



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Dariusz WIECZOREK i Andrzej STOIŃSKI

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz NOWA SŁUPIA (817)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowa Słupia
P. Filonowicza (1968)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowali: Dariusz WIECZOREK¹ i Andrzej STOIŃSKI¹ – 2019
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowa Słupia P. Filonowicza (1968)

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski
ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynatorzy regionalni: Sylwester SALWA i Dariusz WIECZOREK

Redakcja merytoryczna: Dorota OBAROWSKA

ISBN 978-83-67672-40-5

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	17
III. Budowa geologiczna	25
A. Stratygrafia	25
1. Kambr	25
a. Kambr środkowy	25
b. Kambr górny	28
Paibian	28
2. Kambr–ordowik	30
a. Kambr górny–ordowik dolny	30
Paibian–tremadok	30
3. Ordowik	31
a. Ordowik dolny–środkowy	31
Arenig–lanwirn	31
b. Ordowik środkowy–górny	31
Lanwirn–karadok	31
c. Ordowik górny	33
Aszgil	33
4. Sylur	34
a. Landower–wenlok	35
b. Wenlok–ludlow	36
c. Ludlow	36
d. Ludlow–przydol	38
5. Sylur–dewon	40
a. Ludlow–dewon dolny	40
Ludlow–żedyn	40
b. Przydol–dewon dolny	40
Przydol–żedyn	40
6. Devon	42
a. Devon dolny	42
Żedyn–ems	42

Zigen–ems	42
Ems	43
b. Devon dolny–środkowy	44
Ems–eifel	44
c. Devon środkowy	46
Eifel	46
Eifel–żywet	47
Żywet	50
d. Devon środkowy–górnny	51
Żywet–fran	51
e. Devon górny	52
Fran	52
Famen	53
7. Karbon	53
8. Perm	54
a. Perm górny	54
Cechsztyń	54
9. Trias	56
a. Trias dolny	56
Pstry piaskowiec	56
Pstry piaskowiec dolny	56
Pstry piaskowiec środkowy	58
b. Trias środkowy	60
Pstry piaskowiec	60
Pstry piaskowiec górny (ret)	60
Wapień muszlowy	63
c. Trias górny	66
Kajper	66
„Retyk”	66
10. Jura	67
a. Jura dolna	67
Hetang	67
Synemur	68
Pliensbach	69
Toark	69
11. Paleogen + neogen	70
12. Czwartorzęd	71
a. Plejstocen	71

Zlodowacenia południowopolskie	72
Zlodowacenie Sanu 1	73
Zlodowacenie Sanu 2	73
Zlodowacenia środkowopolskie	76
Zlodowacenie Odry	76
Interglacja lubawski	77
Zlodowacenie Warty	78
Interglacja eemski	79
Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie	79
Zlodowacenia północnopolskie	82
Zlodowacenie Wisły	82
b. Czwartorzęd nierozdzielony	84
c. Holocen	86
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	87
C. Rozwój budowy geologicznej	94
IV. Podsumowanie	109
Literatura	109

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

I. WSTĘP

Obszar arkusza Nowa Słupia (817) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) jest ograniczony następującymi współrzędnymi: 50°50' i 51°00' szerokości geograficznej północnej oraz 21°00' i 21°15' długości geograficznej wschodniej.

Teren ten znajduje się w północno-wschodniej części województwa świętokrzyskiego. Centralna i północna część obszaru arkusza jest położona w obrębie powiatu starachowickiego (prawie w całości jest to obszar gminy Pawłów), część wschodnia w obrębie powiatu ostrowskiego (gminy Kunów i Waśniów), część południowo-wschodnia natomiast w obrębie powiatu kieleckiego (gminy Nowa Słupia i częściowo Bieliny).

Obszar arkusza w większości ma cechy wyżyny lessowej, urozmaiconej grzbieciami o charakterze podgórskim. Dobrze rozwinięta jest tu sieć osadnicza, są to głównie wsie ulicówki i rzędówki. Przeważająca część terenu użytkowana jest rolniczo, natomiast większe kompleksy leśne położone są w części północnej obszaru arkusza (fragment lasów sieradowickich) oraz w południowej (lasy porastające Łysogóry i Pasma Jeleniowskie).

Zarys historii badań dotyczących analizowanego arkusza, do połowy lat 60. XX w., przytoczono w dużej mierze za autorem pierwszej wersji arkusza (Filonowicz, 1968).

Pierwsze informacje na temat geologii Pasma Łysogórskiego i obszarów sąsiednich przedstawił Staszic w 1815 r. Kwarcyty łysogórskie uważał on za najstarsze osady występujące na obszarze Gór Świętokrzyskich. Skały te, pozbawione skamieniałości, stanowiły trzon tej części Wyżyny Małopolskiej.

Następnie Bloëde (1830, 1845–1846) i Pusch (1836, 1836–1846), na podstawie wieloletnich badań, podali syntezę budowy geologicznej tego obszaru. Zestawili oni mapy geologiczne, wydzielając formację przejściową (kambr, ordowik, sylur, dewon) i osady młodsze (perm, trias, jura). Pusch znał już profil Świętomarz–Śniadka i dość dokładnie prześledził granice wschodni osadów mezozoicznych w północnej części obszaru arkusza. Autorzy ci uważali, że warstwy formacji przejściowej leżą monoklinalnie i upadają w kierunku północnym, a na nich dość płasko zalegają osady triasu

i jury. W 1829 r. osady pstrego piaskowca i cechsztynu opisał Schneider. Zwrócił on uwagę na kilkukrotne pofałdowanie osadów formacji przejściowej, czemu jednak stanowczo sprzeciwił się Pusch.

Postęp prac geologicznych rozszerzył znajomość stratygrafii dewonu środkowego w profilu Świętomarz–Śniadka (Roemer, 1866; Zejszner, 1866). Zejszner (1866, 1869) przedstawił dokładne litologiczne wydzielenia dewonu środkowego z opisem fauny. Wydzielił również dewon dolny na podstawie fauny znalezionej koło Worowic–Smykowa i zaliczył do niego piaskowce i kwarcyty Pasma Klonowskiego. Następnie osady dewonu dolnego opisał Michalski (1883, 1884), wyróżniając piaskowce plakodermowe oraz piaskowce z fauną spiriferową, którą znalazł w zachodnim odcinku Pasma Klonowskiego. Autor ten omówił najniższe warstwy eiflu dolnego w Dołach Biskupich, których faunę opisał Sobolew w 1909 r., a w triasie wydzielił ret oraz wapień muszlowy dolny i górny. Michalski jako pierwszy zwrócił uwagę na lodowcowe pochodzenie osadów czwartorzędowych. Dokonał on także ciekawych spostrzeżeń z zakresu stratygrafii i tektoniki osadów geologicznych na obszarze objętym granicami opisywanego arkusza, jednak większa część tych obserwacji nie została opublikowana. Informacje na ten temat pochodzą z relacji innych geologów, którzy mieli możliwość przejrzeć jego notatki. Z zapisków terenowych Michalskiego wynika (według zdania Sobolewa z 1909 r.), że w profilu Grzegorzowice–Skały stwierdził on występowanie warstw ze *Stringocephalus* wraz z fauną żywecką w wyższym poziomie stratygraficznym, tak jak to podał Zejszner. Michalski uważał, że dolomity żywetu z wkładką wapieni brachiopodowych leżą w poziomie stratygraficznym niższym od łupków i margli z *Calceola*. To ciekawe i słuszne spostrzeżenie podtrzymywał Sobolew (1909), a następnie Samsonowicz (Książkiewicz, Samsonowicz, 1952). Na podstawie późniejszych badań paleontologicznych (Biernat, 1953) stwierdzono, że w ławicy wapiennej z brachiopodami nie występuje rodzaj *Stringocephalus*, tylko *Bornhardtina*. Jak podawał Filonowicz (1968) poziom stringocefalusowy nie został stwierdzony, mimo że sam *Stringocephalus burtini* już kilkakrotnie pojawiał się w różnych poziomach stratygraficznych żywetu. Michalski (1888) zwrócił również uwagę na dyslokację łysogórską, którą następnie, tylko na podstawie przesłanek morfologicznych, opisali Siemiradzki (1922), Samsonowicz (1934a) i Czarnocki (1950). Bardziej szczegółowo określił ją Czarnocki już na podstawie danych pochodzących z wierceń i robót górniczych w kopalni Staszic.

Jako pierwszy osady wszystkich okresów geologicznych występujących na obszarze objętym granicami arkusza Nowa Słupia opisał Siemiradzki (1868, 1887, 1922). Wyróżnił piętro retyku, podając jego charakterystykę litologiczną. Siemiradzki i Dunikowski (1891) wydzieliли sylur w obrębie fałdu łysogórskiego, a na pozostałym obszarze dewon, trias i jurę oraz osady czwartorzędowe. Na południowym stoku Łysej Góry Siemiradzki zaznaczył utwory syluru, do których zaliczył łupki i piaskowce obecnie odnoszone do kambru środkowego, podczas gdy wyżej leżące kwarcyty łysogórskie

zaliczył do dewonu dolnego (dzisiaj łączone z kambrem górnym). W tym samym czasie Gürich (1891) odkrył w Mącholicach osady kambru górnego, a rok później w Górach Pieprzowych opisał kambr środkowy (Gürich, 1892). Dzięki temu została zasygnalizowana możliwość występowania osadów kambryjskich w Pasmie Łysogórskim.

Znajomość geologii na opisywanym obszarze w dużym stopniu rozszerzył Gürich (1891, 1892, 1896, 1889–1901). Przede wszystkim dał on rzetelne podstawy stratygrafii syluru i dewonu na podstawie badań paleontologicznych. Opisał łupki graptolitowe z okolic Wólki oraz osady dewonu środkowego w profilach Grzegorzowice–Skały i Świętomarz–Śniadka. Wydzielił sylur dolny graptolito- wy oraz poziom dąbrowski eiflu dolnego w Grzegorzowicach (profil koło młyna). Na wykonanej przez tego autora mapie geologicznej w skali 1:200 000 można w ogólnych zarysach odczytać synklinę północną i fałd łysogórski. W fałdzie łysogórskim Gürich wszystkie osady zaliczył do dewonu dolnego. W stosunku do budowy geologicznej synkliny bodzentyńskiej i fałdu łysogórskiego dopatrywał się nasunięć i poprzecznych uskoków w obrębie pofałdowanych osadów dewońskich. W profilu Świętomarz–Śniadka i Grzegorzowice–Skały zaznaczył zafałdowania warstw z osadami dewonu górnego w jądrach synklin. Duże znaczenie w budowie geologicznej badacz ten przypisywał dyslokacjom poprzecznym, które często wydzielał na podstawie przesłanek morfologicznych. Dopatrywał się ich przebiegu wzdłuż dolin rzek: Dobruchny, Pokrzywianki i Psarki.

Prace Sobolewa (1903, 1904, 1909) przyczyniły się do lepszej znajomości stratygrafii dewonu środkowego i syluru (Sobolew, 1900). Autor ten przedstawił szczegółowe opisy profili Grzegorzowice–Skały i Świętomarz–Śniadka oraz wprowadził nowe, szczegółowsze wydzielenia stratygraficzne (Filonowicz, 1968). W Grzegorzowicach Sobolew (1903) po raz pierwszy odkrył bogate w faunę warstwy dewonu środkowego (występujące w spągu poziomym dąbrowskiego Güricha), opisał je jako łupki grzegorzowickie i zaliczył do warstw grzegorzowickich. W profilach Grzegorzowice–Skały i Świętomarz–Śniadka wyróżnił on warstwy kalceolowe i warstwy stringocefalowe. W wyższych seriach żywetu wydzielił warstwy sierżawskie oraz warstwy świętomarskie. Prace Sobolewa zasługują na uwagę ze względu na szczegółową stronę historyczną wcześniejszych badań, jak i wnikliwą analizę stratygraficzną utworów dewońskich we wspomnianych profilach. Autor ten zwrócił również uwagę na różnice facjalne w dewonie środkowym Gór Świętokrzyskich. Jako pierwszy podkreślił obecność facji łupkowo-ilastej z fauną głowonogów w profilu Świętomarz–Śniadka. To spostrzeżenie w dużej mierze pozwoliło mu sprostować pomyłkę, jaką popełnił Gürich, zaliczając podobne łupki ilaste w profilu Grzegorzowice–Skały do dewonu górnego. W zakresie tektoniki Sobolew zwracał uwagę na bardziej łagodną i symetryczną budowę synkliny bodzentyńskiej, przyjmując jednak pofałdowanie warstw dewonu środkowego w profilu Świętomarz–Śniadka. Sygnalizował również

niezgodność tektoniczną pomiędzy osadami syluru, które znalazły się w obrębie pasma Łysogórskiego, a wyżej leżącymi osadami dewonu. Obecnie wiadomo, że zarówno Sobolew, jak i Siemiradzki zwracali uwagę na niezgodność tektoniczną jaką daje się zauważyć pomiędzy osadami kambru i dewonu dolnego.

W kolejnych latach (1918–1920 r.) badania geologiczne w Górach Świętokrzyskich rozpoczęli J. Czarnocki i J. Samsonowicz. Nowe poglądy na budowę geologiczną i stratygrafię osadów staropaleozoicznych przedstawił Czarnocki (1919a, b). Wydzielił on utwory kambru środkowego i górnego w fałdzie Łysogórskim, oznaczył osady ordowiku koło Wólki oraz opracował podstawy do badań stratygraficznych syluru i dewonu (Czarnocki, 1916, 1936a, 1950). Takie same wydzielenia geologiczne poparte szczegółowymi pracami kartograficznymi na wschód od Nowej Słupi przedstawił w tym samym czasie Samsonowicz (1920, 1923a, b, 1934a, b, 1936; Czarnocki, Samsonowicz, 1915).

Czarnocki w swych publikacjach przekazał wiele nowych faktów geologicznych odnośnie stratygrafii i tektoniki osadów paleozoicznych, mezozoicznych, w tym w granicach obszaru arkusza Nowa Słupia (1922, 1923, 1936b, 1937, 1942, 1958). Duże zasługi osiągnął przede wszystkim w wyjaśnieniu budowy geologicznej fałdu Łysogórskiego, synkliny bodzentyńskiej, dyslokacji Rudek i antykliny bronkowickiej przez wykonanie map geologicznych. Opisując stratygrafię kambru, ordowiku, syluru i dewonu, Czarnocki (1950) wydzielił udokumentowane stratygraficznie serie warstw, wprowadzając dla nich nazwy lokalne. W kambrze Pasma Łysogórskiego wyróżnił on łupki i szarogłazy kambru dolnego i środkowego oraz łupki i kwarcyty kambru górnego. W ordowiku opisał łupki aszgilu i karadoku, w sylurze odpowiedniki walentu, wenloku i ludlowu, a w serii szarogłazów syluru górnego wydzielił warstwy wydrysżowskie i rzepińskie, przypisując im szczególne znaczenie stratygraficzne. Zwłaszcza warstwy rzepińskie reprezentują według niego warstwy przejściowe do dewonu dolnego, a najciekawsze stratygraficznie są jego górne warstwy – poziom bostowski. Wyróżniony przez niego poziom bostowski odpowiada stratygraficznie najwyższemu ludlowowi. Czarnocki wydzielił również wśród osadów dewonu dolnego najniższą serię warstw barczańskich, lokalnie z fauną ryb pancernych (żedyn i ems dolny) oraz wyższą serię warstw spiriferowych (ems górny) z piaskowcem skolitusowym i ciosowym w stropie (Filonowicz, 1968).

Warstwy przejściowe do dewonu środkowego, łupki grzegorzowickie (Sobolewa) i wapienie dąbrowskie (Güricha) Czarnocki określił jako kuwin, przypisując im specyficzne lokalne znaczenie stratygraficzne. W obrębie wydzieleni dewonu środkowego Czarnocki wprowadził nowe nazwy: warstwy skalskie (obejmujące nieco szerszy zasięg pionowy niż warstwy sierżawskie Sobolewa) i warstwy świętomarskie (mające mniejszy zasięg pionowy od warstw świętomarskich Sobolewa). Granicę między eiflem i żywetem Czarnocki poprowadził w spągu pierwszej ławicy z *Amphipora ramosa*

(Phillips), pojawiającej się w serii dolomitów dewonu środkowego. W dewonie górnym wydzielił on serię łupków z wkładkami wapieni i soczewkami wapieni rafowych w spągu jako warstwy nieczulickie oraz wyżej leżące wapienie i margle jako warstwy kostomłockie. Wszystkie te wydzielenia o charakterze litologiczno-stratygraficznym, choć nie zawsze poparte badaniami paleontologicznymi, były szczególnie ważne przy pracach geologiczno-zdjęciowych. Pod względem badań tektonicznych Czarnocki miał bez wątpienia największe zasługi. Szczegółowo opracował on strefę skiby łysogórskiej syluru i dewonu dolnego synkliny bodzentyńskiej w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach oraz obszary wychodni paleozoicznych w synklinie bodzentyńskiej w profilach Świętomarz–Śniadka i Grzegorzowice–Skały oraz na północ od Bostowa i Czajęcic. Opracowania tektoniczne były wykonane na podstawie map geologicznych, poparte licznymi robotami ziemnymi, zwłaszcza wierceniami (Czarnocki, 1928). Z ważniejszych wydzieleni tektonicznych Czarnockiego należy wymienić: fałd łysogórski, synklinę bodzentyńską, fałd bronkowicki i wydryszowski oraz fałd godowski (na obszarze arkusza Nowa Słupia). Z głównych dyslokacji na uwagę zasługują opracowana przez Czarnockiego dyslokacja Rudek, z którą związane jest złożo w Rudkach, oraz nasunięcie łysogórskie, wzdłuż którego osady kambru są nasunięte na utwory dewonu dolnego w południowym skrzydle fałdu łysogórskiego koło Huty Starej.

Do ważniejszych map geologicznych, które wykonał Czarnocki należą — mapa środkowej części Gór Świętokrzyskich 1:100 000 (1919b) oraz mapy – zakryta i odkryta 1:100 000 – arkusze Bodzentyń i Kielce (Czarnocki 1938, 1940), wydane przez Instytut Geologiczny w 1961 r. jako materiały do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000. Czarnocki opracował również podstawy stratygrafii osadów czwartorzędowych. Przyjmował on dwukrotne zlodowacenie obszaru omawianego arkusza, wydzielając dwa poziomy glin zwałowych (Czarnocki, 1931, 1950). Z zagadnień paleogeografii Czarnocki (1950) wyróżnił geosynklinalny region łysogórski, podkreślając różnicę facjalną osadów syluru górnego, dewonu, ich duże miąższości i odrębną budowę tektoniczną.

Duży wkład do znajomości stratygrafii i tektoniki wschodniej części obszaru arkusza Nowa Słupia wniosły również prace Samsonowicza (1920, 1922, 1922–1935, 1923a, b, 1924, 1924–1935, 1925, 1926, 1929, 1934a, b, 1936, 1942). Autor ten opisał utwory geologiczne od kambru po czwartorzęd. Jego zasługą jest odkrycie złoża rud żelaza w Rudkach wraz z wyznaczeniem przebiegu dyslokacji łysogórskiej. Na obszarze fałdu łysogórskiego, który określił jako antyklinorium opatowskie, Samsonowicz (1934a, b) wydzielił kambr środkowy i górny. Na przełomie kambru i ordowiku przyjął istnienie orogenezy sandomierskiej. Podczas prac kartograficznych w okolicy Wólki i Jeleniowa wydzielił ordowik (Samsonowicz, 1922–1935). W sylurze górnym Samsonowicz wydzielił warstwy przejściowe (dawnton), które według niego miały reprezentować nowy cykl sedymentacyjny

powyżej osadów ludlowu. Tym samym warstwy rzepińskie z poziomem bostowskim zaliczył do żedynu dolnego. Do kuwinu zaliczył łupki grzegorzowickie, podczas gdy wyżej leżące wapienie (poziom dąbrowski) zaliczył do eiflu dolnego. Granice pomiędzy eiflem i żywetem poprowadził on pomiędzy łupkami brachiopodowymi a wapieniami krynoidowymi (Sobolewa), w obrębie serii skalskiej (Czarnockiego). Samsonowicz (1934a, b) po raz pierwszy w okolicy Nieczulic odkrył utwory famenu, opisał fałdy – jadownicki i wydryszowski (Samsonowicz, 1925, 1929) oraz antyklinę godowską (Samsonowicz, 1925). Dość szczegółowo opisał także osady triasu i jury w północnej i wschodniej części obszaru arkusza Nowa Słupia. W stosunku do budowy geologicznej synkliny bodzentyńskiej i fałdu łysogórskiego Samsonowicz, podobnie jak i Gürich, dopatrywał się złuskowań o charakterze skib ponasuowanych na siebie z północy na południe.

O wapieniu muszlowym występującym w okolicach Prawęcina i Nietuliska pisał Rydzewski (1924), dając ogólny zarys tektoniki i paleogeografii. O mineralizacji i genezie złóż rud żelaza w Rudkach – Kuźniar (1933, 1936). Stratygrafię ordowiku górnego w okolicy Wólki wraz z opisem fauny trylobitowej podała Kielan (1956, 1959). O stratygrafii i paleogeografii dewonu pisała Pajchel (1957, 1959a, b). Przedstawiła ona podział warstw eiflu i żywetu w profilu Grzegorzowice–Skały na podstawie robót geologicznych i opracowań paleontologicznych. Dzięki temu obecnie w profilu tym jest prześledzona cała seria łupków grzegorzowickich oraz pełny profil warstw skalskich. Nowych danych geologicznych dostarczyła mapa geologiczna wykonana przy profilu Świętomarz–Śniadka przez Bednarczyka (1955). Sylur w fałdzie wydryszowskim opisała zaś Marcinkiewicz (1955). O stratygrafii syluru i ordowiku pisał Tomczyk (1957, 1958, 1959, 1960, 1962a, b), natomiast o stratygrafii syluru – Tomczykowa (1960, 1962). Wydzielenia stratygraficzne w sylurze górnym zaproponowała ona na podstawie występowania trylobitów. Ciekawą publikację o stratygrafii syluru górnego ogłosiła Pawłowska (1961). Według niej warstwy bostowskie są wieku dolnodewońskiego i leżą powyżej warstw klonowskich. Dolnodewoński wiek warstwom bostowskim przypisywali również Tomczykowie (Tomczykowa, Tomczyk, 1961), nie wypowiadając się jednak zdecydowanie co do warstw klonowskich. Teller (1964) na podstawie fauny graptolitowej i innej z wierceń wykonanych na Niżu Polskim był skłonny warstwy bostowskie zaliczyć do syluru. Dane uzyskane z wiercenia koło Jeleniowa (Tomczyk, 1964) wskazują na występowanie najwyższych poziomów kambru górnego określonych na podstawie trylobitów. Na temat stratygrafii pstrego piaskowca i wapienia muszlowego pisała Senkowiczowa (1956, 1957), wyróżniając wapien muszlowy środkowy w okolicy Nietuliska Dużego.

Stopień rozpoznania geologicznego na obszarze arkusza Nowa Słupia (817) jest niejednakowy. Najlepiej opisane są osady dewonu w profilu Grzegorzowice–Skały oraz budowa geologiczna okolic

Rudek. Stosunkowo dobrze udokumentowana jest synklina bodzentyńska w okolicy Świętomarza oraz fałd bronkowicki. Najslabiej poznane są osady kambru, ordowiku i syluru w skibie łysogórskiej oraz osady pstrego piaskowca, zwłaszcza tam, gdzie są pokryte grubą pokrywą lessów.

Przy zestawianiu mapy geologicznej Filonowicz (1968) uwzględnił mapy geologiczne zakryte i dokonał reambulacji w latach 1959–1961. Wykorzystane zostały materiały kartograficzne: Czarnockiego (1919b, 1939, 1940, 1947, 1950), Samsonowicza (1929, 1942), Pajchel (1957), Panka (1953) oraz Tomczyka (1964). Na pozostałym obszarze arkusza wykonał on (w latach 1956–1957) zdjęcie geologiczne. Do znajomości głębszego podłoża wykorzystano otwory wiertnicze (wówczas w liczbie 66). Na pierwotnej mapie geologicznej starsze osady geologiczne zaznaczono na mapie również w tych miejscach, gdzie nakład osadów czwartorzędowych nie przekraczał 1,0 m, przy czym miejscową zwietrzelinę warstw przyjmowano za wychodnię starszego podłoża (Filonowicz, 1966).

Obecnie, przy aktualizacji arkusza Nowa Słupia (817), w znacznej mierze wykorzystano mapę Filonowicza (1966), dostosowując granice wydzieleni do nowego cięcia arkuszowego (w układzie 1942) oraz w dowiązaniu do danych Numerycznego Modelu Terenu (NMT). Aktualizację mapy wykonano w dostosowaniu do wymogów Instrukcji z 2004 r. W 2018 r. wykonano jedynie prace rekonesansowe, głównie w północnej części obszaru arkusza. Nie wykonywano żadnych robót geologicznych.

Od pierwszego opracowania mapy w 1963 r. i jej wydania w 1966 r. przybyło dużo nowych danych o geologii Gór Świętokrzyskich, zarówno paleozoiku oraz obrzeżenia mezozoicznego. Część z nich bezpośrednio odnosi się do terenu opisywanego arkusza, ale wiele innych obejmuje większe obszary.

Z zakresu geologii, stratygrafii i tektoniki wymienić należy prace: Bednarczyka (1964, 1966, 1971, 1981) o utworach systemu ordowickiego, Bielikowskiego (1960) o typach warstwowań w kambrze pasma głównego, Biernata (1970) oraz Biernata i Szulczewskiego (1975) o górnodewońskich brachiopodach, Chlebowskiego (1978, 1995) o skałach tufogenicznych i wulkanizmie w Górach Świętokrzyskich, Czermińskiego (1959) o petrografii piaskowców kwarcytowych kambru środkowego z Dużej Wiśniówki oraz Dadleza i innych (1994) o tektonice przedpermskiej. Następnie wskazać należy opracowania: Dżułyńskiego i Żaka (1960) o środowisku sedymentacyjnym piaskowców kambryjskich z Dużej Wiśniówki, Fijałkowskiej i Kulety (1995) o środowiskach sedymentacyjnych na przejściu permu i triasu, Fijałkowskiej-Mader i innych (1997) o stratygrafii dewonu dolnego w rejonie Bodzenty, Filonowicza (1962, 1969, 1970, 1977) o utworach dewońskich, cechsztyńskich i pstrego piaskowca, Głazka i Kutka (1972) oraz Kutka i Głazka (1972) o obszarze Gór Świętokrzyskich podczas orogenezy alpejskiej, Gruszczyńskiego i innych (2004a) oraz Jarmułowicz-Łozińskiej

(1961) o neotektonice w rejonie Gór Świętokrzyskich. Inne prace to: Jaroszewskiego (1972) o zagadnieniach tektonicznych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Jaworowskiego i Sikorskiej (2004) o związku jednostki łysogórskiej z kratonem wschodnioeuropejskim, Jurewicz i Mizerskiego (1992) o budowie geologicznej antykliny Bronkowic, Kardymowicza (1960, 1961, 1967) o tufitach i intruzjach w Górach Świętokrzyskich, Kasprzyk (1995) o utworach permu górnego, Kleczkowskiego (1970) o rudach żelaza z utworów pstrego piaskowca północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Konona (2008) o regionalizacji tektonicznej Gór Świętokrzyskich, Kopik (1970) o utworach retyku, Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1986a, b, 1998, 2000) o tektonice i neotektonice północno-wschodniej części obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, Kotańskiego (1959) – przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich, Kozłowskiego i innych (2004) o pochodzeniu szarogłazów syluru górnego, Kowalczewskiego (1963, 1968, 1970, 1971a, b, 1974, 1975, 1981, 1996, 2000), Kowalczewskiego i Dadleza (1996), Kowalczewskiego i Lendziona (1996), Kowalczewskiego i innych (1986, 1989, 1998, 2006), Kowalczewskiego i Kowalskiego (2000), Kowalczewskiego i Lenartowicza (1975), Kowalczewskiego i Rup (1981, 1989), Kowalczewskiego i Studenckiego (1983), Kowalczewskiego i Turnau (1997), Kulety i innych (1995) dotycząca analizy strukturalnej i pelogeografii permu i triasu w Górach Świętokrzyskich. Inne cenne pozycje to prace: Kulety i Nawrockiego (2000, 2002) o litostratygrafii i magnetostratygrafii pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, Kulety i Zbroi (2006), Lamarche'a i innych (1999, 2000, 2002) o waryscydach, tektonice waryscyjskiej i powarysycyjskiej, Łabędzkiego (1969) o szarogłazach sylurskich synkliny bardziańskiej, Malca (1989, 1990, 1991, 1993, 1995, 1996a, b, 2002, 2004, 2005, 2006, 2012), Malca i Rackiego (1993), Malca i Turnau (1997), Malca i innych (1995), Mariańczyk (1973) o geologii rejonu Bronkowic, Michniaka (1969) oraz Michniaka i Orłowskiego (1963) o prekambrze i kambrze w Górach Świętokrzyskich.

Kolejne to opracowania: Migaszewskiego (1995, 1998) o skałach piroklastycznych i szarogłazach utworów paleozoiku, Migaszewskiego i innych (1999) o skałach krzemionkowych dewonu i karbonu, Milewicz i Pawłowskiej (1961) o zagadnieniach stratygraficzno-facjalnych permu, Mizerskiego (1979, 1988, 1991, 1992, 1994, 1995, 1998, 2004b) o tektonice Łysogór, Modlińskiego i Szymańskiego (1996a, b, 2001a, b) o utworach systemów ordowickiego i sylurskiego w Górach Świętokrzyskich, Morawskiej (1992), Narkiewicza i innych (1990, 2006) o utworach dewonu i karbonu, Orłowskiego (1968a, b, 1974, 1975, 1981, 1985, 1988, 1992a, b, 1997) o utworach systemu kambryjskiego, Orłowskiego i Mizerskiego (1995a, b, 1996), Orłowskiego i innych (1970, 1971), Pajchel (1968), Pawłowskiej (1964, 1968) o utworach systemu permskiego, Osmólskiej (1962) o trylobitach z famenu i karbonu dolnego.

Inne warte uwagi opracowania to prace: Pożaryskiego (1977) o kaledońskiej epoce górotwórczej, Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2006) o pstrym piaskowcu w Górach Świętokrzyskich, Pieńkowskiego (1989), Przybyłowicza i Stupnickiej (1991), Rackiego i Narkiewicza (2000) o uwarunkowaniach rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego, Romanka i Rup (1989) o szarogłazach z rejonu Jurkowic, Rubinowskiego (1971a, b), Rubinowskiego i innych (1966), Salwy (1997, 2000, 2002a, b, c, 2003, 2004, 2006a, b, 2013, 2015) o tektonice, mineralizacji, przejawach metamorfizmu w różnych rejonach Gór Świętokrzyskich, Salwy i Szczepanika (2002), Saternusa (1978) o tektonice Pasma Masłowskiego, Senkowiczowej (1966a, 1982) o wapieniu muszlowym i recie w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, Senkowiczowej (1970, 1979) o utworach triasu, Senkowiczowej i Szyperko-Śliwczyńskiej (1963) oraz Senkowiczowej i Ślączi (1962) o utworach triasu, Skomp-skiego i Szulczewskiego (1994) o utworach dewonu środkowego, Studenckiego (1985, 1994), Stupnickiej (1988) o charakterze i genezie dyslokacji świętokrzyskiej, Stupnickiej (1992, 1995) o ruchach górotwórczych i tektonice, Stupnickiej i Przybyłowicz (1998) o sylurze antykliny Bronkowic, Stupnickiej i innych (1991) o wieku szarogłazów niewachlowskich i łupków z Widełek, Szczepanika (1997, 2001, 2002), Szczepanika i Malca (2017), Szczepanika i Salwy (2002), Szczepanika i innych (2004a, b, 2005) głównie o stratygrafii akritarchowej utworów starszego paleozoiku, Szulczewskiego (1995) o utworach dewonu i karbonu, Szulczewskiego i innych (1996, 2006), Tarnowskiej (1971, 1972, 1981) głównie o utworach systemu dewońskiego. Na temat paleogeografii ordowiku i syluru wymienić należy pracę Tomczyka (1959, 1960), inne to opracowania: Tomczyka i Turanau-Morawskiej (1967) o stratygrafii i petrografii utworów ordowiku, Tomczykowej (1960, 1962, 1968, 1975, 1988, 1991, 1993) o utworach kambryjskich, sylurskich i dolnodewońskich, Tomczykowej i Tomczyka (1961, 1981) o utworach pogranicza syluru i dewonu, Treli (2006a, b, 2008, 2009) o utworach systemu ordowickiego, Treli i Salwy (2007) o litostratygrafii utworów syluru dolnego, Treli i Szczepanika (2009) o utworach późnego ordowiku, Treli i innych (2000, 2001, 2005) o utworach ordowiku w profilu Pobroszyn oraz o kambrze górnym północnej części bloku małopolskiego, Turnau i Rackiego (1999) o utworach dewonu środkowego z synkliny Bodzentyna, Urbana (2014) o rzeźbie strukturalnej Gór Świętokrzyskich, Wójcika (2015) o utworach pogranicza dewonu dolnego i środkowego, Wróblewskiego (1976) o rzeźbie Gór Świętokrzyskich, Znoski (1974, 1983, 1995, 1996, 2001), Żaka (1962), Żakowej (1968) o utworach karbonu, Żakowej (1962, 1974, 1981, 1982) oraz Żakowej i Pawłowskiej (1965, 1966) o utworach oddziału dolnokarbońskiego, Żakowej i Migaszewskiego (1995), Żelaźniewicza i innych (2011) o pozycji Gór Świętokrzyskich w regionalizacji tektonicznej Polski, Żylińskiej (2001, 2002), Żylińskiej i Szczepanika (2002) oraz Żylińskiej i innych (2006) o utworach górnokambryjskich.

Ukazały się też prace przeglądowe, ogólnogeograficzne i geomorfologiczne: Klatki (1965) o geomorfologii Gór Świętokrzyskich, Gilewskiej (1972) o wyżynach Śląsko-Małopolskich w ujęciu geomorfologicznym, Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1966) o rozwoju rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa, Radłowskiej (1963, 1967a, b) o rzeźbie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Począwszy od lat 60–70. XX wieku większego tempa nabrały prace związane z badaniem utworów czwartorzędowych regionu świętokrzyskiego. Duże zasługi na tym polu miały działania Lindnera (1970, 1971, 1972, 1977, 1980, 1982a, b, 1984, 1988, 2004), Lindnera i Grzybowskiego (1980, 1982) praca o zlodowaceniach środkowopolskich na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, Lindnera i Dzierżka (2013) o zlodowaceniach i interglacjalach w plejstocenie regionu świętokrzyskiego, Lindnera i innych (1985, 1999), Lindnera i Wojtanowicza (1997), Lindnera i Siennickiej-Chmielewskiej (1995), Lindnera i Rzętkowskiej-Orowieckiej (1998).

W dalszej kolejności wymienić trzeba prace: Wąsa (1956) o glinach zwałowych i utworach interglacjalu w rejonie Stykowa w dolinie Kamiennej, Filonowicza (1972) o plejstocenie na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, Jaśkowskiego (1996) o genezie i wieku wydm Gór Świętokrzyskich, Jaśkowskiego (1999) o związku późnovistuliańskich procesów wydmotwórczych w regionie świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża, Jaśkowskiego i Kowalskiego (1993) o stożkach napływowych w obrębie holocenijskiego dna środkowej Lubrzanki, Jaśkowskiego i Sołtysika (1996) o zatorfianiu dolin rzecznych w Górach Świętokrzyskich, Jersaka (1965, 1969, 1973) o lessach, Jersaka i innych (1992) o postwarciańskiej ewolucji wyżyn lessowych, Karaszewskiego i innych (1977), Klatki (1962, 1968) o genezie i wieku gołoborzy łysogórskich i o procesach rzeźbotwórczych w holocenie oraz Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1972, 1994). Istotne są również prace: Kowalskiego (1978, 1988) o peryglacjalnych osadach stokowych w budowie tarasu wysokiego Lubrzanki i o rozwoju rzeźby przełomowego odcinka doliny Lubrzanki, Kowalskiego i innych (1980) o glinach zwałowych z doliny Wilkowskiej, Kowalskiego (1993a, b, 1995) o tektonicznych uwarunkowaniach Doliny Kielecko-Łagowskiej i przejawach młodej aktywności tektonicznej, Kowalskiego (1996, 1998, 2000a, b), Kowalskiego i Jaśkowskiego (1993), Mizerskiego (2004a) o spękaniach w osadach czwartorzędowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich i ich związku ze strukturami podłoża.

Kolejno wymienić należy opracowania: Ludwikowskiej (1993) o holocenijskich osadach dna doliny Belnianki, Ludwikowskiej i Olszaka (1997), Ludwikowskiej-Kędzi (2000) o środkowym odcinku doliny Belnianki i jego ewolucji w późnym glacie i holocenie, Ludwikowskiej-Kędzi (2001) oraz Ludwikowskiej-Kędzi i Nity (2002) o osadach holocenijskich i interglacjalu mazowieckiego

z rejonu rezerwatu Białe Ługi, Ludwikowskiej-Kędzi (2007a) o dolinie Belnianki w rejonie Smykwa-Słopca Szlacheckiego, Ludwikowskiej-Kędzi (2007b) oraz Ludwikowskiej-Kędzi i Olszaka (2009) o osadach stokowych i o deluwjach występujących na stokach Pasma Bielińskiego. Następnie przytoczyć należy także prace: Ludwikowskiej-Kędzi (2013) o minerałach ciężkich w utworach plejstocenijskich Doliny Kielecko-Łagowskiej, Ludwikowskiej-Kędzi i innych (2004, 2006) o utworach w dolinie Łagowicy pod Łagowem, Ludwikowskiej-Kędzi i Pawelec (2011, 2014) oraz Ludwikowskiej-Kędzi i innych (2015), Pawelec i Ludwikowskiej-Kędzi (2016) o osadach glacialnych z rejonu Mąchocic Kapitulnych i Napękowa, Ludwikowskiej-Kędzi i Smolskiej (2007), Łyczewskiej (1971, 1972) o czwartorzędzie regionu świętokrzyskiego, Pożaryskiego i innych (1993, 1994, 1995, 2002), Różyckiego (1972a, b) o plejstocenie Polski Środkowej oraz regionu świętokrzyskiego, Sołtysika (1998, 2002a, b) o peryglacialnej zwietrzelinie gliniastej w Dolinie Chęcińskiej, o osadach biogenicznych w dnach dolin i ich odcinków przedprzełomowych i o wpływie neotektoniki na kształtowanie się den dolin rzek świętokrzyskich. Prace Starkla i innych (1999) oraz Szczepanka (1972) dotyczą kopalnej flory czwartorzędowej z regionu świętokrzyskiego, natomiast opracowania Wacheckiej-Kotkowskiej i Ludwikowskiej-Kędzi (2013) oraz Walczowskiego (1972) dotyczą utworów czwartorzędowych w południowo-wschodniej części regionu świętokrzyskiego.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego obszar arkusza znajduje się na pograniczu trzech mezoregionów, są to: Płaskowyż Suchedniowski, Wyżyna Sandomierska i Góry Świętokrzyskie w obrębie makroregionu Wyżyna Kielecka (Solon i in., 2018). Na podstawie analizy obrazu uzyskanego z NMT dla obszaru arkusza Nowa Słupia można zauważyć jego duże zróżnicowanie morfologiczne. W części południowej, gdzie występują utwory kambryjskie, a zwłaszcza piaskowce i kwarcyty kambriu górnego, mamy wyraźne pasma – Pasma Łysogór z Łysą Górą (594,3 m n.p.m.) i Pasma Jeleniowskie z Górą Skoszyńską (450,6 m n.p.m.). Grzbiet główny Pasma Jeleniowskiego z najwyższymi szczytami położony jest na południe od obszaru arkusza. Pozostała, zdecydowanie większa część obszaru arkusza Nowa Słupia, położona jest niżej, a tylko w nielicznych przypadkach jest nieco podniesiona – Pasma Bostowskie (maksymalnie 350,7 m n.p.m.), Góra Chełmowa (350,8 m n.p.m.), Pasma Pokrzywiańskie (maksymalnie 318,6 m n.p.m.) – w miejscach występowania utworów piaskowcowych dewonu dolnego.

Pasma Łysogórskie położone jest w południowo-zachodniej części obszaru opisywanego arkusza, tam też występuje najwyższe wzniesienie na obszarze badań – Łysa Góra. Różnica wysokości

między wierzchołkiem Łysej Góry, a podstawą stoków pasma koło Nowej Słupii wynosi około 250 m. W części szczytowej Pasma Łysogórskiego w poziomach około 570–590 m n.p.m. oraz około 520–550 m n.p.m. występują spłaszczenia, które Filonowicz (1968) uważał za fragmenty paleogeńsko-neogeńskiej powierzchni zrównania. Innego zdania jest Kowalski (2000b), który paleogeńską powierzchnię zrównania widzi w poziomie 360,0–400,0 m n.p.m. Według Kowalskiego (2000b) pod koniec paleogenu ponad dominującą powierzchnię zrównania wznosiły się jedynie partie twardzielcowych grzbietów, w tym Pasma Łysogórskiego. W Dolinie Bodzentyńskiej również występuje poziom spłaszczenia morfologicznego, położony na wysokości 290,0–330,0 m n.p.m. (Kowalski, 2000b). Wcześniej był on uważany za powstały w miocenie i pliocenie (Radłowska, 1967a; Gilewska, 1972). Badania Kowalskiego (2000b) wskazały jednak, że na poziomie tym występują zwietrzeliiny paleogeńskie, a więc nie może być on uważany za neogeński. W czasie neogenu, paleogeńska powierzchnia zrównania została rozbita tektonicznie (Kowalski, 2000b). W obrębie paleozoicznych jednostek depresyjnych uległa ona obniżeniu (zrzuconiu) względem jej fragmentów wyniesionych w paleozoicznych jednostkach elewowanych (Kowalski, 2000b). Stąd według tego autora utwory paleozoiczne występujące w formie obniżeń (dolin), jak i wyniesień (pasm), nie powstały w cyklu erozyjno-denudacyjnym, a za sprawą zachodzących w neogenie i czwartorzędzie undacyjno-blokowych ruchów. Ruchy te były genetycznie związane z występującym w górotworze paleozoicznym, dawnym polem naprężeń, generowanym następnie naprężeniami przenoszonymi lateralnie od aktywnego tektogenu karpackiego (Kowalski, 2000b). Wzdłuż stref uskokowych odnowione zostały główne rysy paleozoicznego planu strukturalnego. Poszczególne bloki strukturalne wskutek kontrakcji kompresyjnej uległy na przemian wyniesieniu i obniżeniu, zgodnie z zasadą tektoniki typu klawiszowego (Kowalski, 2000b).

Na obszarze opisywanego terenu arkusza Nowa Słupia występują: synklinorium kielecko-łagowskie (w niewielkim tylko fragmencie), fałd łysogórski, synklina bodzentyńska oraz antyklina bronkowicka. Wielkość pionowego zróżnicowania w neogeńskim cyklu neotektonicznym jednostek morfotektonicznych typu elewacyjnego i jednostek typu depresyjnego, odczytana z położenia paleogeńskiej powierzchni zrównania, wynosi przeciętnie około 60–100 m (Kowalski, 2000b). Wyniesione jednostki morfotektoniczne z paleogeńską powierzchnią zrównania weszły w cykl wietrzeniowej i erozyjno-denudacyjnej degradacji selektywnej. Kosztem powierzchni zrównania zaczęła powstawać rzeźba morfostrukturalna reprezentowana przez pasma i pagóry twardzielcowe typu monoklinalnego (Pasma Łysogór, Pasma Bostowskie, Góra Chełmowa) oraz doliny erozyjno-denudacyjne typu monoklinalnego, uwarunkowane litologicznie (Dolina Dębniańska, Dolina Słupiańska) (Kowalski, 2000b). Neotektonicznej i współczesnej aktywności sprzyjają uskoki poprzeczne, które wytworzyły

szereg bloków poprzesuwanym względem siebie i wyniesionych lub obniżonych. O przejawach neotektoniki w obrębie pasma głównego świadczą też: rowy grzbietowe (jeden z nich występuje w masywie Łysej Góry, a dokumentuje go częściowo profil otworu 82), pokrywy blokowe i blokowo-gruzowe występujące w najpełniejszym profilu w strefach uskoków poprzecznych (masyw Łysej Góry, Łysicy), czy zjawisko wyciskania skał mułowcowych i iłowcowych łatwiej podatnych na takie procesy (Kowalski, 2000b).

Według koncepcji Kowalskiego (2000b) na obszarze badań wyróżniono:

- strefę synklinorium, tektonicznie obniżoną w neogenie (synklinorium kielecko-łagowskie) z denudacyjną równiną falistą i pagórkowatą, z rzeźbą i zwietrzeliną z okresu paleogenu oraz pasmem twarzielcowym, antyklinalnym, tektonicznie odnowionym (Pasma Bielińskie, Wał Małacentowski – na obszarze arkusza Nowa Słupia tylko niewielkie fragmenty stoków tych pasm);
- strefę monoklinalną, tektonicznie wyniesioną w neogenie i rozczłonkowaną w cyklu erozyjno-denudacyjnym (fałd łysogórski) z pasmami i pagórami twarzielcowymi, monoklinalnymi (Pasma Łysogór, Pasma Bostowskie, Pasma Pokrzywiańskie), następnie pasmami i pagórami twarzielcowymi, antyklinalnymi (Kobyła Góra), dalej dolinami monoklinalnymi, uwarunkowanymi litologicznie (Dolina Dębniańska i Dolina Słupiańska);
- strefę synklinalną, tektonicznie obniżoną w neogenie (synklina bodzentyńska) z doliną synklinalną (Dolina Bodzentyńska) z rzeźbą i zwietrzeliną z paleogenu;
- strefę antyklinalną (antyklina bronkowicka), tektonicznie wyniesioną w neogenie i rozczłonkowaną w cyklu erozyjno-denudacyjnym z pasmami i pagórami twarzielcowymi, synklinalnymi i po części monoklinalnymi oraz dolinami antyklinalnymi;
- obszar z pokrywą skał mezozoicznych (głównie triasowych) z równiną strukturalno-denudacyjną, falistą.

W masywie Łysej Góry do charakterystycznych elementów rzeźby należą pokrywy wietrzeńwo-blokowe z gołoborzami oraz powierzchnie (terasy) krioplanacyjne (Kowalski, Jaśkowski, 1986). Wyraźnie zaznaczają się one na stoku północnym. Terasy składają się ze stokowego spłaszczenia o nachyleniu 2–12°, rozwiniętego na podłożu zbudowanym z warstw kompleksu łupkowo-mułowcowego, oraz progu o nachyleniu 20–42°, rozwiniętego na podłożu kwarcytów i piaskowców kwarcytowych. Terasy krioplanacyjne najlepiej widoczne są w górnej i środkowej części stoku północnego (Kowalski, Jaśkowski, 1986). Ich rozwój odbywał się etapami przy współdziałaniu wglębnego wietrzenia selektywnego, które postępowało wolniej w czystych kwarcytach niż w serii łupkowo-mułowcowej (Kowalski, Jaśkowski, 1986). Prowadziło to do powstawania najpierw podpokrywowych progów, które później uzewnętrzniały się wskutek degradacji zwietrzliny w warunkach peryglacialnej denudacji (Kowalski, Jaśkowski, 1986). Odpreparowany próg rozwijał się wstecznie w wyniku

dezintegracji blokowej budujących go kwarcytów i ich odpadania. Bloki te nadbudowywały podstawę progu. Obok procesów kongeliflukcyjnych, pewną rolę odgrywały także splukiwanie powierzchniowe oraz spelzywanie (Kowalski, Jaśkowski, 1986).

