewiercone w otworze 5. Są to piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, przemyte, dobrze wysortowane (na głębokości od 67,0 do 70,0 m oraz od 77,0 do 94,4 m), z domieszką piasków gruboziarnistych oraz mułki zwarte, miejscami laminowane, zawierające substancję organiczną (kilkumilimetrowe warstewki) lub

z wyraźną koncentracją brunatnej substancji organicznej. Osady te osiągają łączną miąższość 46,0 m. Reprezentują serie rzeczne (prawdopodobnie dwóch cykli sedymentacyjnych) z facjami starorzeczy. Spąg serii występuje na wysokości 42,0 m n.p.m.

Na podstawie badań palinologicznych wiadomo, że w analizowanych próbkach wiele badanych sporomorf było zniszczonych, uległo redepozycji i znajduje się na wtórnym złożu. Uniemożliwiło to jednoznaczne określenie ich wieku (Winter, 2016). Omawianą serię przypisano jednak do interglacjału mazowieckiego na podstawie korelacji z najbliższymi stanowiskami występowania podobnych osadów w Płońsku i Popielźnie (Baraniecka, 1990, 1974). Na obszarze arkusza Płońsk wykształcone są one w postaci facji rzecznych, trzech cykli sedymentacyjnych oraz facji jeziornych, wypełniających obniżenie kopalnej rynny, której spąg znajduje się na wysokości około 50 m n.p.m. (Baraniecka, 1990).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Stadiał dolny

Iły, mułki i piaski zastoisowe zostały nawiercone w otworach wiertniczych w północnej części obszaru arkusza (otw.: 1, 2, 3, 4 i 5). Są to ily warwowe oraz mułki i piaski drobnoziarniste, pyłowate, o miąższości od zaledwie nieco ponad 1,0 m (otw. 5) do 20,0 m. Spąg tej serii zbiornikowej znajduje się na wysokości od 75,0 do 87,0 m n.p.m.

Żwiry lodowcowe występują w otworze 81 w Czerwińsku. Są to żwiry zaglinione, z domieszką piasków różnoziarnistych, o miąższości około 3 m. Spąg tych osadów znajduje się na wysokości 60,0 m n.p.m.

Gliny zwałowe. Do glin zwałowych tego stadiału zaliczono gliny nawiercone w otworach: 81, 84, 87 i 91, w okolicach Czerwińska, występujące poniżej serii wodnolodowcowej oraz w otworach 44 i 45, gdzie trudno jest rozdzielić poziom glin o miąższości ponad 30,0 m. Tak znaczną miąższość osadów można tłumaczyć zaburzeniami glacitektonicznymi. Gliny te nawiercono także w okolicy Kamienicy (otw. 36 i 39), gdzie podścielają one serię wodnolodowcową.

Stadiał górny

Piaski i żwiry wodnolodowcowe stadiału górnego zlodowacenia Odry występują m.in. w otworach wiertniczych w okolicy Czerwińska (otw.: 81, 82 i 87). W otworze 81 osady te są prawdopodobnie zaburzone glacitektonicznie. Na pozostałym obszarze tworzą dosyć wyraźny poziom kopalnej doliny. Jest on znany z wielu wierceń hydrogeologicznych w rejonie Goworowa

i Goławin (otw.: 66, 68, 69, 71, 72, 73, 74 i 75). Miąższość omawianej serii wynosi od 15,0 do 20,0 m (otw.: 36, 37, 38 i 39).

Utwory te to żwiry i piaski różnoziarniste, przemyte, rozcinające powierzchnię starszych glin lub nawet iłó w pstrych (otw.: 66, 71 i 74). Spąg tej serii występuje na wysokości od około 50 m n.p.m. do około 65 m n.p.m. (Kamienica). W rejonie Chociszewa tworzą poziom o miąższości do 20,0 m (otw.: 54, 56 i 111), położony na wysokości około 60 m n.p.m.

Iły zastoiskowe. Ich wychodnie znajdują się w skarpie Wisły (Czerwińsk) i w ścianach okolicznych rozcięć erozyjnych (Praga). Są to przede wszystkim ły, a także mułki pyłowate, zwięzłe. Spąg tych osadów występuje na wysokości od około 55 do około 65 m n.p.m. W otworach 86 i 91 przykryte są glinami zwałowymi. Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) utwory te korelowano ze zlodowaceniami południowopolskimi.

Gliny zwałowe tworzą dosyć zwarty poziom osadów lodowcowych. Ich wychodnie znajdują się w skarpie Wisły i tworzą jej trzon. Są to gliny piaszczyste, z dużą ilością żwirów, zwarte, miejscami bardzo ilaste.

Miejscami w stropie glin zwałowych (rejon Czerwińska, Wychódzka i Pragi) zachował się bruk gładzowy. Niektóre z gładzów są wyraźnymi graniakami. Z uwagi na lokalne występowanie tego bruku, nie wyróżniono go jako odrębne wydzielenie, ponieważ byłoby ono pozaskalowe, wpływając negatywnie na czytelność wydzieleni wyróżnionych w strefie skarpy.

Spąg omawianych glin występuje na różnych wysokościach, od około 70 m n.p.m. (wychodnie w skarpie) do około 60–65 m n.p.m. W rejonie Komsina gliny te leżą bezpośrednio na łąch miocenu górnego, a ich zasięg pionowy jest trudny do jednoznacznego określenia ze względu na przykrycie glinami młodszymi. Granica między tymi glinami jest przypuszczalna (przekrój geologiczny A–B). W otworze 5 (Srebrna) miąższość ich wynosi 22,0 m.

Badania petrograficzne żwirów frakcji 5–10 mm zostały wykonane dla 12 próbek pobranych z glin zwałowych (otwór 5, Srebrna). Średnie współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B wynoszą 1,47–0,74–1,27 (Marcinkowski, 2017). Górne partie tego poziomu zawierają znaczne ilości skał lokalnych (wapieni). Gliny te zostały określone jako litotyp W1 zlodowacenia Odry.

Spągową część glin zwałowych charakteryzują odmienne wartości współczynników petrograficznych: O/K–K/W–A/B – 1,95–0,52–1,88 i ten interwał glin o małej miąższości, mimo braku makroskopowych różnic, został zakwalifikowany jako kra (porwak) (litotyp O2?; Marcinkowski, 2017).

W otworze 138 w Tułowicach miąższość omawianych glin wynosi 27,0 m. Wykształcone są jako gliny piaszczyste ze żwirami, miejscami z niewielkimi gniazdami iłó w pstrych. Wartości

współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B dla trzech próbek wynoszą: 1,63–0,67–1,35 (Marcinkowski, 2017). W ich obrębie wyróżniono odmienne litotypy glin (O2) o wartościach współczynników petrograficznych wynoszących: 1,73–0,66–1,26; 2,17–0,49–1,79 i 2,05–0,51–1,78 (Marcinkowski, 2017), stanowiące kry (porwaki). Fragmentarycznie gliny te występują w otworach: 6, 28, 29 i 30.

Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) gliny te korelowane były ze stadią najstarszym zlodowaceń środkowopolskich i nie były rozdzielone od glin młodszych (stadiału mazowiecko-podlaskiego).

Żwirry i piaski lodowcowe występują w północnej części terenu arkusza. Nawiercone zostały w otworach 29 i 30, gdzie osiągnęły niewielką miąższość wynoszącą około 3–4 m. Są to żwirry oraz piaski różnoziarniste, pyłowate. Osady te rozcinają powierzchnie starszych glin zwałowych (otw. 29 i 30), a spąg tej serii występuje na wysokości około 86 m n.p.m. Prawdopodobnie dokumentują kopalne osady lodowcowe (morenowe?).

Zlodowacenie Warty

Stadiał środkowy

Stadiał środkowy zlodowacenia Warty reprezentowany jest przez osady lodowcowe i wodnolodowcowe, z których część odsłania się na powierzchni terenu, budując różne formy.

Żwirry i piaski wodnolodowcowe. Są to żwirry i piaski różnoziarniste, a w spągu drobnoziarniste, udokumentowane na wysokości od 108,0 do 119,7 m n.p.m. w otworze 5 w Srebrnej. Do osadów wodnolodowcowych zaliczono także serie piaszczyste nawiercone w północnej części terenu arkusza w otworach: 6, 7, 28, 29 i 30. Ich miąższość wynosi od 10,0 do 20,0 m. W otworach 29 i 30 są to żwirry i piaski gruboziarniste (na wysokości około 86 m n.p.m.). W otworach tych zaobserwowano zjawisko samowypływu (informacja ustna) będące prawdopodobnie efektem istnienia więzi hydraulicznej ze starszymi osadami piaszczystymi. W części południowej osady wodnolodowcowe osiągają mniejsze miąższości (do 5,0 m) i rozdzielają poziomy glin zwałowych. Do osadów tego wieku zaliczono nawierconą w Tułowicach (otw. 138) serię piaszczystą (na wysokości od 33,0 do 42,0 m n.p.m.) znajdującą się pod przykryciem glin zwałowych młodszych.

Gliny zwałowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty na powierzchni terenu budują wysoczyznę morenową (okolice miasta Czerwińsk i dalej w kierunku zachodnim). W strefie zaplecza skarpy gliny te przykryte są młodszymi osadami facji zastoiskowych. Odsłaniają się miejscami, np. w ścianach wąwozów nad Wisłą.

Są to gliny piaszczyste, z pojedynczymi żwirikami, plastyczne, miejscami zawierają pyłowate gniazda, a w strefie bliskości skarpy są bardzo przesuszone (silne odwodnienia). Udokumentowana miąższość tych glin na północ od Czerwińska wynosi od 3,0 m (otw. 95) do 12,0 m (otw. 85) i około 10 m (otw. 78) na zachód od Czerwińska. W jednym z rozcięć erozyjnych na zachód od Czerwińska odsłaniają się gliny piaszczyste ze znaczną ilością żwirów, zwarte, bez śladów zaburzeń glacictektonicznych. Z odsłoneń pobrano próbki glin do analiz litologiczno-petrograficznych żwirów frakcji 5–10 mm (z głębokości 2,0; 3,0 i 4,0 m). Wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B są następujące: 1,56–0,69–1,28 (przy frekwencji ziaren 350); 1,62–0,66–1,38 (przy frekwencji ziaren 239) oraz 1,41–0,74–1,28 (przy frekwencji ziaren 292) (Marcinkowski, 2017).

Poziom omawianych glin (przekrój geologiczny A–B) na północ od Czerwińska znajduje się pod powierzchnią młodszych form lodowcowych i wodnolodowcowych. Nawiercony został w kilku sondach mechanicznych (punkty dok.: 8, 9, 11, 37 i 38). Wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B dla próbek pobranych z tego poziomu wynoszą: 0,75–1,33–0,75 (punkt dok. 8), 1,40–0,79–1,12 (punkt dok. 11) oraz 1,33–0,81–1,13 (punkt dok. 38).

Gliny zwałowe korelowane z tym poziomem występują w otworach: 5, 6, 7, 29, 30, 44 i 45. W otworze 5 w Srebrnej tworzą najmłodszy kompleks lodowcowy. Nawiercono je na głębokości od 12,8 do 22,3 m (spąg jest położony na około 120 m n.p.m.). Na podstawie badań petrograficznych wykonanych na pięciu próbkach (Marcinkowski, 2017) obliczone średnie wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B wynoszą 1,16–0,93–0,99. Gliny te korelowane są ze zlodowaczeniem Warty (Marcinkowski, 2017; Lisicki, informacja ustna).

W Tułowicach (otw. 138) spąg glin przewiercono na wysokości około 40 m n.p.m. Gliny te są mocno zwietrzałe, zawierają dużo żwirów, a w stropie występuje bruk gładowy. Wartości współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B wynoszą 1,63–0,67–1,35 i skorelowano je jako młodszy stadiał zlodowaczenia Warty (jedna próbka; Marcinkowski, 2017; Lisicki, informacja ustna).

Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) gliny te znane ze strefy wysoczyzny, niezachowane w strefie krawędziowej, korelowane były ze stadiąłem mazowiecko-podlaskim (jednak nie były wówczas oddzielone od glin zwałowych stadiału najstarszego).

Piaski i żwiry lodowcowe występują w strefie zaplecza skarpy (rejon Czerwińska i Woli Czerwińskiej). Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i pojedynczymi gładkami, słabo przymyte. W rejonie Woli Czerwińskiej występują pod przykryciem osadów facji zastoiskowych. Osady te znajdują się na powierzchni (najwyżej 100,0 m n.p.m.), która od południa jest silnie zerodowana i ograniczona krawędzią tarasu (erozyjno-akumulacyjnego I). Według Kopczyńskiej-Żandarskiej

(Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) te piaszczysto-żwirowe osady uznano za moreny czołowe (stadiał mazowiecko-podlaski).

W rejonie Czerwińska występują żwiry i piaski gruboziarniste, zaglinione, o miąższości (przewierconej) do 2,0 m (na powierzchni od 85,0 do 90,0 m n.p.m.). Są to prawdopodobnie zdenudowane i rozmyte formy akumulacji lodowcowej (moreny?).

Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren czołowych tworzą formy o rozciągłości zachodni północny zachód–wschodni południowy wschód na odcinku Boguszyn–Komsin. Ich budowę geologiczną można zaobserwować m.in. w punkcie dok. 18, gdzie w szczytowej części formy odsłaniają się piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, przemyte, warstwowane horyzontalnie lub piaski o strukturze masywnej z przewarstwieniami (o miąższości 20,0–30,0 cm) pakietów żwirowo-gliniastych. Ich upady wynoszą około 30–35° na wschód. W stropie tych osadów występują żwiry o strukturze masywnej i o miąższości wynoszącej około 2 m.

W punkcie dok. 26 zaobserwowano warstwowane piaski przemyte pod przykryciem 1,5-metrowej miąższości osadów akumulacji szczelinowej (piasków zaglinionych z domieszką żwirów). W sondach zlokalizowanych na południowych stokach form w rejonie Boguszyna nawiercano na przemian sekwencje glin zwałowych piaszczystych ze żwirami oraz piasków różnoziarnistych. Pojedyncze, izolowane pagórki moren czołowych występują w rejonie Kuchary–Skotniki.

Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) wyróżniono te formy jako moreny czołowe (moreny komsińskie) korelowane ze stadiąłem mazowiecko-podlaskim.

Piaski i żwiry oraz gliny zwałowe, w spływach, akumulacji szczelinowej tworzą dwa wyraźne zespoły wzgórz o rozciągłości z północnego zachodu na południowy wschód, miejscami o kierunku zachodni północny zachód–wschodni południowy wschód.

Pierwszy ciąg w rejonie Srebrnej i Nieborzyna występuje w sąsiedztwie form kemowych. Tworzą go wzgórza o wysokości do około 151 m n.p.m. zorientowane z północnego zachodu na południowy wschód. Są to najwyższe wzniesienia na omawianym obszarze. Pozostałości tej formy znajdują się w rejonie Kuchary–Skotniki, jako dwa zdenudowane, niewielkie wzgórza o wysokości około 120 m n.p.m.

Drugi pas form szczelinowych ciągnie się od zachodniej granicy obszaru arkusza z rejonu Raszewa przez Boguszyn, na zapleczu moren czołowych w rejonie Komsina (tu osiągają wysokość ponad 140,0 m n.p.m., a wysokość względną rzędu kilkunastu metrów), następnie w rejonie Chociszewa, gdzie częściowo przyjmuje kierunek zachód–wschód na Wólkę Przybojewską i Miączyn tworząc niewielkie pagórki w obrębie osadów wodnolodowcowych i w obrębie wysoczyzny

o wysokościach względnych 1,0–3,0 m. Podobne niewielkie formy występują w północno-wschodniej części terenu arkusza w rejonie Dłutowo–Naborowo.

