



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**  
**PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

**Opracowały: AURELIA MAKOWSKA, HANNA RUSZCZYŃSKA**  
**Reambulowali: MAGDALENA KUCHARSKA, RADOSŁAW WASILUK**

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI  
Koordynator regionu Polski środkowej — D. GAŁĄZKA

# **OBJAŚNIENIA**

## **DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**

### **POLSKI**

1:50 000

**Arkusz Wyszogród (484)**  
(z 2 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO  
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2015

Autorki: Aurelia MAKOWSKA, Hanna RUSZCZYŃSKA, 1960 r.  
Autorzy reambulacji: Magdalena KUCHARSKA, Radosław WASILUK, 2005 r.

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

Redakcja merytoryczna: Joanna SIEWIOREK

Akceptował do udostępnienia  
dr hab. Andrzej GAŚIEWICZ, prof. nadzwyczajny PIG-PIB

ISBN 978-83-7863-443-0

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2015

Przygotowanie wersji cyfrowej: Sebastian GURAJ, Ewelina LEŚNIAK

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp .....	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu .....	9
III. Budowa geologiczna .....	14
A. Stratygrafia .....	14
1. Jura .....	14
a. Jura środkowa .....	14
Aalen–kelowej .....	14
b. Jura górna .....	14
Oksford–tyton .....	14
2. Kreda .....	15
a. Kreda dolna .....	15
Berias–alb .....	15
b. Kreda górna .....	15
Cenoman–mastrycht .....	15
3. Paleogen .....	15
a. Paleocen .....	15
Paleocen dolny .....	16
b. Oligocen .....	16
4. Neogen .....	16
a. Miocen .....	16
5. Czwartorzęd .....	16
a. Plejstocen .....	17
Zlodowacenia południowopolskie .....	17
Zlodowacenie Sanu 1 .....	17
Zlodowacenie Sanu 2 .....	18
Zlodowacenia środkowopolskie .....	18
Zlodowacenie Odry .....	18
Interglacja lubawski .....	19
Zlodowacenie Warty .....	19
Stadiał dolny .....	19
Stadiał środkowy .....	20

Interglacjał eemski .....	23
Zlodowacenia północnopolskie .....	23
Zlodowacenie Wisły .....	23
b. Czwartorzęd nierozdzielony .....	24
c. Holocen .....	25
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu .....	26
C. Rozwój budowy geologicznej .....	27
IV. Podsumowanie .....	32
Literatura .....	33

## **SPIS TABLIC**

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

## I. WSTĘP

Obszar arkusza Wyszogród (484) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: 52°20' i 52°30' szerokości geograficznej północnej oraz 20°00' i 20°15' długości geograficznej wschodniej. Pod względem administracyjnym teren badań należy do województwa mazowieckiego oraz powiatów: plockiego (z gminami Wyszogród, Bodzanów, Mała Wieś i Słubice), sochaczewskiego (z gminami Młodzieszyn, Iłów i Brochów) i płońskiego (z gminami Czerwińsk nad Wisłą i Naruszewo). Omawiany obszar o powierzchni około 300 km<sup>2</sup>, obejmuje część doliny Wisły od Chmielewa do Zakrzewa Kościelnego oraz wysoczyznę morenową wraz ze strefą moren czołowych w okolicach Kobylnik i Słomina. Teren badań należy do mezoregionów Wysoczyzny Płońskiej i Kotliny Warszawskiej (Kondracki, 2009).

Arkusze Wyszogród SMGP wraz z objaśnieniami po raz pierwszy został opracowany przez Makowską i Ruszczyńską-Szenajch (Makowska, Ruszczyńska, 1960; Ruszczyńska-Szenajch, 1970). W związku z rozwojem wiedzy o budowie geologicznej tego obszaru, w 2004 r. główny koordynator podjął decyzję o reambulacji arkusza Wyszogród. Program reambulacji wykonali M. Kucharska i R. Wasiluk.

Na terenie arkusza Wyszogród wykonano 183 otwory wiertnicze, 42 z nich przebiły osady czwartorzędu, z czego 14 zakończono w utworach neogenu, jeden – w skałach kredy i dwa – w osadach jury. Na omawianym obszarze wykonano dwa głębokie otwory badawcze 5 (głęb. 1960,0 m) i 21 (głęb. 2510,0 m), opisane przez Rajkowską (1965) oraz Blocha i Bojanowskiego (1973). W trakcie terenowych prac kartograficznych, prowadzonych w ramach reambulacji arkusza w latach 2004–2005, wykonano 256 sond ręcznych o łącznym metrażu 580 m oraz 12 sond mechanicznych o łącznym metrażu 150 m. Opisano także 63 odsłonięcia. Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych przedstawiono w [tabeli 1](#). Wykonano także badania palinologiczne (Krupiński, 2005). Pierwsze wydanie mapy geologicznej było wykonane głównie na podstawie obserwacji powierzchniowych

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer punktu		Rodzaj punktu*	Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	wg notatnika terenowego					
1	2	3	4	5	6	7
1	Sm3	sm	Kobylniki	131,0	16,0	0,0–1,5 m – brązowo-pomarańczowe piaski różnoziarniste z gładzikami, lekko zaglinione, lodowcowe 1,5–3,0 m – jasnożółte piaski średnioziarniste, dobrze przemyte i wysortowane, wodnolodowcowe 3,0–13,7 m – jasnożółte piaski drobnoziarniste, dobrze przemyte i wysortowane, w spągu szare piaski pyłowate, przemyte, wodnolodowcowe 13,7–14,0 m – żwirzy 14,0–16,0 m – szare piaski drobnoziarniste
2	Sm2	sm	Mała Wieś – cukrownia	109,0	14,0	0,0–1,0 m – brązowe mułki piaszczyste 1,0–5,5 m – brązowe mułki, w spągu ciemnoszare z substancją organiczną 5,5–6,0 m – jasnoszare gliny ilaste ze żwirami 6,0–8,0 m – ciemnoszare gliny ilaste 8,0–14,0 m – piaski średnioziarniste z wkładkami ilastymi, w spągu ze żwirami
3	Sm1	sm	Mała Wieś	120,0	16,0	0,0–1,8 m – brązowe piaski różnoziarniste, gliniaste (deglacja obszaru, wietrzenie) 1,8–4,0 m – gliny ilaste, szare, homogeniczne bazalne, z pojedynczymi żwirami i gładzikami 4,0–7,0 m – ciemnoszare gliny ilaste, homogeniczne, z pojedynczymi żwirami 7,0–12,0 m – ciemnoszare gliny ilaste, bardziej piaszczysto-żwirowe, z poziomem bruku na głębokości 10,5 m 12,0–16,0 m – piaski średnio- i drobnoziarniste, w spągu ze żwirami, wodnolodowcowe (?)
4	Sm5	sm	Orszymowo	113,0	14,0	0,0–2,0 m – brązowe gliny piaszczysto-ilaste, z gładzikami, smugowane, spływowe 2,0–10,3 m – ciemnoszare gliny ilaste z gładzikami, bazalne 10,3–12,0 m – piaski drobnoziarniste, wodnolodowcowe (?) 12,0–14,0 m – ciemnoszare gliny ilaste, bazalne
5	Sm6	sm	Pruszczyn Nowy	111,0	5,5	0,0–5,5 m – ciemnobrązowo-szare gliny ilaste ze żwirami skał lokalnych, homogeniczne, bazalne
6	Sm4	sm	Murkowo	119,0	14,0	0,0–1,0 m – brązowe piaski różnoziarniste ze żwirami, zaglinione, lodowcowe 1,0–2,0 m – brązowo-pomarańczowe gliny ilaste ze żwirami, smugowane, spływowe 2,0–8,0 m – szare gliny ilaste, z pojedynczymi żwirami i gładzikami, bazalne 8,0–11,5 m – szare piaski bardzo drobnoziarniste, przemyte, wodnolodowcowe 11,5–14,0 m – szare gliny ilaste z gładzikami, bazalne
7	Sm7	sm	Gródkowo	108,0	14,0	0,0–1,8 m – gliny ilaste, piaszczyste, z gładzikami skał lokalnych 1,8–2,0 m – jasnoszare i białe mułki ilaste z fauną (ślimaki), jeziorne 2,0–4,0 m – gliny ilaste z wysoką zawartością żwirów 4,0–10,0 m – szaro-brązowe gliny ilaste, homogeniczne, bazalne, ze żwirami skał lokalnych 10,0–12,0 m – gliny ilasto-piaszczyste ze żwirami skał lokalnych 12,0–14,0 m – szare piaski średnioziarniste, wodnolodowcowe (?), lodowcowe (?)

1	2	3	4	5	6	7
8	Sm8	sm	Hów	77,5	22,0	0,0–4,0 m – czekoladowe ły warwowe, zastoiskowe 4,0–8,0 m – czekoladowe ły homogeniczne 8,0–14,0 m – piaski średnio- i drobnoziarniste. 14,0–18,0 – piaski gruboziarniste 18,0–22,2 m – piaski i żwiry
9	Sm9	sm	Hów-Stegna	78,0	10,0	0,0–6,0 m – brązowe ły z szarymi warwami 6,0–10,0 m – czekoladowe ły homogeniczne
10	Sm10	sm	Nowa Wieś	62,5	12,0	0,0–1,0 m – brązowo-pomarańczowe piaski silnie zaglinione 1,0–4,0 m – szare piaski średnioziarniste 4,0–12,0 m – żwiry
11	Sm11	sm	Nowa Wieś	69,0	8,0	0,0–4,0 m – piaski humusowe i namuły torfiaste 4,0–8,0 m – szare piaski drobnoziarniste
12	Sm12	sm	Kamion	69,0	14,0	0,0–0,9 m – brązowo-pomarańczowe gliny 0,9–2,0 m – piaski średnioziarniste 2,0–4,0 m – piaski gruboziarniste 4,0–14,0 m – żwiry

\* — sonda mechaniczna

i bardzo ubogich danych z profili otworów wiertniczych. W wersji zreambulowanej mapy przeanalizowano profile ponad 150 nowszych otworów i dokumentację złożowe. Autorzy niniejszego opracowania zwrócili uwagę na szerokie rozprzestrzenienie eluwiów glin zwałowych i stosunkowo niewielkie – utworów kemowych. Nowe interpretacje genezy niektórych utworów są związane z rozwojem w ciągu ostatnich 50 lat badań nad osadami i procesami zachodzącymi w czwartorzędzie. Na nowej mapie osady zwietrzelinowe zaklasyfikowano do piasków lodowcowych, wodnomorenowych lub wodnolodowcowych na glinach zwałowych. W rejonie tzw. moren kobylnickich (najwyższych wzniesień na terenie badań – uznawanych za wzgórza moren czołowych) wyróżniono wiele form geomorfologicznych (głównie kemowych), których geneza różni się od tej przedstawionej na pierwszej wersji mapy (Makowska i Ruszczyńska, 1960).

Nowe dane na temat budowy geologicznej obszaru arkusza Wyszogród pozwoliły autorom niniejszego opracowania na zweryfikowanie wydzielen geologicznych pod względem litologii, stratygrafii i genezy, co z kolei skutkowało pojawieniem się niezgodności na stykach z sąsiednimi arkuszami SMGP: Słubice (Makowska i Skompski 1965), Sochaczew (Brzeziński, 1982) i Czerwińsk nad Wisłą (Kopczyńska, 1963).

Reambulowaną mapę geologiczną przedstawiono w aktualnie obowiązującym układzie współrzędnych i dostosowano do wymogów Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r.

Wśród pierwszych publikacji, dotyczących ogólnej powierzchniowej budowy geologicznej omawianego obszaru, należy wymienić prace Lencewicza (1922, 1927), Samsonowicza (1922, 1927)

i Kaczorowskiej (1926). Kartograficzne ujęcie zagadnień tego obszaru stanowi ponadto Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Płock, wydania A (Łyczewska, 1948) i B (Łyczewska i Pożaryski, 1948), a także Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Warszawa Zachód, wydania A i B (Słowański i in., 1995a, b) i opracowane sąsiednie arkusze SMGP – Sochaczew (Brzeziński, 1987, 1988), Bulkowo (Kacprzak, Lisicki, 2013a, b), Czerwińsk nad Wisłą (Kopczyńska, 1963; Kopczyńska-Żandarska, 1970) i Słubice (Makowska i Skompski, 1965, 1967).

Wykształcenie utworów paleozoicznych na terenie arkusza Wyszogród jest znane z profilu jednego głębokiego otworu badawczego oraz opracowań dotyczących stratygrafii i tektoniki obszaru badań (Dadlez i in., 1970; Pożaryski, red., 1974; Doktor i in., 1995).

Utwory paleogenu i neogenu były opisywane bardziej szczegółowo. Osady miocenu odnotowano w wielu otworach na obszarze arkusza. Stwierdzono je także na powierzchni terenu. Badania regionalne utworów podczwartorzędowych prowadzili Baraniecka (1995), Grabowska i Słodkowska (1993) oraz Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995).

Na terenie badań najlepiej są rozpoznane osady czwartorzędu. Wśród najważniejszych publikacji, odnoszących się do osadów tego wieku, należy wymienić pracę Makowskiej (1968), w której autorka opisuje regresję lądolodu zlodowaceń środkowopolskich w okolicach Wyszogrodu, a także opracowanie Ruszczyńskiej-Szenajch (1964), piszącej o osadach plejstocenu w okolicach Wyszogrodu. Badania nad stratygrafią utworów czwartorzędu terenów sąsiednich prowadzili: Skompski (1960, 1969), Makowska i Skompski (1962, 1966), Laskowska-Wysoczańska (1964), Słowański (1964), Kotarbiński (1966, 1967), oraz Nowak (1974).

