



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

**Ryszard ZABIELSKI, Andrzej STOIŃSKI, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER,  
Zbigniew ZŁONKIEWICZ**

**OBJAŚNIENIA**  
**DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**  
**POLSKI**  
**1 : 50 000**

**Arkusz SKARŻYSKO-KAMIENNA (779)**

**AKTUALIZACJA**

z wykorzystaniem  
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna  
P. Filonowicza (1979)



**Ministerstwo  
Klimatu i Środowiska**



Sfinansowano ze środków  
**NARODOWEGO FUNDUSZU  
OCHRONY ŚRODOWISKA  
i GOSPODARKI WODNEJ**

WARSZAWA 2023

Opracowali: Ryszard ZABIELSKI<sup>1</sup>, Andrzej STOIŃSKI<sup>2</sup>, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER<sup>2</sup>,  
Zbigniew ZŁONKIEWICZ<sup>2</sup>, 2022 r.

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna P. Filonowicza (1979)

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski  
ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI  
Koordynator regionu Gór Świętokrzyskich i regionu łódzkiego: Dariusz WIECZOREK

Redakcja merytoryczna: Agnieszka ŁUKASIK

ISBN 978-83-68112-16-0

PIG-PIB, Warszawa 2023  
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa  
tel. (+48) 22 45 92 000  
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Joanna BŁASZKIEWICZ, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	12
III. Budowa geologiczna . . . . .	19
A. Stratygrafia . . . . .	19
1. Sylur–Dewon . . . . .	19
a. Ludlow–dewon dolny . . . . .	19
Gorst–lochkov . . . . .	19
2. Devon . . . . .	20
a. Devon dolny . . . . .	20
Prag–ems . . . . .	20
3. Perm . . . . .	22
a. Perm górny . . . . .	22
Cechsztyń . . . . .	22
4. Trias . . . . .	23
a. Trias dolny . . . . .	23
Ind . . . . .	23
Pstry piaskowiec . . . . .	23
Pstry piaskowiec dolny . . . . .	23
Ind–Olenek . . . . .	24
Pstry piaskowiec . . . . .	24
Pstry piaskowiec dolny–środkowy . . . . .	24
Olenek . . . . .	26
Pstry piaskowiec . . . . .	26
Pstry piaskowiec środkowy . . . . .	26
b. Trias dolny–środkowy . . . . .	31
Olenek–anizyk . . . . .	31
Pstry piaskowiec . . . . .	31
Pstry piaskowiec górny (ret) . . . . .	31
c. Trias środkowy . . . . .	40
Anizyk . . . . .	40
Wapień muszłowy . . . . .	40
Wapień muszłowy dolny . . . . .	40

Wapień muszlowy środkowy .....	43
Anizyk–ladyn .....	45
Wapień muszlowy .....	45
Wapień muszlowy górny .....	45
Wapień muszlowy dolny–górnym .....	48
Ladyn .....	48
Kajper .....	48
Kajper dolny .....	48
d. Trias górny .....	49
Retyk .....	49
Kajper .....	49
Kajper górny .....	49
5. Jura .....	51
a. Jura dolna .....	52
Hetang .....	52
Synemur .....	57
Pliensbach .....	58
6. Czwartorzęd .....	59
a. Plejstocen .....	60
Zlodowacenia południowopolskie .....	63
Zlodowacenie Sanu 2 .....	63
Interglacjał wielki .....	65
Interglacjał mazowiecki .....	65
Zlodowacenia środkowopolskie .....	66
Zlodowacenie Odry .....	66
Zlodowacenia północnopolskie .....	73
Zlodowacenie Wisły .....	73
b. Czwartorzęd nierozdzielony .....	74
c. Holocen .....	76
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu .....	78
C. Rozwój budowy geologicznej .....	85
IV. Podsumowanie .....	100
Literatura .....	103

## SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

## I. WSTĘP

Granice obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wyznaczają następujące współrzędne geograficzne – 20°45' i 21°00' długości geograficznej wschodniej oraz 51°00' i 51°10' szerokości geograficznej północnej. Teren badań leży w północnej części Gór Świętokrzyskich, na ich mezozoicznym obrzeżeniu. Powierzchnia obszaru arkusza wynosi około 325 km<sup>2</sup>.

Pod względem podziału fizjograficznego Polski obszar arkusza znajduje się w obrębie makroregionu Wyżyny Kieleckiej (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018).

Pod kątem podziału administracyjnego teren arkusza głównie jest położony w obrębie województwa świętokrzyskiego, które w ramach omawianego obszaru graniczy z południowym skrawkiem województwa mazowieckiego. Teren badań należy do następujących powiatów: skarżyskiego (z gminami: Skarżysko-Kamienna, Skarżysko-Kościelne, Suchedniów, Łączna i Bliżyn), starachowickiego (z gminami: Wąchock, Mirzec i Pawłów), szydłowieckiego (z gminami Mirów i Szydłowiec) oraz kieleckiego (z gminą Bodzentyn).

Opisywany obszar graniczy z terenami następujących arkuszy SMGP: od północy z Szydłowcem, od wschodu ze Starachowicami, od południa z Bodzentynem i od zachodu z Odrowążem.

Prace kartograficzne, związane z aktualizacją opracowania terenu arkusza Skarżysko-Kamienna, przeprowadzono w 2020 r. Objęły one badania geologiczne wykonane w punktach obserwacyjnych – w obrębie wychodni skał triasu i jury dolnej (395 punktów) oraz w utworach czwartorzędowych (244 punktów). Pozyskane informacje zostały zapisane w notatniku terenowym bądź w pamięci odbiornika GPS. Uaktualniono podział litostratygraficzny, który dostosowano do aktualnego schematu i obecnego stanu rozpoznania budowy geologicznej obszaru arkusza.

Jednym z pierwszych opracowań geologicznych dotyczących obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna jest mapa geologiczna autorstwa Puscha (1833, 1836, 1881, 1882, 1883). Autor ten zwrócił uwagę m.in. na niezgodność sedymentacyjną między piaskowcami jury dolnej i triasu w rejonie Parszowa. Roemer (1866) stwierdził występowanie w omawianym rejonie osadów pstrego piaskowca górnego (retu) na podstawie obecności w osadach małża *Costatoria costata* (Zenker). Michalski (1884) nakreślił bardziej precyzyjnie granicę między utworami retu i wapienia muszlowego. Wspomniał on także o znalezieniu w okruchu piaskowców kwarcytowych ramienionoga *Chonetes sarcinula* Schlotheim koło Występy (teren arkusza Kielce SMGP) i wskazał na podobieństwo tych utworów do skał w okolicach Mniowa, Michniowa oraz Klonowa. Siemiradzki (1887) sporządził mapę geologiczną badanego obszaru (z objaśnieniami), na której wychodnie osadów retyku znajdowały się również po północnej stronie rzeki Kamiennej. Został także wykonany szkic geologiczny Gór Świętokrzyskich, będący częścią mapy geologicznej Królestwa Polskiego (Siemiradzki, Dunikowski 1891). Istotna dla paleogeografii utworów wapienia muszlowego była praca Łuniewskiego (1923), traktująca o łodzikach znajdujących w profilach rejonu Młodzaw, a w tematyce stratygrafii osadów jury dolnej – opracowanie flory autorstwa Makarewiczówny (1928).

Intensyfikacja badań geologicznych w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich miała miejsce w latach 1918–1939 i była związana m.in. z poszukiwaniem rud żelaza w utworach triasu i jury dolnej. Wyniki tych badań dały podwaliny pod stratygrafię osadów triasu górnego i jury dolnej (Kuźniar 1923, 1925a, b, 1929, 1931; Czarnocki 1931), głównie w zachodniej części obszaru arkusza i jego sąsiedztwie. Wiele danych dotyczących jego wschodniej części dostarczyły prace Samsonowicza (1927, 1929, 1934), który opisał stratygrafię utworów triasu i jury dolnej oraz osadów czwartorzędowych. Autor ten wyróżnił na wschód od Skarżyska-Kamiennej dużą strukturę synklynalną, którą nazwał niecką majkowską (Samsonowicz, 1929). Tuż po 1945 r. ukazał się arkusz Radom Przegładowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000 (Rühle, 1946, 1955), w którego granicach znajduje się obszar badań.

W przypadku stratygrafii utworów triasu dolnego i środkowego ważnymi były i są nadal opracowania Kleczkowskiego (1953, 1959), a przede wszystkim Senkowiczowej (1956, 1957a, b, 1965), Senkowiczowej i Szyperko-Śliwczyńskiej (1961) oraz Senkowiczowej i Ślączki (1962). Schemat podziału litostratygraficznego utworów pstrego piaskowca i wapienia muszlowego, opracowany przez Senkowiczową (1970, 1973), był stosowany przez kolejne trzydzieści lat. Dalszy rozwój poglądów na temat geologii i stratygrafii utworów triasu górnego i jury dolnej zawdzięcza się pracom Karaszewskiego (1947, 1949, 1953b, 1960, 1962, 1966), który po raz pierwszy udokumentował obecność osadów jury dolnej na południe od Kamiennej w rejonie Parszowa–Wielkiej Wsi, a także Jurkiewiczowej (1947, 1967), Karaszewskiego i Kopika (1970) oraz Kopika (1970). Samsonowicz (1929) uważał, że szare ily z piaskowcami z tego terenu powstały w kajprze, czego konsekwencją było ograniczenie występowania

skął jury dolnej na północ od rzeki Kamiennej, gdzie zostały one obcięte dwoma uskokami biegnącymi na północ od Skarżyska-Kamiennej i tworzyły zarys trójkąta o wierzchołku skierowanym w stronę Szydłowca. Podobny zasięg osadów jury dolnej zaznaczył Czarnocki (1950) na mapie przeglądowej tektoniki regionu łysogórskiego.

Przy opracowywaniu stratygrafii utworów jury dolnej posłużono się wynikami badań palinologicznych, które w próbkach pobranych z osadów szarych warstw parszowskich z rejonu Węglowa potwierdziły obecność megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, przewodniej dla osadów hetangusynemuru dolnego (Karaszewski, 1962). Jest to zagadnienie na tyle ważne, że będzie ono poruszane jeszcze w dalszej części niniejszego opracowania.

Utwory czwartorzędowe były przedmiotem prac stratygraficznych zarówno szczegółowych (Klimaszewski 1952; Różycki 1972; Karaszewski i in., 1977), jak i syntetycznych (Mojski, Rühle, 1965). Charakter regionalny mają publikacje: Samsonowicza (1929), Lamparskiego (1961), Bartosika (1970), Lindnera (1970a, b, 1971, 1972a, b, 1977, 1978), Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1972), Łyczewskiej (1972) oraz Lewandowskiego i innych (1975) i dotyczą one głównie osadów zlodowaceń środkowopolskich. Nowsze opracowania osadów tego wieku (Lindner, Marks 1995, 2012; Kalicki i in., 2018) postulują, że granica zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich znajduje się na południe od doliny Kamiennej.

Zagadnienia tektoniki północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zostały omówione w pracach: Samsonowicza (1929), Karaszewskiego (1953b, 1966), a także Pożaryskiego (1953, 1974). Równoległe z wyżej wymienionymi powstawały opracowania kartograficzne obejmujące teren arkusza Skarżysko-Kamienna i obszary przyległe do niego (Jurkiewiczowa 1947; Kleczkowski, 1953; Karaszewski, 1961, 1975; Krajewski, Kuźniar, 1961; Krajewski 1962), w dużej mierze na podstawie danych z profili otworów wykonywanych w ramach dokumentacji surowców skalnych (Kozydra, 1959, 1961; Gątaszewski, 1961; Mazurkiewicz, 1961; Chmiel, 1962; Nowak, 1969; Bajorek, 1973, 1977; Gągol, 1974).

W ostatnich latach XX w. i na początku XXI w. prowadzono też badania w zakresie ewolucji tektonicznej regionu świętokrzyskiego (Kowalczewski, 1985, 2002; Konon, 2004, 2006, 2008). Wyniki tych analiz wpłynęły na zmianę modelu paleogeograficznego i paleotektonicznego rozwoju Gór Świętokrzyskich w permie i mezozoiku (Kutek, Głazek, 1972). Pojawiły się również inne koncepcje odnośnie ewolucji tego obszaru (Kuleta i in., 1995; Hakenberg, Świdrowska, 1997; Szulc, 2000; Kutek, 2001; Złonkiewicz, 2006, 2011; Gutowski, Koyi, 2007; Świdrowska i in., 2008; Matyja 2009; Szulc i in., 2015; Brański, Mikulski, 2016).

Warunki wodne na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna przedstawili Maszoński i Żak (1961, 1965) w opracowaniu arkusza Radom Przegładowej Mapy Hydrogeologicznej 1:300 000, a także Prażak (1977), autor dokumentacji zasobów wód podziemnych w tym rejonie.

Szeroko zakrojone badania poszukiwawcze węglowodorów i związane z nimi profile głębokich otworów wiertniczych (Jurkiewicz, red., 1988; Kowalczewski, red., 2006a, b) oraz analizy składu pod kątem zawartości pierwiastków śladowych (Lenartowicz i in., 1983; Kowalczewski i in., 1990) w osadach permu północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przyczyniły się do dalszego rozwoju wiedzy na temat budowy geologicznej tego obszaru oraz stratygrafii utworów triasu i jury. Istotnymi dla obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna były zwłaszcza badania osadów w profilach otworów wiertniczych: Ostojów IG-1 (Kowalczewska i in., 1979), Skarżysko-Kamienna IG-1 (Karaszewski 1953a) oraz położonego na terenie sąsiedniego arkusza Odrowąż SMGP Nieświń PIG 1 (Fijałkowska-Mader, red., 2018). Zastosowanie magnetostratygrafii w analizie utworów triasu dolnego (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003), a także intensyfikacja badań palinostratygraficznych (Fijałkowska, 1989, 1992, 1994) i sedymentologicznych (Kuleta, Rup, 1980; Kuleta, 1985, 1987) pozwoliły na opracowanie nowego podziału litostratygraficznego osadów triasu dolnego w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kuleta, Zbroja, 2006), na którym wzorowano się obecnie podczas prac aktualizacyjnych. W omawianym schemacie pstry piaskowiec dolny, korelowany z griesbachem i dienerem dolnym, obejmuje osady formacji z Siodeł, formacji z Jaworznej i formacji z Zagnańska; natomiast pstry piaskowiec środkowy – odpowiadający dienerowi górnemu, smitowi i spatowi dolnemu, został przypisany utworom formacji z Goleniaw, formacji ze Stachury i formacji z Samsonowa. Pstry piaskowiec górny (ret) jest korelowany z spatem górnym i zaliczany jeszcze częściowo do profilu triasu dolnego. Zdaniem innych autorów (Ptaszyński, Niedźwiedzki, 2006) ret należy zaliczać do anizyku i triasu środkowego. W recie dolnym wyróżniono osady formacji z Baranowa, natomiast w recie górnym – utwory warstw z Dalejowa i warstw z Krynek. Jewuła i inni (2020) zaktualizowali podział Kulety i Zbroi (2006) i zaliczyli do profilu permu (cechsztynu) utwory formacji z Siodeł. Schemat litostratygraficzny wapienia muszlowego opracowany przez Senkowiczową (1970) jest nadal aktualny. Wapień muszlowy dolny obejmuje osady warstw z Wolicy, warstw falistych, warstw z Łukowej i warstw z *Plagiostoma striatum* (*Lima striata* w schemacie Senkowiczowej, 1970). Wapień muszlowy środkowy obejmuje utwory warstw poddolomitowych, warstw dolomitowych i warstw naddolomitowych, a wapień muszlowy górny z kolei – osady warstw z *Entolium discites* (*Pecten discites* w schemacie Senkowiczowej, 1970) i warstw ceratytowych. Doprecyzowanie wieku warstw z *Plagiostoma striatum* w rejonie Młodzaw na pelson oraz warstw ceratytowych na fassan było możliwe dzięki badaniom biostratygraficznym konodontów (Romanek, 1981a, b). Została uszczegółowiona litostratygrafia kajpru środkowego (powyżej warstw gipsowych górnych), który

w starszej literaturze był określany jako retyk (Kopik, 1970). Pieńkowski i inni (2014) w osadach północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (otwór Niekłań PIG 1 na arkuszu Odrowąż) wyodrębnili wydzielenia z obszaru zachodniej Polski, czyli utwory warstw zbąszyńskich korelowanych z norykiem górnym oraz warstw wielichowskich odpowiadających retykowi jako jednostce chronostratygraficznej. Fijałkowska-Mader (red., 2018) zaproponowała wydzielenie powyżej utworów warstw gipsowych górnych warstw ze Studziannej korelowanych z warstwami jarkowskimi i warstwami zbąszyńskimi. Podobnie jak Pieńkowski i inni (2014) autorka ta przyjęła natomiast jako odpowiednik warstw wielichowskich pstry warstwy parszowskie, wydzielone przez Karaszewskiego (1960, 1962).

Nadal dyskusyjny problem stanowi pozycja stratygraficzna wyżejległych utworów szarych warstw parszowskich, w których stwierdzono obecność przewodniej dla hetangu–synemuru dolnego megaspori *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Na tej podstawie Karaszewski (1962) i Kopik (1970) zaliczyli utwory tych warstw do serii zagajskiej w obrębie profilu jury dolnej. Jednakże w tabeli stratygraficznej Polski według Wagnera (red., 2008) oraz w pracach Pieńkowskiego (2004), a także Pieńkowskiego i innych (2014), szare warstwy parszowskie są korelowane z warstwami wielichowskimi i zaliczane do retyku górnego. Autorzy niniejszego opracowania przyjęli wczesnojurajski wiek szarych warstw parszowskich w ślad za pracami Fijałkowskiej-Mader i Złonkiewicza (2018) oraz Złonkiewicza (2019a).

Pieńkowski (1983, 2004, 2006) opracował szczegółowo sedymentologię osadów leżących nad szarymi warstwami parszowskimi, a należących do jury dolnej, i zastosował stratygrafię sekwencyjną, co umożliwiło stworzenie precyzyjnego schematu litostratygraficznego. W obrębie osadów grupy Kamiennej wieku hetang–toark, zostały wyróżnione następujące formacje: zagajska – najstarsza, skłobska, przysuska formacja rudonośna, ostrowiecka, gielniowska, drzewicka, ciechocińska i ostatecznie borucicka – jako najmłodsza. Problem stanowi wiek utworów formacji zagajskiej. Pieńkowski (2004) oraz Pieńkowski i inni (2014) łączą jej najniższą część jeszcze z retykiem, natomiast inni autorzy (m.in. Deczkowski, 1977; Fijałkowska-Mader, red., 2018, Złonkiewicz, 2019a, 2021) osady całej formacji umiejscawiają w profilu hetangu.

Podsumowaniem wczesnego etapu badań geologicznych tego obszaru był arkusz Skarżysko-Kamienna SMGP (Filonowicz, 1979a, b), oraz arkusz Kielce Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Filonowicz, 1980, 1981a, b).

Podczas prac terenowych, prowadzonych w latach 1974–1977, na potrzeby zrealizowania pierwszego opracowania arkusza Skarżysko-Kamienna SMGP wykonano około 3000 sond i wkopów oraz przejrzano 16 profili otworów złożowych i hydrogeologicznych. Pobrano 30 próbek osadów w celu badań zawartości megaspor. Trzy z nich okazały się cenne w pracach kartograficznych; jedna

próbka pochodzi z osadów pstrego piaskowca środkowego w Suchedniowie, a dwie – z utworów liasu na północ i na południe od Parszowa. Wszystkie megaspory zostały oznaczone przez Marcinkiewicz (1976a, b), o czym także informuje Filonowicz (1979a). Pobrano również 20 próbek rud żelaza z osadów triasu i jury i poddano je analizie chemicznej (Filonowicz, 1979a).

W późniejszych latach powstały inne opracowania kartograficzne obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna, z następujących serii: Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000 (Wróblewska, Prażak, 2002; Wróblewska i in., 2002), Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000 (Pasiczna, Stec, 2006; Uchnast, 2006; Uchnast i in., 2006; Andrzejewska-Kubrak i in., 2014; Sokalski, Szrek, 2015; Szrek i in., 2015), Mapa Geologiczno-Gospodarcza Polski 1:50 000 (Pobratyn, Bednarz, 2000a, b), a także Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000 (Stępień, 2007).

Znaczna część prac geologicznych na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna została wykonana w związku z poszukiwaniem surowców naturalnych. Rudy żelaza – syderyty i limonity – występują w obrębie osadów warstw z Dalejowa i tworzą poziom rudny retu (Krajewski, 1947; Kleczkowski, 1953, 1970). W XIX w. w granicach Staropolskiego Okręgu Przemysłowego, na obszarze arkusza, działało ponad 30 kopalń rud żelaza. Kopalnie te koncentrowały się na wychodniach utworów wspomnianych wyżej warstw, od Mostków na wschodzie po zachodni kraniec terenu badań, w rejonie góry Piekło Dalejowskie. Rudy żelaza wydobywano także z osadów pstrych warstw parszowskich, na terenie między Młodzawami i Anną (częścią wsi Majków) na wschód od Skarżyska-Kamiennej, oraz z utworów formacji zagajskiej, na obszarze od Majkowa przez Pleśniówkę po Wielką Wieś i Węglów we wschodniej części obszaru, a ponadto ze skał przysuskiej formacji rudonośnej w rejonie Pogorzałego (osiedla Skarżyska-Kamiennej) (Samsonowicz 1929; Filonowicz, 1969; Rubinowski i in., 1987). Niektóre kopalnie funkcjonowały jeszcze w okresie międzywojennym (Kleczkowski, 1970; Janiec, Kardyś, 2020). Śladami po tej eksploatacji są obecnie zagłębienia terenu, rzadziej częściowo zasypane pionowe szyby.

Oprócz rud żelaza na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna występują surowce skalne wykorzystywane w budownictwie, których złoża są zlokalizowane w obrębie utworów triasu dolno-środkowego i jury dolnej. Wśród osadów triasowych wyróżnia się dwie odmiany piaskowca – suchedniowską i witułińską. Piaskowce suchedniowskie są gruboławicowe, różnoziarniste, o dominującej barwie ciemnoczerwonej z odcieniem fioletowym, rzadziej różowej lub kremowej. Występują one w obrębie osadów formacji z Baranowa (ret dolny) i są nadal eksploatowane w okresowo działających kamieniołomach – w Kopolaku położonym na wschód od Suchedniowa i w kopalni ilów Baranów leżącej na zachód od Suchedniowa. Piaskowce witułińskie, zwane też dołskimi, są grubo- i średnioławicowe, średnio- i gruboziarniste, o szarozółtej i szaroróżowej barwie. Należą one do profilu warstw z Krynek (ret górny). Były wydobywane w kamieniołomie Stokowiec, położonym na północ

od Suchedniowa, w Parszowie oraz w łomach koło Wołowa i na Górze Baranowskiej (Kleczkowski, 1953; Gągol, 1974; Filonowicz, 1979a, b; Gągol i in., 2005). Piaskowce dolnojurajskie, średnioławicowe, drobnoziarniste, mają szaro-żółtą barwę i są wydobywane w niewielkich łomach, głównie w wschodniej części obszaru arkusza (Lipowe Pole Skarbowe, Jagodne i Grzybowa Góra). Mięszsze serie bardziej zwięzłych piaskowców nadających się potencjalnie do eksploatacji znajdują się w okolicach Majdowa, Łazów i Ciechostowic, w północno-wschodniej części terenu. Do tej grupy surowców skalnych należą również piaskowce kwarcytowe dewonu dolnego odsłaniające się na górze Kamień Michniowski przy południowej granicy obszaru arkusza. Eksploatowano je tam na potrzeby drogownictwa. Ciemnoczerwone łył ogniotrwałe formacji baranowskiej wydobywano w okolicy Suchedniowa i w kamieniołomie Baranów (Filonowicz, 1979a). W okolicach Młodzaw–Anny występują łył retyku, a w okolicach Parszowa, Szkleńca i Wielkiej Wsi – łył retyku i łył dolnojurajskie (Kozydra, 1959, 1961). łył retyku są przeważnie czerwone lub żółtawe (pstre warstwy parszowskie), a łył jury dolnej – z reguły szare, sporadycznie białe (szare warstwy parszowskie). Były one eksploatowane w kopalniach odkrywkowych okolic Parszowa i Szkleńca. Wapienie reprezentujące profil wapienia muszlowego środkowego i górnego wydobywano w dwóch dużych kamieniołomach – w Bliżynie–Gostkowie i w Bzinie (obecnie części Skarżyska-Kamiennej). Mniejsze łomy znajdowały się w Młodzawach i Majkowie.

Aktualizację mapy terenu arkusza dokonano na podstawie starszych opracowań kartograficznych tego regionu (m.in. Kleczkowski, 1953, 1959, 1970; Karaszewski, 1975; Filonowicz, 1979a, b), dokumentacji surowcowowych (np. Gągol, 1974), hydrogeologicznych, geofizycznych (Drogoś, Oniszk, 1993; Ostrowski, Stefaniuk, 2003; Wilk, Tomasikiewicz, 2003). Wykorzystano informacje z profili ponad 300 otworów wiertniczych. Uzupełniono je obserwacjami terenowymi przeprowadzonymi przez R. Zabielskiego, A. Stoińskiego oraz A. Fijałkowską-Mader w 2020 r. Wykorzystano wyniki badań geologiczno-inżynierskich związanych z budową drogi ekspresowej S7, przecinającej obszar badań z północy na południe. Z kolei w 2010 r. Z. Złonkiewicz dokonał kartowania geologicznego wykopów i skarp już podczas budowy tej trasy. Cennych danych o ukształtowaniu powierzchni terenu, przydatnych w identyfikacji elementów strukturalnych, dostarczył numeryczny model terenu (NMT). Interpretacja tego modelu w powiązaniu z wynikami badań geofizycznych (m.in. sejsmicznych, grawimetrycznych oraz sondowań magnetotellurycznych) pozwoliła na wyznaczenie przebiegu głównych uskokuw na obszarze arkusza oraz na szczegółowe wytyczenie granic form rzeźby czwartorzędowej i określenie ich genezy.

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Skarżysko-Kamienna znajduje się w prowincji Wyżyny Polskie, w podprowincji Wyżyna Małopolska. W całości jest on położony w makroregionie Wyżyna Kielecka (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018), w obrębie czterech mezoregionów. W północno-zachodniej części obszaru leży Garb Gielniowski, natomiast w jego północno-wschodnim fragmencie – Przedgórze Iłżeckie. W centralnej części terenu arkusza ciągnie się pasem ze wschodu na zachód Płaskowyż Suchedniowski, a wzdłuż jego południowej granicy – północna część mezoregionu Góry Świętokrzyskie. Wymienione obszary stanowią rejon północnego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, gdzie deniwelacje sięgają prawie 200 m. Morfologia jest uwarunkowana budową geologiczną zdenudowanego podłoża skalnego – poszczególne wzniesienia, zbudowane głównie z utworów triasu i jury dolnej, układają się pasowo zgodnie z kierunkiem przebiegu głównych struktur tektonicznych regionu świętokrzyskiego (NW–SE). Wzniesienia, tworzące wychodnie podłoża, są poprzecinane siecią rzeczną, która również dopasowała się do głównych kierunków strukturalnych podłoża skalnego. Obniżenia są zajęte przez formy akumulacyjne i erozyjne, związane z pokrywą osadów czwartorzędowych.

W południowej części obszaru arkusza, na południe od Suchedniowa i na wschód od Michniowa, występuje stosunkowo wysokie i strome wzniesienie zbudowane z piaskowców i kwarcytów dewonu dolnego (góra Kamień Michniowski, której kulminacja wynosi 435,0 m n.p.m. nieco poza granicą terenu). Dominuje ono nad okolicznymi wzgórzami zbudowanymi z utworów pstrego piaskowca, których wysokość dochodzi do 350 m n.p.m. Na północ od Siekierna (obszar arkusza Bodzentyn SMGP) spod piaskowców triasu odsłaniają się piaskowce dewonu dolnego budujące tu niewielkie wzniesienie (360,0 m n.p.m.). Piaskowce dolnodewońskie przebiegają prawdopodobnie pod osadami triasu dolnego na północ od Łącznej (na terenie arkusza Bodzentyn) i dalej w kierunku północno-zachodnim, już na obszarze badań. Dowodem na to może być stosunkowo wysokie wzniesienie koło Zalezianki (Osieczna Góra, której wys. dochodzi do 400 m n.p.m.), zbudowane z piaskowców pstrego piaskowca środkowego (Kleczkowski, 1953; Filonowicz, 1979a). Na północ od wspomnianych wzniesień przebiega wyraźne obniżenie o rozciągłości zachód–wschód. Jego zachodni fragment ma charakter kotliny (Kotlina Suchedniowska) i jest odwadniany przez rzekę Łosienicę. Znajduje się on na wysokości około 280–290 m n.p.m. We wschodniej części obszaru podobne obniżenie (270–280 m n.p.m.) występuje na południowy wschód od leśniczówki Kaczka i jest odwadnianie okresowo strumieniami płynącymi w kierunku rzek Żarnówki i Kamiennej.

Na północ od opisanego wcześniej obniżenia występują kolejne wzniesienia zbudowane z piaskowców triasu dolnego, a we wschodniej części, także jury dolnej. Są to od zachodu: góra (skałki) Piekło Dalejowskie (340,0 m n.p.m.), Kamienna Góra (349,1 m n.p.m.), Góra Baranowska (308,0 m n.p.m.),

Kopulak (345,0 m n.p.m.) na wschód od Stokowca, Żarnowa Góra (315,1 m n.p.m.) i Biały Kamień (350,0 m n.p.m.). Południowe stoki tych wzgórz są obsekwentene, bardziej strome i mają charakter kuest (np. Biały Kamień), a północne zbocza – konsekwentne i obniżają się stopniowo. Od Łącznej (obszar arkusza Bodzentyn) do Skarżyska-Kamiennej wymienione wzgórza triasowe są przedzielone doliną Kamionki o południkowym przebiegu. Na północ od doliny Kamiennej, w zachodniej części obszaru arkusza, występują stosunkowo wysokie wzgórza zbudowane z utworów jury dolnej (okolice Majdowa – 345,0–365,0 m n.p.m., w pobliżu Zagórza – 340,0 m n.p.m., Góra Pogorzelska – 345,8 m n.p.m.). Wzniesienia te posiadają przeważnie spłaszczone wierzchołki i łagodne stoki zarówno południowe, jak i północne, na których stopnie lub załomy zaznaczają się stosunkowo rzadko. Na wschód od Skarżyska-Kamiennej występuje rozległa równina (położona na wys. 240,0–250,0 m n.p.m.) z niewielkimi wzniesieniami pagórów żwirowych w okolicach miejscowości Skarżysko-Kościełne i Jagodne (Filonowicz, 1979a).

Wymienione powyżej wzgórza na [tablicy I](#) są przedstawione za pomocą form morfologicznych niższego rzędu: długich łagodnych stoków, równin denudacyjnych (występujących na różnej wysokości) oraz kopulastych i miejscami płaskich wierzchołków. Wzgórza z rzadka układają się w wyraźne linie grzbietowe, niekiedy między wierzchołkami można wyróżnić połogie, niskie przełęcze. Na stokach występują progi strukturalne oraz (rzadko) formy skałkowe.

Denudacyjne powierzchnie spłaszczeń zostały na potrzeby [tablicy I](#) nazwane równinami denudacyjnymi (powierzchniami podstokowymi, śródstokowymi i wierzchowinowymi) i zajmują duże obszary w obrębie terenu badań. Sytuują się one na różnej wysokości pod stokami, a także w partiach śródstokowych i wierzchowinowych. Część z nich właśnie Filonowicz (1979a) wyróżnił jako fragmenty paleogeńsko-neogeńskiej oraz dwóch plejstocenijskich (występujących na dwóch poziomach wysokościowych) powierzchni zrównań.

Spłaszczenia wierzchowinowe występują m.in. w północno-zachodniej części obszaru arkusza, na wzniesieniach pomiędzy Ostojowem a Zalezianką (powierzchnia nachylona na północ na wys. 340–350 m n.p.m.), na wzgórzach na południe od Węglowa (340–350 m n.p.m.), w rejonie Majdowa (ok. 380 m n.p.m.) i Pogorzałego (ok. 320–340 m n.p.m.). O wiele rozleglejsze są spłaszczenia podszczytowe i śródstokowe. Znajdują się one w rejonie Michniowa (poniżej Kamienia Michniowskiego; na wys. 330–340 m.n.p.), w okolicy Węglowa i Parszowa (powierzchnia pochylona ku północy na wys. 300–330 m n.p.m.), na wzgórzach między Mostkami a Stokowcem – na północ od kamieniołomu Kopulak (powierzchnia schodkowo obniża się w kierunku północnym na wys. 310–330 m n.p.m.), w Majkowie (270–280 m n.p.m.), w obrębie wzgórz pomiędzy Suchedniowem a Bliżynem (kilka rozczłonkowanych powierzchni na wys. ok. 315 m n.p.m. oraz 280–310 m n.p.m.), na północ od Bliżyna

(od Gostkowa przez Brzask do Bzina; na wys. 300–330 m n.p.m.), wreszcie w rejonie Brześcia i Bzina (270–280 m n.p.m.).

Spłaszczenia podstokowe o genezie denudacyjnej wytworzone w obrębie skał mezozoicznych występują w kotlinie na południowy wschód od Kaczki (ok. 280 m n.p.m.), a także u podnóża wzgórz na zachód od Ostojowa (295–320 m n.p.m.). Największe fragmenty stwierdzono w Skarżysku-Kamiennej (250–265 m n.p.m.) i rejonie Milicy (dzielnicy Skarżysko-Kamiennej) wzdłuż doliny Bernatki (250–270 m n.p.m.).

Pomiędzy wymienionymi poziomami spłaszczeń oraz między partiami szczytowymi wzgórz a obniżeniami dolinnymi i równinami wodnolodowcowymi występują stoki łagodne (utworzone w obrębie wychodni skał mezozoicznych), z których niektóre osiągają znaczne rozmiary. Najdłuższe stoki (w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w Lasach Siekierzyńskich) mają długość prawie 2 km (przy deniwelacji 50–75 m). Stoki wzgórz w rejonie Pogorzałego, Majdowa, Łazów i Ubyszowa również wyróżniają się długością do 1,5 km.

Stoki wzgórz położonych na południe od Węglowa i Parszowa, także koło Marcinkowa i Milicy, są urozmaicone progami denudacyjnymi częściowo o założeniach strukturalnych (w obrębie powierzchni stokowych). Wysokość najwyższych z nich sięga 10 m. W większości jednak są to nieregularne w kształcie i przebiegu stopnie skalne o wysokości 4–6 m. Tworzą się one na pakietach odporniejszych na wietrzenie piaskowców, lub (rzadziej) są przejawem uskoków przebiegających w podłożu. Niektóre z progów składają się z dwóch lub trzech stopni skalnych.

Wzgórza zbudowane ze skał mezozoicznych (triasowych i jurajskich) nie posiadają wyraźnie zarysowanych wierzchołków. Powierzchnie szczytowe, jeśli nawet można wśród nich wyróżnić wierzchołki, są kopulaste, ewentualnie płaskie, przechodzące w sposób ciągły w spłaszczenia wierzchowinowe. Tylko kilka wzgórz posiada wyraźniejsze zwieńczenia. Są to: Kamienna Góra (349,1 m n.p.m.) i Sucha Góra (ok. 309 m n.p.m.) w kotlinie rzeki Łosienicy, Wykus (323,9 m n.p.m.) w Lasach Siekierzyńskich, Żarnowa Góra (315,1 m n.p.m.) koło Mostków, Bukowa Góra (355,1 m n.p.m.) koło Majdowa oraz wzgórze położone na południowy zachód od Wołowa (ok. 293 m n.p.m.).

Wzgórza nie mają układu pasmowego, nie tworzą też wyraźnych linii grzbietów zaokrąglonych. Osie morfologiczne wzniesień są różnie zorientowane, a ich układ przypomina bardziej wyspowy niż ułożenie w ciągi pasm. Wyróżnić można tylko krótkie linie grzbietów, ograniczone do bocznych odnóg wyprowadzonych z głównego masywu wzniesienia. Najlepiej jest to widoczne w północno-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie od Ciehostowic przez Majdów po Pogorzałe znajduje się kilka krótkich południkowo zorientowanych grzbietów, wychodzących na północ z masywu Bukowej Góry i Góry Pogorzelskiej.

W związku z brakiem dłuższych linii grzbietowych rzadkością są p r z e ł ę c z e, które występują głównie pomiędzy wierzchołkami wzgórz lub ich spłaszczeniami szczytowymi. Drobne formy ostańców (izolowane skałki) występują: w lesie na wschód od Michniowa (ostańce piaskowców dolnego dewonu), w Rejowie (osiedlu Skarżyska-Kamiennej) nad zalewem (tzw. Skałki Rejowskie – pomnik przyrody nieożywionej), w lesie Pleśniówka, oraz skałki Piekło Dalejowskie położone w lesie na południe od Wojtyniowa (również pomnik przyrody nieożywionej). Skałki Rejowskie i skałki Piekło Dalejowskie tworzą gruboławicowe piaskowce retu, wyeksponowane w wyniku erozji eolicznej (Lindner, 1972a). Urban i inni (2015) wskazują na kształtowanie się form skalnych w Rejowie pod wpływem ruchów masowych związanych z przemieszczaniem się pakietów piaskowcowych po podścielających je skałach ilastych.

Formy o genezie lodowcowej reprezentują fragmenty równin moreny dennej, wykształcone na powierzchniach zbudowanych z glin lodowcowych i osadów akumulacji wodnolodowcowej. Występują one w północnej części obszaru arkusza, w rejonie Jagodnego na wysokości 235–245 m n.p.m. oraz w Bzinku wzdłuż doliny Bernatki (260–270 m n.p.m.). Ich fragmenty leżą także w Kotlinie Suchedniowskiej, gdzie na zachód od doliny Kamionki, w rejonie dzielnicy Suchedniowa (Błota), oraz łąki nazywanej Stara Pani tworzą spłaszczenia podstokowe na wysokości 290–310 m n.p.m. Na wschód od tej rzeki – w Lasach Suchedniowskich i Lasach Siekierzyńskich znajduje się kilka izolowanych, lekko nachylonych równin u podnóża stoków na wysokości 280–315 m n.p.m. Omawiane formy są zlokalizowane również w rejonie Mostków (równina podstokowa na wys. 270–280 m n.p.m.) oraz na wielu mniejszych obszarach. Opisane wyżej fragmenty równin nie tworzą typowych wysoczyzn polodowcowych, ich fragmentaryczne występowanie jest spowodowane (oprócz późniejszej denudacji) tym, że już na etapie akumulacji lodowcowej nie tworzyły one ciągłej powierzchni.

Do równin moreny dennej nawiązują równiny sandrowe i wodnolodowcowe, stanowiące często ich przestrzenną kontynuację na niższych poziomach morfologicznych (tabl. I). Na obszarze arkusza występują one w formie krótkich stożków sandrowych, sandrów dolinnych, ewentualnie sandrów intramarginalnych. Największa powierzchnia równin jest położona w północno-wschodniej części obszaru arkusza (od Świerczka i Lipowego Pola Plebańskiego na zachodzie przez Skarżysko Kościelne i Grzybową Górę na wschodzie oraz do Skarżyska-Kamiennej na południu). Powierzchnia ta jest położona na dwóch poziomach hipsometrycznych; głównie na wysokości 240–245 m n.p.m. i niżej na wysokości od około 235 m n.p.m. w północnej części terenu arkusza (rejon Świerczka) do około 230 m n.p.m. w Skarżysku-Kamiennej. Obie powierzchnie są nachylone w kierunku południowym. Odnogę górnego poziomu równin sandrowych stanowi krótki sandr dolinny ciągnący się wzdłuż Jagodnego, nachylony ku północnemu wschodowi (210–230 m n.p.m.). Zróżnicowanie

hipsometryczne, które opisano powyżej, może być wynikiem zmian warunków odpływu na etapie zaniku lądolodu zlodowacenia Odry.

Wąskie sandry dolinne ciągną się wzdłuż dolin Kamiennej, Kamionki i Żarnówki. W dolinie Kamiennej, w rejonie Bliżyna, ich powierzchnia jest położona na wysokości około 265–275 m n.p.m., a w kierunku wschodnim opada ona do poziomu od około 250 m n.p.m. w Wołowie i w Borze (dzielnicy Skarżyska-Kamiennej) przez 235–240 m n.p.m. w Skarżysku-Kamiennej i Szczepanowie do około 230 m n.p.m. w Michałowie i Marcinkowie. Powierzchnie sandru dolinnego Kamionki i Żarnówki obniżają się w kierunku północnym od około 295 m n.p.m. do 240 m n.p.m. Powierzchnie wodnolodowcowe występują także w formie równoleżnikowego pasa w Kotlinie Suchedniowskiej, gdzie krzyżują się z sandrami dolinnymi Kamionki i Żarnówki.

Powierzchnia równin sandrowych w północno-wschodniej części obszaru arkusza jest urozmaicona obniżeniami, w których wcześniej miała miejsce akumulacja utworów zastoiskowych – obecnie tworzą one równiny zastoiskowe, towarzyszą im też wytopiska oraz formy wypukłe w postaci ozów. Największe obszary wytopiskowe, częściowo zajęte przez równiny torfowe, są położone w rejonie: Podosin, Skarżyska Książęcego, Skarżyska Kościelnego oraz Lipowego Pola Plebańskiego. Są to równiny (na poziomie 230 m n.p.m. oraz 235 m n.p.m.) zajmujące miejsca dwóch polodowcowych zagłębień końcowych. Mniejsze równiny zastoiskowe i obszary wytopiskowe znajdują się w rejonie Świerczka i Grzybowej Góry.

Ozy na obszarze arkusza są krótkie i wąskie. Największą formę ozową stanowi wzniesienie w Skarżysku Kościelnym, nazywane lokalnie Górą Karier (o dług. 1,8 km, szer. do 400 m oraz wys. względnej do 15 m). Krótsze są ozy w Grzybowej Górze (ok. 1,3 km) i w Jagodnem (ok. 1,4 km). Oz w rejonie Lipowego Pola Plebańskiego ma długość około 2,5 km (ale częściowo poza granicami terenu arkusza), za to jego szerokość dochodzi do około 250 m, a maksymalna wysokość względna do 10 m.

Kemy i tarasy kemowe najliczniej występują w rejonach Jagodnego i w Kotlinie Suchedniowskiej, często także w między Bliżynem a Bzinem, oraz w Lasach Siekierzyńskich w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Kemy występujące w Kotlinie Suchedniowskiej były określane mianem moreny suchedniowskiej (Lewandowski i in., 1975). Jest to grupa pagórów i tarasów kemowych przylegająca od strony południowej do Kamiennej Góry (349,1 m n.p.m.). Występujące tutaj kemy cechują się urozmaiconą, dobrze zachowaną morfologią. Powierzchnie pagórów kształtują się na wysokości około 325 m n.p.m. i obniżają się schodkowo do około 285 m n.p.m. w kierunku południowym. Duże pole kemowe jest położone także na północ od Jagodnego. Kemy skupiają się tam po dwóch stronach doliny niewielkiego cieku (dopływu Iłżanki). W mniejszym stopniu zaznacza się ich zróżnicowanie na poziomy tarasowe; formy po zachodniej stronie doliny przypominają

rozbudowane na 2–3 poziomach stoliwa kemowe dobudowane do równiny wodnolodowcowej. Wschodnią stronę stanowią mniejsze izolowane pagórki kemowe. Sama dolina – w swym dolnym odcinku – przypuszczalnie jest rynną subglacialną przekształconą przez procesy rzeczne.

Kilka dużych kemów nadbudowuje wzgórza triasowe w południowo-wschodniej części obszaru arkusza (w Lasach Siekierzyńskich), mniejsze formy występują w rejonie Brześcia i Bzina. Rozległy taras kemowy znajduje się po wschodniej stronie wzgórz Komorniki nad Skarżyskiem-Kamienną. Jego powierzchnia obniża się od około 250 m n.p.m. do około 235 m n.p.m. Dobrze zachowane tarasy kemowe występują we wschodniej części Kotliny Suchedniowskiej. Nad zalewem w Mostkach sytuują się one na wysokości 270–280 m n.p.m., natomiast w lasach między Kleszczynami a Wierzbką i w samych Kleszczynach zajmują znaczne powierzchnie, których wysokość dochodzi do 310 m n.p.m., a na niższych poziomach – do 295 m n.p.m. Między Bliżynem a Bugajem formy określane przez Lindera (1971) jako tarasy marginalne, obecnie zinterpretowano jako tarasy kemowe, występują na wysokości 260–270 m n.p.m.

Tarasy akumulacyjne nadzalewowe występują w dolinach głównych rzek. Fragmenty najwyższego tarasu (I – 4,0–10,0 m n.p. rzeki) występują w dolinach Kamionki oraz Żarnówki i jej lewobrzeżnego dopływu (tabl. I). Ich powierzchnie są rozległe, o szerokości najczęściej rzędu 100–300 m (maksymalnie do 1 km w Kotlinie Suchedniowskiej). W wielu miejscach przechodzą one bez wyraźnego załomu na wyżejleżące powierzchnie równin sandrowych. W rejonie Ostojowa powierzchnia tarasu jest nadbudowana dużymi stożkami napływowymi. W dolinie Kamiennej (wzdłuż odcinka od Bliżyna do Skarżyska-Kamiennej) najwyższy taras nadzalewowy nie występuje. Jest on natomiast zachowany tylko na przestrzeni poniżej Skarżyska-Kamiennej (Nowego Młyna) do Marcinkowa, w widłach rzek Kamiennej i Żarnówki, a także w dolinie jej lewobrzeżnego dopływu. Powierzchnie tego tarasu są w dużej mierze zwydmione.

Niższy taras nadzalewowy (II – 2,0–5,0 m n.p. rzeki) występuje w dolinach Kamiennej, Kamionki i Żarnówki. W dolinie Kamiennej tworzy on główny taras nadzalewowy (nazywany tarasem bałtyckim lub wistuliańskim) o szerokości dochodzącej do 800 m. W dolinach mniejszych rzek spływających do doliny Kamiennej jego fragmenty tworzą poziom rozcinający najwyższy taras utworzony u schyłku zlodowacenia Odry. W wielu miejscach na powierzchni tego tarasu są widoczne ślady rozwinięć koryt rzek roztokowych.

W dolinach rzecznych można wyróżnić dwa poziomy tarasów akumulacyjnych zalewowych (tabl. I) – główny najniższy taras na poziomie 0,0–1,0 m n.p. rzeki (2), oraz fragmentarycznie zachowany wyższy taras, położony na wysokości 1,0–2,0 m n.p. rzeki (1). Szerokość najniższego tarasu w dolinie Kamiennej wynosi około 100–300 m na odcinku Bliżyn–Skarżysko Kamienna, 400–500 m w rejonie Skarżyska-Kamiennej i 600–700 m poniżej Marcinkowa. W dolinie Kamionki szerokość

tarasu zalewowego wynosi 100–200 m; wyjątkowo w rejonie Suchedniowa dochodzi ona do 500 m. W pozostałych dolinach powierzchnie tego tarasu są wąskie (do szer. 100 m w dolinie lewobrzeżnego dopływu Żarnówki, a nawet 50–70 m w dolinach Oleśnicy i Łosienicy). Wyższy taras zalewowy (1,0–2,0 m n.p. rzeki) nie tworzy większych, ciągłych powierzchni, a jedynie izolowane fragmenty, usytuowane na peryferiach najniższego tarasu zalewowego. Największe fragmenty (np. o szer. do 200 m na powierzchni 1 km<sup>2</sup>) występują w dolinie Kamiennej na odcinku Skarżysko–Marcinków.

Do sieci rzecznej nawiązują dolinki w ogólności (dolinki denudacyjne oraz młode rozcięcia erozyjne). Ich rozkład określić można jako dendryczny (przy koncentrycznym układzie sieci rzecznej). Rozmieszczenie dolinek jest uwarunkowane głównie tektoniką utworów starszego podłoża, w mniejszym stopniu odpornością skał na denudację.

Wydmy i równiny piasków przewianych są zlokalizowane najczęściej na powierzchniach tarasów nadzalewowych oraz (rzadziej) na powierzchniach równin sandrowych. Przeważają krótkie wały wydymowe; kształty paraboliczne pojawiają się rzadko (a nawet wówczas jedno z ramion jest znacznie zredukowane w stosunku do dłuższego ramienia). Formy eoliczne najliczniej występują w międzyrzeczu Kamiennej i Żarnówki w rejonie Michałowa i Marcinkowa Górnego. Wąskie i długie, prostoliniowe wały wydymowe występują w rejonie Gadki i Jagodnego.