W stropie form szczelinowych występują piaski i żwiry gliniaste o miąższości od około 1–2 m do miejscami nawet 4,0 m (punkt dok. 27) oraz zorsztynizowane żwiry masywne o charakterze ablacyjnym z mułkowatymi przewarstwieniami.

Głębsze osady form szczelinowych najlepiej zostały rozpoznane w żwirowniach w rejonie Komsina i Kolonii Wilkowuje (punkty dok.: 20, 21 i 26). Są to piaski o różnej granulacji i żwiry bardzo dobrze przemyte, warstwowane przekątnie, rynnowo. Osie rynien są ukierunkowane, podobnie jak całe wzgórze, z zachodniego północnego zachodu na wschodni południowy wschód, a ich nachylenie wynosi 11–12° w kierunku na wschodni południowy wschód. W osadach widoczne są wyraźne uskoki normalne o zrzucie kilkunastu centymetrów. Ze względu na małą eksploatację i częściową rekultywację żwirowni nie udało się rozpoznać całkowitej miąższości osadów. Najlepiej zachowany profil (około 8 m) osadów stwierdzono w północnej części odsłonięcia (punkt dok. 21). Głębokie zakorzenie osadów form szczelinowych potwierdziły badania geofizyczne, tomografia elektrooporowa (ERT) i sondowania geoelektryczne. W rejonie Komsina sięga ono poniżej 70,0 m n.p.m. przy wysokości wzgórza powyżej 130,0 m n.p.m. (Krawczyk i in., 2017). Potwierdziły to również wykonywane w tym rejonie sondowania geoelektryczne pokazując, że erozja w podłoże sięgnęła do około 90 m n.p.m. (Pacanowski, 2016), osiągając podłoże plioceńskie (przekrój geologiczny A–B).

Głębokie zakorzenie (do około 80 m n.p.m.) wcześniej rozpoznanych badaniami powierzchniowymi niewielkich form w rejonie Miączyna i Miączynka zostało potwierdzone badaniami geofizycznymi ERT. W formach tych wykonano również sondy mechaniczne WH (rejon na południe od Goworowa). W punkcie dok. 27 do 4,2 m stwierdzono piaski różnoziarniste ze żwirami, pyłowate z przewarstwieniami piasków gliniastych i mułkowatych. Głębiej, od 4,2 m, występują piaski średnioziarniste dobrze przemyte. W punkcie dok. 31 do 2,5 m występują piaski gliniaste w spągu mułkowate, poniżej do 5,9 m piaski różnoziarniste bardzo dobrze przemyte leżące na glinach zwałowych.

Z osadów pobrano dwie próbki do analizy obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm (punkty dok.: 29 i 44). Zawartość ziaren matowych wynosi 49,62% i 25,22%, a błyszczących odpowiednio 21,81% i 40,34% (Zawadzka-Pawlewska, 2017). Ziarna kwarcu charakteryzują się zróżnicowanym stopniem zmatowienia i obtoczenia, co świadczy o różnych pierwotnych źródłach osadów i małym wpływie transportu między złożem pierwotnym, a wtórnym (Zawadzka-Pawlewska, 2017).

Kopczyńska-Żandarska (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) nie wyróżniła form szczelinowych. Część z nich interpretowała jako wzgórza moren czołowych akumulacyjnych znaczących postój lądolodu (stadiału mazowiecko-podlaskiego).

Piaski i mułki tarasów kemowych występują na północnym zachodzie obszaru arkusza w rejonie Sobanic przy północnym stoku moreny czołowej. Tworzą niewielki taras nachylny w kierunku północnym. Zbudowany jest on z piasków drobnoziarnistych z przewarstwieniami mułków, jasnożółtych. Są to osady jeziorno-lodowcowe, powstałe w przetainie pomiędzy wytapiającym się lądolodem, a wzgórzem morenowym. Osadów tych nie przewiercono, a na podstawie korelacji z sąsiednim arkuszem Wyszogród (Kucharska, Wasiluk, 2016), gdzie są znacznie bardziej rozprzestrzenione, ich szacowana miąższość wynosi od 3,0 do 15,0 m.

Mułki (pyły) i piaski pyłowate kemów znajdują się w północnej i północno-zachodniej części terenu arkusza. Tworzą bardzo wyraźną, półkolistą, dominującą w morfologii obszaru strefę wzgórz i pagórków. Wysokości ich wahają się od 125,0–130,0 m n.p.m., na obrzeżeniu strefy, do ponad 150,0 m n.p.m. w osiowej części w rejonie między Srebrną a Kębłowicami.

Osady, z których zbudowane są kemy zostały dobrze rozpoznane w kilku odsłonięciach. W Raszewie Dworskim (punkt dok. 2) w podłużnej formie o dłuższej osi o kierunku północny zachód–południowy wschód odsłaniają się jednorodne piaski pyłowate o miąższości 6,0 m z widocznymi strukturami sedymentacyjnymi warstwowania konwolutnego. W stropie do około 1 m głębokości wyraźnie widoczne są strefy wytrącania żelaza oraz wielokrotnego przemarzania osadów. Na głębokości od 2,5 do 2,6 m występuje warstwa piasków drobnoziarnistych, jasnożółtych, dobrze przemytych z widocznymi strukturami sedymentacyjnymi riplemarków.

W odsłonięciu w Górze Zdzychowo w stropie występuje około 1,5-metrowa warstwa glin piaszczystych, silnie zwartych o charakterze ablacyjnym, przykrywająca sześciometrowej miąższości mułki (pyły) piaszczyste i piaski pyłowate, miejscami piaski drobnoziarniste bezpostaciowe, jasnożółte.

Na zachód od Nieborzyna (punkt dok. 4) 4-metrowy profil osadów rozpoczynają piaski pyłowate, masywne, przechodzące stopniowo ku górze w mułki z widocznym warstwowaniem konwolutnym, a następnie pyły o strukturze masywnej. Profil zamyka około 1,5-metrowa warstwa piasków drobnoziarnistych, silnie pyłowatych z gładzikami o średnicy 4–5 cm.

Osady budujące kemy zostały udokumentowane również w kilku sondach mechanicznych (punkty dok.: 6, 7, 10, 11, 24 i 25), w otworze kartograficznym 5 w Srebrnej oraz rozpoznane w otworach 29 i 30. Są to głównie piaski pyłowate i piaski drobnoziarniste. W części spągowej często osady stają się bardziej ilaste (punkt dok. 25) aż do ilów masywnych (punkt dok. 10). Miejscami

w piaskach pyłowatych i drobnoziarnistych pojawiają się przewarstwienia gliniaste (punkt dok. 10). Największa udokumentowana miąższość osadów kemowych wynosi 26,0 m (punkt dok. 25). Całkowita ich miąższość jest trudna do oszacowania, najprawdopodobniej jest zmienna i zależy od wielkości formy. W formach, których wysokość nad poziom morza przekracza 140,0 m, będzie na pewno dużo większa i może dochodzić nawet do ponad 30,0 m. W formach niższych, zdenudowanych, miąższość jest mniejsza, kształtuje się w granicach od 6,0 do 10,0 m.

Osady kemów to osady jeziorno-lodowcowe, których sedymentacja odbywała się w głębokich i rozległych przetainach. Pierwotnie miały zapewne dużo większy zasięg i tworzyły dużo większe formy. Ich morfologia wskazuje na późniejsze przekształcanie i denudację.

Dużą trudność sprawiło określenie na powierzchni zasięgu osadów kemowych, zwłaszcza tworzących duże, nieregularne formy między Radzikowem a Strzembowem. W całym rejonie osady budujące powierzchnię terenu do głębokości 2,0–3,0 m mają bardzo podobną litologię. Są to piaski pyłowate i drobnoziarniste. Opierając się na kryterium morfologicznym granice wyznaczono posługując się numerycznym modelem terenu.

Gliny zwałowe w splywach, kemów występują współkształtnie do zarysu form kemowych otaczając je od południa i wschodu, od Nowego Boguszyna przez Stare Radzikowo, Kuchary Skotniki do Noskowa. Osady wykształcone są jako gliny piaszczyste, piaski gliniaste oraz piaski pyłowate z dużą ilością gładzików. Suche są często bardzo zwarte i zbite. Będąc w strefie oddziaływania pierwszego zwierciadła wody mają konsystencję błota. Udokumentowana miąższość osadów wynosi 3,0 m. Ich genezę należy wiązać z sedymentacją osadów piaszczysto-gliniastych w strefach brzegowych przetain. W centralnej części przetain osadzały się pyły i piaski pyłowate. Autorzy nie wykluczają, że ich wiek podobnie jak osadów wodnomorenowych, może być znacznie młodszy, związany z podniesieniem i opadaniem zbiornika zastoiska warszawskiego. Wtedy ich genezę należałoby wiązać ze splywami dawnej pokrywy ablacyjnej kemów w środowisku subakwalnym.

Piaski i żwiry moren martwego lodu występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza na wschód od Raszewa Dworskiego. Osady te tworzą niewielki, około 2-metrowy, zdenudowany pagórek (130,9 m n.p.m.), znajdujący się w obrębie rozległej równiny wytopiskowej. Są to piaski różnoziarniste, pyłowate ze żwirami, z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych.

Iły i mułki zastoiskowe znajdują się w północno-zachodniej części terenu omawianego arkusza w obniżeniach między wzgórzami kemowymi, tworząc wyraźną strefę o szerokości około 2 km. Na powierzchni odsłaniają się jedynie w dolinie Gawarka w rejonie Garwolewa i na zapleczu moreny czołowej w Boguszynie. Najczęściej występują pod przykryciem warstwy osadów

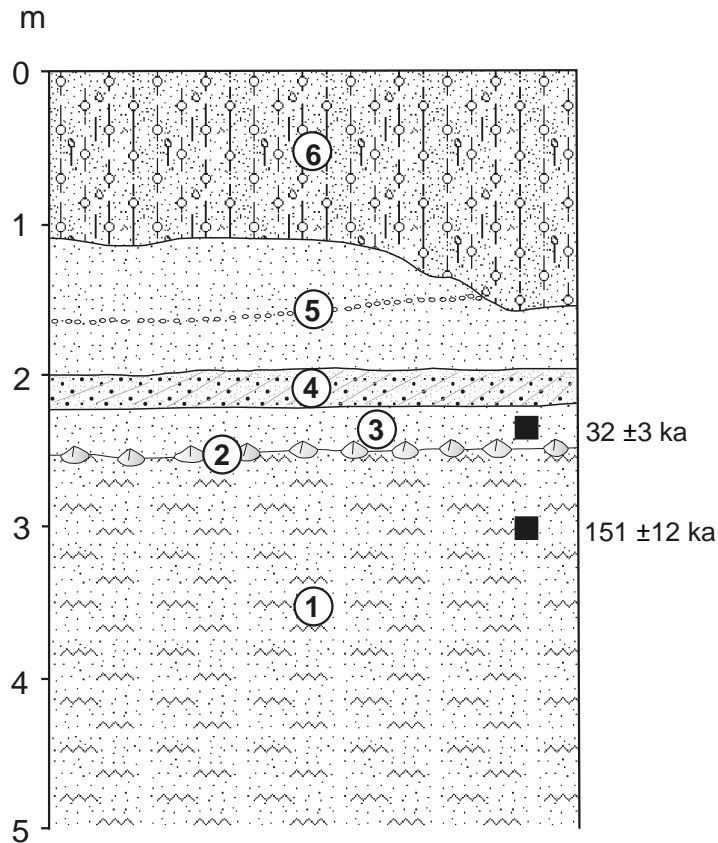


Fig. 1 Profil osadów w odsłonięciu w Osiekach (punkt dok. 16)

1 – mułki piaszczyste; 2 – poziom bruku, pozostałość osadów wytopiskowych (bruk z graniaków); 3 – piaski drobnoziarniste, masywne; 4 – piaski średnioziarniste i gruboziarniste, przekątnie warstwowane; 5 – piaski drobnoziarniste, masywne; 6 – gliny piaszczyste i żwiry, masywne

wytopiskowych o miąższości od 1,0 do 2,0 m, osadów lodowcowo-jeziornych i glin zwałowych w splywach (punkt dok. 16). Pod przykryciem osadów deluwialnych zostały stwierdzone na przedpolu moreny czołowej w rejonie Komsin–Wilkowuje. Są to mułki piaszczyste, mułki i ily, w stropie masywne, lokalnie laminowane, jasnoszare do ciemnoszarych, w stropie niekiedy żółto-brunatne. Osady zostały rozpoznane w wielu sondach ręcznych i nielicznych odsłonięciach, najlepiej w odsłonięciu (punkt dok. 16), gdzie zostały wydatowane metodą OSL na 151±12 ka. Profil i położenie tych osadów przedstawia figura 1. Pod przykryciem warstwy glin piaszczystych masywnych i żwirów, o miąższości 1,0 m, występuje warstwa piasków różnoziarnistych (0,4 m miąższości), warstwowanych, dobrze przemytych, wydatowanych metodą OSL na 32 ± 3 ka. Pod nimi zalega warstwa bruku (na wysokości około 117 m n.p.m.) złożonego z graniaków z bardzo wyraźną obróbką eoliczną o średnicy 10–15 cm. Pod warstwą bruku występuje omawiana seria mułków piaszczystych i piasków mułkowatych o strukturze masywnej i udokumentowanej miąższości wynoszącej 3,0 m.

Udokumentowana miąższość omawianych iłów i mułków zastoiskowych wynosi średnio od 4,0 do 5,0 m, maksymalna wynosi 13,0 m w punkcie dok. 11.

Gliny mułkowate (pyłowate) i piaski gliniaste wytopiskowe występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza w bliskim sąsiedztwie moren czołowych i w sąsiedztwie form szczelinowych. W rejonie Żukowa i Sobanic osady te leżą na osadach zastoiskowych, a ich miąższość nie przekracza 1,5 m. Większe miąższości tych osadów (do 2,0 m) występują w pasie od Raszewa Dworskiego przez Boguszyn do Radzikowa.

Są to osady o zmiennej granulacji, niejednorodne, słabo skonsolidowane. Wykształcone jako gliny mułkowate, piaski gliniasto-mułkowate, gliny piaszczyste oraz piaski pyłowate z gładzikami. Miąższość osadów najczęściej wynosi od 1,5 do 2,0 m, a sporadycznie 3,0 m. Geneza tych osadów związana jest z ostatnią fazą wytapiania się brył martwych lodów. Autorzy nie wykluczają jednak, że ich wiek może być znacznie młodszy, związany z ostatnim zlodowaceniem. Jego genezę należałoby wówczas wiązać z krótkoterminowym podniesieniem się poziomu wód zastoiska warszawskiego.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe znajdują się w środkowej części terenu arkusza, tworząc wąską (do 1,5 km) strefę: Komsin–Wilkowuje–Chociszewo–Goławin, gdzie omywają formy szczelinowe. Niewielkie płyty tych osadów zachowały się w rejonie Garwolewa oraz Żukowa, Sobanic i Raszewa Dworskiego. Są to piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, lokalnie z przewarstwieniami piasków gruboziarnistych, często z pojedynczymi żwirami, w stropie pyłowate. Udokumentowana miąższość tych osadów wynosi od około 2 do ponad 6,0 m (punkt dok. 28, gdzie nie zostały przewiercone).