W późniejszych latach badania nad stratygrafią osadów Wysoczyzny Płońskiej prowadziły Baraniecka i Janczyk-Kopikowa (1991). Lisicki (2003a, b) analizował współczynniki petrograficzne glin zwałowych i na ich podstawie wyznaczał zasięg lądolodów w dorzeczu Wisły.

O geomorfologii obszaru badań pisali: o rejonie Płocka – Słowański i Skompski (1965), o Wysoczyźnie Płońskiej – Kotarbiński (1966), a o Kotlinie Warszawskiej – Kotarbiński i Urbaniak-Biernacka (1975) oraz Czernicka-Chodkowska (1969).

Osadami interglacjału eemskiego zajmowali się Niklewski i inni (1964), Janczyk-Kopikowa (1966, 1973, 1974), Gadomska (1966), Niklewski (1968), a także Baraniecka i Janczyk-Kopikowa (1991) oraz Kotarbiński i Krupiński (1995).

Iły warwowe były przedmiotem zainteresowania wielu geologów, m.in. Lewińskiego i Samsonowicza (1918). Według tych autorów osady zastoiska warszawskiego powstały podczas ostatniego zlodowacenia, którego linia maksymalnego zasięgu przebiegała w okolicach Chodcza, Gąbina i Serocka. Lencewicz (1927) uważał natomiast, że ily pochodzą sprzed zlodowacenia Wisły.

W toku późniejszych badań określono, że łyły zastoiskowe były osadzone w Kotlinie Warszawskiej w kilku etapach (Makowska i Skompski, 1962; Baraniecka, 1974).

W sąsiedztwie obszaru arkusza – koło Błonia (Janczyk-Kopikowa, 1974) oraz w okolicach Rembertowa (Karaszewski, 1975; Sarnacka, 1982) – prowadzono badania palinologiczne, na podstawie których stwierdzono występowanie osadów interglacjału eemskiego pod serią zastoiskową.

W literaturze łyły występujące w okolicach Hłowa i dalej w obrębie tzw. tarasu błońskiego zastoiska warszawskiego, były określane jako osady zastoiska zlodowaceń środkowopolskich (Ruszczyńska-Szenajch, 1970; Różycki, 1972).

Osady zastoiskowe w dolinie Wisły w miejscowości Mochty (między Zakroczymiem a Wyszogrodem) badał również Merta (1978), który sugerował powstanie części profilu tych utworów w czasie zlodowaceń północnopolskich.

Na obszarze sąsiedniego arkusza Sochaczew Brzeziński (1987) wyróżnił cztery poziomy łyłów i mułków zastoiskowych: pierwszy z transgresji łyłdolodu stadiału maksymalnego (zlodowacenie Odry), drugi – ze stadiału mazowiecko-podlaskiego (stadiały dolny zlodowacenia Warty), trzeci – ze stadiału północnomazowieckiego (stadiały środkowy zlodowacenia Warty) i czwarty, według tego autora prawdopodobnie największy poziom zastoiskowy Kotliny Warszawskiej – ze zlodowaceń północnopolskich. W miejscowości Młodzieszyn omawiane osady były datowane metodą termoluminescencji (Butrym, 1984). W świetle nowszych badań są to jednak osady znacznie młodsze, powstałe na początku zlodowaceń północnopolskich (Brzeziński, 1987; Fedorowicz i in., 1993).

Badania palinologiczne osadów organicznych z obszaru arkusza Wyszogród przeprowadzili Niklewski i inni (1964) oraz Niklewski (1968).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według fizycznogeograficznego podziału Polski na regiony (Kondracki, 2009) obszar arkusza Wyszogród jest położony w obrębie mezoregionów Wysoczyzny Płońskiej na północy, należącej do makroregionu Nizina Północnomazowiecka, oraz Kotliny Warszawskiej w środkowej i południowej części terenu badań, będącej częścią makroregionu Nizina Śródkowomazowiecka. Najwyżej położonym punktem na obszarze badań jest wzniesienie, znajdujące się w obrębie moren na północny zachód od Kobylnik. Wznosi się ono na wysokość 162,6 m n.p.m. Najniżej położony punkt znajduje się na wysokości 63,0 m n.p.m. w obrębie doliny Wisły – w rejonie ujścia Strugi do Wisły w okolicach Podgórze-Parceli i Kępy Konstancji.

Wysoczyzna Płońska jest położona na północ od doliny Wisły. Na wschód od Wyszogrodu jest ona oddzielona od Wisły wąskim pasem wysokich i niskich tarasów akumulacyjnych, natomiast wzdłuż odcinka Wyszogród–Drwały jej krawędź schodzi do koryta Wisły. Na zachód od Drwał między wysoczyzną a rzeką występują tarasy akumulacyjne IV (0,0–2,0 m n.p. rzeki) i III (2,0–4,0 m n.p. rzeki), o szerokości około 2 km (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Na Wysoczyźnie Płońskiej zostały wyróżnione: wysoczyzna morenowa płaska z długimi stokami, moreny czołowe akumulacyjne, kemy, równiny sandrowe, równiny zastoiskowe, wydmy, równiny piasków przewianych, równiny torfowe, drobne zagłębienia o różnej genezie (deflacyjne, po martwym lodzie, obniżenia bezodpływowe) oraz młode doliny i rozcięcia erozyjne.

Wysoczyzna morenowa płaska występuje na wysokości od około 100,0 do 125,0 m n.p.m (tabl. I). Jest ona zbudowana z glin zwałowych zlodowacenia Warty. Jej powierzchnia nachyla się w kierunku Wisły i była erodowana od końca zlodowaceń środkowopolskich do dziś. Na wysoczyźnie można wyróżnić długie stoki, o różnym stopniu nachylenia. Najwyższa i najbardziej stroma część wysoczyzny występuje wzdłuż odcinka Wyszogród–Drwały. Miejscami omawiana forma tworzy pionową krawędź schodzącą wprost do Wisły, która co roku ją zmienia i odświeża. W pozostałych miejscach krawędź jest również stosunkowo stroma, o nachyleniu 18–32°, a jej wysokość wynosi 9,0–20,0 m. Wzdłuż odcinka Drwały–Wólka Podgórska krawędź (o wys. 26,0–32,0 m) rozcinają liczne młode dolinki, które uchodzą do Wisły na wysokości 2,0–4,0 m n.p. rzeki. Na opisywanym obszarze powstały osuwiska, które mają jednak zbyt małą powierzchnię, aby mogły zostać przedstawione na mapie geologicznej.

Moreny czołowe akumulacyjne. W okolicach Kobylnik znajduje się najwyższe wzniesienie na obszarze arkusza (162,6 m n.p.m.). Ma ono kształt stożka o długości ponad 3 km i szerokości 1,5 km, rozszerzającego się ku wschodowi. Jego wysokość względna wynosi około 40,0 m. W tym rejonie występują także inne wzgórza o wysokości względnej dochodzącej do 30,0 m. Tworzą one moreny kobylnickie, które rozciągają się wzdłuż kierunku WNW–ESE. Wzgórza morenowe są asymetryczne. Nachylenie ich bardziej stromych stoków północnych dochodzi miejscami do 20°. Na omawianych formach występują małe, wydłużone (o rozciągłości WNW–ESE) i kopulaste pagórki. Na podstawie morfologii i budowy wewnętrznej moren kobylnickich można stwierdzić, że zostały one podpiętrzone od północy, a w ich części zachodniej również od południa w końcowym etapie swojego rozwoju. Wzgórza tych moren występują na przedłużeniu rynny lodowcowej znajdującej się na obszarze arkusza Bulkowo (Kacprzak i Lisicki, 2013a, b). Istnieje duże prawdopodobieństwo, że są genetycznie związane z tą samą szczeliną lodową i w początkowej fazie ich powstawania były to formy szczelinowe, które następnie przekształciły się w stożki

proglacjalne, powstałe u wylotu szczeliny lodowej, okresowo ograniczonej lodem. Wzgórza morenowe występujące wzdłuż linii Bodzanów–Wilkanowo mają inną morfologię. Są to niewielkie wzniesienia o wysokości względnej do 6,0 m oraz stokach o niewielkim nachyleniu do 7°. Mają one formę niskich wałów o szerokości do 500 m i długości do 1,5 km. Mniejsze wzniesienia morenowe, występujące na południe i południowy zachód od moren kobylnickich, zostały prawdopodobnie rozmyte podczas cofania się lądolodu i jego topnienia. Świadczą o tym otaczające je ze wszystkich stron osady wodnolodowcowe i zastoiskowe.

Równiny sandrowe i wodnolodowcowe. Wody roztopowe, uchodzące od czoła lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty, utworzyły na wysoczyźnie rozczłonkowane równiny sandrowe. Wpływ wód z rejonu moren czołowych, występujących wzdłuż linii Bodzanów–Wilkanowo, był początkowo spokojny i jednostajny – wody rozlewały się szeroko po płaskiej powierzchni wysoczyzny morenowej i nanosiły piaski, które tworzyły płaskie, szerokopromienne, nieregularne pokrywy o zmiennej miąższości (do 4,0 m), niezaznaczające się w morfologii. Część wód, zwłaszcza z moren kobylnickich, była odprowadzana dolinami rzecznyymi. Na krawędziach dolin osadziły się szczątkowe pokrywy sandrowe. Odpływ wód roztopowych z okolic Bodzanowa odbywał się w kierunku południowym, zaś z rejonu moren kobylnickich – ku południowemu wschodowi i wschodowi.

Równiny zastoiskowe. Erozyjnie odseparowane osady zastoiskowe występują w dolinach Strugi, Ryksy i Gawarka. Na północny zachód od Wyszogrodu, na długim stoku wysoczyzny odsłaniają się piaski zastoiskowe. Największe równiny zastoiskowe znajdują się jednak w Iłowie. Są one zbudowane z iłów i piasków zlodowacenia Wisły i tworzą rozległy taras erozyjny na wysokości około 80,0 m n.p.m. Niewielkie powierzchnie równin zastoiskowych występują w okolicach Słomina i Cieśli Nowych.

W obrębie moren kobylnickich i na ich zapleczu występują kemy. Przyjmują one formę owalnych lub łukowatych wzgórz o spłaszczonych wierzchołkach i stosunkowo stromych stokach (do 15°). Wysokości względne kemów dochodzą do 15,0 m. Ich długość wynosi ponad 1 km, a szerokość – do 500 m. W okolicach Słomina pagórki kemowe okalają zastoisko w misie końcowej lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty. Kemy są zbudowane z piasków pyłowatych i powstały na skutek akumulacji limnoglacialnej w przetainach lodowych. W Kobylnikach wyróżniono niewielkie owalne pagórki (o wys. do 4,0 m), występujące na powierzchni wzgórza moreny czołowej.

Na południe od Słomina znajdują się tarasy kemowe w formie listwy o płaskiej powierzchni, doklejącej od północy do wzgórza morenowego.

W czasie zlodowacenia Wisły i w holocenie osady równin sandrowych oraz piaski rzeczne tarasów akumulacyjnych Wisły zostały poddane procesom eolicznym. Powstały wydmy i równiny piasków przewianych. Wzgórza wydmowe mają rozciągłość NW–SE, co wskazuje na kierunki wiatrów z zachodu i północnego zachodu. Wiatry wiały wzdłuż doliny Prawisły. Wysokość względna wydm dochodzi do 15,0 m, a ich długość przekracza 1,5 km. Największe wydmy i równiny piasków przewianych występują przy krawędzi wysoczyzny. Całą powierzchnię wysoczyzny urozmaicają graniaki, których powstanie wiąże się z procesami strefy peryglacjalnej i silnymi procesami eolicznymi w czasie zlodowacenia Wisły i po jego zakończeniu. Piaski eoliczne na powierzchni wysoczyzny morenowej po wschodniej stronie wydm często kontaktują się bezpośrednio z glinami zwałowymi zlodowacenia Warty.

Taras akumulacyjny wypełniają dolinę Wisły, która formowała się w okresie młodszego plejstocenu i holocenu. Wcina się ona w osady wysoczyzny morenowej i na obszarze arkusza jest wyraźnie asymetryczna. Miejscami rzeka podcina wysoczyznę. W zachodniej części terenu badań dolinę Wisły od wysoczyzny oddziela szeroki pas tarasów (2,0–2,5 km). Inna sytuacja występuje na południe od koryta rzeki – prawie całą południową część terenu arkusza stanowią tarasy Wisły. Na dużych obszarach tych tarasów uformowały się wydmy oraz równiny piasków przewianych.

Na terenie arkusza Wyszogród wyróżniono sześć poziomów tarasów. Są to dwa tarasy erozyjne (iłowski i chmielewski) oraz cztery tarasy akumulacyjne – plejstocenijski taras I (kampinoski) oraz trzy młodsze plejstocenijskie i holocenijskie tarasy II, III i IV (Lencewicz, 1927; Samsonowicz, 1927; Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Taras akumulacyjny IV 0,0–2,0 m n.p. rzeki występuje wzdłuż prawie całej doliny Wisły oraz u ujścia Bzury, tworząc poziom madowy, od wyższych tarasów zwykle oddzielony wyraźną krawędzią.