Na północ od Pasma Łysogórskiego znajduje się Dolina Dębniańska pocięta rzekami i okresowo płynącymi strumieniami. Największe jej obniżenie na opisywanym obszarze (około 240 m n.p.m.), uwarunkowane budową geologiczną, znajduje się koło wsi Serwis.

Na północ od Doliny Dębniańskiej przebiegają Pasma Bostowskie oraz Pasma Pokrzywiańskie. Składają się one z szeregu wzgórz poprzesuwanymi uskokami w kierunku południowym – wzgórze koło Bostowa (348,8 m n.p.m.), Góra Chełmowa (347 m n.p.m.) i wzgórze koło Dobruchny (311,5 m n.p.m.). Na wschód od uskoku łysogórskiego (uskoku Rudek) wzgórza są coraz niższe, od Wierzbątowic zaś słabo zaznaczają się w morfologii, niekiedy dając tylko wychodnie spod pokrywy lessowej.

Na północ od pasm, Bostowskiego i Pokrzywiańskiego, występuje wyżyna pagórkowata pokryta lessami i pocięta dolinami rzecznyymi, z których najważniejsze są doliny: Pokrzywianki, Świśliny i Węgierki (dawniej Potoku Waśniowskiego). W części zachodniej wzgórza dochodzą do około 330 m n.p.m., w kierunku wschodnim teren lekko opada, wzniesienia między doliną Pokrzywianki a doliną Węgierki nie przekraczają wartości około 290 m n.p.m. W kierunku wschodnim wzgórza ponownie osiągają wysokość około 300 m n.p.m.

Podczas sedymentacji eolicznej, która odbywała się co najmniej w dwóch okresach, utworzyły się wierzchowiny lessowe oraz piaski eoliczne.

Na fragmentach powierzchni denudacyjnych występują ostańce denudacyjne oraz skałki zbudowane z piaskowców i kwarcytów kambru, dewonu i triasu dolnego.

Wąwozy, parowy i wcioty występują przede wszystkim na lessach.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I), ze względu na skalę jego opracowania, nie pokazano wszystkich form i zjawisk opisanych powyżej.

Wśród **form lodowcowych** na szkicu wyróżniono **równiny morenowe** (zdenudowane), a wśród **form wodnolodowcowych** – **równiny wodnolodowcowe** (zdenudowane).

Powierzchnie, których podłożem są gliny zwałowe i piaszczyste osady wodnolodowcowe współwystępują w północnej części obszaru arkusza tworząc szeroki pas równin na północ do Bronkowic, Radkowic, Rzepina Drugiego (II) i Nietuliska Dużego. Ich ciągłość przerywana jest wyniosłościami podłoża zbudowanego z utworów triasowych oraz dolinami rzecznyymi i młodymi rozcięciami erozyjnymi. Powierzchnie morenowe i wodnolodowcowe (w znacznym stopniu zdenudowane) występują także po południowej stronie Pasma Bostowskiego oraz wzdłuż dolin Pokrzywianki i Czarnej

Wody w rejonie Łomna. Powierzchnie z północnej oraz środkowej i południowej części obszaru arkusza różnią się wiekowo. Tym z północy arkusza przypisano pochodzenie z okresu zlodowaceń środkowopolskich, pozostałym zaś – z okresu zlodowaceń południowopolskich.

Formy denudacyjne i różnej genezy na obszarze arkusza to: równiny denudacyjne (na podłożu skał paleozoicznych i mezozoicznych), powierzchnie stokowe, soliflukcyjne i krioplanacyjne, gołoborza, dolinki denudacyjne i młode rozcięcia erozyjne, stoki wychodni skał paleozoicznych i mezozoicznych (stromie i łagodne), stożki napływowe, grzbiety ostre i zaokrąglone, przełęcz, progi strukturalno-litologiczne oraz krawędzie o założeniach tektonicznych.

Podłoże skalne występujące na powierzchni obszaru badań lub pod pokrywą utworów czwartorzędowych posiada uwarunkowania strukturalno-tektoniczne. Strukturalne wynikają z litologii i odporności poszczególnych warstw skalnych na denudację, a tektoniczne z generalnego zalegania warstw skalnych, układu wychodni skalnych, wpływu uskoków, stref uskokowych i ciosu. Istotny wpływ mogą także odgrywać czynniki neotektoniczne.

Równiny denudacyjne rozwinięte na wychodniach skał paleozoicznych (głównie sylurskich) występują fragmentarycznie w zachodniej części obszaru arkusza w rejonie Dębna, Jeziorka, Baszowic i Rudek. Nie zostały one tam zamaskowane przez osady lessowe czy lodowcowe. Duża część pierwotnych wychodni skał podłoża pokryta jest osadami peryglacjalnymi, tworząc powierzchnie złaziskowe – soliflukcyjne i krioplanacyjne (opisane powyżej). W Paśmie Łysogórskim formy te współwystępują z rumowiskami skalnymi – gołoborzami.

Równiny denudacyjne rozwinięte na wychodniach skał mezozoicznych – tutaj triasowych i jurajskich – występują w północnej części obszaru arkusza. Rzeźba ich nie jest idealnie równinna, ponieważ wznoszą się one zazwyczaj bardzo łagodnymi stokami ponad sąsiadujące obszary postglacjalne.

Na fragmentach powierzchni denudacyjnych występują ostańce denudacyjne oraz skałki tworzące charakterystyczne progi strukturalno-litologiczne. Dobrze widoczne i zajmujące powierzchnię dającą się odwzorować w skali szkicu geomorfologicznego występują w północnej części obszaru arkusza, w rejonie Gębic, w tzw. Lesie Kryneckim. Skałki i progi litologiczne tworzą tu piaskowce retu (warstwy z Krynek).

Pasma i wzniesienia o liniowych zarysach mają płaskie, łagodne powierzchnie wierzchowinowe. Ostre linie grzbietowe są rzadkie i występują tylko na niewielkich odcinkach głównego grzbietu Łysej Góry i pasemka położonego bezpośrednio na południe od niego. W przebiegu pasm – Łysogór i Jeleniowskiego występują wyraźne obniżenia – przełęcz dzielące grzbiet na mniejsze odcinki. Położenie ich uwarunkowane jest tektoniką skał podłoża, często występują znaczne przesunięcia linii

grzbietowych rozdzielonych przełęczami. Przełęczę zaznaczono także w paśmie Kobylej Góry oraz w Pasmie Bostowskim. Stoki większych pasm na obszarze arkusza w obrębie skał paleozoicznych i mezozoicznych wyróżniono także w przypadku ich pokrycia przez osady lessowe. Wśród powierzchni stokowych wyróżniono te, które mają założenia tektoniczne, czasami wręcz są odsłoniętymi licami powierzchni uskokowych (np. za wejściem do Świętokrzyskiego Parku Narodowego od strony Nowej Słupi). Znajdują się one w górnym odcinku doliny Świśliny, w dolinach Psarki, Pokrzywianki i Dobruchny.

Formy rzeczne wyróżnione na obszarze arkusza to: dna dolin rzecznych, tarasy akumulacyjne zalewowe i nadzalewowe oraz fragmenty dolin rzecznych o charakterze przełomowym.

Szerokie, wyraźne dna dolin tworzą tylko większe rzeki: Kamienna, Świślina, Pokrzywianka, Psarka, Słupianka i Belnianka. W większych dolinach zachowały się wąskie listwy tarasów nadzalewowych, wznoszące się 3,0–5,0 m n.p. rzeki. Mniejsze cieką mają doliny współkształtowane przez procesy rzeczne i stokowe.

Do przebiegu głównych dolin rzecznych nawiązuje sieć dolinek denudacyjnych i młodych rzeźb erozyjnych. Tworzą one gęstą sieć (szczególnie dobrze rozwiniętą na wysoczyźnie lessowej) o układzie dendrycznym, a w miejscach gdzie uwidaczniają się wpływy podłoża paleozoicznego także o układzie kratowym (np. rejon Czajęcic-Kowalkowic).

Wyróżnione doliny przełomowe to doliny: Pokrzywianki w rejonie Góry Chełmowej, Świśliny przez wzgórze w rejonie Bronkowice–Radkowice oraz poniżej Wiór (Filonowicz, 1968), Jawórki przez wzgórze w okolicy Warszówka, Dobruchny w rejonie Grzegorzowic (Dobruchna tworzy przełom antecedentny; Kowalski, 2000b), Węgierki w rejonie Nosowa i Małego Jodła (Filonowicz, 1968), Pokrzywianki poniżej ujścia do niej Dobruchny (Filonowicz, 1968).

Wśród **form eolicznych** zaznaczono na szkicu pola piasków przewianych oraz pokrywy lessowe. Piaski eoliczne tworzą niskie wały wydymowe (inicjalne fazy rozwoju wydym), niewykształcone w pełni i niespecjalnie wyróżniające się wysokością w terenie. Występują tylko w północnej części obszaru arkusza, w kompleksie leśnym na północ od Rzepina Pierwszego (I), Rzepina Drugiego (II) i Dąbrowy.

Pokrywa (wysoczyzna) lessowa zajmuje większą część obszaru arkusza – od północnych stoków Łysogór i Pasma Jeleniowskiego w południowej części terenu arkusza, przez jego centralną część (z wyłączeniem Doliny Dębniańskiej i okolic Rudek) aż po Radkowice, Rzepin Pierwszy (I), Rzepin Drugi (II) i Nietulisko Duże. Północna granica zasięgu utworów lessowych, w odróżnieniu od zasięgu południowego, zaznacza się wyraźną krawędzią.

Formy antropogeniczne pokazane na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) to kamieniołomy oraz hałdy i nasypy. Zaznaczono trzy duże kamieniołomy – Doły Opacie (eksploatacja dolomitów dewońskich), Witulin (eksploatacja piaskowców triasowych) i Skała (eksploatacja dolomitów i wapieni dewońskich). Z wymienionych obecnie czynny jest tylko kamieniołom Skała.

Wyrobisk poeksploatacyjnych jest więcej (Rudki, Nietulisko Duże, Gębice, Rzepin Drugi (II), Łomno, Radkowice Kolonia, Pawłów), ale zazwyczaj mają one niewielkie powierzchnie i stąd nie zaznaczono ich na szkicu.

Formy antropogeniczne nasypowe odpowiednie do przedstawienia w skali szkicu to: hałda pogórnicza kopalni w Rudkach (zrehabilitowana – rozplantowana w dolinie Pokrzywianki, tak iż nie wyróżnia się w krajobrazie) oraz zapora ziemna zbiornika wodnego Wióry (Zalewu Wióry).

Poza tymi występują też skupiska niewielkich hałd w rejonie Gębic i Rudnika, których na szkicu nie zaznaczono.

Obszar arkusza Nowa Słupia znajduje się w dorzeczu Wisły. Odwadniają go Kamienna z kilkoma bezimiennymi dopływami (w części północnej), Świślina – dopływ Kamiennej, wraz z Psarką, Pokrzywianką i Węgierką (w części centralnej i południowej). Dopływami Pokrzywianki są Dobruchna, Słupianka i Czarna Woda. Rzeka Kamienna występuje na półkilometrowym odcinku koło Rudnika. Głównym dopływem Kamiennej w obrębie terenu arkusza jest Świślina. Wypływa ona ze źródeł we wsi Siekierno na obszarze sąsiedniego arkusza Bodzentyn i wpada do Kamiennej koło Nietuliska Małego. W górnym biegu, na południe od Radkovic, Świślina tworzy dolinę przełomową przez osady piaskowca pstrego i cechsztynu.

Pokrzywianka w górnym biegu płynie równoległe do Pasma Łysogórskiego i zasilana jest przez drobne, często okresowo płynące potoki. Prawoboczny dopływ Pokrzywianki, Słupianka, przecina to pasmo wzdłuż uskoku i płynie doliną pochodzenia tektonicznego. Również prawy dopływ Słupianki, Potok Jeleniowski, między Górą Jeleniowską i Szczytniakiem, płynie doliną pochodzenia tektonicznego. Następny prawoboczny dopływ, Dobruchna, wypływa ze źródeł z północnego zbocza góry Wesółki i koło Włoch wpada do Pokrzywianki. Podobnie jak Psarka koło Świętomarza i Śniadki oraz Dobruchna koło Grzegorzowic i Skał zerodowała osady piaskowca pstrego i odsłoniła profil warstw dewonu. Węgierka wypływa z szerokiej, zabagnionej doliny na wschód od Waśniowa. W tej samej dolinie bierze początek potok płynący w kierunku wschodnim (do Kamionki – poza granicą terenu arkusza), dolina ma więc tutaj charakter bifurkujący.

Doliny wszystkich większych rzek posiadają jeden taras zalewowy (nawet szeroka dolina Kamiennej), koryta zaś najczęściej są wcięte około 1–2 m poniżej poziomu tarasu zalewowego.

W dolinach Kamiennej, Pokrzywianki i Belnianki występuje fragmentarycznie jeden poziom vistuliańskich tarasów nadzalewowych.

Mały fragment obszaru badań (na południe i południowy zachód od Łysej Góry) jest odwadniany przez Belniankę – dopływ Czarnej Nidy. Przebieg dolin rzecznych jest uwarunkowany tektonicznie i strukturalnie. Obrazu hydrograficznego dopełniają dwa sztuczne zbiorniki na rzekach: Zalew Wióry (w całości na obszarze opisywanego arkusza) i Zalew Brodzki (jedynie w niewielkiej części).

Po północnej stronie pasma głównego ukształtowała się gęsta sieć cieków stałych i okresowych, biorących swój początek ze źródeł położonych na wysokości około 350–400 m n.p.m. (Kupczyk i in., 2000). Ich układ jest równoległy (widlasty), aż do drugiej strefy źródeł, podzboczowych, wypływających z pokrywy peryglacialnych. Na stokach południowych pasma liczba cieków jest mniejsza.

W rejonie Dębniaka i Jeleniowa ku północy płyną dwa cieki, które swój początek biorą po południowej stronie Pasma Jeleniowskiego. Wykorzystują one poprzeczne strefy uskoku, tworząc malownicze przełomy przez utwory kambru. Pomiędzy Kobylą Górą (390,6 m n.p.m.) a Górą Jeleniowską (533,0 m n.p.m.), położoną już poza terenem opisywanego arkusza, widoczny jest przełom regresyjny (Kowalski, 2000b).

W rejonie Grzegorzowic Dobruchna tworzy przełom antecedentny przez wzniesienia Pasma Pokrzywiańskiego (Kowalski, 2000b).

Sieć rzeczna w Górach Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu kształtowała się już na początku paleogenu (Kowalski, 2000b). Wyniknęło to z powstania kopułowego nabrzmienia (zbudowanego z utworów mezozoicznych, a zalegających na utworach paleozoicznych) związanego z ruchami laramijskimi. Układ przestrzenny sieci wymuszony został formą morfologiczną struktury kopułowej oraz uwarunkowaniami strukturalnymi podłoża skalnego. Psarka, Słupianka czy Pokrzywianka mają konsekwentny układ względem nachylenia pierwotnej powierzchni i kierunków zapadających warstw (Kowalski, 2000b). Odstępstwa od tego kierunku niektórych odcinków rzek mają związek z późniejszą przebudową ich układu przez aktywne procesy neotektoniczne. Czarna Woda i górny odcinek Pokrzywianki mają układ subsekwentny, co wynika z uwarunkowań strukturalnych. Układ subsekwentny ma także górny i środkowy odcinek Dobruchny oraz górny odcinek Węgierki. Przypadki przechodzenia rzek pod kątem prostym z układu subsekwentnego w układ konsekwentny są wymuszone uskokami paleozoicznymi, reprodukowanymi w pokrywie skał mezozoicznych, tutaj głównie triasowych, podczas fazy laramijskiej (Kowalski, 2000b).

Główny układ sieci rzecznej w rejonie badań jest starszy od zasadniczych zrębów rzeźby opisywanego obszaru, tj. czasu jej powstania (Kowalski, 2000b).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Na obszarze badań występują utwory następujących systemów: pięciu ery paleozoicznej, dwóch ery mezozoicznej oraz dwóch ery kenozoicznej. Profil syntetyczny zamyka się pomiędzy skałami kambru środkowego a osadami holocenu.

Zgodnie z założeniami przeprowadzonej aktualizacji w przypadku wydzielen, dla których nie pozyskano uzupełniających informacji, ich opis przytoczono w większości za autorem pierwszej wersji arkusza.

1. Kambr

a. Kambr środkowy

Iłowce, mułowce, kwarcyty i piaskowce – formacja łupków z Gór Pieprzowych. Najstarsze osady kambryjskie występują w rejonie Bartoszowin, Huty Starej, Huty Starej-Kolonii oraz wzniesienia o nazwie Kobyla Góra (390,6 m n.p.m.). Iłowce i mułowce mają charakter łupkowy (iłowce łupkowe, mułowce łupkowe). Łupki są piaszczyste, szare i jasnoszare lub o odcieniu seledynowym, przewarstwione łupkami ilasto-mułkowymi i ilami o podobnej barwie (Filonowicz, 1968). Na powierzchniach warstw często występują hieroglify oraz liczne okrągłe i eliptyczne wgłębienia o wygładzonych płaszczyznach. Niekiedy łupki są drobnowarstwowane, oddzielają się na cienkie płytki o równych, żółtawych płaszczyznach pokrytych miką. Powyżej łupków leżą kwarcyty zlewne, płytowe, o miąższości około 5–20 cm, jasnoszare, często o odcieniu niebieskawym. Mają one teksturę zrostkową i są mocno spękane wzdłuż licznych płaszczyzn. Podczas rozbicia skała rozsypuje się na ostrokrawędziste kawałki pokryte ciemnobrązowymi lub atramentowymi naciekami związków żelaza i manganu. Jak podaje Filonowicz (1968) to prawdopodobnie te kwarcyty Czarnocki (1919a) opisał pod nazwą kwarcytów ruinowych. Spotyka się je m.in. w rejonie Kobylej Góry. Wraz z kwarcytami występują łupki piaszczysto-kwarcytowe szare, przewarstwione łupkami ilasto-mułkowymi, ciemnoszarymi lub szarozielonymi. Łupki te są często drobno laminowane, łupią się na cienkie płytki o falistych płaszczyznach, pokrytych hieroglifami i drobną miką. Warstwy te obserwowano w przekopie drogi biegnącej z Kielc do Nowej Słupi, w zachodnim końcu wsi Bartoszowiny, w rowie przydrożnym na wschód od Bartoszowin oraz na północno-zachodnim zboczu Kobylej Góry. W Hucie Starej pod kwarcytami ruinowymi występują łupki ilasto-mułkowe ciemnoszare o odcieniu granatowym, z cienkimi warstewkami ciemnoszarych kwarcytów (około 10 m miąższości). W łupkach tych spotyka się słabo zachowane skorupki *Lingulella vistulae* Gürich.

Filonowicz (1968) zwrócił uwagę, że ze względu na podobieństwo litologiczne, jak również i występującą faunę, warstwy te odpowiadają wiekowo podobnym łupkom Gór Pieprzowych, przez co zaliczono je do kambru środkowego.

W zachodnim zboczu Kobylej Góry przy dolinie potoku były obserwowane łupki ilasto-mułkowe ciemnoszare i zielonawe, z mika, z wkładkami piaskowców, kwarcytów i szarogłazów. Litologicznie są one podobne do warstw kambru środkowego z Kamecznicy Podmachocickiej. Na płaszczynach sedymentacyjnych tych warstw występują hieroglify, a na przełamach poprzecznych widać różnego rodzaju uwarstwienia. Są to najwyższe serie warstw kambru środkowego, które leżą tu monoklinalnie i upadają na północ pod kątem około 50°. Prześledzona miąższość tych warstw wynosi około 280 m. W stropie ich występują kwarcyty gruboławicowe z wkładką żółtych iłów należące już do kambru górnego. W warstwach kambru środkowego koło Kobylej Góry fauna nie została znaleziona, jedynie pewne hieroglify przypominają opisywane przez Samsonowicza (1934b) ślady typu *Crutziana (cruziana)* z okolic Opatowa. Na podstawie obserwacji można przyjąć, że wyżej opisane warstwy przedstawiają jeden cykl sedymentacyjny, powstały w jednakowych warunkach. Również zaliczono je do kambru środkowego.

Miąższość utworów formacji łupków z Gór Pieprzowych na obszarze badań jest raczej mniejsza niż około 600 m, tak jak to przyjmował Filonowicz (1966, 1968). Sądzić należy, że ma około 150–200 m. Zdania co do pełnej miąższości tej formacji są różne, podaje się około 400–500 m, a nawet około 1000–1200 m, prawdopodobnie włączając do tej formacji również warstwy krajeńskie (Kowalczewski i in., 2006). Utwory tej formacji są silnie stektonizowane (Romanek, 2007).

Wydzieleniem – mułowce, piaskowce, piaskowce kwarcytowe i iłowce (warstwy krajeńskie) zastąpiono dotychczasowe – piaskowce, kwarcyty i łupki z wkładkami iłów i zlepieńców (Filonowicz, 1966, 1968). Warstwy te, w obrębie obszaru arkusza, budują południowe stoki Pasma Łysogór. Można je zaobserwować w postaci zwietrzliny w rejonie Huty Nowej-Podlisyca oraz w nielicznych, niedużych odsłonięciach lub odkrywkach np. na północny zachód od Kobylej Góry (Filonowicz, 1968). Są to kwarcyty gruboławicowe (o miąższości około 8 m) z wkładką żółtych iłów (0,2 m). Na ich powierzchniach można zaobserwować hieroglify. Wyżej występują piaskowce i iłowce łupkowe (łupki) z warstwami iłów (około 150 m miąższości). Cechą charakterystyczną tych osadów jest duża zmienność litologiczna zarówno pozioma, jak i pionowa. Osady te mają również jaśniejsze barwy od innych osadów kambru środkowego. Piaskowce i kwarcyty są mniej spękane i nie mają tekstury zrostkowej. Oprócz zasadniczej barwy jasnoszarej, piaskowce, kwarcyty i łupki mają różne odcienie: żółte, czerwone, brązowe, niebieskie, a nawet i czarne. Ich płaszczyny łupliwości są na ogół gładkie i dość regularnie wykształcone.

Powyżej opisanego zespołu osadów, na południowym zboczu Łysej Góry, występują piaskowce i kwarcyty z wkładkami łupków ilasto-mułkowych. Są to piaskowce płytowe i gruboławicowe, które tworzą soczewkowate pakiety wśród łupków. Te osady pod względem wykształcenia litologicznego są podobne do osadów kambru górnego z kamieniołomów w Wiśniówce. Miąższość ich wynosi około 200 m. Piaskowce i kwarcyty są najczęściej szare i jasnoszare oraz mają różne inne odcienie: żółte, czerwone lub niebieskawe.

W stropie wyżej opisanych warstw występują kwarcyty, które można prześledzić w odkrywce położonej na południowym zboczu Góry Chełmiec (około 1 km na południe od Łysej Góry). W odkrywce tej najniższe warstwy (około 8 m) to kwarcyty bez wyraźnego uwarstwienia, pocięte licznymi płaszczyznami spękań, o przebiegu prostopadłym do biegu warstw o płaszczyznach pokrytych związkami żelaza. Kwarcyty te są koloru szarego, często o odcieniach jasnych, z gniazdami kwarcu. W stropie ich występuje cienka (0,1 m) warstewka zlepieńcowata, z przewagą drobnego ostrokrawędzistego druzgotu skalnego, pochodzenia tektonicznego. Wyżej występują kwarcyty jasnoszare lub szarożółtawe (około 12 m) z żyłkami kwarcytowymi wyrażone w postaci płyt o grubości 0,1–0,3 m. Płaszczyzny warstw są na ogół gładkie, podczas gdy całe ławice są lekko zafalowane i wyklinowują się w kierunku poziomym. Tu również liczne płaszczyzny spękań tną całą serię skalną w odstępach około 0,5 m w postaci pionowych słupów. Na płaszczyznach spękań można zaobserwować poprzeczne przekroje ławic, na których widać uwarstwienia skośne i przekątne ze smużkami piasków i żwirków kwarcowych. Na powierzchniach sedymentacyjnych dwóch warstw występujących w stropie tych kwarcytów widoczne są drobne zagłębienia o zarysach okrągłych i owalnych od 2,0 do 4,0 mm średnicy. Filonowicz (1968) podawał, że są to opisywane w literaturze ślady kropel deszczowych. Z ich położenia wynika, że opisywane powyżej warstwy osady kambru są odwrócone.

Na jednej z ławic można zaobserwować częściowo już zniszczoną (12,0 cm wysokości) formę skalną w kształcie półelipsoidy o osi dłuższej 0,6 m przy nachyleniu zboczy pod kątem 21° oraz osi krótszej 0,45 m przy nachyleniu zboczy 26° . Od wierzchołka do podstawy przecina ją dziewięć płaszczyzn sedymentacyjnych poziomo leżących. Trudno jest dać jakąkolwiek interpretację powstania tej formy, zwłaszcza, że nie wiadomo czy powstała ona w wyniku sedymentacji, czy też późniejszych procesów diagenetycznych. Prawdopodobnie powstała ona na drodze okresowej sedymentacji, w małym owalnym zagłębieniu występującym na lądzie w strefie litoralnej, a obecnie jej odwrócona pozycja świadczy również o tym, że opisane wyżej warstwy kambru są przełamane. Przekątne uwarstwienia i opisane formy sedymentacyjne wskazują na litoralne i częściowo lądowe pochodzenie tych osadów. W stropie występują podobnie wykształcone kwarcyty szare i jasnoszare, które budują kopulasty szczyt Góry Chełmiec. Miąższość ich wynosi około 20 m.

W utworach warstw krajneńskich (znanych z kamecznic Krajneńskiej i Podmachocickiej – obszar arkusza Bodzentyn) występuje zespół akritarch należących do rodzajów: *Cristallinium*, *Timofeevia* oraz *Multiplicisphaeridium*, który jest charakterystyczny dla osadów nadpoziomów trylobitowych *Paradoxides paradoxissimus* oraz *Paradoxides forchammeri* (Romanek, 2007). Miąższość tych warstw może dochodzić do około 400 m. Są one silnie sfałdowane i zdyslokowane nieciągle (Kowalczewski, Lenzion, 1996).

b. Kambr górny

Paibian

Piaskowce kwarcytowe, ortokwarcyty, iłowce i mułowce – formacja piaskowców z Wiśniówki. Najwyższa część pasma, na którym stoi klasztor Świętego Krzyża, jest zbudowana z kwarcytów (ortokwarcytów) masywnych, zwanych również kwarcytami łysogórskimi. Są to potężne ławice kwarcytów gruboławicowych, jasnoszarych, przewarstwionych kwarcytami płytowymi (50,0 m) (Filonowicz, 1968). Płaszczyzny tych warstw są pokryte związkami żelaza w żółto-czerwonych odcieniach. Kwarcyty te, w okolicy klasztoru, na południowych stokach tworzą niedużych rozmiarów gołoborza. Spotyka się tu bryły skaliste o teksturze zrostkowej dochodzącej do 2,5 m grubości. Liczne próżnie i szczeliny spękań widoczne w tych gładkach są często wypełnione kwarcem oraz drobnymi brązowo-fioletowymi kryształkami wawelitu. Warstwy te można prześledzić jedynie na podstawie zwietrzelin oraz zaburzonych wychodni w postaci pojedynczych potężnych bloków. W ich stropie występują kwarcyty płytowe jasnoszare o płaszczyznach falistych i skośnym uławiceniu (około 20 m). Budują one szczyt wzgórza, na którym stoi klasztor. Niektóre ławice kwarcytów posiadają teksturę zrostkową. Wśród kwarcytów występują drobne wkładki iłów kaolinowych czerwonych lub żółtych, do 0,2 m grubości. Na Pasmie Jeleniowskim warstwy te budują szczyty Góry Jeleniowskiej, Szczytniaka i Góry Witosławskiej.

Na północnym stoku Łysej Góry występują przede wszystkim kwarcyty szare i jasnoszare, zlewne, płytowe, a czasem gruboławicowe, które w morfologii zbocza tworzą najwyższy stopień (około 35 m). Warstwy te zostały prześledzone podczas wykopów fundamentowych pod budowę stacji telewizyjnej. W stropowych partiach wśród ławic kwarcytów występują wkładki piaskowców i iłów oraz łupków z drobną miką (około 20 m).

Powyżej w profilu występuje cienka seria piaskowców i kwarcytów płytowych z warstewkami łupków ilasto-mułkowych i iłów (około 40 m). W łupkach ilasto-mułkowych występują cienkie kilkucentymetrowe soczewki mułowców żelazistych. W morfologii warstwy te tworzą łagodne zbocze w dużej mierze pokryte zwietrzeliną deluwiów. W stropie tej serii występują piaskowce płytowe,

drobnoziarniste i łupki ilasto-mułkowe o odcieniach żółtych, czerwonych, buraczkowych i niebieskawych (około 25 m).

Wyższą pod względem stratygraficznym serię warstw kwarcytów i piaskowców, która tworzy dwa niższe stopnie na północnym stoku Łysej Góry, można prześledzić w odkrywkach na skraju lasu obok drogi z Nowej Słupi do klasztoru Świętego Krzyża (120,0 m). W spągu występują w postaci grubych ławic kwarcyty szare, zlewne, często o odcieniach żółtawych. Wyższe partie tych kwarcytów są ciemnoszare, pocięte licznymi żyłkami białego kwarcu z wtrąceniami pirytu. W stropie występują kwarcyty płytowe, szarozółtawe od 0,2 do 0,5 m grubości. Wychodnie tych warstw o falistych płaszczyznach występują na skraju lasu po wschodniej stronie drogi do klasztoru. Po zachodniej stronie tej drogi widoczne są wyższe warstwy kwarcytów, wśród których występują ciemne wkładki łupków ilastych od 0,2 do 0,3 m miąższości.

W otworze 82 od powierzchni terenu do głębokości 64,5 m (nieprzewiercone) występują kwarcyty z wkładkami piaskowców i mułowców.

W szerszym ujęciu przeciętna miąższość kwarcytów łysogórskich zmienia się wzdłuż rozciągłości pasma głównego w granicach około 80–200 m (Kowalczewski, Lenzion, 1996), w rejonie badań może wynosić aż 300,0 m (Filonowicz, 1966, 1968). Przyjmuje się też, że mogą one mieć nawet do 1400,0 m przy założeniu budowy monoklinalnej (Kowalczewski i in., 2006).

Mułowce i iłowce, z wkładkami piaskowców (warstwy mąchocickie) (Kowalczewski i in., 2006) obecnie zastępują dawne wydzielenie – łupki z wkładkami piaskowców i mułowców – warstwy mąchocickie, użyte przez Filonowicza (1966, 1968). Warstwy mąchocickie stanowią niższą część utworów formacji łupków z Klonówki (Kowalczewski i in., 2006).

Według Filonowicza (1968) najwyższy poziom kambru górnego został stwierdzony w Jeleniowie w otworze 91 usytuowanym na północnym stoku Góry Jeleniowskiej. Od głębokości 20,0 m zalegają tam łupki ilasto-mułkowe szare i ciemnoszare oraz iłowce, z wkładkami piaskowców i mułowców. Występują tu trylobity górnokambryjskie, charakterystyczne dla najwyższych poziomów kambru w Skandynawii (Tomczyk, 1958), m.in. *Peltura* sp., *Parabolina* sp. (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Upady warstw wynoszą od 15 do 35°. Podobne litologicznie warstwy były obserwowane w odkrywce obok kolejki wąskotorowej na południe od Huciska, gdzie w północnej części odkrywki pod niewielkim nadkładem glin deluwialnych (3,0 m) występują łupki szare, niekiedy o odcieniu ciemnooliwkowym, z wkładkami kwarcytów (1,5 m) (Filonowicz, 1968). Najwyższy poziom kambru górnego, pod względem cech litologicznych i występującej w nim fauny trylobitowej, odpowiada podobnym warstwom kambru górnego w Mącholicach (Filonowicz, 1968).

Utwory warstw mąchocickich, wykształcone jako łupki ciemnoszare, przeławiczone heterolitem mułowcowo-piaskowcowym, miejscami zbioturbowanym zalegają w otworze 92 na głębokości 272,7–280,0 m (Trela i in., 2010). Upad tych warstw wynosi tutaj 24–34°. W materiale z głębokości 276,0 m oznaczono zespół palinomorf typowy dla osadów środkowej i wyższej części furongu, z mającymi znaczenie biostratygraficzne *Dasydiacrodium caudatum* Vanguetstaine oraz *D. obsonum* Martin (Trela i in., 2010).

Mięższość warstw mąchocickich szacuje się na około 200–250 m (Filonowicz, 1966, 1968).

2. Kambr–ordowik

a. Kambr górny–ordowik dolny

Paibian–tremadok

Iłowce i mułowce – formacja iłowca z Brzezinek (warstwy łysogórskie). W ujęciu Trela (2006b) utwory te odpowiadają formacji iłowców z Brzezinek, a w ujęciu Kowalczewskiego i innych (2006) warstwy łysogórskie stanowią wyższą część utworów formacji łupków z Klonówki.

Na obszarze opisywanego arkusza utwory te stwierdzono w otworze 92 na głębokości 144,7–272,7 m (Trela i in., 2010). W górnej części profilu zalegają: łupki zielone, łupki czarne z licznym pirytem o upadzie 20°, wapienie szare, piaszczyste o upadzie 18°, łupki czarne, wapienie szare, łupki czarne z pirytem oraz szare piaskowce (Trela i in., 2010). Głębiej pojawiają się ciemnoszare łupki, miejscami z muskowitem oraz pirytem, a na powierzchniach warstw występują muszle ramienionogów. W spągu profilu występuje heterolit mułowcowo-piaskowcowy o upadzie 26–34°. Badania palinologiczne wykazały zespoły akritarch charakterystyczne dla wyższej części furongu, poziomów trylobitowych Peltura i Acerocare, oraz najniższego tremadoku (Trela i in., 2010).

Utwory formacji iłowca z Brzezinek występują też w profilu otworu 90 (Trela, 2006b), na głębokości 183,2–241,0 m. W stropie są to iłowce szare i ciemnoszare, laminowane i słabo łupkowate, z licznymi blaszkami muskowitu, lekko wapniste, z soczewkami/konkrecjami wapieni szarych, o upadach rzędu 15–16°, z fauną ramienionogów *Lingula* sp., *Lingulella* sp., *Obolus* sp. oraz nieoznaczonymi szczątkami trylobitów (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Utwory te (na głębokości 183,2–190,0 m) reprezentują tremadok dolny (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Niżej w profilu tego otworu występują iłowce szare i ciemnoszare z muskowitem, już bez soczewek konkrecji wapiennych, o upadach 15–18°. W iłowcach tych (na głębokości 190,0–197,0 m) stwierdzono występowanie skamieniałości trylobita *Parabolina acanthura* (Angelin), formy przewodniej dla najwyższego kambru górnego (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Jeszcze niżej (na głębokości 197,0–241,0 m)

występują iłowce szare i ciemnoszare, miejscami z cienkimi wkładkami piaskowców, oraz przeroztami mułowców mikowych, z nagromadzeniami szczątków ramienionogów (*Lingulella*, *Lingula*, *Obolus*) oraz trylobitów (*Parabolina* sp.). Na głębokości 238,0–241,0 m iłowce i mułowce są spękane i zlutowane. Upad tych warstw zmienia się w granicach 20–25°.

Miąższość opisanych warstw może dochodzić do około 150 m (Modliński, Szymański, 1996a; Trela, 2006b), a pełny zasięg wiekowy obejmuje wyższą część kambru górnego po tremadok górny (Trela, 2006b).

3. Ordowik

a. Ordowik dolny–środkowy

Arenig–lanwirn

Wapienie – formacja wapienia z Pobroszyna. Na obszarze badań utwory tej formacji, wykształcone jako wapienie szare i szarozielone (z mikrostromatolitami, ooidami, onkoidami oraz żyłami kalcytu), stwierdzono w otworze 92 na głębokości 142,6–144,7 m (Trela i in., 2010). Upad tych warstw wynosi 28°.

Wapienie tej formacji występują też w otworze 90 (Trela, 2006b) na głębokości 180,4–183,2 m (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, 1968; Trela, 2006b, 2008). Stwierdzono tu szare wapienie organodetrytyczne, szarozielone zbite syderyty z oolitami i pizolitami oraz rozproszonym detrytusem organicznym, wapienie detrytyczne, zlepienie o spoiwie węglanowym, wapienie syderytyczne szare i szarozielonkawe (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Upad tych warstw jest rzędu 4–10°. Sukcesja tych utworów wskazuje na epizody erozji i redepozycji materiału węglanowego – zlepienie (Trela, 2009).

Nawet w ujęciu regionalnym miąższość tej formacji jest niewielka, maksymalnie wynosić może około 3 m (Trela, 2006b). Wiek utworów tej formacji ustalono na arenig górny, przy czym nie jest wykluczone, że obejmuje ona także lanwirn dolny (Trela, 2006b). Obecnie przyjmuje się, że wyższa część arenigu i lanwirn należą do ordowiku środkowego (Trela, 2006b), podział ten nie przystaje do stosowanego w obowiązującej Instrukcji (2004).

b. Ordowik środkowy–górny

Lanwirn–karadok

Wapienie margliste i iłowce – formacja wapienia z Bukowian. Utwory tej formacji obejmują pogranicze lanwirnu (lanwirnu górnego) i karadoku (karadoku dolnego) (Trela, 2006b). Ich miąższość na obszarze badań wynosi około 15–30 m.

W otworze 92 występują na głębokości 114,45–142,6 m, a wykształcone są jako wapienie margliste, szare, z licznymi krynoidami, otoczkami wapieni krynoidowych i iłowców, ze śladami bioturbacji, również jako wapienie masywne, wapienie laminowane, miejscami pojawiają się kongrecje fosforytowe, bentonit (Trela i in., 2010). Upady warstw wynoszą 18–30°. W próbkach z głębokości 134,5 i 142,3 m oznaczono akritarchy z rodzajów: *Baltisphaeridium*, *Veryhachium*, *Peteinosphaeridium*, *Multiplicisphaeridium*, *Sylvanidium*, *Striathoteca* i *Leiofusa* (Trela i in., 2010).

Utwory formacji z Bukowian występują też w otworze 90 na głębokości 165,4–180,4 m (Trela, 2006b). Stwierdzono tutaj iłowce wapniste, ciemnoszare, z licznymi wkładkami wapieni zbitych szarozielonawych lub syderytów, dalej iłowce szare z wkładkami wapieni detrytycznych, spękane i użylone kalcytem, z poślizgami tektonicznymi, następnie iłowce ciemnoszare, miejscami margliste, z wkładkami wapieni ilastych i syderytów, dalej występują wapienie detrytyczne szare, iłowce szare z wkładkami syderytów, a w spągu iłowce wapniste, szare, nieregularnie laminowane, słabo łupkowate, wapienie detrytyczne i iłowce szare, wapnisto-margliste (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Upady warstw zmieniają się od 10° do 18°. W warstwach tych występuje fauna graptolitowa. W części górnej stwierdzono: *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapworth), *Glyptograptus* sp., *Nemagraptus* sp., *N. gracilis* Hall, *Dicranograptus* sp. i *Diplograptus* sp., niżej zaś: *Dicellograptus sextans* Hall; a w spągu: *Pseudoclimacograptus* cf. *scharenbergi* (Lapworth), *Dicellograptus* cf. *sextans* Hall, *Glyptograptus* sp., *G. teretiusculus* Hisinger (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967).

Iłowce – formacja iłowca z Jeleniowa. Wydzielenie o nazwie łupki graptolitowe (wieku karadoku), zastosowane pierwotnie przez Filonowicza (1966, 1968), zastąpiono obecnie wydzieleniem o nazwie iłowce – formacja iłowca z Jeleniowa w dowiązaniu do litostratygrafii utworów ordowiku według Treli (2006b). Filonowicz (1968) opisywał łupki ilaste i ilasto-mułkowe, ciemnoszare, z wkładkami wapieni, pofałdowane, z rzadko zachowaną fauną graptolitową – poziom z *Dicranograptus clingani* Carruthers, z rejonu Wólki (w zboczu doliny) i Jeleniowa (w zboczu doliny Potoku Jeleniowskiego). Miąższość serii pierwotnie szacowaną na około 150 m (Filonowicz 1968), obecnie przyjmuje się na około 120 m (Trela, 2006b). Stratotyp tej formacji opisany został w otworze 90 (Trela, 2006b), gdzie na głębokości 18,0–165,4 m występują iłowce jasnoszare i szare, iłowce wapniste, drobne wkładki wapieni ilastych, iłowce plamiste, szare i jasnoszare, łupki czarne oraz iłowce łupkowate, z wkładkami bentonitów (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967). Występuje tutaj fauna graptolitowa: *Climacograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Pleurograptus* sp., *Leptograptus* sp., *Dicellograptus* sp., *D. cf. pumilus* Lapworth, *D. cf. caduceus* Lapworth, *Dicranograptus* sp., *Orthograptus truncatus* Lapworth, *Diplograptus multidens* Elles et Wood, *Amplexograptus* sp.; ramienio-

nogowa: *Paterula* sp., *Lingula* sp. oraz nieoznaczone szczątki trylobitów (*op. cit.*). Upady warstw wahają się w granicach 20–45°.

Utwory tej formacji stwierdzono także w otworze 92 (Trela i in., 2010). Występują one najprawdopodobniej pod utworami formacji iłowców i mułowców z Wólki na głębokości 58,0–114,45 m (Trela i in., 2010). Są to szare i jasnoszare iłowce margliste, iłowce ciemnoszare, zbioturbowane, z konkrecjami fosforytowymi, wkładkami bentonitów, a w spągu wapienie ziarniste i iłowce margliste o upadach rzędu 26–32° (Trela i in., 2010).

W szerszym wymiarze utwory tej formacji to ciemnoszare, miejscami czarne iłowce, lokalnie szare iłowce z zielonym odcieniem, pojawiają się w nich cienkie wkładki i soczewki szarych wapieni marglistych (głównie w spągu profilu), bentonity oraz niewielkie konkrecje fosforytowe (Trela, 2006b). Ich zasięg wiekowy obejmuje lanwirn górny–karadok (Trela, 2006b).

c. Ordowik górny

Aszgil

Iłowce i mułowce ilaste – formacja iłowców i mułowców z Wólki. Wydzielenie – łupki z wkładkami margli i mułowców (trinukleusowe) (aszgilu), zastosowane pierwotnie przez Filonowicza (1966, 1968), zastąpiono obecnie wydzieleniem – iłowce i mułowce ilaste (formacja iłowców i mułowców z Wólki) (aszgil dolny i środkowy) w dowiązaniu do litostratygrafii systemu ordowickiego według Trela (2006b). Filonowicz (1968) opisywał łupki ilaste i ilasto-margliste, szare, z wkładkami margli w spągu i mułowców w stropie, które odsłaniały się koło Wólki (a na skutek zwietrzenia były szarozielone). Zostały one również stwierdzone w Dębniaku i w studni w Baszowicach (Filonowicz, 1968). Z fauny trylobitowej występuje *Tretaspis seticornis* (Hisinger) stwierdzony w studni w Baszowicach, który jest dobrym wskaźnikiem stratygraficznym w nawiązaniu do warstw trinuklesowych w Szwecji. Stratotyp tej formacji znajduje się w Wólce (Kielan, 1959; Trela, 2006b). Utwory tej formacji to szare i szarozielone, zbioturbowane iłowce i mułowce ilaste w stropie zastępowane przez zielone mułowce ilaste o węglanowym spoiwie, z pojedynczymi bioturbacjami (Trela, 2006b). Miejscami są to osady zlityfikowane, lokalnie z wkładkami (o miąższości maksymalnie do 0,2 m) i konkrecjami (o średnicy 0,1–0,5 m) szarych wapieni marglistych (Trela, 2006b).

Utwory najprawdopodobniej tej formacji stwierdzono też w otworze 92 na głębokości 17,0–58,0 m. Są to szare i jasnoszare iłowce margliste, miejscami zbioturbowane i iłowce ciemnoszare o upadach 28–42° (W. Trela, inf. ustna). W otworze 86 zalegają one na głębokości 40,5–46,2 m (Trela, Szczepanik, 2009) i nie zostały one przewiercone (Czarnocki, 1950), a są to łupki, łupki wapienne, popielate, z ostrakodami, łupki zbrekcjonowane. W otworze 87 utwory te zalegają na

głębokości 29,9–42,0 m i nie zostały one przewiercone (W. Trela – inf. ustna), a są to margle jasno-popielate z ostrakodami i z wrostkami pirytu.

Mięższość tych utworów pierwotnie szacowana na około 60 m (Filonowicz, 1968), obecnie określana jest na około 80 m (Trela, 2006b).

Mułowce piaszczyste i piaskowce – formacja mułowca z Zalesia. Utwory te zidentyfikowano w rejonie Dębniaka w otworach: 86, 87, 88 i 89 (Trela, 2006b; Trela, Szczepanik, 2009). Wiek tej formacji odnoszony jest do aszgilu górnego (Trela, 2006b; Trela, Szczepanik, 2009). Stwierdzona maksymalna mięższość jest nieco mniejsza niż około 5 m (otw. 87). W profilu otworu 88 z uwagi na słaby uzysk rdzenia nie sposób określić mięższości tych utworów, strop nawiercono na głębokości 69,5 m (Tomczyk, 1962b; Trela, Szczepanik, 2009). Pod względem litologicznym występują tutaj piaskowce, szare, słabo scementowane, kruche, niekiedy z ilastym lepiszczem czy wrostkami pirytu, mułowce piaszczyste oraz mułowce piaszczyste z piaskowcami, ilowce z wkładkami piaskowców oraz łupki szare, margliste z wkładkami piaszczystymi i grudkami pirytu (Czarnocki, 1950; Trela, Szczepanik, 2009). Fauna odpowiada tzw. hirnantowi (Trela, Szczepanik, 2009; Trela, 2009). W otworze 86 utwory tej formacji występują na głębokości 39,0–40,5 m, w otworze 87 na głębokości 25,0–29,9 m (Trela, Szczepanik, 2009), a w otworze 89 na głębokości 29,0–33,6 m (W. Trela, inf. ustna).