W rejonie Nowej Wsi występuje zwarty fragment pokryw lessowych, ciągnący się dalej na wschód w kierunku Wąchocka. Ze względu na niewielkie rozmiary tak zwanej wyspy lessowej nie rozwinęły się tutaj elementy rzeźby charakterystyczne dla tych osadów (np. wąwozy). Wyraźnie zaznacza się tylko północna krawędź tej pokrywy, której wysokość dochodzi do 10 m.

Równiny torfowe są zlokalizowane w północnej części obszaru arkusza, w rejonie Lipowego Pola Plebańskiego, oraz pomiędzy Skarżyskiem Książęcym a Skarżyskiem Kościelnym (w obszarze źródłiskowym i dolinie Oleśnicy); także w dolinie Kamiennej, w Łyżwach koło Skarżyska-Kamiennej, w dolinie Bernatki, oraz na łące Stara Pani w obszarze źródłiskowym Łosienicy. Niektóre z równin torfowych są urozmaicone kopułami torfów wysokich. Równiny o mieszanej mineralno-organiczej litologii (z piasków humusowych) występują w okolicach Świerczka w północnej części obszaru arkusza, także na południe od Suchedniowa (Kruka) oraz w lasach na południowy wschód od Mostków.

Hałdy i nasypy zostały utworzone w wyniku robót górniczych (hałdy pokopalniane), działalności przemysłowej (niewielkie hałdy żużli hutniczych i odlewniczych), budowy dróg i kolei, budowy zbiorników zaporowych (tamy ziemne), składowania odpadów czy zabudowy miejskiej. Ze względu na niewielkie niekiedy rozmiary nie wszystkie takie formy zostały przedstawione na [tablicy I](#) (osady nasypów są za to przedstawione na mapie geologicznej).

Największe hałdy pokopalniane są zlokalizowane przy kopalniach Baranów i Kopulak. Ponadto w rejonach Parszowa, Węglowa i w wielu miejscach w Lasach Suchedniowskich duże obszary są

zajęte przez nasypy pogórnice sypane bezpośrednio w sąsiedztwie szybików i dołów kopalnianych. Tereny te jednakże w znacznej części uległy samorekultywacji (szczególnie te położone w lasach). Hałdy fabryczne są zlokalizowane w Bliżynie i Skarżysku-Kamiennej. Duże nasypy powstały w wyniku budowy drogi ekspresowej S7; na nasypach jest także zbudowany węzeł kolejowy w Skarżysku-Kamiennej. W celu poprawienia warunków budowlanych duże fragmenty doliny Kamiennej w Skarżysku-Kamiennej zostały zabudowane nasypami. Hałdy odpadów komunalnych istnieją w Skarżysku-Kamiennej i Marcinkowie.

Wyrobiska górnicze (kamieniołomy, piaskownie-żwirownie i piaskownie) są związane z eksploatacją złóż kamionkowych (Baranów), piaskowców (Kopulak, Parszów) oraz kruszywa naturalnego (Marcinków, dolina Kamiennej w Skarżysku, Łyżwy, Grzybowa Góra, Jagodne).

\*            \*  
\*  
\*

Zdecydowanie większa część obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna znajduje się w zlewni rzeki Kamiennej; tylko jego południowo-wschodni narożnik należy do zlewni Iłżanki (ale rzeka ta nie płynie na obszarze arkusza).

Kamienna generalnie przepływa przez obszar arkusza w kierunku wschodnim od Bliżyna przez Wołów i Skarżysko-Kamienną, a następnie skręca na południowy wschód w rejonie Marcinkowa. Z kierunku północnego dopływają do Kamiennej rzeki Bernatka i Oleśnica, natomiast z południa – Kamionka (z dopływami Jaślaną i Łosienicą) oraz Żarnówka (m.in. z dopływem Kaczką).

Na rzece Kamiennej w Bliżynie znajduje się niewielki zbiornik retencyjny. Spiętrzone są także wody dopływów Kamiennej – na Kamionce w Rejowie i Suchedniowie, na Żarnówce w Mostkach i na Jaślanej w Jaślach.

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

#### **A. STRATYGRAFIA**

##### **1. Sylur–Dewon**

###### **a. Ludlow–dewon dolny**

###### **Gorst–lochkov**

Mułowce (warstwy klonowskie?). Szaro-brunatne mułowce kwarcowe zostały nawiercone na głębokości 333,8–341,0 m, w spągowej części profilu otworu Ostojów IG-1 (otw. 110), położonego w południowej części terenu arkusza Skarżysko-Kamienna. Reprezentują one prawdopodobnie utwory warstw klonowskich (Żakowa i in., 1979), których wiek jest określany na ludlow–lochkov (żedyn) (Malec, 2006). W podziale litostratygraficznym według Kozłowskiego (2008) utwory

warstw klonowskich są zaliczone do profilu formacji z Podchełmia (grupa Nowej Słupi), której wiek szacuje się na wczesny i środkowy przydol. Osady te nie odsłaniają się na obszarze omawianego arkusza.

## 2. Dewon

### a. Dewon dolny

#### Prag–ems

Piaskowce kwarcytowe, piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce odsłaniają się na górze Kamień Michniowski, położonej na południowy wschód od Michniowa, w południowej części terenu arkusza. Utwory te opisał Filonowicz (1979a), który rozdzielił je na piaskowce z wkładkami mułowców i iłów (seria plakodermowa) oraz piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców (seria spiriferowa). Osady serii plakodermowej są wykształcone w postaci jasnoszarych, średnioławicowych, zwięzłych piaskowców kwarcytowych i różnoziarnistych, które odsłaniały się wzdłuż grzbietu i po północnej stronie wzniesienia. W ich stropie były widoczne odciski tarczek kostnych ryb pancernych z rodzaju *Guerichosteus*, natomiast w części dolnej – przewarstwienia szarozielonych i pstrych mułowców i iłów. W morfologii tworzą one obniżenie dolinne przebiegające pomiędzy wzniesieniami w północno-zachodniej części wychodni opisanych skał. Miąższość utworów tej formacji sięga do 100 m. Obecnie są widoczne tylko niewielkie izolowane odsłonięcia piaskowców w szczytowej partii góry, których wieku nie można określić. Według Filonowicza (1979a) skały serii spiriferowej odsłaniały się w południowym zboczu góry Kamień Michniowski, gdzie ich warstwy miały być przełamane i obalone ku północy. Przeczą temu wyniki analizy struktur sedymentacyjnych, wskazujące na normalne ułożenie warstw skalnych. Filonowicz (1979a) ponadto stwierdził, co następuje:

W nieczynnym łomie na N zboczu wzgórza widoczne są piaskowce kwarcytowe gruboławicowe (12,0 m miąższości, upady na N w granicach 50°). Około 0,5 km na NW od wspomnianego miejsca występują podobne gruboławicowe zwięzłe piaskowce kwarcytowe z wkładkami zlepieńców, w skład których wchodzi drobne otoczaki kwarców do 0,5 rzadziej do 1–2 cm średnicy.

Po raz pierwszy wspomniane wyżej piaskowce opisał Michalski (1884), który wspominał także o znalezieniu w ich obrębie fragmentu okazu z rodzaju *Spirifer*, co stanowiło podstawę do określenia tych osadów jako piaskowce spiriferowe. Faktycznie w swej pracy Michalski (1884) nadmienił o znalezieniu egzemplarza ramienionoga *Chonetes sarcinulata* – prawidłowa nazwa *Chonetes* cf. *sarcinulata* (Schlotheim) we fragmencie piaskowców kwarcytowych koło Występy, a nie w Michniowie. Mniów (błędna nazwa Michniowa) był wymieniony jedynie jako miejsce „wychodni pokładów dewońskich”, wykształconych jako „(...) kwarcyty, podobne do kwarcytów występujących przy wsi Klonowie (...)” (Michalski, 1884). Przy obecnym stanie praktycznego braku odsłonień omawianych

utworów na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna, trudno jest te informacje zweryfikować. Filonowicz (1979a) pisał, że nie znalazł w piaskowcach fauny, lecz uznał je za spiriferowe na podstawie litologicznego podobieństwa do piaskowców budujących skałki na Bukowej Górze (na obszarze arkusza Bodzentyn), które reprezentują osady serii spiriferowej emsu górnego. Miąższość skał warstw spiriferowych, korelowanych z formacją zagórzańską w aktualnym podziale litostratygraficznym osadów dewonu w rejonie świętokrzyskim (Szulczewski, 2006), według Filonowicza (1979a) wynosi 60 m. Obecnie piaskowce, opisane przez Filonowicza (1979a, b) jako seria spiriferowa, odsłaniają się w kilku niewielkich łomach, zlokalizowanych w lesie w odległości 1200 m na północ od szosy z Michniowa do Bodzentyna i 125–200 m na wschód od drogi leśnej prowadzącej od wschodniego krańca Michniowa na północ. Są to jasnoszare, zwarte piaskowce kwarcytowe, gruboławicowe, przechodzące w średnioławicowe ku górze profilu. Na ogół masywne piaskowce miejscami wykazują laminację poziomą, rzadziej przekątną w małej skali. Lokalnie na powierzchni ławic występują niewyraźne struktury bioturbacyjne. Wartości parametrów położenia warstw zmieniają się w zakresie 260/34–270/35. Piaskowce są silnie spękane i fragmentami zbrekcjonowane, niemniej nie wykazują cech charakterystycznych dla utworów formacji zagórzańskiej (takich jak przewarstwienia mułowcowe czy obecność fauny; Szulczewski, 2006). Pod względem litologicznym przypominają one raczej piaskowce formacji barczańskiej (Łobanowski, 1981). Znacznie lepiej piaskowce te są odsłonięte w rezerwacie przyrodniczym Kamień Michniowski, położonym tuż poza południową granicą obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna, na terenie arkusza Bodzentyn. Wzdłuż południowego stromego zbocza góry Kamień Michniowski rozciąga się grupa kilkunastu skałek o wysokości 2–8 m (Urban, 2020), zbudowanych z grubo- i średnioławicowych piaskowców kwarcytowych, które tworzą wyraźny próg morfologiczny. Dominują piaskowce średnioziarniste, miejscami występują odmiany gruboziarniste i zlepieńcowate o drobnych klastach. Ich warstwy zapadają na północ pod kątem 15°. Filonowicz (1979a, b) natomiast podał, że wartości upadu były znacznie większe (50–56°). Oprócz przeważających piaskowców masywnych i poziomo warstwowanych spotyka się tu laminity mikrobialne (drobno laminowane wapienie). Ustalenie wieku omawianych piaskowców jest problematyczne, gdyż różnią się one zarówno od gruboławicowych, drobnoziarnistych piaskowców formacji barczańskiej, jak i od cienko- i średnioławicowych, drobno- i średnioziarnistych piaskowców formacji zagórzańskiej. Z uwagi na powyższe autorzy niniejszego opracowania na obecnym etapie rozpoznania budowy geologicznej góry Kamień Michniowski nie są w stanie rozstrzygnąć kwestii litostratygrafii utworów dewonu dolnego i zaliczają je do jednego wydzielenia. W świetle najnowszych badań (J. Malec – inf. ustna) piaskowce gruboziarniste na górze Kamień Michniowski mogą reprezentować osobną jednostkę litostratygraficzną, rozdzielającą formację barczańską i zagórzańską.

### 3. Perm

#### a. Perm górny

##### Cechsztyń

Zlepieńce, wapienie, dolomity i mułowce. Zróżnicowane litologicznie utwory cechsztyńskie stwierdzono tylko w jednym otworze Ostojów IG-1 (otw. 110) na głębokości 275,8–333,8 m. Profil osadów rozpoczynają zlepieńce grubookruchowe o miąższości 1,6 m, złożone ze słabo obtoczonych otoczków głównie skał węglanowych – szarych, beżowo-szarych i czarnych wapieni oraz dolomitów ze szczątkami fauny, podrzędnie szarych iłowców i jasnoszarych piaskowców kwarcytowych. Wielkość otoczków wynosi 0,5–1,5 cm. Spoiwo jest ilasto-wapniste, o kolorze szaro-zielonym. Skały mogą reprezentować czerwony spągowiec lub zlepieniec podstawowy (Zp1), rozpoczynający cyklotem 1 (PZ1) cechsztyńskie (Żakowa i in., 1979). Powyżej leżą wapienie i dolomity mikrytowe, wapienie dolomityczne lub dolomity wapniste, o miąższości 18,7 m, reprezentujące wapień cechsztyński (Ca1) (Żakowa i in., 1979; Kuleta, Zbroja, 2006). Stwierdzono w nich szczątki zróżnicowanej makrofauny małży, głównie z rodzaju *Pseudobakevellia*, ramienionogów (*Strophalosia* cf. *morrisiana* King, *Lingula credneri* Geinitz) oraz mikrofauny: małżoraczków (rodzaje: *Bairdia*, *Basslerella* i *Coryellites*), mszywołów, a także otwornic: *Agathammina pusilla* (Geinitz), *Geinitziana cuneiformis* (Jones) oraz *Spandelinoides geinitzi* (Reuss) (Żakowa i in., 1979). Pod względem stratygraficznym jest istotna obecność otwornic *Agathammina pusilla* (Geinitz), których zasięg występowania obejmuje łupki miedzionośny (T1) oraz wapień cechsztyński (Jurkiewicz, 1966; Peryt, Woszczyńska, 2001). Ponadto w profilu otworu 110 na głębokości 318,5–333,8 m opisano zespół mikroflorystyczny podpoziomu *Lueckisporites virkkiae* Ab i akritarchy. Jest on wyróżniany w utworach T1 i Ca1 (Fijałkowska, 1991).

Na opisanych powyżej osadach węglanowych, na głębokości 291,6–313,6 m, w otworze 110 spoczywa niezgodnie tektonicznie kompleks brunatnych mułowców wapnistych i czerwonych piaskowców z wkładką zlepieńców drobnookruchowych, podścielony brekcjami tektonicznymi. Cała opisana seria jest pozbawiona skamieniałości (Żakowa i in., 1979). Wcześniej utwory te przypisano wiekowo wyższej części cyklotemu 1 (PZ1) oraz cyklotemowi 2 cechsztyńskie (PZ2) (Kuleta, Zbroja, 2006). Obecnie są one zaliczone do profilu osadów formacji z Podzamcza – nowej jednostki litostratygraficznej cechsztyńskie w permsko-mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, korelowanej z permem górnym (terygenicznym P2t i stropową serią terygeniczną PZt) (Kowalczewski, Rup 1989; Jewuła i in., 2020, 2021).

Strop osadów permu stanowi seria brunatnych i pstrych mułowców z konglomeratami węglanowymi oraz z cienkimi wkładkami zlepieńców węglanowych, o miąższości około 16 m. W mułowcach

są obecne stosunkowo liczne ślady po korzeniach. Zlepieńce pochodzą ze zniszczonych węglanowych poziomów glebowych (Trela, Fijałkowska-Mader, 2017). Omawiane skały reprezentują formację z Siopeł, wyróżnioną w spągu sekwencji osadów pstrego piaskowca dolnego w regionie świętokrzyskim i przypisaną wiekowo wczesnemu indowi (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002). Obecnie jednostka ta została sformalizowana i włączona do profilu permu, tym samym zaznacza ona koniec sedymentacji utworów cechsztynu (Jewuła i in., 2020, 2021).

#### 4. Trias

##### a. Trias dolny

##### Ind

##### Pstry piaskowiec

##### Pstry piaskowiec dolny

Piaskowce i mułowce – formacja z Jaworznej. Osady pstrego piaskowca dolnego stwierdzono jedynie w otworze 110 (Ostojów IG-1) na głębokości 259,3–275,8 m. Powyżej mułowców formacji z Siopeł, które jak wspomniano wyżej, obecnie zalicza się do osadów cechsztynu, spoczywają heterolity mułowcowo-piaskowcowe o miąższości 16,5 m, z cienką pięciocentymetrową warstwą zlepieńców w spągu, należące do profilu formacji z Jaworznej. Wiek utworów formacji jest przyjmowany na przedział griesbach–wczesny diener (Kuleta, Zbroja 2006; Jewuła i in., 2020). W opracowaniu Żakowej i innych (1979) osady te zaklasyfikowano jeszcze jako permskie. W mułowcach na głębokości 265,3–268,7 m stwierdzono obecność liścionogów oraz muszloraczków (*Conchostraca*) a także zespołu mikroflory, którego wiek określono jako późnopermski (Żakowa i in., 1979). Znalezienie przez Fijałkowską (1991, 1994) spor z rodzaju *Lundbladispora*, w tym okazy *Lundbladispora* cf. *obsoleta* Balme, oraz ziarn pyłku *Protohaploxylinus pantii* (Jansonius) pozwoliło na zaliczenie tego zespołu do poziomu palinologicznego *Lundbladispora obsoleta* – *Protohaploxylinus pantii*, wyróżnianego w osadach pstrego piaskowca dolnego (Orłowska-Zwolińska, 1984). Miąższość utworów formacji na obszarze arkusza, oszacowana na podstawie profilu otworu 110, wynosi 16,5 m; prawdopodobnie jest ona nieznacznie większa.

Piaskowce – formacja z Zagnańska. Nad formacją z Jaworznej w profilu otworu 110 (Ostojów IG-1), na głębokości 80,5–259,3 m, zalega miąższy kompleks różowych, różnoziarnistych, lokalnie zlepieńcowatych, piaskowców warstwowanych przekątnie lub poziomo, rzadziej masywnych, z podrzędnymi wkładkami mułowców (Żakowa i in., 1979). Należy on do profilu formacji z Zagnańska. W obrębie skał kompleksu na głębokości 153,3–191,0 m występuje seria piaskowców warstwowanych przekątnie, która została opisana jako ogniwo piaskowców z Tumlina. Wiek skał opisywanej formacji określa się na diener. Piaskowce różnoziarniste stanowią osady pochodzenia

rzecznego, natomiast piaskowce ogniwa z Tumlina reprezentują utwory wydymowe i międzywymowe (Kuleta, Zbroja, 2006). Miąższość utworów formacji na obszarze arkusza wynosi 178,8 m (otw. 110).

## Ind–Olenek

### Pstry piaskowiec

#### Pstry piaskowiec dolny–środkowy

Piaskowce, mułowce i mułowce wapniste – formacja z Goleniaw. Ustalenie stratygrafii utworów leżących powyżej osadów formacji z Zagnańska w południowej części terenu arkusza jest trudne, ponieważ skały formacji z Goleniaw i formacji z Samsonowa są podobnie wykształcone jako czerwone osady silikoklastyczne, na ogół o charakterze heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Brak jest tutaj zarówno szarych wapieni ooidowo-bioklastycznych, charakterystycznych dla profilu formacji z Goleniaw, jak i gruzłów siarczanowych, typowych dla utworów formacji z Samsonowa. Nie stwierdzono tu także szaro-brunatnych heterolitów z wkładkami oolitów występujących w formacji ze Stachury (Kuleta, Zbroja, 2006). Ponadto skamieniałości śladowe, charakterystyczne dla osadów warstw hieroglifowych, wyróżnianych w starszych podziałach litostratygraficznych (Senkowiczowa, 1970, 1973) występują w skałach formacji z Goleniaw i formacji z Samsonowa. Kryterium pozwalającym odróżnić osady tych dwóch jednostek jest występowanie małży *Bakevillia* (*Gervillia*) *murchisoni* (Geinitz) w osadach formacji z Goleniaw. Obecność pstrych, czerwono-żółto-zielonkawych mułowców i iłowców wskazuje natomiast na utwory formacji z Samsonowa. Ponadto w rzeźbie terenu skały formacji z Goleniaw zaznaczają się w formie kopulastych wzniesień.

Profil formacji z Goleniaw rozpoczynają osady pstrego piaskowca dolnego–środkowego, których wiek został określony jako późny diener–wczesny smit (Kuleta, Zbroja, 2006). Utwory tej formacji odpowiadają warstwom gerwilejowym z małżem *Bakevillia* syn. *Gervillia murchisoni* (Geinitz) i warstwom labiryntodontowym w starszych schematach litostratygraficznych (Senkowiczowa, 1970, 1973). Filonowicz (1979a) opisał je jako serię piaskowcowo-mułowcową. Wiek skał formacji jest udokumentowany obecnością zespołu mikroflorystycznego *Densoisporites nejburgii* (Fijałkowska, 1994). Formacja została stwierdzona w otworze 110 (Ostojów IG-1) na głębokości 20,0–80,5 m (Kuleta, Zbroja, 2006), gdzie jest wykształcona jako heterolity utworzone z wiśniowych, laminowanych przekątnie, drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych i szarogłazowo-arkozowych, miejscami wapnistych, a także z wiśniowych iłowców i mułowców wapnistych. W spągu heterolitów występują piaskowce gruboziarniste i zlepieńce.

Osady formacji z Goleniaw odsłaniały się (w latach 2007–2010) w przekopie drogi ekspresowej S7 (na odcinku o dług. 350 m) od mostu na rzeczce Jaślanej, między Osełkowem i Stawikiem aż do południowej granicy terenu arkusza. Kierując się na południe, ku starszym osadom, można było spotkać

czerwone heterolity mułowcowo-piaskowcowe o miąższości kilkunastu metrów, przewarstwione średnioławicowymi, czerwonymi piaskowcami średnioziarnistymi, warstwowanymi poziomo i przekątnie niskokątowo, które reprezentowały utwory rzeczne – korytowe lub glifowe. Na stropowych powierzchniach ławic uwidaczniały się pogruży oraz czarnobrunatne poziomy koncentracji związków żelaza, najprawdopodobniej związane z poziomami paleogleb. Występowały tutaj też kilkucentymetrowe wkładki piaskowców z intraklastami mułowców oraz piaskowce ze strukturami korzeniowymi (ślądami po korzeniach) i nagromadzeniami pyłu węglistego. Poniżej leżały heterolity mułowcowo-iłowcowe o miąższości 2,5 m. W ich dolnej części były obecne przewarstwienia czerwonych piaskowców średnio- i drobnoziarnistych, laminowanych poziomo, których parametry położenia warstw wynosiły 4/58 i 6/26. Pod nimi występowały bardzo twarde różowe piaskowce średnio- i gruboławicowe, laminowane przekątnie i poziomo. W piaskowcach znajdowały się poziomy nagromadzenia obtoczonych intraklastów jasnoszarych mułowców ilastych. Parametry położenia warstw pomierzone na ławicy piaskowców przy kontakcie z mułowcami wynosił 8/68.

W odległości około 220 m od mostu na Jaślanej, w obrębie serii heterolitów, znajdowała się warstwa żółtych piasków (20-centymetrowa). Piaski te lateralnie przechodziły w białoszare ily podścielone jednocentymetrową warstwą węgla. Pod tą warstwą występowały czerwone ily pyłowate (o miąższ. 0,5 m), a pod nimi rdzawożółte piaski z przewarstwieniami piaskowców i czerwonych iłowców o wartościach parametrów położenia warstw wynoszących 17/10 i 17/24. W dolnej części odsłaniały się miękkie, kruche heterolity piaskowcowo-mułowcowe. Piaskowce były drobnoziarniste, rdzawożółte, płytkowe, gęsto laminowane poziomo; towarzyszyły im jasnobrązowe mułowce ilaste. Miejscami w masywnych mułowcach występowały seledynowoszare smugi ze ślądami korzeni. Ku górze wzrastała zawartość mułowców ilastych. Parametry położenia warstw wynosiły 16/31. Profil kończyły rozsypliwie heterolity piaskowcowo-mułowcowe (Złonkiewicz, 2010).

Filonowicz (1979a) stwierdził, że utwory formacji z Goleniaw odsłaniały się w przekopie stacji kolejowej Łączna na obszarze sąsiedniego arkusza Bodzentyn, i opisał je następująco:

(...) [wiśniowe – dop. A. F.-M.] piaskowce kruche, płytowe, drobnoziarniste, które bez wyraźnej granicy litologicznej przechodzą w mułowce również wiśniowe rozsypliwie często z drobną miką. W niektórych ławicach dość licznie występują odciski drobnych małżów *Gervillia purchisoni* Geinitz. W stropie wspomnianych warstw zanika fauna, a wśród piaskowców o powierzchniach hieroglifowych przeważają przerosty mułowców często ilastych, wiśniowych z miką. Ciągną się one doliną Kamionki koło Łącznej wzdłuż południowego skraju arkusza Skarżysko-Kamienna.

Podobne litologicznie do wyżej opisanych osady o miąższości około 30 m stwierdzono w otoczeniu wychodni utworów dewonu dolnego na górze Kamień Michniowski (koło Michniowa). Wyżej

stratygraficznie leżą wiśniowe piaskowce i mułowce o lepszym wysortowaniu ziarn, zbite, często drobno porowate, z płaskimi pustkami po wymytych otoczakach ilastych, niekiedy z przerostami różowych lub jasnych piaskowców drobnoziarnistych, miejscami płytowych, których powierzchnie spągowe są pokryte hieroglifami, o miąższości około 40 m. Występują one na spłaszczonych szczytach wzniesień wokół góry Kamień Michniowski i zostały stwierdzone w otworze 75 na pierwszym wydaniu mapy (Filonowicz, 1979a, b). W obecnym cięciu arkuszowym otwór ten wypada już poza południową granicę terenu arkusza. Na opisanych utworach leżą wiśniowe piaskowce (ok. 30-metrowe) z fauną *Bakevella purchisoni* (Geinitz) występującą w małych i dużych formach. Odsłaniają się one w okolicy Osełkowa. Piaskowce o wiśniowym zabarwieniu zawierają wkładki jasnych piaskowców zbitych, drobno warstwowanych, niekiedy porowatych, a w swej górnej części – przerosty wiśniowych i czerwonych ilów. Podobnie litologicznie osady występują wzdłuż południowej części terenu arkusza, na wschód od Kamionki, choć nie stwierdzono w nich fauny *Bakevella purchisoni* (Geinitz), a miąższość wspomnianych warstw maleje w kierunku wschodnim (obszar po obu stronach doliny lewobrzeżnego dopływu Żarnówki). Natomiast osady stanowiące górną część omawianej formacji napotkano w otworze 114 (Kaczka 5-M). Górną część profilu budują jasnoszare piaskowce płytowe i mułowce, o miąższości 5 m. Pod nimi występuje 15,4-metrowy kompleks wiśniowych ilów, ilowców i mułowców z wkładkami jasnych, różowych lub żółtawych piaskowców zwięzłych, miejscami laminowanych. Takie piaskowce można też spotkać na szczycie płaskiego wzniesienia na zachód od wychodni skał dewonu dolnego na górze Kamień Michniowski. Miąższość osadów formacji na obszarze arkusza, stwierdzona w profilach trzech otworów wiertniczych (otw.: 110, 111 i 114), wynosi 20,0–60,5 m, może jednak dochodzić do 100 m.

## Olenek

### Pstry piaskowiec

#### Pstry piaskowiec środkowy

Mułowce, ilowce i piaskowce – formacja z Samsonowa należą do profilu pstrego piaskowca środkowego. Utwory te są korelowane z osadami warstw hieroglifowych i pseudoolitowych w schemacie Senkowiczowej (1970, 1973). Filonowicz (1979a, b) opisał skały tej formacji jako piaskowce z wkładkami ilów, mułowców i pseudoolitów oraz szare łupki z odciskami roślin. Wiek utworów jest określany na późny smit–wczesny spat. Został on udokumentowany obecnością zespołu sporowo-pyłkowego *Cycloverrutriletes presselensis* (Fijałkowska, 1994). Formacja z Samsonowa, której miąższość osadów przyjmuje zróżnicowane wartości od kilkudziesięciu do stu metrów, jest dominującą jednostką w południowej części obszaru arkusza.

Jej utwory zostały odsłonięte na długości 2 km między Osełkowem a Błotem na północy, w czasie budowy drogi ekspresowej S7 (Złonkiewicz, 2010). Granica z niżej ległymi osadami formacji z Goleniaw przebiega w pobliżu przecięcia się drogi S7 z linią wysokiego napięcia przy południowej granicy terenu badań.

W spągu profilu formacji z Samsonowa występują piaskowce masywne, przechodzące w piaskowce laminowane poziomo i przekątnie w różnych kierunkach – typu *heringbone*, o miąższości około 1 m. Przykrywają je różowe piaskowce średnioziarniste, laminowane poziomo i czerwone piaskowce średnioziarniste, warstwowane przekątnie w średniej skali, o miąższości 0,5 m. W tej części profilu na powierzchniach piaskowców znaleziono liczne ślady: tropy gadów stąpających, ślady gadów pływających (które pazurami dotykały osadów na dnie zbiornika), ślady żerowania bezkręgowców oraz szczeliny z wysychania. Nad piaskowcami leżą żelaziste mułowce ilaste, a powyżej – kilkumetrowy kompleks czerwonych iłów i iłowców z cienkimi wkładkami czerwonych piaskowców drobnoziarnistych laminowanych poziomo. Lokalnie na powierzchniach piaskowców spotyka się naskorupienia brunatnych pokryw żelazistych typu rud darniowych, stanowiących pozostałość po ówczesnych poziomach glebowych. W górnej części profilu utworów formacji z Samsonowa występują także przeławicenia drobno- i średnioziarnistych piaskowców warstwowanych przekątnie tabularnie, a także przewarstwienia białych odbarwionych piaskowców. Wyżej opisane utwory reprezentują osady równi zalewowej, zabagnionych nadrzecznych zagłębień oraz gliców krewasowych. Obecnie już niewidoczna dolna część profilu utworów formacji z Samsonowa kończy się na wysokości przejścia dla dużych zwierząt gospodarskich nad drogą S7.

Środkowa część profilu osadów omawianej formacji, o miąższości około 40 m, była odsłonięta na odcinku od przejścia dla zwierząt gospodarskich do Błota. W jej spągu stwierdzono różowe i czerwone piaskowce średnioławicowe bezwapniste, laminowane przekątnie, tabularnie i poziomo, miejscami żelaziste, z przeławiczeniami czerwonych iłów (Złonkiewicz, 2010). Na powierzchniach ławic piaskowców można spotkać skamieniałości śladowe, m.in. przypominające *Chirotherium* sp. Powyżej leżą biało-różowe, różowe i czerwone piaskowce średnioziarniste z przewarstwieniami czerwonych i białych iłowców. Piaskowce wykazują laminację poziomą i przekątną wielkoskalową. Przykrywają je heterolity piaskowcowo-iłowcowe o miąższości 3 m, zbudowane w dolnej części z różowych piaskowców płytowych, laminowanych poziomo i czerwonych iłowców, a w górnej partii – z białych piaskowców i białoszarych iłowców. Górną część profilu stanowią różowe i czerwone cienkoławicowe piaskowce średnio- i drobnoziarniste, laminowane poziomo i przeławicone czerwonymi iłami. Na powierzchni oddzielności piaskowców są widoczne riplemarki interferencyjne (?) oraz ślady zadrapań zostawione przez gady. Na krótkim, kilkunastometrowym odcinku profilu, na południe od Błota, pod czerwonymi iłami o miąższości 3,8 m leży pakiet szarych iłów laminowanych

z ławicą jasnozielonych, słabozwięzłych piaskowców kwarcowych średnio- i drobnoziarnistych, bezwapniowych, laminowanych poziomo. Wyżej opisana część formacji z Samsonowa odpowiada osadom warstw hieroglifowych. Są to osady rzek meandrujących, powstałe na równiach zalewowych. Ławice piaskowców, tkwiące wśród osadów iłowcowych, reprezentują osady glifów krewasowych (Złonkiewicz, 2010). Fragmenty dolnej i środkowej części utworów formacji z Samsonowa odsłaniały się lub nadal odsłaniają także w innych miejscach terenu arkusza. Zostały one też nawiercone w kilku otworach usytuowanych w sąsiedztwie doliny strugi Żarnówki, na południe od miejscowości Stary Stawek (w otw. 113 na głęb. 2,5–20,5 m, w otw. 115 na głęb. 0,0–19,7 m, w otw. 116 na głęb. 1,0–19,8 i w otw. 117 na głęb. 1,0–20,8 m), w południowo-wschodniej części obszaru arkusza.

Omawiane osady można spotkać również na południe od Berezowa (dzielnicy Suchedniowa) i na zachód od Ostojowa (mają tam miąższ. około 8–10 m), oraz na północny zachód od Osełkowa, gdzie ponad utworami formacji z Goleniaw występuje kompleks o miąższości około 20 m, utworzony z jasnych lub różowych piaskowców, których grubość wynosi 5–10 cm, a rzadziej 20 cm, przewarstwionych żółto-czerwonymi lub pstryimi iłami. Na nich leżą wiśniowe ily z przerostami żółtych i szarozielonych mułowców oraz szare lub różowe piaskowce lub mułowce płytowe z przerostami czerwonych lub pstrych iłow, stwierdzone w profilach otworów 113 (Kaczka 9-M) na głębokości 2,5–20,5 m i 117 (Podmielowiec) na głębokości 1,0–20,8 m. Wystąpienia podobnych osadów prześledzono we wkopach wzdłuż drogi na północny zachód od gajówki w Osełkowie, gdzie ich miąższość wynosi około 30 m. Tam w stropie leżą jasne piaskowce, o miąższości do 0,5 m, miejscami porowate ze żwirami, w postaci ławic bulasto-soczewkowatych, o skośnym uwarstwieniu. W zachodniej części terenu arkusza odsłaniają się one na wzniesieniach na wschód od Ostojowa oraz po obu stronach drogi biegnącej ze Stawika (obecnie północnej części Łącznej) w kierunku łąki Stara Pani w dolinie Łosienicy, na północny zachód od Błota. Wyżej stratygraficznie leżą ily wiśniowe oraz iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców, o miąższości około 20–25 m. Zajmują one dość duże obszary koło Osieczna (przysiółka wsi Zalezianka), Błota i Staszycówki (dawnej nazwy południowej części Błota). W kierunku wschodnim osady te leżą w otworach: 115 (Kaczka 7-M) na głębokości 0,0–19,7 m i 116 (Podmielowiec) na głębokości 1,0–19,8 m oraz w lasach na południowy wschód od wsi Kaczka, udokumentowane przez Filonowicza (1979a) za pomocą sond. Prawdopodobnie ich miąższość, tak jak wszystkich osadów pstrego piaskowca środkowego, wzrasta w kierunku zachodnim. Na nich zalegają ławice piaskowców średnio- i gruboziarnistych, warstwowanych skośnie, o barwie wiśniowej, z przeławiczeniami białych lub różowych piaskowców w części stropowej. Ich największą miąższość (20–30 m) stwierdzono w okolicy Osieczna, gdzie omawiane utwory budują wzniesienie (wartości upadu warstw 2° i 6°), natomiast po południowej i północnej stronie łąki Stara Pani oszacowano ją na nie więcej niż 20 m. Występują one również w dolnej części profilu otworu 98 w Józefowie (25,0 m)

oraz na małych wzniesieniach w lesie na zachód i na wschód od doliny Żarnówki. W profilu otworu 99 w Suchedniowie (otw. 66 w pierwszym opracowaniu obszaru badań autorstwa Filonowicza, 1979a, b) wśród piaskowców występują zlepierce ze żwirami kwarcowymi. Wyżej leżą ility oraz szaro-wiśniowe iłowce i mułowce przeławiczone piaskowcami lub mułowcami o płytowym pokroju ławic, z wkładkami pstrych i szaro-zielonych iłów i łupków ilastych z wkładkami roślin, których miąższość wynosi około 40–50 m. Iły stanowiły przedmiot lokalnej eksploatacji w niewielkich gliniankach na wschód od wsi Wierzbka. Zostały one także rozpoznane przy pomocy licznych otworów dokumentujących złożę Wierzbka 1 (Gad i in., 2003), którego eksploatacji nie podjęto.

W dwóch najgłębszych otworach w Wierzbce – 101 (W-1) i 102 (W-2) nie osiągnięto spągu osadów formacji z Samsonowa. W otworze 102 na głębokości 3,5–12,0 m występują szaro-popielate, miejscami pstre (szaro-żółto-czekoladowe) ility z przewarstwieniami szarych piaskowców średnioziarnistych. Poniżej, do głębokości 29,0 m zalegają jasnopopielate i ciemnoczekoladowe ility z podrzędnymi wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych, a jeszcze niżej, do głębokości 42,0 m – popielate mułowce z przewarstwieniami szarych piaskowców drobnoziarnistych i szarych iłów. Na głębokości 42,0–70,5 m występują czekoladowe iłowce zwięzłe, z gniazdami i przewarstwieniami szarych mułowców. W profilu otworu 101, położonego bardziej na południe, zaznacza się większy udział szarych piaskowców drobnoziarnistych. Ponadto na głębokości 37,0–41,3 m i 66,7–67,5 m występują kompleksy różowo-szarych piaskowców średnioziarnistych.

W otworze 105 (Kaczki 3 M), we wschodniej części terenu arkusza, na głębokości 3,5–19,0 m występują szaro-popielate, miejscami pstre (szaro-żółto-czekoladowe), ility z cienkimi wkładkami szarych piaskowców średnioziarnistych na głębokości 8,6 m i 12,2 m. Poniżej, na głębokości 19,0–22,6 m (do spągu otworu), występują szare piaskowce drobnoziarniste.

Wychodnie szaro-zielonych łupków ilastych z wkładkami piaskowców jasnoszarych w dolinie Kamionki w Suchedniowie, opisał Filonowicz (1979a) następująco:

(...) gdzie upad ich jest północny i wynosi 3°. W dolnej części odsłonięcia nad rzeką i około 2 m powyżej piaskowców i szarych łupków ilastych (około 10 m miąższości) pobrano próbki, które zostały zbadane przez Marcinkiewicz (1976a, b). Oznaczyła ona następujące megaspory: *Talchirella daciae* Antonescu et Taugourdeau-Lentz i *Echitriletes echinatus* Fuglewicz.

Autorzy aktualizacji nie byli w stanie zweryfikować informacji podanej przez Filonowicza (1979a), ponieważ w pierwszej cytowanej pracy Marcinkiewicz (1976a) nie wspomniała nic na temat omawianej lokalizacji, a jej drugiej publikacji (Marcinkiewicz, 1976b) nie znaleziono w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB (Oddziale Świętokrzyskim). Dopiero w późniejszej pracy tej

autorki (Marcinkiewicz, 1992) na mapie Polski z wyróżnionymi miejscami występowania megaspor w osadach pstrego piaskowca jest zaznaczony Suchedniów.

Górna część profilu formacji z Samsonowa, odpowiadająca warstwowi pseudooolitowemu, nie odsłania się na obszarze arkusza. Została ona nawiercona na zróżnicowanej głębokości od 50 m do ponad 100 m w otworach: 58 (Majków-Anna), 61 (Majków), 64 (Michałów), 66 (Marcinków) i 79 (Parszów), we wschodniej części terenu badań. Opisy profili odcinków rdzeni, w których osady je budujące są korelowane przez autorów z utworami górnej części formacji z Samsonowa, pochodzą z opracowania Filonowicza (1979a), który nie podał jednakże głębokości ich występowania. Uwaga ta dotyczy danych z profili większości otworów wiertniczych na obszarze arkusza, na które powołują się autorzy za Filonowiczem (1979a). Według Filonowicza (1979a) profile wyżej wymienionych otworów prezentują się następująco:

(...) w Parszowie (nr 42) [otw. 79<sup>1</sup>], Marcinkowie (nr 30) [otw. 66], Michałowie (nr 26) [otw. 64] i Majkowie-Anna (nr 36) [otw. 58] dolna seria iłowców i piaskowców wiśniowych z 1–2 przerostami pseudooolitów 10–15 cm grubości ma około 30 m miąższości i składa się z naprzemianległych piaskowców drobnoziarnistych miejscami zlepieńcowatych (z płaskimi otoczakami iłowców, rzadziej kwarców) oraz mułowców i iłowców wiśniowych przeważnie gładkich, skośnie kostkowo pękających lub nieregularnie a faliście i soczewkowato przewarstwianych mułowcami silniej zestalonymi o grubszym ziarnie lub piaskowcami drobnoziarnistymi.

Miąższość górnej części formacji z Samsonowa we wschodniej części terenu arkusza wynosi około 40 m (Bajorek, 1977).

W zachodniej części obszaru arkusza w otworze 72 (Kamienna Góra) również nawiercono dwa poziomy pseudooolitów na głębokości 85,0 i 90,0 m, ale otwór ten nie osiągnął spągu utworów formacji z Samsonowa i faktyczna liczba tych poziomów może być większa, jak ma to miejsce w otworze Świnia Góra zlokalizowanym na terenie arkusza Odrowąż SMGP. W jego profilu stwierdzono pięć poziomów pseudooolitów (Gałol, 1974). Pseudooolity mają postać zlepieńców złożonych z zaokrąglonych okruchów wapiennych o średnicy około 0,5 mm (Gałol, 1974). Pochodzą one ze zniszczonych, węglanowych poziomów glebowych typu *caliche* (Kuleta, Zbroja 2006). Pseudooolity tkwią w obrębie czerwono-wiśniowych, plamistych heterolitów mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowych. Plamy o nieregularnych kształtach mają jasnosedynową barwę i pochodzą z odbarwienia pierwotnie czerwonych osadów. Miąższość utworów górnej części formacji z Samsonowa w otworze 72 wynosi 25 m, ale całkowita grubość tego kompleksu jest większa. We wspomnianym wyżej otworze Świnia

---

<sup>1</sup> Przy numerach otworów z pierwszego opracowania, w cytowanej partii tekstu w nawiasach i wyróżnioną czcionką, podano numerację otworów zastosowaną na zaktualizowanej mapie geologicznej.

Góra jego miąższość przekracza 65 m (Gągol, 1974). W profilu tego otworu, w dolnej części kompleksu, stwierdzono obecność żyłek gipsów i anhydrytów. Stropowa część osadów formacji z Samsonowa o miąższości około 10 m została opisana również w otworze 73 (Kamienna Góra A-3) na głębokości 80,6 m (Gągol, 1974).

Na obszarze badań brakuje otworu, który przewiercałby osady całej formacji z Samsonowa. Szacowana miąższość opisanych utworów wynosi 130 m, natomiast rzeczywista, stwierdzona podczas wywiadu terenowego, wynosi kilkadziesiąt metrów.

#### b. Trias dolny–środkowy

Olenek–anizyk

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec górny (ret)

Piaskowce, mułowce oraz iłowce – formacja z Baranowa reprezentują profil pstrego piaskowca górnego – retu, a dokładniej retu dolnego i najniższej części retu górnego, korelowanych z przedziałem olenek górny–anizyk dolny. Utwory tej formacji odpowiadają następującym osadom: warstw z Radoszyc, warstw gipsowych I, warstw międzygipsowych i warstw gipsowych II oraz warstw z Wąchocka, warstw z Młodzaw i warstw z Łyżew w schemacie Senkowiczowej (1966, 1970, 1973) oraz skałom kompleksów piaskowcowo-ilastych i podwęglanowych według Gągola (1974). Filonowicz (1979a, b) zaliczył je jeszcze do profilu pstrego piaskowca środkowego ze względu na trudności przy rozdzielaniu osadów omawianej formacji od niżejleżących utworów w trakcie kartowania. Granica między formacjami z Samsonowa i z Baranowa została udokumentowana w profilu otworu 72 (Kamienna Góra), na głębokości 69,2 m i otworu 73 (Kamienna Góra A-3), na głębokości 80,6 m (Gągol, 1974).

Dolna część profilu formacji z Baranowa, która odpowiada skałom warstw z Wąchocka (Senkowiczowa, 1970), jest odsłonięta w kamieniołomach Kopulak Dolny i Kopulak Górny (koło Suchedniowa) oraz w kamieniołomie Lisy, położonym na wschód od Kopulaka Dolnego. Została ona także nawiercona za pomocą kilkunastu otworów dokumentujących złożę Kopulak (Chmiel, 1962). W otworze 118 (Suchedniów) do głębokości 33,0 m występuje kompleks czerwonych iłów, miejscami z białymi wstęgami i przeławiczeniami (miąższ. 3–4 m) szarych i różowych piaskowców drobnoziarnistych. Powyżej tych osadów leży prawie dziesięciometrowy kompleks czerwonych, lokalnie odbarwionych, piaskowców drobno- i średnioziarnistych, z wkładkami wiśniowych mułowców piaszczystych, mułowców i iłowców. Wyższa część profilu omawianych osadów o miąższości 17 m odsłania się w kamieniołomie Kopulak Dolny. Obejmuje ona pięć kilkumetrowych ławic czerwonych piaskowców, przedzielonych cieńszymi kilkadziesiątcentymetrowymi pakietami iłowców i mułowców,

składającymi się na siedem cykli piaszczystych rzek roztokowych, z których tylko cztery są kompletne, co oznacza, że zawierają przejście od zlepieńców przez piaskowce do mułowców i iłowców. W dolnych korytowych członach cykli występują zlepieńce drobnookruchowe oraz piaskowce zlepieńcowate, zawierające duże (o śred. do 15 cm) intraklasty iłowców, stanowiące bruk korytowy. Zlepieńce są masywne lub niewyraźnie poziomo albo smużyście warstwowane. Cechą wyróżniającą zlepieńce jest obecność okruchów hematytowych i kaolinitowych oraz stosunkowo słaba zwięzłość skał. Środkową kilkumetrową część cykli reprezentują piaskowce średnioziarniste, warstwowane przekątnie w wielkoskalowych zestawach tabularnych, przekładanych zestawami rynnowymi. Stropowe części ławic są zbudowane na ogół z drobnoziarnistych piaskowców laminowanych riplemarkowo i tabularnie. Na górnych powierzchniach ławic można spotkać odciski pni i gałęzi roślin oraz owalne ślady po korzeniach, widoczne jako jasnoseledynowe odbarwienia. Górne człony cykli, reprezentujące osady pozakorytowe, zbudowane z iłowców i mułowców, mają zróżnicowaną miąższość – od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Występują w nich liczne, drobne ślady korzeni, zaburzające pierwotną laminację poziomą. Obecne są także skamieniałości śladowe: *Cruziana problematica* Schindewolf, *Scolithos* sp., *Palaeophycus* sp., a także *Lockeia* sp. W środkowej części omawianego profilu znaleziono tropy kręgowców należące do następujących ichnorodzajów: *Capitosauroides*, *Rhynchosauroides*, *Synaptichium* i *Brachychirotherium* (Kuleta i in., 2005, 2006). Warstwy zapadają pod kątem 10° na północny zachód. Piaskowce podobne do tych odsłaniających się w kamieniołomie Kopulak, zdaniem Filonowicza (1979a), występują także na południowym zboczu Żarnowej Góry i na wschodnim skraju obszaru arkusza. Filonowicz (1979a) podał, że w otworach w rejonie Parszowa, Marcinkowa i Michałowa, powyżej utworów formacji z Samsonowa, występują:

(...) piaskowce różnoziarniste najczęściej gruboziarniste krusze, porowate, szaro-wiśniowe z cienkimi przerostami jasnorożowych lub drobnoziarniste również wiśniowo-szare z drobnymi wtrąceniami jasnych okruchów jako pozostałości po rozłożonych skaleniach. Piaskowce gruboziarniste mają liczne soczewki zlepieńców o przewadze kwarców jasnych lub różowych do 1 rzadziej 2 cm średnicy oraz skupienia otoczków hematytów o powłokach wypolerowanych i inne okruchy minerałów obcych. Wspomniane przerosty zlepieńcowate najlepiej są widoczne w wierceniu w Michałowie (nr 26) [otw. 64], gdzie w 40-metrowej serii piaszczystej dwukrotnie tylko przeławiczonej iłowcami i mułowcami wiśniowymi do 2 m grubości występuje 10 przerostów zlepieńcowatych od 0,3 do 1 m grubości, a więc 1/4 osadów składa się z piaskowców zlepieńcowatych lub zlepieńców. W pozostałych wspomnianych wierceniach wkładki zlepieńcowate są o połowę cieńsze i w większym stopniu występują przerosty iłowców i mułowców wiśniowych.

Wyższa część profilu osadów formacji z Baranowa jest odsłonięta w dużej kopalni iłów Baranów i w łomie na południowym zboczu Kamiennej Góry. Udokumentowano je również za pomocą licznych otworów – 31 (Wołów VIII) na głębokości 18,0–75,0 m (Gałol, 1974), 33 (Brzask) na głębokości 120,8 m (Senkowiczowa, 1970), 73 (Kamienna Góra A-3) na głębokości 0,0–52,0 m. (Gałol, 1974), 76 (Baranów) na głębokości 0,0–53,0 m oraz 77 (Suchedniów-Stokowiec) na głębokości 0,0–105,0 m (Gałaszewski, 1961; Nowak, 1969; Bajorek, 1973, 1978).