Taras akumulacyjny III 2,0–4,0 m n.p. rzeki wcina się w osady tarasu II. W dolinie Wisły leży on niżej niż taras II – średnio o 0,5–1,0 m i jest bardziej płaski oraz wyrównany, ze słabiej zaznaczonymi krawędziami erozyjnymi. Zajmuje on prawie cały obszar zalewowy na prawobrzeżnym odcinku doliny Wisły, między Drwałami a Zakrzewem. Na lewym brzegu rzeki rozciąga się natomiast dość jednolitym pasem o szerokości 0,5–1,0 km.

Taras akumulacyjny II 4,0–6,0 m n.p. rzeki występuje na południe od doliny Wisły – na zachód od Arciechówka, w dolinie Bzury i na północ od Młodzieszynka.

Taras akumulacyjny I 6,0–9,0 m n.p. rzeki (kampinoski) jest najwyższym tarasem akumulacyjnym Wisły i Bzury. Zajmuje on bardzo duże obszary doliny Wisły na południe od koryta rzecznoego. Granicę między tym a niższym tarasem stanowi w wielu miejscach wyraźna krawędź

o wysokości 2,0–3,0 m (Makowska i Ruszczyńska, 1960). Wysokość bezwzględna tarasu kampsoskiego wynosi średnio 68,0–72,0 m n.p.m. Wysokość powyżej 72,0 m n.p.m. jest związana z obszarem nadbudowanym wydrami, których kulminacje przekraczają 90,0 m n.p.m. Wysokość poniżej 66,0 m n.p.m. występuje w miejscach obniżen erozyjnych. Na tarasie kampsoskim obszary wydramowe, zajmujące znaczne powierzchnie, są od siebie oddzielone płytkimi i płaskimi dolinami o rozciągłości W–E, o szerokości 1–2 km (np. koło Radziwiłki), powiązany z siecią mniejszych dolin. Są to dawne starorzecza Wisły. Na północ od Wisły taras kampsoski występuje jedynie na niewielkim obszarze na wschód od Wyszogrodu.

Taras erozyjny łowski jest położony w południowo-zachodnim narożu obszaru arkusza (okolice Łowa). Jego nazwa wywodzi się od nazwy miejscowości Łów i znanych złóż łów występujących na tym obszarze. Poziom ten był opisywany już na początku XX w. (Lencewicz, 1927; Samsonowicz, 1927). Jest to fragment tarasu Wisły znanego w literaturze pod nazwą tarasu błońskiego (Samsonowicz, 1927).

Północno-wschodnią granicę tarasu łowskiego stanowi łagodna krawędź o wysokości około 8,0 m, opadająca na taras I (kampsoski). W okolicach Miękiniek omawianą krawędź w znacznym stopniu maskują wydmy.

Niewielki taras erozyjny chmielewski, o szerokości około 150 m i długości około 1 km, występuje przy wschodniej granicy terenu arkusza, na północ od doliny Wisły, koło miejscowości Chmielewo. Wysokość względna współczesnej powierzchni tarasu chmielewskiego wynosi 12,0–18,0 m, zaś wysokość bezwzględna – 74,0–80,0 m n.p.m. (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Dolinki w ogólności, głównie dolinki erozyjne, wcinają się głęboko w okolicach ujścia rzek (nawet powyżej 20,0 m). Zaliczają się do nich także dna dolin Strugi, Ryksy i Gawarka. Występujące na zboczach doliny Strugi osady wodnolodowcowe świadczą o tym, że były one wykorzystywane i erodowane przez wody roztopowe zlodowaceń środkowopolskich, wypływające z moren kobylnickich. Dalsza silna erozja postępowała wraz z obniżeniem bazy erozyjnej w czasie zlodowacenia Wisły.

Na długich stokach wysoczyzny, u wylotu dolinek erozyjnych i rzecznych, rozwinęły się stożki napływowe. Największe z nich występują w Podgórzu w dolinie Strugi oraz na wschód od Drwał.

Drobne zagłębienia o różnej genezie. Miejscami powierzchnia wysoczyzny jest urozmaicona niewielkimi zagłębieniami o głębokości do 2,0 m, powstałymi prawdopodobnie po wytopieniu brył martwego lodu. W większości przypadków wypełniają je już utwory deluwialne i organiczne (torfy i namuły torfiaste). Zagłębienia występują w stosunkowo niewielkiej liczbie, co

prawdopodobnie jest spowodowane frontalnym typem recesji lądolodu zlodowacenia Warty. Najwięcej drobnych obniżen znajduje się w północnej części obszaru arkusza, na zapleczu moren czołowych. Część zagłębień występujących na piaskach ma charakter deflacyjny. W Głównicy zagłębienie po martwym lodzie zostało wypełnione torfami pochodzącymi z interglacjału eemskiego.

W dolinie Wisły i Bzury dobrze zachowane starorzecza obecnie są najczęściej wypełnione torfami. Na wysoczyźnie, np. na zachód od Kobylnik, występują równiny torfowe.

Na obszarze arkusza znajduje się wiele form antropogenicznych – piaskowni i żwirowni. Eksploatowane tu są głównie żwiry i piaski z moren kobylnickich (największe wyrobiska w Kobylnicach) oraz piaski rzeczne z tarasów Wisły (największe wyrobiska w okolicach Arciechówka). Na potrzeby lokalnej ludności są wykorzystywane piaski lodowcowe i wodnolodowcowe w rejonie Małej Wsi. Piaski eoliczne są wydobywane w okolicach Przedgórze, Drwał oraz Kamionu i Arciechówka. Sporadycznie przedmiotem eksploatacji są soczewki żwirowo-piaszczystych utworów lodowcowych, występujących w obrębie glin zwałowych. Pozostałością osadnictwa jest ziemny nasyp grodziska warownego na północnym brzegu Wisły, na zachód od Wyszogrodu.

Wszystkie rzeki na terenie arkusza Wyszogród należą do dorzecza Wisły. Na północ od doliny Wisły, na wysoczyźnie morenowej, największymi rzekami są Struga wraz z dopływem Gawarek we wschodniej części obszaru arkusza oraz Ryksa, zbierająca wody z większej części powierzchni wysoczyzny.

Na południe od Wisły istnieje gęsta sieć strumieni, rowów melioracyjnych i starorzeczy, zwykle o niewyraźnych działach wodnych. Większość z nich uchodzi do Wisły. Tylko nieliczne małe odpływy należą do dorzecza Bzury, która płynie w południowo-wschodniej części terenu arkusza i wpada do Wisły w Wyszogrodzie. Druga rzeka pod względem wielkości, Jeżówka, przepływa przez Hłów i wpada do Wisły na północ od Arciechówka.

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

#### **A. STRATYGRAFIA**

##### **1. Jura**

Utwory jury znane są z profili głębokich otworów 5 i 21. Są to osady morskie powstałe w czasie transgresji morza. Skały mezozoiczne Niżu Polskiego są korelowane z utworami występującymi na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i Jury Krakowsko-Częstochowskiej oraz z tzw. kredą lubelską.

a. Jura środkowa  
Aalen–kelowej

Piaskowce, mułowce i iłowce. Omawiane utwory są to szare i beżowe piaskowce średnio- i drobnoziarniste, miejscami gruboziarniste, kwarcowe, z wkładkami zlepieńców. Iłowce i mułowce mają barwy szare i czarne. Strop utworów jury środkowej w otworach 5 i 21 stwierdzono odpowiednio na wysokościach 1755,0 i 1988,0 m p.p.m. Ich miąższość na obszarze arkusza wynosi prawdopodobnie ponad 442,0 m.

b. Jura górna  
Oksford–tyton

Wapienie. Badane skały są to wapienie, głównie pelityczne, miejscami wapienie organodetrytyczne, margliste i oolitowe, kremowe, rzadziej szare, z wkładkami zielonych iłowców dolomitycznych oraz szarych i czarnych mułowców. W otworach 5 i 21 ich strop występuje odpowiednio na wysokości 1139,5 i 1342,5 m p.p.m., zaś spąg – na 1755,0 i 1988,0 m p.p.m. Miąższość wapieni wynosi maksymalnie 645,0 m. Są to utwory morskie powstałe w czasie, kiedy morze epikontynentalne osiągnęło swój maksymalny zasięg.

## **2. Kreda**

Na obszarze arkusza utwory kredy stwierdzono w otworach 5, 21 i 32. Są to osady płytkiego morza epikontynentalnego, które od końca jury podlegało regresji, związanej z orogenezą alpejską.

a. Kreda dolna  
Berias–alb

Piaskowce, iły i wapienie. Omawiane utwory stanowią szare i jasnoszare piaskowce drobno-, miejscami średnioziarniste, o spoiwie węglanowym, w spągu glaukonitowe z wkładkami czarnych mułowców. Miejscami występują również iły i wapienie. W otworach 5 i 21 ich strop nawiercono odpowiednio na wysokości 922,5 i 1134,0 m p.p.m., zaś spąg – na 1139,5 i 1342,5 m p.p.m. Maksymalna miąższość analizowanych utworów wynosi 217,0 m.

b. Kreda górna  
Cenoman–mastrycht

Margle. Utwory kredy górnej reprezentują szare i białe margle z czertami i wkładkami kredy piszącej, wapieni szarych i iłów marglistych, w spągu białe piaski kwarcowe. W otworach 5, 21 i 32 ich

strop stwierdzono odpowiednio na wysokościach 130,0; 155,0 i 163,3 m p.p.m., zaś spąg w otworach 5 i 21 – na 922,5 i 1134,0 m p.p.m. Maksymalna miąższość omawianych utworów wynosi 979,0 m.

### **3. Paleogen**

Utwory paleogenu rozpoznano w otworach 5, 21 i 32. Są to margle paleocenu i piaski glaukonitowe oligocenu.

#### **a. Paleocen**

##### **Paleocen dolny**

Margle paleocenu charakteryzują się szarozieloną barwą. Zawierają wkładki ilów marglistych. W otworze 5 ich strop stwierdzono na wysokości 110,0 m p.p.m., zaś spąg na 130,0 m p.p.m. Miąższość margli wynosi maksymalnie około 20,0 m. Nieciągłość pokrywy osadów paleocenu jest spowodowana późnopaleoceńskim wynurzeniem i erozją lądu, trwającą do oligocenu.

#### **b. Oligocen**

Piaski glaukonitowe są to zielone i zielonoszare piaski ilaste, ku górze profilu przechodzące w piaski kwarcowe. W otworach 5 i 32 ich strop stwierdzono odpowiednio na wysokości 89,0 i 138,3 m p.p.m., zaś spąg na 110,0 i 163,3 m p.p.m. Miąższość utworów wynosi maksymalnie około 25,0 m.

### **4. Neogen**

Na obszarze arkusza utwory neogenu (miocenu) stwierdzono w otworach: 1–6, 8, 10, 13, 14, 18, 21, 26–28, 32 i 35. Są one reprezentowane przez detrytyczne osady zbiorników śródlądowych – piaski z wkładkami ilów, mułków i węgla brunatnego oraz ily pstre.

#### **a. Miocen**

Piaski z wkładkami ilów, mułków i węgla brunatnego. Omawiane utwory są to głównie szare lub brunatne piaski pyłowate, drobno- i średnioziarniste, oraz brunatne mułki. W ich stropie występują wkładki brunatnoczarnych ilów i węgla brunatnego, o maksymalnej grubości 2,0 m. Miąższość omawianych osadów w otworach 5 i 32 wynosi odpowiednio 34,0 i 81,0 m, ich strop występuje na wysokości 55,0 i 57,3 m p.p.m., a spąg – na 89,0 i 138,3 m p.p.m. Analizowane utwory są to osady jeziorne, prawdopodobnie związane z rowami tektonicznymi, powstałymi w czasie orogenezy alpejskiej i ostatecznego wypiętrzenia Karpat fliszowych (faza styryjska).

Iły pstre i piaski pyłowate. Na terenie arkusza stwierdzono występowanie iłów i piasków miocenu. Utwory te występują w otworach 5 (wys. od 82,5 m p.p.m. do 70,0 m n.p.m.), 21 (wys. od 86,0 m p.p.m. do 15,0 m n.p.m.) i 32 (wys. od 57,3 m p.p.m. do 42,7 m n.p.m.), gdzie ich miąższość wynosi odpowiednio: 152,5; 101,0 i 100,0 m. Osady miocenu stanowią głównie ily plastyczne o bardzo zróżnicowanej barwie (od żółtej, ciemnoszarej, brunatnej i czarnej w stropowej części profilu do żółto-szaro-zielonej w spągu) oraz piaski pyłowate. W osadach tych znajdują się liczne soczewki piasków drobnoziarnistych lub pyłowatych.

Ze względu na wysoką podatność na odkształcenia i plastyczność serii pstrej, uległa ona erozji i deformacji przez kolejne lądolody docierające na obszar arkusza.

## 5. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędu pokrywają całą powierzchnię obszaru arkusza Wyszogród. Zostały one rozpoznane w trakcie kartowania geologicznego w odsłonięciach i profilach licznych otworów. Największą miąższość osiągają one w otworze 4 – 82,0 m, a najmniejszą w otworze 31 – 14,0 m. Autorzy niniejszego opracowania przyjęli, że wychodnie iłów pstrych miocenu mogą być krami. Największy zasięg i miąższość osiągają gliny zwałowe zlodowaceń południowo- i środkowopolskich. Stosunkowo duży obszar na południu terenu badań zajmują osady rzeczne.