4. Sylur

Utwory systemu sylurskiego z obszaru badań znane są m.in. z odsłoneń w: Bostowie, Bronkowicach, Dębniaku, Rudkach, Rzepinie Kolonii, Wólce, Wydryszowie oraz z profili m.in. otworów: 86, 87 i 88 (Modliński, Szymański, 1996b; Trela, Szczepanik, 2009). Zapis litologiczny syluru regionu łysogórskiego wyróżnia pełny rozwój osadów w facjach morskich, bez znaczniejszych luk sedymentacyjnych i okresów niedepozycji, oraz z ciągłym przejściem w facjach morskich do dewonu dolnego (Modliński, Szymański, 1996b). Charakter facjalny tych osadów, jak również monoklinalny upad warstw ku północy oraz ciągłość przejścia do dewonu, wskazują na związek regionu łysogórskiego z przedpolem wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej (Modliński, Szymański, 1996b). Mięższość utworów sylurskich w całości nie przekracza około 1500 m (Mizerski, 1991). W ostatnim czasie utwory wyższej części profilu sylurskiego szerzej przebadał i opisał Kozłowski (2008).

a. Landower–wenlok

Jako najstarsze osady w systemie sylurskim Filonowicz (1966, 1968) wydzielił łupki krzemionkowe i łupki graptolitowe (landower–wenlok). W dolnej części profilu (landower) występują łupki krzemionkowe oraz łupki ilasto-mułkowe, silnie zdiagenezowane, a miąższość ich wynosi 20,0 m (Filonowicz, 1968). Łupki te występują w rejonie Jeleniowa. Wśród fauny graptolitowej stwierdzono: *Akidograptus acuminatus* Nicholson, *Orthograptus vesiculosus* Nicholson, *Monograptus sedgwicki* (Portlock) i *Spirograptus turriculatus* (Barrande) (Tomczyk, 1962b). Wyżej w profilu (wenlok) zalegają łupki graptolitowe, które są ilaste, ilasto-mułkowe, szare i ciemnoszare, z graptolitami. Występują one w okolicach Wólki i Dębniaka (Filonowicz, 1968). Ich miąższość wynosi 60,0 m. W faunie graptolitowej określono *Cyrtograptus murchisoni* Carruthers i *Monograptus testis* Barrande, z małży – *Cardiola interrupta* Sowerby (Filonowicz, 1968). Utwory landoweru i wenloku Filonowicz (1966, 1968) opisał łącznie.

Obecnie w nawiązaniu do podziału syluru w Górach Świętokrzyskich zaproponowanego przez Malca (2006) utwory te odpowiadałyby *iłowcom, iłowcom krzemionkowym i iłowcom dolomityczno-wapnistym (warstw ciekockich)*. Czasowo obejmują one landower i niższą część wenloku (Malec, 2006). Warstwy ciekockie dzieli się na trzy podrzędne jednostki litostratygraficzne: dolne, środkowe i górne łupki ciekockie (Tomczyk, 1962b). Dolne to czarne iłowce krzemionkowe z graptolitami, środkowe to jasnozielone i ciemnoszare poziomo laminowane iłowce dolomityczno-wapniste, z cienkimi wkładkami czarnych iłowców z graptolitami, a górne – ciemnoszare i czarne iłowce (Malec, 2006). Miąższość warstw ciekockich wynosi około 100–130 m (Malec, 2006). Zakres biostratygraficzny tej jednostki zawarty jest w obrębie graptolitowych poziomów *acuminatus-ellasmae* (Malec, 2006), choć może też częściowo obejmować poziom *persculptus* (Trela i in., 2016).

Trela i Salwa (2007) zaproponowali, aby dolne łupki ciekockie podnieść do rangi formacji podzielonej na dwa ogniwa i nadali jej nazwę – formacja radiolarytów i łupków z Barda. Na obszarze badań Trela i Salwa (2007) oraz Trela i Szczepanik (2009) opisali występowanie ogniwa łupków ze Zbrzy w otworze 88 na głębokości 66,8–69,5 m, w otworze 87 na głębokości 20,35–25,0 m oraz otworze 86 na głębokości 29,0–39,0 m (Trela, inf. ustna).

W otworze 87 warstwy ciekockie występują na głębokości 5,0–25,0 m, a w otworze 86 na głębokości 5,0–39,0 m. Ich partie stropowe są zwietrzałe (W. Trela, inf. ustna). Nie jest wykluczone, że część utworów *ogniwa ze Zbrzy* powstała jeszcze w ordowiku górnym, dokładnie w aszgilu górnym (Trela i in., 2016).

b. Wenlok–ludlow

Młodsze utwory – iłowce i iłowce wapniste (warstwy wilkowskie) – powstały w wenloku górnym i ludlowie dolnym (Malec, 2006). Odpowiadają one wydzieleniu – łupki graptolitowe (ludlowu), w którym Filonowicz (1968) opisywał łupki ilaste i ilasto-mułkowe z graptolitami. Znane są one z doliny Słupianki koło Jeleniowa, zostały też stwierdzone w studniach w Dębniaku (Filonowicz, 1968). W dolinie Słupianki widoczne jest przejście tych warstw do młodszych (wyższych stratygraficznie) łupków szarogłazowych – tam też są one zafałdowane wraz z serią szarogłazową (Filonowicz, 1968). Miąższość łupków graptolitowych określano na około 30 m (Filonowicz, 1968). Z fauny graptolitowej występują *Pristiograptus vulgaris* (Wood), *Pristiograptus nilssoni* (Lapworth) i *Lobograptus scanicus* (Tullberg) (Tomczyk, 1962b).

Warstwy wilkowskie w ujęciu regionalnym (region łysogórski) wykształcone są (Malec, 2006) w dolnej części profilu jako czarne lub ciemnoszare iłowce wapniste, o delikatnej poziomej laminacji, występują też cienkie warstwy węglanowe z radiolariami w stropie, powstałe na skutek przeobrażenia materiału piroklastycznego. W części środkowej profilu występują poziomo laminowane iłowce wapniste i iłowce ilasto-mułkowcowe, natomiast w górnej iłowce wapniste z podrzędnym udziałem wkładek ilasto-mułkowcowych oraz cienkimi warstwami drobnoziarnistych piaskowców szarogłazowych.

W środkowej i górnej części tych warstw występuje fauna graptolitów, łodzików i małży (Malec, 2006). Dolna granica warstw wilkowskich datowana jest na graptolitowy poziom *lundgreni*, a górna prawdopodobnie sięga do poziomu *incipiens* (Malec, 2006). Miąższość tych warstw może przekraczać 200,0 m (Malec, 2006).

c. Ludlow

Ponad warstwami wilkowskimi w profilu syluru zalegają piaskowce szarogłazowe z wkładkami iłowców i mułowców – formacja z Trzcianki (warstwy wydryszowskie) (Malec, 2006). Do rangi formacji z Trzcianki podniósł to wydzielenie Kozłowski (2008).

Zastąpiło ono zastosowane wcześniej przez Filonowicza (1966, 1968) o nazwie łupki z wkładkami szarogłazów (warstwy wydryszowskie), a dokładnie dolną część tego wydzielenia. Według Filonowicza (1968) są to szarooliwkowe łupki ilasto-mułkowe oraz szarogłazy, występujące w okolicach Jeleniowa, Nowej Słupi, Mirocic, Jeziorka oraz w dolinie Świśliny w fałdzie bronkowickim. Przedstawiają one nowy cykl sedymentacyjny związany z wylewami magmy, gdyż we wkładkach szarogłazów spotyka się obfity materiał okrucowy ze skał wulkanicznych (Filonowicz, 1968).

Stratygraficznie warstwy te odpowiadają poziomom z *Pristiograptus tumescens* i *Saetograptus leintwardinensis*.

Niższe partie warstw wydryszowskich, w których fauna nie została stwierdzona, widoczne są w dolinie Słupianki koło Jeleniowa (Filonowicz, 1968). Są to łupki ilasto-mułkowe, szarooliwkowe, niekiedy o odcieniu niebieskim, kruche, z obfitą miką, przewarstwiane wkładkami szarogłazów. W szarogłazach spotyka się słabo przesortowany materiał okruchowy ze skał wylewnych (20,0 m). Warstwy te budują asymetryczną antyklinę, której jądro przecina Słupianka. Wyższe serie łupków szarogłazowych z wkładkami szarogłazów wykazują lepszy stopień segregacji materiału okruchowego i są bardziej zwięzłe, a wkładki szarogłazów są bardziej zbite, a niekiedy nawet kwarcytoczne (Filonowicz, 1968).

Koło Jeziorka budują one (współ z warstwami kieleckimi) antyklinę, którą przecina rzeka Pokrzywianka. Miąższość tych warstw, w wielu miejscach pofałdowanych, wynosi około 300–400 m (Filonowicz, 1968), a być może nawet około 500 m (Kozłowski, 2008).

Warstwy wydryszowskie w ujęciu regionalnym (region łysogórski) złożone są z pakietów piaskowców szarogłazowych lityczno-arkozowych, średnioławicowych, rzadziej gruboławicowych, przeławiconych iłowcami i mułowcami (Malec, 2006). W warstwach szarogłazowych słabo wysortowany materiał detrytyczny złożony jest z ziaren kwarcu, skaleni, drobnych okruchów skał magmowych, osadowych (piaskowce kwarcowe, łupki kwarcowe), łyszczyków i minerałów ciężkich, a spoiwo ma charakter masy wypełniającej ilasto-krzemionkowo-żelazistej. Największe okruchy skał i minerałów występują w dolnej i wyższej części tych warstw. Szarogłazy tworzą ławice o średniej grubości 0,1–0,2 m, a miąższość zespołów ławic wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do 5,0 m. Struktury sedymentacyjne tych warstw wskazują na turbidytowy charakter sedymentacji. Warstwy wydryszowskie ograniczone są zapewne do ludlowu dolnego (Malec, 2006).

Stupnicka i Przybyłowicz (1998) uważają, że obszarem alimentacyjnym dla tych warstw mógł być starszy masyw orogeniczny, w którego budowie udział miały skały osadowe i krystaliczne, położony na północ od Gór Świętokrzyskich.

Łupki iłowcowe i mułowcowe oraz piaskowce szarogłazowe – formacja z Trochowin (warstwy kieleckie), ludlowu górnego, w profilu syluru znajdują się pomiędzy warstwami wydryszowskimi a warstwami rzepińskimi (Malec, 2006). Dotychczas nie były one wydzielane (Filonowicz, 1966, 1968; Modliński, Szymański, 1996b, 2001a). Kozłowski (2008) określił te utwory mianem formacji trochowińskiej, do której włączył również górną część warstw wydryszowskich w dawnym ujęciu Filonowicza (1966, 1968). Prawdopodobnie należy do nich też dolna część warstw rzepińskich w ujęciu Filonowicza (1966, 1968). Autor ten opisywał

występowanie łupków ilastych i mułowcowych z wkładkami szarogłazów kruchych, często o odcieniu szarozółtym lub kawowym, podając też, że na północ od Trochowin w szarogłazach stwierdzono *Spirifer (Delthyris) elevatus* Dalman, *Camarotoechia nucula* (Sowerby) i *Protathyris didyma* (Dalman). Wyżej w profilu występują mułowce i łupki ilasto-mułowcowe, szarogłazowe, kruche, z mika, przewarstwione łupkami ilastymi szarooliwkowymi i kawowymi, z rzadkimi wkładkami szarogłazów oraz łupki ilasto-mułowcowe, zielonkawo-wiśniowe (Filonowicz, 1968).

Warstwy kieleckie to utwory szarogłazowe o drobnoziarnistej frakcji materiału terygenicznego, w ich profilu przeważają iłowce i mułowce, a udział drobnoziarnistych piaskowców szarogłazowych wynosi około 10% (Malec, 2006). Fauna reprezentowana jest głównie przez ramienionogi, małżoraczki i trylobity, a podrzędnie przez koralowce, człony liliowców i małże (Malec, 2006). Spągowa granica jednostki lokuje się najprawdopodobniej w obrębie poziomów *auriculatus-koźłowski*, a stropowa w poziomie *latilobatus/balticus* (Malec, 2006). Miąższość warstw kieleckich w regionie łysogórskim wynosi około 500 m (Malec, 2006). Z opisów Filonowicza (1968) można wnosić, że koło Trochowin-Jeziorka miąższość tych warstw wynosi około 150–200 m (Filonowicz, 1968).

d. Ludlow–przydol

Wydzielenie – łupki z wkładkami szarogłazów i wapieni (warstwy rzepińskie) (Filonowicz, 1966, 1968) zostało zastąpione wydzieleniem – iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców szarogłazowych, lokalnie wapieni organodetrytycznych (warstwy rzepińskie), w dowiązaniu do podziału syluru zastosowanego przez Malca (2006). W podziale Kozłowskiego (2008) wydzielenie to obejmuje najprawdopodobniej utwory formacji z Rachtanki i winnickiej oraz formacji bronkowickiej i Zwoli (?).

Seria ilasto-szarogłazowa z grubszymi wkładkami szarogłazów (250,0 m) występuje w fałdzie bronkowickim (Filonowicz, 1968). W szarogłazach występują często cienkie (5,0–10,0 cm) ławice faunistyczne. Na południe od Wydryszowa we wschodnim zboczu doliny najniżej została stwierdzona ławica ze *Spirifer elevatus* Dalman, a nad nią ławica z *Protathyris didyma* Dalman. W tej ostatniej występuje niekiedy *Protathyris praecursor* Kozłowski. W wyżej leżących wkładkach z fauną występuje *Chonetes striatellus* (Dalman), a rzadko pojawia się *Chonetes zbruczensis* Kozłowski. Występują tu również *Beyrichia* cf. *kloedeni* McCoy i *Beyrichia jonesi* Hall. Podobne osady występują na północny wschód do Starej Słupi.

Wyżej występują łupki ilasto-mułowcowe, przeważnie o odcieniu szarooliwkowym i kruche szarogłazy z drobnymi ziarnami rozłożonych skaleni (około 30 m), nadających czasem skale odcień żółtawy (Filonowicz, 1968). W szarozielonych szarogłazach występuje wkładka ławicy krynoidowej

ze *Scyphorinites elegans* Zenker (Wydryszów). Powyżej ławicy krynoidowej w fałdzie łysogórskim na północ od Trochowin w warstwach rzepińskich występują ciemnooliwkowe łupki ilaste i ilasto-mułkowe z wkładkami szarogłazów (20,0 m). Wyżej występują łupki ilaste szarooliwkowe i wiśniowe z grubszymi wkładkami szarogłazów z krynoidami i małżami, bardzo zbitych, kwarcyticznych, niekiedy o spoiwie węglanowym (60,0 m). W fałdzie bronkowickim w tej serii występują małże z rodzajów *Avicula* i *Pterinea* (łom Romańskiego w Rzepinie Kolonii). Tam, w wyżej leżących łupkach ilasto-mułkowych i kruchych szarogłazach o odcieniu kawowym (70,0 m), licznie występują małżoraczki *Leperditia elongata* Peetz, a z brachiopodów *Atrypa reticularis* Linnaeus i *Sphaerirhynchia wilsoni* (Sowerby). Na północny zachód od Rudek występują łupki z wkładkami kruchych szarogłazów z *Leperditia elongata* Peetz i *Atrypa reticularis* (Linnaeus), a lokalnie w okolicy Rzepina Kolonii wapienie margliste z fauną koralowców, koralu i brachiopodów (50,0 m). W Rzepinie Kolonii u podnóża południowego zbocza Świśliny we wkładkach wapiennych licznie występują: *Spirifer (Howellella) angustiplicatus* Kozłowski i *Mutationella podolica* Kozłowski, poza tym – *Stromatopora* i z tabulata *Syringopora* i *Favosites*. Z koralu stwierdzono *Spongophylloides perfecta* (Wedekind). Koło Starej Słupi zamiast wapieni występują łupki ilasto-mułkowe o lepiszczu marglistym z fauną tabulata, małżów i brachiopodów. W stropie warstw rzepińskich (w rejonie Trochowin) stwierdzono zielone łupki ilaste i szarogłazy porowate przepełnione członami liliowców *Scyphocrinites elegans* Zenker.

Warstwy rzepińskie charakteryzują się dużą różnorodnością litologiczną osadów (Malec, 2006). Występują w nich iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców szarogłazowych, lokalnie z warstwami wapieni organodetrytycznych, szarogłazowych wapieni krynoidowych i wapnistych szarogłazów z oolitami (Malec, 2006). W warstwach tych znajdowano także ślady osuwisk podmorskich, co mogłoby wskazywać na niepokój sedymentacyjny związany prawdopodobnie ze zbliżającymi się ruchami tektonicznymi (Mariańczyk, 1973). Występują w nich ramienionogi, małże, koralowce, liliowce, małżoraczki, trylobity, konodonty i szczątki flory, ale tylko z rzadka graptolity (Malec, 2006). W rejonie łysogórskim u podstawy profilu warstw rzepińskich występują charakterystyczne iłowce i mułowce o wiśniowym zabarwieniu z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców – jest to tzw. ogniwo iłowców i mułowców z Bełcza, o miąższości od kilku do około 20 m (Malec, 2006).

Pod względem stratygraficznym warstwy rzepińskie obejmują górną część ludłowu i przydol, od graptolitowego poziomu *latilobatus/balticus-acer* po poziom *transgrediens* (Malec, 2006). Stupnicka i Przybyłowicz (1998) uważają, że obszarem alimentacyjnym dla tych warstw mógł być starszy masyw, położony na północ od Gór Świętokrzyskich.

5. Sylur–dewon

a. Ludlow–dewon dolny

Ludlow–żedyn

Wydzielenie wprowadzone przez Filonowicza (1966, 1968) – piaskowce, szarogłazy i łupki wiśniowe (warstwy klonowskie) (dauntonu) zastąpiono wydzieleniem – mułowce i piaskowce szarogłazowe (warstwy klonowskie) w dowiązaniu do podziału syluru zastosowanego przez Malca (2006). W podziale Kozłowskiego (2008) utwory te odpowiadają formacji z Podchełmia.

Filonowicz (1968) warstwy klonowskie opisywał jako piaskowce szarogłazowe i łupki wiśniowe z wkładkami szarozielonych. Seria ta, limniczna (?), miała rozpoczynać nowy cykl sedymentacji warstw przejściowych do dewonu dolnego (Filonowicz, 1968). Zostały one stwierdzone koło Chełmowej Góry, Rudek, Rzepina Kolonii i Bronkowic. W spągu występują łupki ilasto-mułkowe, wiśniowe i szarogłazy (20,0 m), a wyżej szarogłazy wiśniowe z wkładkami łupków (80,0 m). W stropie wśród łupków występują wkładki szarogłazów oliwkowych, a w nich odciski ichtiodorulitów przypominające promienie płetwowe *Actinopterygii* (20,0 m – Chełmowa Góra). Wyżej wśród łupków ilastych, wiśniowych i zielonych są już wkładki szarogłazów kruchych z członami liliowców *Scyphorinites elegans* Zenker, które rozpoczynają nową serię warstw osadów morskich.

W regionie łysogórskim warstwy klonowskie złożone są z wiśniowych szarogłazowych piaskowców płytkowych, które na obszarze stratotypowym leżą w ciągłości sedymentacyjnej na warstwach rzepińskich (Malec, 2006). Warstwy te dzielone są na dwie części: dolne i górne ogniwo. Ogniwo dolne tworzą piaskowce polimiktyczne, często szarogłazowe, wiśniowo-zielone, z wkładkami mułowców zailonych oraz piaskowców tufitowych i tufitów, oraz rozproszone okruchy iłowców łupkowych, mułowców, piaskowców i przewarstwień brekcjowo-zlepieńcowych. Ogniwo górne posiada podobną charakterystykę litologiczną, ale brak w nim wkładek brekcjowo-zlepieńcowych (Malec, 2006). Dolna i górna granica warstw klonowskich jest diachroniczna, warstwy te tworzyły się pomiędzy ludlowem górnym a lochkovem dolnym, obejmują poziomy graptolitowe *acer-protospineus/spineus-uniformis* (Malec, 2006). Miąższość tych warstw wynosi od około 120 m (Filonowicz, 1966, 1968) do około 200 m.

b. Przydol–dewon dolny

Przydol–żedyn

Wydzielenie – łupki z wkładkami mułowców i piaskowców (warstwy bostowskie) (Filonowicz, 1966, 1968) zastąpiono wydzieleniem – iłowce i mułowce z wkładkami wapieni marglistych i piaszczystych oraz piaskowców (warstwy bostowskie)

w dowiązaniu do podziału syluru zastosowanego przez Malca (2006). W podziale Kozłowskiego (2008) utwory te łączą się z utworami formacji Rudek i bostowskiej. Wyróżniane przez Filonowicza (1968) warstwy bostowskie częściowo mogą też należeć do formacji Zwoli (Kozłowski, 2008).

Filonowicz (1968) warstwy bostowskie opisywał w okolicy Łomna, Bostowa i Sosnówki oraz Dobruchny i Rudek. W rejonie Rudek i Bronkowic warstwy bostowskie są mocno tektonicznie zaburzone. W dolnej ich części częste są wkładki szarogłazów, wyżej przeważają łupki ilaste z rzadkimi cienkimi wkładkami i bułami wapieni, a w stropie często są wkładki siwych piaskowców lub mułowców. W okolicy Dobruchny w łupkach ilastych, szarooliwkowych liczne są małże: *Pterochaenia (Dvorecia) contempta* (Barrande), *Pterochaenia tenuis* Korejwo et Teller, *Cardiola bohémica* Barrande oraz z trylobitów *Acastella tiro* R.E. Richter. W Bostowie i Łomnie w wyższych seriach występuje również: *Acastella tiro* R.E. Richter, *Treveropyge ebbae* (R.E. Richter), *Stropheodonta subintersterstrialis* var. *seretensis* Kozłowski, *Mesodouvillina triculta* (Fuchs) i *Orthothenina pecten euzona* (Fuchs). W Rudkach na terenie kopalni występują ciemnoszare łupki z głowonogami z rodzaju *Protobactrites* z bułami wapiennymi, w których stropie leżą wkładki wapieni oraz łupki z warstewkami piaskowców z *Mesodouvillina triculta* (Fuchs). Według Filonowicza (1968) warstwy bostowskie stratygraficznie odpowiadają warstwom przejściowym do dewonu dolnego w Niemczech (warstwy Hüghauser i Bredeneck), w Anglii – warstwom dauntonu oraz w Czechach – warstwom lohkovskim. Te ostatnie odpowiadają poziomom graptolitowym najwyższego ludlowu czeskiego – *Monograptus uniformis* Pribyl i *Monograptus hercynicus* Perner.

Opisywane warstwy występują w otworze 49 na głębokości 84,7–88,3 m (nieprzewiercone). Warstwy bostowskie, w dolnej części profilu, wykształcone są jako mułowce, iłowce, mułowce z przewarstwieniami wapieni marglistych i piaszczystych oraz wkładkami piaszczystymi. W środkowej części regionu łysogórskiego leżą one w ciągłości sedymentacyjnej na iłowcach warstw rzepińskich (Malec, 2006). Barwa tych skał jest najczęściej zielonkawa lub brunatnoszara. Stwierdzono w nich trylobity, ramienionogi, małże, małżoraczki i tentakulity (Malec, 2006). Wyższa część warstw bostowskich zawiera mułowce z wkładkami piaskowców, mułowce margliste i iłowce z fauną liliowców (Malec, 2006). W zachodniej części regionu świętokrzyskiego warstwy te nie występują. Pozycja stratygraficzna jednostki obejmuje najwyższy przydol (poziom *transgrediens*), a jej część zasadnicza przypada na lochkov dolny (poziom *uniformis*, *uniformis/hercynicus*) (Malec, 2006). Miąższość tych warstw w regionie łysogórskim może dochodzić do około 200–300 m (Malec, 2006).

6. Dewon

a. Dewon dolny

Żedyn–ems

Piaskowce i mułowce (region kielecki). Utwory te występują na stokach Pasma Bielińskiego (Wału Małacentowskiego), w kieleckiej strefie fałdów. Łączone są one z formacjami z Haliszki i z Winnej (Romanek, 2007). Utwory formacji z Haliszki, w ujęciu regionalnym, rozpoczynają się zlepieńcami lub parazlepieńcami, z litoklastami drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, czy wak kwarcowych. Wyżej pojawiają się mułowce pstre, plamiste i szare, laminowane oraz ławice jasnych drobnoziarnistych piaskowców (Romanek, 2007). Powyżej występują utwory formacji z Winnej, tworzące zespół złożony z dwóch pakietów białoszarych piaskowców kwarcytowych, średnioławicowych i gruboławicowych, rozdzielonych pstrymi mułowcami polimiktycznymi zawierającymi cienie przeławicenia mułowców tufogenicznych i mułowcowych piaskowców kwarcowych (Romanek, 2007). Miąższość tych utworów na obszarze badań jest nieduża, prawdopodobnie nie przekracza 100,0 m.

Zigen–ems

Piaskowce i łupki – formacja barczańska. Są to utwory serii plakodermowej w ujęciu Filonowicza (1968). Na obszarze badań występują piaskowce z wkładkami łupków ilasto-mułkowych i iłów, piaskowce kwarcytowe z wkładkami iłów oraz mułowce ilaste. W podziale chronostratygraficznym warstwy barczańskie należą do wyższego pragu i dolnego emsu (Malec i in., 2011).

Najniższe partie tych warstw zaobserwowano w wąwozie Dobruchny (Filonowicz, 1968). Są to piaskowce kwarcytowe, gruboławicowe i cienkoławicowe z wkładkami ciemnoszarych, miękkich mułowców w spągu (około 10 m). Wyżej występują gruboławicowe warstwy jasnoszarych kwarcytów ze sporadycznymi wkładkami siwych i seledynowych iłów kaolinowych (około 25 m), znane z odkrywki w Łomnie. Wyższe warstwy zostały stwierdzone jedynie na podstawie zwietrzliny (Filonowicz, 1968). Są to piaskowce z wkładkami łupków ilasto-mułkowych i iłów (około 100 m). Powyżej nich występują piaskowce gruboławicowe średnioziarniste w dolinie Dobruchny, z których zbudowane jest wzgórze, na którym stoi kościół w Grzegorzowicach (około 10 m), oraz piaskowce średnioławicowe z wkładkami łupków i iłów z wtrąceniami pokruszonych roślin (około 30 m). Jeszcze wyżej występuje seria gruboławicowych piaskowców, z wkładkami jasnoszarych iłów (około 15 m), w których na północ od Pokrzywianki Górnej stwierdzono brekcje pancerzy kostnych ryb plakodermowych. W spągu tej warstwy umownie przeprowadzono granicę w stosunku do warstw zagórzańskich.

W osadach warstw barczańskich występują szczątki roślinne, fragmenty kości kręgowców i skamieniałości śladowe (Romanek, 2007). Jednak według Filonowicza (1968) w emsie dolnym facja morska zazębiała się z facją limniczną. Miąższość tych warstw na obszarze arkusza wynosi około 200 m (Filonowicz, 1966, 1968), do 300 m (otw. 30).

Warstwy barczańskie stwierdzono w otworach: 49 na głębokości 0,0–84,7 m, 32 na głębokości od 10,9 do 150,0 m (nieprzewiercone), 48 na głębokości 0,0–200,0 m (nieprzewiercone; Malec i in., 2011) oraz 30 na głębokości 100,6–400,7 m (nieprzewiercone). W otworze 48 nawiercono mułowce brunatne i zielonoszare, miejscami zapiaszczone, piaskowce drobnoziarniste, szarozielone oraz piaskowce kwarcowe (Malec i in., 2011). W mułowcach występują bioturbacje, skamieniałości śladowe. Upady warstw wynoszą od 45 do 60°. Z kolei w otworze 78 na głębokości 17,0–29,0 m (nieprzewiercone) występują ropy pstry i piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, szaroseledynowe oraz piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, szarozółte i brudnobiałe, a także piaskowce kwarcytowe.

Ems

Piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców – formacja zagórzańska. W ujęciu Filonowicza (1968) są to utwory serii spiriferowej. Wcześniej podobnie warstwy te ujmował Czarnocki (1950), również jako serię piaskowca spiriferowego. Utwory te reprezentują najprawdopodobniej wyższą część emsu (Narkiewicz i in., 2006).

W profilu tych warstw najniżej występują łupki ilasto-mułkowe i piaskowce kwarcytyczne o odcieniu szaroniebieskim, z *Chonetes subquadrata* Roemer (10,0 m). Wyżej leżą piaskowce z wkładkami łupków i ilów, z gruboławicowymi piaskowcami zlepieńcowymi w stropie (60,0 m), nad nimi są łupki ilasto-mułkowe i piaskowce płytowe oraz słabo zestalone mułowce żółtoszare (10,0 m). W tych ostatnich warstwach występują cienkie płaskury związków żelaza (Grzegorzowice). W antyklinie godowskiej w piaskowcach i kwarcytach stwierdzono odciski spiriferów. Tam nad poziomem zlepieńców leżą gruboławicowe piaskowce kwarcytowe i łupki ilasto-mułkowe z cienkimi wkładkami margli.

Utwory formacji zagórzańskiej udokumentowano w otworze 30 (na głębokości 6,7–100,6 m) i w otworze 38 (na głębokości 4,0–150,0 m; nieprzewiercone). Na obszarze arkusza miąższość tych warstw wynosi od około 80 m (Filonowicz, 1966, 1968) do powyżej 146,0 m (otw. 38).

W osadach warstw zagórzańskich odsłoniętych w Bukowej Górze (na obszarze arkusza Bodzentyn) występuje morska fauna ramienionogów, małży, ślimaków i trylobitów (Romanek, 2007).

b. Devon dolny–środkowy

Ems–eifel

Wydzielenie o nazwie łupki, margle i wapienie grzegorzowickie oraz wapienie poziomu dąbrowskiego, zastosowane przez Filonowicza (1968), zamieniono na łupki, margle i wapienie – formacji grzegorzowickiej oraz wapienie poziomu dąbrowskiego.

W Grzegorzowicach warstwy te są bardziej ilasto-mułkowe, z wkładkami mułowców i piaskowców, a w Wydryszowie i Godowie bardziej wapienne (Filonowicz, 1968). W spągu warstw grzegorzowickich przeważają łupki margliste, a w stropie wapienie margliste (Filonowicz, 1968). W utworach tych występuje bogata i różnorodna fauna (Filonowicz, 1968): koralu – *Protomacgeea dobruchnensis* Rózkowska, *Ceratophyllum typus* Gürich, *Pseudozonophyllum halli* Wedekind, *Ptenophyllum torquatum* (Schlüter), *Rhopalophyllum heterophyllum* (Edwards et Haime), *Blotrophyllum irregulare* Rózkowska, brachiopodów – *Alatiformia variabilis* (Biernat), *Uncinulus orbignyianus eifeliensis* Biernat, *Plathyortis opercularis* (de Verneuil), *Pholidostropia lepis polonica* Biernat, *Calceola sandalina sandalina* Linnaeus, trylobitów – *Phacops latifrons grzegorzowicensis* Kielan oraz małżoraczków – *Kozłowskiella tuberculata* Adamczak.

Na łupkach leżą wapienie poziomu dąbrowskiego o miąższości 30,0 m, znane z okolic Grzegorzowic i Wydryszowa. Są to wapienie ławicowe, zbite, niekiedy o teksturze zrostkowej, ze *Spirifer dombroviensis* Gürich i *Dechella dombroviensis* Gürich (Filonowicz, 1968). W antyklinie godowskiej wapienie poziomu dąbrowskiego nie zostały stwierdzone (Filonowicz, 1968).

W podziale litostratygraficznym dewonu Gór Świętokrzyskich przedstawionym przez Szulczewskiego i innych (1996) poziom dąbrowski można traktować jak ogniwo w obrębie formacji grzegorzowickiej. Poziom dąbrowski stratygraficznie obejmuje najniższy eifel. W emsie w zachodniej części regionu łysogórskiego formacja grzegorzowicka może mieć swoje odpowiedniki w formacji łupków z Bukowej Góry oraz formacji kapkaskiej *vel* formacji z Tarczka, a w eiflu dolnym w iłowcach (Szulczewski i in., 1996).

Dokładniejszych danych w tej materii dostarczają prace Malca i innych (1995) oraz Malca (2005). Formacja grzegorzowicka została ujęta w sposób formalny. Obejmuje ona osiem ogniwi (Malec, 2005). Pierwszym są dolomity z Warszówka (dolomity szarobeżowe, drobnokrystaliczne, zapiaszczone, szare i szarobeżowe dolomity margliste). Kolejne ogniwo to margle z Godowa (łupki margliste z fauną drobnoszkieletową, średnioławicowe, wiśniowe, szarobrunatne i szare wapienie biomikrytowe z przerostami margli, z fauną koralowcową i beżowoszare margle), następne to iłowce z Bukowej Góry (czarne i ciemnoszare iłowce z pojedynczymi przewarstwieniami wapieni lub dolomitów z liczną fauną ramienionogów, liliowców, rugosów, tabulatów i stromatoporoidów). Kolejne

ogniwo to ogniwo wapieni z Wydryszowa (czarne wapienie biomikrytowe, cienkoławicowe i średnioławicowe, bitumiczne, z wkładkami czarnych margli i nieliczną fauną ramienionogów, iłowce margliste i margle z fauną ramienionogów oraz czarne wapienie organodetrytyczne, liliowcowo-ramienionogowe z przeławiczeniami marglistymi). Następnie wyróżniono piaskowce z Kapkazów (piaskowce gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate, piaskowce kwarcowe, średnioławicowe, drobnoziarniste z fauną liliowców, ślimaków i ramienionogów) oraz ogniwo dolomitów z Rzepina (dolomity margliste, słabo zapiaszczone z nielicznymi liliowcami, dolomity drobnokrystaliczne, dolomity piaszczyste, ciemnoszare, laminowane z rozproszoną fauną liliowców i ramienionogów, piaskowce kwarcowe o spoiwie dolomitycznym, dolomity z bioturbacją). Dalej – mułowce i piaskowce z Zachełmia (ciemnoszare mułowce i iłowce piaszczyste z łyszczykami, mułowce z łyszczykami z fauną zlepieńcowatych otwornic, małżoraczków, tentakulitów, liliowców i trylobitów, mułowce i piaskowce brunatnowiśniowe z rozproszoną fauną ramienionogów) oraz wapienie z Dąbrowy (ciemnoszare i czarne biomikryty, cienkoławicowe i średnioławicowe, rzadziej gruboławicowe z fauną liliowców, tentakulitów i ramienionogów, dolomity margliste z fauną trylobitów, koralowców, liliowców, mszywiołów, ramienionogów, tentakulitów, małżoraczków, jeżowców i konodontów).

W profilu Grzegorzowice obejmuje ona pięć ogniw: iłowców z Bukowej Góry, wapieni z Wydryszowa, piaskowców z Kapkazów, dolomitów z Rzepina oraz wapieni z Dąbrowy (Malec, 2005). W profilu w Wydryszowie rozpoznano cztery ogniwa: dolomitów z Warszówka, margli z Godowa, wapieni z Wydryszowa oraz dolomitów z Rzepina (Malec, 2005). W profilu w Godowie jedynie jedno ogniwo – margli z Godowa (Malec, 2005).

W profilu otworu 53 stwierdzono występowanie czterech ogniw: iłowców z Bukowej Góry, wapieni z Wydryszowa, piaskowców z Kapkazów oraz dolomitów z Rzepina (Malec, 2005). Zalegają one w tym otworze na głębokości 15,0–143,4 m. W profilu otworu 75 Malec (2005) stwierdził trzy ogniwa: wapieni z Wydryszowa, dolomitów z Rzepina, wapieni z Dąbrowy (na głębokości 92,5–195,0 m). W profilu otworu 76 (Malec, 2005) wyróżniono trzy ogniwa: iłowców z Bukowej Góry, wapieni z Wydryszowa i dolomitów z Rzepina (na głębokości 44,4–183,8 m).

Największą miąższość formacji grzegorzowickiej stwierdzono w rejonie Grzegorzowice–Modrzewie, gdzie wynosi ona około 150–160 m (Malec, 2005). Filonowicz (1968) szacował je na około 80–110 m. Utwory tej formacji powstały na przełomie emsu i eiflu (Narkiewicz i in., 2006).

Wapienie, margle, iłowce i piaskowce (region kielecki). Utwory te wydzielono w kieleckiej strefie fałdów, na południe od nasunięcia świętokrzyskiego. Odpowiadają one utworom formacji grzegorzowickiej oraz poziomemu dąbrowskiego z łysogórskiej strefy fałdów. Na obszarze badań ich miąższość nie jest znana, wynosi zapewne około 30 m.

c. Dewon środkowy

Eifel

Dolomity, dolomity i wapienie – formacja wojciechowska. Filonowicz (1968) utwory tego wieku podzielił na dwie serie – dolomity płytowe (eiflu górnego) oraz dolomity i wapienie (żywetu dolnego).

W ujęciu Filonowicza (1968) dolomity płytowe największą miąższość mają koło Rudek i Grzegorzowic. W profilu najniżej występują dolomity płytowe przewarstwione łupkami ilasto-marglistymi i marglami (20,0 m). Wyżej leżą dolomity płytowe i gruboławicowe również z wkładkami margli dolomitycznych, o oddzielności płytowej (150,0 m). Dolomity są na przemian ziarniste i drobno-pelityczne, płytowe lub o teksturze zrostkowej. Wyżej występuje charakterystyczna seria dolomitów gruboławicowych, przeważnie o teksturze zrostkowej, z licznymi szczelinami i kieszeniami wypełnionymi kalcytem i związkami żelaza (około 10 m). Na nich leżą dolomity gruboławicowe i płytowe bardziej zbite, ziarniste, z rzadkimi wkładkami margli dolomitycznych (30,0 m). W całej serii dolomitycznej fauna nie została znaleziona.

W wyższej części profilu występują dolomity i wapienie. W rejonie Rudek najniżej występują dolomity płytowe (40,0 m). Granica między dolomitami a dolomitami i wapieniami prowadzona była w spągu pierwszej ławicy z *Amphipora ramosa* Phill (Filonowicz, 1968). W Skałach, w odkrywce przy strumieniu płynącym od Czajęcic, w ławicach dolomitów trafiają się przekrystalizowane skorupki brachiopodów. W partiach wyższych wśród dolomitów występują charakterystyczne ławice wapienne. W najwyższej ławicy (1,5 m grubości) znaleziono liczne ośrodki *Bornhardtina skalensis* Biernat, powyżej której leżą gruboławicowe dolomity ziarniste z koralami w stropie (20,0 m), na nich dolomity gruboławicowe i płytowe z ławicami amfiporowymi (50,0 m). Ku stropowi przy drodze polnej idącej wąwozem do pojedynczego gospodarstwa występują dolomity wapienne z *Amphipora ramosa* Phill (duża forma), 3-metrowej miąższości, wyżej ciemnoszare wapienie gruboławicowe z *Ambocoelia inflata* (Schnur) oraz wapienie dolomityczne laminowane (16,0 m) i wapienie koralowe (6,0 m) z *Calceola sandalina* Linnaeus, *Thamnophyllum skalense* Rózkowska i *Alveolites suborbicularis* Lamarck. Z brachiopodów częste są *Spinatrypa aspera* (Schlotheim). W okolicy Rudek i w północnej części profilu Świętomarz–Śniadka warstwy te są bardziej zdolomityzowane niż w profilu Grzegorzowice–Skały.

Łączna miąższość warstw wojciechowskich na obszarze badań może dochodzić do 350,0 m (Filonowicz, 1968). Malec i inni (1995) stwierdzają, że w skali regionalnej mogą one mieć nawet około 550 m. Warstwy te powstały w eiflu dolnym i środkowym (Narkiewicz i in., 2006).

W górnej części warstw wojciechowickich w kamieniołomie w Skałach wyróżniono szereg cykli sedymentacyjnych, a środowisko sedymentacji określono jako lagunowe (Malec i in., 1995).

Utwory warstw wojciechowickich występują w otworach: 75 (na głębokości 18,0–92,5 m), 76 (na głębokości 22,0–44,4 m; Malec, 2005) oraz 79 (na głębokości 31,5–49,0 m).

W rejonie Rzepina Drugiego (II) w otworze 3 na głębokości 43,1–100,0 m (nieprzewiercone) stwierdzono występowanie dolomitów drobnoziarnistych i średnioziarnistych, szarych i z wiśniowym odcieniem, miejscami występują też bardzo drobne wkładki piaskowców. W obrębie dolomitów występują lustra tektoniczne, hematytowe żyłki oraz kalcyt. Spękania rdzenia mogą wskazywać na położenie otworu w strefie przyuskokowej.

W kamieniołomie w Skałach i w jego sąsiedztwie (otw. 60) występują dolomity skrytokrystaliczne i drobnokrystaliczne, szare, ciemnoszare, zwarte, zbite, miejscami silnie spękanne i użyłone kalcytem, wapniste, partiami występują dolomity margliste i cienkie przerosty iłołupkowe, dolomity niewapniste oraz wapienie dolomityczne, wapienie skrytokrystaliczne, wapienie zrostkowe i marmurkowe, stalowe, szare, szarobeżowe i ciemnoszare, zwarte i zbite, miejscami wapienie margliste. Upad warstw skalnych sięga 45°. Miejscami w utworach tych występują pustki krasowe, wypełnione substancją ilastą. Dolomity niekiedy mają pokrój kwarcytów.

W rejonie fałdu godowskiego (Zamazurze) w otworze 6 stwierdzono wapienie drobnoziarniste, brunatne, lekko uwarstwione i wapienie margliste ciemnobrunatne oraz dolomity brunatne o dużej zawartości krzemionki z wkładkami iłów brunatnych i seledynowych.

Utwory warstw wojciechowickich znane są także z kamieniołomu w Dołach Opacich (Mader i in., 2011). Występują tu gruboławicowe szare dolomity, nachylone pod kątem 42–67° na SSW. W dolnej części profilu warstwy dolomitów pokryte są zachowanymi szczelinami z wysychania.

D o l o m i t y (region kielecki). Utwory te wydzielono na południe od nasunięcia świętokrzyskiego w kieleckiej strefie fałdów (Huta Stara–Koszary) (Filonowicz, 1969; Złonkiewicz, 2019). Na powierzchni terenu dolomity te nie odsłaniają się. Ich występowanie dokumentuje profil otworu 80 na głębokości 35,8–66,0 m (nieprzewiercone). Odpowiadają one utworom warstw wojciechowickich z łysogórskiej strefy fałdów. Ich miąższość na obszarze badań szacuje się na około 50 m.

Eifel–żywet

Łupki margliste i łupki ilaste z przeławiczeniami margli i wapieni – formacja skalska. Wydzielenie to zastępuje dwa wydzielenia zastosowane przez Filonowicza (1966, 1968), łupki i margle brachiopodowe oraz margle, łupki i wapienie warstw z *Microcyclus* (warstwy skalskie dolne) oraz łupki, margle i wapienie (warstwy skalskie górne). W ujęciu regio-

nalnym miąższość tych warstw sięga około 300 m (Malec i in., 1995), według Filonowicza (1966, 1968) na obszarze badań wynosi około 215 m. Utwory te powstały na przełomie eiflu i żywetu (Narkiewicz i in., 2006).

Warstwy skalskie dolne (Filonowicz, 1968). W spągu warstw skalskich występują łupki ilaste ciemnoszare (5,0 m), a wyżej łupki i margle z liczną i dobrze zachowaną fauną brachiopodową (10,0 m) – mały boczny wąwóz na wschodnim zboczu doliny Dobruchny w Skałach (Filonowicz, 1968). Z brachiopodów częste są: *Productella subaculeata* Murchison, *Chonetes gibossa* Kayser i *Mucrospirifer diluvianus* (Steininger). Z koralii występują: *Blothrophyllum skalense* Gürich i *Thamnophyllum trigemme pajchela* Rózkowski, z małżoraczków: *Kozłowskiella kozłowskii* (Pribyl). W profilu Śniadki są one prześladowane i pokryte lessami i tylko w jednym miejscu na zachód od Psarki wychodzą na powierzchnię (Filonowicz, 1968).

W Skałach na marglach brachiopodowych zalega wkładka wapieni krynoidowych często zabarwiona na różowo, wyżej margle szare z wkładkami wapieni (8,0 m) (Filonowicz, 1968). Obok brachiopodów licznie występują tu korale: *Macgeea bathycalyx josephi* Rózkowski, *Deposaphyllum intermedium* (Gürich), tabulaty i mszywioly. Wyżej leżą łupki ilaste cienkoblaszkowe (7,0 m) i ponownie margle z wkładkami wapieni z małym charakterystycznym korałem *Microcyclus eifeliensis* Kayser (Pajchel, 1957) – (10,0 m). Licznie występuje tu również *Thamnopora micropora* Lecompte. W wyżej leżących marglach (40,0 m) występują grube wkładki wapieni, niekiedy z licznymi krynoidami, z bogatą fauną brachiopodową z rodzajów *Reticularia* i *Rhipodomella* oraz koralii: *Mesophyllum defectum* Wedekind, *Nardophyllum tenue* Wedekind, *Lithophyllum corneolum* Wedekind (Rózkowska, 1956), z trylobitów występuje tu *Scutellum flabelliferum* Goldfuss.

Powyżej wspomnianych margli zalegają wapienie krynoidowe i koralowe oraz margle i łupki z wkładkami wapieni (Filonowicz, 1968). W północnej części profilu Świętomarz–Śniadka, w trzech wąwozach w spągu leżą margle i wapienie rafowe, w stropie których występują ławice krynoidowe z dużymi brachiopodami z rodzaju *Conchidiella* oraz *Gruenewaldtia latilinqis latilinqis* Schnur i *Desquamatia prisca* (Schlötheim). W Skałach oprócz fauny brachiopodowej występują liczne pojedyncze korale, między innymi *Calceola sandalina* (Linnaeus) i *Autacophyllum sulcatum* d'Orbigny (Pajchel, 1957). Miąższość tych warstw w Skałach i w Śniadce wynosi 15,0 m. Powyżej wapieni krynoidowych w Śniadce występują łupki ilasto-margliste z wkładkami wapieni płytowych i margli z licznymi brachiopodami w stropie. Wśród nich występuje ostatnia ławica krynoidowa o miąższości 0,1–0,3 m. Miąższość tych warstw wynosi około 40 m. Można je prześledzić w wąwozie obok szczątków dawnego młyna w Śniadce i w odkrywce erozyjnej, około 20 m na północ od tego młyna, gdzie wśród licznych brachiopodów występują formy z rodzaju *Proreticularia*. Warstwy te występują

również pośrodku profilu w Śniadce na południowy wschód od młyna wodnego po południowej stronie polnej drogi do Szerzaw (Sierzaw), gdzie tworzą przegub antykliny, oraz w wąwozie 200,0 m na północ od opisanego miejsca. W Skałach nad wapieniami krynoidowymi występują podobne litologicznie i faunistycznie warstwy o miąższości około 30 m.

Warstwy skalskie górne (Filonowicz, 1968). W spągu w Skałach i Śniadce, północna i środkowa część profilu, występują łupki ilaste, cienkoblaszkowe, szarozielone, ze *Styliolina laevis* Richter (20,0 m). Na łupkach w Skałach leżą margle z *Dohmophyllum simplex* Wedekind (Rózkowska, 1957; 25,0) i łupki z wkładkami margli i wapieni gruboławicowych w stropie z *Leptaenella depressa* (Sowey) i *Chonetes zeuschneri* var. *sierzavica* Sobolew. W stropie wapieni gruboławicowych występują łupki ilaste z wkładkami margli oraz cienkich ławic krynoidowych i koralowych z *Hexagonaria hexagona* (Goldfuss) o 15-metrowej miąższości. Soczewki wapieni koralowych występują w Skałach i w lesie miłoszowskim na wschód od Nieczulic. W Śniadce w północnej części profilu obok wspomnianego starego młyna w odkrywcę są widoczne szarozielone łupki ilasto-margliste z wkładkami wapieni płytowych ziarnistych i margli. W marglach występują duże korale *Dohmophyllum simplex* Wedekind, a w wapieniach *Leptaenella depressa* (Sowey) i *Chonetes zeuschneri* var. *sierzavica* Sobolew. W środkowej części profilu w Śniadce, we wspomnianym wąwozie na wschód od młyna wodnego, w marglach szarokawowych występują liczne brachiopody, a wśród nich *Skenidium polonicum* Gürich. Wydaje się, że jest to forma przewodnia dla tych warstw. W północnym zboczu tego wąwozu występuje ławica szarokawowego wapienia bulastego z *Leptaenella depressa* (Sowey). Wapień ten jest tam przecięty uskokiem o widocznym przesunięciu około 3 m. Stropowe warstwy w Śniadce zostały stwierdzone szurfem w północnej części profilu. Są to łupki z wkładkami margli, które stopniowo przechodzą w łupki ilasto-mułkowe z wkładkami piaskowców, zaliczone już do wyższej serii stratygraficznej. Omówione osady przedstawiają strop warstw skalskich.