W kopalni iłów kamionkowych Baranów, zlokalizowanej na południowym zboczu Góry Baranowskiej, znajduje się stratotyp osadów środkowej części formacji z Baranowa o miąższości 55 m, zaliczony przez Senkowiczową (1970) do profilu utworów retu górnego – warstw z Dalejowa. Obejmuje on sekwencję osadów odpowiadających kilku cyklom sedymentacyjnym piaszczystych rzek meandrujących. W spągowych częściach ławic występują piaskowce gruboziarniste i zlepierce, reprezentujące osady bruku korytowego. Obok okruchów kwarcu i skał żelazisto-ilasto-krzemionkowych są obecne intraklasty iłowcowo-mułowcowe o różnej wielkości, miejscami z otoczkami wzbogaconymi w tlenki żelaza, oraz z otoczkami hematytu. Środkowe człony cykli tworzą średnioziarniste piaskowce, warstwowane przekątnie w zestawach rynnowych i tabularnych. W stropowych częściach warstw zaobserwowano zmniejszenie średnic ziarn osadów i występowanie laminacji riplemarkowej. Górne człony cykli są zbudowane z czerwono-wiśniowych mułowców i iłowców, lokalnie plamistych, zawierających ślady po korzeniach (struktury typu *mottling*) w postaci jasnoseledynowych odbarwień, a także szczątki makroflory. Ich miąższość wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do jednego metra. W spągowej części profilu odsłoniętego w kopalni znajduje się 5-metrowa seria utworów, w której dominują jasne (kremowo-różowe) piaskowce średnioziarniste, masywne lub o poziomej laminacji, tworzące ławice o miąższości kilkudziesięciu centymetrów. Na powierzchniach warstw piaskowców występują polewy żelaziste. W wyższej części tego kompleksu, na powierzchniach ławic piaskowców, oprócz śladów korzeni, spotyka się szczeliny z wysychania, odciski i odlewy łodyg i gałęzi roślin, a także ślady kręgowców z rodziny Chiroteriidae: *Chirotherium barthii* Kaup, *Isochirotherium* isp., *Rhynchosauroides* isp., cf. *Capidosuroides* isp. i *Characichnas* isp. oraz ślady zwierząt bezkręgowych: *Arenicolites* (?) isp., *Cochlichnus* sp., *Cruziana* isp., *Gordia* isp., *Helminthodichnites* isp., cf. *Lorenzina* sp., *Phycodes* isp., *Rusophycus* isp., *Scoyenia* isp., *Skolithos* isp. i *Spongelimorpha* isp. (Bujok i in., 2008). Powyżej leży 25-metrowy kompleks wiśniowych iłowców, lokalnie plamistych, ze strukturami typu *mottling* i śladami korzeni, w obrębie którego występują cienkie wkładki różowych piaskowców drobno- i średnioziarnistych, laminowanych poziomo lub przekątnie, rzadziej rynnowo w dużej skali. W górnej części profilu odsłoniętego w kopalni Baranów znajduje się seria utworów o miąższości 25 m, w której dominują piaskowce średnioziarniste, warstwowane przekątnie w dużej skali, o różnicowanej barwie: od jasnej, kremowo-różowej przez czerwono-różową z fioletowym

lub szarym odcieniem po czerwono-brunatną. Miejscami skały są odbarwione do koloru białego lub jasnoróżowego. Na powierzchniach ławic występują polewy żelaziste i żelazisto-manganowe (Kuleta i in., 2005, 2006). Warstwy opisanych osadów zapadają pod zmiennym kątem 10–18° w kierunku NNE.

Górna część skał formacji z Baranowa, wykształcona jako szaro-wiśniowe mułowce i iłowce z przewarstwieniami piaskowców, została stwierdzona w otworze 71 na północnym zboczu Kamiennej Góry – na głębokości 4,6–27,0 m, w otworze 75 (Baranów VII B 10) na północnym zboczu Góry Baranowskiej – poniżej głębokości 29,0 m (Gągol, 1974), a także w otworach 64 w Michałowie i 58 w Majkowie-Annie (Filonowicz, 1979a – bez podania głębokości występowania osadów). Największa miąższość osadów formacji z Baranowa, stwierdzona za pomocą otworów przewiercających opisane utwory na obszarze arkusza, wynosi 70–80 m.

Piaskowce, margle, dolomity oraz mułowce i iłowce (warstwy z Dalejowa) razem z warstwami z Krynek (retu górnego) zostały opisane przez Filonowicza (1979a) jako piaskowce płytowe i gruboławicowe z wkładkami iłów, margli i rud żelaza. Obecnie osady warstw z Dalejowa i warstw z Krynek rozdzielono. Utwory warstw z Dalejowa odpowiadają kompleksowi węglanowemu w schemacie Gągola (1974). Ich wychodnie znajdują się na wzniesieniach w środkowej części arkusza Skarżysko-Kamienna (skałki Piekło Dalejowskie, Kamienna Góra, Góra Baranowska, Góra Wołowska na południe od Wołowa, wzniesienie na południe od Bzinka i Boru). We wschodniej części terenu arkusza, w rejonie Parszowa, Wielkiej Wsi i Marcinkowa miąższość skał warstw z Dalejowa wyraźnie maleje i trudno je odróżnić od osadów warstw z Krynek. W zachodniej części terenu arkusza, w obrębie skałek Piekło Dalejowskie oraz w otworach: na Kamiennej Górze (otw. 71, na głęb. 0,0–4,6 m), w Baranowie (otw. 75, na głęb. 20,0–29,0 m) w Brzasku (otw. 33, na głęb. 104,4 m) i w Wołowie (łom i otw. 31, na głęb. 10,4 m) warstwy z Dalejowa są wykształcone jako osady marglisto-dolomityczne z podrzędnymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, lokalnie ze żwirami kwarcowymi, i iłów. Dolną część wydzielenia budują jasnoszare lub żółtaworóżowe, rzadziej wiśniowe, piaskowce laminowane poziomo lub przekątnie w dużej skali i mułowce z wkładkami pstrych lub szarozielonych iłowców. Wyżej w profilu dominują różnobarwne iłowce i iły: żółte, szare, czerwone, wiśniowe, niebieskie, białe i czarne. Miejscami występują wiśniowe lub szare drobnopelietyczne iłowce lub mułowce margliste wyraźnie uwarstwione, które podczas wietrzenia rozpadają się na drobne tafelkowate płytki. W iłowcach są przeławiczenia margli również o zróżnicowanym kolorze, od jasnoszarego przez żółty po brunatny, rozpadające się na drobne płytki. Michalski (1884) w opisanych marglach w kopalni Dalejów znalazł przewodniego dla retu małża *Costatoria costata* (Zenker) (Kleczkowski, 1953). W iłowcach są obecne 1–2-centymetrowe soczewki syderytów ilastych, którym towarzyszą skupienia czerwonych iłów hematytowych. Miąższość poziomego rudnego jest największa w rejonie Dalejowa, gdzie wynosi średnio 40 cm i maleje stopniowo ku wschodowi (Senkowiczowa,

1970). Kleczkowski (1953) zaobserwował, że poziom rudny jest podścielony białymi (odbarwionymi?) piaskowcami, przeławiconymi czerwonymi iłowcami. Zdaniem Filonowicza (1979a) na podkreślenie zasługuje to, że analiza danych z profilów licznych otworów, wykonanych w celu dokumentacji złóż surowców (Gątaszewski, 1961; Nowak, 1969; Bajorek, 1973, 1977, 1980; Gągol, 1974) nie wskazała na obecność poziomu rudonośnego, syngenetycznego z osadami piaskowców lub mułowców. Skupienia żelaziste, które występują w ilastych seriach przypowierzchniowych i były przedmiotem kilkusetletniej eksploatacji, są pochodzenia wtórnego, prawdopodobnie paleogeńskiego. Trudno jest się z tym stanowiskiem zgodzić, ponieważ same syderyty ilaste, tworzące poziom rudny, nie są skałami wtórnymi. Wtórą genezę natomiast wykazują limonity występujące w strefie przypowierzchniowej wychodni syderytów. Ponadto Rubinowski (Rubinowski i in., 1987, 1988; Rubinowski, 1990) zaliczył poziom rudny do formacji osadowej (sedymentacyjno-diagenetycznej) o charakterze pokładowo-soczewkowym. W centralnej (Góra Baranowska, otw. 75) i wschodniej części obszaru arkusza (rejon Mostków, Majkowa, Parszowa, Szkleńca i Węglowa), utwory warstw z Dalejowa są reprezentowane przez osady ilasto-piaskowcowe, wśród których skały węglanowe, głównie margle, występują podrzędnie lub w ogóle ich brakuje (Senkowiczowa, 1970). Ỉłowce mają zróżnicowaną barwę: pstrą, wiśniową, żółtą i szarą, mogą być też plamiste. Zawierają skupienia pirytu, pył węglowy i zwęglone szczątki makroflory oraz ślady po korzeniach. Piaskowce, na ogół drobnoziarniste, (choć zdarzają się partie z żwirami), lokalnie żelaziste i z odciskami roślin, stanowią cienkie wkładki grubości kilku centymetrów, rzadziej do jednego metra. Nieliczne wkładki piaszczystych margli dolomitycznych zawierają fragmenty flory, detrytus fauny i glaukonit (Senkowiczowa, 1970). Rudy żelaza, reprezentowane przez limonity i limonity piaszczyste, były wydobywane w kilku kopalniach w rejonie Parszowa-Węglowa (Samsonowicz, 1929). Miąższość utworów warstw z Dalejowa jest zróżnicowana i przyjmuje wartości około 27 m w rejonie Kamiennej Góry, 8,5 m na Górze Baranowskiej i 7 m w rejonie Wołowa (Gągol, 1974) do 4 m w Młodzawach (Senkowiczowa, 1970). Na terenie obszaru badań może ona sięgać 40 m.

Piaskowce, piaskowce zlepieńcowate oraz iłowce i mułowce (warstwy z Krynek) w pierwszym opracowaniu (Filonowicz, 1979a, b), tak jak już wspomiano, stanowią jedno wydzielenie wraz z osadami warstw z Dalejowa, podczas gdy już Gągol (1974) dokonał ich rozdziału i skorelował wydzielony przez siebie kompleks piaskowcowo-ilasty nadwęglanowy, odpowiadający poziomowi nadrudnemu (TPR4) Kleczkowskiego (1953) właśnie z utworami warstw z Krynek. Granica między nimi została wyznaczona w otworach 31 (Wołów VIII) na głębokości 10,4 m, i 75 (Baranów VII B 10) na głębokości 20,0 m i przebiega ona w spągu pierwszej grubszej ławicy kremowych piaskowców drobnoziarnistych, leżących nad kompleksem osadów ilasto-mułowcowych. Na zachód od Suchedniowa wychodnie skał warstw z Krynek są ograniczone do wąskiego pasa w dolinie Kamiennej oraz

do wzniesień: góry (skałek) Piekło Dalejowskie, Góry Wołowskiej (Kleczkowski, 1953), wzniesienia między Gostkowem a Wojtyniowem oraz Góry Baranowskiej, natomiast w wschodniej części obszaru badań utwory te stanowią dominującą jednostkę w obrębie osadów retu. W zachodniej części obszaru arkusza dolna część warstwy z Krynek jest wykształcona jako białe i kremowe piaskowce drobnoziarniste z wkładkami iłowców. Ku górze profilu przechodzą one w jasnoszare i kremowe piaskowce drobnoziarniste, lokalnie z warstewkami żwirów kwarcowych, z przewarstwieniami iłowców o zróżnicowanej barwie: żółtej, szarej, wiśniowej i brunatnej. Piaskowce warstwowane są poziomo lub przekątnie. W okolicy Bliżyna Zafabrycznego (części wsi Bliżyn) w piaskowcach znaleziono małża *Costatoria costata* (Zenker) i nieoznaczalny detrytus muszli (Kleczkowski, 1953). W tej samej wsi (w Bliżynie) przy drodze do Jastrzębiej, odsłaniały się różowe i żółte piaskowce z wkładkami żółtawych iłowców, natomiast koło dawnej stalowni, w korycie Kamiennej, były widoczne płyty jasnych piaskowców, na powierzchni których występowały charakterystyczne struktury typu tak zwane kurze stopki, struktury spływowe oraz riplemarki prądowe i ichnofauna. Jasne piaskowce z przewarstwieniami różnobarwnych iłowców odsłaniały się także w korycie Kamiennej w Gostkowie. Największy łom piaskowców znajduje się na północnym zboczu Góry Wołowskiej, gdzie grubość ławic dochodzi do 1,2 m i są one przeławiczone cienkimi wkładkami czerwonych, żółtych i białych iłowców. Warstwy zapadają pod kątem 10–12° w kierunku północno-zachodnim.

W otworze 31 (Wołów VIII) osady profilu warstw z Krynek wykazują miąższość 6,6 m (na głęb. 3,8–10,4 m) i rozpoczynają się one dwudziestocentymetrową warstwą jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych, zwięzłych, z intraklastami seledynowych iłow. Powyżej leżą czerwone i oliwkowe ily z przerostami piaszczystymi o grubości kilkunastu centymetrow. Profil kończą białe, miejscami jasnoróżowe, piaskowce drobnoziarniste o miąższości 1 m (Gągoł, 1974).

W otworze 75 (Baranów VII B 10) warstwy z Krynek zalegają na głębokości 0,0–20,0 m. W spągu występuje dwumetrowa warstwa jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych, a nad nią leżą czerwone i oliwkowe ily z przewarstwieniami piaskowcowo miąższości kilkunastu centymetrów.

Kremowe piaskowce gruboławicowe ze śladami falowania na powierzchniach stropowych ławic odsłaniają się na szczycie wzniesienia na południe od Wołowa. W szczytowej partii góry Piekło Dalejowskie znajdują się skałki zbudowane z szarozółtych i różowawych piaskowców drobnoziarnistych, średnio- i cienkoławicowych, z warstewkami i soczewkami żwirów kwarcowych, zapadających pod kątem 12° na północny zachód. Na Górze Baranowskiej utwory warstw z Krynek są wykształcone jako różnobarwne (czerwone, wiśniowe, żółte, kremowe, białe i brunatne) iłowce przewarstwione kremowymi i różowymi piaskowcami drobnoziarnistymi, których grubość może sięgać nawet 3 m. Warstwy zapadają pod kątem 10° na północny zachód (Kleczkowski, 1953).

Omówione wyżej utwory stwierdzono ponadto w otworach: 33 (Brzask) na głębokości 84,7 m (Senkowiczowa, 1970), 46 na głębokości 26,0–35,0 m oraz 47 na głębokości 16,0–28,0 m.

Opisane utwory zaobserwował Złonkiewicz (2010) w przekopie podczas prac związanych z budową drogi ekspresowej S7. Na odcinku długości 600 m, od miejsca oddalonego o 60 m od przebiegu nad drogą linii wysokiego napięcia ku południowi (ku warstwom starszych osadów), odsłaniały się białe piaskowce średnioziarniste, cienko- i średnioławicowe, masywne, laminowane poziomo. Na powierzchni stropowej jednej z ławic piaskowców, laminowanych poziomo i przekątnie niskokątowo, stwierdzono ślady pełzania typu *Thalassinoides*, ewentualnie ślady szczelin z wysychania. Na sąsiedniej ławicy znaleziono muszle małży *Costatoria costata* (Zenker) i *Homomya* sp. Piaskowcom towarzyszą przewarstwienia szarobiałych iłów bryłowych. Wartość upadu pomierzona na ławicach piaskowców wynosi 10° ku NNW. Piaskowce te odsłaniały się na około 175-metrowym odcinku. Następnie, na długości 25 m, występowały piaskowce drobnoziarniste i mułowce laminowane równoległe i soczewkowo, żelaziste, rdzawe, kruche, o miąższości 0,5 m, przykryte szarobiałymi iłami, ku górze przechodzącymi w żółtoszare iły, o miąższości 1 m. Kolejny 50-metrowy odcinek profilu stanowiły mułowce ilaste i piaskowce płytowe, nieco wyżej mułowce, żółte, czerwone i białe iły oraz żółte i czerwone mułowce oraz czerwone iłowce bryłowe o miąższości 1,2 m. Przechodziły one w żółte piaskowce średnio- i drobnoziarniste, gęsto laminowane poziomo i smużyście, płytowe, kruche, z przewarstwieniami iłowców oraz iłowce czerwone z przewarstwieniami kruchych, miękkich piaskowców, o miąższości 2,2 m. Następny odcinek profilu o długości 50 m tworzyły czerwono-brązowe iłowce z przeławiczeniami kruchych piaskowców płytkowych, średnio- i drobnoziarnistych, oraz ławica o co najmniej półmetrowej miąższości różowych piaskowców różnoziarnistych, miejscami z koncentracją intraklastów białych iłów i materiału żwirowego (klasty o śred. do 2 cm), w którym obserwuje się zmniejszającą się gradację ziarna. Kolejny 50-metrowy wycinek profilu stanowiły średnioławicowe piaskowce laminowane poziomo i przekątnie, o miąższości 1,2 m (na powierzchni stropowej jednej z ławic obecne są struktury typu tak zwanych kurzych stopek), białoróżowe piaskowce, średnio- i różnoziarniste, gruboławicowe, laminowane przekątnie i poziomo, o miąższości 3 m, oraz średnioławicowe piaskowce płytowe, masywne i laminowane poziomo, których miąższość wynosi 1 m. Końcową 150-metrową partię profilu tworzyły piaskowce średnio- i gruboławicowe, różnoziarniste, laminowane przekątnie i poziomo z przewarstwieniami czerwonych iłów o grubości od kilkunastu do 40 cm. Piaskowce przykrywa 1-metrowa warstwa szarych iłów, którą zaliczono do osadów warstw z Dalejowa. Miąższość utworów warstw z Krynek w rejonie Góry Baranowskiej wynosi kilkanaście metrów.

W centralnej części obszaru arkusza piaskowce warstw z Krynek były eksploatowane w kamieniołomie Stokowiec, na wschodnim brzegu doliny Kamionki na północ od Suchedniowa, a także

w kamieniołomie Struga (inna nazwa Gębury), zlokalizowanym na wschód od stacji Suchedniów Północny, oraz w kilku mniejszych łomach położonych między nimi. W kamieniołomie Struga odsłania się profil o ośmiometrowej miąższości, którego dolną część stanowią szare i szarobeżowe piaskowce kwarcytowe, gruboławicowe (miąższ. ławic dochodzi do 1,5 m), średnio-, miejscami gruboziarniste. W piaskowcach występują jasnokremowe klasty mułowców o wielkości od kilku milimetrów do 3 cm, często o wydłużonym kształcie, lub pustki po nich. Spotkać można też ostrokrawędziste i zaokrąglone ziarna różnobarwnego kwarcu o średnicy do 1 cm, a także okruchy hematytu. Piaskowce są masywne, warstwowane poziomo lub skośnie. W dolnej części odsłonięcia w piaskowcach występuje wkładka zlepieńców o grubości 30 cm z otoczkami różnobarwnego kwarcu i fragmentami jasnokremowych mułowców. Górną część odsłonięcia tworzą żółtawe, cienkoławicowe piaskowce, laminowanie skośnie w małej skali (grub. poszczególnych lamin do 5 cm), tworzące wyklinowujące się pakiety. Piaskowce są średnio- i gruboziarniste, występują w nich z pojedyncze otoczki kwarcu i mułowców.

W niewielkich łomikach na północny zachód od kamieniołomu Struga są widoczne ławice jasnoszarych i różowawych piaskowców średnioziarnistych, podobnych do tych występujących w kamieniołomie Stokowiec. Utwory wyższej części warstw z Krynek odsłaniają się w obrębie Skalek Rejowskich, w południowej części Skarżyska-Kamiennej. Stanowią one grupę kilku skałek zbudowanych z czerwonych i różowoszarych piaskowców gruboławicowych, tworzących proste cykle fluwialne. W częściach spągowych ławic występują piaskowce gruboziarniste, miejscami z pojedynczymi otoczkami kwarcu, warstwowane przekątnie w dużej skali (warstwowania rynnowe), natomiast partie stropowe są zbudowane z piaskowców średnioziarnistych z zestawami warstwowań tabularnych w dużej skali. Podobne piaskowce stwierdzono w otworze 33 (Brzask) na głębokości 84,7 m, gdzie ich miąższość wynosi 19,7 m (Senkowiczowa, 1970). W otworze 16 (Skarżysko-Kamienna IG-1) skały warstw z Krynek występują na głębokości 159,0 m. W tym profilu znajdują się osady górnej części warstw z Krynek, której miąższość wynosi tutaj 6,0 m. (otwór nie przewierca osadów omawianych warstw). W spągu profilu występuje 70-centymetrowa ławica różowawych piaskowców gruboziarnistych, przechodzących ku górze w piaskowce średnioziarniste, warstwowane przekątnie, z toczęncami zielonawych i białych iłów. Na nim spoczywa ławica (o miąższ. 1,1 m) zielonawych piaskowców ilastych, różnoziarnistych, z wtrąceniami żwirów i z okruchami białych, zwiertzałych skaleni. Powyżej leży 1,5-metrowa ławica oliwkowo-zielonych piaskowców ilastych, średnioziarnistych, z cienkimi laminami zielonawych margli dolomitycznych. Widoczne są pionowe kanaliki o średnicy 2–3 mm. W dolnej części warstwy występują wtrącenia żwirów kwarcowo-skaleniowych. Górną część profilu stanowią zielonkawe piaskowce różnoziarniste, ilaste, z okruchami kwarcytów, wapieni oraz białych iłów kaolinowych (Karaszewski, 1953a). W otworze 57 (Skarżysko-Kamienna 4) skały

warstw z Krynek występują na głębokości 136,0–170,0 m (część spągowa profilu otw.). Są one wykształcone jako czerwone iły z podrzędnymi wkładkami piaskowców średnioziarnistych. Na głębokości 156,0–162,0 m występuje kompleks szarych piaskowców gruboziarnistych z przewarstwieniami piaskowców żelazistych (Fajks, 1977). W otworze 55 (Młodzawy 1) osady warstw z Krynek stwierdzono na głębokości 66,2 m i mają miąższość 4 m. Są to szaroróżowe i szarozółte piaskowce z przewarstwieniami szarych iłów, margli i dolomitów (Senkowiczowa 1957a). W kolejnej publikacji tej autorki jest podana głębokość ich zalegania 63,7 m (Senkowiczowa, 1970), która została finalnie podana w metryczce otworu. We wschodniej części obszaru arkusza kremowe, szaroróżowe i szarozółte piaskowce różnoziarniste z przewarstwieniami mułowców i iłowców szarowiśniowej barwy były wydobywane w małych łomach w Parszowie i w okolicy. Osady te układają się na ogół w proste sekwencje cykli sedymentacyjnych, których dolne człony zawierają piaskowce gruboziarniste, a miejscami także zlepierce drobnookruchowe. Występują w nich warstwowania przekątne wielkoskalowe. Ku górze przechodzą one w piaskowce średnio- i drobnoziarniste, z laminacją poziomą i riplemarkową. Na powierzchniach spągowych niektórych ławic spotkać można tropy kręgowców i ślady działalności życiowej bezkręgowców (Gałol i in., 2005). We wschodniej części terenu arkusza w otworze 108 (Kaczki 1-M), na głębokości 3,0 m, pod warstwą zwietrzliny leżą różowe i szarozółte piaskowce różnoziarniste, z przeławiczeniami pstrych iłów. Na głębokości 22,5–23,7 m występuje wkładka zlepierców z otoczkami kwarcu, a poniżej – do głębokości 24,7 m, czyli do końca profilu otworu – różowe piaskowce, które mogą należeć już do formacji z Baranowa. Skały warstw z Krynek odsłaniają się przy drodze w skarpie poniżej domu kultury w Mostkach. Zostały także nawiercone w licznych otworach rejonu Majkowa, Parszowa i Szkleńca. Filonowicz (1979a) podaje informacje o otworach: 58 (Majków-Anna), 61 (Majków), 64 (Michałów), 66 (Marcinków), 79 (Parszów), 86 (Szklenieć E 7), 87 (Szklenieć J5) i 91 (Myszka 1), ale bez wskazania głębokości zalegania omawianych osadów w tych profilach. Budują je kremowe, szarozółte lub szaroróżowe piaskowce różnoziarniste, przekątne warstwowane, lokalnie z otoczkami kwarców o średnicy do 1 cm, rzadziej 2 cm. W ich obrębie występują wkładki iłowców i piaszczystych mułowców, rzadziej wiśniowych lub jasnosedynowych, z przeławiczeniami ciemnoszarych. Przykrywają je piaskowce płytowe, o jasnoszarej i żółtawej barwie, masywne, bądź poziomo, bądź przekątne warstwowane, z wkładkami różnobarwnych iłów: szarzielonych, żółto-czerwonych oraz wiśniowych, o grubości 0,5–1,0 m. W rejonie Szkleńca i Węglowa na spągowych powierzchniach ławic piaskowców płytowych można spotkać bioglify w formie długich, cienkich rurek, ułożonych skośnie do płaszczyzny warstwowania (Filonowicz, 1979a).

Miąższość utworów warstw z Krynek na obszarze arkusza wynosi od kilku metrów do około 20 m.

### c. Trias środkowy

Zastosowanie podziału litostratygraficznego utworów wapienia muszlowego południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, opracowanego przez Senkowiczową (1957b, 1959, 1970), jest utrudnione w przypadku osadów tego wieku na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna. Jest to spowodowane przez skondensowanie i znaczną redukcję miąższości utworów w profilach. Kleczkowski (1959) przyjął, że miąższość skał wapienia muszlowego w rejonie Bliżyna wynosi prawdopodobnie 75 m. W otworze 33 (Brzask) wynosi ona 67,9 m, w wierceniu 55 (Młodzawy 1) – 44,0 m, w otworze 18 (Skarżysko-Kamienna) – 54,0 m, natomiast w otworze 88 (Parszów PW-1) – 38,2 m. Z uwagi na powyższe Filonowicz (1979a, b) wydzielił tylko trzy jednostki odpowiadające osadom wapienia muszlowego dolnego, środkowego i górnego. Autorzy niniejszego opracowania, ze względu na występowanie wąskich wychodni osadów, również zastosowali analogiczny podział, aczkolwiek w poszczególnych profilach można dokonać korelacji z utworami warstw wydzielanych przez Senkowiczową (1970), która potwierdziła redukcję miąższości profili skał wapienia muszlowego dolnego w centralnej części północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, zwłaszcza na odcinku między Bliżynem a Starachowicami. Natomiast warstwy utworów z *Lima striata* oraz leżące wyżej w profilu osady wapienia muszlowego środkowego i górnego są wykształcone podobnie do skał tego wieku z pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich (Senkowiczowa, 1970).

#### Anizyk

#### Wapień muszlowy

#### Wapień muszlowy dolny

Wapienie organodetrytyczne odpowiadają wapieniom ławicowym organodetrytycznym i zrostkowym, składającym się na utwory wapienia muszlowego dolnego w opracowaniu Filonowicza (1979a, b). Najstarsze osady wapienia muszlowego są wykształcone w postaci trzymetrowego kompleksu naprzemianległych, cienkoławicowych, szarych, marglistych wapieni pelitycznych, a także szarozółtych i brunatnych dolomitów piaszczystych. Na powierzchniach ławic zarówno wapieni, jak i dolomitów, są widoczne ślady falowania i szczeliny z wysychania oraz ślady pełzania i żerowania organizmów. Spotkać można drobne kości i zęby ryb. Skały te odsłaniały się w kilku małych łomach na południowym brzegu rzeki Kamiennej w Bliżynie (Kleczkowski, 1959). Na nich rozpoznano wapień nazwane przez Kleczkowskiego (1953, 1959) poziomem wapienia krynoidowego, który można korelować z osadami warstw z Wolicy. Są to szare wapień z licznymi krynoidami, przeławiczone marglistymi wapieniami komórkowymi, szare margle i wapień margliste oraz wapień dolomityczne. Odsłaniały się one w dnie Kamiennej i na jej brzegach w Bliżynie, powyżej dawnego stawu. Wyższy poziom wapienia falistego obejmował szare, często margliste, wapień o nierównych,

pofalowanych powierzchniach stropowych, rozpadające się na cienkie, 5–15-milimetrowe płytki. Miejscami wapienie miały jasną (kremową lub różowawą) barwę. Wietrzejące skały przyjmowały żółty kolor. Miejscami wapienie zawierały glaukonit, pospolicie natomiast występowały w nich szwy stylolitowe. Lokalnie pojawiały się wkładki zlepieńców śródformacyjnych. Miejscami spotkać można było wapienie gruzłowe, zawierające liczne skamieniałości małży: *Plagiostoma striatum* (Schlotheim), *Lima radiata* Goldfuss, oraz *Myophoria vulgaris* (Schlotheim), a także pojedyncze kości kręgowców (płazów i gadów) oraz ichnofaunę *Rhizocorallium commune* Schmid. Oprócz odmian falistych występowały także wapienie poziomo laminowane. Skały te były widoczne w niewielkich łomach obok dawnej walcowni w Bliżynie i na wschód od niej, na północnym brzegu Kamiennej (Kleczkowski, 1953, 1959). We wschodnim łomie znaleziono tu kości płazów oraz węzowidła *Aspidura similis* Eck (Filonowicz, 1979a). Poziom ten może odpowiadać wyższej części wapienia muszlowego dolnego: warstwom falistym, warstwom z Łukowej i warstwom z *Plagiostoma striatum*.

W otworze 33 (Brzask) na piaskowcach retu, na głębokości 84,7 m, leżą jasnoszare dolomity z cienkimi przewarstwieniami wapieni, zawierające kości kręgowców, o miąższości 2,1 m. Odpowiadają one warstwom z Wolicy. Powyżej występują pelityczne wapienie faliste z krynoidami, o miąższości 3,7 m. Przechodzą one ku górze profilu w 8,5-metrowy kompleks jasnoszarych wapieni organodetrytycznych z fauną małży i ramienionogów: *Plagiostoma striatum* (Schlotheim), *Lima radiata* Goldfuss, *Lima* sp., *Gervillia* sp., *Pecten* sp., *Punctospirella* sp. oraz z krynoidami. Obecne są przewarstwienia marglistych wapieni gruzłowych. Osady te odpowiadają utworom warstw z Łukowej. Na nich leży kompleks ciemnoszarych wapieni pelitycznych, przeławianych łupkami marglistymi z ławicą szarych wapieni organogenicznych z *Plagiostoma striatum* (Schlotheim), *Lima radiata* Goldfuss w stropie, o miąższości 13,5 m, reprezentujący warstwy z *Lima striata* (Senkowiczowa, 1957a).

W Młodzawach, po południowej stronie drogi krajowej 42, w szeregu niewielkich łomów (częściowo już nieistniejących) odsłaniały się szare wapienie pelityczne, gruboławicowe, z wkładkami wapieni organodetrytycznych (zawierających kości płazów; Łuniewski, 1923; Filonowicz, 1979a) i zielonkawych ilów, a także margliste wapienie gruzłowe z tworzącą muszlowce liczną fauną małży i ramienionogów, między innymi: *Plagiostoma striatum* (Schlotheim), *Lima* cf. *regularis* Alberti, *Lima* sp., *Entolium* sp., *Gervillia* sp., *Myophoria* sp., *Velopecten albertii* (Goldfuss) (?), *Enantiostreon difformae* (Schlotheim), *Enantiostreon spondyloides* (Schlotheim), *Coenothyris vulgaris* Schlotheim, *Punctospirella* cf. *fragilis* (Schlotheim) oraz ślimaków (*Loxonema* cf. *obsoletum* Zieten), z członami liliowców, głównie *Encrinus liliiformis* (Lamarck), i fragmentami łodzika *Germanonaulitus* sp. (Senkowiczowa, 1956; Filonowicz, 1979a). Według Senkowiczowej (1956) opisane wyżej osady mają miąższość około 10 m i w profilu reprezentują niższą część wapienia muszlowego dolnego.

Romanek (1981a) oznaczyła tu następujące konodonty: *Gondolella mombergensis mombergensis* Tatge, *Gondolella novicula* Huckreide, *Gondolella bifurcata* (Budurov et Stafanov) oraz *Paragondolella excelsa* (Mosher), charakterystyczne dla utworów pelsonu (podpiętra anizyku). Stwierdziła ona także obecność konodontów *Ozarkodina tortilis* Tatge i *Hindeodella* sp. oraz zębów i łusek ryb *Saurichthys* sp., *Colobodus* sp. i *Hybodus* sp., a także fragmentów szczęk *Colobodus* sp. Pozostała mikrofauna jest reprezentowana przez otwornice, małżoraczki i szkarłupnie (skleryty strzykw, kolce jeżowców). Warstwy z *Lima striata* są wykształcone jako cienkoławicowe muszlowce małżowo-ramienionogowe przewarstwione marglami, miejscami gruzłowe. Obok dominujących liczebnie małży *Plagiostoma striatum* (Scholtheim) i *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim), występują tu także: *Hoernesia socialis* (Schlotheim) (Filonowicz, 1979a), *Hirsutella hirsuta* (Alberti), *Punctospirella* cf. *fragilis* (Schlotheim), *Lima* cf. *regularis* Alberti, *Lima* sp., *Myophoris* sp., ślimaki (*Loxonema* cf. *obsoletum* Zieten) oraz tetydzkie głowonogi (oceanu Tetydy), takie jak *Beneckeia buchi* Alberti czy *Pleuromutilus mosis* Mojsisovics (Senkowiczowa, 1956).

W otworze 55 (Młodzawy 1) na utworach retu, na głębokości 63,7 m, leżą jasnoszare wapienie organodetrytyczne o miąższości 20 cm, zawierające pokruszone skorupy głównie małży, stanowiące warstwy z Wolicy. Wyżej występują szare wapienie faliste z fauną, o miąższości 1,5 m, reprezentujące wapienie faliste. Nad nimi spoczywa kompleks jasnoszarych i żółtoszarych wapieni marglistych, miejscami piaszczystych, przeławiconych oliwkowymi iłami o miąższości 2,3 m. Stanowi on odpowiednik warstw z Łukowej. Miąższość osadów warstwy z *Lima striata* wynosi 10,7 m. Są one wykształcone jako kompleks margli, łupków ilastych i wapieni, miejscami gruzłowych, z licznie występującą fauną małży z rodzajów *Plagiostoma*, *Lima*, *Coenothyris* i *Pecten* (Senkowiczowa, 1957a; Kleczkowski, 1959).

W otworze 18 (Skarżysko-Kamienna) na głębokości 43,5–66,5 m występują szare, twarde wapienie i łupki margliste, które Kleczkowski (1959) zaliczył do osadów wapienia muszlowego dolnego. W otworze 16 (Skarżysko-Kamienna IG-1) osady tego wieku spoczywają na piaskowcach retu na głębokości 139,5–159,0 m. W spągowej części profilu są to szare wapienie z żwirami, które przechodzą ku górze w kompleks szarych wapieni z przewarstwieniami szarozielonych iłów. Na głębokości 152,4–153,7 występuje warstwa wapieni z krynoidami. Powyżej leżą szare wapienie pelityczne z przewarstwieniami zielonoszarych iłów. Na głębokości 145,3–146,8 m stwierdzono odcisk skorupy *Lima* sp. (Senkowiczowa, 1956; Karaszewski 1953a). W otworze 57 (Skarżysko-Kamienna 4) utwory wapienia muszlowego występują na głębokości 76,0–136,0 m. Dolna część profilu jest wykształcona jako szare, twarde wapienie o miąższości 20 m. Nad nimi leży kompleks szarych wapieni z przewarstwieniami iłów, szczególnie licznych w przedziale głębokości 94,0–95,0 m. W górnej części kompleksu liczba przewarstwień zmniejsza się. Miąższość kompleksu wynosi 40 m (Fajks, 1977).

Na podstawie przytoczonego opisu skał w rdzeniu trudno jest powiedzieć, czy reprezentują one tylko wapień muszłowy dolny, gdyż ich miąższość byłaby znacznie większa niż w sąsiednich profilach. W otworze 58 (Majków-Anna) profil wapienia muszłowego dolnego (brak podanej głęb.) rozpoczyna się szaro-zielonkawymi wapieniami (nie stwierdzono tu wapieni krynoidowych), na których leżą wapienie gruzłowe z przerostami margli i wkładkami wapieni organodetrytycznych (Filonowicz, 1979a). W otworze 88 (Parszów PW-1) utwory wapienia muszłowego występują na głębokości 32,8–71,0 m. Profil utworów wapienia muszłowego dolnego, o miąższości 18,1 m, rozpoczynają brunatne wapienie dolomityczne, zapiaszczone, leżące niezgodnie na głębokości 71,0 m na piaskowcach warstw z Krynek. Na nich spoczywa kompleks jasnoszarych wapieni organodetrytycznych z licznymi krynoidami i skorupami małży, głównie z rodzaju *Plagiostoma* i *Lima*, oraz z przemazami zielonkawych i brązowych ilów, o miąższości 8,5 m. Cechą charakterystyczną tego kompleksu są fioletowe plamy. Mogą one być pozostałością po konkrecjach syderytowych. Powyżej występują szarobrunatne mułowce z wkładkami marglistych wapieni, miejscami dolomitycznych. Część stropową kompleksu stanowią szare wapienie pelityczne przykryte pakietem wapieni organodetrytycznych z detrytusem skorup małży (Kleczkowski, 1959). Jasnoszare i szare wapienie, miejscami piaszczyste w spągu, lokalnie organodetrytyczne (ze szczątkami małży i liliowców), zostały opisane przez Senkowiczową (1956) w kilku płytkich otworach z rejonu Parszowa–Majkowa oraz w trzech odsłonięciach na wschodnim brzegu rzeczki Żarnówki (Mostówki – Senkowiczowa, 1956, 1970) w Parszowie, na północ od drogi krajowej nr 42.

W odsłonięciu położonym na południe od otworu 88 (Parszów PW-1) Filonowicz (1979a) opisał 5,2-metrowy kompleks szarych wapieni pelitycznych z fioletowymi plamami w dolnej części, na ogół bez skamieniałości (z wyjątkiem pojedynczych krynoidów oraz 40-centymetrowej warstwy wapieni organodetrytycznych). Powyżej występują dwie ławice wapieni przepełnione fauną: małży i ramienionogów – *Plagiostoma* sp., *Lima* sp., *Myophoria* sp., *Gervillia* sp. (?), *Velopecten albertii* (Goldfuss) (?), *Punctospirella fragilis* (Schlotheim), *Hirsitella hirsuta* (Alberti) oraz liliowców – *Cidaris* cf. *lanceolata* Schaueroth, *Encrinus liliiformis* (Lamarck) i *Pentacrinus* sp. Szare wapienie organogeniczne były spotykane także w zwiertzelinie między Parszowem a Wielką Wsią, na północ od drogi krajowej nr 42 (Senkowiczowa, 1956). Miąższość utworów wapienia muszłowego dolnego na obszarze arkusza jest zróżnicowana i wynosi od kilku do trzydziestu metrów.

#### Wapień muszłowy środkowy

Wapienie płytowe i dolomity. Utwory tego wydzielenia odpowiadają wapieniom płytowym z wkładkami dolomitów w opracowaniu Filonowicza (1979a, b) i reprezentują wapień muszłowy środkowy, korelowany z anizykiem górnym. W schemacie Senkowiczowej (1970) obejmują one

warstwy poddolomitowe, dolomitowe i naddolomitowe. W zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie Bliżyna–Wojtyniowa warstwy te wyklinowują się i osady górnego wapienia muszlowego leżą bezpośrednio na utworach wapienia muszlowego dolnego.

Osady warstw poddolomitowe są wykształcone jako ciemnoszare wapienie, miejscami bitumiczne, przeławiczone wapieniami piaszczystymi i marglami. W otworze 33 (Brzask) ich miąższość wynosi 2,3 m (głęb. 54,7–57,0 m), w otworze 55 (Młodzawy 1) 4,0 m (głęb. 45,0–49,0 m), a w otworze 88 (Parszów PW-1) – 2,5 m (głęb. 32,8–35,3 m). W otworze 58 (Majków-Anna) w obrębie ciemnoszarych wapieni płytowych o miąższości 8,0 m są przeławiczenia wapieni gruzłowych (Filonowicz, 1979a).

Warstwy dolomitowe stanowią szare i ciemnoszare dolomity rozdzielone szarymi wapieniami marglistymi. Występują tu nieliczne skamieniałości: detrytus nieoznaczalnych skorup w otworze 33 (Brzask) i łuski ryb w otworze 55 (Młodzawy 1). Miąższość osadów warstw dolomitowych wynosi w otworze 33 około 15 m, w otworach 55 i 88 (Parszów PW-1) – około 6–7 m. W kamieniołomie Bzin, w południowej części Skarżyska-Kamiennej, oznaczonym jako III przez Senkowiczową (1956), odsłaniały się kremowe, cienkopłytkowe wapienie margliste z grubą 1,5-metrową ławicą wapieni dolomitycznych. Jasne, cienkoławicowe wapienie margliste były też widoczne po obu stronach toru kolejowego na zachód od Bzina (Kleczkowski, 1959).

Warstwy naddolomitowe są wykształcone jako szare, żółtoszare wapienie cienkokoławicowe, miejscami margliste lub dolomityczne. W otworze 33 (Brzask) w stropie warstw naddolomitowych leży ławica rdzawożółtych wapieni skrasowiałych, z kawernami wypełnionymi ilami albo kalcytem. W otworze 55 (Młodzawy 1) stwierdzono wapienie margliste i wapienie piaszczyste, zawierające zwęgloną sieczkę roślinną. W otworze 58 (Majków-Anna) warstwy naddolomitowe są wykształcone jako szare i żółtoszare wapienie margliste i margle ilaste, o miąższości około 4 m, z ławicą zlepieńców węglanowych w stropie. W zlepieńcach znaleziono drobne zęby ryby dwudysznej *Ceratodus* sp. (Filonowicz, 1979a). Wietrzejące wapienie rozpadają się na cienkie płytki. Opisane wapienie odsłaniały się także w południowej części kamieniołomu w dzielnicy Bzin w południowej części Skarżyska-Kamiennej, w łomikach w Młodzawach oraz w kamieniołomie w Majkowie (obecnie już żadne z tych odsłonieć nie istnieje). Zostały one także udokumentowane za pomocą otworów na obszarze Skarżyska-Kamiennej (Filonowicz, 1979a). W otworze 88 (Parszów PW-1) w szarych wapieniach drobnokrystalicznych występują przewarstwienia oliwkowych ilów. Miąższość warstw jest zmienna i wynosi odpowiednio: 6,0 m w otworze 33 (Brzask), 3,0 m w otworze 55 (Młodzawy 1), 4,0 m w otworze 58 (Majków-Anna) i 5,0 m w otworze 88 (Senkowiczowa 1970; Filonowicz, 1979a). W opisie profilu otworu 18 (Skarżysko-Kamienna) Kleczkowski (1959) zaliczył do utworów wapienia

muszlowego środkowego kompleks szarych wapieni pelitycznych o miąższości 21,8 m (głęb. 21,7–43,5 m).

Miąższość osadów wapienia muszlowego środkowego na obszarze arkusza wynosi od około 10 m w jego wschodniej części do około 26 m w zachodnim fragmencie.

#### Anizyk–ładyn

#### Wapień muszłowy

#### Wapień muszłowy górny

Wapienie, wapienie organodetrytyczne i muszłowce – utwory te odpowiadają wapieniom białym i szarym z pektenami i ceratytami wyróżnionym przez Filonowicza (1979a, b) oraz warstwom z *Pecten discites* i warstwom ceratytowym, stanowiącym osady wapienia muszlowego górnego w schemacie Senkowiczowej (1970). Odpowiadają one przedziałowi przypadającemu od najwyższej części anizyku do ładynu dolnego. Profil warstw z *Pecten discites* jest dwudzielny; dolną część budują jasnoszare wapień z licznymi małżami z rodzajów *Entolium* i *Pecten*, miejscami zawierające glaukonit, górną natomiast – szarozółte iły i iłowce piaszczyste z wkładkami margli i fauną, głównie małży. Warstwy ceratytowe w dolnej części są zbudowane z żółtoszarych iłów i iłowców z wkładkami margli, w górnej – z kremowożółtych wapieni piaszczystych i piaskowców wapnistych z glaukonitem. W stropie występują szare wapień gruboławicowe z detrytusem skorup małży i ramienionogów, głównie *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim). Miejscami widoczne jest w nich przekątne warstwowanie (Senkowiczowa, 1970).

Najpełniejszy profil warstw z *Pecten discites* odsłaniał i jeszcze częściowo odsłania się w pięciu kamieniołomach w Gostkowie, na północ od Bliżyna, opisanych przez Senkowiczową (1956) i Kleczkowskiego (1959). Autorzy niniejszego opracowania połączyli te stanowiska w jedno duże odsłonięcie. W jego wschodniej części wysokość ścian wynosi 5–6 m. Dolną części profilu budują wapień organogeniczne, tworzące kilkudziesięciocentymetrowe ławice, zapadające pod niewielkim kątem na północny wschód. Miejscami w ich obrębie jest widoczne warstwowanie rynnowe. W wapieniach można spotkać szczątki małży: *Entolium discites* (Schlotheim), *Pecten alberti* Schlotheim, *Pecten laevigatus* Schlotheim, *Myophoria vulgaris* (Schlotheim), rzadziej fragmenty ramienionogów (*Coenothyris vulgaris* (Schlotheim), *Lingula tenuissima* Bronn), ślimaków (*Omphaloptycha*, *Trypanostylus*) i liliowców. Licznie są znajdowane zęby ryb *Colobodus* sp. i *Saurichthys* sp. oraz *Hybodus* sp., rzadziej – *Acrodus* sp. i fragmenty szczęk *Colobodus* sp. Mikrofauna jest reprezentowana przez konodonty *Gondolella mombergensis mombergensis* Tagte, *Gondolella mombergensis media* Kozur i *Gondolella* cf. *Longa* Budurov et Stafanov. Opisywane wapień są przewarstwione cienkimi wkładkami wapieni pelitycznych i marglistych. Miejscami widać warstwowanie przekątne

w małej skali, warstwowanie rynnowe oraz nieregularne warstwowanie smużyste. Na powierzchni ławic są widoczne ślady pełzania i żerowania organizmów bezkręgowych oraz ślady z wysychania i falowania. W stropie omawianego kompleksu występuje gruba ławica muszlowców małżowych złożona głównie ze skorup *Entolium discites*. Cały kompleks reprezentuje warstwy z *Pecten discites*, których miąższość wynosi 3,3 m (Senkowiczowa 1956, 1970; Kleczkowski 1953, 1959; Romanek 1981b). Ponad nimi, oddzielone wyraźną granicą erozyjną, leżą warstwy ceratytowe wykształcone jako bitumiczne wapienie margliste, cienkoławicowe, z fauną głowonogów *Ceratites spinosus* Philippii *Ceratites postspinosus* Riedel (Senkowiczowa, 1956; Kleczkowski, 1959), a także ramienionogów, głównie *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim), oraz z łuskami i zębami ryb. W ich obrębie są obecne przeławiczenia wapieni organogenicznych z małżami *Pleuromya elongata* Schlotheim i *Anoplophora muensteri* Wissman, które stanowią gatunki przewodnie dla osadów wapienia muszlowego górnego, oraz z ramienionogami *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim). W obrębie omawianych utworów występuje charakterystyczna ławica prawie czarnych wapieni bitumicznych, z ceratytami w soczewkowatych konkrecjach, leżąca około 1 m poniżej górnej granicy profilu wapienia muszlowego (Kleczkowski 1953; Filonowicz, 1979a). W górnej części odsłonięcia występuje tak zwana ławica terebratulowa wypełniona skorupami *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) i stanowiąca strop osadów wapienia muszlowego. Jej powierzchnia jest nierówna, erozyjna. Bezpośrednio nad nią leżą silnie zwietrzałe brunatnoczerwone łupki o miąższości kilka centymetrów, należące już do profilu kajpru (Kleczkowski, 1959). W utworach warstw ceratytowych Romanek (1981b) oznaczyła konodonty: *Gondolella mombergensis media* Kozur, *Gondolella mombergensis haslachensis* Tatge i *Celsigondolella watznaueri praecursor* Kozur. Ich wiek określono na fassan. W zachodniej, płytszej części kamieniołomu o długości około 150 m skały wapienia muszlowego odsłaniają się w kilku miejscach w górnej części zachodniego zbocza. Wysokość odsłonień wynosi 0,5–1,5 m. Największe z nich, o wysokości 2,5 m, znajduje się w północno-zachodniej ścianie kamieniołomu. Widoczne są tutaj warstwy ceratytowe wykształcone jako szare wapienie margliste cienkoławicowe, w których sporadycznie można spotkać fragmenty głowonogów (ceratytów).

W otworze 11 (Gostków BS2) jasnoszare wapienie organodetrytyczne warstw z *Pecten discites* stwierdzono na głębokości 123,4–125,5 m (Błaszczuk, 1957).