### a. P l e j s t o c e n

Iły pstre i piaski pyłowate miocieńskie jako kry w utworach plejstocenijskich. Na terenie arkusza Wyszogród, w okolicach Podgórze, Wólki Podgórskiej i Reczyna, stwierdzono występowanie wychodni iłów pstrych miocenu, dawniej zaliczanych do pliocenu (Ruszczyńska-Szenajch, 1970). Osady te, związane z deformacyjną działalnością lądolodów, są wciśnięte między plejstocenijskie utwory lodowcowe. Procesy glacitektoniczne spowodowały powstanie zaburzeń w obrębie osadów, a ich najbardziej czytelnym zapisem są kry utworów miocenu, ze względu na litologię – łatwe do odróżnienia od utworów plejstocenu. Omawiane osady stwierdzono w otworze 1 w Chodkowie, gdzie występują trzy sekwencje iłów pstrych i glin zwałowych.

### Zlodowacenia południowopolskie

#### Zlodowacenie Sanu 1

Żwiry i piaski lodowcowe. Najstarszymi osadami czwartorzędowymi na omawianym terenie są żwiry i piaski zlodowacenia Sanu 1. Występują one pod glinami zwałowymi tego samego zlodowacenia, bezpośrednio na utworach miocenu. Analizowane utwory stwierdzono w otworach 16

i 17 koło Gródkowa oraz w otworach 26, 27 i 32 w Wyszogrodzie. Są to zwykle jasnoszare lub szare osady żwirowo-piaszczyste. Zazwyczaj obtoczone ziarna żwirów mają bardzo zróżnicowaną wielkość. W ich składzie petrograficznym stwierdzono kwarc, skały krystaliczne, piaskowce i wapienie.

Mięszość omawianych osadów dochodzi do 28,0 m (otw. 16 i 17) (Ruszczyńska-Szenajch, 1970). Analizowane utwory powstały prawdopodobnie na przedpolu transgredującego lądolodu.

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 są znane z profili licznych otworów, gdzie występują na opisywanych powyżej żwirach i piaskach (otw. 16, 17, 26 i 27) lub bezpośrednio na iłach i piaskach miocenu (otw. 5, 6 i 18). Są to szare lub ciemnoszare gliny ilaste, miejscami piaszczyste. Z uwagi na brak osadów rozdzielających poziomy glin zwałowych w otworach wiertniczych, ich mięszość jest trudna do ustalenia. Jedynie w otworach 5, 6 i 26 możliwe było jej dokładne określenie – odpowiednio 21,0; 12,0 i 19,0 m. W rejonie depresji Kobylnik mięszość osadów może dochodzić do 40,0 m.

#### Zlodowacenie Sanu 2

Piaski i żwiry lodowcowe. W otworach 5, 6 i 26 natrafiono na osady rozdzielające dwa poziomy glin zwałowych zlodowaceń południowo- i środkowopolskich. Są to piaski i żwiry różnoziarniste, o dużej zmienności uziarnienia. Zawierają one wkładki gładzików o średnicy kilku centymetrów. Ich mięszość nie przekracza 4,0 m.

#### Zlodowacenia środkowopolskie

##### Zlodowacenie Odry

Gliny zwałowe odsłaniają się w okolicach Wyszogrodu, w skarpie doliny Wisły (na wys. 3,0–9,0 m n.p. rzeki), w dolinach rzek uchodzących do Wisły oraz w Wiązówce.

Omawiane osady odnotowano w profilach wielu otworów wiertniczych: 5, 6, 8, 9, 16–19, 26, 27, 32 i 34 (przekrój geologiczny A–B). Ich spąg stwierdzono na zróżnicowanych wysokościach – od około 60,0 m n.p.m. do około 100,0 m n.p.m. Analizowane utwory występują bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 1 lub są od nich przedzielone kilkumetrową warstwą piasków i żwirów lodowcowych. Ich mięszość wynosi około 20,0 m, a w rejonie Kobylnik dochodzi do 40,0 m.

Omawiane gliny zwykle są szare, ilaste, bardzo zwarte i jednorodne, sporadycznie zawierają przewarstwienia piaszczyste. Dość licznie występują jedynie fragmenty mioceńskiego węgla brunatnego, których nie odnotowano w młodszych glinach zwałowych. W stropie analizowanych

utworów stwierdzono cienkie (5–10 cm) warstewki czerwonych glin, nad którymi występują utwory zastoiskowe (mułki i ły warwowe, np. w okolicach Wyszogrodu) lub cienka warstwa tych samych glin z dużą ilością substancji humusowej (np. w dolnej części krawędzi wysoczyzny, ok. 1,5 km na zachód od Wyszogrodu) (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

W odsłonięciach są widoczne liczne zaburzenia glacitektoniczne, szczególnie na kontakcie z glinami zwałowymi stadiału dolnego zlodowacenia Warty lub osadami rzecznyymi i zastoiskowymi.

W dnach i zboczach wąwozów w Wyszogrodzie analizowane gliny nie zostały zaburzone. Są one przykryte międzylodowcową serią łów i mułków zastoiskowych. Miejscami w stropie glin zwałowych występuje warstwa bruku (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Piaski zastoiskowe stwierdzono w punktach dokumentacyjnych 4 i 6. Są to głównie szare piaski drobnoziarniste i pyłowate, miejscami średnioziarniste, ze żwirami. Nie odsłaniają się one na powierzchni terenu. Oddzielają one gliny zwałowe zlodowacenia Odry od glin zwałowych zlodowacenia Warty. Ich miąższość wynosi około 3,0–4,0 m.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe rozdzielają gliny zwałowe zlodowaceń Odry i Warty. Odsłaniają się one na powierzchni terenu w kilku miejscach we wschodniej części obszaru arkusza – w krawędzi doliny Wisły w okolicach Wyszogrodu oraz w dolinach rzek wciętych w wysoczyznę w Wyszogrodzie.

Analizowane utwory występują jako seria poziomo warstwowanych osadów ilasto-mułkowych o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Spąg osadów znajduje się na wysokości około 80,0 m n.p.m.

Osady zastoiskowe składają się z szarych i żółtawych łów oraz mułków (warwowych) z cienkimi przewarstwieniami jasnoszarych piasków drobnoziarnistych. Ich maksymalna miąższość wynosi 7,0–8,0 m.

#### Interglacja lubawski

Piaski i mułki rzeczne interglacjału lubawskiego znane są jedynie z profilu otworu 33. Miąższość serii piaszczysto-mułkowej wynosi około 4,0–15,0 m.

#### Zlodowacenie Warty

##### Stadiał dolny

Piaski rzeczne i zastoiskowe rozpoczynają profil osadów stadiału dolnego zlodowacenia Warty. W spągu stwierdzono utwory rzeczne, które stopniowo przechodzą w osady zastoiskowe. Nad analizowanymi osadami występują ły i mułki zastoiskowe (warwowe).

Omawiane utwory odsłaniają się w okolicach Podgórze i Wyszogrodu, gdzie towarzyszą iłom i mułkom zastoiskowym. Stanowią one kilkumetrową serię, rozdzielającą gliny zwałowe zlodowaceń Odry i Warty.

Iły i mułki zastoiskowe (warwowe). W dolinach Strugi i Ryksy, a także w skarpie wysoczyzny w okolicach Podgórze i Reczyna występuje seria iłów i mułków warwowych o miąższości kilku, rzadziej kilkunastu metrów. W spągowej części omawiane osady wykazują bardziej pyłowaty charakter, ku stropowi przechodzą stopniowo w utwory ilaste lub typowo warwowe. Ich barwa jest zazwyczaj brązowa, rzadziej szarobrązowa lub szaroczarna. W profilach otworów 8 i 9 w Orszymowie miąższość analizowanych utworów wynosi kilka metrów, a ich strop stwierdzono na wysokości 100,0–110,0 m n.p.m. (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Piaski zastoiskowe. W niektórych miejscach ıły i mułki są przykryte piaskami zastoiskowymi (prawdopodobnie tego samego cyklu sedymentacyjnego) lub na nich występują. Omawiane utwory to drobno-i średnioziarniste piaski laminowane, często z laminami pyłowatymi. W Wyszogrodzie stwierdzono je na powierzchni długiego stoku wysoczyzny. Występują one pomiędzy glinami zwałowymi stadiału dolnego zlodowacenia Warty, co jest prawdopodobnie związane z oscylacją lądolodu wzdłuż współczesnego biegu Wisły. Odsłaniają się one również w dolinach Ryksy i Strugi. Omawiane utwory stwierdzono w otworze 27. Ich miąższość wynosi 7,0–12,0 m.

Żwiry rzeczne występują na powierzchni w skarpie wysoczyzny w okolicach Podgórze i Wyszogrodu. Stwierdzono je na ıłach i mułkach zastoiskowych. Ich miąższość wynosi około 8,0 m. Są to osady warstwowe, o bardzo zróżnicowanej granulacji, od frakcji pyłowych do piaskowych i żwirowych. Odnotowano je w profilach otworów 19, 26 i 32 oraz w punkcie dokumentacyjnym 7.

Gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty występują na powierzchni w północnej części terenu arkusza, w obrębie wysoczyzny morenowej. Ich odsłonięcia są widoczne w krawędzi wysoczyzny, w dolinie Wisły oraz w krawędziach dolin mniejszych cieków, mających ujście w dolinie Wisły.

Miąższość omawianych glin dochodzi do 27,0 m, ale zwykle wynosi jedynie kilkanaście metrów. Analizowane utwory stwierdzono w otworach: 5, 6, 8, 9, 16–19, 26, 27 i 32 oraz w punktach dokumentacyjnych 4, 6 i 7, gdzie zostały przewiercone. Są to gliny zwykle brązowe, miejscami o czerwonordzawym lub szarym zabarwieniu. Często znacznie różnią się między sobą składem petrograficznym, przechodząc od glin ilastych, z bardzo niewielką ilością żwirów skał północnych, poprzez gliny średnio ilaste, do glin piaszczystych z wysoką zawartością żwirów. W niektórych

miejskach, gdzie gliny zwałowe sąsiadują z występującymi powyżej piaskami i żwirami wodnolodowcowymi, rozdzielenie tych osadów jest dość trudne (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

W stropowej części omawianych glin często występują pyły zwietrzelinowe lub piaski pyłowate ze żwirami, zwykle o miąższości nieprzekraczającej 0,5 m. Spąg glin zwałowych jest dobrze widoczny w wielu miejscach, szczególnie w głębokich rozcięciach dolinnych lub w krawędzi Wisły. Na kontakcie ze starszymi glinami zwałowymi zlodowacenia Odry znaleziono liczne zaburzenia glacitektoniczne – spękania, wysady, systemy ścień, a nawet fałdy, miejscami osiągające kilkanaście metrów. W miejscach kontaktu glin z osadami zastoiskowymi, nie stwierdzono zaburzeń glacitektonicznych.

W odsłonięciach omawianych osadów wyraźne kliny mrozowe świadczą o występowaniu na ich zdenudowanej powierzchni utworów zwietrzelinowych (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

#### Stadiał środkowy

Piaski, żwiry i głazy moren czołowych rozpoczynają serię utworów stadiału środkowego zlodowacenia Warty. Budują one wzgórza (w rejonie Kobylnik, Bodzanowa i Wilkanowa), które powstały z rozmytych stożków proglacjalnych i są związane z postojami czoła lądolodu. Wzgórza morenowe kontynuują się na obszarze sąsiedniego arkusza Czerwińsk nad Wisłą (Kopczyńska, 1963), gdzie zostały zaliczone do stadiału Wkry. Występują one na przedłużeniu ryny lodowcowej, znajdującej się na terenie arkusza Bulkowo (Kacprzak i Lisicki, 2013a, b). Prawdopodobnie w początkowym etapie ich powstania były to formy szczelinowe.

Osady czołowomorenowe są bardzo zróżnicowane. Najczęściej występują piaski ze żwirami, skośnie warstwowane, lokalnie z przewagą żwirów, a miejscami jedynie piaski gruboziarniste. Stwierdzono również piaski drobnoziarniste, warstwowane, a nawet warstwowane piaski pyłowate i mułki. W wielu miejscach w odsłonięciach są widoczne żwiry z głazami lub gliny ze żwirami, a także głazy, występujące na powierzchni terenu. Miejscami miąższość poszczególnych warstw jest niewielka (kilka metrów lub kilkadziesiąt centymetrów) i zmienia się w obrębie jednego odsłonięcia. W okolicach Kobylnik omawiane utwory są przykryte homogenicznymi piaskami pyłowatymi, żwirami zorsztynizowanymi i piaskami lodowcowymi.

W żwirowni w Kobylnikach jest widoczna wyraźna warstwowość budowy geologicznej – w jądrze formy występują przemyte osady, układające się w rodzaj kanału. Stanowią je warstwowane, przemyte piaski i piaski ze żwirami, świadczące o dalekim transporcie materiału. Nad tymi utworami występują naprzemianlegle laminowane gliny, gliny piaszczyste i żwiry, a na nich zalegają źle wysortowane masywne piaski, żwiry i głazy, które wskazują na bliskość lądolodu.

W osadach morenowych występuje wiele struktur glacitektonicznych w postaci drobnych uskoków, nasunięć i wyciśnień.