Warstwy skalskie dolne według Filonowicza (1968) mogą osiągać około 165 m miąższości, a górne – około 60 m.

Wykształcenie litologiczne i duża ilość skamieniałości wskazują na płytkomorskie (lagunowe i rafowe) środowisko sedymentacji (Malec i in., 1995).

Malec i inni (1995) warstwy skalskie opisali następująco: część najniższą jako szare i szaroróżowe biomikryty ze szczątkami organicznymi (2,5 m), następnie margle i wapień przeławiczone łupkami marglistymi z fauną ramienionogów, koralowców, trylobitów, liliowców (130,0 m), dalej iłowce margliste i iłowce z nielicznymi przeławiczeniami wapieni (140,0 m) – liczna fauna ramienionogów, liliowców, tentakulitów, małży oraz wapień krynoidowe z przeławiczeniami margli i iłowców marglistych z fauną (w kompleksie tym występuje zwięzła bioherma utworzona z tabulatów,

tetrakorali i stromatoporoidów; 50,0 m), iłowce czarne i mułowce szarozielone z piaskowcami kwarcowymi (12,0 m), wapienie biomikrytowe (4,5 m), wapienie bitumiczne (2,0 m), ponownie wapienie biomikrytowe (5,0 m). Najmłodsze osady tych warstw złożone są z ciemnoszarych i szarozielonych iłowców (13,0 m) z ramienionogami oraz wkładkami margli i wapieni z fauną liliowców, łodzików, trylobitów i konodontów.

Żywe

Mułowce, iłowce i piaskowce (warstwy świętomarskie) oraz wapienie (warstwy pokrzywiańskie). Warstwy świętomarskie i pokrzywiańskie powstały w żywym dolnym i środkowym (Narkiewicz i in., 2006).

Warstwy świętomarskie (Filonowicz, 1968). Spąg tych warstw wyznacza pierwsza wkładka piaskowców szarogłazowych. W Śniadce, w północnej części profilu, występują łupki ilasto-mułkowe, szarooliwkowe, z miką i z wkładkami piaskowców. Miąższość ich wynosi około 40 m. W łupkach piaszczystych występują rzadkie ślimaki *Loxonema kayseri* oraz drobne cienkoskorupowe małże z rodzaju *Ctenodonta* i szczątki roślin. W południowej części profilu, w odsłonięciu erozyjnym 0,5 km na północ od mostu w Świętomarzu, wśród łupków ilasto-mułkowych występują ławice piaskowców hieroglifowych ze śladami falowania, o miąższości około 1 m. Warstwy świętomarskie mają około 80 m miąższości. W związku z powyższym przypuszcza się, że w kierunku północnym ta seria osadów piaszczystych wyklinowuje się. Na wschód od Nieczulic piaskowce jasnoszare, średnioziarniste (5,0 m miąższości) występują w formie soczewki w serii ilasto-mułkowej opisywanych osadów. W Skałach warstwy świętomarskie mają około 80 m miąższości. Są to łupki ilasto-mułkowe z wkładkami mułowców i piaskowców, które w stropie (koryto Pokrzywianki) zawierają faunę brachiopodów z rodzaju *Schizophoria*.

Na spągowych powierzchniach piaskowców często występują hieroglify mechaniczne i organiczne (Malec i in., 1995). Piaskowce wykazują przeważnie niewyraźne uziarnienie frakcjonalne, normalne bądź monofrakcjonalne (Malec i in., 1995). W profilu Grzegorzowice–Skały miąższość warstw świętomarskich wynosi około 100 m, a w profilu Świętomarz–Śniadka jedynie około 50–70 m (Malec i in., 1995). Sedymentacja warstw świętomarskich jest oddźwiękiem epizodu regresywnego notowanego w skali globalnej (Malec i in., 1995).

Warstwy pokrzywiańskie (Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1968). W Skałach powyżej warstw świętomarskich występują wapienie rafowe 10-metrowej miąższości z *Pachyphyllum sobolewi* Rózkowski i *Schizephyllum acantnicum* Fries (Pajchel, 1957), w stropie których leżą margle z brachio-

podami z rodzaju *Desquamatia* oraz łupki ilaste i ilasto-margliste (przykrywa je zlepieniec cechsztyński).

W obrębie średnioławicowych i gruboławicowych wapieni występuje fauna stromatoporoidów, tetrakorali, tabulatów, ramienionogów i trylobitów (Malec i in., 1995). W rejonie Nieczulic i Skał utwory te leżą zgodnie sedymentacyjnie na mułowcach i wapieniach piaszczystych warstw świętomarskich (Malec i in., 1995). W dolnej części są to wapienie biostromalne, zbudowane z licznych, dużych bulastych stromatoporoidów, wyżej występują biomikryty z ramienionogami, tetrakoralami i tabulatami. Warstwy te odsłaniają się jedynie we wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, pomiędzy Skałami i Nieczulicami, gdzie nie tworzą jednolitego horyzontu, lecz większe soczewy o długości do 1 km i miąższości do 10,0 m (Malec i in., 1995). Warstwy pokrzywiańskie nie są znane z profilu Świętomarz–Śniadka, ani innych odsłonień dewonu w regionie łysogórskim (Malec i in., 1995).

d. Dewon środkowy–górny

Żywet–fran

Margle i ilowce z wkładkami wapieni (warstwy nieczulickie). W Śniadce pomiędzy północną i środkową wychodnią warstw świętomarskich występują łupki i margle z wkładkami wapieni, które budują synklinę obaloną z północy na południe (Filonowicz, 1968). W skrzydle północnym i południowym tej synkliny w spągu występują łupki ilaste z wkładkami margli, w których stwierdzono brachiopody z rodzaju *Desquamatia* (około 20–40 m miąższości). Miąższość łupków w południowym skrzydle synkliny jest większa i stwierdzono w nich tam 1–2-centymetrowe wkładki lidyków. Na łupkach leżą ciemnoszare margle drobno spękane, z rzadką i słabo zachowaną fauną brachiopodową z rodzajów: *Desquamatia*, *Phacops*, *Buchiola* i *Pterochaemia* (6,0 m miąższości) i gruba seria łupków i margli z wkładkami wapieni (około 50 m miąższości). W serii tej występuje wkładka wapieni ziarnistych z członami krynoidów, w których stwierdzono proste głowonogi z rodzaju *Anorcestes*, *Tormoceras* i *Bactrites* oraz *Leiorhynchus polonicus* (A. Roemer) – co świadczy o górnodewońskim wieku tych osadów (Filonowicz, 1968). Identyczne osady pod względem litologii i fauny występują w południowym odcinku profilu koło Świętomarza. Tam w spągu warstw, około 100 m na północ od mostku w Świętomarzu, występują łupki z wkładkami margli, na których leżą ciemnoszare margle, łupki i wapienie odsłaniające się w drodze do Sierżaw. Po raz pierwszy warstwy te opisał Sobolew (1909), oznaczył w nich faunę głowonogów (*Anorcestes nuciformis* Whidborne, *Tornoceras simplex* von Buch oraz *Bactrites* ef. *compressus* A. Roemer) i zaliczył je do żywetu. Podobne osady do opisanych warstw występują w okolicach Nieczulic.

Stwierdzono je w studni na zachód od Włoch. Są to wyższe poziomy warstw nieczulickich, łupki margliste z niespotykanymi niżej małżami cienkoskorupowymi z rodzaju *Avicula* i *Pterochaemia*. Miąższość warstw nieczulickich wynosi około 100–120 m lub nawet około 190–210 m (Filonowicz, 1966, 1968), a w skali jednostki łysogórskiej nawet około 350–400 m (Malec i in., 1995).

Na podstawie odsłoneń w profilach Świętomarz–Śniadka, Grzegorzowice–Skały i Nieczulice oraz w rowach badawczych w rejonie Skał i Nieczulic Malec i inni (1995) opisali profile tych warstw następująco: spągowy odcinek wykształcony jest w postaci zielonoszarych iłowców z pojedynczymi, cienkimi przeławiczeniami madstonów (35,0 m). Wyżej występują szare, czarne i szaroróżowe wapienie biomikrytowe, madstony i wakstony organodetrytyczne, rozdzielone warstwami iłowców marglistych, z fauną liliowców, ramienionogów, tentakulitów, małżoraczków i konodontów (kilka, kilkanaście metrów). Następnie – iłowce margliste, szarozielone i beżowoszare z liczną fauną tentakulitów, małżoraczków, ramienionogów (35,0 m), wyżej występuje miąższy (około 100 m) kompleks iłowców szarozielonych z nieliczną fauną, wapienie biomikrytowe, czarne i ciemnoszare, częściowo bitumiczne (80,0 m). Powyżej zalega kompleks iłowców marglistych, ciemnoszarych i zielonoszarych, z cienkimi przewarstwieniami margli – obecna jest liczna fauna małżoraczków, goniatytów, łodziaków, liliowców i ramienionogów (18,0 m). Wyżej odnotowano iłowce zielonoszare z rozproszoną fauną (42,0 m), dalej są iłowce margliste, szarozielone i margle, przeławiczone pojedynczymi warstwami lub cienkimi pakietami wapieni biomikrytowych ciemnoszarych – w kompleksie tym pojawiają się ramienionogi *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer) (40,0 m) oraz iłowce margliste zielonoszare z nielicznymi cienkimi przewarstwieniami wapieni mikrytowych i biomikrytowych (12,0 m). Profil kończą ciemnoszare wakstony i pakstony, przeławiczone iłowcami marglistymi (17,0 m).

Warstwy te powstawały od żywetu środkowego po fran dolny (Narkiewicz i in., 2006).

e. Dewon górny

Fran

Wapienie (warstwy kostomłockie). Utwory te występują w odkrywce w dolinie koło Włoch (gdzie zostały stwierdzone również w dwóch studniach) oraz w dolinie Świśliny koło Rzepina Pierwszego (Filonowicz, 1968). Są to wapienie płytowe, wapienie gruboławicowe, przeważnie o przełamie gładkim, z wtrąceniami krzemieni. W odkrywce koło Włoch w 5-centymetrowej warstewce organodetrytycznej odnotowano występowanie brachiopodów: *Productella herminae* Frech i *Adolfia deflexa* (Roemer). Na powierzchniach warstw występuje *Styliolina*. Cechy litologiczne wyżej opisywanych wapieni są we wszystkich miejscowościach prawie identyczne. Wapienie te stratygraficznie odpowiadają wapieniowi kadzielniańskiemu. Wyższe poziomy warstw kostomłockich

występują w dolinie bocznego dopływu Pokrzywianki koło Włoch. Są to wapienie o przełamie gładkim, często o odcieniu szarozielonym i czerwonym. Podobne wapienie zostały stwierdzone w Rzepinie Kolonii, w których występują *Lingule* i trylobity z rodzaju *Trimerocephalus*. Miąższość serii wynosi około 150–180 m (Filonowicz, 1966, 1968), a nie wykluczone, że nawet około 250–300 m (rejon Nieczulic; Malec i in., 1995). Wśród wapieni mogą pojawiać się też wkładki margli. Stratygraficznie warstwy te łączy się z franem środkowym i górnym (Narkiewicz i in., 2006; fran górny – konodonty rodzaju *Palmatolepis*; Malec i in., 1995).

Famen

Wapienie, margle i łupki (kompleks marglisty). Podobnie jak utwory franu osady famenu są bardzo słabo odsłonięte. Na obszarze opisywanego arkusza wieku fameńskiego są wapienie i margle z wkładkami łupków ilasto-marglistych (Filonowicz, 1968). W studni w Nieczulicach w łupkach wapiennych występuje *Posidonia venusta* Müntz, a w wapieniach gruzłowych koło Chybic zostały stwierdzone trylobity *Trimerocephalus typhlops* Gürich. Miąższość utworów famenu wynosi prawdopodobnie około 200 m (Filonowicz, 1968). Profil famenu opisany przez Filonowicza (1968) koresponduje z jego regionalnym ujęciem (Narkiewicz i in., 2006), gdzie w górnej części mamy kompleks marglisty, a w dolnej wapienie gruzłowe. Kompleks ten bywa też określany jako wapienno-marglisty (Malec i in., 1995). W rejonie Nieczulic na podstawie zwietrzliny i okruchów skalnych stwierdzono, że występują tam wapienie gruzłowe, brunatne i szarozielone, z ramienionogami (*Lingula* sp.), małżoraczkami, otwornicami i konodontami z rodzaju *Palmatolepis* (Malec i in., 1995).

7. Karbon

Z obszaru arkusza Nowa Słupia nie są znane skały osadowe systemu karbońskiego (Filonowicz, 1966, 1968). Utwory karbońskie występują w kilku strefach w jednostce kieleckiej, w podłożu Niecki Nidy czy w strukturach na północ od jednostki łysogórskiej (Żelichowski, Jurkiewicz, 1996). Na terenie opisywanego arkusza stwierdzono występowanie skał magmowych, żyłowych – d i a b a z ó w .

Badania geoelektryczne i otwory wiertnicze (otw: 93, 94 i 95 – na obszarze arkusza Nowa Słupia oraz otwór Janowice 1 – na obszarze arkusza Ostrowiec Świętokrzyski) ujawniły obecność zespołu cienkich dajek diabazowych, rozwiniętych poprzecznie do struktur paleozoicznych (Kowalczewski, 1976; Romanek, 1994; Ryka, Znosko, 1996). Intruzję tę nazwano milejowicko-janowicką. Skład i budowa intruzji zmieniają się gwałtownie w zależności od badanego miejsca. Grubość żył waha się od około 2 do 10 m, są one stromo postawione, pod kątem nawet 75–90°.

W otworze 93 są to dwie żyły z niewielką apofizą (Kowalczewski, 1976) na głębokości 26,9–63,7 i 71,5–117,5 m, wśród utworów sylurskich. W otworze 94 są to trzy żyły diabazowe (Kowalczewski, 1976), występujące na głębokości 62,4–72,2; 78,0–103,0 i 108,7–124,0 m (Ryka, Znosko, 1996), również wśród utworów sylurskich. W otworze 95 jest to jedna żyła na głębokości 52,5–88,2 m, też w obrębie utworów sylurskich.

Żyły zbudowane są z diabazów o różnym stopniu krystaliczności, popielatoczarnych, szaroczarnych, szarozielonkawych, popielatych. Niezwięźnięte diabazy mają teksturę zbitą, masywną i bezładną, strukturę od afanitowej do średnioziarnistej, jedynie miejscami porfirową, zwykle ofitową lub subofitową. Wśród minerałów dominują plagioklasy, obrosnięte lub rozdzielone piroksenem (Kowalczewski, 1976). W strefie przypowierzchniowej diabazy są zwykle silnie przeobrażone hipergenicznie i tworzą pokrywę utworów okruczowo-ilastych (1,0–6,0 m miąższości), trudnych do makroskopowej identyfikacji. W strefach kontaktowych diabazów ze skałami osadowymi (iłowcami, mułowcami, piaskowcami i wapieniami) często występują partie przeobrażone hydrotermalnie, niekiedy zbudowane z chlorytów, kalcytu i serycytu. Partie te często bywają wzbogacone w piryt, który jednak lokuje się przede wszystkim w obrębie skał osadowych. Jego ilości są zmienne, ale miejscami tworzy partie kilkumetrowej grubości, w których dominuje on ilościowo (Kowalczewski, 1976).

8. Perm

a. Perm górny

Cechsztyń

Zlepieńce. Filonowicz (1968) podaje, że zlepieńce cechsztyńskie zwykle są koloru czerwonego, posiadają lepsze ilasto-wapienne, a w skład ich wchodzi przede wszystkim otoczaki wapieni i dolomitów dewońskich. Materiał zlepieńców jest ściśle związany z wychodniami starszego podłoża, w którego sąsiedztwie leżą.

W lewym zboczu Świśliny w wąwozie naprzeciw folwarku Rzepin w zlepieńcach występują w dużej ilości otoczaki kwarcytów dolnodewońskich (Filonowicz, 1968). Podobny charakter mają zlepieńce koło Chocimowa, w których średnica otoczek kwarcytów niekiedy dochodzi do 15,0 cm. W obu tych przypadkach zlepieńce cechsztyńskie leżą w sąsiedztwie kwarcytów dolnodewońskich. W innych miejscach w zlepieńcach zdecydowanie przeważają otoczaki wapieni i dolomitów dewońskich. Najlepsze odsłonięcie tych warstw występuje w prawym zboczu Świśliny koło Pawłowa. W stromej ścianie kamieniołomu widoczne są otoczaki, a niekiedy głązy wapieni dewońskich, których średnica dochodzi do 30,0 cm. Stopień obtoczenia jest różny – od dobrze obtoczonych do

ostrokrawędzistych brył, często oblepionych drobnym zlepem marglistym. Pomiedzy ławicami zlepieńców widoczne są soczewkowate wkładki łupków piaszczystych o grubości od 10,0 do 20,0 cm. Są to zlepy piaszczysto-margliste o barwie wiśniowej, z obfitą miką i niekiedy drobną łupliwością. Miąższość zlepieńców waha się od 10,0 do 40,0 m (Filonowicz, 1968).

Występowanie zlepieńców dokumentują też otwory – 19 (na głębokości 11,5–16,0 m) i 47 (na głębokości 12,0–50,0 m, nieprzewiercone). Ponieważ otwory te zlokalizowane są w pobliżu utworów dewonu dolnego, stąd w składzie zlepieńców występują okruchy piaskowców i piaskowców kwarcytowych.

Zlepieńce udokumentowano też w otworze 44 (na głębokości 72,6–82,4 m) – zalegają one na utworach dewonu górnego. Zlepieńce są polimiktyczne, wiśniowe, o spoiwie wapnisto-piaszczystym. Kolejnym otworem, w którym udokumentowano utwory permu jest otwór 56 (na głębokości 26,9–29,7 m), zalegają one na utworach dewonu górnego, a zlepieńce są polimiktyczne, zwięzłe, wiśniowoszare, złożone z otoczków dewońskich wapieni, dolomitów i piaskowców, o spoiwie wapnisto-żelazistym. Wymienić należy także otwór 55, w którym zlepieńce permu zalegają na utworach dewonu górnego na głębokości 68,5–87,0 m. Mają charakter polimiktyczny, spoiwo jest kalcytowo-wapienne, różowoczerwone lub seledynowe.

Na wschodzie, już na obszarze arkusza Ostrowiec Świętokrzyski (818), Romanek (1994) utworzy o charakterze zlepieńców, pochodzące z cechsztynu i triasu dolnego połączył w jedno wydzielenie. Przy czym w dolnej części, bezpośrednio na starszym podłożu, występują zlepieńce cechszyńskie, w części środkowej występują zlepieńce z wkładkami mułowców i piaskowców, a najwyżej mułowce i piaskowce z przeławiczeniami zlepieńców. Części środkowa i górna są dolnotriasowe.

Wap i e n i e. Prawdopodobnie wapienie cechszyńskie nawiercone zostały w otworze 44 na głębokości 59,7–72,6 m, ponad zlepieńcami. Opisano je jako wapienie różowo-czerwone, miejscami sinoszare, plamiste, piaszczyste, z pojedynczymi głazikami skał dewońskich o średnicy do 1,0 cm. Wapienie poprzecinane są cienkimi żyłkami białego kalcytu, który wypełnia też kawerny. Są to tzw. wapienie cechszyńskie.

Obecnie wiadomo, że utwory permskie powstawały w kilku cyklach i fazach transgresywno-regresywnych, w basenie sedymentacyjnym obejmującym pogranicze lądu i morza, którego strefę brzegową wyznaczał kambryjsko-karboński trzon Gór Świętokrzyskich (Wagner, Zbroja, 1996; Kuleta, Zbroja, 2006). Biorąc pod uwagę schemat litostratygraficzny piętra cechszyńskiego można przypuszczać, że zlepieńce i wapienie reprezentują część cyklotemu pierwszego (Wagner, Zbroja, 1996).

9. Trias

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny

Zlepieńce, piaskowce, mułowce i łupki – formacja z Jaworznej i formacja z Zagnańska. Osady pstrego piaskowca dolnego są silnie zróżnicowane litologicznie. W części dolnej przeważają zlepieńce i piaskowce, podczas gdy w części górnej mułowce i łupki ilasto-mułkowe (Filonowicz, 1968). Najlepiej zostały one prześledzone w dolinie Dobruchny i Pokrzywianki koło Włoch, gdzie tworzą trzy drobne cykle sedymentacyjne (Filonowicz, 1968). Najniżej występują zlepieńce w ławicach o miąższości 0,3–1,0 m, przewarstwione piaskowcami średnioziarnistymi lub gruboziarnistymi (11,0 m). W ławicy spągowej liczne są otoczaki piaskowców i kwarcytów kambryjskich i dolnodewońskich, których średnica dochodzi do 10,0 cm. Lepiszczce zlepieńców jest ilasto-piaszczyste. Na nich leżą mułowce ilaste, szarowiśniowe (3,0 m). Drugi cykl rozpoczynają kolejne zlepieńce (1,0 m), na których leżą mułowce i piaskowce wiśniowe z cienką wkładką zlepieńców w stropie (5,0 m) i ponownie łupki ilasto-mułkowe z cienkimi wkładkami piaskowców (6,0 m) oraz łupkami ilastymi w stropie (5,0 m). Trzeci cykl rozpoczynają dwie ławice zlepieńców (0,7 m), na których leżą mułowce siwowiśniowe z pierwszą wkładką łupków seledynowych (2,0 m). Występuje tu wkładka iłów wiśniowych (0,3 m) z domieszką węglanów. Wyżej leżą mułowce z trzema wkładkami zlepieńców od 0,1 do 0,3 m grubości (6,0 m). Są to najwyższe stwierdzone wkładki zlepieńców w utworach pstrego piaskowca dolnego. Wyżej leżą mułowce i łupki ilasto-mułkowe wiśniowe, z wkładkami zielonych (5,0 m) oraz łupki mułkowe i ily wiśniowe (14,0 m). Powyżej nich występują piaskowce i mułowce jasne, miejscami z obficie nagromadzonymi szczątkami roślin (*Calamites*) – zaliczone już do pstrego piaskowca środkowego. Na południe od Dołów Opacich i na północ od Godowa również występują zlepieńce i piaskowce w postaci grubych ławic (16,0 m). Na północ od Wiór w lewym zboczu doliny Świśliny, w górnej części osadów pstrego piaskowca dolnego występują piaskowce wiśniowe, gruboławicowe. W piaskowcach tych tkwią ilaste toczeńce w kształcie wydłużonych gruszek o koncentrycznej budowie warstewkowej. Na płaszczynach ławic występują szczeliny z wysychania oraz tropy zwierząt i ślady fal. Wyżej występują piaskowce płytowe, skośnie wyklinowujące się (2,0 m) i warstewka zlepieńców ze żwirkiem mleczonego kwarcu (0,3 m). Na nich leżą piaskowce płytowe przewarstwione łupkami ilastymi i ily wiśniowymi, które w stropie mają cienkie wkładki siwozielonych mułowców. Warstwy te były prześledzone również po południowej stronie rzeki Świśliny na północ od Zagaji Boleszyńskich w starym kamieniołomie na zboczu zalesionego wzgórza. Powyżej wspomnianych łupków ilastych wiśniowych

z wkładkami zielonych mułowców, występują piaskowce o przekątnym uwarstwieniu z odciskami kalamitów (2,5 m). Utwory pstręgo piaskowca dolnego wykształcone są w postaci zlepieńców. Stwierdzono je również w drodze polnej na południe od Kolonii Godów i na prawym zboczu doliny Węgierki koło wsi Małe Jodło. Miąższość osadów piaskowca pstręgo dolnego wynosi około 60 m.

W ujęciu regionalnym utwory te łączyć należy z formacją z Jaworznej wraz z ogniwo z Zachemia oraz z formacją z Zagnańska (Kuleta, Zbroja, 2006). Utwory formacji z Jaworznej są genezy rzecznej, powstałe na przybrzeżnej równinie aluwialnej i zazębiają się miejscami z utworami przybrzeża zbiornika morskiego (Kuleta, Zbroja, 2006). Utwory formacji z Zagnańska, pomijając ogniwo z Tumlina, mają także genezę rzeczną. Na zespół osadów powstałych w takim środowisku składają się przede wszystkim litofacje piaskowcowe o zróżnicowanym uziarnieniu i piaskowce zlepieńcowate (Kuleta, Zbroja, 2006). Mniejszy udział mają zlepieńce polimiktyczne, wyróżnione jako ogniwo z Czerwonej Góry oraz mułowce i iłowce. Osady te wykazują następstwo litofacjalne charakterystyczne dla fluwialnych cykli prostych, rozwiniętych w piaszczystych, piaszczysto-żwirowych i żwirowych rzekach roztokowych (Kuleta, Zbroja, 2006). Poszczególne cykle reprezentowane są przez osady korytowe, w mniejszym stopniu pozakorytowe, rozwinięte lepiej w górnej i dolnej części jednostki. Rzeczna geneza tych osadów znajduje potwierdzenie w strukturach sedymentacyjnych, wskazujących na udział w ich powstawaniu prądów trakcyjnych o zróżnicowanym reżimie przepływu (Kuleta, Zbroja, 2006). Potwierdzeniem są również cechy petrograficzne osadów, które są niedojrzałe mineralogicznie oraz wykazują niski lub zróżnicowany stopień obtoczenia i wysortowania składników. W skali regionalnej oba te ogniwa mogą osiągać około 330 m (Kuleta, Zbroja, 2006).

Na obszarze arkusza Ostrowiec Świętokrzyski Romanek (1994, 1995) w pstrym piaskowcu dolnym wyróżnił warstwy z Czerwonej Góry obejmujące zlepieńce, piaskowce i mułowce oraz żwiry. Część zlepieńców tego wieku łączy on ponadto w jedno wydzielenie ze zlepieńcami cechsztynu.

Z kolei na obszarze arkusza Starachowice Studencki (1992, 1993) utwory pstręgo piaskowca dolnego i środkowego połączył w jedno wydzielenie.

Na obszarze arkusza Nowa Słupia utwory te udokumentowano w otworze 23 na głębokości 23,5–40,0 m (nieprzewiercone), gdzie stwierdzono zlepieńce wiśniowe.

W kamieniołomie w Dołach Opacich występują utwory o nachyleniu 21–30° ku południowi, a są to: brekcja złożona z ostrokrawędzistych lub słabo obtoczonych okruchów dolomitów oraz klastów iłowców tkwiących w mułowcowo-ilasto-węglanowym spoiwie. Dalej występują mułowce czerwone, płytkowe, laminowane piaskowcami (4,0 m). Utwory te powstały na stożku napływowym (brekcja) oraz w nadbrzeżnej równi aluwialnej (Mader i in., 2011).

Filonowicz (1966, 1968) utwory pstrego piaskowca środkowego podzielił na podstawie cech litologicznych na dwie serie: starszą o przewadze piaskowców i mułowców oraz młodszą o przewadze łupków ilasto-mułkowych i iłów. Podobnie postąpił Romanek (1994, 1995) na obszarze arkusza Ostrowiec Świętokrzyski, gdzie mamy piaskowce i mułowce –warstwy labiryntodontowe i hieroglify oraz iłowce i ily – warstwy hieroglify i pseudoolitowe. Jak już wspomniano wcześniej Studencki (1992, 1993) utwory pstrego piaskowca dolnego i środkowego połączył w jedno wydzielenie. W niniejszym opracowaniu pozostawiono podział Filonowicza (1966, 1968).

Piaskowce, mułowce i łupki – formacja z Wiór i formacja z Goleniaw. Profil niższej serii osadów pstrego piaskowca środkowego został prześledzony na odcinku od Skał do okolic Wieloborowic (Filonowicz, 1968). W Skałach w spągu tej serii występują piaskowce jasnoszare, miejscami o odcieniu szarowiśniowym (8,0 m), ze szczątkami roślin (*Calamites*). Widoczne jest w nich uławicenie przekątne z licznymi drobnymi żwirkami. Piaskowce te zostały stwierdzone również w Sierżawach w stropie pstrego piaskowca dolnego koło drogi do Bodzentyna, skąd ciągną się wzdłuż prawego zbocza doliny Psarki aż po Świślinę. W środkowej części profilu Świętomarz–Śniadka leżą one bezpośrednio na zlepieńcach cechsztynu (północna wychodnia). Piaskowce z odciskami kalamitów w takim samym położeniu stratygraficznym zostały stwierdzone na południe od Szelig oraz w okolicach Stryczowic koło Garbacz Skały już poza terenem arkusza Nowa Słupia. Należy sądzić, że powyższe piaskowce przedstawiają nowy cykl sedymentacji osadów pstrego piaskowca środkowego i w stosunku do niżej leżących osadów leżą przekraczająco. Na tej podstawie została przeprowadzona granica pomiędzy pstrym piaskowcem dolnym i środkowym. W stropie piaskowców jasnoszarych w Skałach występują łupki ilasto-mułkowe, szarowiśniowe (4,0 m) i ponownie piaskowce gruboławicowe, jasnoszare, o przekątnym uwarstwieniu, z wtrąceniami drobnych żwirików kwarcu i kwarcytów o średnicy do 1,0 cm (5,0 m). Powyżej leżą łupki mułkowe, wiśniowe, z wkładkami łupków ilastych i iłów (10,0 m), a na nich piaskowce szarowiśniowe, kruche, z toczkami ilastymi i miejscami z obfitym muskowitem (3,5 m). Wyżej leżą ily wiśniowe, margliste, z wkładkami mułowców i łupków ilasto-mułkowych w stropie (6,0 m), na których leżą łupki ilasto-mułkowe, wiśniowe, z wkładkami iłów oraz piaskowców wiśniowych i jasnych (4,0 m). Na nich leżą piaskowce jasnoszare i wiśniowe przekładane kruchymi mułowcami wiśniowymi z iłami w stropie (7,0 m). Wyżej stratygraficznie występuje trzecia z kolei wkładka piaskowców jasnoszarych i szaroróżowych z drobnymi żwirkami (4,0 m). Ta wkładka tym się różni od poprzednich wkładek piaskowców zlepieńcowatych, że posiada sporo otoczków ilastych i obfitą drobną mikę. W tych najwyższych piaskowcach jasnoszarych w wąwozie na północ od Pokrzywnicy został znaleziony

odcisk zęba żarłacza z rodzaju *Ceratodus*. Wyżej leżą mułowce wiśniowe z wkładkami łupków ilastych (3,0 m) i ponownie piaskowce szarowiśniowe gruboławicowe (2,0 m) z bardzo kruchymi mułowcami w stropie (3,0 m). W mułowcach tych występuje bardzo obfita mika. Wyżej leżą zielone łupki ilaste (0,6 m) oraz łupki szarowiśniowe, ilasto-mułkowe, z cienkimi wkładkami piaskowców. W podobnych litologicznie warstwach w wąwozie na północ od Sierzaw zostały znalezione odciski robaków *Spirorbis zimmermanni* Haack (Samsonowicz, 1929). Miąższość tej serii osadów pstrego piaskowca środkowego wynosi od około 60 m do nawet około 100–130 m (Filonowicz, 1966, 1968). Najlepsze odsłonięcia piaskowców gruboławicowych i średnioławicowych formacji z Wiór znajdują się w północnej i południowej skarpie doliny Świśliny w sąsiedztwie zapory zbiornika wodnego Wióry. Podobne, ale z większym udziałem serii cienkoławicowych znajdują się w łomie gospodarskim w Rzepinie Drugim (II). Heterolity mułowcowo-piaskowcowe barwy wiśniowej odsłaniają się w wielu miejscach w klifowych brzegach południowej i wschodniej części zbiornika Wióry.

Utwory te należą do formacji z Wiór i formacji z Goleniaw wyróżnianych przez Kuletę i Zbroję (2006). Utwory formacji z Wiór powstały w wyniku działalności rzek roztokowych. W osadach tych stwierdzono bogaty zespół tropów kręgowców (Ptaszyński, 2000). Z kolei utwory formacji z Goleniaw reprezentują utwory przybrzeża (Kuleta, Zbroja, 2006). W skali regionalnej generalnie obserwuje się, że utwory tej formacji mogą mieć też charakter morski.

Mułowce, iłowce, iły i łupki ilaste – formacja z Samsonowa. Wyższa seria osadów pstrego piaskowca środkowego została prześledzona w prawym zboczu Pokrzywianki na północ od Wieloborowic, gdzie osiąga największą miąższość wynoszącą około 70 m, oraz na wschód od Jabłonnej (Filonowicz, 1968). W odkrywcę w rejonie Wieloborowic najniżej występuje gruba seria iłów wiśniowych z wkładkami łupków ilasto-mułkowych, również wiśniowych, oraz cienkimi (1,0–2,0 cm) wkładkami łupków zielonych (28,0 m). Powyżej nich w łupkach ilasto-mułkowych występują wkładki piaskowców i mułowców szarowiśniowych (8,0 m). Na nich leżą łupki ilasto-mułkowe, szarowiśniowe i szarooliwkowe, w stropie z miką (9,0 m), a wyżej mułowce oraz iły wiśniowe (10,0 m). W stropie występują łupki ilasto-mułkowe z wkładkami piaskowców szarowiśniowych i jasnoszarych z charakterystyczną wkładką mułowców szarogłazowych o lepiszczu wapiennym (6,0 m) oraz łupki wiśniowe i szarozielone (9,0 m). Podobna litologicznie górna seria osadów piaskowca pstrego środkowego występuje w dolinie na wschód od Jabłonnej. Na piaskowcach szarowiśniowych płytowych (4,0 m) leży 20-metrowa seria łupków wiśniowych, przewarstwionych iłami, powyżej których występują łupki zielone z wkładkami mułowców szarozielonych, częściowo o lepiszczu wapiennym (10,0 m). W stropie leżą łupki wiśniowe z wkładkami zielonych (4,0 m).

We wschodniej części obszaru arkusza, w dolinie na zachód od Chocimowa (wychodnia nie zaznaczona obecnie na mapie geologicznej), na łupkach zielonych z wkładkami łupków wiśniowych występuje również charakterystyczna wkładka mułowców wapnistych z drobnymi oolitami (Filonowicz, 1968). Powyższa seria osadów pstrego piaskowca środkowego, oprócz innego wykształcenia litologicznego, różni się od serii niższej większą zawartością węglanu wapnia w iłach wiśniowych.

Utwory te należą do formacji z Samsonowa. Powstały one jako osady rzek meandrujących, z szeroko rozwiniętymi równiami zalewowymi, przechodzącymi w jezioro, które miało okresowo cechy plał (Kuleta, Zbroja, 2006). Lokalnie jako przewarstwienia w utworach tej formacji występują pakiety piaskowców drobnoziarnistych, czasem średnioziarnistych i mułowce. Granice formacji z Samsonowa są diachroniczne, a w rejonach bliższych cokołowi paleozoicznemu, erozyjnie powiązane z lukami sedymentacyjnymi (Kuleta, Zbroja, 2006).

b. Trias środkowy

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec górny (ret)

Utwory pstrego piaskowca górnego (retu) u Filonowicza (1966, 1968) zostały ujęte w jednym wydzieleniu o nazwie piaskowce jasnoszare. Romanek (1994, 1995) utwory retu opisał jako piaskowce, mułowce i margle i również ujął w jedno wydzielenie. Natomiast Studencki (1992, 1993) na obszarze arkusza Starachowice utwory pstrego piaskowca górnego podzielił na cztery wydzielenia: warstwy z Wąchocka (piaskowce), serię podrudną (piaskowce z iłowcami i mułowcami), serię rudną (iłowce, mułowce i piaskowce) oraz warstwy z Krynek (piaskowce z wkładkami iłowców i mułowców).

Na obszarze arkusza Nowa Słupia opis utworów retu nawiązuje do wydzieleni na arkuszu Starachowice (Studencki, 1992, 1993). Na pograniczu arkuszy Starachowice i Nowa Słupia nie występują utwory piaskowcowe warstw z Wąchocka.

Piaskowce z wkładkami iłó w i mułowców (seria podrudna) – formacja z Baranowa. Piaskowce mają barwę wiśniową. Studencki (1993) sugeruje, że seria ta obejmuje warstwy z Młodzaw i warstwy z Łyżew oraz prawdopodobnie spągowe partie warstw z Dalejowa wydzielane przez Senkowiczową (1970).

W profilu litologicznym serii podrudnej występują: mułowce piaszczyste i ilaste, wiśniowo-brunatne, z wkładkami i soczewkami mułowców żółtych, z dość licznymi, poziomymi bioturbacjami, piaskowce różnoziarniste, różowe, kremowe i żółte, z różnymi typami warstwowań, tj. poziomymi, skośnymi lub przekątnymi, a także piaskowce bez wyraźnego warstwowania (masywne) z nielicznych

mi poziomami bioturbacji. Stwierdzono także wiśniowobrunatne mułowce piaszczyste i ilaste z cienkimi, kilkucentymetrowymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, warstwowane poziomo i przekątnie. Bardzo liczne są bioturbacje, przeważnie pionowe typu *Skolithos*.

Poza wymienionymi występują także ławice piaskowców (gruboławicowych), białych, z cienkimi warstewkami czerwonych ilów. W piaskowcach widoczne są wielkoskalowe warstwowania skośne. Na powierzchniach ławic piaskowcowych widać liczne riplemarki, hieroglify mechaniczne i biohieroglify oraz szczeliny z wysychania.

Miąższość serii podrudnej na obszarze opisywanego arkusza wynosi około 50–70 m. Powierzchniowo osady te występują w dwóch szerokich pasach położonych na północ od Rzepina Pierwszego oraz pomiędzy Dąbrową Chybicką a Jabłonką.

Iłowce i mułowce oraz piaskowce z syderytami i żelaziakami ilastymi (seria rudna) – formacja z Baranowa. Wydzielenie to według Studenckiego (1993) odpowiada w większej części lub w całości warstwom z Dalejowa opisywanym przez Senkowiczową (1970). Miąższość serii rudnej jest niewielka, rzędu około 15–20 m, a składają się na nią ilowce i mułowce żółte, szare, wiśniowe, kremowe z przeławiczeniami białych piaskowców skośnie warstwowanych z cienkimi warstewkami, soczewkami lub bułami rud limonitowych (Studencki, 1993). Grubość poziomów rudnych jest zmienna, od kilku do 50,0 cm.

Piaskowce z wkładkami ilowców i mułowców (warstwy z Krynek). Ponad serią rudną leży ogniwo nazwane przez Senkowiczową (1970) warstwami z Krynek. Warstwy te najlepiej odsłaniają się w okolicach Krynek na prawym brzegu Zalewu Brodzkiego, gdzie tworzą skałki o wysokości do 10,0 m (obszar arkusza Starachowice). Warstwy te zbudowane są z gruboławicowych piaskowców różnoziarnistych, żółtych, białych i różowych, z przewarstwieniami żwirowców kwarcowych i sporadycznie występujących cienkich wkładek ilowców (Studencki, 1993). Piaskowce są warstwowane skośnie, przekątnie, liczne są kanały i ścieżka erozyjne świadczące o dużej energii środowiska, w którym powstawały. Miąższość warstw z Krynek w granicach arkusza Starachowice wynosi nie więcej niż 40 m (Studencki, 1993).

Na obszarze arkusza Nowa Słupia w górnej części profilu retu występują piaskowce jasnoszare (Filonowicz, 1968). Filonowicz (1968) pisał, że najlepiej są widoczne w kamieniołomach koło Witułina, po prawej stronie Świśliny, gdzie można było prześledzić ich górne serie (12,0 m miąższości). W spągu występują gruboławicowe piaskowce ciosowe, przewarstwione cienką wkładką piaszczysto-ilastą od 0,4 do 1,0 m grubości (7,0 m). W stropie występują gruboławicowe piaskowce z drobnymi żwirkami (3,5 m). W piaskowcach tych występuje często skośne i przekątne uławicenie.

W kamieniołomie w Witulinie (koło dawnej papierni) widać obecnie 7-metrowy profil utworów górnego retu, warstw z Krynek (Mader i in., 2011). W części dolnej (3,5 m) występują piaskowce gruboławicowe, drobnoziarniste i średnioziarniste, o przekątnym warstwowaniu (małej i dużej skali). W części środkowej (2,0 m) występują piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste z mułowcami. Piaskowce są warstwowane przekątnie, występują też riplemarki. W stropie (1,5 m) występują piaskowce gruboziarniste, z otoczkami piaskowców, kwarcu i klastami mułowców, o warstwowaniu rynnowym.

W lewobocznej części doliny Świśliny na południe od Dołów Biskupich piaskowce retu tworzą wzgórze około 20-metrowej wysokości (Filonowicz, 1968). Tam pomiary płaszczyzn sedymentacyjnych, pochylonych na południe pod kątem 15–25° wskazują, że materiał piaszczysty był przynoszony z północy. W innym miejscu, w kamieniołomie po lewej stronie Świśliny na północ od Witulina, można prześledzić większą miąższość tych warstw. Najniżej leżą piaskowce jasnoszare ciosowe (2,0 m), na nich ły czerwone i zielone (0,3 m), wyżej piaskowce jasnoszare ciosowe, drobnoziarniste (6,0 m) z 1–2-centymetrowymi wkładkami zielonych iłó. Wyżej leży wkładka piaszczysto-ilasta (1,0 m), ta sama, która występuje w kamieniołomach po prawej stronie rzeki Świśliny. Wkładkę ilastą tworzą piaskowce cienkopłytkowe z warstewkami iłó żółtozielonych. Wyżej występują piaskowce ciosowe, średnioziarniste (3,0 m) oraz dwie ławice piaskowców zlepieńcowatych, gruboziarnistych, z drobnymi żwirami kwarcu w stropie. Tu również widoczne jest skośne i przekątne uławicenie warstw. W stropie tych piaskowców zlepieńcowatych, na nierównej rozmytej ich powierzchni, leży cienka warstewka glin i iłó zielonych z piaskami i żwirkami (od 0,1 do 0,2 m). Na tej warstewce leżą łupki piaszczyste, kruche, gruboziarniste, z drobnymi żwirkami kwarcu i skaleni (0,6 m). Obocznie łupki piaszczyste przechodzą w gruboziarniste piaskowce zlepieńcowate (1,2 m), które w stropie są również rozmyte i pokryte luźnymi żwirkami kwarcu, skaleni i minerałów obcych (szczegół ten wskazuje na okresowe rozmywanie piaskowców retu i lokalną sedymentację lądową, jaka miała miejsce już prawdopodobnie w kajprze (Filonowicz, 1968).

Kontakt utworów retu i wapienia muszlowego można prześledzić w wąwozie w Nietulisku Dużym, na zboczu doliny Świśliny (Mader i in., 2011). Odslonięte osady górnego retu wykształcone są jako gruboławicowe, szaro-żółte, piaskowce gruboziarniste i średnioziarniste, miejscami z otoczkami kwarcu o średnicy 1,0 cm (są to tzw. warstwy z Krynek). W piaskowcach występują cienkie wkładki żółtych lub szarych iłó. Widoczne są w nich warstwowania typu rynnowego i tabularnego, dużej i małej skali, powszechne są rozmycia śródławicowe, kanały erozyjne i powierzchnie reaktywacji (Mader i in., 2011). Struktury sedymentacyjne piaskowców warstw z Krynek wskazują na powstawanie ich w wyniku progradacji delty (Trela, 1998).

W morfologii piaskowce retu zaznaczają się często w postaci skałek do 6,0 m wysokości (las na północ od Gębic). Miąższość tej serii wynosi około 35 m (Filonowicz, 1968).

Wapień muszlowy

Na obszarze arkusza Nowa Słupia Filonowicz (1966, 1968) utwory wapienia muszlowego pierwotnie rozdzielił na: wapień – wapienia muszlowego dolnego oraz wapień, margle i mułowce ilaste – wapienia muszlowego środkowego i górnego.

Serie wapienia muszlowego dolnego (Witulín, Gębice, Prawęcín) wykształcone są w spągu jako gliny piaszczyste z drobnymi żwirkami kwarcu o spoiwie wapiennym (0,1–0,2 m). Wyżej występowały ławice wapieni marglistych o odcieniu szarokawowym ze sporą ilością materiału detrytycznego (0,6 m) oraz ławice wapieni krynoidowych (2,0–2,5 m). Z liliowców rozpoznano *Encrinus carnalli* Beyer. W stropie ławic krynoidowych zalegały wapień o teksturze zrostkowo-gruzłowej (0,6–0,8 m), a powyżej ławice wapieni zbitych, częściowo organodetrytycznych z członami liliowców i wkładką margli w stropie (1,5 m). Nad nimi występowały wapień zbite organogeniczne, niekiedy o teksturze zrostkowej oraz wapień jasnoszare nieco margliste (2,5 m). Ku górze profilu obserwowano zanik członów liliowców, natomiast pojawiły się małże z *Lima striata* Schlotheim, *Myophoria vulgaris* Schlotheim i *Hoernesia socialis* Schlotheim. Jeszcze wyżej występują wapień szare, zbite lub margliste, lokalnie z przerostami zlepów muszlowych i wapieni organodetrytycznych (3,0 m), z *Coenothyris vulgaris* Schlotheim, *Mytilus eduliformis* Schlotheim, *Pecten laelaevigatus* Schlotheim oraz ślimaki z rodzaju *Chemnitzia*.

Z kolei serie wapienia muszlowego środkowego i górnego (Gębice, Nietulisko Duże) miały opisany następujący profil (Filonowicz, 1968). Najniżej występują wapień margliste, dość miękkie, niekiedy płytowe (3,5 m). W Gębicach (w kamieniołomie) w spągu wapieni marglistych występują margle i mułowce ilaste (0,2–0,5 m). W wapieniach marglistych nie znaleziono śladów fauny. Wyżej występują wapień szare płytowe z wkładkami mułowców ilastych i margli (0,5 m; kamieniołom w Nietulisku Dużym). Na nich leżą wapień zbite organodetrytyczne (2,5 m) z silnie przekrystalizowanymi skorupkami małży (m.in. z *Pecten discites* Schlotheim). W dolnej ławicy o teksturze zrostkowej występują również duże szczątki ślimaków i człony liliowców. Wyżej leżą ławice wapieni zbitych (2,0 m) z wkładkami wapieni o przełamie muszlowym, które podczas wietrzenia odznaczają się charakterystycznym jasnym odcieniem. Na nich leżą wapień zbite, przeważnie organodetrytyczne, przedstawiające przekrystalizowane, pokruszone zlepy muszlowcowe (2,5 m). Z małżów częste są tu *Myophoria goldfusi* Alberti, *Pleuromya pseudoelongata* Assmann, *Pleuromya prosogyra* Salomon, *Homomya impressa* Alberti. W stropie występują wapień margliste o teksturze zrostkowej,

które podczas wietrzenia przedstawiają charakterystyczne gruzły margliste (1,5 m). W wapieniach tych spotykane są liczne ułamki ceratytów.

Na obszarach sąsiednich utwory wapienia muszlowego ujęto łącznie jako wapienie krynoidowe, płytowe (Studencki, 1992, 1993), czy wapienie i wapienie margliste (Romanek, 1994, 1995).