Dla czterech próbek pobranych z tych utworów wykonano analizy obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm (Zawadzka-Pawlewska, 2017). Osady charakteryzują się szerokim spektrum typów ziaren (tj. zawierają ziarna reprezentujące środowiska zarówno plażowe, jak i eoliczne) z niewielką dominacją ziaren matowych RM i EM/RM² od 32 do ponad 49%. Wyniki datowań metodą OSL (Przegiętka, Palczewski, 2017) dla tych osadów są następujące: 240 ±20 ka (punkt dok. 39), 200±20 ka (punkt dok. 41) oraz 199±36 ka (punkt dok. 42).

Według Kopczyńskiej-Żandarskiej (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) zasięg występowania piasków wodnolodowcowych kończy się na powierzchni terenu w rejonie Chociszewa. Dalej w kierunku wschodnim określono je mianem osadów eluwialnych.

² Charakter powierzchni ziaren jest oceniany w poniższej skali (z uwzględnieniem skali obtoczenia wg Krumbeina, 1941): NU – świeże, bez obróbki (NU); obtoczenie 0,1–0,2; RM – matowe okrągłe (RM); obtoczenie 0,7–0,9; EL – błyszczące zaokrąglone (EL); obtoczenie 0,7–0,9; EM/RM – matowe pośrednie (EM/RM); obtoczenie 0,3–0,6; EM/EL – błyszczące pośrednie (EM/EL); obtoczenie 0,3–0,6 C – pęknięte; I – inne.

Gliny piaszczyste, mułkowe oraz piaski pyłowe, wodnomorenowe występują dość powszechnie na terenie arkusza tworząc łagodne rozległe stożki opadające w kierunku południowo-wschodnim i zachodnim w stronę doliny Wisły. W północnej części obszaru omawianego arkusza (Naborowo–Kamienica oraz Januszewo, Goławin, Wilkowuje) w stropie tych osadów znajduje się silnie zwietrzała warstwa (o miąższości od około 0,5 do 1,0 m) piasków pyłowatych, pyłów ze żwirami i głazikami, luźnych, przechodzących płynnie w piaski gliniaste bezpostaciowe, piaski gliniaste warstwowane bądź piaski gliniaste z przewarstwieniami (o miąższości około 20 cm) piasków różnoziarnistych, przemytych. W osadach spotyka się sporo silnie zwietrzałych głazików skał północnych. W rejonie Goławin–Wygoda Smoszevska (w strefie dystalnej stożków) osady stają się bardziej przemyte.

W części zachodniej i centralnej terenu arkusza są to głównie gliny piaszczyste, piaski gliniaste, piaski pyłowato-gliniaste, smugowane, niekiedy z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych przemytych, miejscami zawierające kukielki wapienne lub piaski gliniaste silnie zawapnione. Miąższość tych osadów wynosi od 2,0 do 3,5 m i często nie zostały one przewiercone. Występują najczęściej na glinach zwałowych, ale też na iłach lub piaskach pyłowatych laminowanych z kukielkami węglanowymi.

Interglacjał eemski

Do interglacjału eemskiego zaliczono kopalne osady rzeczne w dolinie Wisły oraz osady jeziorne udokumentowane w dwóch stanowiskach: w Srebnej i Złotopolicach (Winter, 2016).

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e . Seria ta została nawiercona w otworach usytuowanych w dolinie Wisły (otw.: 130, 134, 138, prawdopodobnie otw. 139 oraz punkt dok. 45). Jej spąg występuje na wysokości 46,0 m n.p.m. (otw. 138, Tułowice). Na podobnej wysokości tj. 45,0 m n.p.m. spąg osadów tego wieku występuje także na południe od obszaru arkusza Czerwińsk n. Wisłą (Haisig, Wilanowski, 2011, 2012) oraz nieco ponad 50 m n.p.m. w górę kopalnej doliny Wisły (Nowak, Skompski, 2002a, b). Są to piaski różnoziarniste, przemyte i dobrze wysortowane, a także piaski gruboziarniste oraz żwiry o średnicy od 0,5 do 1,0 cm, dokumentujące przynajmniej dwa cykle erozyjno-akumulacyjne (otw. 138, Tułowice). Według Nowak (1974) w Kotlinie Warszawskiej erozja eemska sięgnęła do wysokości 43,0–45,0 m n.p.m.

W wąwozie Wola (zachodnia część obszaru arkusza), uchodzącym do Wisły, występują piaski średnioziarniste, miejscami ze żwirami, warstwowane, których datowania metodą OSL dały wyniki: 117 ± 15 ka (punkt dok. 35) oraz 90 ± 10 ka (punkt dok. 36). Osady te podścielają serię iłów warwowych, a ich rozprzestrzenienie ograniczone jest do tego wąwozu mając swoją kontynuację

na obszarze arkusza Wyszogród (Kucharska, Wasiluk, 2016), gdzie zostały zinterpretowane jako piaszki rzeczne i zastoiskowe korelowane ze zlodowaczeniem Warty.

Mułki jeziorne, gytie i torfy nawiercono w dwóch stanowiskach: w okolicy Srebrnej (punkt dok. 6) i w okolicy Złotopolic (punkt dok. 15), blisko wschodniej granicy obszaru arkusza. Oba stanowiska położone są w odmiennych sytuacjach morfologicznych.

Stanowisko w okolicy Srebrnej (punkt dok. 6) znajduje się w niewielkim izolowanym zagłębieniu, którego dno położone jest ponad 6 m poniżej otaczającej powierzchni. Zagłębienie to umiejscowione jest w szczytowych partiach najwyższych wzniesień kemowych o wysokościach 150,0 m n.p.m. Interpretacja pomiarów geofizycznych wskazuje na sufozyjną genezę tego niewielkiego obniżenia (Krawczyk i in., 2017). Potwierdzają to obserwacje terenowe z najbliższej okolicy. Spotyka się tu liczne niewielkie leje o średnicy do kilku metrów i głębokości 1,0–2,0 m.

Osady jeziorne reprezentowane są przez mułki z organiką i namuły torfiaste o miąższości średnio 6,5 m. Podścielone są miąższą, nieprzewierconą (do głębokości 26,0 m), serią piaszków drobnoziarnistych, pyłowatych. W osadach jeziornych sekwencja zmian flory pyłkowej odpowiada zmianom sekwencji pyłkowej charakterystycznej dla interglacjału eemskiego (Winter, 2016). Należy tu wymienić m.in. znaczny udział ziaren pyłku *Corylus* (57%) i *Carpinus* (67%), a u schyłku interglacjału obecność *Picea* i *Abies* (Winter, 2016).

Drugie stanowisko w rejonie Złotopolic (punkt dok. 15) znajduje się w niewielkim obniżeniu interpretowanym przez autorów jako fragment kopalnej rynny subglacialnej ukierunkowanej z północnego wschodu na południowy zachód. Osady organiczne reprezentowane są przez mułki, gytie oraz torfy o łącznej miąższości 7,9 m, przykryte piaskami gliniastymi o miąższości 1,6 m. W spągu serii nawiercono (od 9,5 do 12,0 m) gliny piaszczyste. W osadach jeziornych zawarty jest zapis zmian w roślinności, jaki zachodził w interglacjale eemskim i na początku zlodowacenia Wisły (Winter, 2016). Spąg tej serii występuje na wysokości 98,5 m n.p.m. Pomiarów geofizyczne przeprowadzone przez punkt dok. 15 pokazały jedynie zarysy stoków obniżenia/rynny (Krawczyk i in., 2017).

Na obszarze sąsiedniego arkusza Wyszogród najbliżej położone stanowisko osadów eemskich znajduje się w pobliskim Głowczynie, gdzie udokumentowano osady biogeniczne korelowane z interglacjałem eemskim (Niklewski i in., 1964).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Podczas ostatniego zlodowacenia lądolód nie dotarł na obszar objęty arkuszem. Utwory związane z tym zimnym okresem reprezentowane są przez facje osadów zastoiskowych związanych

z funkcjonowaniem tzw. zastoiska warszawskiego oraz przez osady peryglacjalne, rzeczno-peryglacjalne niskoenergetycznych środowisk i rzeczne.

Stadiał górny

Iły zastoiskowe odsłaniają się w strefie krawędzi doliny Wisły na kilku odcinkach: na zachód od Smoszewa, w okolicy Miączyna, Wychódźca i Wilkowca oraz na wschód od Czerwińska w rejonie Pragi i Zdziarki, gdzie ich wychodnie znajdują się w rozcięciach erozyjnych wąwozów i dolinek uchodzących do Wisły. W rejonie Smoszewa i Miączynka odsłaniają się w dolnej części powierzchni tarasu erozyjno-akumulacyjnego I (Wisły).

Są to ily laminowane, z dobrze wykształconymi warwami ciemnymi i jasnymi. W obrębie lamin jasnych obserwowano warstwowania oraz wkładki materiału allochtonicznego (soczewy żwirowo-piaszczysto-pyłowate). Strop iłów warwowych występuje na wysokości od 78,0 m n.p.m. w rejonie Wólki Przybojewskiej do 84,0 m n.p.m. w rejonie Wychódźca. W spągu iłów znajduje się bruk gładzowy (głazy do około 30 cm średnicy), niektóre z nich są wyraźnymi graniakami. Obecny stan dostępności skarpy nie zawsze umożliwia dokładne oględziny tych osadów. Opierając się na opisie profilu odcinka skarpy w Wychódźcu (Kopczyńska-Żandarska, 1961), miąższość serii iłów warwowych określono na około 5 m.

Stratygraficznie ily te korelowano z interstadią Pilicy (Kopczyńska-Żandarska, 1961). Występowanie tych osadów w strefie skarpy jest znane z sąsiednich profili skarpy w Smoszewie i Mochtach (Różycki, 1961; Skompski, 1999; Nowak, Skompski, 2002a; Marks i in., 1996a, b), gdzie korelowano je ze stadią Wkry zlodowacenia Warty. Należy dodać, że podobnie wykształcone ily występują w Plecewicach w południowej części Kotliny Warszawskiej (na wysokościach od około 70 do 82,0 m n.p.m.), gdzie budują poziom tzw. tarasu błońskiego (czyli równiny akumulacji zastoiskowej; Dzierżek, Kalińska, 2015; Merta, 1978).

Mułki i piaski zastoiskowe występują w zachodniej części terenu arkusza. Odsłaniają się w ścianach wąwozu w Woli Czerwińskiej. Ich strop występuje na wysokości około 80 m n.p.m., a miąższość wynosi od 4,0 do 5,0 m. Są to mułki i piaski pyłowate facji zastoiskowych, często o strukturze masywnej. Przykrywają bezpośrednio cienkie kilkucentymetrowe warstwy iłów warwowych. Omówione powyżej osady zastoiskowe zostały wyróżnione przez Kopczyńską-Żandarską (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1961, 1970) w innej pozycji stratygraficznej i oznaczone jako osady najstarszego stadiała zlodowaceń środkowopolskich.

Piaski rezidualne występują w północnej części terenu arkusza w rejonie miejscowości Srebrna i Strzembowo oraz Januszewo i Dłutowo. Tworzą jednolite płaskie powierzchnie położone

powyżej 140,0 m n.p.m. oraz wypełniają rozległą, suchą dolinę na północ od Kębłowic (od 125,0 do 140,0 m n.p.m.).

Są to pyły, piaski pyłowate oraz piaski drobnoziarniste pyłowate, lokalnie z pojedynczymi żwirkami (do 1,0 cm), od beżowych do jasnożółtych. Na ich powierzchni znajdują się nieliczne głazy i gładziki o średnicy dochodzącej do około 1 m. Z analizy obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm (Zawadzka-Pawlewska, 2017) próbki pobranej z tych osadów wynika, że ziaren matowych jest prawie 43%, a błyszczących 18,2%, udział ziaren pękniętych dochodzi do ponad 33%. Wskazuje to, że osady te poddane były wietrzeniu w warunkach peryglacjalnych. Warunki post-depozycyjne dla tych osadów należy wiązać ze środowiskiem rzeczno-peryglacjalnym (Zawadzka-Pawlewska, 2017).

Wyniki datowania bezwzględne OSL (punkt dok. 5) próbki pobranej z głębokości 1,0 m, dały wynik 209 ± 22 ka, co wskazuje, że osady na tej głębokości nie uległy w okresie zlodowacenia Wisły redepozycji.

Piaski rezydualne są pozostałością osadów rozległych form kemowych i ich pokryw ablacyjnych ulegających częściowej degradacji w okresie ostatniego zlodowacenia. Stanowią osady „przejściowe” pomiędzy osadami kemów ze zlodowacenia Warty, a osadami zastoiskowymi z okresu zlodowacenia Wisły. W rejonie Grabczewa (na obszarze sąsiedniego arkusza Płońsk) osady te zostały określone przez Baraniecką (1990, 1993) jako wodnolodowcowe. Na obszarze arkusza Czerwińsk n. Wisłą, w strefie styku z południową granicą obszaru arkusza Płońsk, pozycja morfologiczna oraz litologia omawianych osadów nie pozwoliły autorom na taką ich kwalifikację.

Gliny piaszczyste w splayach peryglacjalno-deluwialne występują w okolicy Raszewa. Są to gliny, żwiry i piaski zaglinione, o strukturze masywnej. W odsłonięciu (punkt dok. 16) udokumentowane jest położenie i pośrednio wiek tych osadów (fig. 1). Pod glinami piaszczystymi występuje warstwa piasków przemytych, ze śladami warstwowania, których wiek określony metodą OSL wynosi 32 ± 3 ka. Warstwa tych piasków przykrywa doskonale zachowany (*in situ*) bruk głazowy z graniaków o średnicach około 10–15 cm. Wiek osadów piaszczysto-mułkowych występujących pod brukiem określono na 151 ± 12 ka (fig. 1).

Piaski zastoiskowe, znajdujące się w północno-zachodniej części terenu arkusza, tworzą płaskie równiny między formami kemów i moren. Prawdopodobnie są to osady powstałe na skutek rozmywania lodowcowych form akumulacyjnych przez wody spiętrzonego zastoiska warszawskiego. Ich minimalna miąższość wynosi około 0,5 m, natomiast maksymalna jest trudna do oszacowania, najprawdopodobniej nie przekracza jednak 3,0 m. Piaski zastoiskowe dość płynnie

przechodzą w osady zastoisk starszych i osady kemów, z którymi również obocznie się zazębiają. Litologicznie są do nich bardzo zbliżone.

Osady te wykształcone są jako pyły, piaski pyłowate oraz piaski drobnoziarniste, od beżowych do jasnożółtych. W miejscach, gdzie zalegają na glinach sporadycznie pojawiają się w nich pojedyncze żwiry (efekt rośnięcia kamieni) np. w rejonie Radzikowa i Grodzca. Często w osadach można spotkać niewielkie, do 1,0 cm, konkracje węglanu wapnia. Stosunkowo duży jest udział w osadach ziaren pękniętych (20%) i matowych (łącznie powyżej 50%). Może wskazywać to na to, że osady były poddane wietrzeniu peryglacjalnemu. Duży udział ziaren pośrednich matowych (EM/RM – 44,0%) świadczy o krótkotrwałym transporcie (Zawadzka-Pawlewska, 2017). Wynik datowania OSL dla próbki pobranej z głębokości 1,1–1,2 m (punkt dok. 22) wynosi $22,4 \pm 2,7$ ka.