Piaski i żwiry lodowcowe występują w otoczeniu moren czołowych koło Bodzanowa, Małej Wsi, Wilkanowa, Kobylnik, Słomina i Lasocina. Tworzą one bardzo łagodne wzniesienia. Ich miąższość zazwyczaj wynosi 2,0–3,0 m, maksymalnie może dochodzić do 8,0 m. Omawiane utwory są reprezentowane przez brązowe i pomarańczowo-brązowe piaski pyłowate, zawierające liczne żwiry i gładziki, rzadko przemyte. Są one związane z wytapianiem się i cofaniem czoła lądolodu. W obrębie glin zwałowych stadiału dolnego zlodowacenia Warty występują soczewki piasków słabo przemytych, często gliniastych, o podobnej genezie. Stwierdzono je w otworze 18, gdzie ich miąższość wynosi 3,0 m. Omawiane osady lodowcowe występują bezpośrednio na glinach zwałowych stadiału środkowego zlodowacenia Warty, często płynnie w nie przechodząc, oraz na piaskach i żwirach moren czołowych, obocznie się z nimi zazębiając.

Piaski pyłowate i mułki tarasów kemowych występują na południe od Słomina, na północnym stoku moreny czołowej. Piaski i mułki jasnożółte, homogeniczne nie zawierają domieszki frakcji grubszych. Są to osady limnoglacialne, powstałe w przetainie pomiędzy wycofującym się lądolodem a wzgórzem morenowym. Ich miąższość wynosi 3,0–15,0 m.

Piaski pyłowate kemów. W obrębie moren kobylnickich występuje wiele pagórków o wysokości kilkunastu metrów. Są one zbudowane z jasnożółtych piasków pyłowatych i drobnoziarnistych, homogenicznych, miejscami warstwowanych. Są to osady limnoglacialne, powstałe w przetainie w misie końcowej, na zapleczu i w obrębie pasa moren kobylnickich. W przypowierzchniowej warstwie osadów kemów występują piaski i żwiry lodowcowe. Omawiane osady są jasnożółte i nie zawierają przewarstwień innych utworów. Ich miąższość wynosi kilkanaście metrów.

Gliny zwałowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty makroskopowo przypominają gliny zwałowe starsze, pokrywające większą część obszaru wysoczyzny i położone na południe od ciągu moren czołowych. Omawiane gliny występują na północ od moren, ciągnąc się pasem od Bodzanowa na zachodzie, w kierunku wschodnim – do Grodkowa.

Ruszczyńska-Szenajch (1970) stwierdziła opisywane utwory nad glinami zwałowymi, budującymi powierzchnię wysoczyzny (także w postaci bruku) lub jako nadkład osadów wodnolodowcowych, występujących w krawędziach dolin rzecznych. Ich miąższość prawdopodobnie dochodzi do 8,0 m.

Piaski i mułki zastoiskowe występują w dolinach na obszarze wzniesień morenowych, w obniżeniach wewnątrz obszaru czołowomorenowego (okolice Kobylnik) oraz w słabo

zaznaczających się w morfologii terenu zagłębieniach na zachód od moren (okolice Dzierżanowa). Omawiane utwory to głównie piaski, piaski pyłowate, rzadziej szarżółte mułki piaszczyste. Na powierzchni tych osadów występuje często cienka warstwa osadów zwietrzelinowych (piasków pyłowatych, miejscami z pojedynczymi głazikami i żwirami).

Opisywane utwory są osadami niewielkich zastoisk. Ich miąższość wynosi kilka metrów.

Żwiry wodnolodowcowe zostały naniesione przez wody płynące z lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty. Ich miąższość nie przekracza kilku metrów. Budują one żwirowopiaszczyste pokrywy, tworzące zazwyczaj niewielkie wzniesienia w obrębie wysoczyzny morenowej lub ostańce w obrębie okalających je osadów wodnolodowcowych. Według autorów niniejszego opracowania osady te pochodzą ze stożków sandrowych (proglacjalnych), powstałych w miejscach silniejszego wypływu wód roztopowych z lądolodu. Układają się one w wyraźny łuk, równoległy do moren czołowych. Utwory te stanowią prawdopodobnie zapis krótkotrwałego postoju czoła lądolodu w trakcie recesji.

Omawiane osady występują w środkowej części terenu badań, na zachód od Małej Wsi i w północno-zachodnim narożu obszaru arkusza, niedaleko Bodzanowa.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe znajdują się na terenie wysoczyzny morenowej. Warstwowane skośnie lub poziomo utwory piaszczysto-żwirowe, często z dużym udziałem głazików, lokalnie przechodzą w żwiry piaszczyste. W wielu miejscach stwierdzono słabiej przemyte osady piaszczyste, zawierające wkładki piasków zaglinionych, z różną zawartością żwirów.

Zasięg osadów wodnolodowcowych na obszarze arkusza Wyszogród świadczy o tym, że w trakcie ich powstawania wody odpływały ze strefy moren czołowych w kierunku południowym i miała miejsce recesja lądolodu zlodowacenia Warty. Analizowane utwory są porożcinane współczesnymi lub nieco starszymi dolinami rzek, przykryte osadami eolicznymi lub wyerodowane. Występują one aż do krawędzi wysoczyzny, gdzie prawdopodobnie zostały rozmyte przez wody w dolinie Wisły.

Omawiane osady występują płatami na glinach zwałowych zlodowacenia Warty. Mogą one budować niewielkie wzgórza (np. w okolicach Lasocina i Orszymowa). Stwierdzono je także w obniżeniach erozyjnych (np. na zachód od Orszymowa) i w wysokiej krawędzi wysoczyzny morenowej (na wschód od Drwał).

W punkcie dokumentacyjnym 10 w Nowej Wsi osady te zostały przewiercone i ich miąższość oszacowano na 4,0 m.

Piaski, żwiry i gliny wodnomorenowe. Głównie średnio i słabo przemyte żółto-brązowe piaski różnoziarniste i żwiry, często gliniaste, oraz brązowszare gliny piaszczyste,

miejscami smugowane występują w Dzierżanowie. Ich miąższość wynosi 2,0–3,0 m. Opisywane utwory powstały w czasie recesji lądolodu, w miejscach o słabym przepływie wód roztopowych.

#### Interglacjał eemski

Torfy. W niewielkim obniżeniu w miejscowości Głowczyn, pod glinami deluwialnymi występują silnie skompaktowane czarnobrunatne torfy. Ich miąższość wynosi około 4,0 m. Badania palinologiczne, wykonane na podstawie analizy pyłkowej, pozwoliły na jednoznaczne określenie wieku tych osadów i przypisanie ich do interglacjału eemskiego (Niklewski i in., 1964; Niklewski, 1968). W skądzie taksonomicznym dominuje tu pyłek leszczyny (*Corylus*) i dębu (*Qercus*), a w górnej części profilu znaczny jest udział grabu (*Carpinus*), jodły (*Abies*) i świerku (*Picea*) (Niklewski, 1968).

#### Zlodowacenia północnopolskie

##### Zlodowacenie Wisły

Iły zastoiskowe występują w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, tworząc tzw. taras łowski (Samsonowicz, 1927), zajmujący około 5 km<sup>2</sup> powierzchni terenu badań. W otworze 35 miąższość omawianych osadów wynosi 10,0 m, a w okolicach Łowa dochodzi do kilkunastu metrów. Powierzchniowa warstwa iłów często zawiera konkrecje margliste, sporadycznie soczewy piasków, które przykrywają właściwy pokład iłów. W stropie ily zwykle są całkowicie pozbawione warstwowania, na powierzchni przechodzą w pyły zwietrzelinowe, co może świadczyć o wpływie zimnego klimatu zlodowacenia Wisły.

Powstanie iłów wiąże się z zastoiskiem warszawskim, którego wiek określono, na podstawie wielu badań prowadzonych w Kotlinie Warszawskiej, na zlodowacenie Wisły (Janczyk-Kopikowa, 1974; Karaszewski, 1975; Sarnacka, 1982; Brzeziński, 1987, 1988).

Piaski wodnolodowcowe, miejscami rzeczne występują na wysoczyźnie na północ od Wyszogrodu, w dnach i na zboczach wyerodowanych dolin. Stwierdzono je również na tarasie łowskim koło Łowa. Są to piaski drobnoziarniste, miejscami z wkładkami mułków typu madowego, o miąższości do 3,0 m.

Piaski rzeczne i zastoiskowe stwierdzono w okolicach Łowa. Ich miąższość wynosi zwykle kilkadziesiąt centymetrów. Są to szarobrazowe piaski drobnoziarniste, występujące w stropie iłów, często zailone. Ich powstanie najprawdopodobniej jest związane z odpływem wód z czoła lądolodu zlodowacenia Wisły, na północy wzdłuż doliny Prawisły. Omawiane osady mają charakter rzeczny i zastoiskowy, miejscami być może nawet wodnolodowcowy.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki występują w dolinie Wisły, głównie w południowej części obszaru arkusza Wyszogród, zajmując stosunkowo duże powierzchnie. Budują one taras kampsoski, który jest tarasem akumulacyjnym, utworzonym w czasie zlodowacenia Wisły.

Piaski mają zróżnicowane uziarnienie i zabarwienie oraz zmienną zawartość frakcji iłowej. Na terenie badań stwierdzono żółte i szare piaski drobnoziarniste, które występują głównie w stropowych partiach tych osadów. Niżej w profilu odnotowano zazwyczaj żółte lub szare piaski średnio- i gruboziarniste oraz piaski ze żwirami (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki występują w okolicach Uderza i Rumunek. W obrębie osadów tarasu kampsoskiego stwierdzono żwiry z niewielką domieszką piasków. Są to osady rozmytych stożków napływowych cieków płynących w kierunku doliny Wisły. W żwirach tych odnotowano toczące łąw warwowych (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki występują w okolicach Witkowic w południowo-wschodnim narożu obszaru arkusza Wyszogród. Osady te są związane z rzeką Bzurą, akumulowane na osadach tarasu kampsoskiego. Omawiane utwory często przewarstwiają piaski drobnoziarniste lub zawierają niewielkie wkładki piaszczyste. Zwykle są to jednak szarobrunatne, miejscami żółte piaski ilaste lub mułki. Ich miąższość wynosi 1,0–1,5 m.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach występują na tarasach Wisły i na wysoczyźnie. Największe wydmy i równiny piasków eolicznych znajdują się w zachodniej części obszaru arkusza, na północ od Podgórze.

Wydmy na tarasie kampsoskim tworzyły się głównie w okresie, gdy Wisła znajdowała się na poziomie tarasów 0,0–2,0 m n.p. rzeki, o czym świadczy „obcięcie” wydmy w Januszewie krawędzią erozyjną doliny Wisły, znajdującej się na poziomie tarasów 2,0–4,0 m n.p. rzeki.

Gleby kopalne. Na zachód i wschód od Wyszogrodu stwierdzono gleby kopalne. Ich miąższość wynosi średnio 0,5 m, miejscami dochodzi do 1,5 m. Gleby są piaszczyste, zawierają fragmenty drewna, ułożone w wyraźne poziomy i przykryte deluwiami (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

Gliny piaszczyste i piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) występują w Chylinie Starym. Gliny piaszczyste z przewarstwieniami piasków pyłowatych, zawierają żwiry skał północnych. Na obszarze arkusza Wyszogród stwierdzono je zwłaszcza w stropowych częściach glin zwałowych.

Piaski, gliny i żwiry deluwialne towarzyszą krawędzi doliny Wisły i kilku mniejszych dolin. Osady te wykazują bardzo duże zróżnicowanie pod względem litologicznym. Występują tu typowe gliny deluwialne z gładkami, piaski i żwiry, a nawet piaski średnioziarniste. U wylotu niektórych dolin, wąwozów i wcięć erozyjnych, osady te przechodzą w stożki napływowe.

### c. Holocen

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki występują po południowej stronie doliny Wisły. Są to szare, jasnobrązowe i żółte piaski o różnej granulacji, warstwowane. Zawierają one również żwiry. Na omawianych osadach w wielu miejscach rozwinęły się równiny piasków przewianych i wydmy.

Osady tarasów Wisły i Bzury zajmują znaczne powierzchnie obszaru arkusza. Ich rozdzielenie jest bardzo trudne i zostało wykonane głównie na podstawie ich położenia morfologicznego.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki występują po obu stronach Wisły. W stropowej części tych osadów, głównie piaszczysto-żwirowych, stwierdzono również piaski drobnoziarniste i mady.

Piaski, piaski ilaste, namuły torfiaste i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki. Piaski drobnoziarniste, piaski ilaste i namuły, zawierające rozproszoną substancję organiczną, oraz mady brunatne i brunatnoszare, ilaste lub pyłowato-piaszczyste, w spągu piaski pyłowate oraz piaski drobnoziarniste, miejscami piaski średnio- i gruboziarniste, występują po obu stronach dolin Wisły i Bzury i zajmują niewielkie powierzchnie.

Żwiry stożków napływowych występują na północ od Podgórze, na tarasie zalewowym 2,0–4,0 m n.p. rzeki. Zostały one naniesione przez wody rzeki Ryksy przy krawędzi wysoczyzny, tworząc wyraźnie zaznaczający się w morfologii stożek napływowy. Litologicznie są to żwiry różnoziarniste, warstwowane. W ich spągu występuje bruk gładów, których średnica wynosi nawet ponad 1,0 m.