W otworze 33 (Brzask) utwory wapienia muszlowego górnego występują na głębokości 16,8–31,3 m. Jego dolną część, o miąższości 5,1 m, stanowią szare wapienie i łupki margliste, miejscami zapiaszczone, z liczną fauną złożoną prawie wyłącznie z gatunku małża *Entolium discites* (Schlotheim). Reprezentują one warstwy z *Pecten discites*. W górnej części profilu, w wapieniach i marglach, o miąższości 9,4 m, obok małży z rodzaju *Entolium* i zwęglonych szczątków flory znaleziono fragment ceratyta. Na tej podstawie zaliczono osady do warstw ceratytowych (Senkowiczowa, 1970).

W Kolonii Bzinku, w niewielkich łomach odsłaniały się szare wapienie margliste cienkoławicowe (Kleczkowski, 1953). W kamieniołomie północnym (I wg Senkowiczowej, 1956), w dzielnicy Bzin w Skarżysku-Kamiennej, na szarych wapieniach twardych i z detrytusem fauny leżały żółtoszare wapienie z fragmentami fauny i łuskami ryb, o miąższości około 3 m. Wszystko to było przykryte kremowożółtymi wapieniami z licznym detrytusem fauny, m.in. *Entolium discites* (Schlotheim) i *Myophoria* sp. W północnej części kamieniołomu południowego (II wg Senkowiczowej, 1956) odsłaniały się żółtoszare wapienie o miąższości 3,5 m, z licznymi małżami i ślimakami, m.in. *Worthenia* cf. *hausmanni* Goldfuss, i z glaukonitem w dolnej części profilu. Natomiast w części południowej tego kamieniołomu, w szarobrazowych wapieniach występowały małże *Entolium* sp. Utwory te reprezentują warstwy z *Pecten discites* (Senkowiczowa, 1956). Obecnie widoczny jest górny fragment profilu kamieniołomu południowego (po północnej stronie ulicy Tartacznej), o miąższości około 3 m i długości 25 m, utworzony z żółtoszarych wapieni cienkoławicowych i szarych wapieni twardych, gruboławicowych, miejscami z detrytusem nieoznaczalnej fauny.

W otworze 18 (Skarżysko Kamienna) na utworach wapienia muszlowego środkowego leży 6,7-metrowy kompleks szarozółtych łupków marglistych z przewarstwieniami wapieni bez fauny, przykryty 2,5-metrową warstwą szarych iłów marglistych. W łomach w Młodzawach odsłaniały się żółtoszare wapienie z fauną małży, głównie *Entolium discites* (Scholtheim) i *Hoernesia socialis* (Schlotheim). Nad nimi leżały wapienie organodetrytyczne o miąższości 2 m, złożone z pokruszonych skorup małży: *Velopecten albertii* (Goldfuss) (?), *Hoernesia socialis* (Schlotheim) i *Myophoriopsis gregaria* (Münster). W ich marglistej części spągowej, zawierającej glaukonit, znaleziono łodzika *Pleuromutilus mosis* Mojsisovics i małża *Enantiostreon difformae* (Scholtheim) (Łuniewski, 1923), natomiast w górnej partii, zbudowanej z krystalicznych wapieni z nieoznaczalnym detrytusem fauny, znaleziono łodzika *Germanonutilus bidorsatus* (Schlotheim). Utwory te należą do warstw ceratytowych. Tego typu skały odsłaniały się także na wschód od Majkowa i w Wielkiej Wsi (Jurkiewiczowa, 1947; Filonowicz 1979a).

W opisie otworu 55 (Młodzawy 1) Senkowiczowa (1957a, 1970) zaliczyła do profilu wapienia muszlowego górnego osady o miąższości 11,9 m leżące na głębokości 19,7–31,6 m. Jego dolną część stanowią żółtoszare wapienie, iłowce i piaskowce wapniste, zawierające małże *Entolium discites* (Scholtheim). Górną część osadów, zbudowaną z szarozółtych margli i wapieni, Senkowiczowa (1957a, 1970) zaklasyfikowała do do warstw ceratytowych, pomimo braku skamieniałości głowonogów.

W otworze 88 (Parszów PW-1) osady wapienia muszlowego górnego występują na głębokości 32,8–33,7 m i są reprezentowane przez kremowe i białe wapienie z detrytusem fauny.

Miąższość skał wapienia muszlowego górnego wyraźnie maleje ku wschodowi – od 14,5 m (otw. 33) przez 11,9 m (otw. 55) po 0,9 m (otw. 88) (Senkowiczowa, 1970).

Wapienie, wapienie organodetrytyczne i muszłowce, wapienie płytowe oraz dolomity (utwory wapienia muszlowego nierozdzielone). We wschodniej części obszaru arkusza, między Parszowem a Wielka Wsią, Filonowicz (1979b) wyznaczył na mapie niewielkie wychodnie osadów wapienia muszlowego środkowego. Autorzy obecnego opracowania nie byli w stanie zweryfikować tych informacji z powodu braku odsłonień na tym terenie, dlatego wprowadzili na mapie utwory tworzące wydzielenie wapienia muszlowego nierozdzielonego.

Ladyn

Kajper

Kajper dolny

Mułowce, iłowce i piaskowce (warstwy sulechowskie), które odpowiadają mułowcom i iłowcom szarym z wkładkami margli, zaliczanych przez Filonowicza (1979a, b) do osadów kajpru dolnego. Odsłaniały się one w północnej ścianie kamieniołomu w Gostkowie. Na stropowej powierzchni erozyjnej, tak zwanej ławicy terebratulowej wapienia muszlowego górnego, leżą tutaj szarozółte iłowce i iły z cienkimi przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców z ziarnami miki, nieoznaczalnym detrytusem roślin i skorupami małża *Myophoria transversa* Bornemann var. *dolomitica* Zeller, charakterystycznego dla utworów kajpru dolnego (Senkowiczowa, Kotański, 1979). Miąższość utworów kajpru wynosi 1,0–1,5 m (Kleczkowski, 1959). Utwory te odsłaniały się także na północ od stacji kolejowej w Bliżynie oraz przy drodze z Bliżyna do Ubyszowa (Kleczkowski, 1953).

Najpełniejszy profil osadów kajpru dolnego, o miąższości 48,1 m, został nawiercony w otworze 11 (Gostków BS2), na głębokości 75,3–123,4 m. Na utworach wapienia muszlowego górnego leżą tutaj ciemnoszare łupki mułowcowe i iłowcowe, z wkładkami miękkich, jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych na głębokości: 91,3–93,9 m (z klastami szarych iłow), 100,6–101,7 m (z detrytusem zwęglonych roślin) i 118,6–121,0 m, a także z wkładką marglistych żelaziaków ilastych na głębokości 117,6–118,6 m. Od głębokości 91,3 m w górę profilu w obrębie szarich łupków pojawiają się pstre łupki ilaste (Błaszczuk, 1957). Na głębokości 79,5 m znaleziono małża *Unionites brevis* (von Schauth), charakterystycznego dla profilu kajpru dolnego, a który w starszej literaturze (Karaszewski, 1962) był oznaczony jako *Anoplophora lettica* Quenstedt. Na tej samej głębokości występują szczątki flory. W otworze 57 (Skarżysko-Kamienna 4) na utworach wapienia muszlowego, na głębokości 62,0–76,0 m, leży 14,0-metrowy kompleks szarych iłowców (Fajks, 1977).

Na północ od Górek, na południowym stoku wzniesienia w przysiółku Podgórkki, tuż za zachodnią granicą terenu badań, na obszarze arkusza Odrowąż (Złonkiewicz, 2019a) wydobywano szare

i rdzawożółte piaskowce porowate. Miąższość ich ławic waha się w granicach 0,1–0,7 m. Występują one w dwóch odmianach: jako piaskowce średnio- i drobnoziarniste, laminowane poziomo, oraz jako piaskowce średnio- i gruboziarniste, laminowane poziomo i przekątnie. Miejscami w piaskowcach występuje drobny detrytus cienkoskorupowych muszelek małży. Miąższość częściowo odsłoniętego profilu tych skał można ocenić na około 10 m. W sondzie wywierconej na powierzchni szczytowej wzniesienia, czyli parę metrów powyżej łomiku, stwierdzono szare i żółte utwory ilaste, które Złonkiewicz (2019a) zaliczył do profilu retyku. Natomiast wyżej opisane piaskowce z Górek leżą, jego zdaniem, najprawdopodobniej na pograniczu osadów warstw ze Studziannej (noryk) i pstrych warstw parszowskich. Według autorów niniejszego opracowania zarówno piaskowce z Górek, jak i wyżejjęte utwory ilaste należą do utworów kajpru dolnego.

Miąższość osadów kajpru dolnego na obszarze arkusza wynosi około 1–48 m. Na terenie badań nie stwierdzono dotychczas osadów kajpru środkowego, wiekowo odpowiadających karnikowi i norykowi.

#### d. Trias górny

Retyk

Kajper

Kajper górny

Iłowce i mułowce oraz pstre ily (pstre warstwy parszowskie) są korelowane z warstwami wielichowskimi na Niżu Polskim (Karaszewski, 1962; Kopik, 1970). W profilu otworu 11 (Gostków BS2) na szarych łupkach ilastych kajpru dolnego, na głębokości 67,4–75,3 m, leżą czerwobrnatne i pstre iłowce plamiste i z przerostami fioletowobrnatnych i szarozielonych iłowców ze sferosyderytami, przewarstwione mułowcami o strukturze grudkowej (sferolitycznej) i cienkimi wkładkami iłowców syderytycznych, syderytów oraz limonitów. Miąższość kompleksu wynosi 7,9 m (Błaszczyk, 1957; Karaszewski 1962; Filonowicz, 1979a). Kleczkowski (1953) opisał odsłonięcia czerwonych iłów bezwapnistych (na północ od Bliżyna) oraz czerwonych i pstrych iłów (przy drodze z Bliżyna do Ubyszowa). Występowały one w szybikach na północ od Bliżyna, w Brześciu i Bzinku. W Gostkowie wśród pstrych iłów znajdowały się wkładki piaskowców żelazistych. W Brześciu nad osadami wapienia muszlowego odsłaniały się żółte i ceglasczerwone ily ze sferosyderytami oraz z wkładką piaskowców żelazistych (Kleczkowski, 1953). W otworze 32 (Bugaj III) miąższość opisanych wyżej utworów wynosi 31,0 m. W Bzinku nad osadami wapienia muszlowego, oprócz żółtych iłów, występowały także ich czerwone odmiany z wkładkami iłowców żelazistych, przykryte dolnojurajskimi piaskowcami gruboławicowmi. W odsłonięciach w dolince rzeczki Rdzawiec w Wygonie (części Skarżyska-Kamiennej) były widoczne żółtawe i popielatoszare ily z przelawiczeniami

kremowych i żółtych piaskowców drobnoziarnistych, miejscami przekątnie warstwowanych (Karaszewski, 1947). W cegielni, która znajdowała się na terenie obecnego osiedla Bzinek w południowo-zachodniej części Skarżyska-Kamiennej, odsłaniały się pstry ły z przewagą czerwonych odmian, zawierające drobne konkrecje limonitowe oraz wkładki piaskowców z odciskami łodyg i uwęglonymi szczątkami roślin. Ich miąższość wynosiła kilkanaście metrów. Przykrywały je ciemnoszare ły z okruchami węgla. Żółte ły, w obrębie których występowały żelaziaki brunatne, odsłaniały się w dawnej kopalni żelaza Doliska w Skarżysku-Kamiennej, która znajdowała się między kościołem pod wezwaniem Najświętszego Serca Jezusowego a Doliskami (częścią Skarżyska-Kamiennej). Nad nimi leżały czerwone ły ze sferosyderytami. W obrębie tych łów występowała warstwa szarozielonych piaskowców z domieszką żwirów. Powyżej znajdowały się ciemnoszare i czarne ły, miejscami węgliste (Karaszewski, 1947), należące już do dolnojurajskich utworów szarych warstw paszowskich. Podobnie wykształcone osady odsłaniały się w szybkach eksploatacyjnych na terenie Milicy (części Skarżyska-Kamiennej). Ich miąższość wynosiła 15–20 m. Poza żółtymi i ceglastymi łami znajdowano tutaj przewarstwienia popielatoszarych łów (Karaszewski, 1947). W otworze 57 (Skarżysko-Kamienna 4) na szarych łowcach kajpru dolnego leży 20,0-metrowy kompleks wiśniowych łożupków na głębokości 42,0–62,0 m (Fajks, 1977). Podobne osady występują w otworze 60 (Majków), gdzie pod szarymi mułowcami z florą leżą szaro-fioletowe (o odcieniu zielonym) mułowce z drobnymi okruchami kwarcu i sferolitami, a niżej – szaro-zielone i ciemnobrunatne łowce, również z przerostami mułowców oraz ze sferosyderytami. Cała seria ma miąższość 5,0 m (Filonowicz, 1979a). W otworze 55 (Młodzawy 1) na wapieniach wapienia muszlowego, na głębokości 6,7–19,7 m leży 13,0-metrowy kompleks pstrych łów i mułowców z cienką wkładką szaróżółtych piaskowców.

W okolicach Majkowa i Parszowa, w licznych otworach, głównie surowcowych (Kozydra, 1959, 1961; Bajorek, 1977, 1980, 1991), zostały stwierdzone podobne litologicznie, lecz o różnym stopniu zwietrzenia, żółto-szare, szare, wiśniowe, czerwone i różowe łowce bezwapniste oraz mułowce z cienkimi wkładkami żółto-szarych piaskowców drobnoziarnistych. Ich miąższość wynosi kilka metrów (np. otw.: 58, 65, 79, 84, 88 i 91), najczęściej około 10 m (np. otw. 86 i 89), rzadziej kilkanaście metrów (m.in. otw.: 67, 81, 82 i 84). Osady o największej miąższości (23,5 m) stwierdzono w otworze 81 (Szkleniec C3) na głębokości 2,5–26,0 m. W profilu tego otworu, w obrębie pstrych łów i mułowców, występuje wkładka ochrowych limonitów na głębokości 25,0–26,0 m i wiśniowych syderytów ilastych na głębokości 15,6–17,3 m.

W zdecydowanej większości profili osady pstrych warstw paszowskich zalegają na utworach wapienia muszlowego górnego, choć zdarzają się profile otworów (otw.: 79, 80 i 83), w których leżą one bezpośrednio na piaskowcach warstw z Krynek. W profilach, gdzie ły lub (i) łowce i mułowce retyku przykrywają osady jurajskie, utwory te są na ogół bardziej zwarte (np. otw.: 55, 58, 65, 67,

82, 83 i 86). W miejscach, gdzie utwory retyku są przykryte tylko osadami czwartorzędowymi (m.in. otw.: 32, 48, 57 i 79) lub tworzą wychodnie (otw. 91), są one wtórnie zmienione w ily kaolinowo-illitowe lub haloizytowe (glinki ogniotrwale), o barwie białej, żółtej i czerwonej. W iłach wstępują liczne i drobne sferosyderyty, cienkie przeławicenia syderytów, mułowców syderyticznych oraz limonitów (otw.: 65, 67, 82, 84 i 86), które były eksploatowane w rejonie Parszowa–Szkleńca. W okolicy dawnej kopalni Myszka, na południe od Węglowa (otw. 91), odsłaniają się piaskowce i mułowce z wkładkami szarych oraz pstrych iłów. Zawierają one następujące megaspory: *Tasmanitriletes pedinacron* (Harris) Jux et Kempf, *Horstisporites cavernatus* Marcinkiewicz, *Verrutriteles utilis* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz, *Verrutriteles litchii* (Harris) Potonié, *Maexisporites misellus* Marcinkiewicz i *Trileites pinquis* (Harris) Potonié (Marcinkiewicz, 1971), które są przewodnie i charakterystyczne dla podpoziomu megasporowego *Trileites pinguis*. W rejonie Węglowa natomiast miejscami utwory retyku nie występują (Kopik, 1970).

Miąższość utworów pstrych warstw parszowskich na obszarze arkusza jest bardzo zróżnicowana i wynosi od kilku metrów do 40 m. Miejscami stwierdzono ich brak.

## 5. Jura

Utwory jury na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna są przyporządkowane do profilu liasu dolnego (jury dolnej) – odsłaniają się tutaj osady hetangu i synemuru oraz fragmentarycznie pliensbachu.

Utwory liasu dolnego północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich leżą przekraczająco na osadach triasu górnego. Pomiędzy nimi występuje niewielka niezgodność kątowna oraz hiatus obejmujący osady najniższego liasu, względnie najwyższego retyku. We wczesnej jurze na omawianym obszarze dominowała sedymentacja osadów silikoklastycznych (w środowisku lądowym, paralicznym i brakicznym) naprzemiennie z erozją epigenetyczną tych utworów. Była to dość monotonna sedymentacja, a w osadach praktycznie brakuje elementów biostratygraficznych – stąd wydzielenia litostratygraficzne w randze formacji wydzielono na podstawie obserwacji wcześniejszych badaczy (Samsonowicz, 1929; Karaszewski, 1960; 1962; Karaszewski, Kopik, 1970) oraz na bazie metodyki stratygrafii sekwencyjnej (Pieńkowski, 2004).

## a. Jura dolna

### Hetang

W poprzedniej edycji mapy (Filonowicz, 1979a, b) osady hetangu były objęte jednym wydzieleniem. W obecnym opracowaniu na większości obszaru wydzielono kartograficznie oddzielnie utwory formacji zagajskiej oraz łącznie formacji skłobskiej i przysuskiej.

Piaskowce, mułowce i iłowce z przewarstwieniami zlepieńców, węgla kamiennego oraz syderytów – formacja zagajska zajmują centralną część obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna, a ich miąższość została oszacowana na 130,5 m w otworze 16 (Skarżysko-Kamienna IG-1) według Karaszewskiego (1953a) i na około 150 m w otworze Nieświń PIG 1 (Złonkiewicz, 2018), położonym na terenie sąsiedniego arkusza SMGP Odrowąż. Karaszewski (1953a) stwierdził, że głębokość występowania spągu skał omawianej formacji wynosi 139,5 m w profilu otworu 16. Utwory formacji zagajskiej leżą na różnowiekowych utworach: pstrych warstw parszowskich (retyk), iłowcach kajpru dolnego (w zachodniej części terenu arkusza), osadach węglanowych wapienia muszlowego i lokalnie na piaskowcach retu (we wschodniej części obszaru badań).

Dolną część profilu omawianej formacji stanowią szare warstwy parszowskie, wykształcone jako szare, ciemnoszare lub zielonoszare iłowce i mułowce z wkładkami szarych i jasnoszarych piaskowców z syderytami, rizoidami i detrytusem flory (Karaszewski 1962; Fijałkowska, 1989). Autorzy niniejszego opracowania zaliczają te warstwy do profilu osadów liasu dolnego (Karaszewski 1960, 1962; Filonowicz, 1979a, b) na podstawie wyników badań megaspor. Znaleziony w tych osadach *Nathorstisporites hopliticus* Jung jest przewodni dla najniższego poziomu megasporowego wyróżnianego w utworach hetangu–synemuru dolnego (Marcinkiewicz 1971; Marcinkiewicz i in., 2014). Megasporę tę stwierdzono w otworach 11 (Gostków BS2) i 16 (Skarżysko Kamienna IG-1), w profilach otworów z rejonu Parszowa (Karaszewski 1953a, 1962; Marcinkiewicz, 1971) oraz w starych szybikach w Pleśniówce (Filonowicz, 1979a). Jednak nie wszyscy autorzy zagadzają się z takim wydatowaniem omawianych osadów (Wagner, red., 2008; Pieńkowski in., 2014). Problem określenia wieku osadów dolnej części formacji zagajskiej wynika z faktu występowania tu również innej megaspory *Trileites pinguis* (Harris) Potonié, w starszej literaturze opisywanej pod nazwą *Selaginella hallei* Lundblad (Marcinkiewicz, 1971) i przewodniej dla podpoziomu *Trileites pinguis* wyróżnianego w profilu retyku (Marcinkiewicz i in., 2014). Współwystępowanie obu tych gatunków w dolnej części poziomu *Nathorstisporites hopliticus* jest potwierdzone (Marcinkiewicz, 1971), dlatego autorzy niniejszego opracowania zaliczają do piętra hetang zarówno szare warstwy parszowskie, jak i wyższą część profilu formacji zagajskiej, w której stwierdzono megasporę *Trileites pinguis* (Harris) Potonié.

Szare warstwy parszowskie w wielu miejscach (np. okolice Parszowa i Wielkiej Wsi) na skutek wietrzenia zmieniają się w ciemnoszare lub żółte ily (Filonowicz, 1979a). Takie osady zostały stwierdzone w otworze 90 (Parszów PW-2), gdzie tylko w nielicznych fragmentach profilu występują ciemne mułowce lub iłowce, zwięzłe, ze szczątkami roślin, m.in. z zachowanymi liśćmi paproci *Thaumatopteris schenkii* Nathorst (Filonowicz, 1979a). Miąższość osadów szarych warstw parszowskich jest bardzo zróżnicowana: od kilkudziesięciu centymetrów w rejonie Gostkowa do około 35 m w Skarżysku-Kamiennej.

W otworze 11 (Gostków BS2) nad skałami pstrych warstw parszowskich leżą szare warstwy parszowskie. Rozpoczyna je szary kompleks iłowcowo-mułowcowy ze sferosyderytami (na głęb. 67,4 m i powyżej). Nad nim leżą ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste i mułowcowe, z obfitym detrytusem flory, głównie skrzypów *Equisetites* sp. i miłorzębowych *Czekanowskia* sp. oraz megasporami *Nathorstisporites hopliticus* Jung i *Trileites* sp., a także miosporą *Aratrisporites minimus* Schulz (*Lycostrobus scotti* Nathorst w starszej literaturze). W górnej części kompleksu są liczne poziomy z rizoidami (Karaszewski, 1953a, 1962).

W otworze 16 (Skarżysko-Kamienna IG-1) szare warstwy parszowskie leżą bezpośrednio na wapieniach wapienia muszlowego dolnego na głębokości 139,5 m i mają miąższość 20,5 m (Fijałkowska, 1989). Rozpoczynają się one dwumetrową warstwą szarych mułowców syderytycznych, w spągu z niebieskawymi i zielonobrunatnymi plamami. W górnej części warstwy mułowce przechodzą stopniowo w iłowce z licznymi sferosyderytami oraz pojedynczymi rizoidami w partii stropowej. Poza wspomnianą już megasporą *Nathorstisporites hopliticus* Jung znaleziono w nich miosporę *Aratrisporites minimus* Schulz (Karaszewski, 1953a, 1962). Utwory te przechodzą wyżej w szare i ciemnoszare iłowce i mułowce z pojedynczymi wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych i obfitym detrytusem flory. Lokalnie występują cienkie przewarstwienia mułowców i piaskowców syderytycznych oraz syderytów. W piaskowcach i mułowcach można zaobserwować poziomą i smużystą laminację, lokalnie zaburzoną przez bioturbacje. Miejscami są widoczne warstwowania przekątne. Na powierzchniach warstw piaskowców występują skamieniałości śladowe, głównie bioglify. W spągu kompleksu spotyka się liczne rizoidy. W górnej części omawianego kompleksu znajdują się okruchy zwęglonego drewna, nieregularne konkrecje syderytowe i drobne konkrecje pirytu oraz odciski większych fragmentów flory. Lustra tektoniczne wskazują na strefę uskokową (Karaszewski, 1953a).

W otworze 88 (Parszów PW-1) stwierdzono osady szarych warstw parszowskich o stosunkowo znacznej miąższości. Szare ily i mułowce występują do głębokości 28,4 m. Jedynie na głębokości 22,5–23,7 m występuje w ich obrębie wkładka iłów wiśniowych. W profilach pozostałych otworów,

we wschodniej części terenu arkusza, miąższość utworów szarych warstw parszowskich wynosi kilka metrów (otw.: 15, 24, 55 i 67).

Ponad szarymi warstwami parszowskimi leżą szare mułowce i iłowce ze szczątkami roślin i lokalnie cienkimi przerostami węgla (okolice Brześcia) oraz cienkie wkładki piaskowców z odciskami roślin i skorup małży (Skarżysko-Kamienna). Zostały one stwierdzone w otworach koło Gostkowa (otw.: 9, 10 i 11), w Skarżysku Kamiennej (otw.: 16, 18, 20 i 21), w Młodzawach (otw. 55), w Majkowie (otw. 58 i 60) oraz w okolicach Parszowa (otw.: 80, 81, 82, 84, 85, 86, 87 i 90).

W otworze 11 (Gostków BS2), nad szarymi warstwami parszowskimi (na głęb. 48,3 m) leżą szare piaskowce drobnoziarniste, iłowce i mułowce, reprezentujące kompleks z *Estheria* i kanalikami robaków (Fijałkowska, 1989). Dolną część kompleksu budują jasnoszare piaskowce ze sferosyderytami, skamieniałościami śladowymi, głównie pionowymi kanalikami bioturbacyjnymi *Scoyenia* (?), rizoidami oraz szczątkami flory, głównie *Equisetites* sp. Ku górze profilu obok dominującej szarej barwy pojawia się też oliwkoszara i zielonoszara, a na głębokości 37,7–39,5 m występują brunatno-czekoladowe iłowce syderytyczne ze sferosyderytami. W mułowcach i piaskowcach można zaobserwować laminację przekątną. Na głębokości 28,0–31,9 m stwierdzono miosporę *Aratrisporites minimus* Schulz, a na poziomie 24,7–27,7 m – okazy *Estheria* sp. Górną część kompleksu stanowią mułowce i szare iłowce z fioletowymi plamami, sferolitami, kanalikami *Scoyenia* (?) i detrytusem flory. Na głębokości 16,3–19,6 m i 6,8–8,1 m występują okazy *Estheria* sp. i *Lycostrobus scotti* Nath.

W otworze 16 (Skarżysko-Kamienna IG-1) na głębokości 81,2–119,0 m znajdują się szare i ciemnoszare mułowce i iłowce z przewarstwieniami szarych i jasnoszarych piaskowców, ze sferosyderytami, zwęglonymi fragmentami drewna, detrytusem flory oraz pionowymi kanalikami bioturbacyjnymi *Scoyenia* (?), reprezentujące kompleks z *Estheria* i kanalikami robaków (Fijałkowska, 1989). Ponad tymi osadami (na głęb. 53,0–81,2 m) występuje kompleks reprezentowany głównie przez szare i oliwkowe mułowce i iłowce z czerwono-brunatnymi plamami i z syderytami piaszczystymi. Wyżej w profilu (na głęb. 38,8–53,0 m), wśród mułowców i iłowców, leżą przeławiczenia piaskowców i łupków węglistych oraz syderyty piaszczyste i obfity detrytus flory, m.in. skrzypów *Equisetites* sp. (Karaszewski, 1953a, 1962). Utwory te tworzą kompleks iłowcowo-piaskowcowy. W części stropowej formacji (na głęb. 9,0–38,0 m) w omawianym profilu występują szare i ciemnoszare iłowce i mułowce, miejscami piaszczyste, brunatne, z przewarstwieniami łupków węglistych i z glebami kopalnymi. Liczne są tutaj rizoidy oraz detrytus roślinny, głównie *Czekanowskia* sp. i *Equisetites* sp.; oznaczono także *Dictyophyllum acutilobum* Baum i *Ginkgoides* sp. oraz megasporę *Nathorstisporites hopliticus* Jung (Karaszewski, 1953a, 1962). Wspomniane wyżej skały tworzą kompleks iłowców stropowych. Badania sporowo-pyłkowe wykonano na próbkach pobranych prawie w całym profilu tego otworu – na głębokości 9,0–137,4 m (Fijałkowska, 1989). Oznaczono dość

liczne miospory (25 gatunków i 30 rodzajów). Cechą charakterystyczną zespołu miospor jest współwystępowanie gatunków, które są znane z osadów warstw wielichowskich, z gatunkami znajduwanymi w dolnoliasowych utworach warstw mechowskich. Obecność *Aratrisporites minimus* Schulz jednoznacznie określa przynależność omówionych osadów do profilu jury dolnej.

W Skarżysku-Kamiennej i okolicy, na opisanych powyżej osadach ilasto-mułowcowych niższej części formacji zagajskiej, leżą utwory wyższej części tej serii, charakteryzujące się większym udziałem piaskowców, w których znaleziono odciski małży oraz słodkowodnego ślimaka *Paludina* sp. w dwóch stanowiskach na obszarze Skarżyska-Kamiennej (Filonowicz, 1979a). Fauna małżowa, zazwyczaj nieoznaczalna, jest znajdowana najczęściej w stropowych partiach osadów formacji zagajskiej (Karaszewski, 1962).

Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja skłobska oraz przysuska formacja rudonośna. Na utworach formacji zagajskiej występują młodsze osady jury dolnej, reprezentowane przez osady dwóch wyżej wymienionych formacji. Nie zostały one rozdzielone na obszarze badań z uwagi na brak jednoznacznych przesłanek kartograficznych. Osady omawianego wydzielenia obejmują przeważnie jasnoszare piaskowce różnoziarniste, które zostały zaliczone przez Karaszewskiego (1962) do serii skłobskiej i były obserwowane w licznych małych łomach oraz otworach. Są to na ogół szare lub jasnoszare piaskowce, niekiedy z domieszką żwirów, przewarstwione mułowcami i iłowcami. W piaskowcach są powszechne odciski roślin, głównie skrzypów, rzadziej paproci. Karaszewski (1962) znalazł odcisk liścia paproci *Nilssonia* sp. na północ od Skarżyska-Kamiennej, natomiast w Ciechostowicach i Skarżysku Książęcym – odciski muszli małży i słodkowodnych ślimaków. Piaskowce te zaznaczają się w morfologii na północ i północny zachód od Skarżyska-Kamiennej. Budują one również wzniesienia – na północ od Brześcia (Biała Góra, otw. 12) oraz w Pogorzałym (otw. 13 i 14), gdzie tworzą również kuestę na południe od niego. Piaskowce zajmują również znaczne obszary w rejonie Ubyszowa i na północ od niego, gdzie odsłaniają się w miejscu wypływu wód głębinowych, oraz w rejonie Majdowa. W górnej części profilu formacji skłobskiej w Ubyszowie występują zlepieńce, natomiast w stropie – ciemne i szare mułowce i iłowce, obserwowane przez Filonowicza (1979a) na południe od Pogorzałego. Piaskowce formacji skłobskiej występują również na powierzchni we wschodniej części terenu arkusza, na południe i południowy wschód od miejscowości Grzybowa Góra (również w podłożu piaskowni w Grzybowej Górze) i lokalnie w okolicach Marcinkowa Górnego. W rejonie tym, w niewielkim nieczynnym już kamieniołomie, na południe od wsi Gadka, odsłania się 7-metrowy fragment profilu utworów omawianej formacji. W jego dolnej części występują jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, gruboławicowe. Górną część stanowią jasnoszare i popielate mułowce i piaskowce drobnoziarniste, średnio- i cienkoławicowe,

o laminacji falistej i soczewkowej. O kamieniołomach piaskowców ze żwirami kwarcowymi i licznymi odciskami roślin w rejonie Grzybowej Góry wspominał Filonowicz (1979a).

W otworze 16 (Skarżysko-Kamienna IG-1) utwory formacji skłobskiej występują do głębokości 9,0 m i są wyraźnie zredukowane – leżą na osadach formacji zagajskiej. Osady omawianej formacji w tym profilu stanowią głównie jasnoszare i białe piaskowce dość zwarte, ze smugami zawierającymi limonit i z rizoidami (Karaszewski, 1953a, 1962).

Bardziej kompletny profil osadów formacji występuje w profilu Nieświń PIG 1 (Złonkiewicz, 2018) na terenie sąsiedniego arkusza Odrowąż, gdzie ich miąższość wynosi 102 m. W dolnej części profilu dominują jasnoszare, miejscami żółtawe, piaskowce drobno- i średnioziarniste, dość kruche. Jest widoczna laminacja podkreślona pyłem węglowym oraz struktury sedymentacyjne w postaci warstwowania poziomego, riplemarków lub warstwowania rynnowego, zwłaszcza w partiach spągowych, gdzie występują również piaskowce gruboziarniste. Są również widoczne ślady erozji i niewielkich rozmiarów pogrzy. Wyżej występują przewarstwienia heterolitów mułowcowo-piaszczystych o laminacji horyzontalnej lub soczewkowej, podkreślonej obecnością węgla kamiennego. Stwierdzono też bioturbacje, m.in. z rodzaju *Planolites*, powstałe w wyniku żerowania bezkręgowców. Osady te wykazują charakterystyczne odwrócone uziarnienie frakcjonalne, co udowadnia cykliczność sedymentacji. Górną część formacji skłobskiej w profilu Nieświń PIG 1 tworzą jasnoszare mułowce z przewarstwieniami piaskowców cienkoławicowych i iłowców. W osadach tych jest również widoczne normalne lub odwrócone uziarnienie frakcjonalne (miąższość cykli 2–3 m).

Filonowicz (1979a) obserwował w wykopach wodociągowych oraz w urobku z wierceń udarowych w Pogorzałym oraz Majdowie iłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców, które prawdopodobnie należy zaliczyć do serii rudonośnej (Karaszewski, 1962), korelowanej z przysuską formacją rudonośną (Pieńkowski, 1983). Według Pieńkowskiego (2004, 2006) utwory tej formacji budują stropowe partie I cyklu sedymentacyjnego (sekwencje g–k).

Najbardziej kompletny profil utworów przysuskiej formacji rudonośnej, o miąższości około 78 m, został opisany przez Karaszewskiego (1962) w otworze 5 (Jagodne 2) w północno-wschodniej części terenu arkusza. Dolną jego część (na głęb. 97,0–126,0 m) budują jasnoszare piaskowce drobno- i średnioziarniste, laminowane ciemnoszarymi iłami, które ku górze profilu przechodzą w ciemnoszare iły, iłowce i mułowce. Na głębokości 100,4–102,4 m występują wkładki wiśniowych i czekoladowych iłowców z przewarstwieniami syderytów. Konkrecje kremowoszarych syderytów ilastych są spotykane na głębokości 97,4–98,0 m. W środkowej części profilu (na głęb. 74,3–97,0 m) dominują jasnoszare i popielate piaskowce drobnoziarniste laminowane ciemnoszarymi iłami. Piaskowce zawierają detrytus roślinny, a wśród fragmentów oznaczalnych dominują miłorzębowe *Czekanowskia* sp. Spotykane są też okruchy zwęglonego drewna. Na głębokości 78,9–80,5 m znajdują się rizoidy i rizokonkrecje

pirytowe, a na głębokości 74,3–74,5 m – poziomy glebowe z licznymi rizoidami. Na stropowych powierzchniach piaskowców miejscami są widoczne struktury bioturbacyjne. Górną część profilu (na głęb. 48,0–74,3 m) budują głównie ciemnoszare ily i iłowce z cienkimi przewarstwieniami szarych piaskowców i czekoladowobrąznych syderytów ilastych. Zarówno w iłowcach, jak i w piaskowcach jest obecny niezbyt obfity detrytus flory. Na głębokości 71,1–71,6 m, w obrębie piaskowców mułowcowych, występują obtoczone fragmenty zwęglonego drewna oraz rizokongrecje pirytowe.

W Pogorzałym, w spągu przysuskiej formacji rudonośnej, znajdują się jasnoszare piaskowce cienko- i średnioławicowe, z przewarstwieniami jasnoszarych i szarych iłów i mułowców, a w jej stropie – jasnoszare piaskowce gruboławicowe, z przerostami szaro-brązowych mułowców żelazistych. Na powierzchni stropowej piaskowców można zaobserwować skamieniałości śladowe *Chondrites* sp. (Karaszewski, 1962). Warstwy te ciągną się wzdłuż zachodniej części Pogorzałego, gdzie budują szczyt wzgórza. Według Filonowicza (1979a) wyższe warstwy serii rudonośnej występują w rejonie Majdowa, gdzie w otworze 1 na głębokości 44,0 m leżą szaro-brązowe mułowce ilasto-hematytowe (ok. 4-metrowe) będące odpowiednikiem poziomu rudonośnego. Są one przykryte przez szare i popielate iłowce (o miąższ. ok. 3 m) oraz jasne piaskowce z wkładkami mułowców (o miąższ. ok. 10 m). Na nich leży następna (12-metrowa) seria ilasto-mułowcowa z rzadkimi przewarstwieniami piaskowców, miejscami piaskowców ławicowych, oraz mułowce ze żwirami (w stropowych ławicach). Filonowicz (1979a) zaobserwował je również w zwietrzelinie na wzniesieniach na północ od Majdowa i Łazów. Nie wykluczał on, że opisane wyżej osady przynależą już do profilu synemuru dolnego. Utwory obu opisanych formacji należą do parasekwencji I w schemacie stratygrafii sekwencyjnej Pieńkowskiego (2004).

Piaskowce, mułowce i iłowce z przewarstwieniami zlepieńców, węgla kamiennego oraz syderytów (utwory hetangu nierozdzielone) wydzielono jedynie w okolicach Parszowa i Węglowa, gdzie występują izolowane tektoniczne bloki utworów jury dolnej, oraz w rejonie Marcinkowa Górnego (na wzgórzu po północnej stronie rzeki Kamiennej). W tych miejscach rozdzielenie osadów formacji było problematyczne, dlatego pozostawiono je nierozdzielone.

### Synemur

Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja ostrowiecka występują w północno-wschodniej części obszaru arkusza i na ogół jest przykryta osadami czwartorzędowymi. Przez Samsonowicza (1929) i Karaszewskiego (1962) utwory te zostały opisane jako seria ostrowiecka i seria koszarowska. Miąższość utworów formacji ostrowieckiej w północnej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest szacowana na około 150 m. W obrębie osadów formacji oznaczono megaspory poziomu *Nathorstisporties hopliticus* (hetang–synemur dolny; Marcinkiewicz i in., 2014). Obecność

licznych form *Lycopodiumsporites semimuris* Danzé-Corsin et Laveine w niższej części profilu zawęża zasięg wiekowy omawianych utworów do wczesnego synemuru (Pieńkowski, 2004). Formacja jest reprezentowana przez piaskowce, mułowce i iłowce w zmiennym udziale, tworzące dość jednolite kompleksy, a częściowo również heterolity (Pieńkowski, 2004). W niektórych częściach profilu występują struktury bioturbacyjne oraz detrytus roślinny. Najbardziej miąższy profil omawianej formacji został opisany przez Karaszewskiego (1962) w otworze 5 (Jagodne 2). Na iłach przysuskiej formacji rudonośnej leżą różowawe, jasnoszare, kremowe, szarżółte piaskowce drobnoziarniste z cienkimi przeławiczeniami ciemnoszarych iłów. W piaskowcach spotyka się naskorupienia limonitów i pierścienie Lieseganga, a na głębokości 45,0–46,0 m – okruchy syderytów. Na tej głębokości, na powierzchni stropowej piaskowców, są widoczne riplemarki falowe oraz struktury bioturbacyjne. Dolna część formacji ostrowieckiej należy do parasekwencji II (Pieńkowski, 2004). Miąższość osadów opisanej formacji może na terenie arkusza sięgać 60 m.

W profilu otworu 6 (Jagodne 1)<sup>2</sup>, na głębokości 72,0–96,0 m występują jasnoszare piaskowce z wkładką zlepieńców, reprezentujące górną część formacji ostrowieckiej. Stropowa granica utworów tej formacji jest erozyjna. Stanowi ona parasekwencję IIIe (Pieńkowski, 2004).

Utwory omawianej formacji występują na powierzchni również na wschód od wsi Świerczek, gdzie zaznaczają się w morfologii jako drobne wzniesienia, a także w małym kamieniołomie na północ od Jagodnego. Profil osadów formacji rozpoczynają tutaj piaskowce średnio- i drobnoziarniste, z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców gruboziarnistych, na ogół przekątnie warstwowanych. Podrzędnie zdarzają się przewarstwienia mułowców i iłowców. W nieistniejącym już kamieniołomie we wsi Lipowe Pole Plebańskie Filonowicz (1979a) stwierdził występowanie piaskowców ławicowych, porowatych, z odciskami roślin.

### Pliensbach

Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja gielniowska zostały wydzielone w północno-wschodniej części obszaru arkusza na podstawie opisu profilu utworów w otworze 6 (Jagodne 1), opracowanego pod względem sedymentologicznym i stratygraficznym przez Pieńkowskiego (2004). Wcześniej utwory występujące w tym profilu były zaliczane do skał synemuru dolnego i korelowane z serią ostrowiecką (Filonowicz, 1979a, b). Osady formacji gielniowskiej zostały stwierdzone na głębokości 14,0–72,0–m i reprezentują dwa cykle sedymentacyjne: IV (a–d) i V (a–b) według podziału

---

<sup>2</sup> Wątpliwości budzi lokalizacja tego otworu. Dane z Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG) nie określają precyzyjnie jego położenia. Podano współrzędne najbliższej miejscowości, czyli Jagodnego, co w skali mapy obarczone jest zbyt dużym błędem. W zbiorach Narodowego Archiwum Geologicznego brakuje również karty tego otworu, a jest zachowany jedynie rdzeń. Lokalizację otworu przyjęto na północ od Jagodnego, według pierwszego opracowania arkusza Skarżysko-Kamienna (Filonowicz 1979a, b).

Pieńkowskiego (2004). W dolnej części profilu formacji dominują facje piaskowcowe o tabularnym lub rynnowym warstwowaniu przekątnym, które zostały zakumulowane w środowiskach rzek meandrujących oraz przybrzeżnym i deltowym (IVa–b). Wyżej leżą osady bardziej drobnoziarniste, o warstwowaniu soczewkowym i riplemarkowym, związane ze środowiskami przybrzeżnym i szelfowym (IV c–d). Górna część profilu jest zdominowana przez litofacje mułkowo-ilaste o laminacji poziomej, które powstały w lagunach, lokalnie w bagniskach (Vb). Utwory tej formacji prawdopodobnie odsłaniają się na powierzchni terenu na północny wschód od Świerczka, gdzie przypuszczalnie kontaktują z osadami formacji ostrowieckiej.

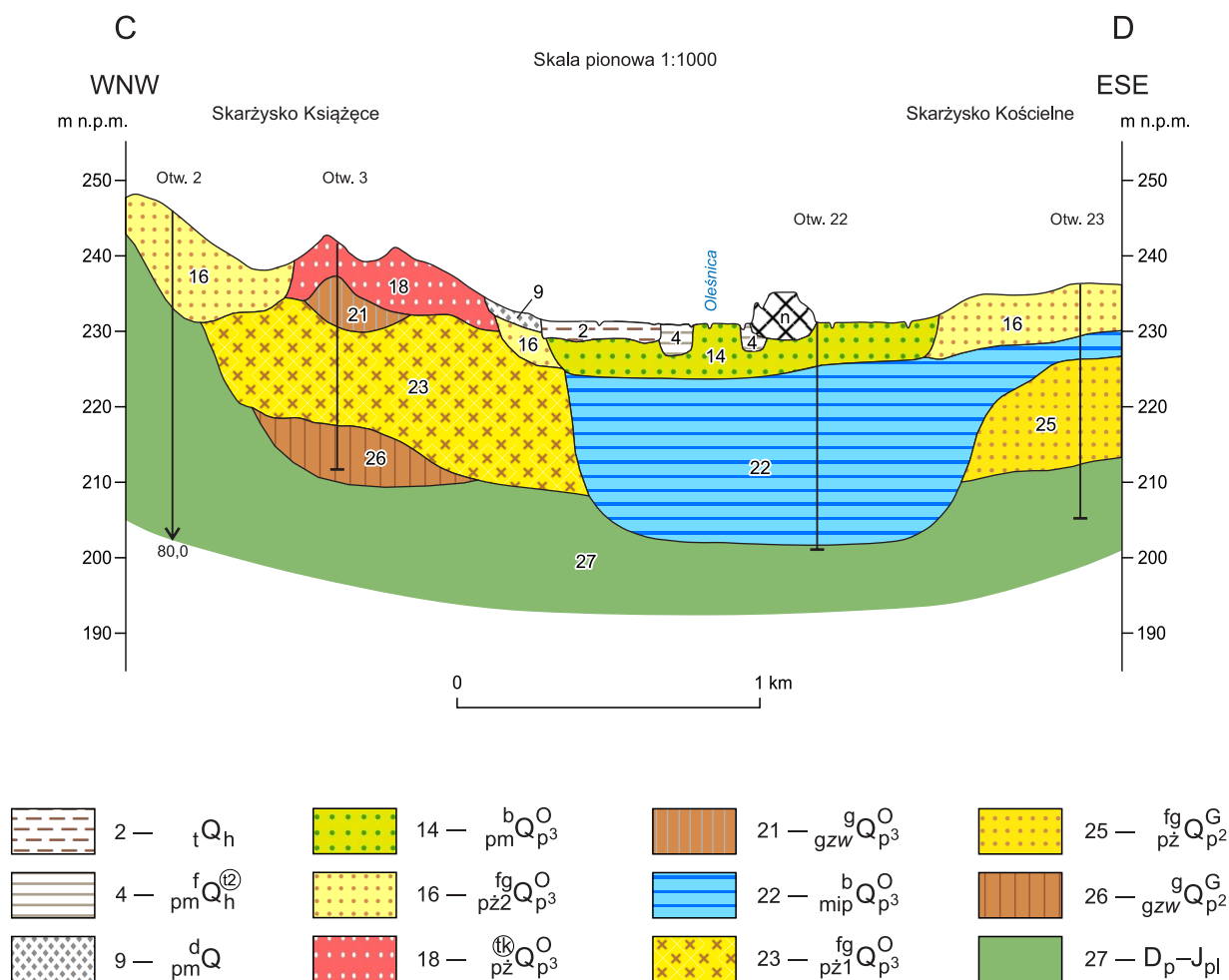
Mułowce i iłowce oraz piaskowce – formacja drzewicka została wydzielona w stropowej części profilu otworu 6 (Jagodne 1) na podstawie wyników badań litofacjalnych (Pieńkowski, 2004). Jest to prawdopodobnie spągowa część omawianej formacji. W dolnej części jej profilu, na głębokości 12,0–14,0 m (ponad osadami formacji gielniowskiej cyklu V), występują piaskowce o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Nad nimi (na głęb. 5,0–12,0 m) leżą mułowce i iłowce, lokalnie heterolity i piaskowce drobnoziarniste o warstwowaniu soczewkowym lub poziomym. Badania sedymentologiczne i analiza stratygraficzna sekwencji pozwoliły na zakwalifikowanie utworów w stropowej części profilu otworu 6 (na głęb. 5,0–14,0 m) do formacji drzewickiej i do cyklu sedymentacyjnego VI (Pieńkowski, 2004). Miąższość opisanych osadów wzrasta w kierunku północnym i północno-wschodnim i na obszarze arkusza może sięgać do 15 m.

## 6. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają około 45% powierzchni omawianego arkusza. Ich rozmieszczenie jest jednak nierównomierne; największy zwarty obszar ich występowania znajduje się w północno-wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie Skarżyska Kościelnego, Grzybowej Góry, Jagodnego i Lipowego Pola Plebańskiego. Utwory czwartorzędu na większych powierzchniach występują ponadto w dwóch równoleżnikowych pasach: w dolinie Kamiennej, od Bliżyna przez Skarżysko-Kamienną do Marcinkowa, oraz w Kotlinie Suchedniowskiej. Obszary te są połączone ze sobą przebiegającymi południkowo dolinami Kamionki, Żarnówki oraz mniejszych cieków. Na pozostałym terenie w obrębie arkusza omawiane osady leżą fragmentarycznie, zajmują bowiem obniżenia dolinne oraz podstokowe partie wzgórz zbudowanych z utworów triasowych i jurajskich.

Miąższość utworów czwartorzędowych również jest zróżnicowana i waha się od kilkunastu, kilkudziesięciu centymetrów (zwietrzelina pomijana w obrazie kartograficznym) przez kilka metrów (pojedyncze serie osadów lodowcowych i wodnolodowcowych bądź rzecznych złożonych w jednym cyklu sedymentacyjnym) do około 40–50 m w przypadku składających się w serie utworów aluwialnych, glacialnych, fluwioglacialnych i zastoiskowych. Największą miąższość osadów czwartorzędowych

odnotowano w dolinie Kamiennej (np. otw. 52 – 44,5 m, otw. 57 – 42,0 m, otw. 50 – ponad 37,5 m). Poza dolinami rzecznyymi miąższość utworów czwartorzędu (w przewadze glacialnych i fluwioglacjalnych, złożonych bezpośrednio na utworach mezozoiku) rzadko przekracza kilka metrów, choć może ona być także znacznie większa, tak jak w otworach: 3 – ponad 30,0 m (fig. 1), 53 – ponad 25,0 m (fig. 2), 103 – 42,0 m (fig. 3).