Kopczyńska-Żandarska (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) osady te określiła jako mułki zastoiskowe lub piaski i pyły wzgórz kemowych stadiału północnomazowieckiego zlodowaceń środkowopolskich. Pośrednio do takiej interpretacji nawiązała (na pograniczu z obszarem arkusza Czerwińsk n. Wisłą) Baraniecka (1990, 1993), wyznaczając tam piaski zastoiskowe lub kemowe (*latonickie*) stadiału północnomazowieckiego oraz piaski wodnolodowcowe środkowe z tego stadiału.

Piaski pyłowate lodowcowo-jeziorne występują powszechnie na północ od Wisły, jako utwory powierzchniowe nadbudowujące wysoczyznę i jej stok od linii Czerwińsk–Chociszewo–Goławin–Kamienica, na północy, aż do krawędzi skarpy Wisły na południu. Tworzą zwartą pokrywę niewielkiej miąższości, od 0,5 do 0,7 m. Powyżej 1,5 m miąższości (maksymalnie 2,7 m) osady te osiągają na północny zachód od Czerwińska (Wola Czerwińska, Gawarzec Górny). Mimo niewielkich miąższości, często pozaskalowych, osady postanowiono wydzielić ze względu na ich znaczenie stratygraficzne, dokumentujące ważny epizod geologiczny.

Utwory wykształcone są jako piaski i mułki pyłowate, miejscami drobnoziarniste, beżowe. W miejscach, gdzie ich miąższość przekracza 1,0 m przewarstwione są cienkimi gliniastymi ławicami, lokalnie z okruchami glin. Kiedy stanowią pokrywę wysoczyzny ich profil często kończy się nagromadzeniem żwirów i głazików o charakterze bruku. Nie dopatrzone się w osadach struktur kierunkowych, najprawdopodobniej ze względu na ich niewielką miąższość i stałe przekształcanie mrozowe oraz antropogeniczne. Osady te nie zostały wcześniej wydzielone (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970).

Piaski rzeczno-peryglacjalne (pradoliny) tarasów nadzalewowych 9,0–20,0 m n.p. rzeki (Wisły). Utwory te budują taras I erozyjno-akumulacyjny (zwany dawniej otwockim) położony od 9,0 do 20,0 m nad poziom rzeki. Osady tarasów występują

praktycznie wzdłuż całej krawędzi doliny Wisły. Przyklejone są do skarpy listwą o szerokości wynoszącej na zachodzie 50,0–150,0 m, a w części wschodniej 250,0 m, nawet do 450,0 m. W podobnej sytuacji morfologicznej osady te spotykane przy ujściach większych dolin erozyjnych i cieków bez nazw do Wisły: od zachodu w dolinie erozyjnej w rejonie Majdan–Wola, w środkowej części terenu arkusza w rejonie Borki–Wilkówiec, a na wschodzie – u ujścia doliny w rejonie Wólka Przybojewska–Smoszewo.

Utwory tarasów to piaski drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste, rzadko z pojedynczymi żwirikami. Są dobrze wysortowane, przemyte, w stropie do około 1 m lekko pyłowate, beżowe. Udokumentowana miąższość osadów wynosi od 2,0 do 6,0 m. Z wykonanych analiz obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm wynika, że osady charakteryzują się dużym udziałem ziaren matowych okrągłych RM i pośrednich EM/RM w granicach od 58 do 73% i niewielkim udziałem ziaren błyszczących od 12,5 do 26,4%. Dominują ziarna pośrednie matowe świadczące o krótkotrwałym transporcie (Zawadzka-Pawlewska, 2017).

Według interpretacji autorki pierwszej wersji arkusza Czerwińsk (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) omawiane osady opisano jako piaski zastoiskowe stadiału najstarszego zlodowaceń środkowopolskich budujące taras III (zwany chmielewskim).

Piaski i piaski ze żwirami, miejscami piaski i mułki (mady), rzeczne (pradolinne) tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki (Wisły) występują po lewej stronie Wisły, w południowej części obszaru opisywanego arkusza. Budują powierzchnię tarasu II (zwanego kampinoskim lub falenickim), między Górą Kurlandzką, przez okolice miejscowości Piaski Królewskie do obszaru na wysokości miejscowości Nowe Polesie. Niewielki fragment tego tarasu znajduje się w południowo-zachodniej części terenu arkusza, na styku z arkuszem Wyszogród SMGP w rejonie Wilkowic.

Omawiane osady to piaski różnoziarniste z przewagą w stropie do około 2 m piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych, z pojedynczymi żwirami o średnicach od 1,0 do 2,0 cm. Poniżej głębokości 2,0 m w profilach wierceń wzrasta udział piasków gruboziarnistych z pojedynczymi żwirami do 3,0 cm średnicy. Dość duża zmienność frakcji w wierceniach ręcznych wskazuje na warstwowanie osadów. Mady tego tarasu znajdują się w południowej części obszaru arkusza w rejonie Wilkowic. Wykształcone są jako piaski mułkowate i mułki piaszczyste ze śladami rozproszonej substancji organicznej, o miąższości 1,2 m.

Udokumentowana miąższość osadów wynosi 4,0 m. Nowak i Skompski (2002b) wydzielili dwa cykle sedymentacyjne tego tarasu, szacując ich miąższość maksymalnie na 17,0 m. Haisig

i Wilanowski (2012) na sąsiednim arkuszu Kampinos w rejonie Józefowa udokumentowali miąższość tych osadów wynoszącą 13,0 m.

Analiza numerycznego modelu terenu wykazała, że powierzchnia tego tarasu nie posiada śladów współczesnych przepływów wezbraniowych Wisły, co ją wyraźnie odróżnia od powierzchni niższego tarasu nadzalewowego.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Wisły) występują w południowej części obszaru arkusza w dolinie Wisły, w obrębie tak zwanego północnego pasa wydmy Kampinoskiego Parku Narodowego. Tworzą one taras akumulacyjny zbudowany z piasków różnoziarnistych z przewagą piasków średnioziarnistych i gruboziarnistych z pojedynczymi żwirkami (1,0–2,0 cm), warstwowanych, lokalnie z rozproszoną substancją organiczną. Na powierzchni tarasów w wielu miejscach rozwinęły się pola piasków przewianych. Miąższość osadów jest trudna do oszacowania ze względu na płynne przejście w osady starszego tarasu, najprawdopodobniej waha się od 2,0 m do 8,0 m.

Analiza obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm (punkt dok. 46, próbki z głębokości 1,78 m i 2,2 m) wskazuje na znaczny udział w osadach ziaren matowych (78,64% i 67,96%), a niewielki ziaren błyszczących – odpowiednio 7,77% oraz 13,59% (Zawadzka-Pawlewska, 2017). Najprawdopodobniej jest to efekt rozmywania starszych wydmy i włączania do środowiska fluwialnego ziaren silnie zeolizowanych oraz „zazębiana” się osadów eolicznych z rzecznyymi. Pośrednio świadczy też o młodszym wieku stropowej części osadów tarasu, która formowała się już równocześnie z procesami eolicznymi (wydmy tego tarasu wykazują w swej morfologii ślady współczesnego rozmywania). Ponadto analiza numerycznego modelu terenu wskazuje na ślady młodych przepływów, które miały zapewne miejsce do momentu wybudowania wałów przeciwpowodziowych Wisły.

Piaski eoliczne w wydmy występują w południowej części obszaru arkusza w dolinie Wisły w obrębie tarasów rzecznych nadzalewowych (II, III) i zalewowych (IV). Wydmy mają charakter paraboliczny, rzadziej wałowy. Niektóre z form ulegały późniejszym intensywnym przekształceniom. Przykładem są wydmy w obrębie tarasu III, w rejonie miejscowości Wilcze Śladowskie i Śladów oraz wydmy w obrębie tarasu zalewowego (pas ciągnący się od miejscowości Kromnów przez Piaski Duchowne do Polesia Nowego) tworzące podłużne równoleżnikowe wały. Są one najprawdopodobniej ostańcami tarasu II. Wydma w rejonie miejscowości Piaski Królewskie jest „obcięta” krawędzią erozyjną doliny Wisły, rozdzielającą taras zalewowy 2,0–4,0 m n.p. rzeki od

nadzalewowego (II). Południowe stoki wydym parabolicznych na linii Famułki Królewskie–Cisowe są podcięte (przekształcone) erozyjnie. Procesy te intensywnie zachodziły w czasie wezbrań i wylewów Wisły do momentu wybudowania wałów przeciwpowodziowych.

Osady wydym to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste w partiach przypowierzchniowych lekko pyłowate, jasnożółte do beżowych. Analiza sedymentologiczna osadów wydmy położonej na północ od miejscowości Cisowe i z rejonu Kromnowa (punkt dok. 46, z głębokości 0,5 m) charakteryzują się dużym udziałem ziaren matowych okrągłych RM (59,41% i 74,26%), przy znacznie mniejszym udziale ziaren błyszczących, odpowiednio 27,72 % i 13,86%. Stwierdzono również obecność powyżej 10% ziaren związanych ze środowiskiem plażowym (Zawadzka-Pawlewska, 2017). Wskazuje to, iż materiałem pierwotnym były osady ze środowisk fluwioglacjalnych i rzecznych.

Mięszość osadów można określić jedynie szacunkowo na podstawie wielkości poszczególnych form wydmy. Zakładając, że największe wydmy mają ponad 25,0 m wysokości (Góra Kurlandzka), a opływają je częściowo najmłodsze osady tarasu nadzalewowego III, to mogą one nawet osiągać około 30 m mięszości. Przeciętnie mają zapewne około 5,0–15,0 m mięszości.

P i a s k i e o l i c z n e, które tworzą powierzchnie piasków przewianych przykrywają osady rzeczne tarasów – II (kampinoskiego) i III (praskiego). Mięszność osadów waha się w granicach od 1,0 do 3,0 m.

P i a s k i s t o ż k ó w n a p ł y w o w y c h występują u podnóża skarpy Wisły, na powierzchni tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Wisły), w okolicach Wychódzka, gdzie tworzą charakterystyczne stożki o wysokościach względnych do 1,5 m. Zbudowane są z piasków średnioziarnistych, z pojedynczymi żwirikami, niekiedy zaglinionych lub z dodatkiem humusu. Rozwinęły się na przedłużeniu rozcięć erozyjnych dla których bazą erozyjną jest poziom wspomnianego tarasu zalewowego. W północnej części terenu arkusza, w okolicy miejscowości Łazęki, wykartowano niewielki stożek napływowy na powierzchni zastoiska, zbudowany z piasków zaglinionych. Udokumentowana mięszność osadów to 2,0 m.

P i a s k i i g l i n y k o l u w i a l n e. Osady koluwalne i związane z nimi osuwiska występują w północnej krawędzi doliny Wisły oraz w krawędziach głęboko wciętych, młodych dolin erozyjnych. Dwa niewielkie osuwiska, o długości około 60 m, znajdują się w krawędzi młodego rozcięcia erozyjnego na wschód od Czerwińska w dzielnicy Praga. Koluwia osuwiska, znajdującego się na południu w jego ujściowym odcinku, to piaski gliniaste i gliny piaszczyste. Osuwisko powstało w obrębie wychodni glin zwałowych. Osuwisko w okolicach przysiółka Zdziarka rozwinęło się w osadach wodnolodowcowych, jego koluwia są piaszczyste.

Pozostałe formy osuwiskowe są niewielkie, pozaskalowe, dlatego też zrezygnowano z umieszczenia ich na mapie.

Piaski i gliny deluwialne. Są to piaszczyste lub gliniaste osady, zazwyczaj bezstrukturalne. Występują w wielu obniżeniach dolinnych na powierzchni wysoczyzny, pośród kemów i obniżeń zastoiskowych oraz w dnach rozcięć erozyjnych, szczególnie w strefie zaplecza skarpy nad Wisłą.

c. Holocen

Holocen reprezentowany jest przez osady rzeczne (facji korytowych i zalewowych), jeziorne oraz bagienne.

Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Wisły) znajdują się w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, między starą doliną Łasicy i doliną Bzury w rejonie Tułowic. Osady te, stanowiące najmłodsze ogniwo tarasu, najprawdopodobniej osadzały się już w holocenie aż do chwili obecnej, w czasie większych wezbrań, zwłaszcza przed obwałowaniem Wisły i Bzury. Świadczą o tym m.in. ślady erozyjnego podcinania osadów eolicznych znajdujących się na tym obszarze. Utwory tarasów osiągają niewielkie miąższości wynoszące od 1,0 do 1,7 m. Jedynie w rejonie Janowa na styku z obszarem arkusza Kampinos, miąższość ich dochodzi do ponad 2,0 m. Są to osady warstwowe, głównie mułki i piaski pyłowate (mułkowate), z piaszczystymi przewarstwieniami zawierającymi rozproszoną substancję organiczną, miejscami z przewarstwieniami ilów i mułków ilastych. Zalegają na piaskach średnioziarnistych i gruboziarnistych tarasów tej samej wysokości (punkt dok. 47).

Mułki i ły jeziorne występują głównie w dolinie Wisły, a na wysoczyźnie w niewielkim obniżeniu na północ od Chociszewa. Bezpośrednio na powierzchni odsłaniają się w rejonie Chociszewa, a w dolinie Wisły jedynie w okolicy Gorzownicy. Najczęściej występują jednak pod około metrowym przykryciem osadów rzecznych – mad i piasków rzecznych tarasów zalewowych Wisły. Utwory te ciągną się zwartym pasem zwężającym się ku zachodowi, o szerokości od ponad 1,3 km w rejonie miejscowości Wilków nad Wisłą, przez Nowy Secymin, Kromnów do około 0,3 km w rejonie miejscowości Gorzownica i Śladów Nadwiślański.

W stropie są to mułki piaszczyste i mułki, przechodzące stopniowo ku spągowi w mułki ilaste i ły. Sporadycznie profil zamykają piaski mułkowate. Niekiedy mułki i ły mają przewarstwienia piasków drobnoziarnistych o niewielkiej miąższości. Leżą na piaskach i żwirach rzecznych. Granica między łąmi i piaskami jest ostra. Utwory te najczęściej w stropie są szaro-brunatne, następnie przechodzą w szare i szaroniebieskie. Cechą charakterystyczną osadów jest spora zawartość makroszczątków organicznych, a lokalnie również szczątków fauny.

Udokumentowana miąższość osadów jeziornych to 3,5 m w rejonie miejscowości Wilków nad Wisłą, gdzie nie zostały przewiercone. Najczęściej osiągają miąższość wynoszącą od 2,0 do 2,5 m, leżą wówczas na piaskach różnoziarnistych rzecznych. Genezę osadów należy wiązać z sedymentacją w głębokim, odcięтым od głównego nurtu paleokorycie (z niewielkimi przepływami) o dość znacznych rozmiarach (długości ponad 10 km i szerokości ponad 1 km). Nie można wykluczyć, że jest to kilka oddzielnych starorzeczy, w których następowała podobna sedymentacja.

Na obszarze arkusza Czerwińsk (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) i sąsiednim arkuszu Modlin (Nowak, Skompski, 2000a, b) w takiej pozycji stratygraficznej autorzy omówionych osadów nie oznaczyli.

Piaski i piaski humusowe rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,5 m n.p. rzeki (Łasicy). Taras ten fragmentarycznie zachował się na północ od Tułowic, na odcinku o długości około 2 km. Budują go piaski i piaski drobnoziarniste zawierające humus.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Wisły) występują po obu stronach rzeki, zarówno na północ, jak i na południe od pasa wydmowego. W rejonie Cisowe i Miszor graniczą erozyjnie z osadami eolicznymi w wydmach, a częściowo ich powierzchnie pokrywają niewielkiej miąższości piaski przewiane. Po prawej stronie rzeki na wysokości Wychódzca i Woli Czerwińskiej zaznaczają się wyraźnie w morfologii doliny.