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki występują w korycie Wisły. Tworzą one najniższy taras oraz wyspy i mielizny zalewane i rozmywane przez Wisłę.

Piaski humusowe, mułki i namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych stwierdzono na obszarze wysoczyzny i w dolinie Wisły. Najczęściej są to piaski ilaste, humusowe, mułki, mułki piaszczyste, miejscami piaski ze żwirami (np. w dolinie Gawarka koło Wiązówki). Osiągają one niewielką miąższość, często przechodzą płynnie w starsze osady je podścielające.

Namuły torfiaste den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują w pobliżu torfów na obszarze tarasów Wisły oraz w kilku miejscach na wysoczyźnie morenowej.

Torfy stwierdzono głównie wzdłuż krawędzi tarasów zalewowych 4,0–6,0 i 2,0–4,0 m n.p. rzeki, ale również w dolinach rzek i zagłębieniach okresowo przepływowych lub bezodpływowych, zarówno w dolinie Wisły, jak i na wysoczyźnie.

Mięszość torfów jest zwykle niewielka i wynosi około 1,0–2,0 m. W wielu miejscach omawiane osady zostały już wyeksploatowane (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

## B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na podstawie opracowań geofizycznych (Doktór i in., 1995; Musiatewicz, 2003; Mżyk, 2003) oraz analizy danych z sąsiednich arkuszy Bulkowo (Kacprzak, Lisicki 2013a, b) i Sochaczew (Brzeziński 1987, 1988), można zakładać istnienie wielu deformacji tektonicznych w osadach czwartorzędowych obszaru arkusza Wyszogród. Z analizy geomorfologicznej wynika, że przez obszar arkusza przebiegają uskoki o kierunkach NW–SE na północy i WNW–ESE na południu. Uskoki te mają założenia w głębokim podłożu podczwartorzędowym i zostały prawdopodobnie odmłodzone w dwóch etapach, które można wiązać z małopolską i kujawską fazą tektoniczną (Baraniecka, 1981). Przebieg wzgórz moren kobylnickich, skarpy wiślanej oraz doliny Bzury, prawdopodobnie jest wynikiem działalności uskoków podłoża (tabl. II).

Na podstawie wyników prac geofizycznych, głównie sejsmicznych i grawimetrycznych (Musiatewicz, 2003), w obrębie cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu osadowego wyodrębniono kilka struktur o charakterze brachyantyklin. Według Wybrańca (1988) są to struktury solne.

Na obszarze arkusza osady czwartorzędu zostały przewiercone w 37 otworach. Powierzchnia stropowa utworów neogenu jest bardzo urozmaicona (tabl. II). Strop podłoża czwartorzędu kształtuje się na wysokości od poniżej 30,0 m p.p.m. w północno-wschodnim narożu terenu badań do ponad 80,0 m n.p.m. w jego części północnej. Deniwelacje wynoszą zatem 110,0 m. Wysokości względne kopalnych krawędzi podłoża podczwartorzędowego, zbudowanych z utworów neogenu, miejscami przekraczają 200 m. Przebieg struktur podłoża ma kierunek NW–SE, czyli jest zgodny z kierunkiem osi wału kujawsko-pomorskiego.

Zuskokowanie podłoża czwartorzędu ułatwiło powstanie późniejszych zaburzeń glacitektonicznych (Ber, 2000). Na obszarze arkusza są to zaburzenia tzw. glacitektoniki dolinnej (Bryczyński, 1982), towarzyszące wysokim krawędziom rozległych glacidepresji, oraz glacitektoniki przyuskokowej – na obszarach wyżej położonego stropu utworów neogenu. Glacidepresje zostały już wcześniej scharakteryzowane przez Lamparskiego (1981, 1983). W żwirowniach w okolicach Kobylnik zaobserwowano zespoły uskoków i spękań oraz wyciśnięcia i zafałdowania.

Dowodem na istnienie procesów glacitektonicznych są również duże kry utworów neogenu. W okolicach Wilkanowa i Orszymowa (otw. 2 i 3) stwierdzono kry iłówpstrych miocenu. Są one związane z egzaracją krawędzi glacidepresji w rejonie Kobylnik. Zaburzenia glacitektoniczne zaobserwowano także w strefie skarpy wiślanej oraz w powierzchniowych formach terenu, np. w morenach czołowych w północno-wschodniej części obszaru arkusza (przekrój geologiczny A–B). Wysokości względne tych form dochodzą do 10,0 m.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Od jury do wczesnego paleocenu obszar arkusza Wyszogród był zalany przez morze (tab. 2). W jurze środkowej (aalen–kelowej) odbywała się akumulacja utworów detrytycznych w prawdopodobnie niezbyt głębokim, ciepłym, słabo natlenionym morzu epikontynentalnym. W jurze górnej (oksford–tyton) sedymentowały morskie utwory węglanowe (wapienie). Panował wówczas klimat ciepły, a zbiornik morski był dobrze natleniony. W kredzie dolnej (berias–alb) w morzu osadzały się głównie utwory detrytyczne i węglanowe. Zbiornik prawdopodobnie uległ spłyceniu i był słabiej natleniony. W kredzie górnej (cenoman–mastrycht) i paleocenie dolnym miała miejsce akumulacja płytkomorskich utworów marglistych. W paleocenie górnym doszło do regresji morza, a następnie erozji rzecznej, która trwała przez cały eocen. W oligocenie nastąpiła kolejna transgresja morska. W płytkim, zimnym morzu epikontynentalnym odbywała się akumulacja piasków glaukonitowych. Pod koniec oligocenu doszło do regresji morza i erozji rzecznej oraz denudacji, trwającej do miocenu. Na początku miocenu powstały pojedyncze zamknięte zbiorniki śródlądowe, w których osadzały się piaski z wkładkami iłówpstrych i węgla brunatnego. Dochodziło wówczas również do krótkotrwałych ingresji morskich. W miocenie środkowym i górnym nastąpiła transgresja morska i powstało płytkie morze epikontynentalne, w którym osadzały się ily pstrye i piaski pyłowate. Ostatecznie w pliocenie morze ustąpiło i trwała erozja rzeczna oraz denudacja.

Z okresu plejstocenu dolnego–zlodowaceń najstarszych nie zachowały się żadne osady. Ukształtowanie stropu osadów miocenu może świadczyć o istnieniu w tamtym okresie lądolodu. Powierzchnia podczwartorzędowa jest silnie zaburzona – występują rozległe rynny subglacjalne oraz kry utworów miocenu, które zostały wyciśnięte i redeponowane. Pierwszymi osadami plejstocenu są żwiry i piaski lodowcowe (tzw. podmorenowe (Ruszczyńska-Szenajch, 1970) z okresu zlodowacenia Sanu 1. Z tego samego zlodowacenia pochodzą także gliny zwałowe. Nasunięcie kolejnego lądolodu (zlodowacenia Sanu 2) jest udokumentowane poziomem osadów lodowcowych, tzw. międzymorenowych (Ruszczyńska-Szenajch, 1970).

W okresie interglacjału wielkiego przeważały procesy erozji rzecznej i denudacji. W tym czasie prawdopodobnie została usunięta pokrywa glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2.

Łądolody zlodowaceń środkowopolskich pozostawiły po sobie miększe poziomy glin zwałowych (zlodowacenia Odry oraz stadiału dolnego i środkowego zlodowacenia Warty) oraz rozdzielających je osadów interglacjału lubawskiego. Po depozycji glin zwałowych zlodowacenia Odry, doszło do recesji łądolodu i utworzyły się zastoiska, w których osadzały się piaski, ropy i mułki.

W czasie interglacjału lubawskiego zachodziła głównie erozja rzeczna i denudacja. Jedynymi zachowanymi osadami z tego okresu są piaski i mułki rzeczne.

Zlodowacenie Warty objęło swym zasięgiem cały obszar omawianego arkusza. Z utworów tego zlodowacenia jest zbudowana wysoczyzna morenowa.

Na początku stadiału dolnego zlodowacenia Warty odbywała się akumulacja rzeczna, która, w miarę ochładzania klimatu, przechodziła w zastoiskową. Osadzały się wówczas utwory piaszczyste. Wraz z postępującą transgresją łądolodu tworzyły się zastoiska, w których były deponowane ropy, mułki i piaski. Następnie doszło do akumulacji rzecznej żwirów, zasilanej wodami roztopowymi. W fazie deglacjacji obszaru wytopiły się gliny zwałowe.

Łądolód stadiału środkowego zlodowacenia Warty dotarł do linii Bodzanów–Kobylniki. Jego maksymalny zasięg na omawianym terenie wyznaczają moreny czołowe w rejonie Kobylnik, zbudowane z osadów piaszczysto-żwirowych, deponowanych przed czołem łądolodu. Początkowo były to formy szczelinowe, które następnie przekształciły się w stożek proglacjalny, a ostatecznie – w moreny czołowe. Podczas stagnacji i powolnej recesji łądolodu w przetainach i szczelinach lodowych zachodziła akumulacja limnoglacjalna. W obrębie moren kobylnickich z utworów piaszczysto-pyłowatych utworzyły się kemy i tarasy kemowe. W dalszym etapie deglacjacji obszaru wytopiły się gliny zwałowe. W obniżeniach na zapleczu moren kobylnickich utworzyły się zastoiska, w których osadzały się piaski i mułki. W miarę topnienia łądolodu nasilała się erozja spowodowana przepływem wód roztopowych. Po etapie niszczenia powierzchni wysoczyzny morenowej doszło do akumulacji żwirowo-piaszczystych pokryw wodnolodowcowych. W końcowym etapie zaniku łądolodu, w wyniku topnienia szczątkowych pokryw martwego lodu, utworzyły się piaszczysto-gliniaste pokrywy osadów wodnomorenowych.

W interglacjale eemskim na wysoczyźnie morenowej zachodziły intensywne procesy denudacji, tworzyła się nowa sieć dolin, a na skutek erozji rzecznej doszło do odmłodzenia starych dolin. W zagłębieniach akumulowały torfy (okolice Główczyzna). Erozja rzeczna w dolinie Prawisły doprowadziła do jej pogłębienia, aż do utworów zlodowaceń południowopolskich.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (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			<p>Torfy — <math>{}_t Q_h</math></p> <p>Namuly torfiaste den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — <math>{}_{nr} Q_h</math></p> <p>Piaski humusowe, mułki i namuly den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — <math>{}_{ph} Q_h</math></p> <p>Namuly den dolinnych — <math>{}_n Q_h</math></p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki — <math>{}_{p} Q_h^{(3)}</math></p> <p>Żwiry stożków napływowych — <math>{}_{z} Q_h^{(s)}</math></p> <p>Piaski, piaski ilaste, namuly torfiaste i mułki (mady) tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki — <math>{}_{ma} Q_h^{(2)}</math></p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki — <math>{}_{pz} Q_h^{(2)}</math></p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki — <math>{}_{p} Q_h^{(1)}</math></p>	<p>Akumulacja organiczna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin, starorzeczach, zagłębieniach bezodpływowych i okresowo przepływowych</p> <p>Akumulacja w dnach dolinnych, zagłębieniach bezodpływowych</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin</p> <p>Akumulacja rzeczna osadów tarasów zalewowych w czasie powodzi</p> <p>Akumulacja stożków napływowych rzeki</p> <p>Strugi na krawędzi wysoczyzny lodowcowej</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna osadów tarasów zalewowych</p> <p>Akumulacja rzeczna osadów tarasów zalewowych</p>
				<p>Piaski, gliny i żwiry deluwialne — <math>{}_{pg} Q_h^d</math></p> <p>Gliny piaszczyste i piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) — <math>{}_{gp} Q^z</math></p> <p>Gleby kopalne — <math>{}^{gl} Q</math></p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — <math>{}_{p} Q^{(w)}</math></p> <p>Piaski eoliczne — <math>{}_{p} Q^e</math></p>	<p>Wietrzenie, soliflukcja, splukiwanie i akumulacja na długich stokach oraz u ich podnóży</p> <p>Wietrzenie i wypłukiwanie frakcji ilastej</p> <p>Rozwój procesów erozji w strefie peryglacjalnej, erozja mrozowa na obszarze wysoczyzny lodowcowej</p> <p>Formowanie się gleb</p> <p>Akumulacja eoliczna</p>
C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	<p>Piaski i mułki (mady) rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki — <math>{}_{ma} Q_{p^4}^{(B)}</math></p> <p>Żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki — <math>{}_{z} Q_{p^4}^{(B)}</math></p> <p>Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–9,0 m n.p. rzeki — <math>{}_{p} Q_{p^4}^{(B)}</math></p> <p>Piaski rzeczne i zastoiskowe — <math>{}_{p} Q_{p^4}^{(B)}</math></p> <p>Piaski wodnolodowcowe, miejscami rzeczne — <math>{}_{p} Q_{p^4}^{(B)}</math></p> <p>Iły zastoiskowe — <math>{}_{i} Q_{p^4}^{(B)}</math></p>	<p>Erozja i akumulacja rzeczna osadów tarasu kampinoskiego Wisły i Bzury</p> <p>Akumulacja rzeczna i zastoiskowa</p> <p>Erozja i akumulacja wodnolodowcowa, miejscami rzeczna</p> <p>Akumulacja zastoiskowa</p>
		Interglacjał eemski		Torfy — ${}_t Q_{p^{3-4}}$	Erozja rzeczna w dolinie Prawisły Akumulacja osadów biogenicznych w obniżeniach na wysoczyźnie morenowej Intensywna denudacja