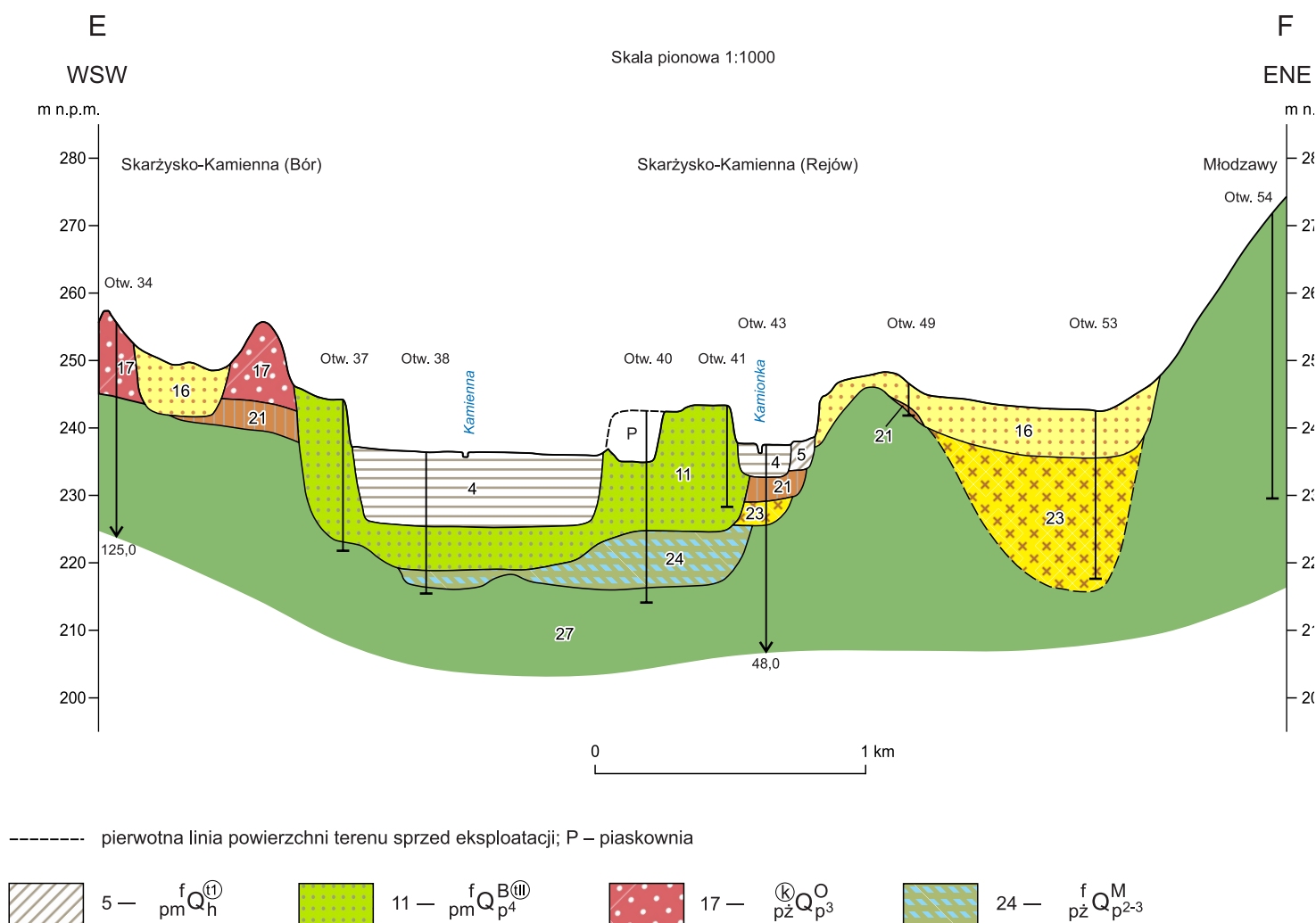
U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Fig. 1. Przekrój geologiczny C–D

### a. Plejstocen

Z wyników analiz zasięgu ponadregionalnego wynika, iż lądolody skandynawskie na badany obszar mogły wkroczyć trzy- lub czterokrotnie. Dwa lub trzy razy teren arkusza mógł być pod lądolodem podczas zlodowaceń południowopolskich oraz jednokrotnie w trakcie zlodowaceń środkowopolskich. Obszar arkusza po raz pierwszy mógł znaleźć się pod lodem podczas zlodowacenia Nidy (Lindner, 1988, red., 1992), jednak nie stwierdzono dotychczas obecności osadów, których powstanie można bezsprzecznie powiązać z tym czasem. Kolejne nasunięcia lądolodu, które objęły obszar

badani, miały miejsce podczas zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 (Mojski, 2005; Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016).

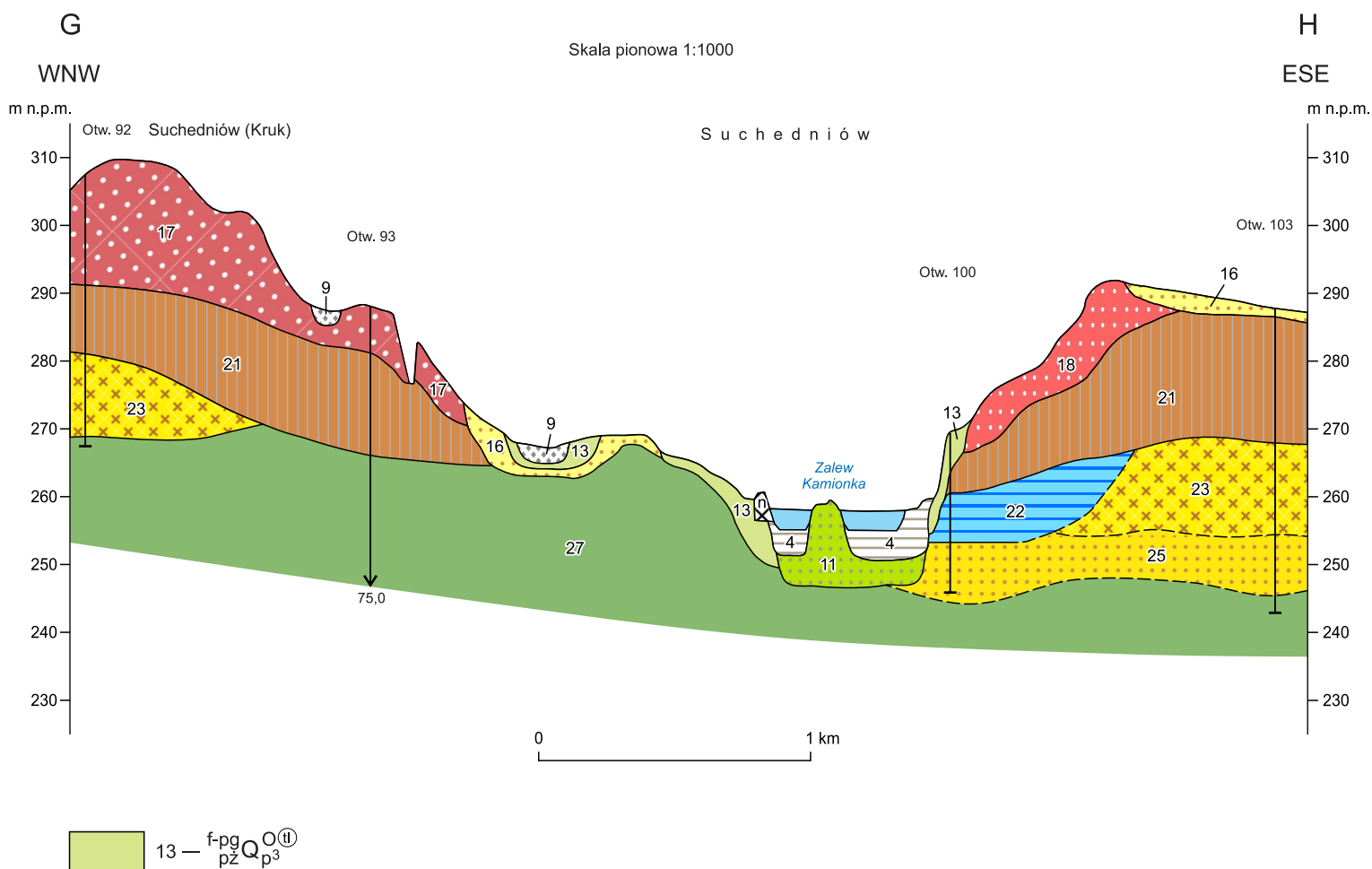


U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na figurze 1 oraz na mapie geologicznej

Fig. 2. Przekrój geologiczny E–F

Zasięg i wiek lądolodu zlodowaceń środkowopolskich obejmującego badany obszar jest przedmiotem dyskusji. W starszych opracowaniach badany obszar znajduje się na granicy maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich, który przekracza linię Kamiennej (Galon, Roszkówna, 1961). W pracach dotyczących bezpośrednio rejonu arkusza jest wyrażony pogląd, że lądolód w fazie maksymalnego zasięgu (tzw. glaciostadiału Radomki) opierał się o stoki wzgórz położonych na północ od Skarżyska-Kamiennej (na linii Majdów–Skarżysko-Kamienna–Marcinków) i wkraczał w postaci dużego lobu na centralną część obszaru arkusza w rejon Suchedniowa (Kosmowska-Suffczyńska, 1972; Lamparski, 1972; Różycki, 1972). Lindner (1971, 1972b) pisał o rozszerzeniu tego zasięgu i zasugerował, że istnieje możliwość wkroczenia lobu lodowcowego podczas glacyfazy maksymalnej Gowarczowa w dolinę środkowego i górnego odcinka Kamiennej, przynajmniej aż

po okolice Bliżyna. Lewandowski i inni (1975) oraz Lewandowski i Zieliński (1977) udokumentowali natomiast wkroczenie lobu lodowcowego w dolinę Kamionki i do Kotliny Suchedniowskiej, dzięki czemu dotarł on praktycznie do obszarów położonych w południowej części obszaru arkusza.



U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na figurze 1 i 2 oraz na mapie geologicznej

Fig. 3. Przekrój geologiczny G–H

Inny pogląd przedstawił Bartosik (1970), według którego lądolód zlodowaceń środkowopolskich nie pokrył obszaru arkusza, natomiast występujące tutaj formy i osady lodowcowe pochodzą ze zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia krakowskiego).

Przyjmując założenie podstawowe (Lamparski, 1992), że obecność każdego lądolodu jest zapisana w postaci ciągłego poziomu glin zwałowych (które oczywiście mogły być zerodowane w późniejszym czasie), należy potwierdzić w obrębie obszaru arkusza występowanie jednego nieciągłego poziomu glin zwałowych (tzn. nie spotyka się w odsłonięciach bądź otworach wiertniczych więcej niż jednego pokładu gliny lodowcowej). Jednym wyjątkiem jest otwór 3 (Skarżysko Książęce 24), w którym są nawiercone dwie warstwy glin. Dolne gliny można uznać niewątpliwie za zwałowe, górny poziom zaś prawdopodobnie ma taką genezę. Gliny występujące w obrębie obszaru arkusza

nie zostały przebadane standardowo pod kątem petrografii. Wyniki tych badań pozwoliłyby korelować poszczególne ich wystąpienia (z odsłoneń bądź z otworów); brakuje także reperów w postaci interglacialnych osadów organicznych przebadanych palinologicznie. Możliwe jest więc, że w różnych stanowiskach gliny (nawet te występujące powierzchniowo) powstały podczas różnych zlodowaceń. Większe zróżnicowanie litologiczne i większe miąższości utworów czwartorzędowych rejestruje się w rejonie Szydłowca (Warmuzek, 1989, 1991).

### Zlodowacenia południowopolskie

Na obszarze arkusza nie stwierdzono osadów, które można przypisać do profilu zlodowaceń Nidy i Sanu 1 oraz interglacjałów małopolskiego i ferdynandowskiego. Na terenie sąsiedniego arkusza Bodzentyń jest sygnalizowana obecność glin zwałowych i lessów podmorenowych (lub osadów zastoiskowych) z okresu zlodowacenia Sanu 1 (Złonkiewicz, 2021). Z kolei na obszarze arkusza Odrowąż występujące w dolinach Czarnej i Krasnej miąższe utwory zastoiskowe oraz płyty glin zwałowych, położone na wysokości 300–310 m n.p.m., zaliczono do osadów zlodowacenia Sanu 2 (Złonkiewicz, 2019a).

### Zlodowacenie Sanu 2

Gliny lodowcowe opisano w otworach wiertniczych, gdzie zalegają w spągowych partiach pokrywy czwartorzędowej, bezpośrednio na podłożu skał mezozoicznych. Ponadto występują na powierzchni w rejonie Marcinkowa, gdzie niewielkie płyty glin są rozmieszczone po obu stronach doliny Kamiennej (na wys. 240–250 m n.p.m. po południowej stronie oraz 230–240 m n.p.m. po północnej stronie doliny). Niewielki obszar glin zwałowych przypisanych do osadów zlodowacenia Sanu 2 znajduje się także w Lasach Siekierzyńskich (przy południowej granicy arkusza i dalej kontynuuje się on na terenie arkusza Bodzentyń).

W otworze 3 (Skarżysko Książęce 24) na głębokości 24,5–30,0 (fig. 1) m zalegają gliny piaszczyste z otoczkami oraz z wkładkami glin ilastych. Ich miąższość w otworze wynosi przynajmniej 5,5 m, ponieważ warstwa tych utworów nie została przewiercona. W otworze 68 w Marcinkowie gliny z otoczkami zalegają na głębokości 8,0–15,5 m i w sposób ciągły przechodzą w gliny zwietrzelinowe z rumoszami skał podłoża na głębokości 15,5–20,0 m.

Z lakonicznych opisów profili z CBDG (Centralnej Bazy Danych Geologicznych) i Banku Hydro wysnuto wniosek, że obecność otoczek w opisanych wyżej utworach można traktować jako wskaźnik glin zwałowych, co pozwala odróżnić je od glin zwietrzelinowych bądź peryglacialnych. Uwaga ta dotyczy także glin pozostałych zlodowaceń na obszarze arkusza. Z powyższych opisów wynika więc, że są to gliny polodowcowe, w których stwierdzono udział materiału północnego, natomiast ich

wiek określono na zlodowacenia południowopolskie na podstawie ich położenia w profilu oraz analizy paleogeograficznej.

Opis glin zlodowacenia Sanu 2 uzupełnił Lindner (1971) – w zależności od stopnia zwietrzenia i domieszek materiału lokalnego cechują się one barwą szarobrazową lub brązowo-czerwono-żółtą. Omawiane gliny zawierają oprócz materiału skandynawskiego także zsylikowane wapienie. Utwory te są praktycznie w całości odwapnione, jedynie spągowe partie bardziej mięszszych płatów glin mogły zachować wapnistość. Fragmentaryczne zachowanie glin zlodowaceń południowopolskich jest rezultatem procesów denudacyjnych rozwijających się w schyłkowej fazie tych zlodowaceń, przez cały interglacjał wielki oraz w początkowej fazie zlodowaceń środkowopolskich. W efekcie niejednokrotnie jedynym śladem po tych glinach jest żwirowo-głazikowy materiał skandynawski wchodzący w skład zwietrzliny podścielającej osady zlodowaceń środkowopolskich (Lindner, 1971).

Za pozostałości glin zlodowacenia Sanu 2 (bądź szerzej – zlodowaceń południowopolskich) można też przyjmować bruk morenowy występujący w spągu osadów czwartorzędowych w dolinach Kamiennej i Kamionki (np. otw. 45, na głęb. 8,0–15,1 m). Ten sam wiek mogą mieć także gliny zwałowe występujące powierzchniowo w południowej części obszaru arkusza, poza strefą marginalną lądolodu zlodowacenia Odry.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe. Filonowicz (1979a) opisał piaski i żwiry pochodzenia lodowcowego zlodowacenia południowopolskiego, stwierdzone w następujących lokalizacjach: w wąwozie erozyjnym i w przekopie drogi w dolinie Kamiennej w rejonie Wołowa, w bocznej dolince uchodzącej do Kamiennej w Suchedniowie oraz w wąwozie erozyjnym na północ od Majkowa (obecny stan zachowania tych odsłoneń nie pozwala na przeprowadzenie obserwacji opisywanych osadów). W skład żwirów wchodzi dobrze obtoczone głaziki piaskowców triasowych, krzemienie jurajskie i czerwone granity pochodzenia północnego (Filonowicz, 1979a).

Do profilu osadów zlodowaceń południowopolskich przypisano także utwory serii wodnolodowcowej stwierdzone w otworze 23 (Skarżysko Kościelne). Zalegają one bezpośrednio na skałach jurajskich, a pod osadami zastoiskowymi zlodowacenia Odry. Omawiane utwory występują w profilu na głębokości 9,3–24,3 m (fig. 1) i składają się z piasków średnio- i drobnoziarnistych w spągu, przechodzących powyżej w żwiry i piaski gruboziarniste, co może świadczyć o sypaniu osadów na przedpolu transgredującego lądolodu. Również dolna część mięszszej serii piasków w otworze 103 (w Kleszczynach, dzielnicy Suchedniowa) zalegającej na głębokości 33,0–42,0 m (fig. 3) może pochodzić z czasu zlodowaceń południowopolskich.

## Interglacjał wielki

### Interglacjał mazowiecki

Piaski ze żwirami i mułki rzeczne. W poprzedniej edycji mapy Filonowicz (1979a) nie wydzielił utworów interglacjału mazowieckiego. Jednak Lindner (1971) sygnalizował występowanie utworów tego wieku (w szerszym ujęciu – interglacjału wielkiego) na obszarze badań. Opisuje on piaski różnoziarniste ze żwirami północnymi i lokalnymi w spągu doliny Prakamiennej (wyerodowanej na wys. ok. 232 m n.p.m. w utworach wapienia muszlowego) w Bliżynie. Osady te zostały tam nawiercone w otworach – 28 na głębokości 26,0–35,0 m, oraz 29 na głębokości 8,0–17,0 m. Sama dolina kopalna Prakamiennej jest przesunięta w stosunku do doliny współczesnej rzeki o około 1 km na północ.

Występowanie utworów interglacjałnych w górnym biegu Kamiennej sugeruje, że mogą one być obecne w jej dolnym odcinku (w granicach obszaru arkusza) a także w dolinach większych cieków uchodzących do Kamiennej. Seria osadów interglacjałnych została przypuszczalnie nawiercona w spągu doliny Kamiennej w otworach 38 i 40 w Rejowie (fig. 2). W otworze 38 jest to seria piasków różnoziarnistych, zaglinionych, z dużym udziałem żwirów lokalnych, zalegająca na głębokości 18,7–20,6 m, natomiast w otworze 40 występują ciemnoszare piaski średnioziarniste z żwirami, leżące na głębokości 17,5–26,5 m. Na figurze 2 przedstawiono profil otworu 40 na pierwotnej wysokości 242,5 m n.p.m., natomiast w metryczce otworu zamieszczonej na mapie geologicznej została podana aktualna rzędna (235,1 m n.p.m.) po jej zweryfikowaniu o wartość głębokości powstałego w tym miejscu wyrobiska. W obu otworach poniżej znajduje się już triasowe podłoże skalne. Dalej z biegiem Kamiennej utwory interglacjału mazowieckiego mogły zostać nawiercone w otworach 51, 52 i 57 (w rejonie zakładów metalowych w Skarżysku-Kamiennej). W otworze 51 poniżej warstwy bruku (mogącego stanowić rezydium glin lodowcowych) zalega seria osadów piaszczysto-żwirowych, w spągowej części zagliniona (na głęb. 24,0–36,0 m, nieprzewiercona), natomiast w otworze 52 warstwa podobnych utworów znajduje się na głębokości 23,4–44,5 m (czyli spąg doliny interglacjałnej znajduje się na wys. około 185 m n.p.m.). W otworze 57 za serię osadów interglacjałnych uznano piaski drobno- i średnioziarniste, zalegające na głębokości 34,0–42,0 m.

We wszystkich wymienionych otworach wiek osadów określono na interglacjał mazowiecki na podstawie podobieństw litologicznych oraz głębokości zalegania w profilu geologicznym (w spągu wypełnienia doliny Prakamiennej, bezpośrednio na podłożu skalnym). Nie ma bezpośrednich przesłanek (np. wyników datowań czy osadów organicznych zbadanych palinologicznie) dających możliwość określenia wieku omówionych osadów (dotyczy to praktycznie wszystkich aluwialnych wypełnień dolin kopalnych na omawianym obszarze), dlatego ich pozycja stratygraficzna może ulec w przyszłości zmianie.

## Zlodowacenia środkowopolskie

We wstępie do rozdziału opisującego osady plejstoceniowe zwrócono uwagę na niejednoznaczności w zakresie wyznaczenia maksymalnego zasięgu lądolodów zlodowaceń środkowopolskich na badanym obszarze. Można przyjąć, że ostatni lądolód skandynawski, który wkroczył na omawiany obszar był związany ze zlodowaceniem Odry (Lindner, red., 1992; Mojski, 2005; Marks i in., 2016, 2019). Jest ono rozumiane jako okres odpowiadający MIS 6 (130–191 tys. lat BP) łącznie ze zlodowaceniem Warty jako stadią recesyjnym zlodowacenia Odry (Marks i in., 2019).

Dyskusyjną sprawą jest czy lądolód omawianego zlodowacenia pokrył badany obszar w całości, czy ewentualnie występował jako mniejsze loby lodowcowe wspólnie z wolnymi od lodu obszarami międzylobowymi. Podczas zaniku tego lądolodu obszar badań znalazł się w strefie deglacjacji arealnej, wymuszonej rzeźbą powierzchni terenu.

W niniejszym opracowaniu powierzchniowo występujące osady lodowcowe i wodnolodowcowe przypisano do profilu zlodowacenia Odry. Stan zachowania form strefy marginalnej (kemów i tarasów kemowych) rozmieszczonych w obrębie obszaru całego arkusza, również w jego południowej części, wskazuje, że pochodzą one z tego samego okresu glacialnego. Również stopień rozwoju pokryw peryglacialnych na stokach wyniesień zbudowanych z utworów triasowych i jurajskich w północnej i południowej części terenu arkusza nie wskazuje na różnice w ilości przebytych cykli peryglacialnych.

### Zlodowacenie Odry

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) z transgresji lądolodu zlodowacenia Odry nie występują na powierzchni terenu, natomiast są spotykane w profilach otworów poniżej glin zwałowych, a ich miąższość osiąga miejscami znaczne wartości. Najczęściej są to piaski średnioziarniste z dużym udziałem żwirów i głazików, miejscami zaglinione. W otworze 3 (fig. 1) (Skarżysko Książęce 24) stwierdzono je na głębokości 11,7–24,5 m (miąższ. 12,8 m), natomiast w otworze 53 (Skarżysko-Kamienna) tworzą one jednorodną około 20-metrową serię piaszczystą (fig. 2, na głęb. 6,0–25,0 m; nieprzewiercone). W dzielnicy Suchedniowa (Kruku), w otworze 92 (fig. 3) piaski różnoziarniste zalegają na głębokości 25,0–38,0 m. W Kleszczynach, w otworze 103 (fig. 3) górna część miąższej serii osadów wodnolodowcowych, leżąca na głębokości 19,0–33,0 m (pod glinami zlodowacenia Odry), mogła powstać w trakcie zlodowacenia Odry.

Utwory wodnolodowcowe przed czołem transgredującego lądolodu omawianego zlodowacenia były osadzane najczęściej na podłożu skalnym (być może po wcześniejszym zerodowaniu glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich). W wyjątkowych sytuacjach zalegają one na glinach zlodowacenia Sanu 2 (np. otw. 3 – fig. 1).

Mułki, ropy i piaski zastoiskowe. Osady te Filonowicz (1979a) opisuje jako „mułki o charakterze napłukanego lessu, żółte lub szare, czasem o odcieniu zielonkawym, przewarstwiane piaskami, przeważnie drobnoziarnistymi”. Na powierzchni występują one w rejonie łąki Stara Pani (dolina Łosienicy na zachód od Suchedniowa), gdzie odsłaniają się spod glin zwałowych. W Bliżynie Zafabrycznym osady te tworzą dużą wychodnię kontynuującą się też na obszarze arkusza Odrowąż (Złonkiewicz, 2019a, b), jednak tam mogą one zajmować pozycję ponad glinami w profilu.

Osady zastoiskowe stwierdzono także w otworach w rejonie Skarżyska Kościelnego, w dolinie Kamiennej w Bliżynie oraz w dolinie Kamionki w Suchedniowie. W otworze 22 jest to mięzsza seria mułków i ropy warwowych zalegająca na głębokości 5,3–29,3 m. Ma ona swoją kontynuację w otworze 23, w którym te osady (jednak o znacznie mniejszej miąższości) leżą na głębokości 6,6–9,3 m (fig. 1). W rejonie tych otworów (a także szerzej w górnym biegu ciekę Oleśnica w rejonie Lipowego Pola Plebańskiego i Podosin) osady te wypełniają duże obniżenie o charakterze zagłębienia końcowego związanego z deglacją obszaru podczas zlodowacenia Odry.

W dolinie Kamiennej, w Bliżynie, osady zastoiskowe zostały nawiercone na głębokości 18,0–26,0 m w otworze 28, w którym są one wykształcone jako piaski drobnoziarniste, mułkowate. W Suchedniowie natomiast osady zastoiskowe napotkano w otworach 96 i 100 (fig. 3). W otworze 96 jest to seria popielatych, zielonkawych i szaro-żółtawych ropy i mułków (pyłów), zalegająca na głębokości 10,0–17,0 m, natomiast w otworze 100 siwe ropy występują na głębokości 9,0–16,0 m (fig. 3).

Filonowicz (1979a) zaznaczył także na mapie duże obszary wychodni osadów zastoiskowych w Skarżysko-Kamiennej, Skarżysku Książęcym i Skarżysku Kościelnym, a jednocześnie przyznał, że ze względu na wykształcenie litologiczne i położenie morfologiczne nie są to typowe utwory o tej genezie. W Skarżysku-Kamiennej tworzą one wyraźną listwę doklejoną do zbocza wzgórza Komorniki i obecnie zostały zinterpretowane jako utwory tarasu kemowego, natomiast w pozostałych wymienionych lokalizacjach występują one jako osady wodnolodowcowo-zastoiskowe (ze znaczną przewagą piasków drobnoziarnistych i piasków pyłowatych nad utworami mułkowo-ilastymi).

Gliny lodowcowe występują w formie rozczłonkowanych płatów w obrębie całego obszaru arkusza. Według Filonowicza (1979a) opis tych utworów był następujący:

Typowe, zwarte, szarzielone lub brązowe gliny zwałowe z otoczkami skał północnych występują koło Lipowego Pola [Plebańskiego – dop. A. S.], na północ od Świerczka, na wschód od Skarżyska-Kościelnego, w okolicach Jagodnej [Jagodnego – dop. A. S.], Błota, łąki „Stara Pani”, na wschód od Kruka, w okolicach Kaczki i Mostek [Mostków – dop. A. S.], na łąkach na południowy wschód od Kaczki oraz koło Parszowa i Bliżyna.

Mięższość glin na ogół nie przekracza 5 m, jej większe wartości są zanotowane w otworach (fig. 3) w rejonie Suchedniowa (otw. 93 – na głęb. 6,8–23,0 m, miąższ. 16,2 m; otw. 103 – na głęb. 1,0–19,0 m, miąższ. 18,0 m).

Gliny są zróżnicowane zarówno lateralnie, jak i w profilu pionowym. Generalnie są to brązowe lub szaro-brązowe gliny piaszczyste, miejscami ilaste, z dużym udziałem żwirów i gładzików lokalnych. W częściach spągowych, w strefach kontaktu z podłożem zbudowanym ze skał triasowych, zawierają one smugi glin i piasków zabarwionych na czerwono. Wkładki te w powiązaniu z kierunkowym ułożeniem żwirów i gładzików podkreślają warstwową budowę spągowych partii glin, odkładanych przez łądolód intensywnie egzaruający podłoże skalne (Karaszewski i in., 1977).

Gliny lodowcowe zostały opisane w wielu miejscach we wkopach podczas budowy drogi ekspresowej S7 (Złonkiewicz, 2010). W rejonie Gozdu, Ostojowa, Suchedniowa i Baranowa, w odsłonięciach można było obserwować brązowe gliny piaszczyste z licznymi okruchami piaskowców triasowych, przeważającymi liczebnie nad żwirami i gładzikami skandynawskimi. Gliny te często przechodzą w piaski gliniaste, także gliny ze smugami piasków pyłowych. Stwierdzono także porwaki wiśniowej bądź jasnoszarej zwietrzliny gliniastej, bezwapnistej (pstręgo piaskowca), inkorporowane w obręb glin. Strop omawianych osadów najczęściej jest nierówny, w sposób ciągły przechodzący w nadległe utwory piaszczyste, miejscami podkreślony jednak obecnością bruku morenowego (ze skał lokalnych i północnych). W rejonie Baranowa stropowe partie glin wraz z nadległymi utworami piaszczystymi są w niewielkim stopniu zaburzone glacitektonicznie. Maksymalna miąższość glin stwierdzona w wykopach pod drogą S7 wynosi 5 m (Złonkiewicz, 2010).

Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe wyróżniono w okolicy Grzybowej Góry, Marcinkowa i Pleśniówki, w lesie na północ od kopalni Baranów oraz w rejonie Bugaju i Kolonii Bzinka. Przede wszystkim są to osady piaszczyste, średnio- i gruboziarniste, przepełnione żwirami i gładzikami skał lokalnych oraz skandynawskich. Dostęcznie w opisywanych utworach występują wkładki piasków gliniastych i glin piaszczystych spływowych i wytopnieniowych, dokumentujące depozycję omawianych osadów w bezpośrednim sąsiedztwie mas lodowych (ewentualnie na drodze krótkiego transportu wodnolodowcowego lub spływów błota ablacyjnego). Utwory te reprezentują różne środowiska sedymentacji. Na obszarze arkusza mogły to być niewielkie stożki glacimarginalne, tarasy marginalne czy moreny międzylobowe (następnie przekształcone erozyjnie aż do utraty lub zamaskowania pierwotnej formy morfologicznej – obecnie ujęte w jedno wydzielenie litologiczne). Miąższość osadów może być znaczna; w złożach w rejonie Marcinkowa dominują wartości 8–12 m. W otworze 70 występuje 19-metrowa (nieprzewiercona) seria ciemnożółtych i brązowych piasków gruboziarnistych ze żwirami i wkładkami piasków gliniastych.

Piaski ze żwirami i głazami, miejscami gliny w spływach, ozów wyróżniono w Skarżysku Kościelnym, Grzybowej Górze, Jagodnem i Lipowym Polu Plebańskim. Formy ozowe są zbudowane z pospółek, szarych, żółtoszarych i brązowych piasków różnoziarnistych (od drobno- do gruboziarnistych), miejscami gliniastych, z wkładkami żwirów.

Najdłuższa forma (o dług. ponad 2,5 km) znajduje się w rejonie Lipowego Pola Plebańskiego, gdzie w niewielkim odsłonięciu (położonym już poza granicami terenu arkusza) są widoczne żwiry piaszczyste, zaglinione, z licznymi głazikami dobrze obtoczonych piaskowców liasowych. Oz ten kontynuuje się dalej ku północy, chociaż jest rozczłonkowany.

Osady ozu w Skarżysku Kościelnym (tzw. Góra Karier) były eksploatowane w okresie przedwojennym w dużej żwirowni (przekształconej na bazę paliwową). Obecnie brakuje tutaj odsłoneń, ale powierzchnia terenu jest usłana żwirami i głazikami skandynawskimi i lokalnymi.

Oz w Jagodnem, podobnie jak forma opisana wyżej, również podlegał eksploatacji – jądro ozu tworzą żwiry (głównie skał lokalnych) i piaski grubo- i średnioziarniste (o miąższ. do 10 m), przykryte piaskami średnio- i drobnoziarnistymi, miejscami pyłowatymi, których obecność może dokumentować przejście od subglacialnej fazy rozwoju tej formy do etapu supraglacialnego. Łączna miąższość osadów stwierdzona w otworze 7 wynosi przynajmniej 18,0 m (nieprzewiercone), a w otworze 8 co najmniej 15,0 m (również nieprzewiercone).

Odkrywkowa eksploatacja złoża Grzybowa Góra pozwoliła na poznanie wewnętrznej budowy kolejnego ozu. Zasadniczą serię złożową tworzą tutaj piaski różnoziarniste, warstwowane przekątnie i rynnowo w różnej skali (najczęściej wielkoskalowo), którym towarzyszą liczne wkładki żwirów drobno- i średniookruchowych. Miejscami występują też piaski drobnoziarniste i pyłowate, laminowane faliście. Osady piaszczyste są porożcinane dużymi kanałami erozyjnymi, wypełnionymi materiałem żwirowym i głazowym. Seria piaszczysto-żwirowa, której miąższość osiąga 20 m, jest pokryta glinami ablacyjnym o grubości 0,5–1,5 m. Osady ozu spoczywają bezpośrednio na podłożu jurajskim. Ich miąższość oznaczona w otworze 26 wynosi 13,2 m, w otw. 27 – ponad 15,0 m (nieprzewiercone).

Ozy nie zostały wyróżnione w poprzedniej edycji mapy. Filonowicz (1979a) pisał jednak, że niektóre z pagórów zbudowanych ze żwirów i piasków wodnolodowcowych genetycznie reprezentują „szczątki ozów”. Ozy (i moreny końcowe) w rejonie Jagodnego, Grzybowej Góry, Skarżyska Kościelnego i Suchedniowa wyróżniał natomiast na mapie Rühle (1942).

Piaski ze żwirami i mułki tarasów kemowych oraz piaski ze żwirami i mułki, miejscami gliny w spływach, kemów. Wydzielenia te opisano łącznie ze względu na ich podobną genezę, wykształcenie osadów i występowanie. Utwory te są rozmieszczone praktycznie na całym obszarze arkusza. Wyraźne skupienia tworzą w rejonach Jagodnego i w Kotlinie Suchedniowskiej, mniejsze wystąpienia są odnotowane między Bliżynem a Bzinem, w lasach w południowo-wschodniej części

obszaru arkusza. Duży taras kemowy wyróżniono także na wschodnim stoku wzgórza Komorniki, w sąsiedztwie Skarżyska-Kamiennej i Skarżyska Książęcego.

Osady kemów i tarasów kemowych, określane mianem moreny suchedniowskiej, najlepiej zostały zbadane w dużej piaskowni Kruk koło Suchedniowa. Na długości około 200 m odsłaniają się osady o miąższości 7–9 m, podzielone na trzy kompleksy litologiczne (Lewandowski i in., 1975). W spągu serii kemowej występuje kompleks mułków i piasków drobnoziarnistych, o stwierdzonej wówczas miąższości około 5 m. W jego składzie występują 0,3–0,5-metrowe ławice szarych mułków i jasnożółtych piasków drobnoziarnistych. W mułkach znajdują się cienkie wstęgi ilów (o grubości do 1 cm). W obrębie skał piaszczysto-mułkowych są widoczne uskoki normalne o zrzutach do 0,5 m. Nadległy kompleks budują piaski średnio-, grubo- i różnoziarniste oraz żwiry. Żwiry występują jako cienkie wkładki oddzielające poszczególne pakiety skośnie warstwowanych piasków bądź w postaci samodzielnych wkładek o grubości do 30 cm. W składzie żwirów dominują otoczaki skał skandynawskich, natomiast udział skał lokalnych nie przekracza kilka procent. Tutaj także zaobserwowano uskoki normalne, o zrzutach do 0,75 m. Ostatni gliniasto-głazowy kompleks buduje kulminację wzgórza w Kruku. Składają się na niego jasnoszare, brunatne i czerwone piaski zaglinione z otoczakami, przechodzące wyżej w brunatne gliny piaszczyste z porwakami piasków i otoczakami o średnicy do 0,4 m. Gliny przechodzą w głazowisko o bardzo małej ilości spoiwa gliniastego i drobnych żwirów (Lewandowski i in., 1975). Żwiry składają się ze skał północnych (31%), piaskowców liasowych (44%), wapieni górnourajskich (10%) i krzemieni górnourajskich (4%) (Lamparski, 1980).

Wyniki datowań metodą termoluminescencyjną (TL) wykonanych na jedenastu próbkach opisanych powyżej osadów, pobranych z zachodniej ściany odsłonięcia w Kruku, mieszczą się w przedziale 137–268 tys. lat (Kalicki i in., 2020). Dane te trzeba oceniać ostrożnie, mając na uwadze, że mieszczą się one w przedziale czasowym zarówno MIS 6, jak i MIS 7 czy MIS 8 (Lisiecki, Raymo, 2005), w których dwa piętra są glacialne, a jedno – interglacialne.

Osady kemu odsłaniają się także w niewielkim pagórku położonym na południe od Dobrej Dróży (przysiółka wsi Mostki). Widoczne są tam brązowo-żółte piaski różnoziarniste z licznymi żwirami i dobrze obtoczonymi głazikami, warstwowane przekątnie płasko i rynnowo. Warstwowania są podkreślone cienkimi (o miąższości do paru centymetrów) wkładkami piasków zaglinionych. W spągu serii piaszczystej, której miąższość liczy około 4–5 m, odsłania się metrowa warstwa bruku morenowego.

Jako kemy zostały zinterpretowane duże pagóry piaszczysto-żwirowe zlokalizowane w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w Lasach Siekierzyńskich. Filonowicz (1979a) oznaczył je na mapie jako moreny czołowe. Nieliczne odsłonięcia pokazują, że są one zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych, z laminacją poziomą i falistą podkreśloną cienkimi poziomymi żelazystymi,

współwystępującymi z cienkimi wkładkami żwirów i gładzików. W zależności od stanowiska eratyczny materiał skandynawski stanowi około 30–50% w obrębie frakcji żwirowej.

Lindner (1970a) opisuje kemy w rejonie Skarżyska, a ściślej ujmując Bliżyna, utworzone w wyniku poszerzania się strefy marginalnej lądolodu glacyfazy Gowarczowa (maksymalnej).

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) stanowią najbardziej rozpowszechniony powierzchniowo element powierzchni zbudowanej z osadów plejstoceniowych. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, o zabarwieniu żółtym, szarożółtym, niekiedy także czerwonym, z wkładkami piasków gruboziarnistych, żwirów i gładzików. Najczęściej są to osady sandrów dolinnych oraz krótkich bliskich odpływów sandrowych. Budują one wyższe tarasy w dolinie Kamiennej, Kamionki i Żarnówki, a także wypełniają kotlinowate obniżenia pomiędzy wzgórzami triasowymi i jurajskimi. Duża powierzchnia równin sandrowych występuje w północno-wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie Jagodnego, Świerczka, Skarżyska Kościelnego, a także Grzybowej Góry, a następnie kontynuuje się (jednocześnie opada w kierunku południowym) aż do Skarżyska-Kamiennej. W podłożu omawianych utworów występują osady zastoiskowe, gliny zwałowe lub skały mezozoiczne.

Miąższość utworów po wyodrębnieniu osadów kemów i ozów, wcześniej przedstawianych przez Filonowicza (1979a) łącznie jako osady fluwioglacjalne bez uwzględniania kryterium geomorfologicznego, spada do kilku metrów; sporadycznie tylko wynosi ona kilkanaście metrów. W profilu otworu 4 od powierzchni występują: 8,0-metrowa warstwa piasków średnioziarnistych ze żwirami i warstwą bruku w spągu, następnie 4,0-metrowa seria osadów wodnolodowcowo-zastoiskowych i 3,4-metrowa osadów zastoiskowych; natomiast w otworze 49 (fig. 2) – piaski drobno- i średnioziarniste do głębokości 4,1 m, następnie gliny do głębokości 4,5 m i piaskowce triasowe w podłożu.

Piaski i mułki wodnolodowcowo-zastoiskowe wyróżniono w północno-wschodniej części obszaru arkusza w rejonie Świerczka, Skarżyska Kościelnego i Grzybowej Góry. Zapełniają one obniżenia powierzchni równin sandrowych i wyróżniają się obecnością osadów o drobniejszych frakcjach w porównaniu do utworów wodnolodowcowych. Są to żółto-szare i białawe piaski pyłowe i drobnoziarniste oraz żółto-brązowe mułki piaszczyste i gliny mułkowate. Ich miąższość ich nie jest znana, ale zapewne nie przekracza kilku metrów.

Są to twory osadzone w efemerycznych zbiornikach pojawiających się na powierzchni równin sandrowych w warunkach zanikających przepływów wodnolodowcowych. Część z omawianych osadów mogła powstawać w bezpośrednim kontakcie z bryłami martwego lodu. W sposób ciągły mogły one przechodzić w podścielające je piaszczysto-żwirowe utwory wodnolodowcowe.

Piaski i mułki wytopiskowe stwierdzono w północnej części obszaru arkusza, w rejonie Podosin, Skarżyska Książęcego i Skarżyska Kościelnego oraz Lipowego Pola Plebańskiego. Wypełniają one tam dwa dość rozległe obniżenia, przypominające zagłębienia końcowe. Obecnie są to obszary

źródłiskowe Oleśnicy. Utwory te są wykształcone jako szare, rdzawo-szare i brązowo-szare piaski drobno- i średnioziarniste, często pyłowate lub gliniaste, z wkładkami szarych mułków piaszczystych oraz z pojedynczymi żwirami. Miąższość opisanych osadów jest znana tylko z profilu otworu 22 (fig. 1), gdzie wynosi 5,3 m. Należy się jednak spodziewać, że w osiowych najgłębszych partiach depresji ich miąższość może być znacznie większa (do kilkunastu metrów i więcej). W podłożu najczęściej zalegają utwory zastoiskowe bądź wodnolodowcowe. W zagłębieniu północnym (przez które przebiega droga S7) rozległe partie utworów wytopiskowych zalegają pod cienką (do 1,0–1,5 m) warstwą torfów, natomiast w depresji południowej (pomiędzy Skarżyskiem Kościelnym a Skarżyskiem Książęcym) są one pokryte na dużej powierzchni nasypami skarżyskiego węzła kolejowego.

Piaski ze żwirami rzeczno-peryglacjalne tarasów nadzalewowymi 4,0–10,0 m n.p. rzeki są najlepiej rozwinięte w dolinach Kamionki i Żarnówki, gdzie tworzą wyraźne powierzchnie tarasowe o szerokości najczęściej rzędu 100–300 m (maksymalnie do 1 km). W dolinie Kamiennej utwory tego tarasu w większości zostały zerodowane, zachowały się one tylko na odcinku poniżej Skarżyska-Kamiennej (Nowego Młyna) do Marcinkowa.

Osady piaszczyste tworzące taras są zróżnicowane w zależności od występowania (np. w stosunku do zwężeń i rozszerzeń dolin, odległości od osi doliny i ponadległych stoków) oraz miejsca w profilu. Dolne partie osadów, a także zwężenia dolin, tworzą piaski średnioziarniste ze znaczną domieszką piasków gruboziarnistych, dobrze przemyte, bez większego udziału części pylastych. Wśród piasków występują warstwy przepełnione żwirami i gładzikami, wśród których dominują piaskowce triasowe, a sporadycznie skały skandynawskie. Większość okruchów piaskowców jest ostrokrawędzista bądź ze słabo zaokrąglonymi krawędziami. Skład petrograficzny okruchów skalnych wskazuje na erozję i transport rzeczny na stosunkowo niedużych dystansach i redepozycję osadów lodowcowych, wodnolodowcowych i zwietrzeliiny skał triasowych. Dominują warstwowania przekątne i rynnowe wskazujące na osady korytowe rzek roztokowych o znacznej energii środowiska fluwialnego (Kalicki i in., 2017).

Górna część profilu, a także rozszerzenia równin aluwialnych, są zbudowane przeważnie z piasków drobnoziarnistych, warstwowanych poziomo i ripplemarkowo, również masywnych, akumulowanych w warunkach niskoenergetycznych, z przejściem do facji zamierających koryt roztokowych. Struktury masywne mogą być pozostałościami pierwotnego warstwowania, zatartego przez procesy glebotwórcze.

Łączna miąższość omawianych osadów może osiągać, a nawet przekraczać, 10 m, najczęściej jest to około 5–6 m. W otworach miąższość tych utworów wynosi odpowiednio: 11,5 m (otw. 61); 9,6 m (otw. 96); 5,2 m (otw. 99); 5,8 m (otw. 100).

W strefach podstokowych osady piaszczyste są pokryte przez gliny deluwialne bądź soliflukcyjne i rumosze skał lokalnych (Filonowicz, 1979a; Kalicki i in., 2017). Powierzchnia tarasu w wielu miejscach jest zwydmiona.

Osady tarasu Kamionki zostały wydatowane w Suchedniowie i Baranowie. Wyniki wyrażają się w granicach 119–127 tys. lat i wskazują na schyłek zlodowacenia Odry (Kalicki i in., 2017).

\* \*

\*

Na obszarze arkusza nie stwierdzono osadów interglacjału eemskiego. W bezpośrednim sąsiedztwie wschodniej części obszaru badań, w profilu lessowym Wąchock stwierdzono glebę kopalną z tego interglacjału, rozwiniętą na osadach piaszczystych zlodowacenia Odry (Dzierżek i in., 2020), korelowaną z glebą typu Nietulisko I (Jersak, 1965).

### Zlodowacenia północnopolskie

#### Zlodowacenie Wisły

Lessy i lessy piaszczyste. Zwarty płat lessów występuje we wschodniej części obszaru arkusza w rejonie Wielkiej Wsi. Kontynuuje się on na terenie arkusza Starachowice (Studencki, 1992, 1993), tworząc łącznie tak zwaną wyspę lessową Wąchocka. Profil tych utworów został zbadany w wąwozie w Wąchocku (nie dalej jak 0,5–1,0 km na wschód od granicy terenu arkusza Skarżysko-Kamienna) i jest uważany za jedno z ważniejszych stanowisk lessowych (z paleoglebami) w Górach Świętokrzyskich (Dzierżek i in., 2020). Lessy wąchockie po raz pierwszy zostały opisane przez Karaszewskiego (1954), który doniósł o znalezisku zęba mamuta w ścianie wąwozu. Szczegółowe badania lessów zostały podjęte w latach 70. XX w. (Karaszewski i in., 1977; Lindner, Prószyński, 1979) i współcześnie (Dzierżek, Lindner, 2020).

Lessy w Wąchocku zalegają na utworach piaszczystych, zwieńczonych kopalną glebą z interglacjału eemskiego; w obrębie obszaru arkusza mogą one być podścielone także glinami zlodowacenia Odry bądź spoczywać bezpośrednio na podłożu zbudowanych ze skał triasowych lub jurajskich. Filonowicz (1979a) napisał, że w ramach terenu badań ich miąższość wynosi do 10 m, a zwiększa się ona we kierunku wschodnim, gdzie w rejonie Wąchocka osiąga około 20 m (Lindner, Prószyński, 1979).

Wąchocką sekwencję lessową (Dzierżek i in., 2020) rozpoczynają najstarsze lessy młodsze (LMn, miąższ. ok. 1,5 m, żółtobrazowe i węglanowe; z dwoma poziomami szczątkowo rozwiniętej gleby glejowej, tundrowej oraz zwieńczone dobrze rozwiniętą glebą tundrową). Powyżej zalegają żółte, węglanowe lessy młodsze dolne (LMd, miąższ. ok. 1,4 m) z dobrze rozwiniętą dwudzielną glebą tundrową. Ponad nimi leży 1-metrowa warstwa żółtawych, bezwęglanowych lessów młodszych

środkowych (LMs) zwieńczonych trzema horyzontami glebowymi (łącznie o miąższ. ok. 0,8 m), przeciętymi pseudomorfozą po klinie mrozowym. Powyżej występują lessy młodsze górne (LMg), o miąższości 2,5 m, z współczesną glebą. Łącznie w omówionym profilu występują osady rejestrujące przemiany klimatyczne w trakcie zlodowaceń północnopolskich (Vistulianu – od MIS 5d do MIS 2), przedzielonych interstadialnymi ociepleniemi Brørup, Odderade, Glinde i Denekap/Hengelo (Dzierżek i in., 2020).

Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki tworzą powierzchnie tarasowe (tzw. taras wistuliański) w dolinach Kamiennej, Kamionki i Żarnówki. W dolinie Kamiennej stanowią one główny taras nadzalewowy o szerokości dochodzącej do 800 m. W dolinach mniejszych rzek spływających w kierunku północnym do doliny Kamiennej te osady budują niższy taras nadzalewowy, rozcinający taras rzeczno-peryglacjalny (fluwioperyglacjalny) utworzony u schyłku zlodowacenia Odry.