Profile tych utworów można opisać następująco:

- wapienie krynoidowe, żółtoczekoladowe, w spągu płytowe, w stropie cienkopłytowe, mocno spękane i zwiertzałe, miejscami występują kremowe wapienie margliste czy żółte wapienie, czasem żelaziste, dolomityczne (Studencki, 1993). Profil ten może być niekompletny.
- wapienie krynoidowe z wkładkami margli i wapieni mikrytowych, wyżej występują mikryty margliste, oomikryty, kalkarenity zdolomityzowane lub zapiaszczone; w stropie zalegają wapienie krystaliczne, gruzłowe wapienie mikrytowe, mikryty margliste (Romanek, 1994).

Na potrzeby aktualizacji zdecydowano się na łączne ujęcie utworów tego oddziału w wydzielaniu wapienie i margle.

W rejonie Godowa–Żuchowca, w otworze 8 (do głębokości 24,0 m), rozpoznano: wapienie szare, zwarte i zbite, wapienie gruzelkowate, z gniazdami kalcytu, wapienie ze szczątkami organicznymi (głównie skorupami małży), wapienie margliste ciemnoszare, skrytokrystaliczne, margle kremowe, dolomity wapniste laminowane wapieniami marglistymi kremowo-szarymi, brekcję marglisto-wapienną, dolomity wapniste, szare, wapienie dolomityczno-margliste, szare i kremowo-szare, wapienie dolomityczne, ciemnoszare, wapienie, wapienie margliste oraz margle ilaste w spągu.

W rejonie Gębic, w otworze 9 (na głębokości 19,0 m), rozpoznano: wapienie krystaliczne, białe, kremowo-żółte, partiami spękane lub strzaskane, wapienie o strukturze brekcjowej, wapienie krystaliczne, białoszare (w spągu). W Dołach Biskupich, w otworze 26 (na głębokości 7,0 m), stwierdzono wapienie i dolomity z glaukonitem.

Interesujące odsłonięcie kontaktu utworów wapienia muszlowego dolnego i górnego i retu znajduje się w Nietulisku Dużym, w wąwozie na południowym zboczu doliny Świśliny (Mader i in., 2011). Utwory triasu środkowego leżą zgodnie na piaskowcach retu. Wapień muszlowy dolny reprezentują wapienie i dolomity, cienkoławicowe i średnioławicowe, z fauną liliowców (*Encrinus liliformis* Schlotheim, *Pentacrinus dubius* Beyrich), małży, ślimaków oraz szczątkami ryb (Bodzioch, 1984). Miąższość wapienia muszlowego dolnego w tym stanowisku wynosi około 6 m (Senkowiczowa, 1956). Utwory te powstały w płytkim basenie morskim, ale o dużej dynamice wód (Senkowiczowa, 1956). W tym samym stanowisku występują też utwory wapienia muszlowego środkowego, wykształcone jako wapienie płytkowe, nieco margliste, żółte i ochrowe, pelityczne, cienkoławicowe

(5,0–15,0 cm), z wapieniem oolitowym w stropie. Utwory te powstały w płytkim, izolowanym basenie morskim, a ich całkowita miąższość wynosi około 3 m (Senkowiczowa, 1956; Mader i in., 2011). Profil stanowiska kończą osady wapienia muszlowego górnego. W dolnej części są to wapienie organodetrytyczne z fauną małży i ślimaków oraz wapienie margliste i piaszczyste, przeławiczone wapieniami gruzłowymi – odpowiadają one warstwom z *Pecten discites* (Mader i in., 2011). W części górnej występują gruboławicowe wapienie organodetrytyczne z fauną małży (*Pecten discites* Schlotheim, *Plagiostoma striatum* Schlotheim), ramienionogów *Coenothris vulgaris* (Schlotheim), ślimaków *Chemnizia hehli* (Dietl), *Loxonema obsoleta* (Zieten), liliowców *Encrinus liliformis* Schlotheim, *Pentacrinus dubius* Beyrich i głowonogów, łuskami i zębami ryb – są to warstwy ceratytowe (Bodzioch, 1984; Mader i in., 2011). Miąższość utworów wapienia muszlowego górnego wynosi około 7 m (Senkowiczowa, 1956). Utwory te powstawały początkowo w warunkach otwartego morza, później w płytkim, zanikającym basenie morskim, do którego wzrastała dostawa materiału terygenicznego (Senkowiczowa, 1956; Mader i in., 2011).

Osady wapienia muszlowego dolnego, środkowego i częściowo górnego (łącznie 11,5 m) widoczne są także w kamieniołomie w Witulinie położonym koło dawnej papierni (Mader i in., 2011). Wapień muszlowy dolny reprezentują wapienie i dolomity z fauną ramienionogów, małży, ślimaków, z krynoidami oraz szczątkami ryb. W spągu profilu spotyka się niekiedy ziarna kwarcu. Środkowy wapień muszlowy to również wapienie i dolomity z intraklastami wapieni i stromatolitów, przeławicane cienkimi wkładkami iłowców marglistych. Wapień muszlowy górny reprezentują iłowce i cienkoławicowe wapienie dolomityczne.

Kompletny dla tego obszaru profil utworów wapienia muszlowego obserwować można w dolinkach erozyjnych rozwiniętych na południowo-wschodnim zboczu doliny Świśliny na północ od Witulina. Łączna miąższość skał węglanowych wynosi tam do około 20–25 m.

Utwory tego piętra w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wykazują znaczną kondensację stratygraficzną w porównaniu do południowo-zachodniej i zachodniej części obrzeżenia (Bodzioch, 1984). Zjawisko kondensacji mogło być wynikiem oddziaływania starszego (paleozoicznego) podłoża, dokładnie elewacji transwersalnych, w trakcie sedymentacji skał tego piętra (Senkowiczowa, 1966b; Bodzioch, 1984). Ponadto wapień muszlowy w tej części Gór Świętokrzyskich wykazuje dużą zmienność lateralną, tak że nawet z poszczególnymi typami litologicznymi wapieni związane są różne zespoły fauny (Bodzioch, 1984). Obserwowane ubóstwo fauny w wapieniu muszlowym środkowym związane jest ze znacznym wzrostem zasolenia morza (Bodzioch, 1984).

c. Trias górny

Kajper

W profilu triasu górnego wydziela się utwory kajpru i „retyku” w rozumieniu litostratygraficznym (Jurkiewicz, 1974, 1976, red.). Utwory kajpru stanowią niższą, a „retyku” wyższą część profilu tego oddziału. Jednocześnie w Instrukcji (2004) nazwy kajper używa się też w znaczeniu chronostratygraficznym. Na obszarze arkusza Starachowice (Studencki, 1992, 1993) utworów kajpru w ujęciu litostratygraficznym nie stwierdzono. Na obszarze arkusza Nowa Słupia utworów tego wieku Filonowicz (1966, 1968) także nie wydzielił. Na terenie arkusza Ostrowiec Świętokrzyski (Romanek, 1994, 1995) utwory kajpru zostały wydzielone, a opisano je jako piaskowce żółto-różowe, mułowce, iłowce szare, brunatne, wiśniowe czy fioletowe oraz ily pstre, a także margliste wapienie.

Ostatecznie z braku pewnych danych i w ślad za Filonowiczem (1966, 1968) utworów kajpru obecnie również nie wydzielono.

„Retyk”

Utwory „retyku” znane są z obszaru arkusza Nowa Słupia (Filonowicz, 1966, 1968) i arkusza Starachowice – iłowce i ily pstre z wkładkami piaskowców, mułowców, mułowców piaszczystych, pseudooolitów i syderytów (Studencki, 1992, 1993) oraz z obszaru arkusza Ostrowiec Świętokrzyski – iłowce, pseudooolity i piaskowce (Romanek, 1994, 1995). W niniejszym opracowaniu pozostawiono utwory „retyku” w ujęciu i opisie Filonowicza (1968).

Iły, zlepieńce i piaskowce. Osady „retyku” na obszarze arkusza Nowa Słupia zostały słabo prześledzone (Filonowicz, 1968). W rejonie Nietuliska Dużego na osadach wapienia muszlowego niezgodnie sedymentacyjnie leżą żółte ily marglisto-piaszczyste z drobnymi żyłkami kalcytu. Podobne osady widoczne są w stropie warstw wapienia muszlowego górnego na południe od Nietuliska Dużego (Filonowicz, 1968). Są to łupki ilasto-piaszczyste z miką, o pstrych odcieniach (3,0 m), z cienkimi wkładkami piaskowców. Wyżej leżą ily czerwone i żółte z wkładkami iłów zielonych i piaskowców kruchych, żółtych lub czerwonych, z kilkucentymetrowymi wkładkami mułowców, przesyconych związkami żelaza (12,0 m). W warstwach tych były prowadzone roboty poszukiwawcze za rudami żelaza. Wyżej częste są wkładki piaskowców jasnoszarych z drobnymi żwirkami kwarcu. W okolicach Gębic i Żuchowca występują już prawdopodobnie wyższe poziomy „retyku”. Tu niekiedy bezpośrednio na rozmytej powierzchni osadów wapienia muszlowego leżą zlepieńce jasnoszare, o lepyszczu piaszczysto-ilastym, z otoczkami kwarców i kwarcytów, których średnica dochodzi do 4,0 cm (3,0 m), a wyżej ily i mułowce żółte i szarobrazowe (6,0 m). Według Filonowicza (1966, 1968) utworów „retyku” może być nawet około 30–40 m.

Prawdopodobnie utwory te mogłyby odpowiadać pstrym i szarym warstwom parszowskim (Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018). Pstre warstwy parszowskie powstały w środowisku jeziorno-bagiennym, a szare warstwy parszowskie są osadami rzek meandrujących.

10. Jura

a. Jura dolna

Na obszarze arkusza Nowa Słupia według Filonowicza (1966, 1968) utwory jury dolnej funkcjonowały jako jedno wydzielenie pod nazwą piaskowce i ły z wkładkami mułowców i iłowców. Ich miąższość szacowano na 65,0 m. Opisano je jako ły siwe i żółte, z wkładkami piaskowców jasnoszarych i żółtawych, do 1,0 m miąższości, z odciskami roślin, piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste, z wkładkami mułowców i iłowców z rejonu Gębic, Rudnika i Nietuliska Dużego.

Obecnie, uwzględniając nowsze dane (Studencki, 1992, 1993; Romanek, 1994, 1995), wydzielono na tym obszarze kilka serii utworów dolnojurajskich. Zastosowano się też do podziału Pieńkowskiego (2004).

We wczesnej jurze obszar świętokrzyski okresowo znajdował się w zasięgu epikontynentalnego zbiornika brakicznego (Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018). Utwory jury dolnej są reprezentowane tu przez osady terygeniczne pochodzenia lądowego, marginalno-morskiego i morskiego (Pieńkowski, 2004). Według Pieńkowskiego (2004) pomiędzy utworami formacji skłobskiej a ostrowieckiej występuje luka sedymentacyjna, podobnie pomiędzy utworami formacji ostrowieckiej a gielniowskiej, wewnątrz utworów formacji drzewickiej oraz w stropie utworów formacji ciechockińskiej.

Hetang

Piaskowce, mułowce, iłowce i zlepieńce – formacja zagajska. W dolnej części profilu tej formacji (dawniej serii zagajskiej) występują żwiry (głównie kwarcowe) tworzące żwirowce oraz zlepieńce (Studencki, 1993). W ich obrębie pojawiają się też gruboziarniste piaskowce z przewarstwieniami iłow. W kierunku wschodnim w dolnych częściach serii występują gruboławicowe, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste (Romanek, 1994). Seria ta odsłonięta jest w niewielkich łomikach leśnych zlokalizowanych w północnej części obszaru arkusza w Rudniku i na zachód od Rudnika.

Wyższe partie serii tworzą jasnoszare i szare mułowce i iłowce oraz ły, z licznymi fragmentami zwęglonych roślin (odciski pni, gałęzi, ślady po korzeniach), cienkimi warstewkami węgla oraz syderytów. W ich obrębie również mogą pojawiać się drobnoziarniste piaskowce lub nawet zlepieńce,

złożone z okruchów piaskowców kwarcytowych i kwarcu (Studencki, 1993; Romanek, 1994). Piaskowce drobnoziarniste i mułowce często są poziomo laminowane, a średnioziarniste przekątnie warstwiane. Często utwory piaszczysto-ilaste są ze sobą w ścisłym sedymentacyjnym związku, tworząc cykl odwróconego frakcjonalnego uwarstwienia. Dominują jednak cykle proste rzek meandrujących lub ilasto-węgliste cykle limniczno-bagienne (Pieńkowski, 1983, 2004). Miąższość utworów formacji zagajskiej może wynosić nawet około 80–100 m (Studencki, 1993; Romanek, 1994), przy czym na obszarze badań będzie to raczej jedynie około 40–50 m. Wiek utworów tej formacji odpowiada hetangowi dolnemu (Pieńkowski, 2004).

Piaskowce i mułowce oraz iłowce – formacja skłobska. Formację skłobską (dawniej serię gromadzicką lub serię skłobską; Romanek, 1994; Karaszewski, 1960, 1962, 1970; Samsonowicz, 1934b) tworzą piaskowce drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, gruboławicowe, białe, jasnoszare lub szare (od zwęglonego detrytusu roślinnego), z przewarstwieniami mułowców i iłowców (Studencki, 1993). Piaskowce te są odporne na wietrzenie. Widoczne są w nich przykłady różnych typów warstwowań, kanały erozyjne, fragmenty drewna, ślady po korzeniach. Z rzadka ławice piaskowców rozdzielone są cienkimi do 0,2 m miąższości wkładkami węgla oraz towarzyszącymi mu pakietami ciemnoszarych mułowców piaszczystych, złupkowaconych i przepelnionych pyłem węglistym, zawierającym kanały po korzeniach roślin i fragmenty zwęglonej flory (Romanek, 1994). Niewielkie odsłonięcia piaskowców drobnoziarnistych, gruboławicowych tej formacji widoczne są w dwóch starych łomikach położonych przy północnej granicy obszaru arkusza.

Miąższość tej formacji jest szacowana na 30,0–45,0 m (Samsonowicz, 1934b) i nie przekracza 50,0 m (Studencki, 1993), a na obszarze arkusza Nowa Słupia będzie to około 15–20 m. Wiek utworów tej formacji odpowiada hetangowi środkowemu i górnemu. Osady te powstały w strefie przybrzeżnej – delta, bariera, laguna (Pieńkowski, 2004).

Synemur

Piaskowce i mułowce – formacja ostrowiecka. W profilu formacji ostrowieckiej (obejmującej dawne serie ostrowiecką i koszorowską) dominują żółte piaskowce drobnoziarniste, zwykle poziomo laminowane, przelawicane laminowanymi mułowcami, najczęściej piaszczystymi (Romanek, 1994). W dolnej części profilu udział mułowców dorównuje piaskowcom. W połowie profilu serii pojawiają się wkładki zlepieńcowe do 1,5 m miąższości, zawierające dobrze obtoczone otoczaki kwarcu i piaskowców kwarcytowych, stosunkowo dobrze wysortowane, tkwiące w masie piaszczysto-mułkowej. W stropie obserwuje się obecność piaskowców jasnożółtych, cienkoławicowych i średnioławicowych, laminowanych poziomo i skośnie, rozdzielonych cienkimi ławicami

piaskowców mułowcowych o charakterze gruzłowym. Miąższość utworów formacji ostrowieckiej może być szacowana na około 30 m (Romanek, 1994), a na obszarze arkusza Nowa Słupia na około 10–20 m. Wiek utworów tej formacji w całości określono jako synemur. Są to osady rzeczne i delto-we oraz strefy przybrzeżnej – bariera, laguna (Pieńkowski, 2004).

Pliensbach

Piaskowce i iły – formacja gielniowska. W formacji gielniowskiej (dawniej serii gielniowskiej) dominują piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, często laminowane, o łupkowatej oddzielności, w których występują wkładki skał ilastych i mułkowych (tzw. glinek) mających często charakter ogniotrwały (Romanek, 1994). Formacja gielniowska zawiera dość liczną faunę i florę. Znaleziono w niej małże i otwornice oraz szczątki flory, które pozwoliły odnieść ją do pliensbachu dolnego (Karaszewski, 1962, 1965; Kopik, 1970). Tak też wiek tej formacji określa Pieńkowski (2004). Miąższość utworów tej formacji na obszarze arkusza Nowa Słupia może wynosić około 10–20 m. Są to osady morskie, strefy przybrzeżnej (bariera, laguna) i częściowo otwartego morza (Pieńkowski, 2004). Odslonięcie piaskowców tej serii znajduje się w krawędzi doliny Kamiennej w rejonie Stawu Kunowskiego.

Piaskowce – formacja drzewicka. Są to piaskowce drobnoziarniste, gruboławicowe, miękkie, jasnoszare (Romanek, 1994). Według Pieńkowskiego (2004) wiek tych utworów należy odnosić do górnej części pliensbachu dolnego i pliensbachu górnego. Powstały one w strefie przybrzeżnej – bariera, laguna, delta (Pieńkowski, 2004). Miąższość utworów tej formacji (dawniej serii drzewickiej) na obszarze arkusza Nowa Słupia może wynosić około 10–20 m.

Toark

Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja ciechocińska. Według Romanka (1994, 1995) formacja ta (dawniej seria ciechocińska) jest bardziej piaskowcowa lub piaskowcowo-mułowcowa, rzadziej i tylko w górnej części, iłowcowo-syderytowa. Charakterystyczne jest zielone i oliwkowozielone zabarwienie tych utworów. Według Studenckiego (1992, 1993) w formacji dominują mułowce, mułowce piaszczyste oraz iłowce i iły z przewarstwieniami piaskowców różnoziarnistych z syderytami. Studencki (1993) opisał profil utworów tej formacji, mającej 64,0 m miąższości i zawierającej kilka cykli. W spągu każdego z nich występują różnoziarniste piaskowce z okruchami węgla i detrytusem roślinnym, wyżej pojawiają się wkładki mułowców i iłowców, a w stropowej części występują przeważnie mułowce i iłowce. Częste są sferolity, wkładki syderytów oraz rizoidy i kanaliki robaków. Skały mają barwy szare, szarozielonawe i szaroniebieskawe. Romanek

i Złankiewicz (1992) wiek formacji ciechocińskiej precyzują na toark dolny, a Pieńkowski (2004) na toark dolny i część toarku środkowego. Utwory te powstały w strefie przybrzeżnej, płytkiego, otwartego morza oraz jako stożki deltowe (Pieńkowski, 2004).

Mięszczość utworów tej formacji na obszarze arkusza Nowa Słupia może wynosić około 20 m.

11. Paleogen + neogen

Iły, mułki i piaski. W okolicy Rudek na wapieniach i dolomitach dewońskich występują mułki i ily zwietrzelinowe wypełniające formy krasowe (Filonowicz, 1968). Podobne osady zostały rozpoznane wierceniami w okolicy Bostowa i Łomna (otw.: 34, 37 i 39) oraz w Tarczku (otw. 31). Występują tam: mułki przewarstwione piaskami i iłami żółtymi, różowymi, zielonymi i siwymi, mułki ilaste z mika, mułowce i ily szarobrunatne, ily tłuste, szare i czarne, z okruchami piaskowców, gliny żółtobrunatne oraz ily czerwone i szarobrunatne z okruchami piaskowców, ily ciemnoszare i mułki jasnoszare, piaski brunatne, piaski kwarcowe białe i żółtawe, ily pstre, ily z okruchami piaskowców, mułki ilaste rdzawo-brunatne oraz mułowce. Brak materiału północnego, wkładki lignitu oraz formy występowania (zagłębienia krasowe) pozwalają na zaliczenie tych osadów do powstałych w warunkach lądowych.

Według Filonowicza (1968) miąższość ich może osiągać około 20 m. Tymczasem otwory 39 i 37 dokumentują zdecydowanie większe miąższości, od 34,5 do 77,9 m. Na tak znaczną miąższość utworów w tych miejscach mogły mieć wpływ uwarunkowania tektoniczne (kras rozwijający się w strefach uskoków, zluźnień tektonicznych, spękań).

Utwory zwietrzelinowe pochodzące z tych okresów znane są także z rejonu Dołów Opacich, gdzie spoczywają pod pokrywą osadów czwartorzędowych (lessów, pokryw stokowych). Za Romanikiem i Złankiewiczem (1992) utwory takie wydzielono też w rejonie Huty Starej–Koszary.

Na obszarze badań Filonowicz (1966) w obrębie szeroko ujmowanych utworów paleogeńsko-neogeńskich (dawniej określanych mianem trzeciorzędowych) wyróżnił jeszcze gliny i żwiry stożków napływowych oraz gliny i ily zwietrzelinowe. Zaznaczył je tylko na profilu syntetycznym osadów czwartorzędu i paleogenu–neogenu. W tekście nie napisał nic o ich występowaniu. Obecnie trudno rozstrzygnąć co autor miał na myśli. Utwory te należy raczej łączyć z opisywanym wydzieleniem.

Większość utworów zwietrzelinowych pochodzących sprzed czwartorzędu Filonowicz (1968) odnosił do miocenu, zapewne biorąc pod uwagę występowanie w nich wkładek lignitów. Kowalski (2000b) na podstawie własnych badań zwietrzelin określił czas ich powstania głównie w paleogenie (środowisko hipergeniczne – klimat wilgotny i gorący). W zwietrzelinach stwierdzono obecność m.in. minerałów ilastych, tlenków żelaza i glinu, jak również występowanie ochry, laterytów i terra rosa.

12. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Opublikowane dotąd dane wskazują na możliwość wkroczenia lądolodu skandynawskiego na obszar arkusza Nowa Słupia podczas zlodowaceń: Sanu 1, Sanu 2 i Odry (Mojski, 2005; Marks i in., red, 2006; Lindner i in., 2013). Do takiego ujęcia dostosowano również stratygrafię utworów lodowcowych. Na terenie sąsiedniego arkusza Bodzentyn autor przyjął, że na powierzchni występują gliny zwałowe ze zlodowacenia Sanu 2, a gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 występują pod przykryciem (Złonkiewicz, 2019). Z pewnością nie jest łatwo w obszarze o dość zróżnicowanej morfologii jednoznacznie przeprowadzić korelację poziomów glin lodowcowych, tym bardziej, że nie wykonano dla nich badań litologiczno-petrograficznych. Na obszarze arkusza Nowa Słupia Filonowicz (1966, 1968) wydzielił jeden poziom glin zwałowych (o dyskusyjnej stratygrafii), a na obszarze arkusza Bodzentyn (1969, 1970) – dwa poziomy glin zwałowych (w tym jeden także o dyskusyjnej stratygrafii). Brak jest też pewnych danych o osadach ciepłych pięter plejstocenijskich – interglacjałach, np. ferdynandowskim czy mazowieckim. Wprawdzie Wąs (1956) sygnalizował występowanie utworów interglacjałnych w rejonie Stykowa w dolinie Kamiennej, tuż poza północną granicą obszaru arkusza Nowa Słupia, jednak stanowisko to nie zostało należycie przebadane, a wstępne badania wykonane przez niego zrodziły więcej pytań, niż dały odpowiedzi.

Podział stosowany w niniejszym opracowaniu (Instrukcja..., 2004) różni się od podziałów spotykanych w literaturze (Lindner, Marks, 2012; Lindner i in., 2013).

Kowalczewski i Kowalski (2000) sugerują możliwość występowania w rejonie badań utworów plejstocenu dolnego (preglacjałnych), o miąższości około 1 m, wykształconych jako pokrywy zwietrzelinowe *in situ*. Autorzy ci wskazują też na możliwość obecności utworów pochodzących ze zlodowaceń najstarszych (zlodowacenia Narwi). Miałyby to być tzw. zwietrzeliny uwarstwione (przemieszczone stokowo, kongeliflukcyjnie), opisywane wcześniej przez Czarnockiego (1931) i Łyczewską (1971) w rejonie Łomna, Wólki Milanowskiej i Trzcianki. Według Kowalczewskiego i Kowalskiego (2000) na obszarze badań mogłyby też być zachowane twory rzeczne interglacjału podlaskiego. Obecnie nie potwierdzono tego, nie przeprowadzono odpowiednich badań palinologicznych.

Kowalczewski i Kowalski (2000) sugerują zlodowacenia Nidy i Sanu, jako te, podczas których lądolód skandynawski objął Góry Świętokrzyskie. W świetle obecnej wiedzy, zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2 wydają się bardziej prawdopodobne. Jedyne, co wydaje się w miarę pewne w rozważaniach o zlodowaceniach Gór Świętokrzyskich, to występowanie dwóch poziomów glin zwałowych (Czarnocki, 1931; Łyczewska, 1971; Różycki, 1972a). Najwyższe pasma i wzniesienia tych gór mogły nie być zlodowacone całkowicie (nunataki).

Kowalczewski i Kowalski (2000) pisali o możliwości występowania utworów piaszczystych oraz piaszczysto-żwirowych z interglacjałów małopolskiego i wielkiego. Brak jednak jednoznacznych dowodów biostratygraficznych uniemożliwia weryfikację tych osadów. Autorzy ci każdy interglacjał traktują jako czas wzmożonej erozji i denudacji. Przykładowo w czasie interglacjału eemskiego miało dojść do powstania dolin głębokich na 5,0–12,0 m, a podczas interglacjału wielkiego na 10,0–30,0 m. Należy podchodzić z dużą ostrożnością do tych wielkości.

W ostatnim czasie pojawiły się także informacje wskazujące na możliwość zlodowacenia Gór Świętokrzyskich podczas MIS6 w większym wymiarze niż tylko ich północne przedpole (Ludwowska-Kędzia i in., 2015, 2018). Wskazuje się, że zlodowaceni mogła ulec nawet Dolina Kielecko-Łagowska. Wydaje się jednak, że koncepcja ta wymaga dalszych prac. Póki co jest ona odosobniona.

W plejstocenie w Górach Świętokrzyskich dochodziło do rozwoju pokryw kongeliflukcyjnych. Zjawiska peryglacjalne należy wiązać z narastaniami i degradacjami wieloletniej zmarzliny, które miały miejsce podczas zlodowaceń: Sanu 1, Sanu 2, Odry, Warty i Wisły (Lindner, Bogucki, 2002). Lokalnie w wyniku wietrzenia mrozowego na wychodniach skał podłoża powstawały osady gliniaste, które czasami brane były za lodowcowe, w rzeczywistości takimi nie były (Sołtysik, 2002a). Z datowań wynika, że ich wiek odpowiada stadiówi głównemu zlodowacenia Wisły – $17,6 \pm 2,6$ ka BP (Sołtysik, 2002a).

W profilach kilku otworów wiertniczych opisano występowanie miększych zwietrzelin pozbawionych materiału północnego i wydaje się, że nieprzemieszczonych po stokach lub tylko w niewielkim stopniu przemieszczonych. Wobec tego zdecydowano o wprowadzeniu wydzielenia – gliny zwietrzelinowe i rumosze. W otworze 41, na głębokości 7,1–17,6 m, występują gliny brunatno-szare z okruchami wapieni marglistych franu. W otworze 79 natomiast na głębokości 18,2–28,1 m zalegają ropy zwietrzelinowe z okruchami silnie zwietrzałych dolomitów. W otworze 76 na głębokości 2,0–22,0 m są to gliny piaszczyste, brunatne i popielate, z okruchami skrzemieniałych wapieni, dolomitów oraz piaskowców. W otworze 75 na głębokości 16,5–18,0 m występuje zwietrzelinolina dolomitów środkowodewońskich.

Zlodowacenia południowopolskie

Na obszarze badań zlodowaceni Nidy nie przypisano żadnych osadów. Gliny zwałowe i lessy ze zlodowacenia Sanu 1 znane są z obszaru arkusza Bodzentyn (Złonkiewicz, 2019). Nie wiadomo natomiast nic o utworach wodnolodowcowych. Nie przypisano też żadnych utworów do pięter ciepłych, interglacjałów – małopolskiego i ferdynandowskiego.

Zlodowacenie Sanu 1

Gliny zwałowe tego wieku rozpoznano w otworze 75 na głębokości 14,5–16,5 m, gdzie zalegają one na zwietrzelinie starszego podłoża. Są to gliny zapiaszczone, gliny piaszczyste, żółto-szare, z otoczkami skał północnych i kwarcytów. W położonym nieco na południe otworze 74 występują dwa poziomy glin, z których dolny (na głębokości 13,0–22,0 m) można łączyć ze zlodowaceniem Sanu 1 (gliny te zawierają także rumosz skał podłoża). W otworze 65 na głębokości 26,0–35,0 m nawiercone zostały gliny zwałowe ze żwirami.

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny peryglacjalne. Są to gliny przekształcone w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej, których pierwotna geneza mogła być różna (gliny zwietrzelinowe, deluwialne, stokowe). Gliny te są ilaste, często o odcieniu żółtym lub brązowym, szarym, z okruchami skał miejscowych o słabym stopniu obtoczenia (Filonowicz, 1968). Występują one przede wszystkim na zboczach Pasma Łysogórskiego i najczęściej przykryte są przez osady młodsze. W rejonie Łomna (według danych z otworów) na glinach peryglacjalnych leżą gliny zwałowe (Filonowicz, 1968), które też mogły ulec przemieszczeniu po stoku (?). Filonowicz (1966) gliny tego wieku na powierzchni terenu zaznaczył koło Trzcianki, Huty Starej, Bostowa oraz Łomna.

Gliny udokumentowano w otworze 94 na głębokości 41,2–43,4 m. Opisano w nim gliny zapiaszczone, z okruchami piaskowców kwarcowych i kwarcytowych. W otworze 79 natomiast, na głębokości 8,0–18,2 m, stwierdzono zaleganie glin czerwono-brunatnych i popielatych, szaro-brunatnych, z okruchami – wapieni i skał krzemionkowych, piaskowców kwarcowych i krystalicznych skał północnych. Występowanie eratyków w dolnej części tych glin może wskazywać na pochodzenie ich ze zlodowacenia Sanu 1, a na pewno na ich przemieszczanie po stoku. W otworze 78 na głębokości 11,2–17,0 m, rozpoznano występowanie glin żółto-brunatnych z okruchami zwietrzałych skał węglanowych i krzemieni oraz otoczkami granitu rapakiwi. Miejscami utwory te są silnie zapiaszczone, jak np. w otworze 71 (na głębokości 2,0–12,5 m). W otworze 29 natomiast na głębokości 32,0–36,0 m występują gliny z rumoszem skalnym, a w otworze 54 na głębokości 30,0–31,0 m stwierdzono rumosz piaskowców kwarcytowych na podłożu wapieni środkowodewońskich.

Pokrywy tego typu występują również w rejonie Dołów Opacich, pod przykryciem młodszych utworów.

Podobne utwory powstawały zapewne podczas zlodowacenia Sanu 1, a być może i też wcześniej w chłodniejszych odcinkach plejstocenu glacialnego. Przyjęto, że podczas zlodowacenia Sanu 2

uległy one uruchomieniu na stokach i w całości uznano je za pochodzące z tego zlodowacenia. Miejscami większe pakiety glin zwietrzelinowych, przemieszczonych w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej, mogą sprawiać wrażenie położonych *in situ* na podłożu.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e . Są to piaski przewarstwione mułkami piaszczystymi oraz piaski dobrze przemyte, warstwowane przekątnie, miejscami zawierające soczewki żwirów z otoczkami skał północnych. W ich stropie były obserwowane resztki rozmytych glin zwałowych (rezydual). W dolinie koło Witosławic (na północnych stokach Pasma Jeleniowskiego) w części stropowej tych piasków Filonowicz (1968) obserwował zaburzenia glacitektoniczne. Należy je uznać za powstałe w czasie transgresji lądolodu. Lokalnie piaski te mogą mieć genezę lodowcową.

W otworze 94 na głębokości 20,5–41,2 m nawiercono piaski zaglinione, szaro-popielate. W otworze 75 na głębokości 7,5–14,5 m występują piaski średnioziarniste i gruboziarniste, zaglinione. W otworze 70 są to piaski różnoziarniste z domieszką żwirów (na głębokości 5,0–11,0 m). W otworze 77, na głębokości 12,0–13,0 m, występują piaski, a w otworze 13, na głębokości 11,5–17,0 m, przewiercono piaski drobnoziarniste, żółte.

Część z opisywanych powyżej piasków, biorąc pod uwagę ich miąższość, może być też starszych i pochodzić ze zlodowacenia Sanu 1 (np. w otworze 94).

I ł y z a s t o i s k o w e . Filonowicz (1968) opisuje w rejonie Prawęcina i Małego Jodła, niewielkie wystąpienia, pod względem zajmowanej powierzchni i miąższości (około 0,5 m), utworów ilastych, które określa jako ily warwowe. Naprzemianlegle warstwowane, złożone z lamin jasnoszarych i czekoladowych (o miąższości 3,0–10,0 cm) osady stwierdzono w Pokrzywnicy w zakolu potoku spływającego z wysoczyzny lessowej. Występują one około 8 m nad dnem potoku, pod przykryciem warstwą lessów (około 15–20 m). Mają one tam do 0,4 m łącznej miąższości.

Prawdopodobnie utwory zastoiskowe – ily szare i szaro-seledynowe nawiercono w otworze 94 na głębokości 16,2–20,5 m. W otworze 79 na głębokości 1,5–8,0 m nawiercono ily szaro-beżowe oraz ily pstre, miejscami warstwowane. W otworze 78, na głębokości 10,0–11,2 m, występują ily żółto-popielate, a w otworze 70 – ily ciemne i szaro-brunatne, na głębokości 2,1–5,0 m. W otworze 19 ily nawiercono na głębokości 3,0–7,2 m. W otworze 73 występują ily i piaski pyłowate, na głębokości 18,0–22,0 m, natomiast miąższy pakiet mułków, na głębokości 12,0–26,0 m, występuje w otworze 65 w rejonie Śnieżkowic.

G l i n y z w a ł o w e . Są to gliny ilaste, zapiaszczone, z przewarstwieniami piasków, mułków i żwirów oraz gliny piaszczysto-ilaste. Ich barwa jest zmienna, brunatna, brunatno-wiśniowa, szara, szaro-brunatna, co może wynikać z wpływu skał podłoża. Występują one w licznych miejscach na terenie omawianego arkusza. Najczęściej odsłaniają się one w zboczach dolin rzecznych i wąwozów

(Filonowicz, 1968). Większe powierzchnie glin zwałowych zajmują obniżenia między Nową Słupią a Świętomarzem, w rejonie Rudek i Jeziorka. Gliny te są często przedzielone wkładkami piasków i mułków o miąższości do około 1 m. Spotyka się też w nich rezydua tych glin (Filonowicz, 1968). Miejscami gliny zawierają wyraźne domieszki głazików skał lokalnych i północnych (np. w otw.: 56, 75 i 89).

Opisywane gliny udokumentowano w następujących otworach: 91 (na głębokości 16,0–20,0 m), 31 (głębokości 8,0–15,2 m, powyżej na głębokości 6,4–8,0 m występują gliny zwałowe z lessami – jest to zapewne wynikiem przemieszczania soliflukcyjnego lessów i glin), 56 (na głębokości 11,0–19,0 m), 34 (na głębokości 9,0–12,0 m), 75 (na głębokości 2,0–7,5 m), 74 (na głębokości 5,0–13,0 m), 73 (na głębokości 14,0–18,0 m), 77 (na głębokości 9,0–12,0 m), gdzie występują gliny i gliny ze żwirami, 29 (na głębokości 29,0–32,0 m), 35, gdzie stwierdzono gliny piaszczyste z krzemieniami (na głębokości 10,0–12,5 m), 43, w którym są to gliny zwałowe z otoczkami (na głębokości 8,2–9,8 m), tak samo jak w otworze 18 (na głębokości 16,0–25,0 m). Osady te rozpoznano również w otworze 13, w którym na głębokości 9,8–11,5 m stwierdzono gliny morenowe, brunatno-żółte z otoczkami skał północnych oraz w otworze 89, gdzie na głębokości 11,5–15,0 m udokumentowano gliny zapiaszczone z głazami (morena).

Miąższe gliny zwałowe rozpoznano w otworze 54 na głębokości 12,0–30,0 m. Zawierają one okruchy skał lokalnych (miejscowych) takich jak: wapień żywetu, piaskowce jasnoszare, szarogłazy szaro-zielonkawe, kalcyt, kwarcyty, ciemne wapień bitumiczne i północnych (granity, skały metamorficzne). W otworze tym ilość materiału okruszowego wzrasta w kierunku spągu poziomu gliniastego.

Gliny zwałowe występują także w rejonie Dołów Opacich pod przykryciem młodszych utworów (m.in. lessów i pokryw stokowych peryglacialnych).

Lokalnie po glinach pozostały jedynie rezydua lub bruk morenowy (np. pod lessami w rejonie miejscowości Skały).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe pochodzą z czasu deglacjacji lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Piaski różnoziarniste rozpoznano w otworze 77 na głębokości 7,0–9,0 m. Żwiry gliniaste występują w otworze 29 na głębokości 27,0–29,0 m. W otworze 87 na głębokości 3,0–5,0 m zalegają piaski ze żwirami mieszanymi (Czarnecki, 1950). Na powierzchni terenu osady te odsłaniają się w rejonie Jeziorka, Łomna i Bostowa, gdzie tworzą zwarte, ale niewielkiej miąższości pokrywy sprzężone z podścielającymi je glinami zwałowymi. W rejonie Rudek i Pokrzywianki tworzą natomiast listwy tarasowe przyklejone do stoku ponad dnem dolin rzecznych.

Zlodowacenia środkowopolskie

Możliwość występowania na obszarze badań, a dokładnie w jego północnej części, utworów lodowcowych pochodzących ze zlodowaceń środkowopolskich wydaje się wielce prawdopodobna (Lindner, red., 1992; Mojski, 2005; Marks i in., red., 2006). Utwory takie nakreślił Studencki (1992, 1993) na obszarze arkusza Starachowice (780), graniczącym od północy z terenem arkusza Nowa Słupia, oraz Romanek (1994, 1995) – na arkuszu Ostrowiec Świętokrzyski (817), graniczącym od wschodu. Pewne zastrzeżenia może budzić jedynie zasięg występowania części z nich, tzn. zbyt daleko na południe.

Na terenie arkusza Ostrowiec Świętokrzyski występują poziomy lessowe odniesione do stadiów przedmaksymalnego i maksymalnego zlodowaceń środkowopolskich (Romanek, 1994). Lessów starszych nie wyróżniono natomiast na obszarze arkusza Starachowice (780) (Studencki, 1993). Z rejonu badań można wnosić o występowaniu lessów warciańskich.

Zlodowacenie Odry

Gliny i piaski peryglacialne rozpoznano w rejonie Dołów Biskupich (Jersak, 1965; Jersak i in., 1992). Zalegają one na utworach triasu górnego oraz na piaskach i żwirach wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 2. Oprócz okruchów skał lokalnych opisywane osady zawierają także żwiry skał północnych (skandynawskich). Reprezentują najprawdopodobniej zsuwy stokowe i soliflukcyjne zwietrzelin skał podłoża, a obecność skał skandynawskich wskazuje, że skały podłoża były uruchamiane po części razem z utworami lodowcowymi.

Na innym stanowisku – Opacie Doły 1 utwory takiego typu zalegają na skałach dewonu środkowego (Jersak, 1965). Opisano tam osady glinisto-gruzowe, bezstrukturalne, barwy wiśniowej, a w stropie brązowej. Gruz skalny zawiera okruchy dolomitów dewońskich i piaskowców triasowych. Miąższość osadów jest nieduża, rzędu 2,0 m.

Gliny zwałowe. Są to gliny piaszczyste lub żwirowo-piaszczyste, brązowe lub szaro-brązowe (Studencki, 1993). Ich miąższość w sąsiedztwie doliny Kamiennej jest zmienna, ale raczej nie przekracza kilku metrów. Niekiedy w glinach trafiają się większe głazy narzutowe (Studencki, 1993). Gliny zlodowacenia Odry występują w północnej części obszaru opisywanego arkusza w rejonie Jabłonnej i Stykowa, dużymi płatami odsłaniają się również w kompleksie leśnym położonym na północ od Radkowic i Rzepina Drugiego (II).

Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe. Osady te występują w północnej części obszaru arkusza Nowa Słupia, w rejonie Kuczowa, Stykowa, w lesie kryneckim oraz w pobliżu Nietuliska Dużego, gdzie były przedmiotem eksploatacji. Są to głównie żwiry drobno-

okruchowe i średniookruchowe, piaszczyste oraz piaski gruboziarniste przepelnione żwirami i głazikami skał lokalnych oraz skandynawskich. W osadach piaszczystych częste są wkładki glin spływowych (ablacyjnych), piaszczystych i mułkowych, a także liczne głazy narzutowe. Są to utwory osadzone w bezpośrednim sąsiedztwie czoła lądolodu (czasem przy udziale krótkiego transportu wodnolodowcowego) w procesie deglacjacji arealnej. Podłożem tych osadów mogą być gliny zwałowe (zerodowane w różnym stopniu) bądź bezpośrednio skalne utwory triasu i jury.

Mięszczość opisywanych osadów może dochodzić do kilkunastu metrów, najczęściej jednak oscyluje w granicach 4,0–8,0 m. Taka mięszczość obserwowana jest w starych żwirowniach w rejonie Nietuliska Dużego, gdzie osady te są najlepiej odsłonięte.

Wydzielenie to w aspekcie przestrzennym odpowiada opisywanym przez Filonowicza (1968) żwirom wodnolodowcowym i rzeczonym z porwakami glin zwałowych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Osady te występują w północnej części obszaru opisywanego arkusza. W dolnych partiach piaski są różnoziarniste, niekiedy dobrze przemyte, wyżej nieco pyłowate, a w stropie z dużą domieszką żwirów, czasem głazów pochodzenia lokalnego (piaskowców triasu i jury) i północnego (Filonowicz, 1968). Miejscami przewazają żwiry oraz żwiry piaszczyste. W ich składzie spotyka się okruchy skał lokalnych i północnych, przeciętnie o średnicy około 3 cm. Sporadycznie występują też głazy.

Piaski i żwiry rzeczne. Utwory takie w rejonie Dołów Biskupich rozpoznali Jersak (1965) oraz Jersak i inni (1992). Zalegają one na osadach peryglacialnych tego samego wieku. Jasnoszare piaski i żwiry mają warstwowanie horyzontalne, w stropie są nieco zaglinione, brunatne. W stanowisku Opacie Doły 1 stwierdzono występowanie piasków i mułków rzecznych, horyzontalnie warstwowanych (Jersak, 1965). Mięszczość tych piasków wynosi średnio 2,0 m. Ich powstanie można wiązać z zanikiem lądolodu na obszarze badań i wycofaniem jego czoła daleko na północ.

Należy się spodziewać, że utwory tej genezy i wieku występują także w innych dolinach, jednak nie zostały one dotychczas opisane.

Do utworów rzecznych zaliczono, stwierdzone w otworze 28, piaski ze żwirami pochodzące z głębokości 11,1–16,2 m oraz piaski gliniaste z częściami organicznymi z głębokości 7,8–11,1 m. Występowanie organiki wskazuje na dość dogodne warunki klimatyczne panujące pod koniec akumulacji tych osadów.

Interglacjał lubawski

Gleby kopalne. Z obszaru badań znane są gleby kopalne kompleksu Tomaszów, łączone wcześniej z interstadią Pilicy (Jersak i in., 1992). W profilu Biskupie Doły 2 został zachowany

jedynie poziom iluwialny (B1) tych gleb, rozwinięty na piaskach rzecznych ze zlodowacenia Warty (Jersak i in., 1992). Miąższość tego poziomu wynosi zaledwie około 10–20 cm.

Zlodowacenie Warty

Piaski i gliny peryglacjalne. Utwory tego typu w rejonie Dołów Biskupich rozpoznali Jersak (1965) oraz Jersak i inni (1992). Zalegają one na piaskach rzecznych ze zlodowacenia Odry. W piaskach i glinach o strukturze masywnej występują ostrokrawędziste głązy piaskowcowe oraz otoczaki skał północnych. Osady te wskazują na kolejną aktywizację zwietrzliny i przemieszczanie jej (oraz innych osadów) w dół stoku. Na stanowisku Opacie Doły 1 stwierdzono występowanie pakietu glin, barwy wiśniowej, z bryłami i soczewami piasków i żwirów oraz piasków i piasków smugowanych, żółtych i popielatych (Jersak, 1965). Są to prawdopodobnie utwory stokowo-deluwialne, powstałe w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej. Miąższość tych osadów jest mniejsza niż 1,0 m.

Osady peryglacjalne tego wieku, gliny z rumoszem skalnym, stwierdzono także w otworze 29 na głębokości 21,0–27,0 m. Prawdopodobnie także tego typu są gliny, ceglastobrunatne, wiśniowobrunatne z okruchami skał lokalnych i krzemieni (jurajskich?), stwierdzono również w otworze 54 na głębokości 9,0–12,0 m.

Piaski rzeczne. W profilu Biskupie Doły 2 stwierdzono występowanie piasków drobnoziarnistych, z pojedynczymi żwirami, warstwowanych horyzontalnie (Jersak, 1965; Jersak i in., 1992). Ich zachowana miąższość wynosi około 1–2 m.

Należy się spodziewać, że utwory tego wieku i genezy występują też w innych dolinach. Nie zostały jednak dotychczas rozpoznane i opisane.

Lessy. W profilu Opacie Doły 1, pod glebą typu Nietulisko I (eemską), stwierdzono zaleganie lessów – zaglinionych, barwy pomarańczowej, o niewielkiej miąższości (około 0,3 m) (Jersak, 1965). W tej warstwie lessów zapisany jest poziom iluwialny gleby eemskiej. Należy się spodziewać, że lessy ze zlodowacenia Warty na obszarze badań występują w większym wymiarze, jednak dotychczas nie zostały bliżej rozpoznane. Analiza profilu otworu 94 wskazuje, że lessy warciańskie (lessy piaszczyste, ciemnobrunatne) mogłyby tu występować na głębokości 11,5–16,2 m.

W otworze 29 w Prawęcinnie utwory pyłowate, pyłowato-piaszczyste zalegają na głębokości 14,0–21,0 m. Natomiast w otworze 54 na głębokości 8,5–9,0 m zalegają lessy najprawdopodobniej z interglacjalną glebą kopalną w stropie.

* *

*

Piaski i żwiry rzeczne. Są to utwory rzeczne, stratygraficznie obejmujące w całości piętro zlodowaceń środkowopolskich. W ich stropie lokalnie mogą występować soczewki glin soliflukcyjnych (Filonowicz, 1969, 1970; Złonkiewicz, 2019). Na mapie wykreślono je tam, gdzie nie dokonano ich bliższego doprecyzowania stratygraficznego. Filonowicz (1969) opisał je jako piaski różnoziarniste, dobrze przemyte, z wkładkami mułków lub żwirów.

Interglacjał eemski

Gleby kopalne. Z obszaru badań znane są gleby kopalne typu Nietulisko I, łączone z interglacją eemską (Jersak, 1965; Jersak i in., 1992). Rozwinęły się one pod pokrywą lasów liściastych (Lindner, red., 1992).