Są to piaski oraz piaski ze żwirami, niekiedy z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych. W ich obrębie rozwinięta jest bardzo liczna sieć starorzeczy, często wypełnionych wodą.

Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Wisły) występują po prawej stronie Wisły, miejscami przykrywają facje korytowe tarasów zalewowych tej samej wysokości. Miąższość osadów waha się w granicach 1,0–1,5 m. Są to piaski drobnoziarniste, ilaste, namuły zawierające substancję organiczną oraz piaski pyłowate, drobnoziarniste.

W korycie Wisły występują piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki (Wisły) oraz piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki (Wisły). Zbudowane są z nich najniższe tarasy zalewowe oraz wyspy i mielizny stale rozmywane przez rzekę. Na wysokości Czerwińska znajduje się największa z wysp – Kępa Śladowska. Miąższość osadów rzecznych wynosi tu około 5 m (otw. 119).

Wzdłuż meandrującej rzeki Bzury (poziom wody w rzece znajduje się na 65,0 m n.p.m.) występują osady budujące jej tarasy zalewowe. Są to piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki (Bzury) oraz facje zalewowe

wykształcone w postaci piasków i mułków (mad) rzecznych tarasów zalewowych 0,5–1,0 m n.p. rzeki (Bzury) oraz piaski mielizn i koryt rzecznych. Są to najmłodsze osady rzeczne powstające do dziś.

Piaski humusowe zagłębień bezodpływowych lub okresowo przepływowych oraz namuły den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i starorzeczy są osadami występującymi powszechnie na obszarze całego omawianego arkusza. Na wysoczyźnie wypełniają niewielkie obniżenia różnej genezy, najczęściej niewielkich cieków stałych i okresowych. W części południowej obszaru arkusza w dolinie Wisły wypełniają liczne starorzecza i doliny uregulowanych cieków wodnych, takich jak Łasica. Są to piaski, mułki zawierające niekiedy humus, miejscami piaski z domieszką żwirów. W dolinie Wisły znacznie wzrasta w osadach udział substancji organicznej. Ich miąższość jest niewielka, od kilkudziesięciu centymetrów do około 2 m. Często osady te płynnie przechodzą w starsze osady podścielające.

Torfy występują niewielkimi płatami, wypełniają obniżenia starorzeczy w dolinie Bzury, Łasicy i Wisły. Choć powszechnie są osadami zamykającymi sedymentację w starorzeczach, to ich miąższość najczęściej nie przekracza tam 0,5 m. Torfy o większych miąższościach występują w dolinie Bzury i dawnego koryta Łasicy w rejonie Łasic i Górek, a także w obrębie obniżenia, przez które poprowadzony został Kanał Łasica w rejonie Wilcze Tułowieckie–Radziwiłka. W obrębie tarasów zalewowych Wisły torfy występują zarówno na północ od pola wydmowego w rejonie miejscowości Krubiczew–Nowe Polesie oraz na południe w rejonie Famułki Królewskie–Cisowe. Miąższość ich nie przekracza 2,0 m, najczęściej jest to 1,0–1,5 m. Torfy leżą na piaskach humusowych i piaskach rzecznych.

* *
*

Na obszarze arkusza Czerwińsk n. Wisłą znajdują się liczne głazy narzutowe, choć większość z nich ma niewielkie rozmiary od 0,5 do 1,0 m. Większe ich skupiska spotykane są przy brzegu Wisły i w jej nurcie, w rejonie wychodni glin zwałowych, lokalnie tworzą bruk głazowy. Na zachód od Czerwińska znajduje się szary granitoid o średnicy około 3,5 m. We wrześniu 2017 r. z nurtów Wisły na wysokości Miączyna, w odległości około 60 m od brzegu, wyłonił się gład narzutowy o szacowanej wysokości ponad 3,0 m i średnicy blisko tafli wody około 4 m (<https://www.facebook.com/ziemia-czerwinska/photos/pcb.1111245309009367/1111244509009447/?type=3&theater>).

Gład znany jest miejscowej ludności, zwłaszcza flisakom. W okresie II wojny światowej przez Niemców były podejmowane próby jego wysadzenia, gdyż utrudniał żeglugę na Wiśle (informacja

ustna). Ze względu na gwałtowny wzrost poziomu wody do momentu zakończenia prac kartograficznych nie udało się autorom wykonać dokładnych pomiarów.

Inny duży gład został znaleziony w lesie między Kamienicą a Złotopolicami. Jest to szary granit o wymiarach poziomych 1,90×1,0 m. Eratyk jest praktycznie w całości pograżony w osadach. Na powierzchnię wystaje jedynie jego górna część (około 30 cm). Gład jest silnie uszkodzony w wyniku działań człowieka.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Czerwińsk n. Wisłą należy do wschodniego odcinka synklinorium brzeżnego do jego fragmentu zwanego segmentem warszawskim (Bac-Moszaszwili, Morawska, 1975). Na laramijską strukturę nałożona jest kenozoiczna niecka mazowiecka, wypełniona okrucowymi osadami paleogenu i neogenu (Piwocki i in., 2004). Na obszarze arkusza Czerwińsk n. Wisłą osady podłoża czwartorzędowego (tabl. II) zostały udokumentowane w 40 otworach, lecz tylko w jednym (otw. 91) je przewiercono, nawiercając margle kredowe. Tektonikę obszaru badań częściowo opracowano na podstawie informacji z sąsiednich arkuszy SMGP. W okolicach Płońsk skały paleozoiku i kenozoiku zalegają do głębokości około 3800 m, obejmując skały od kambru do kredy górnej (Baraniecka, 1993). W otworze Kobylniki 1 (nr 93 982; CBDG), odwierconym do 1960,0 m, udokumentowano utwory jury (od 1320,0 do 1960,0 m), kredy (od 280,0 do 1320,0 m) i paleogeńsko-neogeńskie (od 67,5 do 280,0 m) pod osadami pokrywy czwartorzędowej. Jest to otwór badawczy zlokalizowany najbliżej omawianego terenu.

Na obszarze arkusza Czerwińsk n. Wisłą powierzchnia podczwartorzędowa jest silnie urozmaicona, a jej deniwelacje sięgają do 72,0 m. W rejonie Czerwińska osady miocenu górnego występują od 70,0 do 80,0 m n.p.m. w okolicy Wychódzka i Garwolewa około 60 m n.p.m., a Tułowic około 60 m n.p.m. (punkt dok. 47). Powierzchnia podczwartorzędowa zdecydowanie obniża się w kierunku północnym do wysokości poniżej 60 m p.p.m., tworząc obniżenie wypełnione osadami plejstocenskimi o miąższości ponad 200 m (otw. 5, Srebrna). Dalej w kierunku północnym na obszarze arkusza Płońsk kontynuuje się tendencja obniżająca, a w podłożu zaznacza się strefa synklin (Baraniecka, 1993).

W południowej części obszaru badań powierzchnia starszego podłoża podnosi się do 0,0 m n.p.m. Podobne wysokości podłoża występują w północnej części arkusza Kampinos (Haisig, Wilanowski, 2011, 2012). W okolicy Tułowic istnieje obniżenie w powierzchni podczwartorzędowej (otw. 138) sięgające poniżej 10,0 m n.p.m., co potwierdziły badania geofizyczne (Pacanowski, 2016).

W okolicach Serocka i Nasielska strop powierzchni podłoża czwartorzędu opisywano powyżej 100,0 m n.p.m. (Nowak, 1974). Na północ od obszaru wznosi się do 120,0 m n.p.m. i określana jest jako glacitektoniczna struktura z Pilitowa, stanowiąca wychodnie iłów płomienistych (Baraniecka, 1975, 1990, 1993). Na wielofazowość tworzenia struktur w podłożu wskazywała Baraniecka (1979), wiążąc główne okresy ich tworzenia z tektoniczną fazą mazowiecką oraz procesami glacitektonicznymi podczas kolejnych zasunięć lądolodów.

W otworach kartograficznych 5 (Srebrna) i 138 (Tułowice) (tabl. III) oraz w otworach 44, 81 i 84, w obrębie osadów kompleksów zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich udokumentowano struktury (porwaki, fałdy) świadczące o dynamicznej działalności lądolodów.

W rejonie Komsina (110,0 m n.p.m.) zaznacza się głębokie obniżenie w powierzchni podłoża, sięgające do około 5 m p.p.m., mające prawdopodobnie charakter struktury glacitektonicznej. Podobnej genezy są wychodnie utworów neogeńskich w dolinie Wisły, widoczne w korycie rzeki w rejonie Czerwińska i Pragi. Wypiętrzenia iłów pstrych tworzą struktury zakorzenione w utworach miocenu (przekrój geologiczny A–B).

W odsłonięciach wzdłuż skarpy Wisły, Brykczyński (1982) opisywał zaburzenia w glinach zwałowych i podścielających je iłach pstrych. Obserwował fałdy i łuski interpretując je jako wynik procesów dynamicznych tzw. glacitektoniki krawędziowej. Utrudniony obecnie dostęp do odsłoneń wzdłuż rzeki, uniemożliwił weryfikację tych obserwacji geologicznych. Zaburzenia glacitektoniczne zinterpretowane na omawianym arkuszu należałoby wiązać z dynamiczną działalnością lądolodów zlodowaceń południowopolskich, głównie Sanu 2 oraz zlodowaceń środkowopolskich.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Schemat rozwoju budowy geologicznej został przedstawiony w tabeli 2. Dotyczy okresu od kredy górnej po holocen.

W kredzie górnej, na obszarze objętym arkuszem Czerwińsk n. Wisłą, w epikontynentalnym morzu miała miejsce akumulacja płytkomorskich osadów marglistych. Po oligoceńskiej regresji morza oraz późniejszej erozji i denudacji utwory paleocenu najprawdopodobniej nie zachowały się. W miocenie w warunkach ciepłego klimatu rozwijały się bujne lasy bagienne. Tworzyły się torfowiska, których osady w trakcie późniejszej diagenety przeobrażały się w węgiel brunatny. Dochodziło wtedy prawdopodobnie do krótkotrwałych ingresji morskich, podczas których rozmywane były pokłady węgla brunatnego, których fragmenty znajdują się pośród morskich piaszczystych osadów.

U schyłku miocenu górnego, w chłodniejszych warunkach klimatycznych, funkcjonowały śród-
lądowe zbiorniki jeziorne określane jako mazowiecki basen sedymentacyjny (Piwocki i in., 2004),

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (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 organiczna
				Namuły den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i starorzeczy — ${}_n Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna w obniżeniach
				Piaski humusowe zagłębień bezodpływowych lub okresowo przepływowych — ${}_{ph} Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna i częściowo rzeczna
				Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 0,5–1,0 m n.p. rzeki (Bzury) oraz piaski mielizn i koryt rzecznych — ${}_{ma}^f Q_h^{(2)}$	Akumulacja rzeczna
				Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki (Bzury) — ${}_{ppz}^f Q_h^{(1)}$	Erozja i akumulacja rzeczna
				Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki (Wisły) — ${}_{ma}^f Q_h^{(2)}$	Akumulacja rzeczna
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki (Wisły) — ${}_{pz}^f Q_h^{(2)}$	Erozja i akumulacja rzeczna
				Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Wisły) — ${}_{ma}^f Q_h^{(1)}$	Akumulacja rzeczna
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Wisły) — ${}_{pz}^f Q_h^{(1)}$	Erozja i akumulacja rzeczna
				Piaski i piaski humusowe rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,5 m n.p. rzeki (Łasicy) — ${}_{pph}^f Q_h^{(1)}$	Erozja i akumulacja rzeczna (taras Łasicy)
				Mułki i ły jeziorne — ${}_{mi}^j Q_h$	Akumulacja w starorzeczach
				Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Wisły) — ${}_{ma}^f Q_h^{(III)}$	Akumulacja rzeczna (taras praski)
				Piaski i gliny deluwialne — ${}_{pg}^d Q$	Zmywanie osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóża krawędzi lub w obniżeniach
				Piaski i gliny koluwalne — ${}_{pg}^k Q$	Powierzchniowe ruchy masowe
				Piaski stożków napływowych — ${}_{p}^s Q$	Akumulacja materiału wskutek znacznego zmniejszenia spadku lub ilości wody niosącej materiał skalny, powstanie stożków
				Piaski eoliczne — ${}_{p}^e Q$	Przewiewanie otwartych powierzchni tarasów nadzalewowych
				Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p}^e Q^{(w)}$	Akumulacja eoliczna
				Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Wisły) — ${}_{pz}^f Q^{(III)}$	Erozja i akumulacja rzeczna (powstanie tarasu praskiego)

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	<p>Piaski i piaski ze żwirami, miejscami piaski i mulki (mady) rzeczne (pradolinne) tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki (Wisły) — $_{ppz}^f Q_{p^4}^{B3(II)}$</p> <p>Piaski rzeczno-peryglacialne (pradolinne) tarasów nadzalewowych 9,0–20,0 m n.p. rzeki (Wisły) — $_{pz}^{f-pg} Q_{p^4}^{B3(I)}$</p> <p>Piaski pyłowate lodowcowo-jeziorne — $_{ppy}^{g-li} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski zastoiskowe — $_p^b Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny piaszczyste w spływach peryglacialno-deluwialne — $_{gp}^{pg-d} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski rezydualne — $_p^r Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Mulki i piaski zastoiskowe — $_{mp}^b Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Iły zastoiskowe — $_i^b Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Erozja i akumulacja rzeczna, w tym facje powodziowe; powstanie tarasu kampsoskiego</p> <p>Akumulacja rzeczna w warunkach peryglacialnych, powstanie tarasu erozyjno-akumulacyjnego (tarasu otwockiego)</p> <p>Podniesienie wód zbiornika tzw. zastoiska warszawskiego, akumulacja w rozległym, płytkim zbiorniku wodnym, w warunkach peryglacialnych</p> <p>Akumulacja w płytkich zastoiskach u podnóża kemów</p> <p>Procesy spłukiwania, rozmywanie starszych form terenu, głównie kemów</p> <p>Procesy denudacji w strefie peryglacialnej</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w zbiorniku tzw. zastoiska warszawskiego</p>
		Interglacjał eemski		<p>Mulki jeziorne, gytie i torfy — $_{mgy}^{li} Q_{p^{3-4}}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne — $_{pz}^f Q_{p^{3-4}}$</p>	<p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna, denudacja</p>	
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	<p>Gliny piaszczyste, mułkowate oraz piaski pyłowate, wodnomorenowe — $_{gp}^{fgg} Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $_{ppz}^{fg} Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Gliny mułkowate (pyłowate) i piaski gliniaste wytopiskowe — $_{gpy}^b Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Iły i mulki zastoiskowe — $_{im}^b Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Piaski i żwiry moren martwego lodu — $_{pz}^{(gm)} Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Gliny zwałowe w spływach kemów — $_{gzw}^{(k)} Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Mulki (pyły) i piaski pyłowate kemów — $_{mppy}^{(k)} Q_{p^3}^{W2}$</p>	<p>Wytapianie osadów i ich krótki transport (grawitacyjny) po powierzchni odsłanianej spod lodu</p> <p>Erozja i akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu topniejącego lądolodu</p> <p>Wytapianie i akumulacja w sąsiedztwie brył i płytów martwego lodu lub w nieckach wytopiskowych</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w strefie deglacjacji aeralnej</p> <p>Deglacjacja arealna: wytapianie osadów morenowych z płytów i brył martwego lodu oraz akumulacja grawitacyjna osadów u ich podnóża</p> <p>Deglacjacja arealna: wytapianie i grawitacyjne przemieszczanie osadów</p> <p>Deglacjacja arealna: akumulacja przez wody lodowcowe w przetainach</p>