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	Piaski, żwiry i gliny wodnomorenowe — $\frac{fg}{pz} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja wodnomorenowa – topnienie łądolodu
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pz} Q_{p^3}^{W2}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa
					Żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{z} Q_{p^3}^{W2}$	
					Piaski i mułki zastoiskowe — $\frac{b}{pm} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach w strefie moren czołowych
					Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^3}^{W2}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa – nasunięcie się łądolodu i jego późniejsze wytopienie
					Piaski pyłowate kemów — $\frac{k}{ppy} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja limnoglacialna w obrębie moren kobylnickich
					Piaski pyłowate i mułki tarasów kemowych — $\frac{fb}{ppy} Q_{p^3}^{W2}$	
					Piaski i żwiry lodowcowe — $\frac{g}{pz} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja lodowcowa
			Zlodowacenie Odry	Stadiał dolny	Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^3}^{W1}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa – nasunięcie się łądolodu i jego późniejsze wytopienie
					Żwiry rzeczne — $\frac{f}{z} Q_{p^3}^{W1}$	Erozja i akumulacja rzeczna
Zlodowacenie Odry	Interglacjał lubawski	Piaski zastoiskowe — $\frac{b}{p} Q_{p^3}^{W1}$				
		Iły i mułki zastoiskowe — $\frac{b}{im} Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja zastoiskowa, początkowo rzeczna			
		Piaski rzeczne i zastoiskowe — $\frac{fb}{p} Q_{p^3}^{W1}$	Transgresja łądolodu			
Zlodowacenie Odry	Interglacjał lubawski	Piaski i mułki rzeczne — $\frac{f}{pm} Q_{p^3}^L$	Denudacja Erozja i akumulacja rzeczna			
		Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $\frac{b}{im} Q_{p^3}^O$	Ustąpienie łądolodu i akumulacja zastoiskowa na powierzchni wysoczyzny lodowcowej			
		Piaski zastoiskowe — $\frac{b}{p} Q_{p^3}^O$				
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Odry	Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^3}^O$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa – nasunięcie się łądolodu i jego późniejsze wytopienie			
		Interglacjał wielki		Erozja rzeczna i denudacja		
		Zlodowacenie Sanu 2	Piaski i żwiry lodowcowe — $\frac{g}{pz} Q_{p^2}^G$			
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 1	Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^2}^S$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa – nasunięcie się łądolodu i jego późniejsze wytopienie			
		Żwiry i piaski lodowcowe — $\frac{g}{zp} Q_{p^2}^S$				
Plejstocen dolny– zlodowacenia najstarsze			Erozja rzeczna			
		Iły pstry i piaski pyłowate mioceneskie jako kry w utworach plejstocenijskich — $M Q_p$	Działalność deformacyjna łądolodu Wyorywanie, faldowanie, wyciskanie i redepozycja kier osadów podłoża w obrębie osadów plejstocenijskich			

Neogen	Pliocen				Regresja morza Erozja rzeczna i denudacja	
	Miocen			Iły pstry i piaski pyłowate — <sub>ipe</sub> M  Piaski z wkładkami ilów, mułków i węgla brunatnego — <sub>p</sub> M	Akumulacja w płytkim morzu epikontynentalnym Transgresja morska  Akumulacja w zbiornikach śródlądowych z krótkotrwałymi ingresjami morskimi	
Paleogen	Oligocen			Piaski glaukonitowe — <sub>pGk</sub> OI	Erozja rzeczna Regresja morska Transgresja morska i akumulacja w zimnym morzu epikontynentalnym	
	Eocen				Erozja rzeczna Regresja morska	
	Paleocen	Paleocen górny				Akumulacja morska w ciepłym morzu epikontynentalnym o zmiennych warunkach natlenienia i głębokości
		Paleocen dolny			Margle — <sub>me</sub> P <sub>c1</sub>	
Kreda	Kreda górna	Cenoman–mastrycht		Margle — <sub>me</sub> C <sub>r-c-m</sub>		
	Kreda dolna	Riazań–alb		Piaskowce, ily i wapienie — <sub>pc</sub> C <sub>r-al</sub>		
Jura	Jura górna	Oksford–wołg		Wapienie — <sub>w</sub> J <sub>o-v</sub>		
	Jura środkowa	Aalen–kelowej		Piaskowce, mułowce i ilowce — <sub>pc</sub> J <sub>a-cl</sub>		

Łądocłód zlodowacenia Wisły dotarł jedynie w okolice terenu badań (ok. 20–30 km od granicy obszaru arkusza), co zaznaczyło się początkowo powstaniem zbiornika wodnego, w którym zachodziła akumulacja ilów zastoiskowych (okolice Iłowa). Na powierzchni wysoczyzny działała w tym czasie erozja wiatrowa i mrozowa. Podczas recesji łądocłodu wody roztopowe płynące doliną Prawisły utworzyły pokrywy piaszczyste. Akumulacja wodnolodowcowa zmieniała stopniowo swój charakter na rzeczny. Wraz z ociepleniem klimatu, nastąpiło wzmożenie procesów erozji rzecznej. Postępowała dalsza erozja doliny Wisły, o czym świadczy powstanie krawędzi tarasu iłowskiego. W wyerodowanych dolinach Wisły i Bzury rozpoczęła się akumulacja piaszczysto-żwirowych osadów tarasu nadzalewowego 6,0–9,0 m n.p. rzeki (kampinoskiego), podczas której koryto rzeki przesunęło się. Świadczą o tym starorzecza występujące w postaci pasów obniżen o kierunku zgodnym z dzisiejszym biegiem doliny, wypełnione osadami mineralno-organicznymi. U schyłku zlodowacenia Wisły zmieniła się frakcja osadów rzecznych – dominowała akumulacja piasków i mułków (mad).

W holocenie nadal tworzyły się doliny Wisły i Bzury. Akumulacja rzeczna na poziomie tarasu zalewowego 4,0–6,0 m n.p. rzeki odbywała się w kilku etapach, o czym świadczą kolejne zmiany

przebiegu dolin rzecznych oraz powstanie zakoli i starorzeczy. Po osadzeniu się utworów tego tarasu, doszło do kolejnego etapu erozji rzecznej, a na obszarach piaszczystych zaczęły tworzyć się wydmy, w których zachodziły procesy glebotwórcze. Świadczą o tym zachowane poziomy gleb kopalnych.

Taras zalewowy 2,0–4,0 m n.p. rzeki powstał w kolejnym etapie wcinania się i obniżania bazy erozyjnej, a następnie akumulacji rzecznej. Taras ten jest zbudowany z utworów piaszczysto-żwirowych (w strefach korytowych) oraz piasków, namulów torfiastych i mułków (w strefach pozakorytowych). W tym czasie na krawędzi wysoczyzny tworzyły się stożki napływowe zbudowane głównie ze żwirów. Taras zalewowy 0,0–2,0 m n.p. rzeki jest kształtowany przez rzeki do dziś dnia.

Na terenie wysoczyzny lodowcowej następowała dalsza erozja (głównie w dolinach rzecznych, w strefach krawędziowych) oraz denudacja. Powstały osady deluwialne i zwietrzelinowe.

Od początku holocenu w dnach dolin, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych (głównie starorzeczy), zależnie od lokalnych warunków, tworzą się namuły, namuły torfiaste, piaski humusowe oraz torfy.

#### IV. PODSUMOWANIE

Reambulację arkusza Wyszogród przeprowadzono po około 40 latach od jego pierwszego opracowania. Na podstawie nowych danych terenowych i archiwalnych dokonano bardziej szczegółowego rozpoznania budowy geologicznej obszaru arkusza, szczególnie w rejonie moren kobylnickich, gdzie wydzielono wcześniej nierozpoznane osady kemów i równin zastoiskowych oraz utwory wodnomorenowe. Obserwacje sedymentologiczne i glacitektoniczne utworów w odsłonięciach w obrębie moren kobylnickich pozwoliły autorom opracowania ustalić ich genezę. Są to formy poligenetyczne, o początkowej genezie szczelinowej po ostateczną morenową. Wzdłuż linii Bodzanów–Wilkanowo wykartowano wzgórze żwirowo-piaszczyste, które uznano za ciąg moren czołowych maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty, co wiąże się z koncepcją zasięgu lądolodu przyjętą podczas prac kartograficznych wykonanych na północ od arkusza Wyszogród – podczas realizacji arkusza Bulkowo (Kacprzak i Lisicki, 2013a, b). Na wysoczyźnie stwierdzono nieco większy zasięg pokryw piasków wodnolodowcowych na glinach zwałowych w stosunku do poprzedniej wersji mapy (Makowska i Ruszczyńska, 1960). Opierając się na danych archiwalnych oraz danych z sąsiednich arkuszy, zweryfikowano czwartorzędowe wydzielenia geologiczne pod względem stratygrafii, genezy i litologii. Na podstawie analizy licznych badań oraz profili otworów wiertniczych, rozpoznano budowę geologiczną utworów starszych od czwartorzędu.

Autorzy niniejszego opracowania przyjęli, że wychodnie iłówpstrych miocenu mogą być krami, lecz jest to niemożliwe do ustalenia bez wykonania otworów badawczych. Dalszych badań wymagają gliny zwałowe, które są szczególnie ważne dla stratygrafii omawianego obszaru. Należałoby wykonać otwory badawcze rdzeniowane, z których rdzeni pobrano by próbki osadów do badań składu petrograficznego glin zwałowych. Aby wyznaczyć dokładnie strefę maksymalnego zasięgu łądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty na terenie badań, należałoby przeprowadzić zarówno badania petrograficzne, sedymentologiczne i wieku bezwzględnych lodowcowych i morenowych osadów piaszczystych, jak i szczegółowe badania petrograficzne glin zwałowych. Dalszych badań wymagają osady zastoiskowe, zwłaszcza tarasu iłowskiego. Prawdopodobnie pomocne byłyby datowania bezwzględne optycznie stymulowanej luminescencji oraz geochemiczne. Jednym z ciekawszych zagadnień odkrytych w trakcie reambulacji mapy była złożona budowa moren kobylnickich. Jest to temat zasługujący na dalsze kompleksowe badania sedymentologiczne i stratygraficzne.

Warszawa, 2005 r.

## LITERATURA

- Baraniecka M.D., 1974 — Plejstocen nad dolną Wkrą. *Biul. Inst. Geol.*, 268.
- Baraniecka M.D., 1981 — Fazy tektoniczne: małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. *Mat. 3. Kraj. Symp.: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*. Ossolineum, Wrocław.
- Baraniecka M.D., 1995 — O pozycji stratygraficznej iłówpstrych w podłożu czwartorzędu na Mazowszu. *Prz. Geol.*, **43**, 7.
- Baraniecka M.D., Janczyk-Kopikowa Z., 1991 — Deposits and pollen analysis of the Eemian Interglacial Section at Sokolniki Stare (Płock Upland). *Kwart. Geol.*, **35**, 1.
- Ber A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**.
- Bloch J., Bojanowski M., 1973 — Dokumentacja wynikowa otworu Wyszogród-1. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Brykczyński M., 1982 — Valley-side glacetectonics in the Warsaw Basin and the Płock Basin. *Pr. Muz. Ziemi*, **35**.
- Brzeziński M., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sochaczew (520). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Brzeziński M., 1988 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sochaczew (520). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Butrym J., 1984 — Datowanie metodą termoluminescencji osadów dla arkusza Sochaczew (520) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Czernicka-Chodkowska D., 1969 — Oz trzebuński koło Płocka. *Pr. Muz. Ziemi*, **16**.

- Dadlez R., Dayczak-Calikowska K., Ryll A., Dembowska J., Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krasowska A., Ledzion K., Marek S., Modliński Z., Szyperko-Śliwczyńska A., Ryka W., Uberna T., 1970 — Ropo- i gazoność synklinorium warszawskiego na tle budowy geologicznej. 1. Budowa geologiczna synklinorium warszawskiego. 3. Atlas geostrukturalny i naftowy. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000, ark. Warszawa Zachód. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Fedorowicz S., Grzybowski K., Marks L., 1993 — Warta Glaciation in the Warsaw Region based on recent thermoluminescence datings. *Kwart. Geol.*, **37**, 1.
- Gadomska S., 1966 — Sytuacja geologiczna osadów interglacjału eemskiego w Gołkowie koło Warszawy. *Kwart. Geol.*, **10**, 2.
- Grabowska J., Słodkowska B., 1993 — Katalog profili osadów trzeciorzędowych opracowanych palinologicznie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1966 — Interglacjał eemski w Gołkowie koło Warszawy. *Kwart. Geol.*, **10**, 2.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1973 — Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego w Grodzisku Mazowieckim. *Kwart. Geol.*, **17**, 4.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1974 — The Eemian Interglacial Sediments at Błonie near Warsaw. *Prz. Geogr.*, **22**, 6.
- Kaczorowska J., 1926 — Studium geograficzne Puszczy Kampinoskiej. *Prz. Geogr.*, **6**, 1.
- Kacprzak L., Lisicki S., 2013a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bulkowo (446). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kacprzak L., Lisicki S., 2013b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bulkowo (446). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Karaszewski W., 1975 — Age of the Warsaw Ice Dammed Lake Sediments. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Terre*, **22**.
- Kopczyńska K., 1963 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Inst. Geol., Warszawa.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czerwińsk n. Wisłą (485). Inst. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kotarbiński J., 1966 — Budowa i wiek moren czołowych w okolicy Gozdowa na Wysoczyźnie Płockiej. *Prz. Geogr.*, **38**, 1.
- Kotarbiński J., 1967 — Morfologia doliny Wkry między Wieluniem a Bieżuniem. *Prz. Geogr.*, **39**, 2.
- Kotarbiński J., Krupiński K. M., 1995 — Osady interglacjału eemskiego w Studzińcu i Babcu Piasecznym koło Sierpca. *Prz. Geogr.*, **43**, 1.
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U., 1975 — Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia. *Czas. Geogr.*, **46**, 1.
- Krupiński K.M., 2005 — Orzeczenie palinologiczne dla arkusza Wyszogród Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lamparski Z., 1981 — Pleistocene of the Mochowo Depression the Dobrzyń Lakeland. *Acta Geol. Pol.*, **31**, 1–2.
- Lamparski Z., 1983 — Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla. *Stud. Geol. Pol.*, **76**.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1964 — Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe na linii Sochaczew–Wyszogród. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 3.
- Lencewicz S., 1922 — O wieku środkowego Powiśla. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **3**.
- Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 2.