W profilu Opacie Doły 1 (na głębokości około 5–6 m) gleby kopalne wytworzyły się na lessach (Jersak, 1965), a w profilu Biskupie Doły 2 (na głębokości 5,0–7,0 m) na piaskach, mułkach i mułkach piaszczystych, najprawdopodobniej genezy rzecznej (Jersak, 1965; Jersak i in., 1992). W pierwszym z wyżej wymienionych profili zachowane są fragmenty poziomów humusowego oraz iluwialnego, a w drugim – poziomów iluwialnego (B1), lessiważu (A3) oraz humusowego (A1). W profilu Biskupie Doły 2 są to gleby płowe, kompleksu Nietulisko I, obejmujące górne podpiętro eemu (Jersak i in., 1992). Gleby tego typu znane są także z profilu Prawęcín 9, z głębokości około 12–13 m (Jersak, 1965). Wytworzyły się one na piaskach, a do dziś zachowały się poziomy – bielcowy i humusowy, z węgielkami drzewnymi.

Analiza profilu otworu 54 daje podstawy, aby na głębokości 7,0–8,5 m dopatrywać się poziomu gleb kopalnych (iły popielate z pomarańczowymi smugami), położonych pomiędzy lessami vistulianskimi a lessami warciańskimi.

Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie

Gliny, piaski, mułki i głazy peryglacialne. Utwory te zostały wydzielone na stokach większych wzniesień, wzgórz oraz pasm (np. Pasma Łysogórskiego). Wykształcone są przeważnie jako gliny, gliny piaszczyste, piaski gliniaste, z rumoszem skalnym i głazami, których średnica dochodzi niekiedy do 1,0 m (Filonowicz, 1968). Przyjmuje się, że powyższe osady powstały w warunkach klimatycznych strefy peryglacialnej, na bliższym lub dalszym przedpolu lądolodu, przede wszystkim podczas zlodowaceń środkowopolskich, kiedy na dużą skalę zachodziły procesy soliflukcyjne (Filonowicz, 1968) oraz spływy i zsuwy. W dolnych częściach stoków Pasma Łysogórskiego omawiane osady peryglacialne zostały przykryte lessami.

Podczas interglacjału eemskiego, kiedy na badanym obszarze panowały warunki klimatu umiarkowanego, a stoki porastały zwarte lasy liściaste lub mieszane, tworzenie się pokryw tych osadów było z pewnością mocno ograniczone, podobnie, jak to ma miejsce obecnie, w holocenie.

Gliny peryglacjalne z początku zlodowacenia Wisły zostały opisane przez Jersaka (1965) w kilku profilach – Biskupie Doły 2, Komorniki 11 oraz Prawęcín 12. Niekiedy gliny te zawierają wkładki utworów lessowych (Jersak, 1965; Jersak i in., 1992). W wymienionych profilach opisano pokrywy lessowo-gruzowe, szare, z gruzem ostrokrawędzistym, piaskowcowym lub wapiennym, gliny i piaski stokowe z ostrokrawędzistymi okruchami skał lokalnych, a także ze żwirami skał północnych (Jersak, 1965; Jersak i in., 1992). Stwierdzono, że zazwyczaj osady te zalegają na skałach starszego podłoża.

Pokrywy wietrzeniowo-blokowe mogły być przemieszczane w dół stoków w postaci jęzorów soliflukcyjnych (Jaśkowski i in., 2002) lub częściowo, w przypadku bloków skalnych, jako grawitacyjne usypiska (Klatka, 1962). Pokrywy te uważano za zmarłe, ustabilizowane (Czarnocki, 1927a, 1931; Klatka, 1962), względnie podlegające lub mogące podlegać niewielkim przemieszczeniom (Koziański, 1956; Kosiński, 1959; Sedlak, 1964). Badania określenia wieku pokryw wietrzeniowych, powstałych w warunkach klimatu strefy peryglacjalnej i przemieszczanych soliflukcyjnie, położonych na północnym stoku Łysej Góry, dały wyniki zamykające się w przedziale od $9,8 \pm 1,5$ do $121,4 \pm 18$ ka BP (Jaśkowski i in., 2002). Większość dat odpowiada zlodowaceniowi Wisły (MIS 2, MIS 3, MIS 4). Dwie daty wskazują na możliwość odmładzania tych pokryw w holocenie. Data najstarsza wskazuje na częściowe pochodzenie tych pokryw ze zlodowaceń środkowopolskich (konkretnie MIS 6) i odmładzanie ich podczas interglacjału eemskiego.

Pokrywy tego wieku mogą występować w otworach, np.: 90, pod lessami, na głębokości 1,4–18,0 m (obejmują one ility popielate i rdzawe oraz gliny piaszczyste z gładzami piaskowców i kwarcytów kambryjskich), 32, również pod lessami, na głębokości 6,0–10,9 m (piaski różnoziarniste, okruchy piaskowców), 53, pod lessami, na głębokości 2,0–15,0 m (dwie warstwy piasków z okruchami piaskowców dewońskich i triasowych w stropie), 57, pod lessami, na głębokości 10,0–15,0 m (piaski kwarcowe zailone, lessy spiaszczone, piaski i gliny z okruchami piaskowców i dolomitów oraz otoczaki granitów). Wskazuje to na przemieszczanie rezyduum glin zwałowych, zapewne w warunkach spływów soliflukcyjnych. Omawiane osady zinterpretowano także w otworach: 27 na głębokości 0,0–6,2 m, 40 na głębokości 7,5–15,6 m (gliny oliwkowe i rdzawo-brunatne, okruchy piaskowców triasowych, białych i czerwonych, okruchy kwarcytowe), 47, pod lessami, na głębokości 10,0–12,0 m, gdzie oprócz zwietrzliny występują także lessy, 67 na głębokości 10,0–14,0 m (gliny pyłowate), 66 na głębokości 13,0–31,0 (żwiry z glinami, rumosze piaskowców, pyły i żwiry) oraz 84

na głębokości 6,0–10,0 m, gdzie występują rumosze piaskowców kambryjskich, przemieszczone soliflukcyjnie,

Pokrywy tego typu występują także w rejonie Dołów Opacich pod przykryciem lessów. Rozleglejsze pokrywy peryglacjalne tego wieku występują także w okolicy Łomna.

W obrębie opisywanych utworów lub pod ich przykryciem występują osady określane przez Ludwikowską-Kędziałę i innych (2018) jako fluwioperyglacjalne. Bliższych danych dostarczają stanowiska z Koszar i Huty Starej-Koszary (położone na obszarze arkusza Bodzentyn, ale względnie blisko granic terenu arkusza Nowa Słupia).

W stanowisku Koszary (profil o miąższości około 3,5 m) wydzielono dwie serie diamiktonów i trzy serie piasków (Ludwikowska-Kędziałę i in., 2018). Najniżej zalegają piaski masywne (Sm) z soczewkami rumoszu silnie zwietrzałych piaskowców (GSm, SGm). W piaskach tych występują deformacje typu spękania, uskoki oraz struktury kriogeniczne. Wyżej zalega diamikton, który powstał w wyniku płytkiego osuwiska blokowego, rozwiniętego na stropie zmarzliny. Kolejną serię tworzą piaski warstwowane horyzontalnie (Sh), a miejscami o strukturze masywnej (Sm). Są one zdeformowane strukturami kriogenicznymi. Powstały one w środowisku stożka spływowego. Wyżej występuje kolejny diamikton, który nosi cechy osadu powstałego wskutek przepływu przeciążonego osadem, a miejscami spływu zawiesinowego. Całość kończy kolejna seria piaszczysta. Utwory te powstały w dwóch cyklach glacialnych, MIS8 i częściowo MIS7 (TL 289–201 ka BP) oraz MIS5d-MIS2 (TL 110,9–20,1 ka BP) (Ludwikowska-Kędziałę i in., 2018).

W stanowisku Huta Stara-Koszary (profil o miąższości około 4,5 m) – kompleks dolny tworzą piaski (Sh, Sl, Sm) o tafłowym pokroju ławic oraz osady gruzowo-piaszczyste (GSm, SGm, Sm). Utwory te są zdeformowane uskokami małej skali, strukturami ucieczkowymi oraz kriogenicznymi. Kompleks górny tworzą diamiktony pyłowato-ilaste lub pyłowato-piaszczyste z ostrokrawędzistymi klastami, które autorzy ci określają mianem debrytów gruzowo-pyłowo-piaszczystych (GDm, FSm, FGm), powstałych w wyniku spływów kohezyjnych. W utworach tych również występują struktury kriogeniczne. Depozycja osadów kompleksu dolnego odbywała się z zawiesiny w warunkach nadkrytycznych górnego płaskiego dna lub w wyniku hydraulicznych przepływów, przeciążonych osadami. Są to więc osady intensywnych, czasem gwałtownych, płaskich przepływów – zalewów warstwowych. Reprezentują one środowisko stożków spływowych. Podobnie należy interpretować utwory kompleksu górnego. Utwory te powstały w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej, o czym świadczą struktury kriogeniczne. Według Ludwikowskiej-Kędziałę i innych (2018) wiek powstania utworów kompleksu dolnego należy odnosić do MIS6, na co wskazują daty TL (184,7–164,6 ka BP).

Z kolei wiek depozycji osadów młodszego kompleksu należy odnieść do MIS4 i MIS3 (daty TL 70,0–29,2 ka BP).

Okazało się też, że starsze osady peryglacjalne były także materiałem źródłowym dla młodszych (Ludwikowska-Kędzia i in., 2018). Wcześniej podobne zdanie wyrażał Klatka (1962), tj. o możliwości denudacyjnego przekształcania starszych deluwii w młodsze pokrywy stokowe.

Podobne osady stokowe o dużej miąższości na obszarze badań dokumentuje otwór 80. Pod niewielką pokrywą lessów występują następujące serie (licząc od stropu): rumosze piaskowców (0,5 m), piaski (0,5 m), rumosze piaskowców (0,3 m), piaski (1,1 m), rumosze piaskowców (0,5 m), piaski (4,0 m), piaski z rumoszem piaskowców (15,2 m), rumosze piaskowców (0,3 m), gliny z rumoszem piaskowców (2,9 m), gliny (0,7 m), mułki (1,3 m), rumosze piaskowców z glinami (1,4 m), mułki i piaski z rumoszem piaskowców (2,8 m), gliny z okruchami dolomitów i piaskowców (2,1 m) oraz gliny (1,4 m). Warto zwrócić uwagę, że w opisie profilu wspomina się jedynie o skałach lokalnych. Podobnie rzecz wygląda w profilach opisanych przez Ludwikowską-Kędzia i innych (2018). Część z tych warstw z pewnością można łączyć z opisywanym wydzieleniem, a część zapewne jest starsza (zlodowacenia południowopolskie) – najlepiej o tym świadczy to, że te utwory (stokowe) schodzą około 17 m pod holocenijskie dno doliny.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Lessy zwłaszcza w dolnych partiach często posiadają grubszą frakcję i wykazują słabe uwarstwienie, mają odcienie szarozółte i zielonkawe (Filonowicz, 1968). W stropie tych partii obserwowane były poziomy zglinienia (Filonowicz, 1968), które być może należy interpretować jako poziomy oglejenia (Jersak, 1965). Przy drodze do Brzezia i na południe od Kałkowa występują również wkładki glin i piasków (Filonowicz, 1968). W stropie są to typowe lessy porowate, szarozółte, o drobnej frakcji pyłowej, często z poziomami kukiełek lessowych (Filonowicz, 1968). Głębiej są one miejscami zapiaszczone (otw. 57). Największą miąższość lessy osiągają w rejonie doliny Świśliny i w okolicach Prawęcina, a w dolinie koło Bukówki miąższość ich dochodzi do 20,0 m (Filonowicz, 1968). W stropowych partiach lessów koło Nietuliska Dużego (przy drodze do wsi) i na południe od Trochowin (przy polnej drodze na południe od Pokrzywianki) zaobserwowano wkładki piasków szarozółtych, drobnoziarnistych, prawdopodobnie pochodzenia eolicznego (Filonowicz, 1968). Mogłoby to wskazywać na jednoczesowe tworzenie górnych partii lessów oraz pokryw piasków eolicznych.

Opisywane lessy występują w facjach: wysoczyznowej, stokowej i dolinnej (Jersak, 1965). Profil lessów rozdzielony jest poziomem gleby kopalnej typu komorniki (Jersak, 1965; Jersak i in.,

1992). Został on rozpoznany m.in. w profilach: Biskupie Doły 2, Prawęcín 9, Prawęcín 12 oraz Komorniki 11 (Jersak, 1965; Jersak i in., 1992). Wydaje się, że gleby te stratygraficznie odpowiadają interpleniglacjałowi (MIS 3). W takim ujęciu lessy występujące pod nimi powstawały w czasie pleniglacjału dolnego (MIS 4), a te poniżej w czasie pleniglacjału górnego (MIS 2). Gleba typu komorniki to gleba tundrowa, powstała w środowisku bagiennym, w klimacie wilgotnym i chłodnym, podczas częściowego lub całkowitego zahamowania akumulacji lessów (Jersak, 1965).

Opisywane lessy udokumentowano w następujących otworach: 1 (na głębokości 0,0–9,0 m), 15 (na głębokości 0,0–12,5 m), 18 (na głębokości 2,0–14,0 m), 20 (na głębokości 0,0–10,5 m), 21 (na głębokości 0,0–10,0 m), 26 (na głębokości 2,0–7,0 m), 29 (na głębokości 0,0–14,0 m), 30 (na głębokości 0,0–6,0 m), 32 (na głębokości 0,0–6,0 m), 34 (na głębokości 0,0–9,0 m), 37 (na głębokości 0,0–9,6 m, w spągu być może występuje gleba kopalna typu Nietulisko I), 39 (na głębokości 0,0–6,0 m), 40 (na głębokości 0,0–7,6 m), 43 (na głębokości 0,0–8,2 m), 45 (na głębokości 0,0–8,0 m, w dolnej części lessy są spiaszczone), 46 (na głębokości 0,0–8,0 m), 47 (na głębokości 0,0–10,0 m), 53 (na głębokości 0,0–2,0 m), 54 (na głębokości 0,0–7,0 m) – nie wykluczone, że spoczywające na interglacialnej glebie kopalnej, 55 (na głębokości 0,0–6,3 m), 56 (na głębokości 0,0–8,5 m), 57 (na głębokości 0,0–10,0 m, być może z glebą kopalną na głębokości 5,0–6,0 m), 61 (na głębokości 0,0–5,5 m), 64 (na głębokości 0,0–17,0 m), 65 (na głębokości 0,0–12,0 m, prawdopodobnie obejmujące LMg i LMs oraz glebę kopalną typu komorniki), 67 (na głębokości 0,0–10,0 m), 68 (na głębokości 0,0–15,0 m), 73 (na głębokości 0,0–14,0 m), 74 (na głębokości 0,0–5,0 m), 77 (na głębokości 0,0–7,0 m), 78 (na głębokości 0,0–10,0 m), 81 (na głębokości 0,0–8,5 m), 84 (na głębokości 0,0–6,0 m), 91 (na głębokości 0,0–16,0 m) oraz 94 (na głębokości 0,0–11,1 m, być może z glebami kopalnymi).

Część bardziej mięjszych lessów może w dolnej partii profili reprezentować lessy starsze. W rejonie Dołów Opacich w spągowych partiach pokrywy lessowej mogą miejscami występować gleby kopalne.

Piaski pyłowate i lessy piaszczyste. Filonowicz (1966, 1968) uważał, że piaski pyłowate i lessy piaszczyste występują najczęściej w spągu lessów zapiaszczonych i są częściowo pochodzenia eolicznego. Jednak, analizując sytuację morfologiczną i sugerowane rozprzestrzenienie tych utworów, łatwiej dojść do wniosku, że reprezentują one stropowe partie najmłodszej pokrywy lessowej. Piaski pyłowate i lessy piaszczyste tworzyły się zapewne pod koniec zlodowacenia Wisły, w jednym czasie z pokrywami piasków eolicznych. Stąd więc wzbogacenie tych utworów we frakcję piaskową.

Są to piaski pyłowate, piaski drobnoziarniste, niekiedy o zabarwieniu różowym, gdyż występują w sąsiedztwie wiśniowych osadów triasu dolnego, oraz lessy piaszczyste i lessy z wkładkami piasków (Filonowicz, 1968). Miąższość tych osadów nie przekracza 4,0 m.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–5,0 m n.p. rzeki wyróżniano również w pierwotnej wersji arkusza Nowa Słupia (Filonowicz, 1966, 1968). Zmodyfikowano tylko opis litologiczny wydzielenia. Osady te to piaski różnoziarniste, dość dobrze przemyte, słabo skonsolidowane, ze sporadycznie występującymi żwirami kwarcu i piaszczowców dobrze obtoczonych, o średnicy od 2,0 do 5,0 cm (Filonowicz, 1968). Miąższość tych utworów waha się w granicach 3,0–6,0 m. Osady te występują fragmentarycznie w dolinach rzecznych i często budują taras (erozyjno-akumulacyjny) do 1,5 m wysokości powyżej aluwiów holocenijskich (Filonowicz, 1968).

Piaski pyłowate w stropie, piaski drobnoziarniste oraz piaski różnoziarniste ze żwirami w spągu tego wieku rozpoznano w rejonie Dołów Biskupich w otworze 28 na głębokości 1,8–7,8 m.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Rumosze skalne (gołoborza). O pochodzeniu gołoborzy pisali między innymi: Siemiradzki (1903), Łoziński (1909, 1912), Czarnocki (1927a, 1931), Koziński (1956), Klatka (1962), Sedlak (1964), Łyczewska (1971), Kowalski i Jaśkowski (1986) oraz Jaśkowski i inni (2002). Geneza gołoborzy była różnie ujmowana. Obecnie uważa się, że są one pewnym typem pokryw wietrzniowo-blokowych rozwiniętych w obrębie teras krioplanacyjnych, które z kolei warunkowane były zróżnicowaniem litologicznym skał podłoża i ich strukturalnym ułożeniem (Kowalski, Jaśkowski, 1986). Pomimo, że terasy krioplanacyjne obecnie się nie rozwijają i są w stadium fosylizacji (Kowalski, Jaśkowski, 1986), to gołoborza czasami ulegają samoistnemu uruchomieniu. Pisał o tym Kobendza (1939), który był naocznym świadkiem takiego ruchu. Sedlak (1964) w swojej pracy przytoczył fakt archeologiczny dowodzący ruchomości gołoborzy w holocenie. Bloki skalne pochodzące z gołoborzy zasypały wówczas paleniska dymarek sprzed dwóch tysięcy lat. Gołoborza rozwinęły się w dogodnych warunkach litologicznych pasma głównego Gór Świętokrzyskich (wschodnie kwarcytów), a o ich miejscu powstania decydowały często strefy uskoków poprzecznych, którym towarzyszy system spękań skał podłoża (Sedlak, 1964; Łyczewska, 1971; Kowalski, 2000b).

Piaski, mułki i gliny deluwialno-rzeczne. Są to osady przejściowe pomiędzy utworami deluwialnymi a osadami aluwialnymi. Wyróżniono je w wielu mniejszych dolinach jako utwory nadbudowujące osady rzeczne, w których wody potoków nie mają dość energii aby na bieżąco usuwać osady deluwialne dostarczane ze stoków. Litologicznie są to piaski drobnoziarniste, mułki oraz gliny. Osady tego typu – mułki i piaski, stwierdzono w otworze 72 na głębokości 2,5–6,8 m.

Piaski, mułki i gliny deluwialne. Utwory deluwialne występują w dolnych częściach zboczy dolin, w dolnych partiach stoków wzgórz oraz w obniżeniach wierzchowin lessowych (Filonowicz, 1968). Nie wszędzie zostały one zaznaczone z powodu ich małej miąższości, czy pokrycia przez aluwia holoceny. Koło miejscowości Zagaje Boleszyńskie we wkopach na zboczu wąwozu Mirocic i innych wąwozach lessowych, pod 1,5-metrową warstwą lessów stwierdzono gliny ze żwirami kwarcytów, leżące na lessach siwozielonych o spoistej konsystencji. Powyższe osady deluwialne można odnieść do okresu sedymentacji lessów ze zlodowacenia Wisły. Na wierzchowinach lessowych występują osady deluwialne powstałe przez napłukiwanie mułków w obniżenia terenu. Dużą rolę przy powstawaniu deluwii odgrywają wody opadowe i podziemne. Te ostatnie powodują powstawanie zagłębień terenowych przez ługowanie węgla wapnia i wypłukiwanie cząstek ilastych z podłoża. Znaczne obszary występowania ciemnych mułków deluwialnych stwierdzono koło: Tarczka, Sierzaw, Łomna, Brzezia, Wawrzeńczyc, Boleszyna, Waśniowa, Garbacz, Jeziorka, Wierzbątwic i Grzegorzowic (Filonowicz, 1966, 1968). W dolinach występują podobne litologicznie osady ciemnych mułków namytych, przykrytych przez aluwia współczesne. Uważa się, że opisane osady deluwialne tworzyły się po osadzeniu lessów oraz w wilgotniejszym i chłodniejszym klimacie starszego holocenu.

Współczesne tworzenie się osadów deluwialnych w dorzeczu Świśliny opisali Biernat i Ciupa (2001).

Mułki i piaski stożków napływowych. Utwory te, o zabarwieniu brunatnożółtym, zostały przewiercone w otworze 52 na głębokości 0,0–3,4 m. Liczne stożki napływowe powstały także w dolinie Świśliny, po wystąpieniu silnych burz w 2001 r. (Biernat, Ciupa, 2001).

Martwica wapienna. Filonowicz (1966) martwice wapienne opisał jako utwory zbudowane z kruchego i porowatego szarego wapienia, występujące przy wypływach wód podziemnych w rejonie Śniadki, Wieloborowic i Kałkowa, Skał, Pokrzywianki Górnej i w innych miejscach. Przyjmuje się, że to wody źródlane, bogate w węgiel wapnia, przy wypływie na powierzchnię osadzają wapienie. Dzieje się to, również i dziś, pod wpływem zmiany ciśnienia i temperatury.

Gruszczyński i inni (2004a, b) część z martwic określają jako trawertyny hydrotermalne. Zbadana przez nich kopuła trawertynowa w rejonie Cząstkowa–Pokrzywianki Górnej ma około 7 m wysokości i około 60 m rozpiętości. Wiek jej spągowej partii, określony metodą uranową, wynosi około $10,5 \pm 0,8$ ka BP. Autorzy ci powstanie kopuły trawertynowej wiążą z młodą tektoniką oraz krążeniem wód termalnych lub hydrotermalnych. Filonowicz (1968) z kolei jej powstanie wiązał z wymywaniem węglanów z pokrywy lessowej.

Piaski eoliczne występują w północnej części obszaru arkusza, w formie wydłużonych, niewysokich wałów (do 2,0 m wysokości), o rozciągłości równoleżnikowej. Obszarem alimentacyjnym osadów eolicznych były pokrywy piaszczyste i zwietrzliny skał triasowych (w terenie obserwowano pagóry zbudowane z jasnoczerwonych piasków). Większość obecnie zachowanych piasków eolicznych powstała w późnym glacie, a częściowo mogła być uruchamiana także w holocenie.

c. Holocen

Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki oraz namuły den dolinnych. Filonowicz (1968) pisał, że osady rzeczne w dolinach Psarki, Pokrzywianki i Świśliny występują na dwóch poziomach hipsometrycznych, różniących się wysokością o około 1 m, a na pewnych odcinkach obserwuje się jeden poziom. Obecnie wydzielono jeden poziom w dnach dolin, nawet w dolinie Kamiennej. Osady rzeczne Psarki, Pokrzywianki, Świśliny i Węgierki są ilasto-mułkowe – z lessów i ilastych zwietrzelin łupków sylurskich (Filonowicz, 1968). W dolinie Świśliny koło Pokrzywnicy i Nietuliska Dużego obserwowane były utwory aluwialne warstwowe, składające się z warstewek ilastych ciemniejszych i mułkowo-piaszczystych jaśniejszych (warstewki ilaste powstały przy większych wylewach rzeki). W lipcu 1961 r. w wyniku wystąpienia powodzi na Świślinie został częściowo zalany wyższy poziom aluwialny, a w okolicy Witulina w zagłębieniach oddalonych od koryta rzeki osadziły się warstewki iłów ciemnoszarych o miąższości do 15,0 cm (Filonowicz, 1968). W górnych odcinkach dolin: Słupianki, potoku na południowy wschód od Nowej Słupi, potoku na północ od Huty Starej oraz Pokrzywianki na południe od Krajkowa osadziły się aluwia piaszczysto-żwirowe z kamieńcami (Filonowicz, 1968). Aluwia piaszczyste mają również Kamienna i jej prawe dopływy w północnej części terenu arkusza (Filonowicz, 1968).

W dolinie Dobruchny w rejonie Mirogonowic osady rzeczne holocenijskie to głównie mułki i pyły, a ich miąższość dochodzi do 2,5 m (otw. 72). W dolinie Świśliny w otworze 28 miąższość mułków holocenijskich sięga 1,8 m, a w otworze 23 miąższość pyłów z domieszką części organicznych wynosi aż 8,8 m (o takiej miąższości zdecydowały zapewne specyficzne lokalne uwarunkowania).

W Waśniowie, w górnym odcinku doliny Węgierki (rejon oczyszczalni ścieków), stwierdzono występowanie piasków i mułków rzecznych, a także namułów pyłowatych z wkładkami torfów i przewarstwieniami organiki. Ich miąższość wynosi miejscami do 4,6 m (otw. 62). Nie można wykluczyć, że część z tych utworów może pochodzić z późnego glaciału.

Duża powódź w dolinie Świśliny miała miejsce także w lipcu 2001 r., po wystąpieniu burz i ulewnych opadów deszczu (Biernat, Ciupa, 2001). Uszkodzeniu uległa wówczas korona budowanego zbiornika – Zalewu Wióry. W dnach doliny doszło miejscami do akumulacji zmytych osadów lessowych o miąższości do 0,6 m.

Torfy i namuły torfiaste. Na ilasto-mułkowych utworach rzecznych przy zboczach dolin, gdzie mają miejsce wycieki wód gruntowych często powstają torfy. W dolinach Świśliny i Pokrzywianki w miejscach podmokłych przy wylewach rzek osadzają się namuły. Miąższość tych utworów nie jest duża, może wynosić do maksymalnie około 2 m.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar badań jest położony prawie w całości w regionie łysogórskim trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, a jedynie niewielki jego fragment w południowo-zachodniej części obszaru arkusza – w obrębie regionu kieleckiego (Czarnocki, 1950). W nowszym ujęciu regiony te odpowiadają łysogórskiej i kieleckiej strefie fałdów, zaś obie te strefy tektoniczno-facjalne tworzą pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich (Konon, 2008). Rozdziela je strefa uskoku/dyslokacji, względnie nasunięcia świętokrzyskiego (Czarnocki, 1919a, 1950; Samsonowicz, 1926; Filonowicz, 1968; Stupnicka, 1988; Mizerski, 1991; Konon, 2008). Charakter uskoku/dyslokacji świętokrzyskiej nadal pozostaje sprawą otwartą (Stupnicka, 1988). Regiony łysogórski i kielecki wchodzi w skład Strefy Szwu Transeuropejskiego (TESZ), będącej strefą kontaktu pomiędzy paleokontynentem Bałtyki (kraton prekambryjski), a obszarem zachodnioeuropejskim, którego fundament konsolidowany był w paleozoiku (Kowalczewski i in., 2006).

Region łysogórski uważany jest też za fragment kaledońskiego pasa fałdowo-nasunięciowego rozwiniętego na pasywnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego lub za terran egzotyczny dołączony do Bałtyki na przełomie kambru i ordowiku lub w późnym sylurze (Trela, 2009).

Na obszarze badań region łysogórski składa się ze struktury obejmującej głównie skały kambryjskie pasma głównego – skiby łysogórskiej (jednostki łysogórskiej, fałdu łysogórskiego), synkliny bodzentyńskiej, antykliny bronkowickiej (Bronkowic) i kilku mniejszych elementów wyspowych, m.in. fałdu godowskiego i antykliny wydryszowskiej (Wydryszowa) (tabl. II; Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1962, 1968; Jaroszewski, 1972; Mizerski, 1991). Pasma główne jest od strony południowej i północnej ograniczone uskokami, a są to odpowiednio uskoku/nasunięcia świętokrzyskie i uskoku północnołysogórski (Konon, 2008). Pasma to było interpretowane m.in. jako: fałd łysogórski (Czarnocki, 1950), skiba łysogórska (Znosko, 1962), antyklina łysogórska (Filonowicz, 1973), czy jako struktura blokowa powstała w wyniku ruchu przesuwczego wzdłuż uskoku świętokrzyskiego (Mastella, Mizerski, 2002; Konon, 2007). Czarnocki (1950) zwracał uwagę na asymetrię fałdu łysogórskiego (normalny układ stratygraficzny warstw paleozoicznych w skrzydle północnym i w pewnej mierze wyciśnięciem ich w skrzydle południowym, co wynikało z nasunięcia łysogórskiego). Miarą tego nasunięcia jest brak części utworów kambru oraz całego ordowiku i syluru. Konon (2008)

zapropował wprowadzenie nazwy antyklina Łysicy. Mizerski (1991) stoi na stanowisku, że jednostka łysogórska rozumiana przez niego jako strefa położona pomiędzy dyslokacją świętokrzyską na południu, a dyslokacją Pokrzywianki na północy, ma budowę wewnętrzną w typie monoklinalnego układu warstw skalnych.

Z regionu kieleckiego na obszar badań w niewielkim stopniu wkraczają synklina Bartoszowin i antyklina małacentowska (Konon, 2008), będące częścią synklinorium kielecko-łagowskiego (Mizerski, 1991).

Przez obszar arkusza Nowa Słupia przebiega uskoki łysogórski, zwany też uskokiem Rudek (Czarnocki, 1950; Mizerski, 1991). Jest to ważna struktura tektoniczna. Czarnocki (1950) uskoki ten uważał za zrzutowo-przesuwczy, Mizerski (1991) za zrzutowy. W rejonie Rudek do uskoku tego dochodzą skośnie uskoki kulisowe (tabl. II). Na skrzydle wschodnim uskoku łysogórskiego nastąpiło przesunięcie warstw skalnych na południe o około 2,5–3 km (Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1968; tabl. II).

Z obserwacji tektonicznych skiby łysogórskiej w rejonie Opatowa wynika, że na przełomie kambru i ordowiku miała miejsce sandomierska faza górotwórcza (Filonowicz, 1968). Świadczy też o tym odrębna budowa tektoniczna osadów kambryjskich w okolicach Łysej Góry i Bartoszowin (Filonowicz, 1968).

Współcześnie obserwowane struktury paleozoiczne jakie tworzą osady ordowiku, syluru, a nawet i kambru powstały podczas ruchów fałdowych orogenezy waryscyjskiej i mają kierunki WNW–ESE (Filonowicz, 1968). Sfałdowanie nastąpiło podczas jednej lub dwóch faz górotwórczych i miało dość intensywny charakter (Filonowicz, 1968). Silny nacisk od północy starszego sztywnego podłoża spowodował obalenia i częściowe odkłucia fałdów w kierunku południowym wraz z drobniejszymi złuskowaniem i nasunięciami. Sfałdowane zostały wówczas wszystkie osady od kambru środkowego po dewon górny. W tym czasie powstały ważniejsze uskoki poprzeczne związane z osadami paleozoicznymi wraz z uskokiem łysogórskim (uskokiem Rudek).

W skibie łysogórskiej najbardziej zaburzone i złusowane są osady kambru środkowego w okolicach Bartoszowin i Huty Szklanej, gdzie w związku z przypuszczalnym wtórnym nasunięciem (w kierunku południowym) zarejestrowano drobne synkliny i antykliny (Filonowicz, 1968). W rejonie Huty Starej i Kobyłej Góry (na południe od Trzcianki) występują dwa fałdy (Filonowicz, 1968). W obrębie leżących niżej osadów kambru górnego stwierdzono jedno zafałdowanie warstw na wschód od Huty Szklanej (Filonowicz, 1968). Jak podaje Filonowicz (1968) nie jest wykluczone, że osady kambru górnego są nasunięte na osady kambru środkowego (podczas orogenezy waryscyjskiej). Niewykluczone, że utwory kambru środkowego przeszły dwie fazy tektoniczne – sandomierską

i waryscyjską (Filonowicz, 1968). Na zaburzenia typu fałdowego utworów kambru środkowego wskazują też wyniki badań Mizerskiego (1991).

Na południu wzdłuż uskoku/nasunięcia świętokrzyskiego skiba łysogórska niezgodnie (tektonicznie) pokrywa piaskowce, wapienie i dolomity dewonu dolnego i środkowego (Filonowicz, 1968).

Druga strefa zaburzeń tektonicznych waryscyjskich w północnym odcinku skiby łysogórskiej jest związana z osadami ilasto-łupkowymi ordowiku i syluru (Filonowicz, 1968). W warstwach wydrysowskich koło Jeziorka została stwierdzona antyklina, a koło Trochowin i Nowej Słupi drobne fleksury (Filonowicz, 1968). Również koło Jeleniowa w dolinie Słupianki stwierdzono antyklinę asymetryczną, którą budują warstwy wydrysowskie.

Interesujące jest to, że w obrębie antykliny bronkowickiej najsilniejsze zaburzenia tektoniczne wykazują również warstwy wydrysowskie (Filonowicz, 1968). Choć tłumaczy się to późniejszymi ruchami tektonicznymi (orogenezą waryscyjską) należy rozważyć, czy nie istniała już wcześniej niezgodność sedymentacyjno-tektoniczna pomiędzy warstwami wydrysowskimi i rzepińskimi (Filonowicz, 1968). Obecnie pomiędzy warstwami wydrysowskimi a rzepińskimi lokowane są jeszcze warstwy kieleckie (Malec, 2006) lub utwory formacji z Trochowin (Kozłowski, 2008). Zaburzenia warstw syluru i ordowiku w okolicy Nowin, gdzie zostały zarejestrowane dwie lokalne antykliny, należy wiązać z dyslokacjami poprzecznymi powstałymi podczas orogenezy waryscyjskiej (Filonowicz, 1968).

Utwory kambru górnego, ordowiku i syluru wykazują budowę monoklinalną i poprzecinane są uskokami poprzecznymi (Filonowicz, 1968). Główny uskok poprzeczny występujący na obszarze arkusza (uskok/dyslokacja Rudek = uskok łysogórski) powstał podczas orogenezy waryscyjskiej i biegnie od Rzepina Kolonii (gdzie przecina antyklinę wydrysowską) przez Rudki w kierunku Łagowa (Filonowicz, 1968). Wzdłuż doliny Słupianki wschodni odcinek skiby łysogórskiej jest przesunięty tym uskokiem na południe około 3 km.

W okolicy Rudek należy przyjąć istnienie kilku uskoków równoległych do uskoku Rudek (łysogórskiego), które w kierunku wschodnim schodowo obniżają dolomity dewonu środkowego (Filonowicz, 1968). Dyslokacje poprzeczne, biegnące na zachód od szosy Nowa Słupia–Starachowice oraz od Kolonii Bostów wzdłuż doliny do Cząstkowa, ograniczają dość szeroką strefę tektoniczną związaną z dyslokacją Rudek (Filonowicz, 1968).

Mizerski (1991) podaje, że na obszarze jednostki łysogórskiej biegi warstw są zbliżone do ciągłości dyslokacji świętokrzyskiej. Przebieg tej dyslokacji oraz wewnętrzna struktura jednostki łysogórskiej musiały być więc determinowane podobnymi czynnikami i mają ze sobą genetyczny związek. Budowa wewnętrzna jednostki łysogórskiej wskazuje na fakt nacisków poziomych,

jak i dużą rolę ruchów wypiętrzających (Mizerski, 1991). Wypiętrzanie to nie było równomierne, a największą wartość osiągnęło pomiędzy dyslokacjami psarską i łysogórką (Mizerski, 1991).

Czarnocki (1950) stał na stanowisku, że wszystkie ogniwa kambru w Pasmie Łysogórskim zostały silnie przefalldowane. Przefalldowanie kambru idzie zaś w parze z podobnym układem syluru. Odcinek łysogórski, pomiędzy Świętą Katarzyną a Nową Słupią, cechuje wyraźne rozszerzenie, które zdaniem Czarnockiego (1950) wynika z podnoszenia się osi elewacji transwersalnej na przedpolu nasunięcia.

Synklina bodzentyńska na obszarze badań jest asymetryczna, a na pewnych odcinkach obalona na południe (Filonowicz, 1968). Południowe jej skrzydło budują osady dewonu dolnego i środkowego, a w jądrze zostały stwierdzone osady famenu (Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1968). Jest ona, podobnie jak skiba łysogórska, przecięta dyslokacją łysogórką i jej odcinek wschodni jest również przesunięty na południe (Filonowicz, 1968). Synklina bodzentyńska na dużych obszarach jest pokryta prawie poziomo leżącymi osadami permu i pstrego piaskowca, które jedynie przy kontaktach z paleozoikiem wykazują upady dochodzące do 25° (Filonowicz, 1968).

Na podstawie odsłoneń w dolinie rzeki Psarki na północ od Tarczka zostało zarejestrowane podłużne niewielkie nasunięcie w obrębie warstw dewonu środkowego przebiegające w centralnej części tej synkliny na wprost młyna koło Śniadki (Filonowicz, 1968). Podobne podłużne nasunięcia zostały zarejestrowane również koło Skał. Należy więc przypuszczać, że północne skrzydło synkliny bodzentyńskiej jest nasunięte na skrzydło południowe najsilniej po zachodniej stronie dyslokacji Rudek. Wskutek tego nasunięcia w profilu Świętomarz–Śniadka występuje zawiła tektonika poszczególnych serii warstw dewonu (Filonowicz, 1968). Są one tam pofalldowane, tworzą dwie synkliny drugorzędne z osadami franu w jądrach. Synklina północna jest nasunięta na południową wzdłuż płaszczyzny nasunięcia przebiegającej na wschód od młyna w Śniadce. W związku z tym nasunięciem powstała tam lokalna asymetryczna antyklina (Filonowicz, 1968).

Według Mizerskiego (1991) odcinek synkliny bodzentyńskiej położony pomiędzy dyslokacjami psarską a łysogórką (dyslokacja Rudek) ma charakter rowu tektonicznego. Południowa i północna granica tego rowu również mają charakter tektoniczny – dyslokacja Pokrzywianki i dyslokacja Świśliny (Mizerski, 1991). W interpretacji tego autora synklina bodzentyńska jest strukturą asymetryczną, niemal izoklinalną, o subrównoleżnikowej osi zanurzającej się łagodnie ($5\text{--}10^\circ$) w kierunku zachodnim oraz powierzchni osiowej nachylonej ku północy pod kątem $30\text{--}60^\circ$ (Mizerski, 1991).

Antyklina Bronkowic (= antyklina bronkowicka, = fałd bronkowicki; Czarnocki, 1950). Antyklina ta położona jest w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Od północy i wschodu pokryta jest przez osady triasu dolnego. Według Filonowicza (1968) ma ona dość regularnie wykształcone

skrzydło północne, a wyciśnięte tektonicznie i prawdopodobnie złuskowane skrzydło południowe. Na południe od Bronkowic jądro tej antykliny budują warstwy wydrysowskie, które są tu silniej pofałdowane, a nawet złuskowane, niż towarzyszące im warstwy rzepińskie (Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1968). Obecnie pomiędzy warstwami wydrysowskimi a rzepińskimi wydziela się jeszcze warstwy kieleckie (Malec, 2006; Kozłowski, 2008). Utwory sylurskie budujące tę antyklinę są sfałdowane w szereg drobnych fałdów – osie tych fałdów i biegi warstw są w przybliżeniu równoleżnikowe, co wskazuje na kierunek fałdów kaledońskich (Mariańczyk, 1973). Warstwy rzepińskie wraz z tektoniczną łuską warstw bostowskich są nasunięte ku południowi na osady dewonu dolnego (Filonowicz, 1968). Warstwy rzepińskie są częściowo wyprasowane wzdłuż powierzchni kontaktu tektonicznego, tak, że miejscami to warstwy wydrysowskie kontaktują z utworami dewonu dolnego (Czarnocki, 1950; Mariańczyk, 1973; Mizerski, 1991). Utwory dewonu dolnego również są zafałdowane i nasunięte na osady dewonu środkowego synkliny bodzentyńskiej (Filonowicz, 1968). Czarnocki (1957a, b) uważał, że jest to leżąca antyklina obalona na południe. Oś tej antykliny ma przebieg zbliżony do doliny Świśliny, a upady warstw sylurskich mają wielkość rzędu 30–80° (Stupnicka, Przybyłowicz, 1998).

Ważnym elementem w budowie antykliny Bronkowic są uskoki (Czarnocki, 1950). Wzdłuż doliny Psarki antyklina bronkowicka jest przecięta uskokiem poprzecznym stwierdzonym po lewej stronie rzeki na północny wschód od Śniadki (Filonowicz, 1968). Od wschodu z uskokiem kontaktują miejscami osady pstrego piaskowca (Filonowicz, 1968). Uskok ten oddziela od siebie utwory paleozoiczne o nieco różnej rozciągłości warstw (Czarnocki, 1950). Po stronie zachodniej utwory dewonu dolnego mają bieg NNW, po wschodniej bardziej równoleżnikowy (Czarnocki, 1950).

Antyklinę bronkowicką ograniczają uskoki – Świśliny na południu i Bronkowic na północy. Towarzyszy im dodatkowo uskok Przedgrabia, młodszy (Stupnicka, Przybyłowicz, 1998).

Czarnocki (1927b, 1957b) pisał, że antyklina Bronkowic powstała w czasie ruchów hercyńskich. Tak też uznali Jurewicz i Mizerski (1992). Z kolei obserwacje Mariańczyk (1973) wskazują, że do pierwszych fałdowań utworów sylurskich doszło pod koniec syluru lub na przełomie syluru i dewonu. Badania Mizerskiego (1991) wykazały, że położenie warstw jest tutaj typowe dla struktury fałdowej. Biegi warstw skał występujących w antyklinie bronkowickiej są zbliżone do biegów warstw w innych jednostkach regionu łysogórskiego (Mizerski, 1991). Antyklina ta ma wergencję południową.

Antyklina Wydrysowa (= antyklina wydrysowska, = fałd wydrysowski; Czarnocki, 1950). Filonowicz (1968) antyklinę Wydrysowa uważał za część antykliny bronkowickiej. Antyklina ta jest przecięta dyslokacją Rudek, wzdłuż której wschodni jej odcinek jest przesunięty na południe o około 1,5 km (Filonowicz, 1968). W północnym jej skrzydle (w dolinie Świśliny) obserwuje się kontakt

tektoniczny osadów franu z warstwami utworów syluru (Filonowicz, 1968). Tutaj struktura ta miała by wergencję południową (Czarnocki, 1936a, 1950; Mizerski, 1991). W północnym skrzydle sylur jest wyrażony kompletnym następstwem warstw (Czarnocki, 1950).

W okolicy Jadownik antyklina ta ma budowę bardziej symetryczną. Filonowicz (1968) przypuszczał więc, że odcinek ten jest oddzielony od części wschodniej fałdu uskokiem, który pod osadami pstrego piaskowca biegnie od Łomna w kierunku północnym pomiędzy Świśliną i Rzepinem Kolonią.

Na wschód od dyslokacji Rudek antyklina wydryszowska wykazuje budowę asymetryczną i jest nasunięta z północy na południe na synklinę bodzentyńską (Filonowicz, 1968). Największe zaburzenia tektoniczne wykazują tu warstwy wydryszowskie widoczne w parowie na zachód od Warszówka przy południowym skrzydle antykliny (Filonowicz, 1968). Czarnocki (1950) uważał, że występuje tam kontakt tektoniczny pomiędzy warstwami dewonu dolnego a warstwami serii wydryszowskiej, która jest silnie zdruzgotana i tworzy brekcję dyslokacyjną.

Filonowicz (1968) uważał, że w kierunku wschodnim przebieg antykliny wydryszowskiej wyznacza wychodnia piaskowców dolnodewońskich na północ od wsi Nosów.

Podobnie jak antyklina Bronkowic, tak i antyklina Wydryszowa ma charakterystyczny bieg warstw, po stronie zachodniej zorientowany NNW, a po stronie wschodniej prawie równoleżnikowy (Czarnocki, 1950).

W literaturze spotyka się też nazwę antyklina bronkowicko-wydryszowska (Mizerski, 1991). Odrębność obu odcinków antykliny bronkowicko-wydryszowskiej została podkreślona w czasie późniejszych ruchów pionowych, prawdopodobnie laramijskich (Mizerski, 1991).

Fałd godowski (Filonowicz, 1968), struktura Godowa (Mizerski, 1991), fałd/antyklina godowska (Czarnocki, 1950), w szerszym ujęciu strefa antyklinalna godowsko-mnichowska (Samsonowicz vide Czarnocki, 1950). W jądrze fałdu godowskiego występują piaskowce dolnodewońskie, a na skrzydłach osady dewonu środkowego (Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1968). Skrzydło północne jest pokryte przez osady triasu, podczas gdy południowe budują wapienie oraz dolomity eiflu i żywetu (Filonowicz, 1968). W otworze 6 koło Zamazurza stwierdzono występowanie wapieni i dolomitów, a jeszcze dalej na północ ponownie występują piaskowce i łupki dewonu dolnego. Osady dewonu środkowego w rejonie doliny Świśliny są przecięte uskokiem poprzecznym, tak, że wschodni odcinek fałdu godowskiego jest przesunięty na południe (Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1968). Są jeszcze dwa inne uskoki poprzeczne w utworach paleozoiku tej struktury (Czarnocki, 1950). Fałd godowski również jest pochylony z północy na południe, a jego budowa tektoniczna została jeszcze silniej

zaburzona na skutek późniejszych ruchów tektonicznych (Filonowicz, 1968). Południowym przedłużeniem fałdu godowskiego wydaje się być wyspa dewonu dolnego w Nosowie (Czarnocki, 1950).

Cechy szczególne dla tej struktury to: słaby stopień wypiętrzenia fałdu, silne zwężenie przy jednoczesnym silnym jej wydłużeniu, kierunek tego elementu niezgodny z biegiem mas paleozoicznych (Czarnocki, 1950). Z kolei Mizerski (1991) stwierdzał, że w obrębie struktury Godowa rozciągłość utworów dewońskich jest taka sama jak rozciągłość warstw w całym regionie łysogórskim, przy czym utwory paleozoiczne tej struktury tworzą prawdopodobnie oddzielną jednostkę tektoniczną. Czarnocki (1950) uważał tę strukturę za fałdową, zachowującą kierunek kimeryjski. Inaczej zinterpretował ją Jaroszewski (1972), który po wnikliwych badaniach doszedł do wniosku, że nie ma tu fałdu, a zestromienie warstw nastąpiło w związku z położeniem ich przy dyslokacji. Zestromienie to miało miejsce podczas ruchów laramijskich, które dyslokację ograniczającą strukturę Godowa uruchomiły jako zrzutowo-przesuwczą.