C 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 	ś r o d k o w o p o l s k i e	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	<p>Piaski i mułki tarasów kemowych — $\textcircled{tk} Q_{pm}^{W2}$</p> <p>Piaski i żwiry oraz gliny zwałowe w spływach, akumulacji szczelinowej — $\textcircled{gs} Q_{pz}^{W2}$</p> <p>Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren czołowych — $\textcircled{gg} Q_{pzgzw}^{W2}$</p> <p>Piaski i żwiry lodowcowe — $\textcircled{g} Q_{pz}^{W2}$</p> <p>Gliny zwałowe — $\textcircled{g} Q_{gzw}^{W2}$</p> <p>Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $\textcircled{fg} Q_{zp}^{W2}$</p>	<p>Deglacjacja arealna: akumulacja przez wody lodowcowe pomiędzy bryłami martwego lodu; postępująca deglacjacja</p> <p>Akumulacja w poszerzających się szczelinach lodowcowych, akumulacja grawitacyjna materiału podczas wytapiania lodu</p> <p>Akumulacja grawitacyjna i przez wody lodowcowe u czoła stagnującego lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja lodowcowa Egzaracja lodowcowa Nasunięcie lądolodu</p> <p>Erozja i akumulacja wód lodowcowych na przedpolu lądolodu</p>
				Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	<p>Żwiry i piaski lodowcowe — $\textcircled{g} Q_{zp}^{O3}$</p> <p>Gliny zwałowe — $\textcircled{g} Q_{gzw}^{O3}$</p> <p>Iły zastoiskowe — $\textcircled{b} Q_i^{O3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\textcircled{fg} Q_{pz}^{O3}$</p>	<p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa. Nasunięcie się lądolodu Intensywne procesy glacictektoniczne, późniejsze wytopienie lądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja i akumulacja wód na przedpolu topniejącego lądolodu</p>
					Stadiał dolny	<p>Gliny zwałowe — $\textcircled{g} Q_{gzw}^{O1}$</p> <p>Żwiry wodnolodowcowe — $\textcircled{g} Q_z^{O1}$</p> <p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $\textcircled{b} Q_{im}^{O1}$</p>	<p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie się lądolodu Intensywne procesy glacictektoniczne, późniejsze wytopienie lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach przed czołem lądolodu</p>
				Interglacjal wielki	Interglacjal mazowiecki	<p>Piaski i mułki z substancją organiczną rzeczne — $\textcircled{f} Q_{pm}^{M}$</p>	<p>Akumulacja w rzekach oraz starorzeczach i rozlewiskach rzecznych</p>
		Zlodowacenie południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\textcircled{fg} Q_{pz}^G$</p> <p>Gliny zwałowe — $\textcircled{g} Q_{gzw}^G$</p> <p>Piaski wodnolodowcowe — $\textcircled{fg} Q_p^G$</p>	<p>Erozja i akumulacja wód na przedpolu topniejącego lądolodu</p> <p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie się lądolodu Intensywne procesy glacictektoniczne, późniejsze wytopienie lądolodu</p> <p>Erozja i akumulacja wód na przedpolu nasuwającego się lądolodu</p>		

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Nidy	Stadiał górny	Piaski zastoiskowe — $^b Q_{p^2}^{N3}$ Gliny zwałowe — $^{g_{zw}} Q_{p^2}^{N3}$ Iły zastoiskowe — $^b Q_{p^2}^{N3}$	Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach na przedpolu topniejącego lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie się lądolodu i jego późniejsze wytopienie Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach przed czołem lądolodu	
				Interstadiał	Piaski i mułki rzeczne — $^f_{pm} Q_{p^2}^{N1-3}$	Erozja i akumulacja rzeczna	
				Stadiał górny	Mułki i ropy zastoiskowe — $^b_{mi} Q_{p^1}^{A3}$ Gliny zwałowe — $^{g_{zw}} Q_{p^1}^{A3}$	Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach na przedpolu topniejącego lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Nasunięcie się lądolodu i jego późniejsze wytopienie	
					Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pz} Q_{p^1}^{A1}$ Gliny zwałowe — $^{g_{zw}} Q_{p^1}^{A1}$	Erozja i akumulacja wód na przedpolu topniejącego lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa; nasunięcie się lądolodu i jego późniejsze wytopienie
		Plejstocen dolny			Piaski kwarcowe — $^0_{pQ} Q_p$	Erozja i akumulacja w zbiornikach śródlądowych	
					Iły pstry mioceniowe oraz gliny zwałowe plejstoceniowe jako kry w utworach plejstoceniowych — $^{M+Qp} Q_p$	Działalność deformacyjna lądolodu, wyrównywanie, fałdowanie, wyciskanie i redepozycja kier osadów	
		Neogen	Miocen	Miocen górny		Iły pstry i piaski pyłowe — $^{ipe} M_3$ Piaski kwarcowe i pyły z wkładkami węgla brunatnego — $^{pQ} M_3$	Akumulacja w płytkich zbiornikach śródlądowych z krótkotrwałymi zalewami morskimi Akumulacja w płytkich zbiornikach śródlądowych z krótkotrwałymi zalewami morskimi
						Margle — $^{mc} Cr_3$	Akumulacja morska w ciepłym morzu epikontynentalnym

w których akumulowane były serie ilów pstrych i piasków pyłowych korelowanych litostratygraficznie z formacją poznańską (Piwocki i in, 2004). Te klastyczne osady w okresie plejstocenu były częściowo redeponowane w osadach lodowcowych w postaci kier i porwaków. W plejstocenie dolnym miała miejsce akumulacja rzeczna piasków kwarcowych, bezwapiennych. Rozwijały się procesy erozji rzecznej i denudacji, a klimat stawał się coraz chłodniejszy i suchy (Słodkowska, Kasiński, 2016). Najstarszy lądolód nasunął się na omawiany teren dwukrotnie (stadiał dolny i górny),

częściowo zaburzając osady miocenu. Pozostawił gliny zwałowe zachowane w obniżeniach podłoża, rozdzielone osadami wodnolodowcowymi akumulowanymi podczas recesji. Schyłek tego zlodowacenia zapisany jest akumulacją serii zastoiskowej, w lokalnych, niewielkich obniżeniach. Później w warunkach coraz cieplejszych (interstadialnych) nadal trwała akumulacja osadów rzecznych. W miarę ochładzania klimatu zmienił się typ sedymentacji na zastoiskową. Łądolód zlodowacenia Nidy pozostawił pokład glin zwałowych. Podczas jego zaniku, na przedpolu topniejącego łądolodu, odbywała się sedymentacja w lokalnych zastoiskach.

Nasunięcie kolejnego łądolodu, jakim było zlodowacenie Sanu 2, poprzedzone było akumulacją serii wodnolodowcowych, których erozja sięgnęła nawet do podłoża miocenijskiego. Łądolód podczas tego zlodowacenia zdeponował kolejny poziom glin zwałowych, a z jego dynamiczną działalnością wiąże się obecność struktur glacitektonicznych. Kilka kilometrów na północ od badanego terenu, powstały wypiętrzone struktury podłoża, np. struktura Pilitowa (Baraniecka, 1990). Recesja tego łądolodu zapisana jest w seriach wodnolodowcowych, które wypełniają obniżenia powierzchni podłoża.

W okresie interglacjału mazowieckiego trwała intensywna działalność rzek, początkowo erozyjna, a następnie akumulacyjna. W dolinie w rejonie Srebrnej miała miejsce akumulacja serii rzecznej w facjach korytowych, starorzeczy i rozlewisk. Podobne osady rzeczne akumulowane były również na obszarach sąsiadujących z omawianym arkuszem, na północy (Baraniecka, 1993) i na wschodzie (Nowak, Skompski, 2002a). W tym czasie mogły zachodzić procesy odprężeniowe podczas tektonicznej fazy mazowieckiej (Baraniecka, 1979).

Łądolody zlodowaceń środkowopolskich nasunęły się trzykrotnie na badany teren. Łądolód zlodowacenia Odry wkroczył dwukrotnie na dosyć urozmaiconą powierzchnię. Przed jego czołem, w obniżeniach terenu, akumulowane były osady zastoiskowe oraz wodnolodowcowe. Nasuwający się łądolód pozostawił gliny zwałowe, a jego dynamiczna działalność spowodowała dalszy rozwój zaburzeń glacitektonicznych. Podczas recesji miała miejsce akumulacja serii piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz osadów zastoiskowych.

Po recesji łądolodu zlodowacenia Odry nastąpiło ocieplenie (interglacjał lubawski), podczas którego ponownie zostały uruchomione procesy erozji i denudacji. Prawdopodobne ich ślady zachowały się w postaci bruku głazowego w stropie glin zwałowych zlodowacenia Odry, jednak osadów z tego okresu nie udokumentowano.

Ostatnim łądolodem, który wkroczył na badany obszar był łądolód zlodowacenia Warty. Przed jego czołem odbywała się akumulacja serii piaszczystych. Łądolód zlodowacenia Warty pozostawił gliny zwałowe, z których zbudowana jest powierzchnia współczesnej wysoczyzny.

W masie lodu lodowcowego funkcjonowały systemy drenażu subglacialnego, a wody roztopowe, erodując podłoże, utworzyły system rynien ukierunkowanych z północnego zachodu na południowy wschód oraz z zachodniego północnego zachodu na wschodni południowy wschód (rynna w rejonie Złotopolic oraz Kuchary–Skotniki, Nowe Przybojewo). Podczas recesji czoło lądolodu zatrzymało się najprawdopodobniej w rejonie obecnej doliny Wisły, a pozostałością akumulacji mogą być piaski lodowcowe w rejonie miejscowości Czerwińsk-Kolonia określane przez Kopczyńską-Żandarską (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) jako osady moren czołowych.

W czasie wytapiania się lądolodu w tunelach lodowych dochodziło do stopniowego osłabiania i zanikania dynamicznych przepływów. Rozpoczęła się sedymentacja piasków i żwirów, której pozostałością jest zespół form szczelinowych Raszewo Dworskie–Boguszyn–Komsin–Goławin i równoległy ciąg szczelin Srebrna–Kuchary–Skotniki.

Na zapleczu czoła lądolodu utworzyło się wiele przetain, w których następowała sedymentacja piasków i piasków pyłowatych, a w ich strefach brzegowych osadów gliniastych i piaszczysto-gliniastych. Rozpoczęło się stadium deglacjacji arealnej. Nastąpiło otwieranie szczelin ku górze i rozpad czoła lądolodu. W rejonie Komsina i Sobanic zaznaczyła się faza postępu lądolodu (tzw. moreny komsinińskie). Wody z topniejących przetain spływały ku południowemu wschodowi, najprawdopodobniej rozmywając wcześniej zakumulowane formy morenowe, a osadzając gliny i piaski gliniaste wodnomorenowe. W ich obrębie pozostały niewielkie, zdenudowane formy czołowe w rejonie Kuchary–Skotniki i Pieścidla.

Między czołem lądolodu a już powstałymi morenami w rejonie Sobanic osadziły się piaski tarasów kemowych. Na obszarze opuszczonym przez lądolód pozostały liczne pagóry kemowe. Między nimi wytapiały się pozostałości brył martwych lodów.

W obniżeniach wypełnionych wodą następowała sedymentacja osadów zastoiskowych (Osieki $151 \pm 12ka$) i piaszczysto-gliniastych osadów wytopiskowych. W rejonie Żukowa i Sobanic osady wytopiskowe pokryła cienka warstwa osadów zastoiskowych.

Na przedpolu wody roztopowe osadzały piaski i żwiry wodnolodowcowe. W tym czasie na północ od doliny Wisły, ukształtowała się promienista sieć dolin, mająca swój początek w szczytowych partiach moren i wzgórz kemowych. Jej zasadniczy układ zachował się do chwili obecnej.

W czasie interglacjału eemskiego w dolinie Prawisły miała miejsce głęboka erozja, sięgająca do ponad 30,0 m. Erozja ta sięgnęła miejscami do neogeńskiego podłoża. Ówczesna dolina była szeroka na kilka kilometrów. Odslonięta powierzchnia wysoczyzny była erodowana i denudowana, a do Prawisły spływały cieki, wcinając się w jej powierzchnię. Niszczone były zarysy form akumulacyjnych na wyżynie polodowcowej. W niewielkich obniżeniach bezodpływowych miała miejsce

sedymencja osadów jeziornych. Obniżenie dawnej rynny w rejonie Złotopolic, było wypełnione wodą i akumulowane były tam gytie i torfy. W optimum eemskim okolice porastały lasy z lipą, dębem i wiązem oraz bluszczem i jemiolą. Stopniowe ochładzanie klimatu spowodowało zmianę szaty roślinnej, pojawiały się sosna, brzoza, trawy, roślinność zielna.

Łądolody zlodowaceń północnopolskich nie dotarły na obszar arkusza Czerwińsk. Przez prawie 80 tys. lat dominowały tu procesy peryglacjalne, a obszar ulegał stałej denudacji. Najprawdopodobniej w stadiale środkowym nastąpiło odsłonięcie powierzchni dawnych zastoisk. Degradacji ulegały piaszczysto-gliniaste pokrywy wytopiskowe, po których na powierzchni iłów i mułków zastoiskowych pozostał bruk, który w warunkach klimatu strefy peryglacjalnej podlegał stałej obróbce eolicznej. Pozostałością tych procesów jest pole graniaków w rejonie Osiek (punkt dok. 16). W obrębie wysoczyzny następowało stałe zasypywanie i zacieranie dawnej sieci dolin rzecznych, a wzgórza kemowe ulegały stałej denudacji.

Najprawdopodobniej w czasie ocieplenia (w interstadiale Grudziądz?) nastąpiło uruchomienie procesów fluwialnych. Obniżenia dawnych zastoisk ponownie zapełniały się wodą. W zbiornikach dochodziło do sedymencji drobnych osadów piaszczystych, których wiek zbadany metodą OSL wynosi 32 ± 3 ka (punkt dok. 16). Przykryciu uległy wcześniej odpreparowane osady, w tym bruk głazowy. Proces musiał być spokojny i powolny, gdyż bruk z Osiek nie uległ degradacji. Postępujące ocieplenie spowodowało zwiększenie przepływów w dolinie Prawisły i jej dopływach. Nastąpiła faza erozji, a w Osiekach, częściowo zostały zmyte osady drobnopiaszczyste, osadziły się piaski średnioziarniste i gruboziarniste, warstwowane przekątnie. Odmłodzeniu uległo wiele dolinek, które tworzyły sieć drenażu z wyżej położonego obszaru na północy. Rozległe wzgórza ulegały częściowemu rozcinaniu i separacji na mniejsze formy.

Na skutek wkroczenia łądolodu zlodowacenia Wisły do Kotliny Płockiej został zatamowany odpływ wód w kierunku zachodnim. Następowo podnoszenie poziomu wód w obrębie zastoiska. W stadiale górnym rozpoczęła się sedymencja zastoiskowa w facji iłów warwowych oraz mułków. Zastoisko to utworzyło się w obniżeniu eemskiej doliny Prawisły (Nowak, 1974; Sarnacka, 1992).