Osady rzeczne są wykształcone jako białe lub żółtawe, rzadko żółto-ceglaste, piaski drobno- i średnioziarniste, słabo zestalone i dobrze przemyte, zwłaszcza w dolnych partiach. W górnej części profilu wykazują one obecność przewarstwień żwirków krzemieni i piaskowców triasowych lub liasowych, a niekiedy drobnych otoczków granitów pochodzenia północnego (Filonowicz, 1979a). Miąższość całej serii osadów tarasu wistuliańskiego (bez rozcięcia holocenijskiego) w dolinie Kamiennej może przekraczać nawet 20 m (np. otw. 37 – 21,0 m), przeważnie wynosi ona kilkanaście metrów (otw. 36 – 17,6 m, otw. 40 – 17,5 m, otw. 41 – ponad 15,0 m; nieprzewiercone, otw. 57 – 15,0 m). W sytuacji włożenia osadów holocenijskich w utwory tarasu wistuliańskiego miąższość spada do kilku metrów (np. otw. 38 – 6,7 m).

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski, gliny z rumoszami skalnymi i żwiry peryglacjalne występują fragmentarycznie w obrębie całego arkusza i genetycznie są związane ze skałami podczwartorzędowego podłoża i glinami lodowcowymi. Tworzą one spłaszczenia podstokowe, rzadziej śródstokowe. Wyniki obserwacji Filonowicza (1979a, b) oraz Złótkiewicza (2010) wskazują na duże zróżnicowanie tych osadów, uwarunkowane litologią utworów podścielających. Mogą to być: jasnoszaro-brązowe i brązowe gliny rumoszowe z licznymi blokami piaskowców i gniazdami glin ilastych, jasnoszare gliny mułkowato-piaszczyste, bryłowe, z gniazdami jasnobrązowych glin i okruchami ostrokrawędzistych piaskowców, czerwono-brązowe gliny rumoszowe z licznymi okruchami piaskowców, a także brązowe i szare gliny oraz piaski gliniaste z okruchami słabo obtoczonych piaskowców i z otoczkami skał północnych.

Omawiane osady na spłaszczeniach podstokowych mogą pokrywać gliny zwałowe, a niekiedy się z nimi zazębiają, dlatego trudno je jednoznacznie rozróżnić. Niewątpliwie jednak gliny zwałowe ułożone wyżej podlegały przemieszczeniom w warunkach strefy peryglacialnej.

Filonowicz (1979a) podał, że miąższość opisywanych utworów nie przekracza 5 m, co potwierdziły obserwacje Złonkiewicza (2010), który zwrócił uwagę na powszechność występowania peryglacialnych utworów zwietrzelinowych w postaci pokryw rumoszowo-gliniasto-piaszczystych. W tych wystąpieniach zazwyczaj są znajdowane utwory o mniejszej miąższości, rzędu 1–3 m.

W otworze 107 miąższość opisanych osadów wynosi 4,0 m, a na ich profil składają się od powierzchni szaro-niebieskawe gliny piaszczyste z gładzikami skał lokalnych i krystalicznych, przechodzące na głębokości 2,7 m w wiśniowe gliny tłuste z podobnymi jak powyżej okruchami skalnymi.

Piaski, mułki i gliny deluwialne i deluwialno-rzeczne są znajdowane w obrębie całego obszaru arkusza. Utwory tej genezy wypełniają dolinki denudacyjne, niewielkie obniżenia bezodpływowe oraz w mniejszym stopniu spłaszczenia podstokowe. Omawiane osady są wykształcone jako szare, ciemno-szare i białawe piaski drobnoziarniste, niekiedy laminowane substancją organiczną, siwe mułki piaszczyste, rzadziej szare gliny piaszczyste. Ich miąższość na stokach nie przekracza 1,5 m; w dolinkach i u podnóży zboczy może ona osiągać 2–3 m.

Podobnie są wykształcone utwory deluwialno-rzeczne, wyróżnione jako osady przejściowe pomiędzy utworami deluwialnymi a osadami aluwialnymi, tworzące się w sytuacji, gdy wody potoków (często okresowych) nie mają dość energii, aby na bieżąco usuwać utwory dostarczane ze stoków. W dłuższych dolinkach można wyróżnić górny segment złożony z utworów deluwialnych (bez stałego cieków wodnego), niżej przechodzący w odcinek składający się z osadów deluwialno-rzecznych (przy efemerycznych przepływach); cały profil na dole kończy się utworami rzecznyymi.

Mułki i piaski stożków napływowych. Wyraźne stożki napływowe występują w dolinie Kamionki. Można tam wyróżnić można ich dwie generacje – duże stożki plejstoceniowe, schodzące na powierzchnię tarasu rzeczno-peryglacialnego z późnego etapu zlodowacenia Odry, oraz młode, współczesne i dużo mniejsze formy akumulowane na tarasie holoceniowym u wylotu dolinek erozyjno-denudacyjnych. Osady stożków stanowią piaski drobnoziarniste i mułki piaszczyste. Wyjątkowo występują także osady gruboklastyczne – diamiktony składające się z ostrokrawędzistych piaskowców tkwiących w słabo wysortowanych piaskach i mułkach (Kalicki i in., 2020). Miąższość osadów stożków, ocenioną na podstawie ich przewyższenia w stosunku do powierzchni tarasowych, można ocenić na maksymalnie 2 m (w przypadku stożków holoceniowych). Miąższość utworów starszych stożków oszacowano na podstawie rozmiarów ich późniejszego rozcięcia – może ona osiągać 3–4 m.

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach. Nieliczne osady eoliczne występują na powierzchniach tarasów nadzalewowych w dolinie Kamiennej, Kamionki i Żarnówki, rzadziej na osadach wodnolodowcowych. Największe pole wydmowe znajduje się w rejonie Michałowa, w widłach rzek Kamiennej i Żarnówki. Wysokość wydm osiąga tam 10 m (zarazem jest to miąższość osadów eolicznych tam zdeponowanych). W północno-wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie Gadki i Jagodnego, stwierdzono występowanie długich, wąskich wałów o orientacji WNW–ESE, w których miąższość osadów eolicznych wynosi do 1–1,5 m (część z nich nie została zaznaczona na mapie ze względu na niewielką miąższość). Główny okres wydmotwórczy przypada na późny glacjał, czyli na schyłek zlodowacenia Wisły (Jaśkowski, 1996), natomiast ponowna intensyfikacja tych procesów, spowodowana odlesianiem dużych obszarów, miała miejsce we wczesnym średniowieczu (Przepióra, 2017).

### c. Holocen

Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki. Wyższy taras zalewowy występuje głównie w dolinie Kamiennej. Fragmentarycznie znajduje się on także w dolinie Kamionki poniżej zbiorników w Suchedniowie i Rejowie, co może świadczyć o tym, że o jego wyodrębnieniu (na skutek zwiększonej erozji rzecznej) mogły zadecydować czynniki antropogeniczne, których intensywność narasta od średniowiecza (rozwój rolnictwa i odlesianie dużych obszarów, zwiększenie spływu powierzchniowego).

Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,0 m n.p. rzeki i den dolinnych. Według Filonowicza (1979a) są to przeważnie szare, siwe lub szaro-żółtawe mułki i piaski, rzadziej żwiry, bardzo często z domieszką materiału humusowego. Osadom tym, jak pisał Filonowicz (1979a), towarzyszą „usypiska i napływy deluwialne przy stokach tarasowych lub wylotach dolin erozyjnych” (wyróżnione w tym opracowaniu jako stożki napływowe). Występują one w dolinach Kamiennej, Kamionki, Żarnówki, Oleśnicy, Łosienicy, Jaślanej oraz mniejszych cieków, gdzie zazwyczaj tworzą tarasy zalewowe oraz kamieńce (określenie wg Filonowicza, 1979a). Kamieńce występują przede wszystkim w górnych odcinkach wspomnianych wyżej rzek oraz w strumieniach wpadających do nich w pobliżu Osełkowa i Wierzbki (dzielnicy Suchedniowa), w Bernatce koło Milicy oraz w strumieniach wpadających do Kamiennej na odcinku od Bliżyna do Rejowa. Osady holocénskie, które znajdują się wzdłuż Kamiennej i Kamionki, w dolnej części profilu są wykształcone jako ciemne lub szarozielonkawe, miejscami o odcieniu niebieskim, mułki ilaste przewarstwiane namułami torfowymi, w których tkwią pnie drzew, przede wszystkim dębów (Filonowicz, 1979a). Współcześnie tworzone utwory rzeczne są na ogół piaszczyste i piaszczysto-mułkowe.

Holocenijskie powierzchnie tarasowe podlegały i podlegają intensywnym przekształceniom antropogenicznym. Wśród nich należy wymienić tworzenie sztucznych systemów wielokorytowych (anastomoz antropogenicznych) do obsługi kuźnic i młynów w dolinach Kamiennej i Kamionki (Kłusakiewicz, 2019; Przepióra i in., 2019b), regulację koryt, tworzenie stawów i budowę zbiorników zaporowych przechwytyjących materiał skalny transportowany przez rzeki.

Piaski humusowe zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych wyróżniono w kilku zagłębieniach w północnej części obszaru arkusza (okolice Świerczka), gdzie stanowią one zwieńczenie osadów powstałych w wyniku sedymentacji wodnolodowcowo-zastoiskowej. Utwory te występują także w obniżeniu pośród osadów wodnolodowcowych na południe od Kruka (dzielnicy Suchedniowa), a także w lasach na południowy wschód od Mostków (w niewielkim, podłużnym zagłębieniu wytopiskowym). Omawiane osady występują więc pośród utworów piaszczystych w miejscach, gdzie okresowo stagnuje woda związana z płytkim zaleganiem słabo przepuszczalnego podłoża. W zależności od uziarnienia utworów piaszczystych, na których się wykształciły, są to szare i ciemnoszare piaski drobno- i średnioziarniste. Ich miąższość może dochodzić do około 1,5 m. W sposób ciągły przechodzą one w podścielające je piaski wodnolodowcowo-zastoiskowe, wodnolodowcowe bądź wytopiskowe.

Torfy i namuły torfiaste. Największe torfowiska są zlokalizowane w północnej części obszaru arkusza, w dużych obniżeniach wokół Lipowego Pola Plebańskiego, oraz pomiędzy Skarżyskiem Książęcym a Skarżyskiem Kościelnym (obszar źródliskowy i górna część doliny Oleśnicy). Mniejsze obszary torfowisk występują w dolinie Kamiennej, w Łyzwach (osiedlu Skarżyska-Kamiennej), w dolinie Bernatki, oraz na łące Stara Pani w obszarze źródliskowym Łosienicy.

Filonowicz (1979a) podał, że na wschód od Skarżyska Kościelnego (przypuszczalnie jest to torfowisko Babica w rejonie starego wysypiska komunalnego) miąższość torfów dochodzi do 5 m. Należy jednak spodziewać się, że miąższość tych utworów jest mniejsza, w granicach 1–2 m. Miąższość namułów organicznych w dolinie Kamiennej, w rejonie Bzina, rzadko przekracza 1 m. Filonowicz (1979a) wspominał o kopułach torfowych w formie pagórków o wysokości do 2 m w rejonie łąki Stara Pani oraz w dolinach Bernatki (na północ od Brzasku) i Żarnówki (na wschód od przysiółka Kaczka). Nadmienił on także o współczesnym formowaniu się torfowisk w postaci trzęsawisk.

Na północ od Lipowego Pola Plebańskiego zostało opisane torfowisko wysokie i przejściowe, w którego zachodniej części występuje pło – pływający kozuch mszysto-turzycowy, stanowiący końcową fazę odgórnego lądowacenia zbiorników dystroficznych (Staškowiak, 2004). Głównym budulcem tego torfowiska są torfy sfagnowe, ponadto występują odmiany wełniankowe i turzycowe. Torfowisko ma strukturę kępkowo-dolinkową, gdzie mniej nawodnione kępy odznaczają się szybszym wzrostem, co prowadzi do rozwoju charakterystycznych kopuł torfów wysokich. Zachodzą przy tym

rytmiczne zmiany w strukturze torfowiska, bowiem dolinka w ciągu kilkunastu lat w wyniku szybkiego wzrostu mchów torfowców przekształca się w kępę, tym samym tworzy wokół obszary obniżone, dolinkowe (Staškowiak, 2004).

## B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Utwory na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna należą do dwóch pięter strukturalnych – waryscyjskiego, z którym są związane osady pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich, tutaj łysogórskiej strefy fałdów (Konon, 2008), oraz alpejskiego, powiązanego z antyklinorium śródpolskim (Żelaźniewicz i in., 2011) i jego częścią w postaci segmentu szydłowieckiego.

W nieformalnym ujęciu budowy geologicznej obszar arkusza Skarżysko znajduje się w obrębie permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Jądro tego układu stanowi pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich, które na południowy wschód wynurza się spod osadów permu i mezozoiku (Pożaryski 1974; Karnkowski 2008; Żelaźniewicz i in., 2011).

We wczesnym paleozoiku strefa łysogórska prawdopodobnie stanowiła fragment pasywnej krawędzi Baltiki na brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Osadzone w niej utwory zostały sfałdowane w karbonie (Nawrocki 2006; Salwa, Jarosiński, 2006; Żelaźniewicz i in., 2011). Alpejskie piętro strukturalne zostało uformowane natomiast podczas polifazy laramijskiej na pograniczu kredy i paleogenu (Pożaryski, 1974), w trakcie której doszło do inwersji tektonicznej w basenie sedymentacyjnym (Kutek, Głazek, 1972; Krzywiec 2002; Świdrowska i in., 2008). Inwersja ta jest wiązana z transmisją poziomych naprężeń kompresyjnych wywołanych fazami kolizyjnymi w orogenicie alpejskim (Ziegler, 1990; Dadlez 2003; Mazur i in., 2005).

Na obszarze arkusza osady waryscyjskiego piętra strukturalnego odsłaniają się fragmentarycznie tylko w jego południowej części w okolicy Michniowa. Są one reprezentowane przez piaskowce dewonu dolnego, które zdaniem Filonowicza (1979a) budują antyklinę bronkowicką – dużą strukturę fałdową z osadami syluru w jądrze, przylegającej od północy do synkliny bodzentyńskiej (Czarnocki, 1950; Mariańczyk, 1973; Jurewicz, Mizerski, 1991). Jednak w świetle obserwacji poczynionych przez wyżej wymienionych autorów, trudno jest określić z jakim elementem strukturalnym mamy tutaj do czynienia – czy antykliną bronkowicką, czy synkliną bodzentyńską, gdyż rozgranicza je strefa uskokowa (Czarnocki, 1950). W skrzydłach obu tych form występują osady dolnodewońskie. Nie jest ustalona pozycja litostratygraficzna piaskowców dolnego dewonu, znajdujących się na obszarze silnie zaangażowanym tektonicznie, przy południowej granicy terenu arkusza (Ostrowski, Stefaniuk, 2003). Zdaniem Filonowicza (1979a, b) na górze Kamień Michniowski występuje obalona antyklina. Wyniki pomiarów strukturalnych (zarówno północne, jak i południowe kierunki zapadania warstw),

otrzymane w łomie w zachodniej części góry, skłoniły cytowanego badacza do umiejscowienia tam przebiegu omawianej struktury fałdowej. Część wartości upadu pomierzonych przez Filonowicza (1979a) zdaniem autorów aktualizacji była powiązana z ciosem, a nie z faktycznym upadem warstw, który wynosi około  $15^\circ$  (warstwy zapadają na N–NE). Ewentualnie sporadyczne zapadanie warstw ku południowi może być podrzędnym efektem zaburzeń przyuskokowych. Analiza położenia antykliny bronkowickiej na terenie sąsiedniego arkusza Bodzentyn (Filonowicz, 1969, 1970) wskazuje na większe prawdopodobieństwo, że na terenie badań jej oś biegnie na północ od góry Kamień Michniowski i kontynuuje się w przedłużeniu antykliny Stąporkowa–Suchedniowa.

Interpretację budowy osadów podłoża paleozoicznego w południowo-zachodniej części obszaru arkusza komplikuje obecność w spągu otworu 110 (Ostojów IG-1) sfałdowanych mułowców warstw klonowskich (?), których wiek nie jest jednoznacznie określony. Część badaczy umiejscawia je w profilu utworów z pogranicza syluru i dewonu, a ściślej z przedziału najwyższy ludlow–najniższy lochkov (Kowalczewski i in., 1990, 1998; Malec, 2006), Kozłowski (2008) zaś koreluje te osady z utworami przydolu. Natomiast w spągu otworu Łączna-Zaszosie IG 1, zlokalizowanego w odległości kilkuset metrów na południe (na obszarze sąsiedniego arkusza Bodzentyn), występują wapienie dewonu środkowego. Oba te otwory leżą w przedłużeniu synkliny bodzentyńskiej, która wraz z antykliną bronkowicką są wyraźnie czytelne w wynikach badań sejsmicznych, wykonanych na obszarze Skarżysko-Kamienna–Przysucha (Malec i in., 2006). Nie można wytłumaczyć zaistniałej sytuacji bez założenia sieci uskoków podłużnych i prostopadłych do kierunku przebiegu fałdów waryscyjskich. Obecność tych uskoków potwierdza mapa grawimetryczna (Ostrowski, Stefaniuk, 2003), z której wynika, że w strefie wychodni warstw klonowskich (?) mamy do czynienia ze strukturą zrębową. Z ruchami orogenezy waryscyjskiej należy też wiązać powstanie transwersalnego uskoku, równoległego do młodszego uskoku wzdłuż rzeki Kamionki.

We wschodniej części obszaru arkusza do struktur waryscyjskich należy antyklina Wąchocka (prawdopodobnie zbudowana z utworów dewonu). Niestety budowa osadów paleozoiku w centralnej i północnej części terenu badań jest bardzo słabo rozpoznana, co jest spowodowane brakiem na tym obszarze głębokich otworów wiertniczych. Z wyników analiz profili sejsmicznych (Malec i in., 2006) wynika obecność synkliny (w utworach dewonu?) w centralnej części terenu arkusza o kierunku NW–SE, ciągnącej się od zrębu Odrowąża do wspomnianego już uskoku poprzecznego wzdłuż Kamionki, przechodzącego przez zachodnią część miasta Skarżysko-Kamienna (tabl. II). Dane grawimetryczne (Ostrowski, Stefaniuk, 2003) wskazują ponadto na istnienie niewielkiego fałdu na północny wschód od antykliny bronkowickiej (w utworach syluru?).

Alpejskie piętro strukturalne na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna tworzą utwory permu górnego, triasu i jury dolnej, leżące niezgodnie na osadach piętra waryscyjskiego (Malec i in., 2006).

Są one słabo sfałdowane, a w związku z dużym stopniem ich zuskokowania wydaje się, że mają one generalnie układ monoklinalny, nachylony ku północnemu wschodowi. Można tu jednak wyróżnić: synklinę Skarżyska-Kamiennej–Nieklania i synklinę Szydłowca–Starachowic, rozdzielone antykliną Wąchocka w północnej części obszaru arkusza, a ponadto antyklinę Stąporkowa–Suchedniowa i synklinę Michniowa w jego południowej części. Tworzą one system o przebiegu NNW–SSE (tabl. II), nawiązujący do struktur paleozoicznego podłoża (Malec i in., 2006) i kontynuujący się na obszarach sąsiednich arkuszy (Warmuzek, 1989, 1991; Studencki, 1992, 1993; Złonkiewicz, 2019a, b, 2021). Struktury te, słabiej zaznaczone na badanym obszarze, stają się bardziej wyraziste ku północnemu zachodowi dzięki amplitudzie dyslokacji rosnącej w miarę oddalania od trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Cieśla i in., 1999a, b; Złonkiewicz, 2019a).

Utwory piętra alpejskiego są poprzecinane licznymi uskokami zarówno podłużnymi, o przebiegu NNW–SSE lub NW–SE, jak i poprzecznymi, o orientacji zbliżonej do NNE–SSW, lub SW–NE. Za ich obecnością przemawia układ sieci hydrograficznej, a także wyniki badań grawimetrycznych czy kartowania geologicznego. Część tych struktur ma charakter pierwotny, ale większość powstała na skutek reaktywacji starszych uskoków występujących w osadach paleozoicznego podłoża (Malec i in., 2006) i ich propagacji w nadległe młodsze utwory mezozoiczne. Uskoki te miejscami układają się w systemy kulisowe, których część stanowi prawdopodobnie struktury opierające związane z uskokami wyższego rzędu (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Lokalnie układ uskoków sugeruje istnienie struktur kwiatowych, tak jak w okolicach Majkowa i Pleśniówki czy w obrębie wychodni utworów dewonu dolnego. Ze strefami uskokowymi związana jest mineralizacja związkami żelaza, głównie w postaci syderytu, rzadziej pirytu (Kuźniar, 1925b).

Na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna do głównych podłużnych dyslokacji nieciągłych należy uskok wzdłuż Kamiennej (tabl. II), Duże znaczenie ma przypuszczalna dyslokacja biegnąca bardziej na południe, równoległa do dyslokacji Kamiennej, która oddziela utwory formacji z Samsonowa od osadów formacji z Baranowa. Do tej grupy należą także uskoki w południowo-zachodniej części obszaru badań, występujące w podłożu doliny rzeki Jaślanej (lewobrzeżnego dopływu Kamionki przy południowo-zachodniej granicy terenu) i na północ od niej. Są to głęboko zakorzenione uskoki, zgodne z ogólnym przebiegiem struktur waryscyjskich w Górach Świętokrzyskich, odnotowane również na mapie tektoniki ścięcia poziomego 500 m p.p.m. (Praca zbiorowa, 1997). Wśród nich przeważają uskoki zrzutowe lub zrzutowo-przesuwcze, w większości przypadków normalne (rzadziej inwersyjne – przekrój geologiczny A–B w okolicy Skarżyska-Kamiennej), zrzucające północno-wschodnie skrzydła.

Uskoki podłużne są poprzecinane przez nieciągłości poprzeczne młodszej generacji, o charakterze przesuwczym lub zrzutowo-przesuwczym. Najdłuższym uskokiem poprzecznym, przecinającym obszar całego arkusza Skarżysko-Kamienna, jest dyslokacja Kamionki, którą wykorzystuje rzeka

Kamionka. Biegnie ona nieomal od południowej granicy badanego obszaru, przecina dolinę Kamiennej i kontynuuje się jako dyslokacja Gąsaw Rządowych ku północy, na terenie sąsiedniego arkusza Szydłowiec (Czarnocki, 1950; Warmuzek 1989, 1991). Na obszarze między Suchedniowem i Rejowem, we wschodnim skrzydle tego uskoku, znacząco wzrasta szerokość wychodni piaskowców należących do utworów warstw z Krynek, co można tłumaczyć ich wyniesieniem wzdłuż linii dyslokacji (Filonowicz, 1979a). Na zachód od uskoku Kamionki przebiega również długi uskok poprzeczny, nawiązujący do strefy dyslokacyjnej w paleozoicznym podłożu. Na uwagę zasługuje bardzo wyraźna na mapie grawimetrycznej dyslokacja Wierzbnika–Chlewisk o orientacji NW–SE, która biegnie ukośnie względem waryscyjskiego kierunku strukturalnego w regionie świętokrzyskim. We wschodniej części obszaru arkusza, na południe od Grzybowej Góry, przecina ona dolinę Kamiennej i przechodzi w dyslokację Wąchocka–Rudy (dyslokację wąchocko-rudzka), która ciągnie się przez znaczną część arkusza Starachowice (Studencki, 1992, 1993).

Strefy uskokowe odzwierciedlają się także w układzie lokalnych cieków – rzeczek Jaślanej i Łosieńca (lewobrzeżnego dopływu Kamionki) w południowo-zachodniej części badanego obszaru, oraz w przebiegu dopływów (lewo- i prawobrzeżnego) Żarnówki we wschodniej części terenu.

Południową część obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna zajmują utwory pstrego piaskowca, słabo zafałdowane i zapadające nieomal monoklinalnie pod kątem 3–5° ku północy. Można w ich obrębie wyróżnić dwie słabo widoczne struktury fałdowe: synklinę Michniowa oraz antyklinę Stąporkowa–Suchedniowa. Synklina Michniowa stanowi południowo-wschodnie zamknięcie struktury fałdowej, która jako synklina Szałas–Belna kontynuuje się na terenie sąsiedniego arkusza Odrowąż (Złonkiewicz, 2019a). Synklina Michniowa nawiązuje do starszej (waryscyjskiej) synkliny bodzentyńskiej w osadach podłoża paleozoicznego, natomiast antyklina Stąporkowa–Suchedniowa – do antykliny bronkowickiej. Oś synkliny Michniowa ma orientację SSE–NNW i zanurza się pod niewielkim kątem w kierunku NNW. Synklinę wypełniają utwory formacji z Samsonowa i formacji ze Stachury, a przy zachodniej granicy obszaru arkusza – również formacji z Baranowa. Wyniki pomiarów upadu w warstwach piaskowców, odsłoniętych w przekopie drogi ekspresowej S7 przy południowej granicy terenu arkusza, zmieniają się w granicach 7–9°. Warstwy zapadają tam generalnie na północ. Niewielkie zafałdowanie jest widoczne przy uskoku biegnącym doliną rzeczki Jaślanej. Na północ od jej doliny wartości upadu nieznacznie wzrastają do 10–12°, a zarazem zmienia się generalny kierunek zapadania warstw na północny zachód i zachód. Obserwowane nieznaczne zafałdowanie ma związek ze strefą dyslokacyjną na północ od uskoku Jaślanej. Mniej więcej w tym miejscu przebiega granica synkliny Michniowa i antykliny Stąporkowa–Suchedniowa. Antyklina kontynuuje się na obszarze sąsiedniego arkusza Odrowąż aż po okolice Stąporkowa (Złonkiewicz, 2019a), a jej oś zanurza się pod niewielkim kątem w kierunku WNW. Na zachód od badanego obszaru antyklina

zaznacza się bardziej wyraziście dzięki większej amplitudzie struktur fałdowych, natomiast w kierunku południowo-wschodnim, na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna, struktura wypłaszcza się i przechodzi w monoklinę. Idąc z południa ku północy napotyka się coraz młodsze utwory wieku od środkowego pstręgo piaskowca po wczesny kajper. Granice wychodni osadów poszczególnych jednostek litostratygraficznych są poprzesuwane względem siebie wzdłuż uskoków poprzecznych. Dotyczy to szczególnie utworów wapienia muszlowego, gdyż uskoki te licznie występują w obrębie jego wychodni. Zwłaszcza na terenie miasta Skarżysko-Kamienna można zaobserwować dalekie wysunięcie tych utworów ku północy. W południowej części obszaru arkusza osady budujące antyklinę Stąporkowa–Suchedniowa leżą przekraczając na skałach dewonu dolnego. Są to piaskowcowo-mułowcowe utwory formacji z Goleniaw. Przykrywają je osady formacji z Samsonowa. Wartości upadu, pomierzone w obrębie wkładek piaskowcowych w przekopie drogi S7, na odcinku od opisanej powyżej granicy z synkliną Michniowa po dolinę Łosieńca, zmieniają się w granicach 10–14°. Warstwy zapadają generalnie na zachód. Niewielkie zafałdowanie występuje w środkowej części odcinka przekopu. Na północ od Łosieńca obserwuje się natomiast zmianę kierunku zapadania warstw na północny wschód. Prawdopodobnie znajduje się tutaj strefa przegubowa antykliny Stąporkowa–Suchedniowa. Niestety brak pomiarów upadu w części antykliny na wschód od uskoku Kamionki nie pozwala na prześledzenie przebiegu tej struktury we wschodniej części obszaru arkusza. Jedyne pomiar wykonane przez Filonowicza (1979a, b) na terenie Suchedniowa wskazuje kierunek zapadania na północny zachód, co mogłoby sugerować obecność w tym miejscu strefy przegubowej antykliny Stąporkowa–Suchedniowa, a w efekcie znaczne jej przesunięcie ku północy w stosunku do zachodniej części terenu arkusza. Kleczkowski (1953) zanotował w rejonie Gostkowa–Bliżyna obecność niewielkiej antykliny w obrębie utworów wapienia muszlowego, o orientacji zachód–wschód. Pomiar wykonany na warstwach w skrzydle północnym wskazuje na ich zapadanie pod kątem 12°, a w południowym – pod kątem 5°. Ku południowi oś antykliny zanurza się pod utwory kajpru. W północnym skrzydle tej struktury biegnie strefa uskokowa o zrzutowym charakterze, oddzielająca ją od kolejnej wąskiej antykliny, położonej bardziej na północ, w której jądrze występują utwory wapienia muszlowego, a w jej skrzydle północnym – osady kajpru (Kleczkowski, 1953).

Deformacje orogenezy alpejskiej często wykorzystywały starsze (waryscyjskie) nieciągłości i założenia tektoniczne. W południowej części obszaru arkusza oddziaływanie struktur paleozoicznych, które odsłaniają się już na obszarze arkusza Bodzentyń (Złonkiewicz, 2021), uwidoczniło się w odchyleniu kierunków strukturalnych, charakterystycznych dla utworów piętra alpejskiego, ku wartościom reprezentującym kierunki zbliżone do waryscyjskich, czyli na WNW–ESE lub nawet zachód–wschód. Zaznacza się to w przebiegu uskoków na kontakcie utworów formacji z Samsonowa i formacji ze Stachury z osadami formacji z Baranowa w rejonie Suchedniowa. We wschodniej części

obszaru arkusza uskok na kontakcie skał formacji z Samsonowa i formacji ze Stachury z utworami formacji z Baranowa zmienia orientację na WNW–ESE. Zapewne wiąże się to z obecnością w podłożu antykliny bronkowickiej, do której częściowo dopasowują się osady młodszego piętra strukturalnego, w efekcie czego zasięg osadów formacji z Baranowa jest tu przesunięty ku południowi w stosunku do jej generalnego przebiegu w pozostałej części terenu badań. Filonowicz (1979a) zauważył, że utwory formacji z Samsonowa i formacji ze Stachury w środkowej części obszaru arkusza są lekko zafałdowane. W okolicy łąki Stara Pani, w dolinie Kamionki w Suchedniowie oraz na wzgórzu, położonym na wschód od leśniczówki Kaczka omawiane osady tworzą drobne synkliny (o wartościach upadu w granicach 2–3°), których jądra są zbudowane z jasnobieżowych piaskowców kwarcowych. Zmienność kierunków zapadania warstw obserwuje się także w utworach retu (w osadach warstw z Dalejowa i warstw z Krynek) w pobliżu Rejowa, w rejonie Wojtyniowa, na szczycie Żarnowej Góry, na południe od Szkleńca (Kleczkowski, 1953; Filonowicz, 1979a). We wszystkich tych miejscach są obecne uskoki, z którymi można wiązać powstanie opisanych zafałdowań.

Antyklina Stąporkowa–Suchedniowa graniczy od północy z synkliną Skarżyska-Kamiennej–Nieklania (Karaszewski, 1975). Jest to duża struktura o orientacji SE–NW, podścielona różnowiekowymi utworami triasu (Bajorek, 1977), która kontynuuje się na obszarach sąsiednich arkuszach SMGP Odrowąż (Złonkiewicz, 2019a) i Starachowice (Studencki, 1993). W północno-zachodniej części obszaru arkusza Skarżysko-Kamienna w jądrze synkliny występują utwory formacji skłobskiej i przysuskiej formacji rudonośnej (których tutaj nie rozdzielono), a jej skrzydła tworzą skały formacji zagajskiej. Wschodnia część synkliny, leżąca między Pogorzałym i Majkowem, była opisywana w literaturze jako niecka majkowska (Samsonowicz 1929; Jurkiewiczowa 1947; Karaszewski, 1949, 1975) lub synklina majkowska (Filonowicz, 1979a). Osady jury dolnej leżą tu niezgodnie na warstwach utworów kajpru lub wapienia muszlowego; miejscami jest to niezgodność sedymentacyjna, a niekiedy tektoniczna niezgodność kątowna w małej skali (Filonowicz, 1979a, b). Natomiast ich kontakt z utworami retu (warstw z Krynek) oraz pstrego piaskowca środkowego (formacji z Baranowa) w rejonie Łyżew–Michałowa jest tektoniczny (Filonowicz, 1979a, b). Oś synkliny majkowskiej przebiega nieco skośnie w stosunku do generalnego kierunku struktur na omawianym obszarze, co Samsonowicz (1929) wiązał z ruchami fazy neokimeryjskiej. Ku wschodowi, na południe od Starachowic, oś synkliny Skarżyska-Kamiennej–Nieklania zanurza się pod utwory retu (Studencki, 1992, 1993). Synklina ta jest poprzecinana uskokami poprzecznymi o orientacji NNE–SSW, wzdłuż których obecnie są rozwinięte drugorzędne dolinki wykorzystane przez drobne ciekły.

Na uwagę zasługują formy strukturalne, które budują wychodnie jury dolnej i retyku w okolicach Parszowa i Węglowa. Na powierzchni terenu lub pod osadami czwartorzędowymi o nieznacznej miąższości utwory jury dolnej (osady nierozdzielone) tworzą izolowane bloki Parszowa i Węglowa

ograniczone uskokami, wzdłuż których kontaktują się one z utworami retu (warstwami z Krynek) lub lokalnie z utworami wapienia muszlowego. Wzdłuż uskoków o przebiegu NNW–SSE oraz NW–SE, które ograniczają wspomniane bloki, doszło prawdopodobnie do przesunięcia i powstania naprężeń tensyjnych na uskokach poprzecznych, co z kolei spowodowało zrzućenie utworów jury dolnej, a tym samym wydzwignięcie utworów triasu w postaci zrębów. Zręb zachodni, oddzielający blok Parszowa od synkliny majkowskiej, jest przedłużeniem antykliny Wąchocka ku południowi (Pożaryski, 1974). Od strony południowej zachowały się na nim osady wapienia muszlowego górnego. Na zrębie między blokami Parszowa i Węglowa, na mapie geologicznej Filonowicza (1979a, b) została umiejscowiona również niewielka wychodnia utworów wapienia muszlowego. Autorzy niniejszego opracowania nie byli jednak w stanie zweryfikować tej informacji. Filonowicz (1979a) zanotował natomiast, że w obrębie bloków osady jury dolnej i retyku leżą niezgodnie (sedymentacyjnie i tektonicznie) na utworach wapienia muszlowego i retu, a lokalnie piaskowce jury dolnej zalegają przekraczająco na łożach retyku. Ważną dyslokacją jest tu opisany przez Samsonowicza (1929) i Filonowicza (1979a) uskok poprzeczny na zachód od Wielkiej Wsi, obcinający blok Parszowa od zachodu. W odsłonięciach zlokalizowanych na tym uskoku można było niegdyś prześledzić przebieg niezgodności tektonicznej między osadami jurajskimi, sfałdowanymi w polifazie laramijskiej a osadami triasu, sfałdowanymi w starszej fazie eokimeryjskiej (Samsonowicz, 1929; Filonowicz, 1979a). Dzisiaj z uwagi na zurbanizowanie obszaru trudno wspomnianą niezgodność zaobserwować w terenie. Analogiczne niezgodności zostały zanotowane także na północ od rzeki Kamiennej, między Bliżynem a Skarżyskiem (Filonowicz, 1979a).

Wspomniana już antyklina Wąchocka o charakterze zrębu tektonicznego oddziela synklinę Skarżyska-Kamiennej–Nieklania od położonej na północ synkliny Szydłowca–Starachowic. Granica z osadami tej drugiej synkliny jest również tektoniczna i przebiega wzdłuż dyslokacji Wierzbnika–Chlewisk i dyslokacji Wąchocka–Rudy. Stosunkowo wąskie jądro antykliny, której skrzydła są obcięte uskokami o orientacji NW–SE, budują utwory retu (formacji z Baranowa i warstw z Krynek).

Północno-wschodnią część terenu arkusza Skarżysko-Kamienna zajmują utwory południowego skrzydła synkliny Szydłowca–Starachowic (niecki starachowickiej wg Samsonowicza, 1929). Kontakt osadów tej synkliny ze skałami synkliny Skarżyska-Kamiennej–Nieklania jest tektoniczny i przebiega wzdłuż dyslokacji Wierzbnika–Chlewisk (Karaszewski, 1975), podobnie jak opisana powyżej granica z utworami antykliny Wąchocka. Synklina Szydłowca–Starachowic kontynuuje się na terenach sąsiednich arkuszy SMGP Szydłowiec (Warmuzek, 1991) i Starachowice (Studencki, 1993). Na obszarze arkusza Skarżysko-Kamienna jest ona zbudowana z osadów synemuru i pliensbachu, należących do profilu formacji ostrowieckiej, formacji gielniowskiej i formacji drzewickiej. Następstwo stratygraficzne i układ przestrzenny osadów wymienionych formacji wskazują na zapadanie warstw pod niewielkim kątem na północny wschód. Istnienie kilkustopniowej niezgodności

kątowej między osadami pstrych warstw parszowskich a piaskowcami formacji zagajskiej, o której pisał już Samsonowicz (1929), świadczy o co najmniej dwuetapowym fałdowaniu skał pokrywy mezozoicznej w fazie eokimeryjskiej (przełom triasu i jury) i polifazie laramijskiej (na granicy kredy i paleogenu) orogenezy alpejskiej.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi skałami stwierdzonymi na obszarze arkusza są brunatnawe mułowce należące prawdopodobnie do profilu warstw klonowskich, które były uważane za osady o charakterze molasy późnokaledońskiej (Kowalczewski i in., 1998; Malec, 2006). W świetle najnowszych badań (J. Malec – inf. ustna) osady te należy uznać za morskie (tab. 1). Nad nimi zgodnie leżą osady najprawdopodobniej formacji barczańskiej (otw.: Klonów 1, Klonów PIG 1, Klonów PIG 2 na obszarze sąsiedniego arkusza Bodzentyn), co wskazuje na ciągłą akumulację utworów w regionie łysogórskim na pograniczu syluru i dewonu (Kowalczewski, Turnau, 1997; J. Malec – inf. ustna) i przeczy hipotezie Szulczewskiego (2006) o przerwaniu sedymentacji osadów warstw klonowskich i formacji barczańskiej w trakcie fazy eryjskiej orogenezy kaledońskiej. Łobanowski (1990) zinterpretował utwory formacji barczańskiej jako osady strumieni meandrujących. Przeczyły temu znaleziska plakodermów (Czarnocki, 1936, Szulczewski 1995) i skamieniałości śladowych (J. Malec, inf. ustna) wskazujące na otwarte morze. Wiek skał warstw klonowskich i formacji barczańskiej jest także kontrowersyjny (Malec 2006; Szulczewski, 2006). Najbardziej wiarygodne wyniki badań palinologicznych wykazały, że wiek skał warstw klonowskich przypada na przydol–lochkov (żedyn), natomiast osadów formacji barczańskiej na prag (zigen)–ems (Kowalczewski, Turnau 1997; Malec, 2006; Kozłowski, 2008, Fijałkowska-Mader, Malec, 2011, 2018). Znacznie mniej problematyczne było wydatowanie młodszych (ems) utworów formacji zagórzańskiej, złożonych z naprzemianległych piaskowców i heterolitów mułowcowo-piaskowcowych z bogatą fauną morską, powstałych w przybrzeżnych środowiskach barierowego systemu depozycyjnego (Łobanowski, 1981, 1990; Szulczewski 2006; Szulczewski, Porębski, 2008). Niepewna jednak pozostaje pozycja piaskowców gruboziarnistych, miejscami zlepieńcowatych, odsłaniających na górze Kamień Michniowski. Nie opisywano dotychczas tak gruboderytycznych osadów w obrębie profilu utworów ani formacji barczańskiej, ani formacji zagórzańskiej. Piaskowce reprezentują najprawdopodobniej osobną jednostkę litostratygraficzną, rozdzielającą utwory tych dwóch formacji. Pomimo wielu znaków zapytania można przyjąć, że w regionie łysogórskim występowało stopniowe spływanie się zbiornika morskiego od późnego syluru po późny ems, kiedy osadziły się utwory formacji zagórzańskiej.

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 i namuły torfiaste — ${}^t Q_h$	Akumulacja osadów organicznych, tworzenie się torfowisk
				Piaski humusowe zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}^{p/h} Q_h$	Akumulacja osadów mineralno-organicznych
				Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,0 m n.p. rzeki i den dolinnych — ${}^{f/p} Q_h^{(2)}$	Erozja i akumulacja rzeczna
				Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki — ${}^{f/p} Q_h^{(1)}$	
				Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e Q^{(w)}$	Erozja i akumulacja eoliczna
				Piaski eoliczne — ${}^e Q$	
				Mułki i piaski stożków napływowych — ${}^{s/mp} Q$	Akumulacja u wylotów dolinek
				Piaski, mułki i gliny deluwialne i deluwialno-rzeczne — ${}^{d/pm} Q$	Akumulacja rzeczna Akumulacja w dolinkach osadów ze zmywania i spłukiwania wysoczyzn
				Piaski, gliny z rumoszami skalnymi i żwiry peryglacialne — ${}^{pg} Q$	Wietrzenie mrozowe, przemieszczanie osadów na stokach w warunkach peryglacialnych
		Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki — ${}^{f/p} Q_{p^1}^{B(1)}$	Erozja i akumulacja rzeczna
				Lessy i lessy piaszczyste — ${}^l Q_{p^1}^B$	Akumulacja eoliczna w warunkach peryglacialnych
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry	Piaski ze żwirami rzeczno-peryglacialne tarasów nadzalewowych 4,0–10,0 m n.p. rzeki — ${}^{f-pg} Q_{p^3}^{O(2)}$	Akumulacja i erozja rzeczna w warunkach peryglacialnych Podniesienie bazy erozyjnej rzek
				Piaski i mułki wytopiskowe — ${}^{b/pm} Q_{p^3}^O$	Wytapianie osadów z brył martwego lodu
				Piaski i mułki wodnolodowcowo-zastoiskowe — ${}^{fg-b} Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa i zastoiskowa
				Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — ${}^{fg} Q_{p^3}^O$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem cofającego się lądolodu
				Piaski ze żwirami i mułki, miejscami gliny w spływach, kemów — ${}^{k} Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa pomiędzy bryłami martwego lodu
				Piaski ze żwirami i mułki tarasów kemowych — ${}^{k} Q_{p^3}^O$	
				Piaski ze żwirami i głazami, miejscami gliny w spływach, ozów — ${}^{o} Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa w warunkach subglacialnych
				Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe — ${}^{gfg} Q_{p^3}^O$	Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa
				Gliny lodowcowe — ${}^g Q_{p^3}^O$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa
				Mułki, ropy i piaski zastoiskowe — ${}^{b} Q_{p^3}^O$	Akumulacja zastoiskowa
				Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — ${}^{fg} Q_{p^3}^O$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się lądolodu

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki		Piaski ze żwirami i mułki rzeczne — $f_{pZ} Q_{p^{2-3}}^M$	Denudacja utworów zlodowaceń południowopolskich i skał mezozoicznych Intensywna erozja i akumulacja rzeczna	
		Zlodowacenia południowo-polskie	Zlodowacenie Sału 2		Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $f_{pZ} Q_{p^2}^G$ Gliny lodowcowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^G$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa	
		Interglacjał augustowski					Akumulacja w dolinach rzek Rozwój pokryw glebowych
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi				Wietrzenie w warunkach peryglacialnych
		Plejstocen dolny					Intensywne zmiany klimatyczne Denudacja Erozja i akumulacja w dolinach rzek, pogłębianie się dolin rzecznych
Neogen						Denudacja	
Paleogen						Denudacja w warunkach ciepłego klimatu Wypiętrzenie obszaru świętokrzyskiego podczas ruchów fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej Regresja morska Denudacja	
Kreda						Denudacja	
J u r a	J u r a d o l i n a	Jura górna				Wahania eustatyczne poziomu morza, regresja Transgresja morza Sedymentacja osadów węglanowych	
		Jura środkowa				Kilkukrotne transgresje i regresje morza, zmienne warunki środowiska morskiego (od głębokiego szelfu po lagunowe)	
		Pliensbach			Mułowce i iłowce oraz piaskowce – formacja drzewicka — $m_{cic} J_{pl}$ Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja gielniowska — $pc J_{pl}$	Akumulacja w środowiskach rzek meandrujących oraz przybrzeżnych (zatokach i lagunach) Akumulacja w środowiskach rzek meandrujących, przybrzeżnych i deltowych, zakończona akumulacją w lagunach, miejscami w bagniskach	
		Synemur			Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja ostrowiecka — $pc J_s$	Akumulacja w środowisku rzek meandrujących przerywana przez transgresje i regresje morskiego zbiornika brakicznego	
		Hetang			Piaskowce, mułowce i iłowce z przewarstwieniami zlepieńców, węgla kamiennego oraz syderytów (utwory hetangu nierozdzielone) — $pcmc J_h$ Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja skłobska oraz przysuska formacja rudonowska — $pc J_h$ Piaskowce, mułowce i iłowce z przewarstwieniami zlepieńców, węgla kamiennego oraz syderytów – formacja zagajska — $pcmc J_h$	Akumulacja w środowiskach rzek roztokowych i meandrujących oraz przybrzeżnych (zatokach i lagunach) Akumulacja osadów jeziorno-bagiennych Powolna transgresja morskiego zbiornika brakicznego na północy regionu świętokrzyskiego Regresja Okresowa denudacja i akumulacja w środowisku rzeczny Akumulacja w środowiskach rzek roztokowych i meandrujących, a także jeziorno-bagiennym	

T r i a s	Trais górny	Retyk	Kajper	Kajper górny	Iłowce i mułowce oraz pstre iły (pstre warstwy parszowskie) — $icmc T_{k3}$	Akumulacja w środowisku jeziorno-bagiennym
		Noryk		Kajper środkowy		Wypiętrzające ruchy fazy eokimeryjskiej orogenezy alpejskiej Erozja i procesy krasowe
		Karnik		Kajper dolny	Mułowce, iłowce i piaskowce (warstwy sulechowskie) — $mc T_{k1}$	Akumulacja w płytkim zbiorniku (w warunkach brakicznych)
	Triaś środkowy	Ladyn	Wapień muszlowy	Wapień muszlowy dolny-górny	Wapienie, wapienie organodetrytyczne i muszłowce, wapienie płytowe oraz dolomity (utwory wapienia muszlowego nierozdzielone) — $w T_{w1-3}$	Akumulacja w środowiskach morskich przybrzeżnych
		Anizyk-ladyn		Wapień muszlowy górny	Wapienie, wapienie organodetrytyczne i muszłowce — $w T_{w3}$	
		Anizyk		Wapień muszlowy środkowy	Wapienie płytowe i dolomity — $wpldo T_{w2}$	
				Wapień muszlowy dolny	Wapienie organodetrytyczne — $wor T_{w1}$	
	Trias dolny-środkowy	Olenek-anizyk	Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny (ret)	Piaskowce, piaskowce zlepieńcowate oraz iłowce i mułowce (warstwy z Krynek) — $pc T_{p3}$  Piaskowce, margle, dolomity oraz mułowce i iłowce (warstwy z Dalejowa) — $pcme T_{p3}$  Piaskowce, mułowce oraz iłowce – formacja z Baranowa — $pcmc T_{p3}$	Akumulacja w środowiskach: morskim przybrzeżnym, deltowym oraz lądowym (rzek roztokowych i meandrujących i meandrujących)  Akumulacja w środowisku morskim przybrzeżnym  Akumulacja w środowiskach rzek meandrujących, równi zalewowych i jezior
	Triaś dolny	Olenek		Pstry piaskowiec środkowy	Mułowce, iłowce i piaskowce – formacja z Samsonowa — $mc T_{p2}$	Akumulacja w środowiskach rzek meandrujących, równi zalewowych i jezior
		Ind-olenek		Pstry piaskowiec dolny-środkowy	Piaskowce, mułowce i mułowce wapieniste – formacja z Goleniaw — $pcmc T_{p1-2}$	
	Perm	Perm górny	Ind	Pstry piaskowiec dolny	Piaskowce – formacja z Zagnańska — $pc T_{p1}$  Piaskowce i mułowce – formacja z Jaworznej — $pcmc T_{p1}$	Akumulacja rzeczna i eoliczna  Akumulacja w obrębie dystalnego stożka rzecznoego, w środowisku okresowych strumieni rzecznych oraz w efemerycznych zbiornikach wodnych
			Cechsztyń		Zlepienie, wapienie, dolomity i mułowce — $zcwdo PZ$	Transgresja i wahania poziomu morza Akumulacja morska w zatokach i lagunach Regresja Akumulacja i erozja w zmieniającym się środowiskach (lądowym, deltowym i jeziornym)
	Perm dolny-środkowy				Denudacja	

Karbon					Regresja Denudacja Ruchy tektoniczne orogenezy waryscyjskiej, wypiętrzenie obszaru Sedymentacja głębokomorska na obszarach poza granicami arkusza Skarżysko-Kamienna
Dewon	Dewon środkowy-górny				Sedymentacja w środowiskach szelfowym i nerytycznym
	Dewon dolny	Prag-ems		Piaskowce kwarcytowe, piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce — $pckw D_{p-em}$	Sedymentacja w spływającym się stopniowo zbiorniku morskim (od otwartego morza po strefę przybrzeżną)
Sylur-dewon	Ludlow-dewon dolny	Gorst-lochkov		Mułowce (warstwy klonowskie?) — $mc S_{gr} - D_{lk}$	Akumulacja w środowisku otwartego morza

W profilach osadów pogranicza dewonu środkowego i górnego obserwuje się utwory szelfowych płytkomorskich facji węglanowych. W późnym eiflu w całym regionie łysogórskim zapanowała sedymentacja osadów silikoklastyczno-węglanowych w basenie śródszelfowym, trwająca do schyłku dewonu (Szulczewski, 2006). Akumulacja osadów famenu była kontynuowana w głębokomorskim zbiorniku, który przetrwał do wczesnego karbonu. Z tego czasu pochodzą osady ilasto-krzemionkowe i iłowcowe, które zachowały się w sąsiadującej z obszarem badań północnej i zachodniej części regionu świętokrzyskiego oraz lokalnie w regionie kieleckim (Warmuzek, 1989, 1991; Cieśla i in., 1999a, b; Skompski, 2006; Fijałkowska-Mader, red., 2018). Zbiornik ten przetrwał do schyłku wizenu, a jego zanik spowodowały wypiętrzające i fałdowe ruchy górotwórcze orogenezy waryscyjskiej. Główne natężenie tektonicznej aktywności ruchów przypadło na wczesny karbon, choć zaznaczyły się one jeszcze we wczesnym i środkowym permie. Nastąpiło przemodelowanie regionu i powstanie planu strukturalnego, a jego późniejsza niewielka modyfikacja dokonała się już podczas orogenezy alpejskiej. Utworzyły się wówczas główne struktury podłoża paleozoicznego występujące na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna. Silne wypiętrzenie obszaru świętokrzyskiego po wczesnym karbonie oraz zróżnicowanie morfologiczne spowodowało długotrwałą i intensywną denudację.