Utwory zlepieńca cechsztyńskiego oraz osady triasu i jury na obszarze arkusza Nowa Słupia leżą niezgodnie w stosunku do osadów paleozoicznych, dobrze to widać np. w rejonie antykliny Wydryszowa (Czarnocki, 1950; Filonowicz, 1968). Na ogół zalegają one dosyć płasko, tylko w bliskim sąsiedztwie wychodni paleozoicznych i stref uskokowych wykazują silniejsze zaburzenia (Filonowicz, 1968). Przykładowo w północnym skrzydle fałdu godowskiego przebiega strefa silniejszych zaburzeń tektonicznych, które odzwierciedlają się również w obrębie osadów pstrego piaskowca i wapienia muszlowego (Filonowicz, 1968). Jest to strefa o kierunku NW–SE, tzw. dyslokacji godowsko-mnichowskiej. Druga dyslokacja zaznaczająca się w obrębie osadów mezozoicznych przebiega w okolicy Nietuliska Dużego. Jest to tzw. dyslokacja lubieńska (Filonowicz, 1968). Obie te strefy dyslokacyjne przechodzą w kierunku wschodnim na obszar arkusza Ostrowiec Świętokrzyski (Romanek, 1994). W zworniku tych dyslokacji (niewiele poza granicami obszaru badań) doszło do uformowania m.in. antykliny Bukowia, w której obrębie skały triasu dźwignięte są o około 200–300 m (Romanek, 1994). Fragment tej antykliny (z jądrem z utworów pstrego piaskowca) położony jest na obszarze badań na północ od Chocimowa (Filonowicz, 1968).

Osady triasu tworzą dwie synkliny wielkopromienne – świślińsko-waśniowską (waśniowską) i rzepińską (Filonowicz, 1968; Romanek, 1994). Pierwsza z nich ma w jądrze osady pstrego piaskowca środkowego, a druga pstrego piaskowca górnego (Filonowicz, 1968). Synklina rzepińska jest silniej przekształcona pod względem tektonicznym.

Pomiędzy strefami uskokowymi, lubieńską a godowsko-mnichowską, występują mniejsze, ale wyraźne synkliny: gębicka i krynecka oraz prawęcińska (z osadami retyku i liasu w jądrach). Między synkliną gębicką a synkliną krynecką obserwuje się zafałdowanie wapienia muszlowego,

które Filonowicz (1968) nazwał antykliną gębicką. Na północny wschód od dyslokacji lubieńskiej osady liasu monoklinalnie zapadają ku północnemu wschodowi (Filonowicz, 1968). Wspomniane synkliny i antykliny w osadach mezozoicznych są tak słabo wyrażone, że mogły powstać na skutek ruchów starszego podłoża w okresie paleogenu–neogenu (Filonowicz, 1968). W wyniku tych ruchów powstały również dyslokacje godowsko-mnichowska i lubieńska (Filonowicz, 1968).

Szkic geologiczny odkryty (tabl. II) opracowano wykorzystując materiały: Filonowicza (1966, 1968), Czarnockiego (1950), Wróblewskiego (1969), Romanka i Złonkiewicza (1992).

Wyniki badań przedstawione przez Wróblewskiego (1969) potwierdzają istnienie stref uskoko-
wych w rejonie otworów 70 (uskok bez nazwy) i 75 (uskok Kowalkowic). Później uskoc Kowalko-
wic potwierdziły otwory 73 i 74, dokumentując po jednej jego stronie piaskowce dewonu dolnego,
a po drugiej dolomity dewonu środkowego.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

We wczesnym paleozoiku region łysogórski zlokalizowany był w strefie marginalnej paleo-
kontynentu Bałtyki (Trela, 2009).

System kambryjski w regionie łysogórskim obejmuje sukcesję skalną o miąższości co najmniej
kilkuset metrów (Filonowicz, 1966, 1968; Kowalczewski, Lendzion, 1996; Kowalczewski i in.,
2006). Filonowicz (1968) uważa, że osady kambru środkowego na omawianym obszarze mają cha-
rakter osadów fliszowych, których sedimentacja odbywała się prawdopodobnie w strefie geosynkli-
nalnej. Jego zdaniem wskazuje na to duża zmienność litologiczna i miąższość, ciemne zabarwienie,
hieroglify i tekstury spływowe. Mizerski (1991) również optuje za głębszym zbiornikiem, choć utwo-
ry ocenia jako fliszopodobne. Utwory formacji łupków z Gór Pieprzowych reprezentują fację ilasto-
-mułkową (tab. 1), przy czym okresowo trafiały do niej spływy grawitacyjne z materiałem grubo-
okruchowym (Kowalczewski, Lendzion, 1996). Z kolei piaskowce wskazują na facje położone dalej
od brzegu, głębsze. Można przyjąć, że była to strefa szelfu zewnętrznego po strefę przejściową (Ko-
walczewski i in., 2006). Utwory kambru górnego, formacji piaskowców z Wiśniówki i warstw mą-
chocickich, świadczą o pogłębieniu się dna morskiego. Osady z których ukształtowały się kwarcyty
łysogórskie sedimentowały przy udziale prądów oscylacyjnych o złożonej naturze, a na depozycję
osadów wpływ miały również sztormy – mogła to być strefa dystalna (mułowce), a częściowo i prok-
symalna (piaskowce) szelfu wewnętrznego i zewnętrznego (Kowalczewski, Lendzion, 1996; Kowal-
czewski i in., 2006). Utwory warstw mąchocickich reprezentują litofację mułowcowo-iłowcową,
a warstw łysogórskich iłowcowo-mułowcową. Powstawały w strefie szelfu zewnętrznego, na drodze
sedymetacji zawiesiny rozprowadzanej przez prądy morskie (Kowalczewski, Lendzion, 1996).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o r z ę d	Holocen			Torfy i namuły torfiaste — ${}_t Q_h$	Akumulacja organiczna i mineralno- -organiczna	
				Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki oraz namuły den dolinnych — ${}_{pm} Q_h^{\text{L}}$	Akumulacja i erozja rzeczna (w tym mineralno-organiczna)	
				Piaski eoliczne — ${}_p^e Q$	Akumulacja eoliczna	
				Martwica wapienna — ${}_{mt} Q$	Wytrącanie węglanów	
				Mułki i piaski stożków napływowych — ${}_{mp}^{\text{S}} Q$	Powstanie stożków napływowych u wylotu dolinek denudacyjnych	
			Piaski, mułki i gliny deluwialne — ${}_{pm}^d Q$	Akumulacja osadów ze zmywania/ spłukiwania		
			Piaski, mułki i gliny deluwialno-rzeczne — ${}_{p}^{d-f} Q$	Akumulacja osadów ze zmywania/ spłukiwania oraz rzecznych		
			Rumowiska skalne (gołoborza) — ${}_{ru}^{pg} Q$	Formowanie gołoborza w wyniku wietrzenia mrozowego i wypreparowywania głązów z pokryw zwietrzelinowych		
		Plejstocen	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–5,0 m n.p. rzeki — ${}_{p}^{f} Q_{p^4}^{\text{B(L)}}$	Akumulacja i erozja rzeczna
					Piaski pyłowate i lessy piaszczyste — ${}_{ppy} Q_{p^4}^B$	Akumulacja eoliczna w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej
				Lessy — ${}_1 Q_{p^4}^B$	Akumulacja eoliczna w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej	
		Zlodowacenia północnopolskie + środkowopolskie		Gliny, piaski, mułki i głązy peryglacjalne — ${}_{gp}^{pg} Q_{p^{3+4}}$	Przemieszczanie osadów po stokach w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej	
		Interglacjał eemski		Gleby kopalne — ${}_{p^{3+4}}^{gl} Q$	Tworzenie pokryw glebowych	
		Zlodowacenia środkowopolskie		Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{p^3}^f Q_{p^3}$	Akumulacja i erozja rzeczna	
		Zlodowacenie Warty		Lessy — ${}_1 Q_{p^3}^W$	Akumulacja eoliczna w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej	
				Piaski rzeczne — ${}_p^f Q_{p^3}^W$	Akumulacja i erozja rzeczna	
				Piaski i gliny peryglacjalne — ${}_{pg}^{pg} Q_{p^3}^W$	Przemieszczanie osadów po stokach w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej	

Zlodowacenia środkowopolskie	Interglacjał lubawski		Gleby kopalne — $^{gl}Q_p^L$	Tworzenie pokryw glebowych.
	Zlodowacenie Odry		<p>Piaski i żwiry rzeczne — $^fQ_p^O$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}Q_p^O$</p> <p>Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe — $^{gfg}Q_p^O$</p> <p>Gliny zwałowe — $^gQ_{zw}^O$</p> <p>Gliny i piaski peryglacialne — $^{pg}Q_{gp}^O$</p>	<p>Akumulacja i erozja rzeczna</p> <p>Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa</p> <p>Przemieszczanie osadów po stokach w warunkach klimatycznych strefy peryglacialnej</p>
Interglacjał wielki				Akumulacja i erozja rzeczna
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2		<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}Q_p^G$</p> <p>Gliny zwałowe — $^gQ_{zw}^G$</p> <p>Iły zastoiskowe — $^bQ_i^G$</p> <p>Piaski wodnolodowcowe — $^fgQ_p^G$</p> <p>Gliny peryglacialne — $^{pg}Q_g^G$</p>	<p>Akumulacja wodnolodowcowa, zastoiskowa i lodowcowa</p> <p>Przemieszczanie osadów po stokach w warunkach klimatycznych strefy peryglacialnej</p>
	Interglacjał ferdynandowski			Akumulacja i erozja rzeczna
	Zlodowacenie Sanu 1		Gliny zwałowe — $^{ig}Q_{zw}^S$	Akumulacja lodowcowa
	Interglacjał małopolski			Akumulacja i erozja rzeczna
	Zlodowacenie Nidy			Akumulacja i erozja rzeczna. Denudacja obszarów wyniesionych
	Interglacjał augustowski			Akumulacja i erozja rzeczna

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi			Akumulacja i erozja rzeczna. Denudacja obszarów wyniesionych
		Plejstocen dolny				Akumulacja i erozja rzeczna
					Gliny zwietrzelinowe i rumosze — $z_{gru} Q_p$	Wietrzenie w warunkach klimatu umiarkowanego, wilgotnego i suchego
Paleogen+neogen				Iły, mułki i piaski — ${}_i P_g + N_g$	Wietrzenie w warunkach klimatu wilgotnego oraz gorącego i ciepłego, akumulacja bagienna w obniżeniach krasowych. Tworzenie paleogeńskiego poziomu zrównania, denudacja obszarów wyniesionych	
Kreda					Ruchy tektoniczne laramijskie Akumulacja w warunkach morskich. Akumulacja w warunkach lądowych	
Jura	Jura górna					Ruchy młodokimeryjskie. Transgresja morska
	Jura środkowa					Sedymentacja w zbiorniku brackicznym. Transgresja morska
	Jura dolna	Toark			Piaskowce, mułowce i iłowce – formacja ciechocińska — ${}_{pc} J_{to}$	Akumulacja w strefie przybrzeżnej morza i na delcie rzecznej
		Pliensbach			Piaskowce – formacja drzewicka — ${}_{pc} J_{pl}$	Akumulacja w strefie przybrzeżnej (bariera, laguna, delta)
					Piaskowce i iły – formacja gielniowska — ${}_{pci} J_{pl}$	Akumulacja morska strefy przybrzeżnej
Syemur			Piaskowce i mułowce – formacja ostrowiecka — ${}_{pcmc} J_s$	Akumulacja rzeczna, deltowa oraz w strefie przybrzeżnej (bariera, laguna)		
Hetang			Piaskowce i mułowce oraz iłowce – formacja skłobska — ${}_{pcmc} J_h$ Piaskowce, mułowce, iłowce i zlepieńce – formacja zagajska — ${}_{pc} J_h$	Akumulacja w strefie przybrzeżnej (delta, bariera, laguna) Akumulacja rzeczna i jeziorno-bagienna		
Trias	Trias górny	Kajper	„Retyk”		Iły, zlepieńce i piaskowce — ${}_i T_{re}$	Akumulacja w warunkach lądowych, w środowisku jeziorno-bagiennym i rzeczonym
						Erozja i denudacja obszarów wyniesionych. Ruchy starokimeryjskie
	Trias środkowy	Wapień muszlowy			Wapień i margle — ${}_{wmc} T_w$	Regresja morska. Akumulacja morska, płytkie zbiorniki. Transgresja morska

T r i a s	Trias środkowy	Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny (ret)	Piaskowce z wkładkami iłowców i mułowców (warstwy z Krynek) — $_{pc}T_{p3}$ Iłowce i mułowce oraz piaskowce z syderytami i żelaziakami ilastymi (seria rudna) – formacja z Baranowa — $_{ic}T_{p3}$ Piaskowce z wkładkami iłów i mułowców (seria podrudna) – formacja z Baranowa — $_{pci}T_{p3}$	Akumulacja w warunkach progradacji delty w strefę przybrzeża Akumulacja rzeczna i bagienna Akumulacja rzeczna i bagienna
	Trias dolny		Pstry piaskowiec środkowy	Mułowce, iłowce, ily i łupki ilaste – formacja z Samsonowa — $_{mcic}T_{p2}$ Piaskowce, mułowce i łupki – formacja z Wiór i formacja z Goleniaw — $_{pcmc}T_{p2}$	Podniesienie tektoniczne części obszaru. Akumulacja rzeczna i jeziorna Akumulacja rzeczna i w strefie przybrzeża
			Pstry piaskowiec dolny	Zlepieńce, piaskowce, mułowce i łupki – formacja z Jaworznej i formacja z Zagnańska — $_{zpc}T_{p1}$	Akumulacja rzeczna. Akumulacja na równinie aluwialnej i przybrzeżach zbiornika morskiego
P e r m	Perm górny	Cechsztyń	Wapienie — $_wPZ$ Zlepieńce — $_zcPZ$	Akumulacja w warunkach morskich Akumulacja w warunkach lądowych i przybrzeża zbiornika morskiego	
	Perm dolny + środkowy	Czerwony spągowiec		Obszar lądowy, denudacja. Procesy hydrotermalne w strefie uskoku Rudek	
Karbon			Diabazy — $_{\beta}C$	Ruchy tektoniczne fazy sudeckiej. Procesy magmatyzmu	
D e w o n	Dewon górny	Famen	Wapienie, margle i łupki (kompleks marglisty) — $_{wmc}D_{fa}$	Ruchy tektoniczne fazy bretońskiej. Akumulacja w warunkach morskich	
		Fran	Wapienie (warstwy kostomłockie) — $_wD_{fr}$	Akumulacja w warunkach morskich	
	Dewon środkowy-górny	Żywet-fran	Margle i iłowce z wkładkami wapieni (warstwy nieczulickie) — $_{mc}D_{gt-fr}$	Akumulacja w warunkach morskich	
	Dewon środkowy	Żywet	Mułowce, iłowce i piaskowce (warstwy świętomarskie) oraz wapienie (warstwy pokrzywiańskie) — $_{mcic}D_{gt}$	Akumulacja w warunkach morskich	
		Eifel-żywet	Łupki margliste i łupki ilaste z przeławieniami margli i wapieni – formacja skalska — $_{lme}D_{e-gt}$	Akumulacja płytkomorska (lagunowa, rafowa)	
		Eifel	Dolomity — $_{do}D_e$ Dolomity, dolomity i wapienie – formacja wojciechowicka — $_{do}D_e$	Akumulacja w warunkach morskich (platforma węglanowa)	

D e w o n	Dewon dolny-środkowy	Ems-eifel	Wapienie, margle, iłowce i piaskowce — $wmc D_{em-e}$ Łupki, margle i wapienie – formacja grzegorzowicka oraz wapienie poziome dąbrowskiego — $lmc D_{em-e}$	Akumulacja w warunkach morskich Akumulacja w warunkach morskich (szelf)
	Dewon dolny	Ems	Piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców – formacja zagórzańska — $pcl D_{em}$	Akumulacja w warunkach morskich
		Zigen-ems	Piaskowce i łupki – formacja barczańska — $pc D_{z-em}$	Akumulacja w warunkach lądowych i morskich
		Żedyn-ems	Piaskowce i mułowce — $pcmc D_{gd-em}$	Akumulacja w warunkach morskich. Ruchy tektoniczne młodokaledońskie (faza ardeńska)
Sylur-dewon	Przydol-dewon dolny	Przydol-żedyn	İłowce i mułowce, z wkładkami wapieni marglistych i piaszczystych oraz piaskowców (warstwy bostowskie) — $itmc S_p D_{gd}$	Akumulacja w warunkach morskich
	Ludlow-dewon dolny	Ludlow-żedyn	Mułowce i piaskowce szarogłazowe (warstwy klonowskie) — $mcpcsz S_{ld} D_{gd}$	Akumulacja w warunkach jeziornych (?) i morskich (przybrzeżnych)
S y l u r	Ludlow-przydol		İłowce i mułowce z wkładkami piaskowców szarogłazowych, lokalnie wapieni organodetrytycznych (warstwy rzepińskie) — $icmc S_{ld-p}$	Akumulacja w warunkach morskich, wulkanizm morski
	L u d l o w		Łupki iłowcowe i mułowcowe oraz piaskowce szarogłazowe – formacja z Trochowin (warstwy kieleckie) — $i S_{ld}$ Piaskowce szarogłazowe z wkładkami iłowców i mułowców – formacja z Trzcianki (warstwy wydryszowskie) — $pcsz S_{ld}$	Akumulacja w warunkach morskich, wulkanizm morski, niepokój tektoniczny w basenie sedymentacyjnym Akumulacja w warunkach morskich, w pewnym oddaleniu zachodzą zjawiska wulkanizmu morskiego
		Wenlok-ludlow		İłowce i iłowce wapniste (warstwy wilkowskie) — $ic S_{w-ld}$
	Landower-wenlok		İłowce, iłowce krzemionkowe i iłowce dolomityczno-wapniste (warstwy ciekockie) — $ic S_{la-w}$	Akumulacja w warunkach morskich (osady pelagiczne). Ruchy tektoniczne takońskie
O r d o w i k	Ordowik górny	Aszgil	Mułowce piaszczyste i piaskowce – formacja mułowca z Zalesia — $mcp O_a$ İłowce i mułowce ilaste – formacja iłowców i mułowców z Wólki — $icmci O_a$	Ruchy tektoniczne takońskie. Akumulacja w warunkach morskich Akumulacja w warunkach morskich
	Ordowik środkowy-górny	Lanwirm-karadok	İłowce – formacja iłowca z Jeleniowa — $ic O_{ln-c}$ Wapienie margliste i iłowce – formacja wapienia z Bukowian — $wmc O_{ln-c}$	Ruchy tektoniczne wczesnotakońskie. Akumulacja w głębszym morzu. Akumulacja w płytkim morzu. Ruchy tektoniczne fazy łysogórskiej
	Ordowik dolny-środkowy	Arenig-lanwirm	Wapienie – formacja wapienia z Pobroszyna — $w O_{ar-ln}$	Akumulacja w warunkach morskich. Ruchy tektoniczne fazy sandomierskiej

Kambr- ordowik	Kambr górny- ordowik dolny	Paibian-tremadok		Iłowce i mułowce – formacja iłowca z Brzezinek (warstwy łysogórskie) — $_{icmc}Cm_p-O_t$	Akumulacja w warunkach morskich (otwartego szelfu)
K a m b r	Kambr górny	Paibian		Mułowce i iłowce, z wkładkami piaskowców (warstwy mąchocickie) — $_{mcic}Cm_p$ Piaskowce kwarcytowe, ortokwarcyty, iłowce i mułowce – formacja piaskowców z Wiśniówki — $_{pckw}Cm_p$	Akumulacja w warunkach morskich
	Kambr środkowy			Mułowce, piaskowce, piaskowce kwarcytowe i iłowce (warstwy krajeńskie) — $_{mc}Cm_2$ Iłowce, mułowce, kwarcyty i piaskowce – formacja łupków z Gór Pieprzowych — $_{ic}Cm_2$	Akumulacja w warunkach morskich

Według Mizerskiego (1991) w kambrze górnym basen sedymentacyjny podzielony był na kilka elementów, ograniczonych dużymi uskokami poprzecznymi (w rejonie obszaru badań uskokiem łysogórskim = uskokiem Rudek).

System ordowicki w regionie łysogórskim obejmuje sukcesję skalną o miąższości około 230 m (Trela, 2009), a nawet nieco więcej. Iłowce i mułowce warstw łysogórskich (= formacji iłowca z Brzezinek) w rejonie badań wykazują zasadniczo ciągle przejście od utworów warstw mąchocickich (Trela, 2006b, 2009). Jedynie w obrębie samej tej formacji mogą występować pewne luki sedymentacyjne (Trela, 2006a, b). Są to utwory otwartego szelfu – depozycja z zawiesiny (Trela, 2009). Duża luka stratygraficzna (obejmująca nawet 7 mln lat) występuje pomiędzy utworami formacji z Brzezinek a utworami formacji wapienia z Pobroszyna (Trela, 2006b). Może być ona wynikiem ruchów tektonicznych fazy sandomierskiej (Modliński, Szymański, 1996a; Trela, 2009). Ruchy te doprowadziły do zakończenia sedymentacji ilasto-mułowcowej i przejście w kierunku sedymentacji węglanowo-ilastej. Wolne tempo depozycji wapieni, a nawet okresowe przerwy w sedymentacji sprzyjały rozwojowi twardych den i ich mineralizacji związkami żelaza z udziałem bentosowych biocenoz bakteriowych (Trela, 2008, 2009). Luka o mniejszym wymiarze czasowym (około 2,5 mln lat) zaznacza się też pomiędzy formacją wapienia z Pobroszyna a utworami młodszymi, reprezentującymi formację wapienia z Bukowian (Trela, 2006b). Może być ona wynikiem ruchów tektonicznych fazy łysogórskiej (Tomczyk, 1964; Modliński, Szymański, 1996a) lub też wynikać z erozji w warunkach emersji (Trela, 2009). Utwory formacji wapienia z Bukowian powstawały w warunkach wzrostu poziomu morza (Trela, 2009). Okresowo dochodziło do wypiętrzania blokowego, a ruchy pionowe mogły być oddźwiękiem intensywniejszych ruchów fałdowych zachodzących w strefie kieleckiej (Mizerski, 1991). Wyżej, w profilu utworów ordowickich jednostki łysogórskiej, luk stratygraficznych nie notuje się (Trela, 2006a, b). Utwory formacji iłowca z Jeleniowa, formacji iłowców i mułowców z Wólki

oraz formacji mułowca z Zalesia mają ciągle przejścia (Trela, 2006b; Trela, Szczepanik, 2009). Utwory formacji z Jeleniowa były akumulowane zasadniczo w warunkach deficytu tlenowego (Trela, 2009). Zbiornik morski mógł mieć względnie dużą głębokość (Mizerski, 1991). Trwały wzrost natlenienia środowiska sedymentacji dokumentują utwory formacji z Wólki (Trela, 2009). Początkowo w zapisie sedymentacyjnym tej formacji występują liczne struktury biodeformacyjne oraz skamieniałości śladowe reprezentowane przez ichnorodzaje: *Chondrites*, *Teichichnus*, *Planolites* i *Palaeophycus*, natomiast jej górna część ma już wyraźnie homogeniczny charakter, będący efektem intensywnej bioturbacji (Trela, 2009). Intensyfikacja bioturbacji osadów mogła być wynikiem lepszego natlenienia kolumny wody w basenie łysogórskim, co z kolei wynikało z inicjacji cyrkulacji termohalinowej (Trela, 2009). Utwory formacji z Zalesia deponowane były w strefie przejściowej między piaskami brzeżnymi a mułami i iłami szelfu – materiał był dostarczany przez piaszczystą deltę stożkową (Trela, 2009; Trela, Szczepanik, 2009). Występuje synchroniczność depozycji utworów tej formacji a maksymalnym zasięgiem lądolodu na Gondwanie (Trela, 2009).

Utwory systemu ordowickiego były najprawdopodobniej deponowane w obrębie przyplatformowej geosynkliny (miogeosynkliny) małopolskiej już po jej częściowej przebudowie (inwersji) tektonicznej (Modliński, Szymański, 1996a). Po ruchach sandomierskich istniało aktywne tektonicznie wyniesienie z kilkoma (starszymi) elementami paleostrukturnymi (intraoceaniczna dymińsko-klimontowska, intrageosynkliny kielecko-sandomierska, intrageoantykliny łysogórska), od południa ograniczone obniżeniem morawickim, a od północy obniżeniem północnołysogórskim (bodzentyńskim). Wyniesienie to uległo przebudowie tektonicznej (ruchy fazy takońskiej) na przełomie ordowiku i syluru (Modliński, Szymański, 1996a). Doszło też do zmiany facji akumulowanych osadów, z mułowcowej, mułowcowo-marglistej na ilastą, ilasto-krzemionkową (Tomczyk, 1962b; Modliński, Szymański, 1996a). Zmienność facjalna osadów systemu ordowickiego znajduje dość dobre powiązanie ze zmianami eustatycznymi Bałtyki (Trela, 2009).

Zapis skalny na granicy ordowiku z sylurem, stwierdzony w profilu otworu 88, dokumentuje wzrost względnego poziomu morza i rozwój sedymentacji ilastej w warunkach beztlenowych przez dolną część landoweru, tj. rudan (Trela, 2009; Malec, 2006). Eustatyczne podniesienie poziomu morza mogło być związane z późnoordowickim schyłkiem zlodowaceń na półkuli południowej – Gondwanie (Malec, 2006). Profil landoweru charakteryzuje się niskim tempem sedymentacji (Malec, 2006). Jest prawdopodobne, że w regionie łysogórskim osady landoweru występują w ciągłości sedymentacyjnej z najwyższym ordowikiem (Malec, 2006). Sedymentacja iłowców krzemionkowych dolnego landoweru (dolna część warstw ciekockich) trwała do poziomu *cyphus* (Malec, 2006). iłowce i iłowce dolomityczno-wapniste środkowego i górnego landoweru oraz dolnego wenloku

(środkowa część warstw ciekockich) to osady pelagiczne (Malec, 2006). Do osadów pelagicznych należą również iłowce krzemionkowe i iłowce wenloku dolnego (górną część warstw ciekockich górnych) (Malec, 2006). Na późny wenlok przypada sedymentacja iłowców wapnistych (warstw wilkowskich) w warunkach głębokomorskich (Porębska, 2002; Malec, 2006). W osadach tych, poza graptolitami występują łodziki i małże. We wczesnym ludlowie (poziom *nilssoni*) do zbiornika morskiego zaczęły trafiać skały piroklastyczne, co wskazuje na początek aktywności tektonicznej i wulkanicznej na jego peryferiach (Malec, 2006). W środkowej części ludlowu (po poziomie *incipiens*) następuje akumulacja osadów terygenicznych w postaci szarogłazów (warstwy wydryszowskie), a struktury sedymentacyjne wskazują na ich depozycję z prądów zawiesinowych (Malec, 2006). W wyższej części ludlowu stopniowo zanika grubodetrytyczny materiał szarogłazowy, a zaczynają dominować mułowce z podrzędnym udziałem drobnoziarnistych piaskowców szarogłazowych (warstwy kieleckie), ich depozycja odbywała się w środowisku głębokomorskim przy udziale prądów zawiesinowych (Malec, 2006). Nieliczne skamieniałości typu *Chondrites* oraz czarna barwa osadów wskazują na redukcyjne warunki środowiskowe w przydennych partiach zbiornika (Malec, 2006). W górnej części sekwencji warstw kieleckich pojawiają się struktury, które interpretowane są jako pozostałości po synsedymencyjnych osuwiskach podmorskich, związanymi z grawitacyjnymi ruchami masowymi (Malec, 2006). Struktury te wskazują na niepokój tektoniczny na obrzeżach oraz w obrębie basenu (Malec, 2006). Kolejne warstwy skalne deponowane były w zbiorniku o zróżnicowanej batymetrii i dynamicznie zmieniających się warunkach sedymentacji oraz postępującego jego wypłykania (Malec, 2006). Początkowo akumulowane były warstwy rzepińskie (środowisko względnie głębokowodne), w których również stwierdzono ślady osuwisk podmorskich (Mariańczyk, 1973), później warstwy klonowskie (bardziej płytkowodne, a nawet przybrzeżne). Warstwy klonowskie mogą być osadem stożków aluwialnych, równi roztokowej i delt roztokowych, utworzonych na styku z płytkowodnym zbiornikiem morskim (Kowalczewski i in., 1998). Odpowiadają one facji oldredowej. Miejscami zbiornik morski zachował się na tyle, że osadziły się w nim warstwy bostowskie. Nie jest wykluczone też, że nastąpiła lokalna ingresja morza, od północy (Filonowicz, 1968). Filonowicz (1968) uważał, że pomiędzy warstwami rzepińskimi a warstwami klonowskimi mogą istnieć lokalne niezgodności sedymentacyjne, co mogło być wynikiem ruchów tektonicznych. Warstwy bostowskie wskazują na ponowną ingresję morza z kierunku północnego, które powróciło tu na krótko (Filonowicz, 1968). Zbiornik ten stopniowo był wypełniany materiałem terygenicznym. W tym czasie utwory dolnego paleozoiku były wyniesione.

Okres sylurski ograniczony jest dwoma fazami tektonicznymi: takońską (aszgil/landower) oraz ardeńską (przydol/żedyn) (Modliński, Szymański, 1996b; Mizerski, 1991). Podczas fazy ardeńskiej

i eryjskiej obszar łysogórski zachowywał się jak sztywny blok, który stopniowo ulegał ruchom wypiętrzającym. Spowodowały one stopniowe spływanie zbiornika morskiego, aż do pojawienia się facji lagunowych w dewonie dolnym (Mizerski, 1991).

Sedymentację osadów dewonu dolnego w regionie kieleckim (jednostce kieleckiej trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich) rozpoczynają utwory formacji z Haliszki i z Winnej, a w regionie łysogórskim (jednostce łysogórskiej trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich) utwory warstw barczańskich i zagórzańskich. Są to odpowiednio piaskowce i mułowce oraz piaskowce i łupki, a także piaskowce i łupki ze zlepieńcami. Są to utwory lądowe, limniczne (Filonowicz, 1968), ale i morskie (ems dolny) (Filonowicz, 1968). Warstwy zagórzańskie zawierają faunę morską. W emsie dolnym facja morska zazębiała się z facją limniczną, o czym świadczą odciski plakodermów (Pokrzywianka, Grzegorzowice) i szczątki roślin (Grzegorzowice) przewarstwiane osadami z fauną morską (Filonowicz, 1968). Ingresja morska, która miała miejsce w emsie górnym dotarła na wschód do Worowic–Smykowa na obszarze arkusza Ostrowiec i na północ do Godowa (Filonowicz, 1968). Fauna morska została stwierdzona również w Grzegorzowicach. Warunki morskie ugruntowały się z początkiem dewonu środkowego w eiflu dolnym – formacja grzegorzowicka (Filonowicz, 1968). Na szelfie płytkiego morza zarysowały się wówczas nieduże różnice facjalne, w części południowej (Grzegorzowice) odbywała się sedymentacja marglisto-wapienna z większą ilością materiału piaszczysto-ilastego, podczas gdy na północy (Wydryszów, Godów) przeważały osady wapienne (Filonowicz, 1968).

Osady pogranicza emsu i eiflu regionu łysogórskiego (formacja grzegorzowicka) są zbliżone do utworów rozpoznanych na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich oraz wykazują duże podobieństwo z równowiekową serią dewonu w zachodniej części obszaru radomsko-lubelskiego (Malec, 2005). Wapienie ogniwa z Dąbrowy udokumentowano także na obszarze niecki Nidy (Malec, 2005). Poziom dąbrowski wskazuje na panowanie jednolitej facji wapiennej w regionie świętokrzyskim (Filonowicz, 1968). Dolomity formacji wojciechowskiej powstały w warunkach środowiska między-
pływowego i nadpływowego płytkiego morza węglanowego (Skompski, Sulczewski, 1994). Utwory te dokumentują wczesny etap rozwoju dewońskiej platformy węglanowej. Facja dolomitów osadziła się również w kieleckiej strefie fałdów (rejon kielecki).

Utwory formacji skalskiej powstały w warunkach płytkiego morza – laguny, rafy (Malec i in., 1995). Na obszarze szelfowym w warunkach sedymentacji marglisto-wapiennej i ilastej żyła i rozmnażała się bogata i różnorodna fauna morska (Filonowicz, 1968). Zlepy muszlowcowe skorupiek brachiopodów z rodzaju *Reticularia* stwierdzone w Śniadce świadczą, że sedymentacja tych osadów odbywała się częściowo w strefie falowania. Na płytkowodny charakter wskazują również ławice

wapieni krynoidowych i soczewki raf koralowych z dużymi gruboskorupowymi brachiopodami z rodzaju *Pentamerus* i *Conchidiella* (Śniadka).

Później nastąpiło pogłębianie morza i sedymentowała facja ilasta z fauną małży i głowonogów (Filonowicz, 1968). Trafiły się jednak epizody regresywne (Malec i in., 1995). W żywocie powstały warstwy świętomarskie i pokrzywiańskie. Sedymentacja morska trwała do famenu, pojawiły się kolejno warstwy: nieczulickie, kostomłockie oraz utwory kompleksu marglistego (Filonowicz, 1968).

Pierwsze oznaki intensywnych procesów tektonicznych w regionie łysogórskim nastąpiły po dewonie lub jeszcze w famenie, w czasie polifazy bretońskiej (Mizerski, 1991). Dały one początek fałdowaniu osadów paleozoicznych w system fałdów o kierunku WNW–ESE (Filonowicz, 1968), ergo siły nacisku były skierowane południkowo (Mizerski, 1991). W czasie głównych fałdowań waryscyjskich powstały główne jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich, a na styl deformacji w obrębie paleozoiku wpłynęło istnienie dyslokacji świętokrzyskiej (Mizerski, 1991). W tym czasie powstały uskoki Pokrzywianki oraz dyslokacja Świśliny obcinająca południowe skrzydło antykliny bronkowicko-wydryszowskiej (Mizerski, 1991). Wypiętrzenie obszaru świętokrzyskiego mogło nastąpić w końcu fazy kruszcogórskiej lub w fazie asturyjskiej (Mizerski, 1991).

Na obszarze badań nie stwierdzono skał osadowych z okresu karbońskiego (Filonowicz, 1966, 1968; Żelichowski, Jurkiewicz, 1996). Być może zbiornik górnodewoński funkcjonował podczas karbonu dolnego, a być może nastąpił jego zanik związany z ruchami waryscyjskimi. W rejonie Milejowic i Janowic w trzech otworach wiertniczych stwierdzono natomiast występowanie dajek diabazowych, których czas powstania określono na karbon (Kowalczewski, 1976; Romanek, 1994; Ryka, Znosko, 1996). Intruzja diabazowa związana byłaby więc z ruchami waryscyjskimi.

Po ruchach waryscyjskich region łysogórski był obszarem usztywnionym, który aż do końca mezozoiku zachowywał się jak sztywny blok wchodzący w skład podłoża platformy paleozoicznej (Mizerski, 1991).

W czerwonym spągowcu (perm dolny i środkowy) na omawianym obszarze był ląd, na którym odbywały się procesy wietrzenia (Filonowicz, 1968; Wagner, Zbroja, 1996). Przypuszczalnie w tym też czasie pod wpływem procesów epigenetycznych i hydrotermalnych w szczelinach tektonicznych wzdłuż dyslokacji Rudek powstawały rudy żelaza wraz z minerałami im towarzyszącymi (Filonowicz, 1968). W cechszynie osadziły się zlepieńce w strefie litoralnej (Filonowicz, 1968). W tym też czasie (w cechszynie) utwory paleozoiczne Gór Świętokrzyskich, sfałdowane w karbonie górnym, tworzyły półwysep z okalającymi zatokami, północnoświętokrzyską i południowoświętokrzyską (Wagner, Zbroja, 1996). Pozostałością większej transgresji morskiej są wapienie stwierdzone w otworze 44. Wapienie te tworzyły rodzaj bariery wzdłuż lądu, a od północy występowała platforma

węglanowa z głębszymi facjami basenowymi jeszcze dalej ku północy (Wagner, Zbroja, 1996). Przypuszcza się, że zlepieńce i wapienie cechsztyńskie występujące na obszarze arkusza reprezentują część cyklotemu pierwszego (Wagner, Zbroja, 1996). Analiza litologiczna utworów cechsztyńskich dowodzi, że w regionie świętokrzyskim silnie zaznaczyły się cykle transgresywno-regresywne (Wagner, Zbroja, 1996; Kuleta, Zbroja, 2006). Kolejne transgresje morskie miały mniejsze zasięgi. W permie wypiętrzony masuw paleozoiczny miał charakter zrębowy (Ryka, Znosko, 1996).

W pstrym piaskowcu dolnym pojawiły się utwory genezy rzecznej, powstałe na przybrzeżnej równinie rzecznej i zazębiające się miejscami z utworami przybrzeża zbiornika morskiego oraz stricte rzeczne (Kuleta, Zbroja, 2006). Materiał był przynoszony z południowego wschodu (Filonowicz, 1968). Świadczą o tym profile zlepieńców w Stryczowicach i Skałach. W Stryczowicach położonych 10 km na południowy wschód od Skał, już na terenie arkusza Ostrowiec Świętokrzyski, występuje prawie dwukrotnie większa miąższość zlepieńców niż w Skałach. Średnice otoczków kwarcytów i kwarców w Stryczowicach są również większe. Ponadto w Skałach w korycie rzeki Pokrzywianki przy eksploatacji ławic zlepieńców były mierzone kierunki ułożenia dłuższych osi otoczków. Zdecydowanie przeważał kierunek północno-zachodni ze słabym pochyleniem osi otoczków w kierunku północnym. Przyjmuje się więc, że materiał był przynoszony od południowego wschodu z obrębu masywu krystalicznego, gdyż w zlepieńcach koło Małego Jodła został znaleziony słabo obtoczony kryształ szklistego kwarcu o średnicy 1,0 cm (Filonowicz, 1968).

Utwory dolnej części pstręgo piaskowca środkowego wskazują, że w tym czasie miała miejsce sedymentacja w basenie lądowym o rozległym zasięgu terytorialnym, być może częściowo limnicznym (Filonowicz, 1968), a sam typ sedymentacji to środowisko rzeczne, roztokowe (Kuleta, Zbroja, 2006). Wskazuje na to bardziej jednolite ich wykształcenie litologiczne. Również utwory górnej części pstręgo piaskowca środkowego wskazują na dość wyrównane środowisko sedymentacji jeziornej, w które być może ingredowało morze, na co mogłyby wskazywać wkładki łupków z robakami *Spirorbis zimmermanni* Haack (Filonowicz, 1968). Kuleta i Zbroja (2006) utwory te opisują jako powstałe przy udziale rzek meandrujących, z szeroko rozwiniętymi równinami zalewowymi, przechodzącymi w jezioro, które miało okresowo cechy plał.

Ruchy tektoniczne na przełomie pstręgo piaskowca środkowego i górnego doprowadziły do wydźwignięcia platformy wschodnioeuropejskiej wraz z północnym i północno-wschodnim obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich (Trela, 1998). Powstała nowa seria osadów lądowych, bagiennych, płytko-morskich oraz deltowo-morskich (Studencki, 1993; Trela, 1998). Piaskowce górnej części retu, tzw. warstwy z Krynek, wskazują na sedymentację rzeczna (duża zmienność litologiczna w kierunku poziomym, przekątne uławicenie) i deltowo-morska (Filonowicz, 1968; Trela, 1998). Pod koniec retu

nastąpiła transgresja morska z obszaru alpejskiego (Studencki, 1993). Morze wapienia muszlowego dolnego miało charakter szelfowy, sedymentacja odbywała się przeważnie w strefie litoralnej – wapienie organodetrytyczne i muszłowce, miejscami występowała jednak duża dynamika wód (Filonowicz, 1968; Senkowiczowa, 1956; Bodzioch, 1984). Utwory wapienia muszlowego środkowego oraz ubóstwo fauny wskazują na izolację zbiornika morskiego (Senkowiczowa, 1956). W wapieniu muszlowym górnym początkowo występowały warunki otwartego morza, a później zaczęło się jego powolne spływanie, aż do całkowitego zaniku (Senkowiczowa, 1956; Filonowicz, 1968; Studencki, 1993).

Według Filonowicza (1968) w triasie górnym, podczas kajpru zaistniały warunki lądowe, zachodziły procesy erozji i denudacji, a na częściowo zniszczonym wapieniu muszlowym, niezgodnie sedymentacyjnie, leżą ility, zlepieńce i piaskowce retyku. Są to utwory jeziorno-bagienne i rzek meandrujących (Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018). Pod koniec kajpru lub na przełomie kajpru i retyku doszło do ruchów starokimeryjskich (Studencki, 1993).

W jurze dolnej zachodziła sedymentacja utworów terygenicznych w warunkach środowisk lądowych, marginalno-morskich i morskich (Pieńkowski, 2004). Obszar świętokrzyski znajdował się okresowo w zasięgu epikontynentalnego zbiornika brakicznego (Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018). Basen depozycyjny cechowała zmienność warunków depozycyjnych, wyrażająca się między innymi obecnością luk sedymentacyjnych w profilu osadów dolnojurajskich. Z obszaru badań nie są znane osady jury środkowej i górnej ani kredy.

W czasie ruchów laramijskich doszło do uaktywnienia dużych dyslokacji w regionie świętokrzyskim, łącznie z dyslokacją świętokrzyską (Mizerski, 1991).

W okresach paleogenu i neogenu na obszarze badań panowały warunki lądowe (Filonowicz, 1968; Gilewska, 1991; Piwocki, 2004; Piwocki i in., 2004). Dominowały procesy wietrzenia (chemicznego, fizycznego), erozji, krasowienia, denudacji. Utworzyły się wówczas powierzchnie denudacyjne oraz szerokie doliny rzeczne z dość łagodnymi stokami (Filonowicz, 1968). Lokalnie w zagłębieniach terenu i jamach krasowych osadzały się utwory zwietrzelinowe. Były one odprowadzane z wyżej położonych powierzchni oraz stoków. W większych zapadliskach krasowych pojawiała się też akumulacja biogeniczna. Przyjęto, że do dziś pozostały utwory powstałe w epoce miocenu.

Warunki klimatyczne w okresach paleogenu i neogenu charakteryzowały się tym, że było cieplej i wilgotniej niż w okresie czwartorzędowym – wskazuje na to głównie węgiel brunatny (Piwocki, 2004; Piwocki i in., 2004), jak również profile znane z niżu (Słodkowska, Kasiński, 2016). Początkowo (paleocen, eocen) mogły one odpowiadać dzisiejszym strefom klimatów zwrotnikowych i podzwrotnikowych, później (oligocen, miocen) zaobserwowano powolne ochładzanie, nastąpiły warunki klimatu umiarkowanego, ciepłego, generalnie wilgotnego, okresowo również suchego (Słodkowska,

Kasiński, 2016). Z pewnością były one sprzyjające procesom wietrzenia, zwłaszcza chemicznego (Gilewska, 1991; Słodkowska, Kasiński, 2016).

W plejstocenie dolnym, przed nasunięciem pierwszego lądolodu skandynawskiego, na urozmaiconej morfologicznie powierzchni miały miejsce zróżnicowane procesy. Wietrzenie fizyczne i chemiczne obejmowały głównie wyniesione obszary (pasma, wzniesienia), erozja i denudacja – stoki i zbocza, akumulacja deluwiów i utworów stokowych – podnóża stoków, erozja i akumulacja rzeczna – doliny rzeczne.

Nie wiadomo nic o procesach zachodzących na obszarze badań podczas zlodowaceń najstarszych czy interglacjału augustowskiego. Nie stwierdzono osadów, które można byłoby odnieść do tego wieku. Jedyne co można stwierdzić, to to że obszar badań w czasie tych zlodowaceń położony był w strefie ekstraglacialnej.

Podczas zlodowacenia Nidy obszar badań pozostawał raczej na przedpolu lądolodu, w strefie peryglacialnej. Lądolód skandynawski najprawdopodobniej po raz pierwszy wkroczył na obszar badań podczas zlodowacenia Sanu 1. Pokrywa osadów powstałych wówczas zapewne nie była ciągła ani miększa. Utwory uległy erozji, rozmyciu lub przemieszczeniu w dół stoków w wyniku procesów grawitacyjnych. Zachowały się jedynie w nielicznych przypadkach. Podczas zlodowacenia Sanu 2 obszar badań kolejny raz został pokryty lądolodem. Do tego piętra zaliczono gliny z okruchami skał lokalnych, peryglacialne (które mogą obejmować też starsze utwory czwartorzędowe), piaski wodnolodowcowe i gliny zwałowe. Podczas interglacjałów małopolskiego, ferdynandowskiego i wielkiego warunki klimatyczne były zbliżone do współczesnych, a w dolinach dominowały procesy rzeczne. Obecnie nie sposób jednak stwierdzić występowania osadów tego wieku. Można zakładać, że w większych dolinach rzecznych osady takie powstawały, ale później uległy zniszczeniu.

W literaturze spotyka się twierdzenie, że w czasie interglacjału wielkiego miała miejsce intensywna erozja i denudacja, która doprowadziła do prawie całkowitego zdarcia pokrywy osadów lodowcowych powstałych podczas zlodowaceń południowopolskich (Łyczewska, 1971; Różycki, 1972a; Studencki, 1993). W świetle obecnej wiedzy wydaje się ono przesadzone. Piętra interglacialne wyróżniane w plejstocenie (Lisiecki, Raymo, 2005; Mojski, 2005; Railsback i in., 2015) są do siebie podobne, choć nie są identyczne (Stachura i in., 2017). Porównuje się je z holocenem, którą to epokę dość dobrze znamy, zarówno pod względem zmian klimatycznych, jak i przebiegu procesów geologicznych, w tym w dolinach rzecznych. Dane geologiczne z holocenu nie wskazują na intensywną erozję i denudację (Mojski, 2005).

W czasie zlodowaceń środkowopolskich, a konkretnie podczas zlodowacenia Odry, lądolód skandynawski przybliżył się na tyle, że częściowo mógł wkroczyć na obszar badań. Dotyczyłoby to

rejonu doliny Kamiennej i jej bliskiego sąsiedztwa. Filonowicz (1968) zakładał mniejszy zasięg zlodowaceń środkowopolskich, tj. na linii Starachowice–Wykus, na północ od linii Siekierno–Suchedniów wyznaczonej przez moreny czołowe. Z kolei Romanek (1994, 1995) przyjął występowanie glin zwałowych stadiału maksymalnego zlodowaceń środkowopolskich, praktycznie aż po stoki Pasma Jeleniowskiego. W świetle obecnych danych, w tym analizy NMT, wydaje się, że lądolód zlodowacenia Odry w niedużym stopniu przekroczył dolinę Kamiennej. Ze zlodowaceniami środkowopolskimi na obszarze badań powiązано – piaski i żwiry rzeczne, konkretnie ze zlodowaczeniem Odry: utwory peryglacjalne (stokowe), gliny zwałowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski i żwiry rzeczne, z interglacjałem lubawskim – gleby kopalne, a ze zlodowaczeniem Warty – utwory peryglacjalne, piaski rzeczne oraz lessy. Podczas zlodowaceń środkowopolskich na stokach wzniesień w strefie warunków peryglacjalnych tworzyły się pokrywy stokowe, szczególnie widoczne w obrębie Pasma Łysogórskiego.

Podczas interglacjału eemskiego panowały warunki klimatyczne podobne do współczesnych, przy czym cały badany obszar pokryty był zwartą roślinnością. W dolinach rzek dominowały procesy rzeczne. W tym czasie tworzyły się gleby interglacjalne (typu Nietulisko I).

Podczas zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich, w zimnych odcinkach czasowych tworzyły się pokrywy stokowe (w tym zwietrzelinowe), które później były uruchamiane grawitacyjnie.

W czasie zlodowaceń północnopolskich (w zlodowaceniu Wisły) w dolinach rzek miała miejsce erozja oraz akumulacja piasków (tarasy akumulacyjne nadzalewowe), a na wysoczyznach tworzyły się pokrywy lessowe, w których zachowała się gleba kopalna typu komorniki.