Maksymalna wysokość występowania osadów zastoiska została oszacowana przez Baraniecką oraz Konecką-Betley (1987) na około 102 m n.p.m. To skłoniło autorów niniejszego opracowania, podobnie jak Molewskiego (2014), do postawienia tezy o wyższym niż dotychczas zakładano maksymalnym poziomie wód w zastoisku. Po analizie rozprzestrzenienia poszczególnych osadów oznaczonych w trakcie prac geologiczno-zdjęciowych i wyników badań wieku OSL oraz analizie rzeźby terenu na podstawie numerycznego modelu autorzy przyjęli możliwą maksymalną wysokość spiętrzenia wód zastoiska na analizowanych obszarze do około 150,0 m n.p.m.

Zwiększanie zasięgu zbiornika spowodowało uruchomienie procesów typowych dla dużych akwenów wodnych: w strefach brzegowych zaznaczyła się abrazja brzegowa. Oprócz akumulacji zróżnicowanych litologicznie osadów w różnych strefach zbiornika następowało przenoszenie materiału przez prądy oraz rozwój procesów stokowych w warunkach subakwalnych.

Na północ od doliny Wisły, następowała decydująca faza przemodelowania powierzchni terenu. Zachodziło intensywne rozmywanie starszych form terenu, zwłaszcza piaszczysto-pyłowatych kemów. Zrównaniu i wypłaszczeniu ulegały najwyższe partie wzniesień na wysokości 150,0 m n.p.m. w rejonie Srebrnej i Strzembowa.

W strefie brzegowej zbiornika osadzały się piaski zastoiskowe, datowane na około 22 ka pochodzące z rozmywanych starszych form. Drobny materiał w postaci zawiesiny przenoszony był przez prądy do bardziej centralnej części zbiornika i osadzony, jako mułki lodowcowo-jeziorne. Następowo maskowanie dawnej sieci rzecznej i starszych osadów. Czas najwyższego zalania obszaru przez spiętrzone wody zastoiska zapewne nie trwał długo. Opierając się na wyliczeniach przedstawionych przez Molewskiego (2014) przyjęto, że mogło to być kilkadziesiąt lat, po czym wody zaczęły stopniowo opadać.

W rejonie Nieborzyna i Strzembowa w obrębie kemów powstały niższe powierzchnie denudacyjne, na których pozostały piaszczyste rezydwa.

Efektom udrożnienia odpływu w dolinie warszawsko-berlińskiej było stopniowe obniżanie poziomu wód w zastoisku warszawskim. Proces ten zaznaczył się na badanym obszarze rozwojem w obrębie form kemowych licznych zawieszonych dolinek i suchych dolin, np. w rejonie Nieborzyna i Strzembowa. Proces wypłaszczania powierzchni szczytowych uwidocznił się również na niższych poziomach, np. 140,0 m n.p.m. w rejonie Ochotnik i Łazek. Falowanie i erozja brzegowa spowodowały powstanie licznych podcięć erozyjnych, przyjmujących formę niewysokich klifów. Takiemu przekształcaniu ulegały kemy w rejonie na północny wschód od Nieborzyna (rejon punktu dok. 7), czy kemy w Raszewie Dworskim i Łazekach (Góra Zdzichowo). Następowo rozluźnianie i spływanie z wyższych partii wzniesień gliniastych pokryw ablacyjnych. Tworzyły się piaszczysto-gliniaste osady spływowe, które m.in. w Osieku (punkt dok. 16) przykryły starsze utwory. Również powierzchnia wysoczyzny ulegała stopniowemu przekształcaniu. Powstały bruki występujące często na granicy glin i zastoiskowych osadów zlodowacenia Wisły. Częściowej redepozycji podlegały osady wodnomorenowe. Nie można wykluczyć, że osady korelowane z glinami wodnomorenowymi to efekt procesów odbywających się w obrębie zbiornika zastoiskowego. Były to grawitacyjne spływy błotne, tworzące piaszczysto-gliniaste stożki, dla których materiał wyjściowy stanowiły osady gliniaste

wstępujące w obrębie moren, form szczelinowych i kemów, a także stropowe warstwy wysoczyzny gliniastej.

W pewnym momencie proces spływania wód z zastoiska musiał przyjąć dość gwałtowny charakter. Pokrywy zastoiskowe zakumulowane w obrębie wysoczyzny ulegały częściowej degradacji i w postaci zawiesiny, przemieszczaniu w kierunku zachodnim. Stąd obecnie nieduże miąższości tych osadów, jak również całkowity ich brak np. w rejonie Czerwińska czy Garwolewa. Szybkie obniżanie bazy erozyjnej spowodowało wykształcenie młodych rozcięć erozyjnych poniżej 100,0 m n.p.m. Po zaniku wód zastoiska na wysoczyźnie zaczęły rozwijać się procesy denudacyjne. W dolinach i u podnóża stoków osadzały się osady deluwialne.

Zakończył się etap funkcjonowania zbiornika zastoiskowego i rozpoczęło się formowanie współczesnej doliny Wisły. Stałe obniżanie poziomu zastoiska skutkowało wcięciem się wód w wysoczyznę. Powstał taras I Wisły (nazywany otwockim). Po okresie erozji nastąpiło uspokojenie przepływów i akumulacja piasków rzeczno-peryglacjalnych na tym tarasie, która zakończyła się około 14 000 lat temu (Baraniecka, Konecka-Betley, 1987). W dolinie Wisły i Bzury rozwijała się erozja i procesy akumulacyjne. W następstwie tych procesów utworzyły się kolejne tarasy nadzalewowe Wisły, II wydmy (nazywany falenickim lub kampinoskim) oraz III (praski). Odsłaniane powierzchnie tarasów były poddawane procesom eolicznym, powstawały wydmy. W dolinach i u podnóża stoków osadzały się osady deluwialne.

Najprawdopodobniej na przełomie późnego glacjału i holocenu na skutek przesunięcia koryta Wisły w odcięty starorzecz powstało jezioro (w rejonie miejscowości Nowy Secymin, Wilków), w którym osadzały się mułki i łył jeziorne, przykryte w późniejszym okresie osadami tarasów zalewowych.

W holocenie w dolinie Wisły i Bzury ma miejsce dalsza erozja i akumulacja. Powstały tarasy zalewowe. W obrębie tarasu praskiego uformowała się dolina Łasicy (Kubiczek, Paczyński, 2000a, b), która została zmeliorowana w okresie międzywojennym i pod koniec lat 60. Do chwili obecnej u podnóża stoków doliny trwa sedymentacja stożków napływowych i deluwiów, w tym osadów koluwalnych. W starorzeczach i w innych obniżeniach ma miejsce sedymentacja piasków humusowych, namulów i torfów. Na całym obszarze trwają niezbyt intensywne procesy eoliczne.

Na wysoczyźnie mają miejsce procesy denudacyjne, następuje dalsze odmładzanie sieci dolin rzecznych, pogłębianie i erozja wsteczna rozcięć erozyjnych. W dolinach i w obniżeniach bezodpływowych odbywa się sedymentacja deluwiów, namulów, piasków humusowych i torfów. W krawędziach dolin powstają liczne, choć niewielkie, osuwiska, tworzą się koluwia.

IV. PODSUMOWANIE

W wyniku reambulacji, wykonanego ponad 50 lat temu zdjęcia geologicznego arkusza Czerwińsk, powstała nowa mapa odpowiadająca aktualnemu stanowi wiedzy geologicznej. Całość opracowania dostosowano do obowiązującej Instrukcji z 2004 r. Przeprowadzone badania kameralne, terenowe i laboratoryjne pozwoliły na rozpoznanie budowy geologicznej utworów powierzchniowych oraz określenie genezy osadów czwartorzędowych i podścielających je utworów neogeńskich. W wyniku tych prac wprowadzono na mapie wiele istotnych zmian.

Skonstruowano szkic geologiczny odkryty podłoża (którego poprzednie wydanie nie uwzględniało), co pozwoliło na rozpoznanie powierzchni podczwartorzędowej. Na całym obszarze arkusza w podłożu utworów plejstoceniowych występują utwory neogenu (miocenu), wykształcone w postaci łańcuchów pstrych (formacja poznańska), które poprzednio korelowano z pliocenem. Zróżnicowanie ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej jest wynikiem dynamicznej działalności lądolodów i zachodzących procesów glacitektonicznych, głównie podczas zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich.

W osadach plejstoceniowych wyróżniono po dwa poziomy glin zwałowych zlodowaceń najstarszych i południowopolskich oraz trzy poziomy w zlodowaceniach środkowopolskich. Wyróżniono osady facji rzecznych umieszczone w pozycji interstadiału w zlodowaceniu Nidy, a także interglacjału mazowieckiego.

W wychodniach skarpy Wisły na nowo oznaczono poziomy glin zwałowych. Gliny korelowane z najstarszym stadiem w obrębie zlodowaceń środkowopolskich oznaczono jako gliny zwałowe zlodowacenia Odry. Wykartowano gliny zwałowe zlodowacenia Warty, które poprzednio oznaczano jedynie w strefie wysoczyzny korelując je ze stadiem mazowiecko-podlaskim.

Na podstawie badań palinologicznych wyróżniono osady jeziorne interglacjału eemskiego. Ponadto udokumentowano dwa nowe stanowiska osadów tego wieku. Pierwsze w rejonie Złotopolic, jako wypełnienie kopalnej rynny, drugie w niewielkim zgłębieniu na powierzchni rozległego kemu w Srebrnej.

Zaproponowano całkiem nową klasyfikację osadów powierzchniowych pod względem genetycznym i wiekowym. Eluwia glin zwałowych, pokrywające znaczne połacie powierzchni terenu, zakwalifikowano jako osady wodnomorenowe (wysoczyzn wodnomorenowych). Zweryfikowano położenie, wykształcenie i genezę osadów deponowanych podczas zlodowacenia Wisły, zwłaszcza osadów facji zastoiskowych, reprezentujących akumulację w rozległym zbiorniku tzw. zastoiska warszawskiego. Wykartowano osady określone mianem piasków rezydualnych znajdujące się na północy obszaru arkusza, przy granicy z terenem arkusza Płońsk.

Na podstawie rozmieszczenia osadów m.in. mułków i iłów zastoiskowych, kryteriów geomorfologicznych, datowań OSL oraz analizy numerycznego modelu terenu, autorzy postawili tezę o zalaniu omawianego obszaru przez wody zastoiska warszawskiego do wysokości około 150 m n.p.m.

Stwierdzono, że osady budujące kemy mają znaczną miąższość (maksymalnie do ponad 30,0 m) i nie ma podstaw, aby w ich spągu wyróżniać serię osadów zastoiskowych, jak to było interpretowane w wydaniu pierwszej edycji arkusza Czerwińsk.

Zmianom uległy klasyfikacja i rozmieszczenie form powierzchniowych. Zlokalizowano rynny subglacialne i formy akumulacji szczelinowej (poprzednio niewyróżniane) oraz towarzyszące im moreny czołowe. Wyróżnione formy powierzchniowe dokumentują zanik lądolodu podczas zlodowacenia Warty, stadiału środkowego (Wkry).

Na podstawie analizy numerycznego modelu terenu, uściślono granice tarasów rzecznych, wprowadzając dodatkowo taras zalewowy Bzury i Łasicy.

Należy prowadzić dalsze badania nad wyznaczeniem zasięgu i funkcjonowaniem wód zastoiska warszawskiego. Rozwiązanie tego problemu ma duże znaczenie regionalne, zwłaszcza przy określaniu genezy osadów i paleogeografii w tej części Nizżu Polskiego, a także przy reambulacjach kolejnych arkuszy SMGP z tego rejonu Polski. Dalszych badań wymagają osady jeziorne rozległego starorzecza/jeziora w dolinie Wisły w rejonie Secymina. W sprzyjających warunkach należałoby wykonać dokładne pomiary głazu narzutowego znajdującego się w nurcie Wisły na wysokości Miączyna. W wymiarze ogólnopolskim, na podstawie numerycznego modelu terenu, należy prowadzić prace nad ujednoczeniem tarasów zalewowych i nadzalewowych w dolinie Wisły oraz w dolinach innych rzek Polski. Prace nad reambulacją arkusza ujawniły również jeden dość istotny problem. Wykonywanie zaprojektowanych (na etapie projektu) w ściśle określonych miejscach punktów dokumentacyjnych, zwłaszcza sond ręcznych, nie pozwala na prawidłowe wyznaczenie zasięgu poszczególnych osadów, zwłaszcza gdy leżą one pod przykryciem utworów młodszych.

Warszawa, 2017 r.

LITERATURA

- Bac-Moszaszwili M., Morawska A., 1975 — Struktury tektoniczne w utworach kredowych niecki warszawskiej i ich związek z dyslokacjami podłoża. *Acta Geol. Pol.*, **25**, 4.
- Baraniecka M.D., 1974 — Plejstocen nad dolną Wkrą. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **14. Biul. Inst. Geol.**, 268.
- Baraniecka M.D., 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizżu Polskiego. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **16. Biul. Inst. Geol.**, 288.
- Baraniecka M.D., 1979 — Osady plioceńskie Mazowsza jako podłoże czwartorzędu. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **23**.
- Baraniecka M.D., 1982 — Sytuacja geologiczna i rozmieszczenie wydym okolic Warszawy. *Rocz. Glebozn.*, **23**, 3–4.