W późnym permie obszar świętokrzyski znalazł się w strefie brzeżnej cechsztyńskiego morza epikontynentalnego (Wagner, 1994, 1997). Przez cały mezozoik z centralnej części tego basenu znajdującej się w bruździe śródpolskiej docierały do regionu świętokrzyskiego transgresje. Okresowo uzyskiwał on także połączenie z Tetydą (Kutek 1994; Pieńkowski, 2004; Złonkiewicz, 2006, 2011; Gutowski i in., 2007; Matyja 2009, 2015; Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018). Morze cechsztyńskie wkraczało na teren Gór Świętokrzyskich w postaci zatok, które nawiązywały do stref obniżonych – synklin i rowów tektonicznych (Kuleta, Zbroja, 2006; Złonkiewicz, 2006, 2011) i jednocześnie omijały

strefy wyniesień. Maksymalny zasięg transgresji miał miejsce na początku sedymentacji osadów cyklotemu 1 (PZ1) (Pawłowska, 1978; Rup, 1985; Kowalczewski, Rup, 1989). Południowo-zachodnia część badanego obszaru znalazła się wówczas w wąskiej zatoce, która wkroczyła w obręb synkliny bodzentyńskiej (Pawłowska, 1978), natomiast reszta terenu arkusza leżała w granicach świętokrzyskiej platformy węglanowej, oddzielonej strefą barier od otwartego zbiornika morskiego (Wagner, 2018). Na obszarze położonym blisko trzonu paleozoicznego, w południowej części obszaru arkusza, na zlepieńcach pochodzących z denudacji paleozoicznych osadów podłoża osadziły się węglany PZ1, a następnie osady terygeniczne, których sedymentacja trwała w wyższej części cyklotemu 1 oraz przez cały cyklotem 2 (PZ2). Kolejna transgresja zaznaczyła się na początku cyklotemu 3 (PZ3) i pozostawiła cienki kompleks węglanów platformowych (Wagner, 2018). Na nich osadziły się utwory terygeniczne, których akumulacja w środowisku aluwialnej równi mułowej i playi (formacja z Siodeł) trwała do końca permu (Kuleta, Zbroja, 2006; Jewuła i in., 2020, 2021). W basenie cechsztyńskim, oddalonym od cokołu paleozoicznego, ale pozostającym w obszarze świętokrzyskiej platformy węglanowej, sedymentacja w obrębie poszczególnych cyklotemów była bardziej kompletna i dotyczyła także osadów ogniwi ewaporatowych, w tym soli (w cyklotemie 1), o czym świadczy profil otworu Nieświń PIG 1, zlokalizowany 24 km na północny zachód od obszaru badań (Fijałkowska-Mader, red., 2018). W okresach regresji platforma węglanowa przekształcała się w siarczanową, a baseny nabierały cech sebhya i saliny. W nich uległy osadzeniu gipsy i anhydryty oraz sole kamienne cyklotemu 1, a także gipsy i anhydryty cyklotemu 2 i cyklotemu 3 (Kasprzyk, Fijałkowska-Mader, 2018).

Trias na omawianym obszarze zaczyna się od sedymentacji osadów formacji z Jaworznej, reprezentujących środowisko dystalnego stożka aluwialnego, na którym depozycja odbywała się przy udziale zalewów warstwowych i okresowych strumieni rzecznych oraz w efemerycznych zbiornikach wodnych (Kuleta, Zbroja 2006; Fijałkowska-Mader, 1999; Trela, Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2020, 2021). Na badanym obszarze, tak jak w całym północno-zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, zróżnicowane utwory starszych formacji są przykryte piaskowcowo-zlepieńcowymi, a wyżej iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowymi, aluwiami rzek roztokowych formacji z Zagnańska. Natomiast profil ogniwa z Tumlina reprezentują osady wydymowe i międzywydymowe. Osady formacji z Zagnańska zostały zaliczone do indu (Kuleta, Zbroja, 2006; Jewuła i in., 2020). W alternatywnym ujęciu (Ptaszyński, Niedźwiedzki, 2006) wiekowy zasięg tych osadów rozszerzono do wczesnego olenku, a zarazem przyjęto istnienie luki stratygraficznej obejmującej w profilu utwory najniższej części olenku. Lokalnie, w tym też najprawdopodobniej na badanym terenie, na równiach aluwialnych, gdzie powstawały skały formacji z Zagnańska, tworzyły się też utwory eoliczne w postaci wydym i osadów międzywydymowych, wyróżnione jako ogniwo z Tumlina (Gradziński i in., 1979; Kuleta, Zbroja, 2006). Transgresja w późnym indzie (Kuleta, Zbroja, 2006) lub w olenku (Ptaszyński,

Niedźwiedzki, 2006) objęła zachodnią część regionu świętokrzyskiego, w tym także jego północno-zachodnie obrzeżenie. Poza zasięgiem ówczesnego zbiornika morskiego pozostał obszar dzisiejszego trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Powstały wówczas osady piaszczysto-mułowcowe z wkładkami piaszczystych wapieni ooidowo-bioklastycznych, reprezentowane przez osady morskie formacji z Goleniaw (Kuleta, Zbroja, 2006). Na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna są to osady silikoklastyczne, w dolnej części piaskowcowe, przechodzące ku górze w heterolity mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowe, których obecność wskazuje na sedimentację w zmieniających się warunkach środowiskowych – od rzeczno (koryta rzek meandrujących, nadal dominująca strefa równi zalewowej z rozwiniętymi na niej bagnami oraz glifami krewasowymi) do jeziornego i lądowego.

Efektom kolejnego zalewu morskiego we wczesnym triasie jest depozycja w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich lagunowych (brakicznych) osadów formacji ze Stachury, wykształconych jako heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe i mułowcowo-iłowcowo-wapienne z wkładkami osadów marglistych i (lub) wapieni ooidowo-bioklastycznych. Skały tej formacji zawierają fragmenty sfosforyzowanych okruchów kości i zwęglonej flory oraz okruchy glonów wapiennych (Kuleta, Zbroja, 2006). W stosunkowo licznych opisach profili otworów na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna nie stwierdzono wyżej opisanych cech, takich jak obecność wkładek utworów marglistych, wapieni czy szczątków organicznych. Wyjątek stanowią łupki ilaste z detrytusem roślin, opisane przez Filonowicza (1979a) w profilu otworu w Suchedniowie (obecnie otw. 99). Ponad heterolitami występują tu wiśniowe, białe i pstre iłowce i mułowce, często o strukturze gruzłowej, zaliczone przez autorów do osadów formacji z Samsonowa. Stanowią one osady rzek meandrujących, głównie równi zalewowych i glifów krewasowych. Na równiach zalewowych rozwijały się poziomy glebowe (obecne struktury korzeniowe, struktury *mottling*), dochodziło do koncentracji węglanów w formie *caliche*. Lokalnie tworzyły się zbiorniki typu playa, co tłumaczy obecność gruzłów węglanowych i siarczanowych w na ogół bezstrukturalnych mułowcach i iłowcach. Z niszczenia pokryw węglanowych powstały zlepieńce śródformacyjne opisywane w literaturze jako pseudoolity (Senkowiczowa, 1970; Kuleta, Zbroja, 2006). Najprawdopodobniej omawiana część obszaru świętokrzyskiego znajdowała się na granicy zasięgu zbiornika morskiego i jego wpływy zaznaczyły się co najwyżej epizodycznie, a na terenie badań w dalszym ciągu trwała aż do późnego spatu (późnego olenku) sedimentacja aluwialna i powstały osady formacji z Samsonowa oraz formacji z Baranowa, zawierające poziomy glebowe (Kuleta, Zbroja 2006; Bujok i in., 2008; Złonkiewicz, 2010). We wschodniej części obszaru arkusza, w spągu utworów formacji z Baranowa, znajduje się mięszki kompleks piaskowców rzecznych (warstwy z Wąchocka wg Senkowiczowej, 1970), reprezentujący osady korytowe oraz równi zalewowej. Po osadzeniu się utworów warstw z Wąchocka do północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dotarła słaba ingresja morska. Powstały wówczas skały warstw z Młodzaw,

korelowane z wyższą częścią osadów formacji z Baranowa (Kuleta, Zbroja, 2006). W rejonie Skarżyska-Kamiennej są to szare margle z przewarstwieniami iłowców i piaskowców drobnoziarnistych oraz wapieni dolomitycznych, stanowiące przybrzeżne osady lagunowe (Senkowiczowa, 1970). Równolegle na terenach położonych bliżej trzonu paleozoicznego trwała wyżej opisana sedymentacja osadów rzecznych i jeziornych. Etap krótkotrwałej regresji jest zapisany w profilu utworów górnej części formacji z Baranowa, odpowiadającej warstwom z Łyżew (Kuleta, Zbroja, 2006). W tym czasie na całym badanym obszarze były osadzane głównie piaskowce rzeczne, miejscami zlepieńcowate (Senkowiczowa, 1970). Kolejna ingresja miała miejsce w późnym olenku i objęła prawie całe północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, gdzie utworzył się płytki zbiornik morski. W zbiorniku tym powstały utwory warstw z Dalejowa, a w jego strefach brzeżnych – sydereyty ilaste. Morze nie dotarło na obszar między Skarżyskiem-Kamienną a Starachowicami, na którym sedymentacja odbywała się w płytkich rozlewiskach na równi aluwialnej (Senkowiczowa, 1970). Na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna zaobserwowano zazębienie się dwóch facji – osadów bardziej marglistych (warstw z Dalejowa) w jego zachodniej części oraz utworów z przewagą piaskowców (warstw z Krynek) we wschodniej części. Akumulacja skał warstw z Krynek odzwierciedla fazę regresywną i trwała w środowiskach rzecznych i przybrzeżnych spływającego się zbiornika morskiego (Senkowiczowa, 1970). W rejonie Góry Baranowskiej warstwy z Krynek reprezentują osady rzek meandrujących (powstałe na równi zalewowej) oraz glifów krewasowych, natomiast Skałki Rejowskie, położone po wschodniej stronie uskoku Kamionki, są zbudowane z piaskowców łach śródkorytowych rzek roztokowych. W środkowym triasie, od anizyku po wczesny ladin, w czasie powstawania utworów wapienia muszlowego, obserwuje się ujednoczenie facji na obszarze zbiornika morskiego w obrębie obszaru świętokrzyskiego. Obecność licznych form alpejskich wśród skamieniałości wskazuje na swobodne połączenie z Tetydą (Senkowiczowa, 1970; Szulc, 2000). W czasie sedymentacji utworów wapienia muszlowego dolnego we wczesnym anizyku badany obszar znajdował się w płytkowodnej i wysokoenergetycznej strefie przybrzeżnej morza, do którego był dostarczany materiał z pobliskiego lądu, na co wskazują m.in. kości kręgowców (Kleczkowski, 1953). Oscylacje poziomu morza powodowały okresowe oddziaływanie falowania i prądów, a w konsekwencji erozję i redepozycję osadów. W efekcie tworzyły się zlepieńce śródformacyjne oraz osady bogate w szczątki fauny bentonicznej. W strefie głębszej, poniżej podstawy falowania, gromadziły się wapienie mikrytowe o płaskiej równoległej laminacji (Fijałkowska-Mader, 2018). Po epizodzie transgresywnym, w wyniku którego osadziły się warstwy z *Lima striata*, na późny anizyk przypadła faza regresywna spowodowana ruchami wynoszącymi i odcięciem połączenia epikontynentalnego basenu środkowoeuropejskiego od Tetydy (Szulc, 2000). Powstały wówczas marglisto-dolomityczne utwory wapienia muszlowego środkowego. W wyniku kolejnej transgresji we wczesnym ladinie utworzyły się osady warstw z *Pecten*

*discites*. Po ich osadzeniu doszło do spłylenia zbiornika, w którym ulegały sedymentacji iłowce i mułowce ze szczątkami flory. Ostatni epizod transgresywny w środkowym triasie zapisał się w postaci przepelnionych skorupami małży i ramienionogów osadów warstw ceratytowych. Obecność w tych warstwach ciemnej substancji marglistej oraz licznych szczątków ryb, takich jak zęby i łuski, zdaniem Kleczkowskiego (1959) może sugerować nagłe pogorszenie się warunków życia i spłylenie zbiornika, złe warunki natlenienia i w związku z tym masowe wymieranie form zarówno nektonicznych (ryb), jak i bentonicznych (ceratytów). Niewykluczone jednak, że szczątki ryb i ceratytów zostały tu złożone wtórnie przez prądy morskie. Masowe wyginięcie fauny Senkowiczowa (1970) wiązała ze wzrostem zasolenia w wysychającym zbiorniku morskim. Z fazą regresywną jest natomiast powiązane osadzenie się osadów warstw sulechowskich kajpru dolnego (ladynu) w płytkim (brakicznym lub nawet słodkowodnym) zbiorniku (Senkowiczowa, 1970). Na badanym obszarze nie stwierdzono osadów kajpru środkowego: dolnych i górnych warstw gipsowych (późnego ladinu-karniku) i młodszych (noryku) utworów warstw ze Studziannej (Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018). W dalszej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w rejonie Nieświnia, skały dolnych warstw gipsowych z podścielającym je utworami tak zwanego dolomitu granicznego stanowią zapis transgresji w późnym ladinie, a następnie szybkiego wzrostu zasolenia w zbiorniku morskim i przekształcenia go w sebhę. Sedymentacja osadów górnych warstw gipsowych na pograniczu karniku i noryku zachodziła w zbiorniku o podwyższonym zasoleniu typu playa. Po osadzeniu się skał górnych warstw gipsowych na terenie Gór Świętokrzyskich rozpoczęły się ruchy tektoniczne fazy eokimeryjskiej, które doprowadziły do sfałdowania utworów pstręgo piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru. Następnie nowo powstały górotwór ulegał denudacji, co spowodowało, że w większości profili północno-zachodniego obrzeżenia Gór świętokrzyskich, z wyjątkiem otworu Studzianna IG 2 (Jurkiewicz, red., 1988) występuje luka stratygraficzna pomiędzy osadami wapienia muszlowego, lokalnie kajpru dolnego, a utworami warstw ze Studziannej. Warstwy ze Studziannej reprezentują osady środowiska rzek meandrujących oraz utwory pedogeniczne, będące zapisem postępującej regresji i zmian warunków środowiskowych od przybrzeżnomorskich przez paraliczne do rzecznych i jeziornych. W bliższej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w ramach obszaru arkusza opisana luka obejmuje także osady warstw ze Studziannej, dlatego w profilach badanych otworów wiertniczych jeziorno-bagiennie utwory pstrych warstw parszowskich kajpru górnego (Pieńkowski i in., 2014; Fijałkowska-Mader, 2018) leżą bezpośrednio na skałach wapienia muszlowego lub kajpru dolnego. Zdaniem Filonowicza (1979a) powstanie osadów pstrych warstw parszowskich było poprzedzone osadzeniem się w zagłębieniach terenu częściowo krasowych czerwonych iłów pochodzenia lądowego, zawierających kości płazów i konkrecje żelaziste. Iły te występują w rejonie Anny (części Majkowa). W stropie są one przykryte pakietem utworów należących do profilu pstrych warstw parszowskich. Warto

podkreślić, że rejon Parszowa jest obszarem stratotypowym dla osadów warstw parszowskich (Karaszewski, 1962).

We wczesnej jurze (wczesnym hetangu), na omawianym obszarze trwała sedymentacja w warunkach lądowych i w środowisku rzek meandrujących – powstają utwory szarych warstw parszowskich, zaliczane do profilu formacji zagajskiej. Ich skład litologiczny i barwa stanowią zapis zmian klimatycznych związanych z ochłodzeniem i wzrostem opadów atmosferycznych, które nastąpiły na pograniczu triasu i jury (Pieńkowski i in., 2014). W całym regionie świętokrzyskim, z wyjątkiem niewielkich obszarów występowania skał szarych warstw parszowskich, strop osadów triasu tworzy peneplene. Ruchy wypiętrzające fazy eokimeryjskiej, które zakończyły się na granicy triasu i jury, spowodowały wyniesienie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich względem jego obrzeży, co w pierwszej kolejności doprowadziło do denudacji i sedymentacji w warunkach lądowych. Następowo gromadzenie aluwiów rzek meandrujących. Wraz ze wzrostem dynamiki przepływu rzeki zmieniły swój charakter z meandrujących na roztokowe. Miało to miejsce w zachodniej i wschodniej części północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie osady formacji zagajskiej zawierają dość liczny materiał żwirowy (Jurkiewiczowa 1967; Pieńkowski, 1983, 2004, 2006). Powyżej w profilach ponownie pojawiają się piaszczyste osady korytowe rzek meandrujących i osady równi zalewowych, a wyżej utwory jeziorne i bagienne. W centralnej części północnego obrzeżenia, do której należy obszar arkusza Skarżysko-Kamienna, na ogół nie występują utwory gruboklastyczne w obrębie profilu formacji zagajskiej (Karaszewski, 1960, 1962b). Jedynie w rejonie Majkowa, Pleśniówki i Młodzaw, w spągu osadów formacji są obecne piaskowce zlepieńcowate ze żwirami kwarcowymi i odciskami roślin, interpretowane jako utwory rzeczne lub stożki aluwialne (Filonowicz, 1979a). Na terenie badań, w profilach utworów formacji zagajskiej, nad iłowcowymi osadami szarych warstw parszowskich leżą mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, przepełnionych detrytusem roślin, ze sferosyderytami, fragmentami zwęglonego drewna oraz z rizoidami i śladami bezkręgowców, wskazujących na środowisko limniczno-bagienne równi zalewowej rzek meandrujących (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2014). Obserwowane w obrębie skał formacji zagajskiej następstwo litofacji jest wynikiem stopniowego zmniejszania się energii przepływu spowodowanego subsydencją, a na początku także zmianami klimatycznymi wyrażającymi się wzrostem wilgotności. Osady formacji zagajskiej reprezentują transgresywne etapy a i b I cyklu sedymentacyjnego w stratygrafii sekwencyjnej utworów jury dolnej rejonu świętokrzyskiego (Pieńkowski, 2004, 2006). Nadległe osady formacji skłobskiej obrazują powolną transgresję zbiornika brakicznego na północy i na północnym zachodzie regionu świętokrzyskiego. Poprzedzało ją wzmożone i szybkie deponowanie przez rzeki materiału piaszczystego, o czym mogą świadczyć pionowo stojące łądygi skrzypów, przysypane piaskami w rejonie Pogorzałego (Karaszewski, 1962). W płytkich wodach strefy przybrzeżnej ulegał

osadzeniu materiał piaszczysty, piaszczysto-mułowcowy i iłowcowy z ichtnofauną oraz nieliczną fauną małżową z rodzaju *Cardinia*, którą znaleziono w okolicach Pogorzałego i Majdowa (Filonowicz, 1979a). Według Pieńkowskiego (2004, 2006) osady formacji skłobskiej należą do I cyklu sedymentacyjnego. Początek transgresji zapisał się w postaci osadów środowiska deltowego – w dolnej części proksymalnych, a wyżej – dystalnych. Wyższą część profilu formacji stanowią utwory szelfu pośredniego o dominacji osadów mułkowo-ilastych i malejącym udziale piaskowców (maksimum transgresji). Najwyższa część profilu powstała w warunkach regresji – stąd stopniowy spadek udziału frakcji iłowej odnotowany w jego stropie. W późnym hetangu miała miejsce sedymentacja w środowiskach płytkich zbiorników brakicznych i lagunowych, w których okresowo wytrącały się żele żelaziste, wyznaczające w skałach profilu poziomy rudonośne. Na obszarze arkusza Odrowąż (Złonkiewicz, 2019a) w iłowcach, pomiędzy poziomami rudonośnymi, stwierdzono odciski ryb z rodzaju *Pholidophorus* i *Seminotus* (Karaszewski, 1962; Kopik, 1970). Osady te rozdzielały utwory barier, delt i okresowo utwory rzeczne, łącznie reprezentujące profil przysuskiej formacji rudonośnej (Pieńkowski, 1997, 2004, 2006).

Całość utworów synemuru wyodrębniono w profilu jako osady formacji ostrowieckiej. We wczesnym i późnym synemurze dominowała sedymentacja rzeczna, po której pozostały głównie osady korytowe rzek meandrujących. W okolicy Lipowego Pola Plebańskiego są to piaskowce zlepieńcowate z odciskami roślin (Filonowicz, 1979a). Utwory środkowej części profilu synemuru tworzą zapis transgresji i regresji zbiornika brakicznego i obejmują osady przybrzeży, stref barierowo-lagunowych, a miejscami delt. Młodsze od synemuru osady mezozoiczne są znane z bardziej dystalnych partii obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pierwotnie zostały one osadzone na badanym terenie, ale potem usunięte, częściowo w wyniku wieloetapowej denudacji i erozji rzecznej, które rozpoczęły się po ruchach fazy neokimeryjskiej na pograniczu jury i kredy, a ostatecznie w kenozoiku, po wypiętrzeniu regionu świętokrzyskiego przez ruchy polifazy laramijskiej orogenezy alpejskiej. We wczesnym pliensbachu nastąpiła transgresja morska, po której pozostały heterolitowe, głównie mułowcowe, utwory formacji gielniowskiej, zawierające faunę małżową i liczne skamieniałości śladowe (Pieńkowski 1997, 2004). W wyższej części profilu tej formacji znalazły się osady iłowcowe z etapu maksymalnego zasięgu zbiornika we wczesnym pliensbachu, który zarazem odpowiadał maksymalnemu zasięgowi transgresji zbiornika epikontynentalnego środkowej Polski w całej wczesnej jurze. Rozpoczynająca się regresja spowodowała wysłodzenie zbiornika oraz wkroczenie warunków środowisk przybrzeżnych, plażowych i deltowych. Na pograniczu wczesnego i późnego pliensbachu lokalnie powstawały osady deltowe, rozpoczynające profil formacji drzewickiej (Pieńkowski, 1997, 2004). W kolejnym etapie regresji obniżenie bazy erozyjnej spowodowało denudację świeżo złożonych utworów. Na całym obszarze świętokrzyskim formację drzewicką reprezentują osady

aluwialne, przykryte utworami deltowymi wieńczącymi jej profil i będące równocześnie zapowiedzią kolejnej transgresji.

We wczesnym toarku obszar świętokrzyski został pokryty monotonnymi utworami ilastymi formacji ciechocińskiej, powstałymi w środowiskach lagunowych, podrzędnie deltowych. Strop osadów formacji wyznacza granica erozyjna, która dokumentuje wycofanie się zbiornika na pograniczu wczesnego i późnego toarku. Nadległe utwory formacji borucickiej obejmują utwory aluwialne rzek meandrujących, przeważnie powstałe na równiach zalewowych. Strop tej formacji, będący zarazem stropem utworów jury dolnej, jest wyznaczony przez granicę erozyjną (Pieńkowski, 1997, 2006). Regresja zbiornika u schyłku wczesnej jury rozpoczęła okres denudacji i peneplenizacji obszaru świętokrzyskiego, co lokalnie doprowadziło do usunięcia w znacznym stopniu osadów jury dolnej.

W środkowej jurze, od schyłku aalenu lub od wczesnego bajosu, parokrotnie następowały transgresje i regresje zbiornika morskiego (Daniec, 1970; Dayczak-Calikowska, 1997; Feldman-Olszewska, 1997; Złonkiewicz, 2006, 2011; Świdrowska i in., 2008). Ich zasięgi przekraczały granice basenów wczesnojurajskich. Batymetria i paleogeografia środkowojurajskiego zbiornika na obszarze świętokrzyskim pozostaje nierozpoznana, a wartości przyjmowanej głębokości wahają się od charakterystycznych dla głębokiego szelfu po typowe dla płytkich środowisk szelfowych, okresowo bliskich nawet lagunowym.

W później jurze, po szybkiej transgresji we wczesnym keloweju i najstarszym oksfordzie, obszar świętokrzyski stał się terenem sedymentacji osadów węglanowych na dalekim szelfie Tetydy (Gutowski, 2006). Od oksfordu po wołg (tyton), podczas wahań eustatycznych i wieloetapowej regresji, w przybliżeniu z północy na południe, czyli od krawędzi obszaru lądowego, który stopniowo rozbudowywał się na częściowo zalanym kratonie wschodniouuropejskim, przez region świętokrzyski przemieszczały się strefy sedymentacji detrytycznej zachodzącej na płytkowodnych platformach węglanowych. Na ich południowym przedpolu trwała akumulacja w nieco głębszych środowiskach szelfowych.

Po wycofaniu się jurajskiego zbiornika morskiego z obszaru świętokrzyskiego i okresie denudacji we wczesnej kredzie obszar badań znalazł się w strefie szelfowej sedymentacji osadów węglanowych późnokredowego basenu epikontynentalnego na przedpolu Tetydy. Braku osadów jurajskich i kredowych na znacznym obszarze regionu świętokrzyskiego oraz jego rozwój paleogeograficzny w mezozoiku był wiązany z rozwojem bruzdy śródpolskiej (Kutek, Głazek, 1972; Kutek, 1994, 2001; Świdrowska, Hakenberg, 1999; Pieńkowski 2004; Świdrowska i in., 2008). Wyniki badań stratygraficznych na początku XXI w. w różnym stopniu zmieniły tę koncepcję i pozwoliły na przedstawienie innej interpretacji rozwoju tej części basenu epikontynentalnego zarówno w jurze, jak i w kredzie (Złonkiewicz, 2002, 2004, 2006, 2011; Gutowski, Koyi, 2007; Matyja, 2009, 2015; Krzywiec, 2015;

Walaszczyk, Remin, 2015). Wypiętrzeniu obszaru świętokrzyskiego na pograniczu kredy i paleogenu, podczas ruchów polifazy laramijskiej, towarzyszyły ruchy fałdowe oraz powstanie uskoków. W północnej i wschodniej części wspomnianego terenu miały miejsce przede wszystkim zaburzenia dysjunktywne sztywnych bloków tektonicznych. Na podstawie wyników obserwacji na terenie arkusza i obszarach przyległych stwierdzono obecność szerokopromiennych fałdów. Ich skrzydła są pocięte często odwróconymi i nasuwczymi uskokami o znacznych amplitudach. Obserwuje się też uskoki przesuwcze i systemy uskoków o charakterze struktur kwiatowych. Powstały wówczas dyslokacja Wąchocka–Rudy oraz dyslokacja Wierzbnika–Chlewisk, a także bloki Parszowa i Węglowa (tabl. II). Wskazuje to na znaczną aktywność stref osadów podłoża, co potwierdza, że kompresji podczas polifazy laramijskiej towarzyszyło wypiętrzanie i przesuwanie bloków. Wspomniane już wyżej ruchy górotwórcze zapoczątkowały modelowanie obecnej morfologii Gór Świętokrzyskich. Utrzymujące się tendencje wznoszące powodowały peneplenizację obszaru, w wyniku której nie zachowały się tutaj przedplejstocénskie osady kenozoiczne (Złonkiewicz, 2019a).

W paleogenie i neogenie wyniesione i odsłonięte wychodnie osadów ilastych retu, retyku i jury dolnej ulegały procesom wietrzenia, głównie chemicznego, w wyniku czego uległy one przeobrażeniu w pstre, ochrowe i białe iły i (lub) gliny. Dodatkowo te utwory zostały wzbogacone w konkretne syderytowe i limonitowe (Filonowicz, 1979a).

Wczesny plejstocen stanowi okres intensywnych zmian klimatycznych, kiedy kilkakrotnie pojawiały się fale chłodu i ciepła. Wydzwignięta i speneplenizowana powierzchnia podlegała intensywnym przeobrażeniom denudacyjnym. Jest to czas tworzenia i pogłębiania dolin rzecznych. Na terenie arkusza nie są znane wczesnoplejstocénskie osady (preglacjalne), dlatego należy się spodziewać, że stanowił on obszar alimentacyjny dla składanych na dalekim przedpolu Gór Świętokrzyskich osadów formacji kozienickiej i krasnystawskiej (Mojski, 2005).

Podczas najstarszych zlodowaceń (zlodowacenia Narwi) opisywany obszar był objęty działaniem strefy peryglacjalnej. Rozwijały się procesy wietrzenia mechanicznego i uruchamiały się osady pokryw stokowych. W trakcie interglacjału augustowskiego nastąpił powrót warunków klimatu borealnego oraz umiarkowanego; dominowały wtedy procesy akumulacji osadów fluwialnych w dolinach, a także nastąpił rozwój pokryw glebowych (pod różnymi zbiorowiskami roślinnymi – chłodnego stepu, lasów borealnych i liściastych).

Powyżej opisane warunki powtórzyły się w czasie zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia Nidy i interglacjału małopolskiego) z tą różnicą, że obszar arkusza znajdował się w bezpośrednim sąsiedztwie czaszy lądolodu (Lindner, red., 1992; Lindner i in., 2013), co zapewne miało odzwierciedlenie w nasileniu procesów dezintegracji mrozowej skał triasowych i jurajskich oraz transportu zwietrzeli na stokach. Na obniżonych obszarach mogły ulegać także akumulacji osady wodnolodowcowe

i zastoiskowe. Łądolody kolejnych zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2) przykryły cały obszar arkusza i pozostawiły osady zastoiskowe, wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe. Zlodowacenia te można łączyć z wyróżnianymi przez Lindnera (1971) glaciastadiałami świętokrzyskim oraz maksymalnym. Pomiedzy nimi wystąpiło wyraźne ocieplenie, znane jako interglacjał ferdynandowski (Lindner, red., 1992), podczas którego dominowały procesy akumulacji i erozji rzecznej.

W czasie interglacjału wielkiego (interglacjału mazowieckiego) rozwijały się procesy denudacji (erozji rzecznej) i akumulacji utworów fluwialnych. Doszło do niemal całkowitego usunięcia osadów zlodowaceń południowopolskich. Obecnie zachowały się one tylko w postaci izolowanych płatów glin zwałowych (ewentualnie ich rezyduów) i piaszczysto-żwirowych osadów wodnolodowcowych. Interglacjałne procesy denudacyjne doprowadziły także do odgrzebania dolin o założeniach przedczwartorzędowych. Nasilenie erozji rzecznej (tłumaczone ruchami neotektonicznymi oraz izostatycznymi) sprawiło, że dna dolin sięgnęły skał podłoża mezozoicznego i być może również się w nie wcięły. W tym czasie Prakamienna (o przebiegu generalnie równoleżnikowym na odcinku Bliżyn–Skarżysko-Kamienna), mogła płynąć łącznie z Prakamionką za Skarżyskiem-Kamienną w kierunku północnym, w stronę zlewni Praradomki (Filonowicz, 1979a; J. Janiec – inf. ustna).

Przepływy w dolinach rzecznych zostały zatamowane podczas transgresji łądolodu zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Odry). Przejawia się to zmianą sedymentacji z rzecznej na zastoiskową, a następnie wodnolodowcową, przed czołem łądolodu. Transgresja łądolodu następowała etapowo (z przerwami interglacifazowymi). Podczas fazy maksymalnej (glacifazy Gowarczowa wg Lindnera, 1971, 1984) postępowała ona z kierunku północno-wschodniego na obszar arkusza. Czoło łądolodu nasuwające się na obszar o zróżnicowanej morfologii uległo rozczłonkowaniu na mniejsze loby (zapewne już na linii wzgórz z osadów górnourajskich w rejonie Wierzbicy – Lamparski, 1972, 1977; Barcicki, 1997). W powiązaniu z niewielką miąższością lodu i słabą dynamiką jego brzeżnej części (Mojski, 2005) sprawiło to, że pomiędzy poszczególnymi lobami pozostały wolne przestrzenie, a część wzgórz z osadów triasowych i jurajskich, położonych na północ od maksymalnego zasięgu lodolodu, pozostało nunatakami. Wkroczenie lobów w dolinę Kamiennej, Kamionki oraz jej dopływu Łosienicy (do Kotliny Suchedniowskiej) zostało opisane przez Lewandowskiego i innych (1975). Obecność podobnych form i osadów (kemów, tarasów kemowych i sandrów proksymalnych) wskazuje jednak na to, że kolejny lob wkroczył także głęboko w dolinę Żarnówki i wypełnił rozległą równoleżnikową kotlinę pomiędzy Mostkami a Wykusem (możliwe, że asynchronicznie w stosunku do lobu Kamionki). Materiał z topniejących lodów zasypywał przestrzenie międzylobowe, a w miarę ich poszerzania tworzyły się kilkupoziomowe systemy tarasów kemowych oraz kemów. Jednocześnie na zapleczu strefy deglacjacji arealnej, w północno-wschodnich rejonach obszaru arkusza, osady

ozów były odkładane na glinach zwałowych, a nawet częściej bezpośrednio na skałach podłoża mezozoicznego, ponieważ w brzeżnej partii lądolodu nie zdołał się wykształcić system rynien subglacjalnych. Wody proglacjalne osadzały utwory niewielkich stożków sandrowych i sandrów dolinnych oraz odpływały w kierunku wschodnim. Nadały one dolinie Kamiennej we wschodniej części obszaru arkusza charakter doliny marginalnej. Następnym etapem deglacjacji był rozpad na bryły martwego lodu i ich powolne wytapianie prowadzące do deponowania serii osadów wodno-lodowcowo-zastoiskowych (często w warunkach kontaktu lodowego). W ostatniej fazie zaniku lądolodu nastąpiło wytopienie dużych brył lodowych, konserwujących obniżenia o charakterze depresji końcowych w rejonie Podosin, Skarżyska Książęcego, Skarżyska Kościelnego oraz Lipowego Pola Plebańskiego. Po interstadialnym ociepleniu chłód i warunki strefy peryglacjalnej powróciły u schyłku zlodowacenia Odry. Na całkowicie wolnym od lodu obszarze arkusza, w dolinach rzecznych, powstał najwyższy taras rzeczno-peryglacjalny, natomiast na obszarach wyżej położonych (zbudowanych ze skał mezozoicznych, miejscami pokrytych jeszcze osadami zlodowaceń południowopolskich i niedawno osadzonymi utworami zlodowaceń środkowopolskich) uruchomił się kolejny cykl wietrzenia mrozowego. W północnych rejonach terenu arkusza, w misach powytopiskowych, mogły utrzymywać się stopniowo zapełniane zbiorniki jeziorne.

Interglacja eemski, którego warunki klimatyczne w swym optimum były korzystniejsze od współczesnych (Mojski, 1993, 2005), nie zapisał się w postaci osadów na obszarze arkusza. Prawdopodobnie należałoby jednak szukać tych utworów w dużych obniżeniach w północnej części terenu badań. Rzeki interglacjalne wcięły się głęboko w starsze osady aluwialne, ale nie osiągnęły den dolin kopalnych. Boczna migracja koryt miejscami doprowadziła do zerodowania osadów najwyższego tarasu rzeczno-peryglacjalnego zlodowacenia Odry oraz podcinania stoków podłoża mezozoicznego.

Kolejne istotne zbliżenie się masy lodu kontynentalnego podczas zlodowaceń północnopolskich (na około 160 km na północ od obszaru arkusza podczas maksymalnego rozprzestrzenienia) stanowi epizod podniesienia bazy erozyjnej rzek, co poskutkowało agradacją osadów aluwialnych i utworzeniem (obecnie nadzalewowego) tarasu zlodowacenia Wisły (wistuliańskiego). Ponownie nasiliły się procesy tworzenia i przemieszczania peryglacjalnych utworów deluwialno-zwietrzelinowych na stokach wzgórz zbudowanych ze skał triasowych i jurajskich. Nieprzerwanie do dziś trwają procesy denudacyjne, a w mniejszych dolinach są osadzane deluwia i osady deluwialno-rzeczne. W wylotach niektórych dolin powstają stożki napływowe. We wschodniej części obszaru arkusza został osadzony płat tak zwanych lessów wąchockich, który pokrył miejscowo zachowane gleby interglacjalu eemskiego.

W chłodnych okresach późnego glacjału (schyłku zlodowacenia Wisły) rozwijały się procesy eoliczne (Jaśkowski, 1996), a zwydmieniu uległy głównie powierzchnie najwyższego tarasu

nadzalewowego, w mniejszym stopniu powierzchni równin sandrowych i tarasu zlodowacenia Wisły (wistuliańskiego).

W holocenie rozpoczęła się akumulacja osadów organicznych w torfowiskach. Początkowo naturalne procesy tworzenia się rzecznych tarasów holocenijskich w ostatnich wiekach zaczęły podlegać znacznej antropopresji, która zapisała się w osadach aluwialnych (m.in. Kłusakiewicz, 2019, Przepióra i in., 2019a, b; Przepióra, 2021). W czasach współczesnych (wyróżnianych tymczasem bez konsensusu naukowego jako nowy okres w dziejach Ziemi – antropocen) powierzchnia terenu jest intensywnie przekształcana. Najbardziej została przeobrażona dolina Kamiennej w Skarżysku-Kamiennej, która utraciła swój naturalny charakter. Rzeka płynie w sztucznym wyprostowanym korycie, a duże partie doliny zostały nadbudowane nasypami budowlanymi (np. niemal całkowitemu zasypaniu uległ duży paleomeander na lewym brzegu doliny, na terenie osiedla Skarżyska-Kamiennej zwanym Dolna Kamienna). Kolejny duży obszar zabudowany nasypami to węzeł kolejowy Skarżysko-Kamienna. Duże połacie wzgórz wokół Skarżyska-Kamiennej i Parszowa zostały przekształcone przez szybką eksploatację rud żelaza. Powstały ponadto wyrobiska odkrywkowe związane z eksploatacją piaskowców, ilów kamionkowych oraz kruszywa naturalnego.

#### IV. PODSUMOWANIE

W wyniku dokonanych obserwacji terenowych i analizy dostępnych materiałów archiwalnych doszło w aktualnym wydaniu do uszczegółowienia budowy geologicznej w stosunku do wersji przedstawionej w starszej edycji arkusza (Filonowicz, 1979a, b). W poprzednim wydaniu mapy, na stykach terenu arkusza Skarżysko-Kamienna (Filonowicz, 1979b) z obszarami arkuszy Odrowąż (Krajewski, 1962) i Bodzentyn (Filonowicz, 1969, 1970), występowały niezgodności w przebiegu wydzieleni litostratygraficznych, o których pisał Filonowicz (1979a). Litologia i stratygrafia osadów wzdłuż granicy obszarów obecnego arkusza Skarżysko-Kamienna i zaktualizowanego arkusza Bodzentyn (Złonkiewicz, 2021) zostały ujednolicone, z wyjątkiem wieku utworów dewonu w okolicy Michniowa. Istnieje również niewielka niezgodność na styku z terenem zreambulowanego arkusza Odrowąż (Złonkiewicz, 2019b). Wzdłuż południowo-zachodniej granicy terenu arkusza Skarżysko-Kamienna wychodnia formacji z Baranowa jest znacznie węższa, a do naroża obszaru rozciągają się osady formacji z Samsonowa. Wykartowanie zasięgu utworów formacji z Samsonowa było możliwe dzięki profilowi liniowemu, wykonanemu przez Złonkiewicza (2010) wzdłuż drogi ekspresowej S7 na odcinku z Występy do Skarżyska-Kamiennej. Przebieg wydzieleni na granicach z terenami arkuszy Starachowice i Szydłowiec, obecnie będącymi w trakcie prac aktualizacyjnych, zostaną ustalone na etapie redakcji i wydruku tych opracowań.

Oprócz mapy geologicznej utworów powierzchniowych wykonano szkic geomorfologiczny (tabl. I), szkic geologiczny odkryty (tabl. II) i nowe przekroje geologiczne, w tym trzy przedstawiające szczegółowo profile osadów czwartorzędowych.

Przeanalizowanie obszernej literatury oraz materiałów archiwalnych, które powstały od momentu pierwszej publikacji mapy arkusza Skarżysko-Kamienna (Filonowicz, 1979a, b), pozwoliło na bardziej szczegółowe wykartowanie zasięgu utworów triasu dolnego i jury dolnej. Na zaktualizowanej mapie przedstawiono wychodnie wydzielen triasu dolnego sklasyfikowanych zgodnie z aktualnym schematem podziału litostratygraficznego Kulety i Zbroi (2006). W obrębie profilu pstrego piaskowca dolnego i środkowego wydzielono osady formacji z Goleniaw oraz połączone utwory formacji ze Stachury i formacji z Samsonowa. Profil retu (triasu dolnego–środkowego) rozdzielono na osady: formacji z Baranowa, warstw z Dalejowa i warstw z Krynek. W osadach jury dolnej wydzielono formacje zgodnie ze schematem Pieńkowskiego (2004). Zaznaczono wychodnie utworów formacji zagajskiej oraz połączonych osadów formacji skłobskiej i przysuskiej formacji rudonośnej. Wykartowano także zasięg osadów formacji ostrowieckiej. Najważniejszą różnicą w porównaniu z mapą Filonowicza (1979b) było zaznaczenie wychodni skał formacji gielniowskiej i formacji drzewickiej (pliensbachu) w północno-wschodniej części terenu arkusza. Zdaniem autorów niniejszego opracowania na obszarze badań, na południe od Wielkiej Wsi, nie występują osady paleogeńskie, które miały reprezentować zwietrzelinę utworów triasowych i (lub) jurajskich (Filonowicz, 1979a). Autorzy zakwestionowali także przynależność piaskowców dewońskich na górze Kamień Michniowski do utworów formacji zagórzańskiej dewonu dolnego (emsu) i nie byli w stanie zweryfikować obecności starszych osadów formacji barczańskiej. Ustalenie stratygrafii piaskowców dewonu dolnego w rejonie Michniowa wymaga dalszych badań.

Uściślono rozpoznanie budowy struktur fałdowych i zaznaczono przebieg licznych uskoków. Tektonika na terenie arkusza Skarżysko-Kamienna okazała się bardziej skomplikowana niż przedstawiał to Filonowicz (1979a, b), który nie dostrzegwał znaczenia zwłaszcza dyslokacji podłużnych o orientacji zbliżonej do równoleżnikowej. Zdaniem autorów aktualizacji inaczej też należy postrzegać budowę bloków Węglowa i Parszowa, które mają charakter zapadlisk, natomiast kontakt osadów jury z otaczającymi je utworami retu jest tektoniczny, a nie sedymentacyjny. Autorzy zwrócili uwagę na odzwierciedlenie w fałdach pokrywy mezozoicznej struktur starszego podłoża paleozoicznego. Szczególnie dobrze jest to zjawisko widoczne w południowej części obszaru arkusza, gdzie nad waryscyjską synkliną bodzentyńską leży laramijska synklina Michniowa, a nad antykliną bronkowicką – antyklina Stąporkowa–Suchedniowa.

W przypadku utworów czwartorzędowych występujących powierzchniowo dokonano ich nowej interpretacji morfogenetycznej (części z nich). Dotyczy to przede wszystkim osadów

wodnolodowcowych, które w poprzedniej edycji mapy były rozdzielone tylko na podstawie kryteriów litologicznych (tzn. piaski, żwiry czy głazy). Wśród form zbudowanych z osadów wodnolodowcowych pojawiły się więc ozy, kemy i tarasy kemowe, co pokazało szeroką strefę marginalną zanikającego lądolodu zlodowaceń środkowopolskich. Możliwości takiej interpretacji powstały (oprócz obserwacji nowych odsłoneń osadów czwartorzędowych) dzięki nowym narzędziom, w szczególności analizie numerycznego modelu terenu (NMT). Poddano natomiast w wątpliwość możliwość usypania przez lądolód zlodowaceń środkowopolskich (w fazie maksymalnego zasięgu) akumulacyjnych moren czołowych na obszarze arkusza – formy tak zaklasyfikowane w poprzedniej edycji zostały zinterpretowane w większości jako kemy lub ostańce wyższych poziomów równin sandrowych. Dzięki wykorzystaniu NMT w sposób bardzo szczegółowy przedstawiono także powierzchniowy zasięg utworów rzecznych, deluwialnych i eolicznych, a także osadów antropogenicznych. Ustalenia stratygraficzne zasadniczo się nie zmieniły, nastąpiło jedynie dostosowanie do obowiązujących schematów podziału utworów czwartorzędu.

Pomimo licznych opracowań, które pojawiły się od czasu wykonania mapy geologicznej terenu badań przez Filonowicza (1979a, b), jego stopień rozpoznania geologicznego nadal nie jest w pełni zadowalający. Szczegółowej analizie petrograficzno-sedymentologicznej i tektonicznej należy poddać piaskowce i zlepiénce dewonu dolnego odsłaniające się na górze Kamień Michniowski. Filonowicz (1979a, b) zaliczył je do osadów warstw spiriferowych, które są korelowane z utworami formacji zagórzańskiej (Łobanowski, 1981). Zdaniem autorów nie ma na to jednak wystarczających dowodów i trudno jest ustalić jednoznaczną pozycję stratygraficzną tych utworów przy obecnym stanie wiedzy. Trudności sprawia także ustalenie rzeczywistej szerokości wychodni osadów formacji z Samsonowa (utwory te zajmują znaczną część południowego fragmentu obszaru arkusza), a co za tym idzie, granicy między nimi a utworami retu. Przybliżone są także granice między osadami retu, zwłaszcza podobnymi do siebie piaskowcami warstw z Krynek i warstw z Dalejowa. Skomplikowana tektonika i brak odsłoniętych kontaktów znacznie utrudnia wyznaczenie przedziału między skałami triasu i jury dolnej we wschodniej części obszaru arkusza przykrytej miąższymi osadami czwartorzędowymi. Głównymi problemami z zakresu budowy geologii utworów czwartorzędu są: określenie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich, brak charakterystyki petrograficznej glin zwałowych i ich przynależności stratygraficznej (szczególnie w południowej części obszaru arkusza) oraz brak stanowisk osadów interglacjalnych.

Mimo powyższych uwag zaznacza się wyraźny postęp w rozpoznaniu budowy geologicznej obszaru arkusza w stosunku do stanu z 1978 r., jednak pewne problemy nadal pozostają nierozwiązane, co wskazuje na konieczność kontynuacji badań.

Warszawa-Kielce, 2022 r.