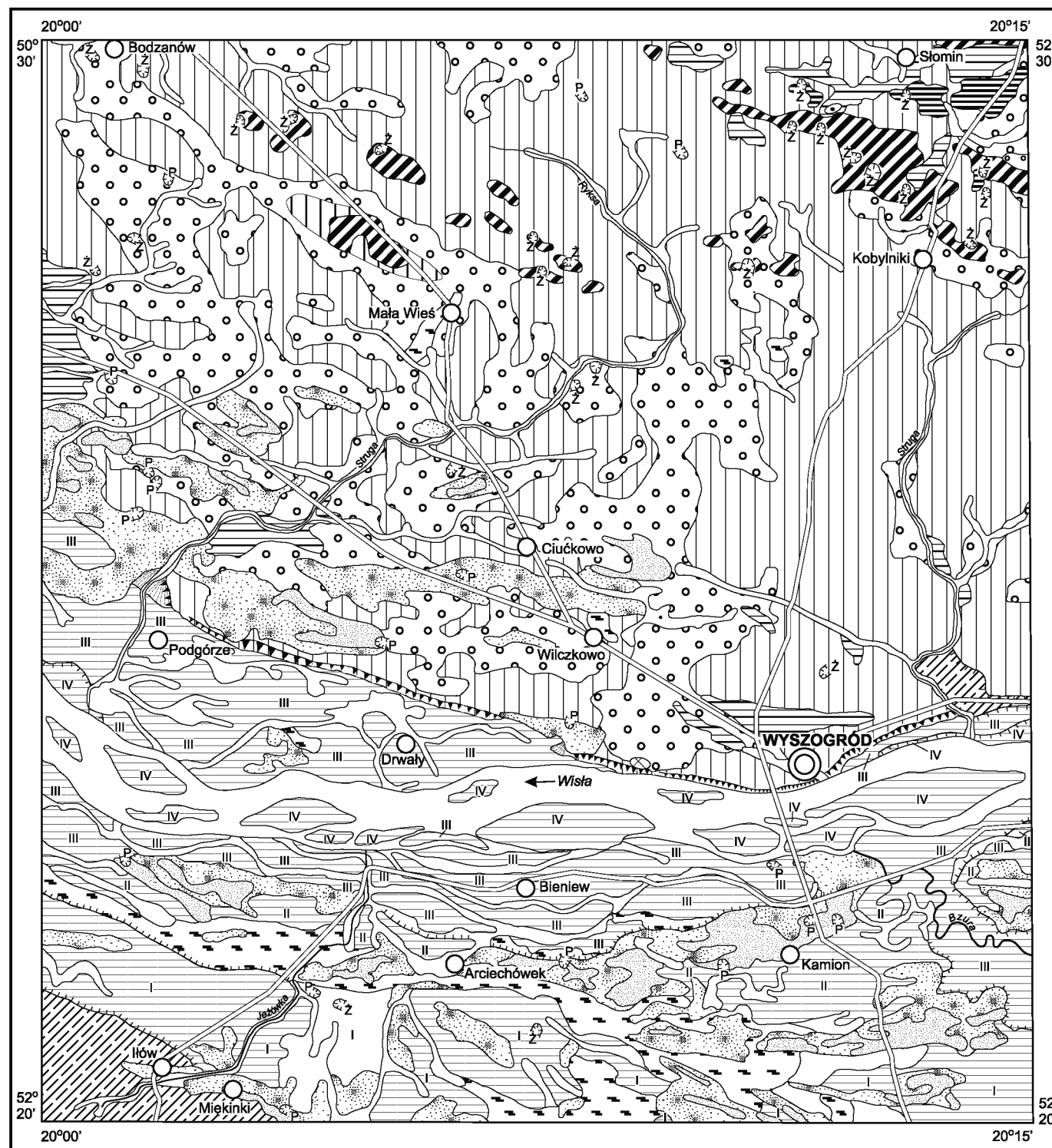
- Lewiński J., Samsonowicz J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, **31**.
- Lisicki S., 2003a — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Lisicki S., 2003b — Zasięgi lądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły wyznaczone na podstawie petrograficznych badań glin lodowcowych, w nawiązaniu do izotopowych stadiów tlenowych. *Prz. Geol.*, **51**, 3.
- Łyczewska J., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Płock, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., Pożaryski W., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Płock, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1968 — Deglacjacja lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okolicach Wyszogrodu. *Kwart. Geol.*, **12**, 2.
- Makowska A., Ruszczyńska H., 1960 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wyszogród (484). Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., Skompski S., 1962 — Główne problemy stratygrafii czwartorzędu na pograniczu Kotliny Płockiej i Warszawskiej. *Kwart. Geol.*, **6**, 4.
- Makowska A., Skompski S., 1965 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Słubice (483). Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., Skompski S., 1966 — Przekrój geologiczny przez dolinę Wisły w okolicy Dobrzykowa. *Prz. Geol.*, **5**.
- Makowska A., Skompski S., 1967 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Słubice (483). Inst. Geol., Warszawa.
- Merta T., 1978 — Extraglacial varved deposits of the Warsaw Ice Dammed Lake. (younger Pleistocen), Mazovia Lakeland, Central Poland. *Acta. Geol. Pol.*, **28**, 2.
- Musiaticz M., 2003 — Opracowanie archiwalnych danych grawimetrycznych pod kątem rozpoznania płytkiej budowy geologicznej z obszaru ark. Bulkowo (446) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Mżyk S., 2003 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bulkowo (446). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Niklewski J., 1968 — Interglacja eemski w Głównicy koło Wyszogrodu. *Monogr. Bot.*, **27**.
- Niklewski J., Kącki J., Stawin J., 1964 — Analiza pyłkowa interglacjalna z Głównicy. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 3.
- Nowak J., 1974 — Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 268.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11.
- Pożaryski W. (red.), 1974 — Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niz Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Rajkowska D., 1965 — Karta otworu Wyszogród-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski Środkowej. PWN, Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1964 — Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 3.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1970 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wyszogród (484). Inst. Geol., Warszawa.
- Samsonowicz J., 1922 — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **1**.
- Samsonowicz J., 1927 — Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy. Przew. geol. po Warszawie i okolicy. Wyd. Oddz. Warsz. Komis. Fizjogr. PAU, Warszawa.

- Sarnacka Z., 1982 — Age revision of the Warsaw proglacial lake in the Warsaw region. *Biul. Inst. Geol.*, 343.
- Skompski S., 1960 — Najmłodsze utwory geologiczne okolic Gąbina. *Prz. Geol.*, **8**, 7.
- Skompski S., 1969 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Słowański W., 1964 — Kliny mrozowe w osadach zlodowacenia północnopolskiego koło Płocka. *Kwart. Geol.*, **8**, 2.
- Słowański W., Piechulska-Słowańska B., Gogołek W., 1995a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Słowański W., Piechulska-Słowańska B., Gogołek W., 1995b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Zachód, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Słowański W., Skompski S., 1965 — Sandry i tarasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły w okolicach Płocka. *Biul. Inst. Geol.*, 187.
- Wybraniec S., 1988 — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na obszarze wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych w skali 1:200 000, ark. Warszawa Zachód. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Wyszogród (484)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe

- Wycieczna morenowa płaska
- Moreny czołowe akumulacyjne

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Równiny zastoisowe
- Kemy
- Tarasy kemowe

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

#### Formy rzeczne

- Stożki napływowe
- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne:  
I (kampinoski) – 6,0–9,0 m n.p. rzeki; II – 4,0–6,0 m n.p. rzeki;  
III – 2,0–4,0 m n.p. rzeki; IV – 0,0–2,0 m n.p. rzeki
- Tarasy erozyjne (iłowski i chmielewski)
- Krawędzie i stoki tarasów

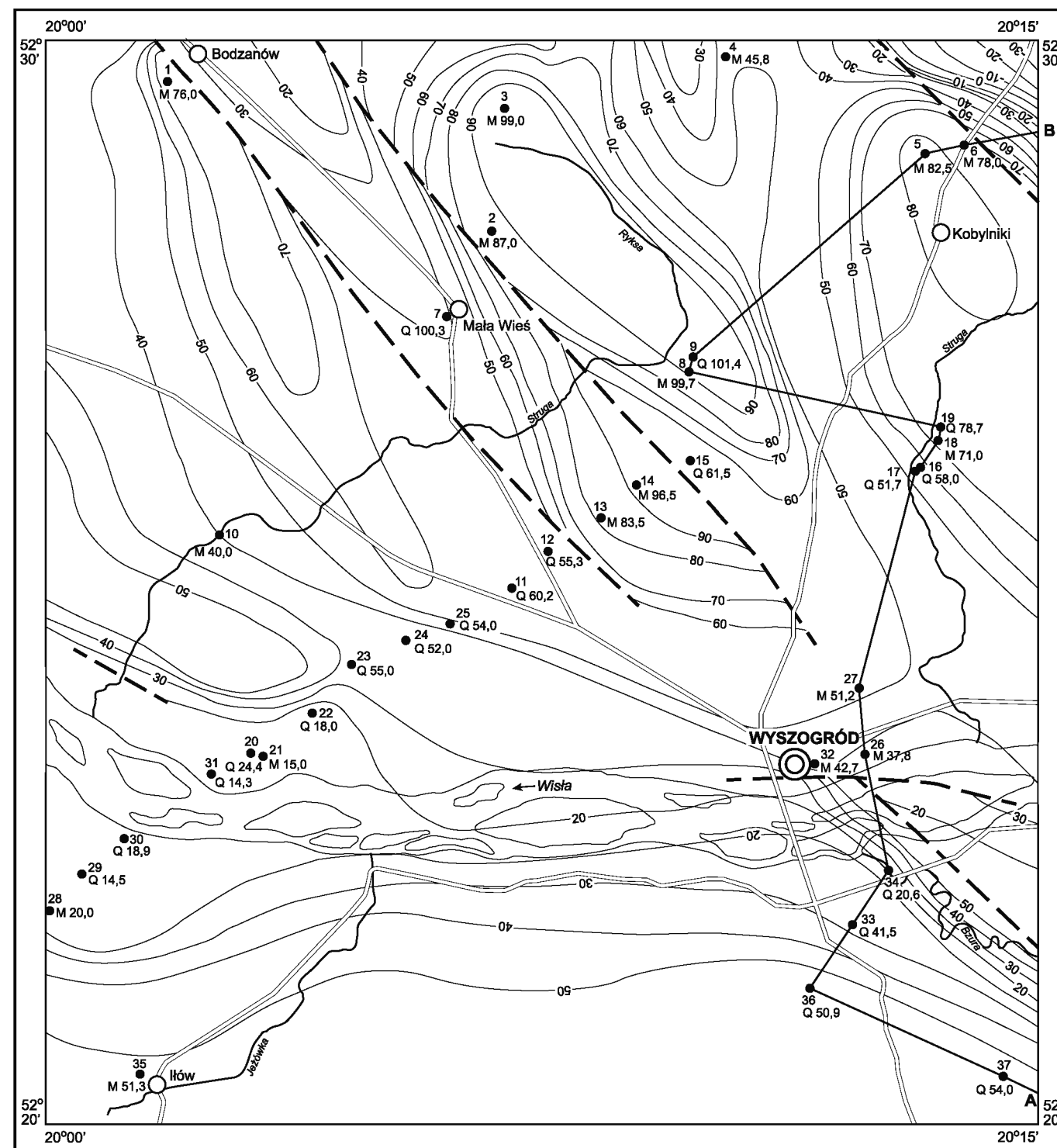
#### Formy denudacyjne

- Dolinki w ogólności
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie
- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

- Żwirownie (Z), piaskownie (P)
- Nasypy

Opracowali: M. KUCHARSKA,  
R. WASILUK



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Wyszogród (484)

### SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- NEOGEN    MIOCEN    **M**    Iły pstry i piaski pyłowate
- — —    Uskoki przypuszczalne
- 80 —    Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- 14  
●  
M 96,5    Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej  
(symbol oznacza wiek: M – miocen, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędów lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- A** — **B**    Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracowali: M. KUCHARSKA, R. WASILUK