- Baraniecka M.D., 1990 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Płońsk (447). Wyd. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płońsk (447). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D, Konecka-Betley K., 1987 — Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin. *Geogr. Stud., Special Issue*, 4.
- Błachowski R., 1939 — Próba stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem. *Bad. geogr.*, 20. *Spraw. Pozn. TPN*, 3.
- Brykczyński R., 1982 — Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Płockiej. *Pr. Muz. Ziemi*, 35.
- Dzierżek J., 2015 — Kamion. Budowa i historia rozwoju wydmy. W: Nizina Mazowiecka i obszary przyległe. 43 Stanowiska geologiczne. Przewodnik po geomorfologii i geologii czwartorzędu (Dzierżek J., Janiszewski R., Kalińska E., Lindner L., Majecka A., Makos M., Marks L., Nitychoruk J., Szymanek M., red.). Wyd. Geol. UW.: 32–33.
- Fedorowicz S., Grzybowski K., Marks L., 1993 — Warta Glaciation in the Warsaw Region based on recent thermoluminescence datings. Zlodowacenie Warty w rejonie Warszawy w świetle datowań metodą termoluminescencyjną. *Kwart. Geol.*, **37**, 1.
- Haisig J., Wilanowski S., 2011 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kampinos (521). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Haisig J., Wilanowski S., 2012 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kampinos (521). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Janczyk-Kopikowa Z., 1974 — The Eemian Interglacial Sediments at Błonie near Warsaw. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, **22**, 3/4.
- Kaczorowska-Kobendzina J., 1926 — Studium geograficzne Puszczy Kamionowskiej. *Prz. Geogr.*, **6**.
- Karaszewski W., 1974 — Age of the Warsaw Ice Dammed Lake sediments. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, **22**, 3/4.
- Kobendzina J., 1961 — Próba datowania wydmy Puszczy Kampinoskiej. *Prz. Geogr.*, **33**, 3.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Konecka-Betley Z., 1991 — Late Vistulian and Holocene fossil soil developer from aeolian and alluvial sediments of the Warsaw Basin. *Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.*, 90: 99–105.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1961 — Rozwój rzeźby okolic Radzikowa w okresie recesji zlodowacenia środkowopolskiego. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **1**, 1.
- Kopczyńska K., 1963 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk (485). Wyd. Geol., Warszawa.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1964 — Stratygrafia i pleomorfolgia plejstocenu okolic Wychódzka nad Wisłą. *Acta. Geol. Pol.*, **14**, 3.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk (485). Wyd. Geol., Warszawa.
- Krawczyk M., Zientara P., Kamiński M., 2017 — Badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej na ark. Czerwińsk n. Wisłą (485) SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Krogulec E., Wierchowicz J., 1998a — Mapa Geologiczno-Gospodarcza Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Krogulec E., Wierchowicz J., 1998b — Objąsnienia do Mapy Geologiczno-Gospodarczej Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kubiczek I., Paczyński B., 2000a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kubiczek I., Paczyński B., 2000b — Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kucharska M., Wasiluk R., 2016 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wyszogród (484) – reambulacja. Państw. Inst. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Laskowska-Wysoczańska K., 1964 — Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe na linii Wyszogród–Sochaczew. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 3.
- Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**.
- Lewiński J., 1924 — Dyluwium Polski. Pisma wybrane z Geografii Fizycznej Polski. PWN, Warszawa.
- Łyczewska J., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Płock, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Molewski P., 2014 — Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiału głównego zlodowacenia wisły. *Landform Analysis*, 25: 105–114.
- Marek S. (red.), 1983 — Budowa geologiczna niecki warszawskiej/płockiej i jej podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **103**.
- Marks L., Dzierżek J., Gadomski M., Gałązka D., Pochocka K., 1996a — Stanowisko stratotypowe plejstocenijskich osadów lodowcowych w Mochtach na NW od Warszawy. W: Mat. 2. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Grabanów 18–20.09.1995, Warszawa.
- Marks L., Merta T., Pochocka K., 1996b — Czwartorzędowe utwory Mazowsza i ich rola w stratygrafii i rekonstrukcji środowisk sedymentacji glacialnej plejstocenu Polski. W: Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. 5. Krajowe Spotkanie Sedymentologów, 17–21.06.1996, Warszawa.
- Marcinkowski B., 2017 — Badania petrograficzne glin zwałowych dla ark. Czerwińsk n. Wisłą. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Merta T., 1978 — Extraglacial Varved Deposits of the Warsaw Ice-Dammed Lake (Younger Pleistocene), Mazowian Lowland, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **28**, 2.
- Merta T., 1980 — Arthropod and mollusc traces in the varved clays in the Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **30**, 2.
- Merta T., 1986 — Varve sedimentation in extraglacial lake ice – dammed lakes. *Acta Geol. Pol.*, **36**.
- Morawski W., Nowacka M., 2007 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa-Zachód. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., Nowacka M., 2008 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Warszawa-Zachód. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Niklewski J., Kącki J., Stawin J., 1964 — Analiza pyłkowa interglacjału z Głównicy. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 3.
- Nowak J., 1974 — Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej. W: Z badań czwartorzędu w Polsce, **14**. *Biul. Inst. Geol.*, 268.
- Nowak J., Skompski S., 2002a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Modlin-Twierdza (486). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Nowak J., Skompski S., 2002b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Modlin (486). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

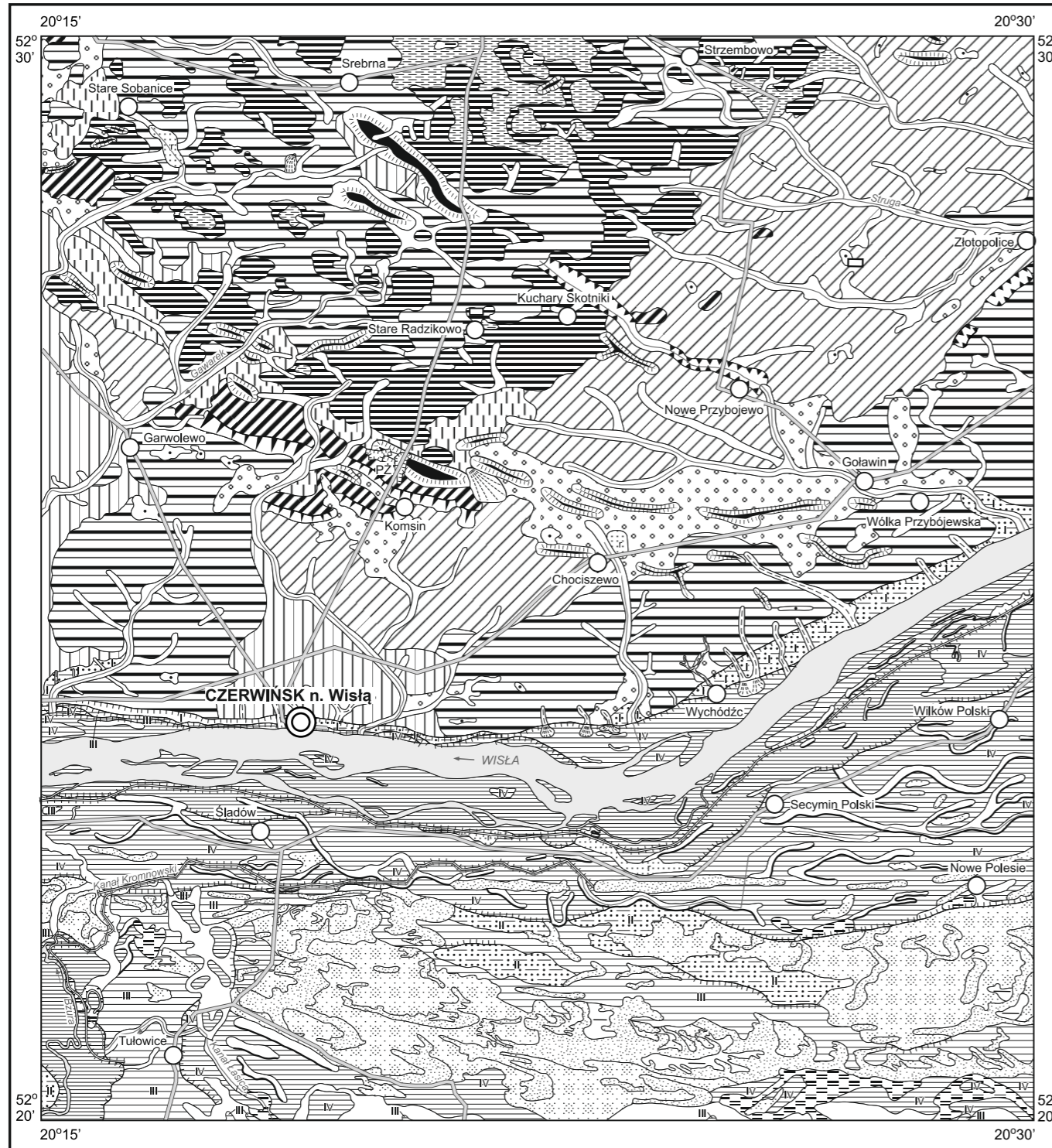
- Pacanowski G., Czarniak P., Piechota A., 2016 — Opracowanie badań geofizycznych ark. Czerwińsk n. Wisłą (485) w ramach tematu „Reambulacja 25 arkuszy SMGP w skali 1:50 000”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. W: Budowa Geologiczna Polski. 1. Kenozoik, Paleogen, Neogen. 3a. (Peryt T., Piwocki M., red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Pochocka K., 1995 — Budowa geologiczna skarpy wiślanej w Mochtach i jej zaplecza na NW od Warszawy. Arch. Zakład Geol. Czwart. UW (praca magisterska).
- Pochocka-Szwarc K., Krawczyk M., Pergół S., 2013 — Projekt robót geologicznych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Przeiętka K.R., Palczewski P., 2017 — Orzeczenie – oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL dla próbek z arkusza Czerwińsk n. Wisłą. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1964 — Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą. *Acta. Geol. Pol.*, **14**, 3.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1976 — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Stud. Geol. Pol.*, 50.
- Różycki S.Z., 1949 — Sprawozdanie z prac terenowych przy profilowaniu wysokiego brzegu Wisły między Mochtami a Wychódzcem, wykonanych w 1949 roku. Arch. Kat. Czwart. UW, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1961 — The Quarternary in the Warsaw Basin. 6th INQUA Congress. Guide book of excursions. PWN, Łódź.
- Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Różycki S., Zwierz J., 1952 — Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Warszawa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Samsonowicz J., 1922 — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 4.
- Sarnacka Z., 1992 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Warszawy i okolic. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **138**.
- Skompski S., 1999 — Stratygrafia osadów czwartorzędu okolic Zakroczymia. *Biul. Inst. Geol.*, 386.
- Słodkowska B., Kasiński J.B., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 15–24.
- Słowański W., Piechulska-Słowańska B., Gogołek W., 1995 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód. Wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wiśniewski E., 2005 — Problem drogi odpływu Wód z jeziora Zaporowego w Kotlinie Warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. *Śląskie Pr. Geogr.*, **2**: 131–145.
- 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.
- Wojciechowska K., Kwecko P., Tomassi-Morawiec H., 2010 — Objasnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Winter H., 2016 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej próbek wiercenia Srebrna i sond 617, 619 na arkuszu Czerwińsk n. Wisłą SMGP w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Winter H., 2017 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej próbek z sondy WH 1, WH 11 na arkuszu Czerwińsk n. Wisłą SMGP w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Wysota W., Molewski P., 2007 — Ostatni lądolód skandynawski w lobie Wisły. Kontrowersje i nowe spojrzenia. W: Mat. 14. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Ciechocinek 3–7.09.2007: 13–21.

Zawadzka-Pawlewska U., 2017 — Ekspertyza sedimentologiczna dla próbek z arkusza Czerwińsk (485) SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna wodnomorenowa
- Moreny czołowe akumulacyjne
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe
- Równiny zastoisowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Tarasy (pradolinne) erozyjno-akumulacyjne nadzalewowe 6,0–9,0 m n.p. rzeki (Wisły) (II)
- Tarasy (pradolinne) erozyjno-akumulacyjne nadzalewowe 9,0–20,0 m n.p. rzeki (Wisły) (I)
- Rynny subglacjalne

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne zalewowe 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Wisły)
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Wisły)
- Tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych Wisły, Bzury, Łasicy (poziom zalewowy)
- Starorzecza
- Krawędzie tarasów
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

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

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne (stare dna jezior)

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

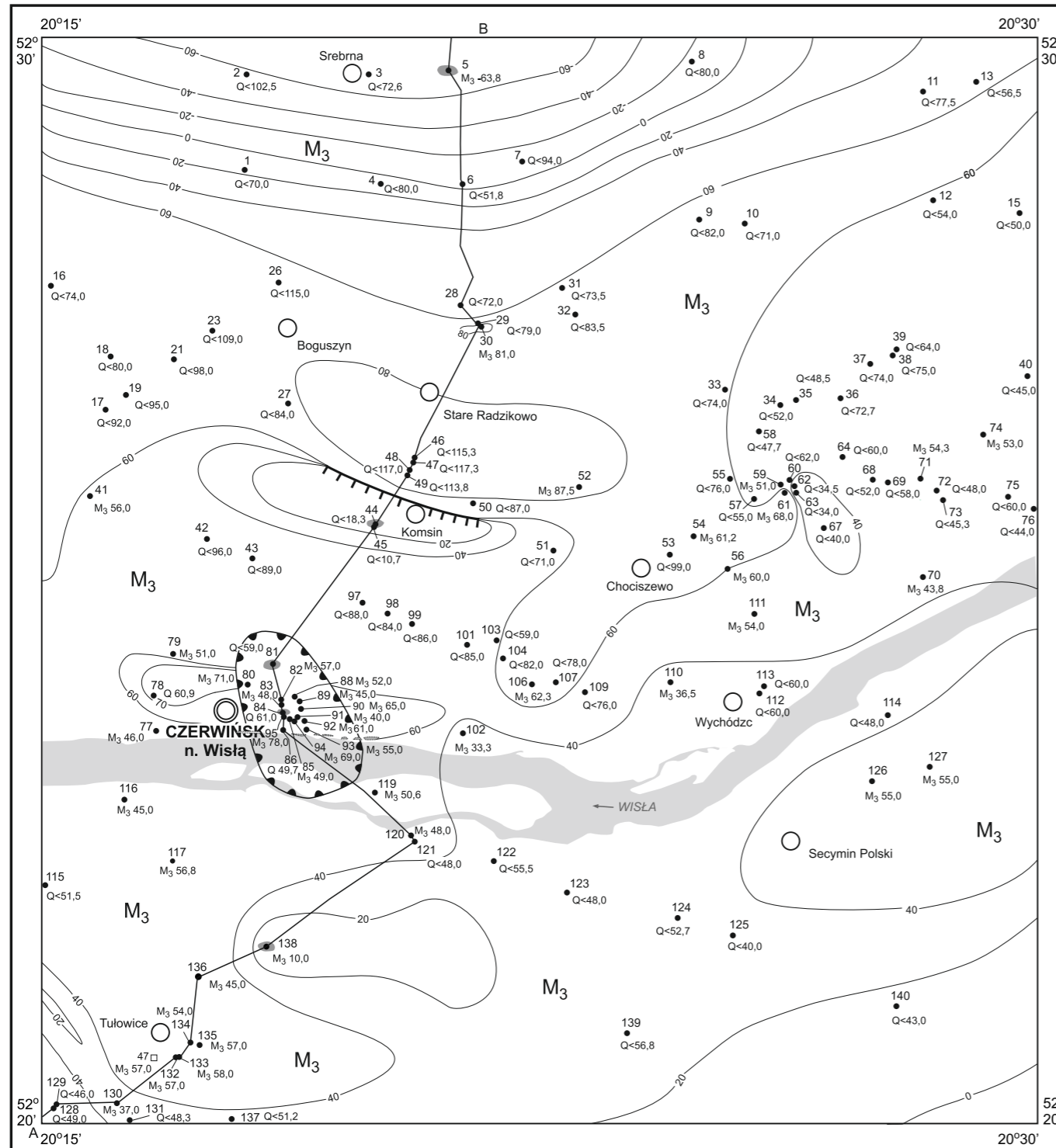
- Piaskownie-żwirownie (PŻ)
- Wały przeciwpowodziowe
- Grodziska

Opracowali: M. KRAWCZYK, K. POCHOCKA-SZWARC

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Czerwińsk n. Wisłą (485)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | | |
|--------|--------|---------------------------|--|-----------------|
| NEOGEN | Miocen | M₃ | Iły pstre i piaski pyłowate | Miocen
górny |
| | | — 20 — | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. | |
| | | 5
M ₃ -63,0 | Wybrane otwory wiertnicze z kolejną numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q – czwartorzęd, M ₃ – miocen górny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w utworach czwartorzędowych, w m n.p.m.) | |
| | | 47
M ₃ 57,0 | Punkt dokumentacyjny (symbol oznacza wiek: M ₃ – miocen górny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu, w m n.p.m.) | |
| | | ● | Kry osadów miocenijskich i plejstocenijskich w utworach plejstocenijskich | |
| | | ▨ | Wychodnie utworów miocenijskich na powierzchni terenu | |
| | | ▬ | Kontakty erozyjne | |
| | | ⌒ | Granica obszaru występowania zaburzeń gładitektonicznych | |
| | | A — B | Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej | |

Opracowali: K. POCHOCKA-SZWARC, M. KRAWCZYK

ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)