## LITERATURA

- Andrzejewska-Kubrak K., Bojakowska I., Pasieczna A., Smakowski T., Strzelecki R., 2014 — Objaśnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski (II) 1:50 000. Województwo świętokrzyskie (Sikorska-Maykowska M., red.) Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Bajorek J., 1973 — Sprawozdanie z badań geologicznych w celu wyjaśnienia możliwości udokumentowania glin białych w rejonie Baranowska Góra–Kamienna Góra. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.
- Bajorek J., 1977 — Projekt badań geologicznych w celu wyjaśnienia możliwości udokumentowania nowych złóż ilów dla przemysłu ceramicznego na terenie niecki majkowskiej. Kombinat Geologiczny „Południe” w Katowicach, Zakład Badań Geologicznych w Krakowie. Arch. Urz. Woj., Kielce.
- Bajorek J., 1978 — Dokumentacja geologiczna złoża glin kamionkowych w kat.  $C_2 + C_1 + B$  Baranów. Kombinat Geologiczny Południe w Katowicach, Zakład Badań Geologicznych w Krakowie. Arch. Urz. Woj., Kielce.
- Bajorek J., 1980 — Dokumentacja geologiczna w kat.  $B + C_2$  złoża surowców ilastych kamionkowych Parszów-Szkleniec. Kombinat Geologiczny Południe w Katowicach, Zakład Badań Geologicznych w Krakowie. Arch. Urz. Woj., Kielce.
- Bajorek J., 1991 — Dokumentacja geologiczna w kat.  $C_1 + C_2$  złoża surowców ilastych kamionkowych Majków. Kombinat Geologiczny Południe w Katowicach, Zakład Badań Geologicznych w Krakowie. Arch. Urz. Woj., Kielce.
- Barcicki M., 1997 — Ewolucja rzeźby w czwartorzędzie okolic Wierzbicy (północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Pr. Inst. Geogr. WSP w Kielcach*, 2.
- Bartosik J., 1970 — Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W: Problemy czwartorzędu. *Acta Geogr. Lodz.*, 24.
- Błaszczyk S., 1957 — Karta otworu wiertniczego BS2 Gostków. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Brański P., Mikulski S. Z., 2016 — Rare earth elements distribution in fine-grained deposits from the uppermost Triassic and Lower Jurassic of the Polish Basin: provenance and weathering of source area. *Geol. Quart.*, 60, 2.
- Bujok A., Sadlok G., Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., 2008 — Stop 4 – Baranów, Lower Triassic, Upper Spathian (Pieńkowski G., Uchman A., red.). W: The Holy Cross Mountains and the Carpathian flysch. The Pre-Congress and Post-Congress Field Trip Guide book. The Second International Congress on Ichnology Ichnological sites of Poland. Kraków, 29 sierpnia–8września.
- Chmiel J., 1962 — Dokumentacja geologiczna złoża piaskowców triasowych Kopulak. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Cieśla E., Lindner L., Semil J., 1999a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Niekłań (741). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieśla E., Lindner L., Semil J., 1999b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Niekłań (741). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnecki J., 1931 — Sprawozdanie z badań wykonanych w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, między Radoszycami i Łączną pod Suchedniowem. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 29.
- Czarnecki J., 1936 — Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8.
- Czarnecki J., 1950 — Geologia regionu Łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1.
- Dadlez R., 2003 — Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, 47, 3.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994 — Tektonika. PWN, Warszawa.
- Daniec J., 1970 — Jura środkowa. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Rühle W., red.). *Pr. Inst. Geol.*, 56.
- Dayczak-Calikowska K., 1997 — Jura środkowa. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchłowa M., red.), *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.

- Deczkowski Z., 1977 — Jura dolna. Wprowadzenie. W: Epikontynenty perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchłowa M., red.). *Pr. Inst. Geol.*, **153**.
- Drogoś I., Oniszk M., 1993 — Dokumentacja sejsmicznych badań refleksyjnych dla tematu Północne obrzeżenie Gór świętokrzyskich, rok badań 1990–1992. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Dzierżek J., Lindner L., 2020 — Stratigraphy and conditions of accumulation of the younger loesses (vistulian) in the Holy Cross Mountains area, Poland. *Stud. Quatern.*, **37**, 2.
- Dzierżek J., Lindner L., Nawrocki J., 2020 — The loess section in Wąchock as the key site of Vistulian loesses and palaeosoils in the Holy Cross Mountains (Poland). *Geol. Quart.*, **64**, 2.
- Fajks T., 1977 — Zbiorcze zestawienie wyników wiercenia studziennego. *Arch. Przeds. Geol.*, Kielce.
- Feldman-Olszewska A., 1997 — Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geol. Quart.*, **41**, 4.
- Fijałkowska A., 1989 — Badania sporowo-pyłkowe osadów dolnego liasu w profilu Skarżysko-Kamienna IG-1. *Geol. Quart.*, **33**, 2.
- Fijałkowska A., 1991 — Stratygrafia palinologiczna osadów górnego permu i dolnego pstręgo piaskowca w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Fijałkowska A., 1992 — Palynostratigraphy of the Keuper and Rhaetic in north-western margin of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **36**, 2.
- Fijałkowska A., 1994 — Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in NW part of the Holy Cross Mts, Poland. *Geol. Quart.*, **38**, 1.
- Fijałkowska-Mader A., 1999 — Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. *Zlb. Geol. Paläont. Teil I*, 7–8.
- Fijałkowska-Mader A., 2018 — Wstęp. Regionalne tło geologiczne. W: Nieświń PIG 1 (Fijałkowska-Mader A., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 151.
- Fijałkowska-Mader A. (red.), 2018 — Nieświń PIG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 151.
- Fijałkowska-Mader A., Malec J., 2011 — Biostratigraphy of the Emsian to Eifelian in the Holy Cross Mountains (Poland). *Geol. Quart.*, **55**, 2.
- Fijałkowska-Mader A., Malec J., 2018 — Wiek dolnodewońskiego poziomu tufitowego z Barczy (Góry Świętokrzyskie) na podstawie miospor. *Prz. Geol.*, **66**, 9.
- Fijałkowska-Mader A., Złonkiewicz Z., 2018 — Rozwój sedymentacji permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich na tle obszarów przyległych. *Mat. konf. 25. Konf. Nauk. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich*, Huta Szklana, 3–7 września.
- Filonowicz P., 1969 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn (816). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1970 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn (816). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1979a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1979b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1980 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce, wyd. A. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1981a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce, wyd. B. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1981b — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Kielce. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Gad A., Doroz K., Kowalik J., 2003 — Dokumentacja geologiczna w kat. C<sub>1</sub> złoża triasowych surowców ilastych Wierzbka I. *Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach. Arch. Przeds. Geol.*, Kielce.

- Galon R., Roszkówna L., 1961 — Extents of the scandinavian glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. *Prz. Geogr.* **33**, 3.
- Gągol J., 1974 — Charakterystyka geologiczna i surowcowa utworów retu na obszarze Mniów–Suchedniów w Górach Świętokrzyskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Gągol J., Kuleta M., Zbroja S., 2005 — Odmiany litologiczno-surowcowe dekoracyjnych piaskowców budowlanych dolnego triasu w Górach Świętokrzyskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Gątaszewski L., 1961 — Dokumentacja geologiczna złoża glin kamionkowych Baranów. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.
- Gradziński R., Gągol J., Ślącza A., 1979 — The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 2.
- Gutowski J., 2006 — Introduction. Field trip B2 – Upper Jurassic shallow water carbonate platform and open shelf facies. *W: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System.* Kraków, 6–18 września.
- Gutowski J., Koyi H. A., 2007 — Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. *Basin Research*, **19**, 1.
- Gutowski J., Urbaniec A., Z., Bobrek L., Świetlik B., Gliniak P., 2007 — Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 426.
- Hakenberg M., Świdrowska J., 1997 — Propagation of the south-eastern segment of the polish Trough connected with bounding fault zones (from the Permian to Late Jurassic). *C.r. Acad. Sci. (Ser. IIA)*, **324**.
- Janiec J., Kardyś P., 2020 — Historyczne kopalnie rud żelaza na terenie Skarżyska-Kamiennej. Piękne, rzadkie i chronione. *Urz. Pow. Skarżyskiego, Skarżysko-Kamienna.*
- Jaśkowski B., 1996 — Geneza i wiek wydm Gór Świętokrzyskich w świetle datowań <sup>14</sup>C i TL. *Zesz. Nauk. PŚl., Ser. Mat.-Fiz.*, 80, *Geochron.*, 14.
- Jersak J., 1965 — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. *Acta Geogr. Lodz.*, 20.
- Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020 — The Permian–Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). *Geol. Mag.*, **157**, 11.
- Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2021 — Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian–Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). *Palaogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **564**.
- Jurewicz E., Mizerski W., 1991 — Nowe dane o budowie geologicznej antykliny Bronkowic. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 32.
- Jurkiewicz H., 1966 — Otwornice dolnego cechsztynu z okolic Gałęzi i Kajetanowa. *Biul. Inst. Geol.*, 195.
- Jurkiewicz H. (red.), 1988 — Studzianna IG 2. *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 64.
- Jurkiewiczowa I., 1947 — Uwagi na temat budowy geologicznej okolic Majkowa na wschód od Skarżyska-Kamiennej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 31.
- Jurkiewiczowa I., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 200.
- Kalicki T., Frączek M., Przepióra P., Kuształ P., Kłusakiewicz E., Małęga E., 2018 — Late Quarternary geomorphology and geoarcheology in the rivers of the Holy Cross Mountains region, Central Europe. *Quatern. Res.*, **91**, 2.
- Kalicki T., Przepióra P., Podrzycki Ł., 2017 — Budowa i wiek wyższej terasy Kamionki na odcinku Suchedniów–Rejów. *Acta Geogr. Lodz.*, 106.
- Kalicki T., Przepióra P., Podrzycki Ł., 2020 — Diversity and age of sediments building kame hills near Suchedniów (Kielce Upland, central Poland) – first results. Abstrakt from Regional geology of the West of the East European Platform and adjacent territories conference. Mińsk, 9–10 grudnia.

- Karaszewski W., 1947 — Sprawozdanie z badań nad utworami retyko-liasu w rejonie na zachód od Skarżyska-Kamiennej. W: Sprawozdanie z prac wydziału rud za rok 1946. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 31.
- Karaszewski W., 1949 — Sprawozdanie z badań geologicznych na wschód od Skarżyska-Kamiennej w lecie 1947 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 54.
- Karaszewski W., 1953a — Skarżysko-Kamienna. Otwór I.G. Nr 1. (Opis wstępny). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Karaszewski W., 1953b — Trasa Szydłowiec–Skarżysko. W: Przew. wycieczk. Narady Państwowej Służby Geologicznej. Centr. Urz. Geol. Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- Karaszewski W., 1954 — O znalezieniu zęba mamuta pod Wąchockiem. *Prz. Geol.*, 2, 11.
- Karaszewski W., 1960 — Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, 4, 4.
- Karaszewski W., 1961 — Region Świętokrzyski. Materiały do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000. Wyd. A i B (zaktualizowane). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Karaszewski W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 3.
- Karaszewski W., 1966 — Budowa geologiczna strefy występowania liasu w okolicach Szydłowca, Skarżyska-Kamiennej, Starachowic. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Karaszewski W., 1975 — Mapa geologiczna odkryta liasu okolic Szydłowca, Skarżyska-Kamiennej i Starachowic 1:100 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Karaszewski W., Konecka-Betley K., Lindner L., Prószyński M., 1977 — Wąchock – pozycja stratygraficzna osadów plejstocénskich ze szczególnym uwzględnieniem kompleksu lessowewego i występujących w nim gleb kopalnych. W: Czwartrzęd zachodniej części Regionu Świętokrzyskiego. Przew. symp. teren. Warszawa–Kielce, 6–10 czerwca.
- Karaszewski W., Kopik J., 1970 — Jura dolna. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Rühle W., red.). *Pr. Inst. Geol.*, 56.
- Karnkowski P. H., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Prz. Geol.*, 56, 10.
- Kasprzyk A., Fijałkowska-Mader A., 2018 — Charakterystyka litofacjalna poziomów anhydrytowych cechsztynu w profilu Nieświń PIG 1. W: Nieświń PIG 1 (Fijałkowska-Mader A., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 151.
- Kleczkowski A., 1953 — Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicach Suchedniowa. *Biul. Inst. Geol.*, 218.
- Kleczkowski A., 1959 — Wapień muszlowy północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na zachód od Skarżyska-Kamiennej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29, 1.
- Kleczkowski A., 1970 — Rudy żelaza w utworach pstrego piaskowca północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Muz. Ziemi*, 15, 1.
- Klimaszewski M., 1952 — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. W: Z badań czwartrzędu w Polsce. 1. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.
- Kłusakiewicz E. J., 2019 — Zróznicowanie facjalne i geochemiczne aluwiiów równiny zalewowej górnej Kamiennej (Wyżyna Kielecka). (praca doktorska). Arch. Uniw. Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Konon A., 2004 — Successive episodes of normal faulting and fracturing resulting from progressive extension during the uplift of the Holy Cross Mountains, Poland. *J. Struct. Geology*, 26, 3.
- Konon A., 2006 — Młodopaleozoiczna ewolucja strukturalna Gór Świętokrzyskich, W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (Skompski S., Żylińska A., red.). Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Konon A., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i rejon przyległe. *Prz. Geol.*, 56, 10.

- Kopik J., 1970 — Retyk. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Rühle W., red.). *Pr. Inst. Geol.*, **56**.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1972 — Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego w Górach Świętokrzyskich (Pasma Jeleniowskie – dolina Kamiennej). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Kowalczevska G., Kowalczewski Z., Kuleta M., Lenartowicz L., Woński J., Wróblewski T., Rup M., Szczerba A., Żakowa H., 1979 — Dokumentacja wynikowa otworu Ostojów IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kowalczewski Z., 1978 — Upper Permian deposits in northern part of the Holy Cross Mts. W: Symposium on Central European Permian. Guide of Excursion part 2: Zechstein of the Holy Cross Mts (Piątkowski T. S., Wagner R., red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Kowalczewski Z., 1985 — Ważniejsze problemy tektoniki zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Geol. Quart.*, **29**, 2.
- Kowalczewski Z., 2002 — Late Palaeozoic-Mesozoic development of the Skrzywno Fault (northeastern border of the Holy Cross Mts). *Geol. Quart.*, **46**, 3.
- Kowalczewski Z. (red.), 2006a — Opoczno PIG 2. *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 111.
- Kowalczewski Z. (red.), 2006b — Ostałów PIG 2. *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 112.
- Kowalczewski Z., Jaworowski K., Kuleta M., 1998 — Klonów Beds (uppermost Silurian – ?lowermost Devonian) and the problem of Caledonian deformations in the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **42**, 4.
- Kowalczewski Z., Lenartowicz L., Zbroja S., Kuleta M., Herman G., Fijałkowska A., Malec J., 1990 — Badania geologiczne permu w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich w aspekcie poszukiwań rud Cu, Pb, Zn, Fe i V – Opracowanie końcowe. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kowalczewski Z., Rup M., 1989 — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 362.
- Kowalczewski Z., Turnau E., 1997 — Nowe dane o skałach paleozoicznych okolic Klonowa i Bostowa w Górach Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 53.
- Kozłowski W., 2008 — Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, **58**, 1.
- Kozydra Z., 1959 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za złożami ilów ogniotrwałych i ceramicznych przeprowadzonych w 1958 r. na obszarze północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kozydra Z., 1961 — Dokumentacja geologiczna złóż ilów kamionkowych Parszów-Szkleniec. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Krajewski R., 1947 — Złóża żelaziaków ilastych we wschodniej części powiatu koneckiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 26.
- Krajewski R., 1962 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Odrowąż (778) . Inst. Geol., Warszawa.
- Krajewski R., Kuźniar C., 1961 — Region Świętokrzyski. Materiały do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:100 000, ark. Końskie. Wyd. A i B (zaktualizowane). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Krzywiec P., 2002 — Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, **1**.
- Krzywiec P., 2015 — Późnokredowa inwersja w obrębie północno-wschodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. W: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (Skompski S., red.). Mat. konf. 84. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Chęciny, 9–11 września.
- Kuleta M., 1985 — Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów piaskowca pstrego w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i Niece Miechowskiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kuleta M., 1987 — Wykształcenie litologiczne osadów dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **31**, 1.

- Kuleta M., Kowalczewski Z., Zbroja S., Romanek M., Lenartowicz L., Fijałkowska A., 1995 — Analiza strukturalna i paleogeograficzna permu i triasu Gór Świętokrzyskich. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Kuleta M., Nawrocki J., 2000 — Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Kuleta M., Nawrocki J., 2002 — Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 58.
- Kuleta M., Rup M., 1980 — Problem granicy cechsztyń-piaskowiec pstry w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **24**, 4.
- Kuleta M., Zbroja S., 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. W: *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich* (Skompski S., Żylińska A., red.). *Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol.*, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Kuleta M., Zbroja S., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Studencka J., 2005 — Kolekcja tropów kręgowców z osadów retu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiecki G., 2006 — Stanowisko 3 i 4. Kopulak i Baranów – kamieniołomy piaskowców i ilowców niższego retu. W: *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich* (Skompski S., Żylińska A., red.). *Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol.*, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Kutek J., 1994 — Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geol. Pol.*, **44**, 3/4.
- Kutek J., 2001 — The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. W: *Peri-Thetys memoir 6: Peri-Thetyan Rift. Wrench basins and passive margins* (Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A. H. F., Crasquin-Soleau S., red.). *Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paryż.
- Kutek J., Głazek J., 1972 — The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 4.
- Kuźniar C., 1923 — Rudy żelazne w okolicach Niekłania. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 5.
- Kuźniar C., 1925a — O rudach żelaznych okolic Stąporkowa. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 10.
- Kuźniar C., 1925b — Rudy żelazne w okolicy Bliżyna. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 13.
- Kuźniar C., 1929 — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 na obszarze arkusza Końskie. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 22/23.
- Kuźniar C., 1931 — Węgle brunatne kajprowe i retyckie w Koneckiem. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 29.
- Lamparski Z., 1961 — Udział materiału lokalnego w zespole gładowym form akumulacji czołowomorenowej w końcowej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. W: *Prace o Plejstocenie Polski Środkowej* (Passendorfer E., red.). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Lamparski Z., 1972 — Wpływ rzeźby podłoża na dynamikę lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Lamparski Z., 1977 — Przebieg transgresji zlodowacenia środkowopolskiego a skład petrograficzny osadów akumulacji czołowomorenowej na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich. W: *Przew. symp. teren. Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego*. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Lamparski Z., 1980 — Formy i osady zlodowacenia środkowopolskiego w okolicy Suchedniowa. *Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE*. *Przew. sem. teren.*, Lublin.
- Lamparski Z., 1992 — Metody geomorfologiczne i paleogeomorfologiczne. W: *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia* (Lindner L., red.). *Wyd. PAE*, Warszawa.
- Lenartowicz L., Rup M., Kuleta M., Zbroja S., Kamiński R., Śmigielska M., Kowalczewska G., Markiewicz M., Kowalczewski Z., 1983 — Badania geologiczne permu w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich w aspekcie poszukiwań rud Cu, Pb, Zn Fe i V. *Sprawozdanie z prac dotychczasowych oraz kierunki dalszych badań geologiczno-wiertniczych*. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.

- Lewandowski J., Romanek A., Studencki M., 1975 — Formy akumulacji międzylobowej w rejonie Suchedniowa. *Kwart. Geol.*, **19**, 4.
- Lewandowski J., Zieliński T., 1977 — Kruk – Warunki akumulacji i wiek formy międzylobowej na tle stratygrafii osadów plejstocenijskich w Kotlinie Suchedniowskiej. W: Przew. symp. teren. Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego. Inst. Geol., Warszawa.
- Lindner L., 1970a — Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3.
- Lindner L., 1970b — Głacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3.
- Lindner L., 1971 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, **35**.
- Lindner L., 1972a — Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło koło Nieklania. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 1.
- Lindner L., 1972b — Plejstocen północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Lindner L., 1977 — Zlodowacenia plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, **53**.
- Lindner L., 1978 — Rozwój paleogeograficzny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 3–4.
- Lindner L., 1984 — Neoplejstocen. Region Świętokrzyski. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia 3b. Kenozoik – czwartorzęd (Sokołowski S., red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Lindner L., 1988 — Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, **36**, 1.
- Lindner L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa.
- Lindner L., Marks L., 1995 — Zarys paleogeografii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, **43**, 7.
- Lindner L., Marks L., 2012 — O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, **60**, 1.
- Lindner L., Marks L., Nita M., 2013 — Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quatern. Inter.*, **292**.
- Lindner L., Prószyński M., 1979 — Geochronology of the Pleistocene deposits exposed at Wąchock, northern part of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 1.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005 — A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records: Pliocene-Pleistocene benthic stack. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **20**, 1.
- Łobanowski H., 1981 — Bukowa Góra, kamieniołom; piaskowce dewonu dolnego. W: Geologia i problemy surowcowe północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Żakowa H., red.). W: Przew. 53. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Kielce, 6–8 września.
- Łobanowski H., 1990 — Lower Devonian terrains of elastic deposition in Poland and their affinities to other European Devonian palaeogeographic-facial provinces. *N. Jb. Geol. Paläont., Monatsh.*, **7**.
- Łuniewski A., 1923 — O formach alpejskich w faunie wapienia muszlowego na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 1–2.
- Łyczewska J., 1972 — Czwartorzęd Regionu Świętokrzyskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **64**.
- Makarewiczówna A., 1928 — Flora dolnoliasowa okolic Ostrowca. *Pr. Tow. Przyj. Nauk w Wilnie, Wydz. Nauk. mat.-przyr.*, **4**, 3.
- Malec J., 2006 — Sylur w Górach Świętokrzyskich. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich: (Skompski S., Żylińska A., red.). Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Malec J., Gliniak P., Kuleta M., Salwa S., Szczepanik Z., Urbaniec A., Wilk A., Zbroja S., 2006 — Budowa geologiczna paleozoiku zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w rejonie Skarżysko-Kamienna–Przysucha. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **63**.

- Marcinkiewicz T., 1971 — Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. *Pr. Inst. Geol.*, **65**.
- Marcinkiewicz T., 1976a — Distribution of megaspore assemblages in the Middle Buntsandstein of Poland. *Acta Paleont. Pol.*, **21**, 2.
- Marcinkiewicz T., 1976b — Opracowanie wyników badań megasporowych 14 próbek pochodzących z odsłoneń N obrzeżenia Gór świętokrzyskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Marcinkiewicz T., 1992 — Megasporowy schemat stratygraficzny osadów pstrego piaskowca w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 368.
- Marcinkiewicz T., Fijałkowska-Mader A., Pieńkowski G., 2014 — Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 457.
- Mariańczyk E., 1973 — Nowe dane o geologii rejonu Bronkowic. *Prz. Geol.*, **21**, 3.
- Marks L., Bińka K., Woronko B., Majecka A., Teodorski A., 2019 — Revision of the late Middle Pleistocene stratigraphy and palaeoclimate in Poland. *Quatern. Inter.*, **534**.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3.
- Matyja B. A., 2009 — Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Fore-deep area. *Geol. Quart.* **53**, 1.
- Matyja B. A., 2015 — Jurajska ewolucja północnego obrzeżenia Tetyś. W: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (Skompski S., red.). Mat. konf. 84. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Chęciny, 9–11 września.
- Maszoński E., Żak C., 1961 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Radom. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Maszoński E., Żak C., 1965 — Objąsnienia do Przeglądowej Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:300 000, ark. Radom. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiac P., 2005 — Different modes of Late Cretaceous-Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. *Inter. J. Earth Sci.*, **94**, 5.
- Mazurkiewicz Z., 1961 — Dokumentacja geologiczna złoza glin do produkcji kafli (ił retyko-liasowy) Węglów. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Michalski A., 1884 — Badania geologiczne dokonane w 1883 roku w północno-zachodniej części Guberni Radomskiej i Kieleckiej. *Pam. Fizjogr.*, **4**, 2.
- Mojski J. E., 1993 — Europa w plejstocenie. Wyd. PAE, Warszawa.
- Mojski J. E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., Rühle., 1965 — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne 1:3 000 000, 12. Czwartorząd. Inst. Geol., Warszawa.
- Nawrocki J., 2006 — Paleogeografia Gór Świętokrzyskich we wczesnym paleozoiku. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (Skompski S., Żylińska A., red.). Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Nawrocki J., Kuleta M., Zbroja S., 2003 — Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains, *Geol. Quart.*, **47**, 3.
- Nowak T. W., 1969 — Dokumentacja geologiczna złoza piaskowców różowych Kamienna Góra–Suchedniów. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Orłowska-Zwolińska T., 1984 — Palynostratigraphy of the buntsandstein in sections od western Poland. *Acta Paleont. Pol.*, **29**, 3–4.
- Ostrowski C., Stefaniuk M., 2003 — Dokumentacja badań magnetotellurycznych oraz grawimetrycznych „on-line”. Temat Skarżysko–Przysucha, 2003 r. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Pasieczna A., Stec B., 2006 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. 779 Skarżysko-Kamienna (779). Plansza B. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pawłowska K., 1978 — Zechstein in the Holy Cross Mts. W: Symposium on Central European Permian Guide of Excursion, part 2 (Wagner R., Piątkowski T., red.). Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- Peryt D., Woszczyńska S., 2001 — Rząd Foraminiferida Eichwald, 1930. W: Budowa geologiczna Polski **3**. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. 1c. 3 (Pajchłowa M., Wagner R., red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pieńkowski G., 1983 — Środowiska sedymentacyjne dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **32**, 4.
- Pieńkowski G., 1997 — Jura dolna. Sedymentologia i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchłowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Pieńkowski G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, **12**.
- Pieńkowski G., 2006 — Lower Jurassic of the Holy Cross Mountains. W: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip B4 – Lower Jurassic marginal-marine and Continental deposits – sedimentation, sequences and ecosystems (Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B., Pieńkowski G., Uchman A., red.). Field trip quidebook 7th Inter. Congr. Jurassic System. Kraków, 6–18 września.
- Pieńkowski G., Niedźwiecki G., Brański P., 2014 — Climatic reversals related to the Central Atlantic magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis – evidence from continental strata in Poland. *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, **505**.
- Pobratyn A., Bednarz K., 2000a — Mapa Geologiczno-Gospodarcza Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pobratyn A., Bednarz K., 2000b — Objasnienia do Mapy Geologiczno-Gospodarczej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pożaryski W., 1953 — Tektonika. W: Przew. wycieczk. Narady Państwowej Służby Geologicznej. Centr. Urz. Geol. Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1974 — Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski (Pożaryski W., red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Praca zbiorowa, 1997 — Mapa geologiczna ścięcia poziomego (500 m p.p.m.) W: Atlas geologiczny Polski. Mapy geologiczne ścięcia poziomego 1:750 000. Wyd. Kart. PAE, Warszawa.  
<https://geologia.pgi.gov.pl/arcgis/apps/MapSeries/index.html?appid=8d14826a895641e2be10385ef3005b3c>  
(dostęp 30.12.2023 r.).
- Prażak J., 1977 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów starszych od czwartorzędu dla zlewni Kamiennej na odcinku od Bliżyna do Ćmielowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Przepióra P., 2017 — Przyrodnicze i historyczne przemiany zlewni Kamionki (Płaskowyż Suchedniowski) w subatlantyku: (praca doktorska). Arch. Uniw. Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce.
- Przepióra P., 2021 — Subatlantyckie przemiany zlewni Kamionki na Wyżynie Kieleckiej. Monografie – geografia i geoarcheologia. **1**. Ośrodek Badań Europy Środkowo-wschodniej w Białymstoku i Uniw. Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce-Białystok.
- Przepióra P., Kalicki T., Aksamit M., Biesaga P., Frączek M., Grzeszczyk P., Małęga E., Chrabąszcz M., Kłusakiewicz E., Kuształ P., 2019a — Secular and catastrophic processes reflected in sediments of Suchedniów water reservoir, Holy Cross Mountains (Poland). *Geologos*, **25**, 2.
- Przepióra P., Kalicki T., Chwałek S., Houbrechts G., 2019b — Historyczny układ hydrotechniczny w Jędrowie (województwo świętokrzyskie) zachowany w formach i osadach – studium geoarchologiczno-konserwatorskie. *Acta Univ. Lodz. Fol. Geogr. Phys.*, **18**.

- Ptaszyński T., Niedźwiecki G., 2006 — Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z Basenem Turyńskim. *Prz. Geol.*, **54**, 6.
- Pusch G. G., 1833 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. **1**. J.G. Cotta'schen Buchhandlung, Stuttgart-Tybinga.
- Pusch G. G., 1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. **2**. J.G. Cotta'schen Buchhandlung, Stuttgart-Tybinga.
- Pusch G. G., 1881 — Nowe przyczynki do geognozyi Polski. Z rękopisów pozostałych po autorze przełożył B. Reichman. *Pam. Fizjogr.*, **1**.
- Pusch G. G., 1882 — Nowe przyczynki do geognozyi Polski. Z rękopisów pozostałych po autorze przełożył B. Reichman. *Pam. Fizjogr.*, **2**.
- Pusch G. G., 1883 — Nowe przyczynki do geognozyi Polski. Z rękopisów pozostałych po autorze przełożył B. Reichman. *Pam. Fizjogr.*, **3**.
- Roemer F., 1866 — Geognostische Beobachtungen im Polnischen Mittelgebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **18**.
- Romanek M., 1981a — Wycieczka 1, Punkt III – Młodzawy – kamieniołom wapienia muszlowego dolnego. W: Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Mat. 5. Kraj. Konf. Paleont. Kielce, 19–21 czerwca.
- Romanek M., 1981b — Wycieczka 1, Punkt IV – Bliżyn – kamieniołom górnego wapienia muszlowego. W: Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Mat. 5. Kraj. Konf. Paleont. Kielce, 19–21 czerwca.
- Różycki S. Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Rubinowski Z., 1990 — Złoża rud metali i przejawy mineralizacji w permsko-mezozoicznym kompleksie strukturalnym antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, **34**, 1.
- Rubinowski Z., Gągol J., Wróblewski T., 1988 — Osadowe rudy żelaza w paleozoiku i triasie dolnym Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **32**, 2.
- Rubinowski Z., Wróblewski T., Gągol J., Tarnowska M., 1987 — Osadowe rudy żelaza w paleozoiku i triasie dolnym Gór Świętokrzyskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rup M., 1985 — Korelacja osadów permu górnego w regionie świętokrzyskim. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rühle E., 1942 — Übersichtskarte der Geologie und Bodenschätze des Generalgouvernements 1:300 000, Blatt Radom. Amt für Bodenforschung, Warszawa.
- Rühle E., 1946 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Radom. Wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Radom. Wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Salwa S., Jarosiński M., 2006 — Ewolucja strukturalna dolnopaleozoicznego kompleksu Gór Świętokrzyskich – zarys problematyki. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (Skompski S., Żylińska A., red.). Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Samsonowicz J., 1927 — Mapa geologiczna ark. Wąchock XXV-9-6 1:25 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Samsonowicz J., 1929 — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **5**, 1–2.
- Samsonowicz J., 1934 — Objasnienie arkusza Opatów. Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1:100 000. Zeszyt 1. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Senkowiczowa H., 1956 — Wapień muszlowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 113.
- Senkowiczowa H., 1957a — przyczynek do znajomości wapienia muszlowego w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **1**, 3–4.
- Senkowiczowa H., 1957b — Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem. *Biul. Inst. Geol.*, 122.
- Senkowiczowa H., 1959 — Ret i wapień muszlowy w okolicy Chęcín. *Biul. Inst. Geol.*, 159.

- Senkowiczowa H., 1965 — Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. *Kwart. Geol.*, **9**, 2.
- Senkowiczowa H., 1966 — Podział i rozwój facjalny osadów retu w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **10**, 3.
- Senkowiczowa H., 1970 — Trias (bez utworów retyku). W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Rühle W., red.). *Pr. Inst. Geol.*, **56**.
- Senkowiczowa H., 1973 — Góry Świętokrzyskie. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 2. Mezozoik (Sokołowski S., red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Senkowiczowa H., Kotański Z., 1979 — Gromada Bivalvia (Bonnani, 1681) Linné, 1758. W: Budowa geologiczna Polski (Malinowska L., red.). 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. 2a. Mezozoik, Trias. Inst. Geol., Warszawa.
- Senkowiczowa H., Szyperko-Śliwczyńska A., 1961 — Atlas Geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt. 8. Trias. Inst. Geol., Warszawa.
- Senkowiczowa U., Ślącza A., 1962 — Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**, 3.
- Siemiradzki J., 1887 — Sprawozdanie z badań geologicznych w zachodniej części gór Kielecko-Sandomierskich. *Pam. Fizjogr.*, **7**.
- Siemiradzki J., Dunikowski E. H., 1891 — Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicji i krajów przyległych. *Pam. Fizjogr.*, **11**.
- Skompski S., 2006 — Karbon Gór Świętokrzyskich. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (Skompski S., Żylińska A., red.). Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Sokalski J., Szrek D., 2015 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). Plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegoreczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2.
- Staśkowiak A., 2004 — Wstępne wyniki badań nad lepidopterofauną Lipowego Pola. *Skarżysk. Zesz. Ligi Ochr. Przyr.*, **8**.
- Stępień U., 2007 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Studencki M., 1992 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Starachowice (780). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Studencki M., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starachowice (780). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szrek D., Bąk E., Ślusarek W., 2015 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). Plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Szulc J., 2000 — Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70**, 1.
- Szulc J., Becker A., Mader A., 2015 — Perm i trias – nowe otwarcie Gór Świętokrzyskich. W: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (Skompski S., red.). Mat. konf. 84. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Chęciny, 9–11 września.
- Szulczewski M., 1995 — Depositional evolution of the Holy Cross Mts (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4.

- Szulczewski M., 2006 — Ewolucja środowisk depozycyjnych w dewonie świętokrzyskim i jej uwarunkowania. W: *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich* (Skompski S., Żylińska A., red.). Mat. konf. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca.
- Szulczewski M., Porębski S., 2008 — Stop I – Bukowa Góra, Lower Devonian. W: *Ichnological Sites of Poland; the Holy Cross Mountains and the Carpathian Flysch. The Second International Congress on Ichnology. The Pre-Congress and Post-Congress Field Trip Guidebook* (Pieńkowski G., Uchman A., red.). Kraków, 29 sierpnia–8 września.
- Świdrowska J., Hakenberg M., 1999 — Subsycjencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych – replika. *Prz. Geol.*, **47**, 7.
- Świdrowska J., Hakenberg M., Poluhtovič B., Seghedi A., Višnâkov I., 2008 — Evolution of the Mesozoic basins on the southernwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Stud. Geol. Pol.*, **130**.
- Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2017 — Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siopeł w Górach Świętokrzyskich (perm górny–trias dolny). *Prz. Geol.*, **65**, 4.
- Uchnast Z., 2006 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uchnast Z., Gabryś-Godlewska A., Pasieczna A., Tomassi-Morawiec H., 2006 — Objąsnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna (779). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Urban J., 2020 — Strukturalne, litologiczne oraz tektoniczne uwarunkowania rozwoju i ewolucji świętokrzyskich skałek piaskowcowych. *Prz. Geol.*, **68**, 2.
- Urban J., Pánek T., Hradecký J., Tábořík P., 2015 — Deep structures of slopes connected with sandstone crags in the upland area of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorphology*, **246**, 1.
- Wagner R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na niżu polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**.
- Wagner R., 1997 — Perm górny (cechsztyń). W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (Marek S., Pajchłowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Wagner R. (red.), 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wagner R., 2018 — Paleogeografia cechsztyńskich poziomów węglanowych w rejonie wiercenia Nieświń PIG 1 na tle regionalnym. W: *Nieświń PIG 1* (Fijałkowska-Mader A., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 151.
- Walaszczyk J., Remin Z., 2015 — Kreda obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W: *Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych* (Skompski S., red.). Mat. konf. 84. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Chęciny, 9–11 września.
- Warmuzek M., 1989 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szydłowiec (742). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Warmuzek M., 1991 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szydłowiec (742). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wilk A., Tomasikiewicz M., 2003 — Opracowanie wyników badań sejsmicznych dla tematu: Skarżysko-Kamienna–Przysucha (I i II etap), rok 2002/2003. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wróblewska E., Prażak J., 2002 — Mapa Hydrologiczna Polski 1:50 000, ark. Skarżysko Kamienna (779). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wróblewska E., Prażak J., Fert M., 2002 — Objąsnienia do Mapy Hydrologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko Kamienna (779). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Ziegler P. A., 1990 — Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. *J. Geodynamics*, **11**, 4.
- Złonkiewicz Z., 2002 — Korelacja i paleogeografia górnej jury w południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich i niecce Nidy. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

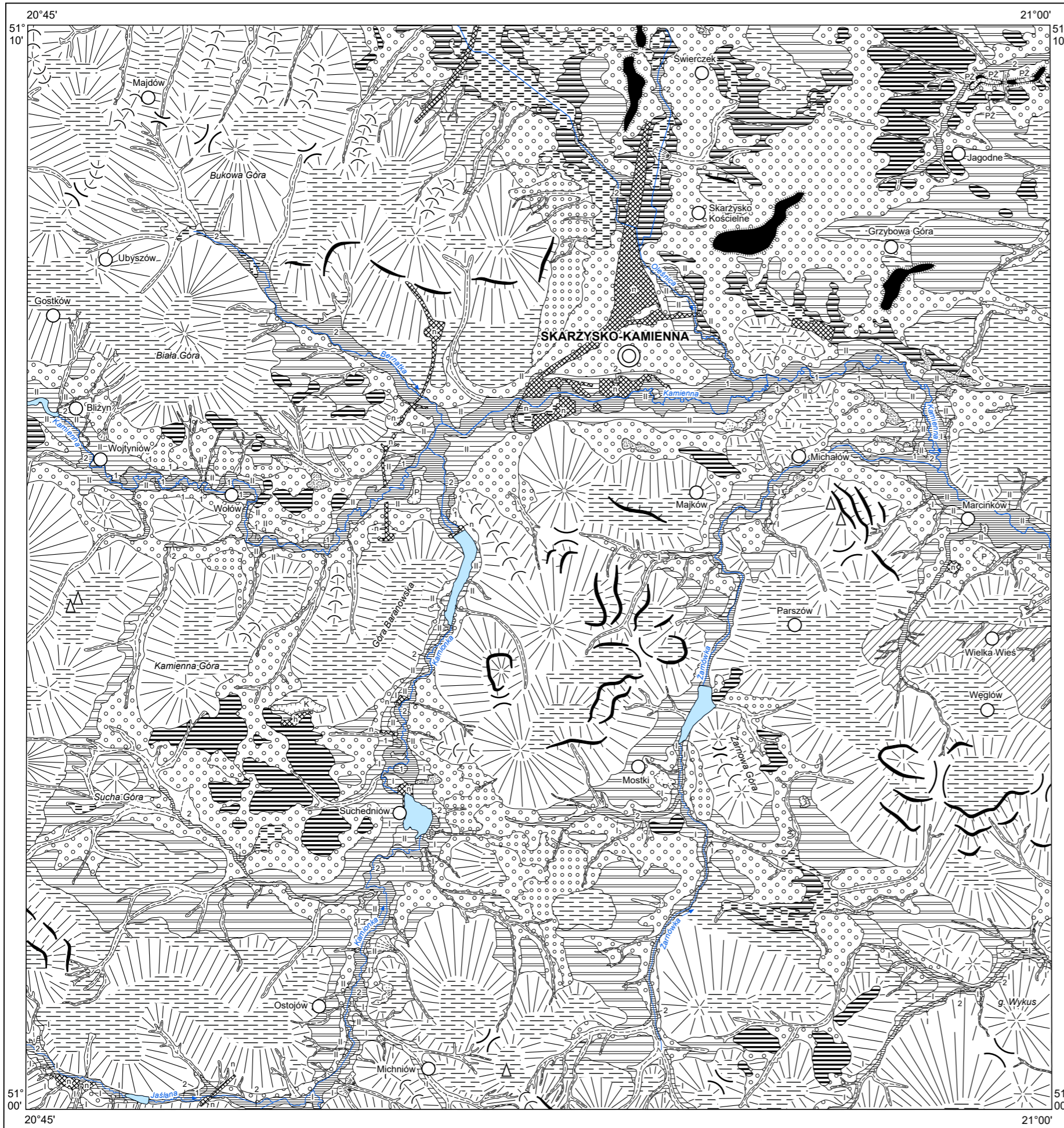
- Złonkiewicz Z., 2004 — Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. W: Abstrakty referatów z konf. Jurassica IV. Bałtów, 27—29 września. *Tomy Jurajskie*, 2.
- Złonkiewicz Z., 2006 — Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Prz. Geol.*, 54, 6.
- Złonkiewicz Z., 2010 — Dokumentowanie profili geologicznych wzdłuż liniowych inwestycji infrastrukturalnych – objęcie projektem pozostałej części Polski. Droga szybkiego ruchu S7 oraz droga krajowa 73. Nazwa odcinka: Kielce–Skarżysko-Kamienna. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Złonkiewicz Z., 2011 — Co z bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. W: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii (Zieliński A., red.). Inst. Geogr. Uniw. Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce.
- Złonkiewicz Z., 2018 — Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Jura. W: Nieświń PIG 1 (Fijałkowska-Mader A., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 151.
- Złonkiewicz Z., 2019a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Odrowąż (778) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Złonkiewicz Z., 2019b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000, ark. Odrowąż (778) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Złonkiewicz Z., 2021 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000, ark. Bodzentyn (816) (wraz z Objasnieniami) – aktualizacja. Nar. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.
- Żakowa H., Szczerba A., Lenartowicz L., Kowalczevska G., Kowalczewski Z., Kuleta M., 1979 — Dokumentacja wynikowa otworu Ostojów IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślącza A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk. Geol. PAN, Wrocław.



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Skarżysko-Kamienna (779)

**SZKIC GEOMORFOLOGICZNY**

Skala 1:75 000



**Formy lodowcowe**

Równiny moreny dennej

**Formy wodnolodowcowe**

Równiny sandrowe i wodnolodowcowe

Ozy

Kemy

Tarasy kemowe

Równiny zastoisowe

**Formy eoliczne**

Wydmy

Równiny piasków przewianych

Pokrywy lessowe

**Formy rzeczne**

Tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych

Tarasy akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych

Dolinki w ogólnosci

**Formy denudacyjne**

Równiny denudacyjne (powierzchnie podstokowe, śródstokowe i wierzchowinowe)

Stoki łagodne (utworzone w obrębie wychodni skał mezozoicznych)

Progi denudacyjne częściowo o założeniach strukturalnych

Stożki napływowe

**Formy nieoznaczonej lub różnej genezy**

Grzbiety zaokrąglone

Przełęcz

Wierzchołki kopulaste

Drobne formy ostańców (izolowane skałki)

**Formy utworzone przez roślinność**

Równiny torfowe

**Formy antropogeniczne**

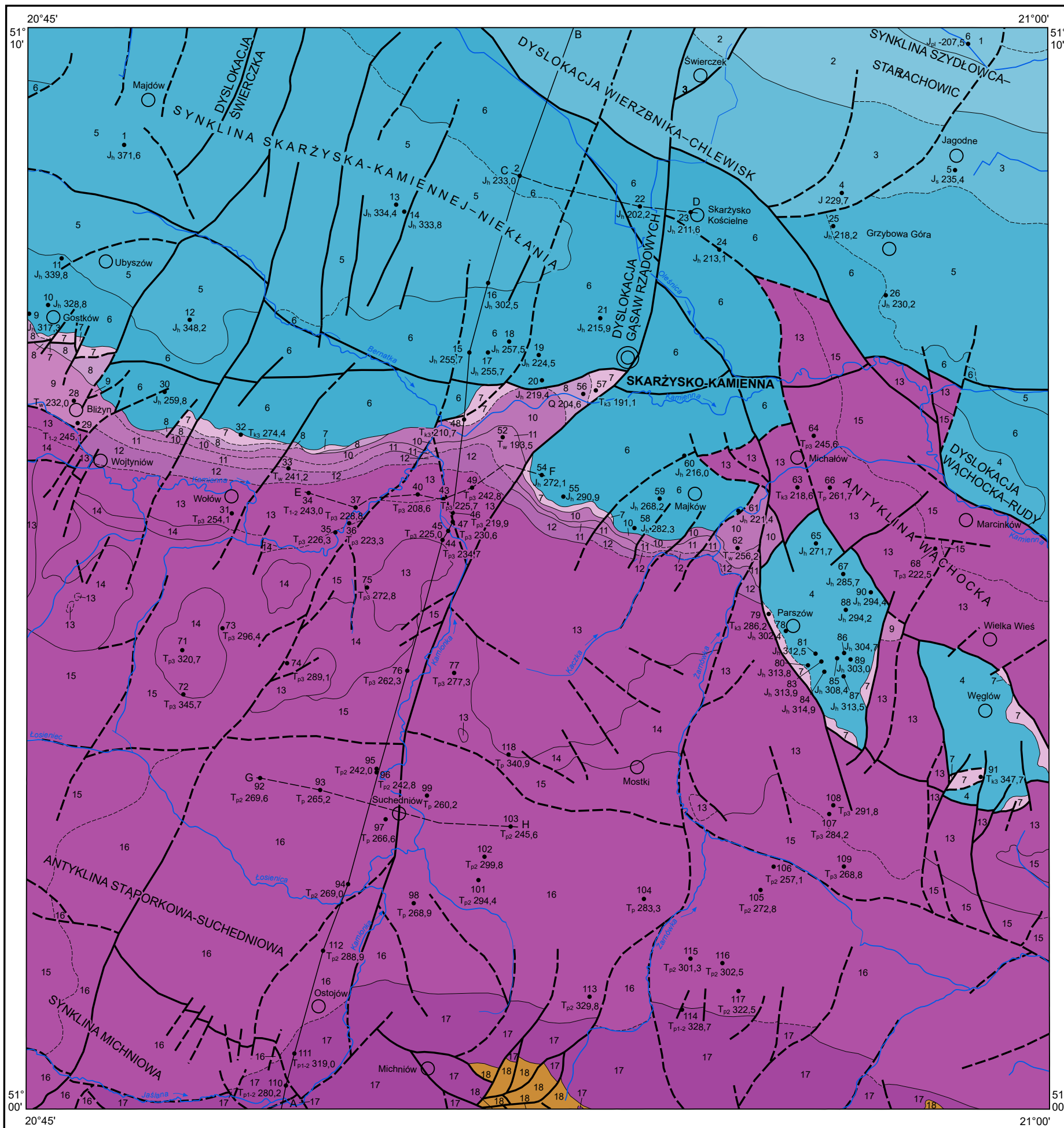
Kamieniołomy (K), piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P)

Hałdy (h), nasypy (n)

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Skarżysko-Kamienna (779)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:75 000



JURA DOLNA	1	Mułowce i iłowce oraz piaskowce – formacja drzewicka	PLIENSBACH		
	2	Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja gielniowska			
	3	Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja ostrowiecka		SYNEMUR	
	4	Piaskowce, mułowce i iłowce z przewarstwieniami zlepieńców, węgla kamiennego i syderytów (utwory hetangu nierozdzielone)		HETANG	
	5	Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja skłobska oraz przysuska formacja rudonośna			
	6	Piaskowce, mułowce i iłowce z przewarstwieniami zlepieńców, węgla kamiennego i syderytów – formacja zagajska			
TRIAS GÓRNY	7	Íłowce i mułowce oraz pstre ily (pstre warstwy parszowskie)	KAJPER GÓRNY	KAJPER	RETYK
	8	Mułowce, iłowce i piaskowce (warstwy sulechowskie)	KAJPER DOLNY		LADYN
TRIAS ŚRODKOWY	9	Wapienie, wapienie organodetrytyczne i muszłowce, wapienie płytowe oraz dolomity (utwory wapienia muszłowego nierozdzielone)	WAPIEN MUSZŁOWY DOLNY-GÓRNY	WAPIEN MUSZŁOWY	ANIZYK-LADYN
	10	Wapienie, wapienie organodetrytyczne i muszłowce	WAPIEN MUSZŁOWY GÓRNY		ANIZYK
	11	Wapienie płytowe i dolomity	WAPIEN MUSZŁOWY ŚRODKOWY		
	12	Wapienie organodetrytyczne	WAPIEN MUSZŁOWY DOLNY		
	13	Piaskowce, piaskowce zlepieńcowate oraz iłowce i mułowce (warstwy z Krynek)	PSTRY PIASKOWIEC GÓRNY (RET)		OLENEK-ANIZYK
14	Piaskowce, margle, dolomity oraz mułowce i iłowce (warstwy z Dalejowa)				
TRIAS DOLNY-ŚRODKOWY	15	Piaskowce, mułowce oraz iłowce – formacja z Baranowa	PSTRY PIASKOWIEC ŚRODKOWY	OLENEK	
16	Mułowce, iłowce i piaskowce – formacja z Samsonowa				
TRIAS DOLNY	17	Piaskowce, mułowce i mułowce wapniste – formacja z Goleniaw	PSTRY PIASKOWIEC DOLNY-ŚRODKOWY	IND-OLENEK	
	DEWON DOLNY	18	Piaskowce kwarcytowe, piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce	PSTRY PIASKOWIEC DOLNY	PRAG-EMS

- a Granice geologiczne:
- b a. pewne, b. przypuszczalne
- a Uskoki:
- b a. pewne, b. przypuszczalne
- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C — D Linie przekrojów geologicznych załączonych w tekście

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: J – jura, J<sub>pl</sub> – pliensbach, J<sub>s</sub> – synemur, J<sub>h</sub> – hetang, T<sub>k3</sub> – kajper górny, T<sub>w</sub> – wapień muszłowy, T<sub>1-2</sub> – trias dolny-środkowy, T<sub>p</sub> – pstry piaskowiec, T<sub>p3</sub> – pstry piaskowiec górny (ret), T<sub>p2</sub> – pstry piaskowiec środkowy, T<sub>p1-2</sub> – pstry piaskowiec dolny-środkowy, liczba wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędna zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m. n.p.m.)