Pod koniec plejstocenu i na początku holocenu doszło do powstania i osadzenia się szeregu utworów: rumowisk skalnych (gołoborzy, pokryw wietrzeniowo-gruzowych), utworów deluwialnych, utworów stożków napływowych, a także piasków eolicznych.

Prawdopodobnie w kilku cyklach glacialnych, w warunkach peryglacjalnych, na stokach masywu Łysej Góry dochodziło do tworzenia się teras krioplanacyjnych (Kowalski, Jaśkowski, 1986). Towarzyszyło temu powstawanie pokryw wietrzeniowych, przemieszczanych soliflukcyjnie (Lindner, Bogucki, 2002).

W holocenie dominowały głównie procesy rzeczne oraz akumulacji biogenicznej w dnach dolin. Wraz z zasiedleniem na stałe tych terenów w wielu miejscach nastąpiło duże przekształcanie komponentów środowiska przyrodniczego. Znaczne zmiany w środowisku człowiek wprowadził w związku z produkcją żelaza w dymarkach, blisko dwa tysiące lat temu (okres wpływów rzymskich). Powstały masowe piecowiska, a w związku z koniecznością pozyskania surowca do opału przetrzebiono lasy, w konsekwencji zmieniając ich skład gatunkowy. W średniowieczu doszło do

odlesienia znacznych powierzchni (wysoczyzn lessowych) i przeznaczenia ich pod uprawy. Spowodowało to zasypanie dolin rzecznych dużą ilością pyłów. W XX wieku rozpoczęła się eksploatacja surowców mineralnych na skalę przemysłową (Rudki, Skała).

IV. PODSUMOWANIE

Aktualizacja treści mapy geologicznej oraz objaśnień tekstowych arkusza Nowa Słupia SMGP przeprowadzona została w latach 2018–2019. Polegała ona przede wszystkim na przeglądzie istniejących wyrobisk i dostępnych odsłoneń geologicznych, a zwłaszcza obiektów powstałych po opracowaniu pierwszej wersji mapy oraz na przeglądowym, powierzchniowym kartowaniu geologicznym (bez robót geologicznych). Prace te potwierdziły wysoki stopień zgodności tej mapy z danymi terenowymi. W związku z tym głównym celem niniejszego opracowania było uwzględnienie obecnego stanu wiedzy (w szczególności przy ustalaniu wydzielen stratygraficznych i formalizacji jednostek litostratygraficznych) oraz zastosowanie go przy zestawianiu mapy powierzchniowej, szkicu geologicznego odkrytego i objaśnień tekstowych, a także wykreślenie granic geologicznych w dowiązaniu do cyfrowego modelu terenu.

Na przestrzeni minionych lat nastąpił postęp jeśli chodzi o możliwość analizy i opracowania problemów sygnalizowanych jeszcze przez Filonowicza, takich jak: granica sylur/dewon, stratygrafia ordowiku i syluru, tektonika antykliny bronkowickiej, kontynuacja dyslokacji Rudek w północnej części obszaru arkusza. Nastąpił także znaczący postęp w rozpoznaniu wiertniczym obszarów ze zwartą pokrywą osadów lessowych. Tutaj jednakże należy wymienić miejsca, gdzie rozpoznanie to jest jeszcze niedostateczne (północne przedpole Łysogór i Pasma Jeleniowskiego, szeroki pas od Szerzaw przez Pawłów po Nosów).

Dalszych badań wymagają tektonika i stratygrafia skał paleozoicznych pod pokrywą mezozoiczną w centralnej i północnej części obszaru badań, a także stratygrafia osadów czwartorzędowych – lodowcowych w północnej części obszaru arkusza oraz lessów.

Kielce, 2019 r.

LITERATURA

- Bednarczyk W., 1955 — Stratygrafia dewonu w profilu Świętomarz–Śniadka i zdjęcie geologiczne okolic wraz z mapą w skali 1:25 000. Arch. Zakł. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Bednarczyk W., 1964 — Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (Oelandianu) w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. UW*, 4.

- Bednarczyk W., 1966 — Paleogeografia dolnego ordowiku w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **16**, 1: 91–106.
- Bednarczyk W., 1971 — Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mountains. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 4: 574–616.
- Bednarczyk W., 1981 — Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. Przew. 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce: 35–41.
- Bielikowski K., 1960 — Typy warstwowań w kambrze Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **10**, 3.
- Biernat G., 1953 — O trzech nowych brachiopodach z tak zwanego wapienia stringocefalowego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **3**, 2.
- Biernat G., 1970 — Lower Famennian brachiopods from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **15**, 1: 33–56.
- Biernat G., Szulczewski M., 1975 — The devonian brachiopod *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer, 1866) from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **20**, 2.
- Biernat T., Ciupa T., 2001 — Geomorfologiczne skutki opadów deszczu w dniach 23–25 lipca 2001 w bezpośredniej zlewni budowanego zbiornika wodnego „Wióry” na rzece Świślinie. W: Wpływ użytkowania terenu i antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego na elementy obiegu wody w zlewni rzecznej (T. Ciupa, E. Kupczyk, red.). Przew. sesji terenowej, Kielce–Wólka Milanowska, 25–27 września 2001 r., Kielce: 125–127.
- Bloëde G., 1830 — Über die Übergangs-Gebirgsformation im Königreich Polen nebst einer vorangehenden Übersicht der sämtlichen Gebirgsformation von Polen und einer nachfolgenden Aufstellung der in Polen vorkommenden Mineralien. Breslau.
- Bloëde G., 1845–1846 — Die Formationssysteme von Polen und dem angrenzenden Länderstrich. *Verh. Russ. Miner. Ges.*: 1–75.
- Bodzioch A., 1984 — Uwagi o paleoekologii fauny wapienia muszlowego NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **32**, 7: 400–404.
- Chlebowski R., 1978 — Studium petrograficzne skał tufogenicznych starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Arch. Mineral.*, 34: 69–134.
- Chlebowski R., 1995 — Wulkanizm w dolnym karbonie Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **43**, 7: 543–545.
- Czarnocki J., 1916 — Materiały do geologii Gór Świętokrzyskich. Kilka słów o odkryciu utworów karbońskich w Górach Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, 9.
- Czarnocki J., 1919a — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika staropaleozoicznych utworów Gór Świętokrzyskich (kambr, sylur i dewon dolny). *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, 28.
- Czarnocki J., 1919b — Mapa geologiczna środkowej części Gór Świętokrzyskich 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., 1922 — Stratygrafia nowoodkrytych i mało znanych utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 2: 6–11.
- Czarnocki J., 1923 — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 1–2.
- Czarnocki J., 1927a — O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 17: 18–21.
- Czarnocki J., 1927b — Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 17: 14–18.
- Czarnocki J., 1928 — Spostrzeżenia w zakresie tektoniki okolic Słupi Nowej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 21.

- Czarnocki J., 1931 — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Zastoisko środkowopolskie. Uwagi ogólne co do wieku polskich zlodowaceń. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 7: 82–105.
- Czarnocki J., 1936a — O budowie geologicznej fałdu jadownickiego, na północ od Nowej Słupi. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 45: 61–64.
- Czarnocki J., 1936b — Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, 4: 129–200.
- Czarnocki J., 1937 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1936 w okolicach Bodzentyna. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 48.
- Czarnocki J., 1938 — Ogólna mapa geologiczna Polski 1:100 000. Arkusz 4 (Kielce). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., 1939 — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w r. 1938. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 15: 1–27.
- Czarnocki J., 1940 — Mapa geologiczna odkryta zachodniej części arkusza Bodzentyn w skali 1:100 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Czarnocki J., 1942 — Sylur im Sty Krzyż Gebirge [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Czarnocki J., 1947 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kielce. Wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., 1950 — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1: 1–104.
- Czarnocki J., 1957a — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 18, 1.
- Czarnocki J., 1957b — Geologia regionu łysogórskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 18, 3.
- Czarnocki J., 1958 — Kwarcyt łysogórski. *Pr. Inst. Geol.*, 21.
- Czarnocki J., 1961 — Materiały w skali 1:100 000 do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000, ark. Kielce, wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., Samsonowicz J., 1915 — Nowe dane o utworach cechsztynu w granicach Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, 8.
- Czerwiński J., 1959 — Petrografia piaskowców kwarcytowych środkowego kambru z Dużej Wiśniówki koło Kielc. *Kwart. Geol.*, 3, 3.
- Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38, 2: 169–190.
- Dżułyński S., Żak C., 1960 — Środowisko sedymentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30, 2: 213–241.
- Fijałkowska A., Kuleta M., 1995 — Zmiana środowisk sedymentacji na granicy permu i triasu w południowej Polsce. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 51, 3: 114–115.
- Fijałkowska-Mader A., Malec J., Tarnowska M., Turnau E., 1997 — Stratygrafia dolnego dewonu w rejonie Bodzentyna – region łysogórski Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 53: 122–125.
- Fijałkowska-Mader A., Złonkiewicz Z., 2018 — Rozwój sedymentacji permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich na tle obszarów przyległych. W: Przew. 25. Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red.). Huta Szklana, 3–7 września 2018 r., Kielce: 11–33.
- Filonowicz P., 1962 — Eifel dolny w antyklinie godowskiej. *Kwart. Geol.*, 6, 3.
- Filonowicz P., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Słupia Nowa (M34-43A). Wyd. Geol., Warszawa.

- Filonowicz P., 1968 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Słupia Nowa (M34-43A). Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P., 1969 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn (816). Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P., 1970 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn (816). Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P., 1972 — Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świątokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1: 105–116.
- Filonowicz P., 1973 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kielce (815) wraz z Objąszeniami. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P., 1977 — Uwagi o dewonie w regionie kieleckim i łysogórskim. *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 942–944.
- Gilewska S., 1972 — Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Geomorfologia Polski. **1**. Polska Południowa. Góry i wyżyny (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.
- Gilewska S., 1991 — Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. W: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze (L. Starkel, red.). PWN, Warszawa.
- Głazek J., Kutek J., 1972 — The Holy Cross Mts area in the Alpine distrophic cycle. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. Geogr.*, **14**, 4.
- Gruszczyński M., Bolesław J. Kowalski, Sołtysik R., 2004a — Stanowiska: Łysa Góra, Nowa Słupia, Cząstków–Pokrzywianka. Zapis w rzeźbie i osadach neotektonicznej i współczesnej aktywności paleozoicznej dyslokacji łysogórskiej. W: 3. Świątokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne „Rzeźba i osady czwartorzędowe na tle struktur starszego podłoża obszaru Polski (R. Sołtysik, red.). Kielce: 85–95.
- Gruszczyński M., Kowalski B.J., Sołtysik R., Hercman H., 2004b — Tectonic origin of the unique Holocene travertine from the Holy Cross Mts.: microbially and abiologically mediated calcium carbonate, and manganese oxide precipitation. *Acta Geol. Pol.*, **54**, 1: 61–76.
- Gürich G., 1891 — Ein neuer Fundpunkt von Mittelcambrium im polnischen Mittelgebirge. *Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal.*, 1.
- Gürich G., 1892 — Ueber eine cambrische Fauna von Sandomir in Russisch-Polen. *Neues Jb. Miner.*
- Gürich G., 1896 — Das Paläozoicum im polnischen Mittelgebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges. Bd.*, 47.
- Gürich G., 1899–1901 — Nachträge zum Palaeozoicum des Polnischen Mittelgebirges. *Neues Jb. Miner. Beil.-Bd.*, 13.
- Jarmułowicz-Łozińska H., 1961 — Czwartorzędowe ruchy tektoniczne w Lesie Czyżowskim w północno-wschodniej części Gór Świątokrzyskich. *Biul. Geol. UW*, 1: 43–49.
- Jaroszewski W., 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów neorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świątokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 38: 1–210.
- Jaśkowski B., 1996 — Geneza i wiek wydm Gór Świątokrzyskich w świetle datowań ¹⁴C i TL. *Zesz. Nauk. P. Śl., Ser. Mat.-Fiz.*, 80. *Geochronom*, 14: 31–46.
- Jaśkowski B., 1999 — Związek późnovistuliańskich procesów wydmotwórczych w regionie świątokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 1032–1038.
- Jaśkowski B., Kowalski B.J., 1993 — Stożki napływowe w obrębie holocenińskiego dna środkowej Lubrzanki. W: Mat. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geograf. Streszczenia referatów. Kielce: 47–49.
- Jaśkowski B., Kowalski B.J., Sołtysik R., 2002 — Pokrywy wietrzeniowe na północnym stoku Łysej Góry w Górach Świątokrzyskich – problem ich wieku oraz peryglacialnej i współczesnej dynamiki.

- W: 2. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne. Peryglacja plejstoceniowa w osadach i rzeźbie obszaru Polski (R. Sołtysik R., red.). Jodłowy Dwór pod Świętym Krzyżem, 9–11.05.2002 r. Kielce: 59–77.
- Jaśkowski B., Sołtysik R., 1996 — Morfologiczne uwarunkowania wybranych torfowisk Gór Świętokrzyskich. W: *Mat. 45. Zjazdu Pol. Tow. Geograf. Słupsk–Ustka*: 88–89.
- Jaworowski K., Sikorska M., 2004 — Związek jednostki łysogórskiej z kratonem wschodnioeuropejskim na tle badań sedymentologiczno-petrograficznych osadów kambru. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 61: 13–15.
- Jersak J., 1965 — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. *Acta Geogr. Lodz.*, 20.
- Jersak J., 1969 — Stratigraphy of loesses in Poland on the Basis of Studies in the Foreland of the Świętokrzyskie Mts. *Biul. Perygl.*, 19: 175–219.
- Jersak J., 1973 — Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 32: 8–139.
- Jersak J., Sendobry K., Śnieżko Z., 1992 — Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce. *Pr. Nauk. UŚ*, 1227.
- Jurewicz E., Mizerski W., 1992 — Nowe dane o budowie geologicznej antykliny Bronkowic. *Biul. Geol.*, 32: 121–145.
- Jurkiewicz H., 1974 — Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, 18, 1.
- Jurkiewicz H. (red.), 1976 — Stan badań mezozoiku NW i N obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 24, 8.
- Juskowiak O., Lendzion K., Ryka W., Żak Cz., 1963 — Atlas geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 2. Prekambr, eokambr, kambr. Inst. Geol., Warszawa.
- Karaszewski W., 1960 — Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, 4, 3.
- Karaszewski W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 3.
- Karaszewski W., 1965 — O środkowoliasowym wieku flory z Chmielowa pod Ostrowcem i jej znaczeniu dla stratygrafii kontynentalnej jury. *Kwart. Geol.*, 9, 2.
- Karaszewski W., 1970 — Rozprzestrzenienie utworów liasu we wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 14, 2.
- Karaszewski W., Konecka-Betley K., Lindner L., Prószyński M., 1977 — Wąchock – pozycja stratygraficzna osadów plejstoceniowych ze szczególnym uwzględnieniem kompleksu lessowego i występujących w nim gleb kopalnych. W: *Przew. Symp. Teren. Czwartorzęd zachodniej części regionu Świętokrzyskiego*: 94–103.
- Kardymowicz I., 1960 — Tufit z Barczy koło Zagnańska. *Kwart. Geol.*, 4, 3.
- Kardymowicz I., 1961 — Z petrografii skał tufogenicznych karbonu dolnego w Zarębach koło Łagowa. *Kwart. Geol.*, 5, 4.
- Kardymowicz I., 1967 — Intruzje mniejsze Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 197: 329–392.
- Kasprzyk A., 1995 — Zechstein Anhydrites NW of the Holy Cross Mts. (Upper Permian, Central Poland): facies and palaeogeography. *Geol. Quart.*, 39, 4: 489–512.
- Kielan Z., 1956 — Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 6, 3.
- Kielan Z., 1959 — Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms Bohemia and Scandinavia. *Paleont. Pol.*, 11: 1–198.
- Klatka T., 1962 — Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 12.
- Klatka T., 1965 — Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Gleboznawcze*, 15.
- Klatka T., 1968 — Holocenijskie procesy rzeźbotwórcze w obszarze Gór Świętokrzyskich. *Folia Quatern.*, 29: 89–95.
- Kleczkowski A.S., 1970 — Rudy żelaza w utworach pstręgo piaskowca północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Muz. Ziemi*, 15, 1.

- Kobendza R., 1939 — Gołoborza i ich stosunek do lasu w Górach Świętokrzyskich. *Inst. Bad. Lasów Państw.*, Ser. A, 43: 1–76.
- Konon A., 2007 — Strike-slip faulting in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **57**, 4: 415–441.
- Konon A., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Prz. Geol.*, **56**, 10: 921–926.
- Kopik J., 1970 — Retyk. W: *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich* (H. Senkowiczowa, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **56**: 49–63.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1966 — Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 54.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1972 — Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego w Górach Świętokrzyskich (Pasma Jeleniowskie–Dolina Kamiennej). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **42**, 1: 93–104.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1986a — Relationship between relief and tectonics on the north-eastern border of the Holy Cross Mountains. *Miscellanea Geogr.*, **2**: 31–40.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1986b — Analiza kierunków dolin jako przejawu zjawisk neotektonicznych (na przykładzie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). W: *Mat. i Sesje Nauk. Inst. Fizycznogeogr. UW*: 75–86.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1994 — Late Quaternary tectonic and deglaciation. A case of the Szydłowiec region (NE Margin of the Holy Cross Mts.). *Miscellanea Geogr.*, **6**: 27–30.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1998 — Wpływ spękań ciosowych na kierunkowość rzeźby (na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). *Wyd. Geogr. i Studiów Reg. UW*.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 2000 — Wpływ drobnych struktur tektoniki dysjunktywnej na kierunkowość rzeźby w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.*, **4**: 171–208.
- Kotański Z., 1959 — Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Kowalczewski Z., 1963 — Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, **7**, 3.
- Kowalczewski Z., 1968 — Zlepieńce miedzianogórskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **16**, 1.
- Kowalczewski Z., 1970 — Studia tektoniczne nad kaledonikiem Gór Świętokrzyskich. Badania starszego paleozoiku rejonu Cisowa i Wiśniówki [maszynopis]. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce*.
- Kowalczewski Z., 1971a — Podstawowe problemy geologiczne dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **15**, 2: 263–283.
- Kowalczewski Z., 1971b — Główne rysy tektoniki Gór Świętokrzyskich. W: *Przew. 43. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kraków.
- Kowalczewski Z., 1974 — Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 275: 11–53.
- Kowalczewski Z., 1975 — Studium tektoniczne pasma Klonowskiego i Masłowskiego [maszynopis]. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce*.
- Kowalczewski Z., 1976 — Tektonika i tektogeneza paleozoiku i mezozoiku Gór Świętokrzyskich. Rozpoznanie budowy geologicznej i wyjaśnienie genezy anomalii magnetycznych rejonu Janowic–Nieskurzowa [maszynopis]. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce*.
- Kowalczewski Z., 1981 — Węzłowe problemy tektoniki trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **29**, 7: 334–340.

- Kowalczewski Z., 1996 – Kambr. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i obszarach ościennych (Z. Kowalczewski, red.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Kowalczewski Z., 2000 — Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzysko-nidziańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). *Pr. Inst. Geogr. WSP*, **4**: 7–66, Kielce.
- Kowalczewski Z., Dadlez R., 1996 — Tectonics of the Cambrian in the Wiśniówka area (Holy Cross Mts., Central Poland). *Kwart. Geol.*, **40**, 1: 23–45.
- 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: 341–378.
- Kowalczewski Z., Kowalski B.J., 2000 — Zarys budowy geologicznej. W: Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego (S. Cieśliński, A. Kowalkowski, red.). Świętokrzyski Park Narodowy, Bodzentyn–Kraków: 51–100.
- Kowalczewski Z., Kowalski B., Janiec J., 1989 — Wpływ budowy geologicznej na rzeźbę Pasma Klonowskiego w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 362: 65–95.
- Kowalczewski Z., Kuleta M., Lisik R., Moczyłowska M., 1986 — Nowe dane o skałach kambru i dolnego ordowiku z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **30**, 2: 201–228.
- Kowalczewski Z., Lenartowicz L., 1975 — Profil permu w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **19**, 3.
- Kowalczewski Z., Lendzion K., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Kambr. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski, red.) [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Kowalczewski Z., Rup M., 1981 — Perm górny w Górach Świętokrzyskich [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kowalczewski Z., Rup M., 1989 — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 362: 5–39.
- Kowalczewski Z., Studencki M., 1983 — Budowa geologiczna Góry Krzemianki koło Kielc. *Kwart. Geol.*, **27**, 4: 695–702.
- Kowalczewski Z., Turnau E., 1997 — Nowe dane o skałach paleozoicznych z okolic Klonowa i Bostowa w Górach Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 53: 116–118.
- Kowalczewski Z., Żylińska A., Szczepanik Z., 2006 — Kambr w Górach Świętokrzyskich. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (S. Skompski, A. Żylińska, red.). 67. Zjazd Naukowy Pol. Tow. Geol., Ameliówka: 14–27.
- Kowalski B. J., 1978 — Udział peryglacialnych osadów stokowych w budowie tarasu wysokiego Lubrzanki. *Kwart. Geol.*, **22**, 2: 379–394.
- Kowalski B., 1988 — Rozwój rzeźby przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w czwartorzędzie. *Prz. Geogr.*, **60**, 4: 635–655.
- Kowalski B.J., 1993a — Tektoniczne uwarunkowania Doliny Kielecko-Łagowskiej i niektóre problemy morfologicznego jej rozwoju. W: Przew. terenowy 42. Zjazdu Pol. Tow. Geograf. Kielce: 45–53.
- Kowalski B.J., 1993b — Neotektoniczna przebudowa układu sieci rzecznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich. W: Mat. 2. Zjazdu Geomorf. Polskich. Łądek Zdrój: 38–39.
- Kowalski B.J., 1995 — Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci wodnej. *Prz. Geol.*, **43**, 4: 307–316.
- Kowalski B.J., 1996 — Powierzchniowe procesy egzogeniczne a tektoniczna aktywność uskoku środkowej Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **44**, 1: 49–54.

- Kowalski B.J., 1998 — Uskoki w czwartorzędowych pokrywach fluwialnych doliny Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. W: Mat. 3. Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość. Kraków: 34–35.
- Kowalski B.J., 2000a — Morfologiczne konsekwencje współcześnie aktywnych uskoków paleozoicznych w środkowej części Gór Świętokrzyskich. W: Mat. 5. Zjazdu Geomorf. Pol. Toruń: 228–231.
- Kowalski B.J., 2000b — Rzeźba. W: Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego (S. Cieśliński, A. Kowalkowski, red.). Bodzentyń–Kraków: 107–128.
- Kowalski B., Gromada E., Swałdek M., 1980 — Gлина zwałowa z doliny Wilkowskiej w Górach Świętokrzyskich w świetle badań granulometryczno-petrograficznych. *Stud. Kieleckie*, 1/25: 7–23.
- Kowalski B., Jaśkowski B., 1986 — Litologiczno-strukturalne uwarunkowania teras krioplanacyjnych na stokach masywu Łysej Góry w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geogr.*, 58, 3: 493–514.
- Kowalski B.J., Jaśkowski B., 1993 — Przejawy tektonicznej mobilności strefy uskokowej środkowej Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. W: Mat. Konf. Neotektonika Polski. Metodyka, datowania, przykłady regionalne. Kraków: 20–21.
- Koziński W., 1956 — W sprawie wieku i genezy gołoborzy na szczycie Św. Katarzyny. *Prz. Geol.*, 5: 221–223.
- Kozłowski W., 2008 — Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Lysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, 58, 1: 43–74.
- Kozłowski W., Domańska-Siuda J., Nawrocki J., Pecskey Z., 2004 — The provenance of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Pr. Spec. Pol. Tow. Miner.*, 24: 251–254.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J., 1952 — Zarys geologii Polski. PWN, Warszawa.
- Kuleta M., Kowalczewski Z., Zbroja S., Romanek M., Lenartowicz L., Fijałkowska A., 1995 — Analiza strukturalna i paleogeograficzna permu i triasu w Górach Świętokrzyskich [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. 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: 109–111.
- Kuleta M., Zbroja S., 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (S. Skompski, A. Żylińska, red.). 77. Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka: 105–125.
- Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2000 — Wody powierzchniowe i podziemne. W: Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego (S. Cieśliński, A. Kowalkowski, red.). Bodzentyń–Kraków: 147–167.
- Kutek J., Głazek J., 1972 — The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, 22, 4: 603–653.
- Kuźniar C., 1933 — Złoże syderytu i pirytu w Rudkach pod Nową Słupią. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 37.
- Kuźniar C., 1936 — Badania geologiczne wykonane w roku 1935 w Rudkach pod Nową Słupią. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 44.
- Lamarche J., Mansy J.L., Bergerat F., Averbuch O., Hakenberg M., Lewandowski M., Stupnicka E., Świdrowska J., Wajsprych B., Wieczorek J., 1999 — Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. *Tectonophysics*, 313, Issue, 1: 171–186.

- Lamarche J., Mansy J. L., Szulczewski M., Lewandowski M., 2000 — Pre-Variscan, Variscan and Alpine partitioning deformation in the Holy Cross Mts. (Poland). Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Projects. Zakopane/Holy Cross Mountains, Poland. Abstracts: 56–59.
- Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J.L., Świdrowska J., Wieczorek J., 2002 — Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). *Tectonophysics*, 357: 55–80.
- Lindner L., 1970 — Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3: 635–645.
- Lindner L., 1971 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 35: 1–113.
- Lindner L., 1972 — Plejstocen północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1: 117–124.
- Lindner L., 1977 — Zlodowacenia plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 53.
- Lindner L., 1980 — Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 3: 689–710.
- Lindner L., 1982a — South-Polish glaciations (Nidanian, Sanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **32**, 3–4: 163–177.
- Lindner L., 1982b — Problematyka czwartorzędu zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **26**: 209–227.
- Lindner L., 1984 — Region świętokrzyski. Eoplejstocen. Mezoplejstocen. W: Budowa geologiczna Polski (S. Sokółowski, J.E. Mojski, red.). **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa.
- Lindner L., 1988 — Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, **36**, 1: 31–39.
- Lindner L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa.
- Lindner L., 2004 — Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. W: 3. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne nt. Rzeźba i osady czwartorzędowe na tle struktur starszego podłoża obszaru Polski (R. Sołtysik, red.). Kielce: 33–36.
- Lindner L., Bogucki A., 2002 — Pozycja wiekowa środkowo- i późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacialnych w środkowo-wschodniej Europie. W: 2. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne nt. Peryglacja plejstocenijska w osadach i rzeźbie obszaru Polski (R. Sołtysik, red.). Jodłowy Dwór pod Świętym Krzyżem, 9–11.05.2002 r. Kielce: 33–35.
- Lindner L., Dzieżek J., 2013 — Zlodowacenia i interglacjały w plejstocenie regionu świętokrzyskiego (nowe ujęcie). W: Od Czarnohory po Góry Świętokrzyskie – geologiczne peregrynacje. Polsko-Ukraińska Sesja Nauk., Warszawa–Bocheniec: 39–44.
- Lindner L., Grzybowski K., 1980 — Starsze stadiały zlodowacenia środkowopolskiego na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W: Przew. Sem. Teren. Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE, UMCS: 40–41.
- Lindner L., Grzybowski K., 1982 — Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **32**, 3–4: 191–206.
- Lindner L., Marks L., 2012 — O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, **60**, 1: 36–45.
- Lindner L., Marks L., Nita M., 2013 — Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International*, **292**: 113–123.

- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985 — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (saalian) między górną Wartą i Bugiem. *Prz. Geol.*, **33**, 2: 57–64.
- Lindner L., Rzętkowska-Orowiecka A., 1998 — New data on interglacial sediments at Zakrucze near Małogoszcz, the Holy Cross Region. *Geol. Quart.*, **42**, 2: 201–208.
- Lindner L., Siennicka-Chmielewska A., 1995 — Loesses and their Bedrock in the Southeastern Part of the Miechów Upland (S. Poland). *Ann. UMCS, Sec. B*, 50: 75–90.
- Lindner L., Wojtanowicz J., 1997 — Korelacja schematów stratygraficznych plejstocenu wyżyn południowopolskich – zarys problematyki. *Prz. Geol.*, **45**, 1: 76–80.
- Lindner L., Wojtanowicz J., Kusiak J., 1999 — Datowany TL profil lessowy w Bodzechowie nad Kamienną i jego znaczenie dla stratygrafii plejstocenu Wyżyny Sandomierskiej. *Prz. Geol.*, **47**, 2: 163–167.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005 — A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20. PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Ludwikowska M., 1993 — Holocenijskie osady dna doliny Belnianki. W: Przew. terenowy 42. Zjazdu Pol. Tow. Geogr. Kielce: 41–43.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000 — Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie. Wyd. Dialog, Warszawa.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2001 — Uwagi dotyczące rzeźby, cech i wieku osadów rejonu torfowiska Białe Ługi. W: Rezerwat torfowiskowy Białe Ługi (S. Żurek, red.). Wyd. Homini, Bydgoszcz: 41–46.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2007a — Uwagi o budowie i wieku plejstocenijskich teras doliny rzeki Belnianki na odcinku Smyków – Słupiec Szlachecki (Góry Świętokrzyskie). W: Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady (E. Smolska, D. Giriat, red.). UW, WGiSR, Warszawa: 269–286.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2007b — Wybrane cechy strukturalne i teksturalne deluwii Pasma Bielińskiego w rejonie Huty Starej Koszary i ich wymowa paleogeograficzna. W: Różnorodność środowiska geograficznego Gór Świętokrzyskich w badaniach regionalnych (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red.). Nauki Geograficzne w Badaniach Regionalnych, 8. IG AŚ w Kielcach: 95–114.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2013 — The assemblages of transparent heavy minerals in Quaternary sediments of the Kielce-Łągów Valley (Holy Cross Mountains, Poland). *Geologos*, **19**, 1–2: 95–129.
- Ludwikowska-Kędzia M., Nita M., 2002 — Osady interglacjału mazowieckiego w rejonie torfowiska Białe Ługi (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, **50**, 10/1: 875–878.
- Ludwikowska M., Olszak I., 1997 — Cechy litofacialne i wiek osadów teras wysokich doliny rzeki Belnianki w centralnej części Gór Świętokrzyskich. W: 4. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Kamieniec Żąbkowicki: 219.
- Ludwikowska-Kędzia M., Olszak I., 2009 — Litologia i stratygrafia peryglacialnych osadów stokowych Pasma Bielińskiego w rejonie Huty Starej Koszary. W: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red.). Inst. Geogr. UJK w Kielcach: 75–89.
- Ludwikowska-Kędzia M., Pawelec H., 2011 — Osady glacialne w rejonie Mąchocic Kapitulnych. W: Geologia i geomorfologia Regionu Świętokrzyskiego (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red.). Inst. Geogr. UJK w Kielcach: 71–87.
- Ludwikowska-Kędzia M., Pawelec H., 2014 — Depositional environment of the glacial deposits from the Holy Cross Mountains (Poland) – interpretation based on macro- and microstructure analyses. *Geol. Quart.*, **58**, 4: 807–826.

- Ludwikowska-Kędzia M., Pawelec H., Adamiec G., 2015 — Depositional environment of the glacial deposits from the Napęków Hills (Holy Cross Mountains, Poland) – interpretation based on macro- and microstruktural analyses. *Geologos*, **21**, 4: 261–284.
- Ludwikowska-Kędzia M., Smolska E., 2007 — Wskaźnikowe cechy uziarnienia aluwii i ich znaczenie we wnioskowaniu o dynamice procesu. *Prz. Geol.*, **55**, 3: 200–202.
- Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M., Nita M., 2004 — Holoceneskie aluwia doliny Łagowicy pod Łagowem i ich związek z budową podłoża. W: 3. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne. Rzeźba i osady czwartorzędowe na tle struktur starszego podłoża obszaru Polski (R. Sołtyś, red.). Kielce: 36–37.
- Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M., Olszak I., Bluszczyk A., 2006 — Litostratygrafia plejstoceneskiego tarasu wysokiego doliny Łagowicy w rejonie Masłowca (SE część Gór Świętokrzyskich). *Prz. Geol.*, **54**, 11: 953–962.
- Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M., Wałek G., 2018 — Peryglacialne warunki sedymentacji i litostratygrafia osadów plejstoceneskich w rejonie Huty Starej i Koszar k. Bielin (NE stoki Pasma Bielińskiego – dolina górnej Belnianki). W: Przew. 25. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich (M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, red.). Huta Szklana, 3–7 września 2018 r., Kielce: 181–189.
- Łabędzki J., 1969 — Petrografia szarogłazów sylurskich synkliny bardziańskiej (Góry Świętokrzyskie) [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Łobanowski H., 1971 — Devon dolny (górnym ems) w zachodniej części Pasma Klonowskiego w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 4.
- Łoziński W., 1909 — O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. *Bull. Intern. Acad. Pol.*: 1–25.
- Łoziński W., 1912 — Facje periglacialne mechanicznego wietrzenia. W: 11. Congr. Geol. Intern. Stockholm. *Naturwiss Wschr.*, 41.
- Łyczewska J., 1971 — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **64**.
- Łyczewska J., 1972 — Niektóre problemy czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **42**, 1: 81–92.
- Mader A., Wojtyna H., Szrek D., 2011 — Walory geoedukacyjne i geoturystyczne obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich między Skarżyskiem a Ostrowcem Św. Projekt geoparku Dolina Kamiennej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Malec J., 1989 — Stratygrafia syluru antykliny niewachłowskiej. *Kwart. Geol.*, **33**, 2: 373–374.
- Malec J., 1990 — Profil górnego syluru i dolnego dewonu z północnej części Kielc w aspekcie regionalnym. *Kwart. Geol.*, **34**, 4: 778–780.
- Malec J., 1991 — Szarogłazy niewachłowskie w profilu górnego syluru regionu południowego Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **35**, 2: 284–285.
- Malec J., 1993 — Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **37**, 4: 501–536.
- Malec J., 1995 — Jednostki litostratygraficzne z pogranicza dewonu dolnego i środkowego z dewonu środkowego i górnego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. W: Korelacje litostratygraficzne, biostratygraficzne i geochemiczne utworów dewonu w Górach Świętokrzyskich [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Malec J., 1996a — Charakter sedymentacji osadów starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 52: 82–85.

- Malec J., 1996b — Studium porównawcze formacji rzepińskiej w regionie łysogórskim i kieleckim na tle stratygrafii osadów pogranicza syluru i dewonu obszaru świętokrzyskiego [maszynopis]. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.
- Malec J., 2002 — Stratygrafia utworów z pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Malec J., 2004 — Środowisko sedymentacji osadów kambru w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 61: 53–55.
- Malec J., 2005 — Litostratygrafia pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 415: 5–58.
- Malec J., 2006 — Sylur w Górach Świętokrzyskich. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (S. Skompski, A. Żylińska, red.). 77. Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka: 36–50.
- Malec J., 2012 — Warstwy świętomarskie dewonu środkowego w Górach Świętokrzyskich w świetle badań sedymentologicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 452: 151–166.
- Malec J., Racki G., 1993 — Givetian and Frasnian ostracod associations from the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, 37, 2–4: 359–384.
- Malec J., Tarnowska M., Lenartowicz L., Fijałkowska A., Turnau E., Romanek A., Filipiak P., 1995 — Korelacje litostratygraficzne, biostratygraficzne i geochemiczne utworów dewonu w Górach Świętokrzyskich [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Malec J., Turnau E., 1997 — Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzewice-Skały section, Holy Cross Mountains, Poland. *Bull. of the Polish Acad. of Sciences, Earth Sciences*, 45, 1: 67–86.
- Malec J., Mader A., Salwa S., Wojtyna H., 2011 — Dokumentacja geologiczna badawczego otworu wiertniczego Bostów PIG 1 [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Marcinkiewicz T., 1955 — Geologia okolic Jawora Opatowskiego, Warszówka i Wydrzyszowa [maszynopis wraz z mapą, praca magisterska]. Arch. Zakł. Wyd. Geol. UW, Warszawa.
- Mariańczyk E., 1973 — Nowe dane o geologii rejonu Bronkowic. *Prz. Geol.*, 21, 3: 158–160.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mastella L., Mizerski W., 2002 — Budowa geologiczna jednostki łysogórskiej (Góry Świętokrzyskie) na podstawie analizy zdjęć radarowych. *Prz. Geol.*, 50, 9: 767–772.
- Michalski A., 1883 — Krótkie sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych latem 1882 r. *Pam. Fizjogr.*, 3, 2.
- Michalski A., 1884 — Badania geologiczne, dokonane w 1883 roku w północno-zachodniej części gubernii radomskiej i kieleckiej. *Pam. Fizjogr.*, 4, 2.
- Michalski A., 1888 — Przedworitelnyj otczot po izsledowaniam preizwiedionym w jużnoi czasti Radomskoj Gubierni. *Izw. Geol. Kom.*, 7.
- Michniak R., 1969 — Petrografia górnego prekambru (ryfeju) i kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 30.
- Michniak R., Orłowski S., 1963 — Uwagi o tablicy stratygraficznej prekambru i kambru w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 11, 6.
- Migaszewski Z., 1995 — Występowanie skał piroklastycznych w utworach karbonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 43, 1: 7–10.

- Migaszewski Z., 1998 — Wstępne badania petrograficzne szarogłazów paleozoicznych z Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 379: 21–39.
- Migaszewski Z.M., Salwa S., Durakiewicz T., 1999 — Skały krzemionkowe dewonu i karbonu Gór Świętokrzyskich – nowa koncepcja genezy. *Prz. Geol.*, **47**, 9: 818–824.
- Milewicz J., Pawłowska K., 1961 — Atlas geologiczny Polski 1:300 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 7. Perm. Inst. Geol., Warszawa.
- Mizerski W., 1979 — Tectonics of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 1: 1–38.
- Mizerski W., 1988 — Ewolucja tektoniczna regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **36**, 1: 46–52.
- Mizerski W., 1991 — Ewolucja tektoniczna regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Wyd. UW, Warszawa.
- Mizerski W., 1992 — Tektonika utworów kambryjskich obszaru świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, **40**, 3: 142–146.
- Mizerski W., 1994 — Ewolucja paleotektoniczna kambru świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, **42**, 9: 721–727.
- Mizerski W., 1995 — Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in Central Europe. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 372: 1–47.
- Mizerski W., 1998 — Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **46**, 4: 337–342.
- Mizerski W., 2004a — Spękania w osadach czwartorzędowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich, ich związek ze strukturami podłoża i wpływ na ukształtowanie terenu. W: 3. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne. „Rzeźba i osady czwartorzędowe na tle struktur starszego podłoża obszaru Polski (R. Sołtysik, red.). Kielce: 37–38.
- Mizerski W., 2004b — Holy Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. *Prz. Geol.*, **52**, 8/2: 774–779.
- Modliński Z., Szymański B., 1996a — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Ordowik. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski, red.) [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Modliński Z., Szymański B., 1996b — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Sylur. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski, red.) [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Modliński Z., Szymański B., 2001a — The Silurian of the Nida, Holy Cross Mts. and Radom areas, Poland – a review. *Geol. Quart.*, **45**, 4: 435–454.
- Modliński Z., Szymański B., 2001b — The Ordovician stratigraphy and palaeogeography of the Nida-Holy Cross Mts. area, Poland – a review. *Geol. Quart.*, **45**, 4: 417–433.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawska A., 1992 — Perm na tarasie świętokrzyskim. *Prz. Geol.*, **40**, 4: 216–223.
- Narkiewicz M., Racki G., Skompski S., Szulczewski M., 2006 — Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (S. Skompski, A. Żylińska, red.). 77. Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka: 51–77.
- Narkiewicz M., Racki G., Wrzołek T., 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 433–456.
- Orłowski S., 1968a — Kambr antykliny łysogórskiej Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. UW*, 10: 153–218.
- Orłowski S., 1968b — Fauna kambryjskiego górnego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **18**, 2: 257–291.
- Orłowski S., 1974 — Lower Cambrian biostratigraphy in the Holy Cross Mts. based on the trilobite family Olenellidae. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1.

- Orłowski S., 1975 — Jednostki stratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **25**, 3: 431–448.
- Orłowski S., 1981 — Stratygrafia kambru Gór Świętokrzyskich. Ogólna charakterystyka rozwoju badań. W: Przew. 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol. (H. Żakowa, red.). Kielce: 19–27.
- Orłowski S., 1985 — Lower Cambrian and its trilobites in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **35**, 3–4: 231–250.
- Orłowski S., 1988 — Stratigraphy of the Cambrian System in the Holy Cross Mts. *Kwart. Geol.*, **32**, 3–4: 525–531.
- Orłowski S., 1992a — Cambrian stratigraphy and stage subdivision in the Holy Cross Mountains, Poland. *Geol. Mag.*, **129**, 4: 471–474.
- Orłowski S., 1992b — Kambry w Górach Świętokrzyskich (w 100-lecie odkrycia). *Prz. Geol.*, **40**, 3: 137–143.
- Orłowski S., 1997 — Fundamental stratigraphic problem of the Cambrian in the Holy Cross Mts. – discussion. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 77–84.
- Orłowski S., Mizerski W., 1995a — Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, **43**, 1: 11–14.
- Orłowski S., Mizerski W., 1995b — Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, **43**, 12: 1051–1052.
- Orłowski S., Mizerski W., 1996 — The Cambrian rocks and their tectonic evolution in the Dyminy Anticline of the Holy Cross Mts. *Kwart. Geol.*, **40**, 3.
- Orłowski S., Radwański A., Roniewicz P., 1970 — The trilobite ichnocoenoses in the Cambrian sequences of the Holy Cross Mountains. *Geol. Jour. Spec. Issue*, **3**: 345–360.
- Orłowski S., Radwański A., Roniewicz P., 1971 — Ichnospecific variability of the Upper Cambrian *Rusophycus* from the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 3: 341–349.
- Osmólska H., 1962 — Famennian and Lower Carboniferous *Cyrtosymbolinae* (Trilobita) from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Paleont. Pol.*, **7**, 1–2.
- Pajchel M., 1957 — Devon w profilu Grzegorzowice–Skały wraz ze szkicem geologicznym okolic Grzegorzowice w skali 1:25 000. Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **122**, 2.
- Pajchel M., 1959a — Zagadnienia stratygrafii i rozwoju facji dewonu w Polsce. *Prz. Geol.*, **7**, 2.
- Pajchel M., 1959b — Atlas Geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 5. Devon. Inst. Geol., Warszawa.
- Pajchel M., 1968 — Devon. W: Budowa Geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 1. Prekambry i Paleozoik. Inst. Geol., Warszawa.
- Panek O., 1953 — Sprawozdanie z prac terenowych wykonanych w wąwozie Trzcianki pod Chybicami [maszynopis] wraz z mapą geologiczną w skali 1:12 500. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pawelec H., Ludwikowska-Kędzia M., 2016 — Macro- and micromorphologic interpretation of relict periglacial slope deposits from the Holy Cross Mountains, Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*, **27**, 2: 229–247. DOI: 10.1002/ppp.1864.
- Pawłowska K., 1961 — W sprawie wieku warstw bostowskich w związku z problemem granicy pomiędzy sylurem i dewonem w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **5**, 3.
- Pawłowska K., 1964 — O podziale cechsztynu Gór Świętokrzyskich na cztery cykle sedymentacyjne. *Prz. Geol.*, **12**, 9.
- Pawłowska K., 1968 — Perm. W: Budowa Geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 1. Prekambry i Paleozoik. Inst. Geol., Warszawa.

- Pieńkowski G., 1983 — Środowiska sedymentacyjne dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **31**, 4.
- Pieńkowski G., 1989 — Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm-trias w Polsce. *Prz. Geol.*, **37**, 5.
- Pieńkowski G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, 12: 1–152.
- Piwocki M., 2004 — Paleogen. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 22–71.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Neogen. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 71–133.
- Porębska E., 2002 — Paleobiogeografia masywu małopolskiego i bloku łysogórskiego w środkowym sylurze na podstawie badań graptolitów. *Prz. Geol.*, **50**, 12: 1220–1221.
- Pożaryski W., 1977 — The Caledonian Epoch in the Epi-Gothian Platform and Its border Zone. The Early Alpine (Laramide) Epoch in the Platform Development East of the Fore-Sudetic and Silesian-Cracovian Monoclines. W: Geology of Poland, 4.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1993 — Stratygrafia osadów środkowoplejstocenijskich w przełomie Wisły przez wyżyny południowopolskie w świetle analiz termoluminescencyjnych (komunikat wstępny). *Prz. Geol.*, **41**, 2: 103–106.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994 — Rozwój plejstocenijskiej doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Prz. Geol.*, **42**, 7: 523–531.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1995 — The Four Scandinavian Glaciations in the Vistula Gap of South Polish Uplands. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **43**, 1: 17–27.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 2002 — Wiek utworów glacialnych nad dolną Kamienną według analizy geomorfologiczno-litostratygraficznej, datowania metodą TL oraz analizy składu petrograficznego. *Prz. Geol.*, **50**, 1: 87–90.
- Przybyłowicz T., Stupnicka E., 1991 — Przejawy wulkanizmu w ordowiku i sylurze południowej części Gór Świętokrzyskich. *Archiwum Mineralogiczne*, 47: 137–154.
- Ptaszyński T., 2000 — Lower triassic vertebrate footprints from Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Paleont. Pol.*, **45**, 2: 151–194.
- Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006 — Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. *Prz. Geol.*, **54**, 6: 525–533.
- Pusch G.G., 1836 — Geognostisch Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. Bd 1–2. Stuttgart.
- Pusch J.B., 1836–1846 — Mapa geognostyczna Królestwa Polskiego poprawiona na podstawie nowszych spostrzeżeń. *Pam. Fizjogr.*, **2**.
- Pusch J.B., 1882 — Nowe przyczynki do geognozyi Polski. *Pam. Fizjogr.*, **2**.
- Racki G., Narkiewicz M., 2000 — Tektoniczne a eustatyczne uwarunkowania rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, **48**, 1: 65–76.
- Radłowska C., 1963 — Rzeźba południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 38.
- Radłowska C., 1967a — Charakterystyka geomorfologiczna Gór Świętokrzyskich. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, **4**, 17: 51–69.
- Radłowska C., 1967b — Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geogr.*, **39**, 3.

- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S., 2015 — An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111: 94–106.
- Roemer F., 1866 — Geognostische Beobachtungen im Polnischen Mittelgebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* Bd, 18.
- Romanek A., 1994 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrowiec Świętokrzyski (818). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Romanek A., 1995 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Ostrowiec Świętokrzyski (818). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Romanek A., 2007 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce (58). Wydanie A i B. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Romanek A., Rup M., 1989 — Szarogłazy z Jurkowic na tle górnosylurskiej serii szarogłazowej południowej części Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 362: 41–61.
- Romanek A., Złonkiewicz Z., 1992 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz (59). Wyd. B — mapa bez utworów czwartorzędowych. Mapa podstawowa w skali 1:50 000, ark. Nowa Słupia (817). PAE S.A., Warszawa.
- Rożkowska M., 1956 — Pachyphyllinae from the Middle Devonian of the Holy Cross Mts. Part. 1. *Acta Paleont. Pol.*, 1, 4.
- Różycki S.Z., 1972a — Plejstocen Polski Środkowej. PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972b — Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 42, 1: 67–79.
- Rubiniowski Z., 1971a — Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna. *Biul. Inst. Geol.*, 247: 1–167.
- Rubiniowski Z., 1971b — Strefowość okruszczenia ołowiu-cynkowo-barytowego w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 241.
- Rubiniowski Z., Kowalczewski Z., Lenartowicz L., Wróblewski T., 1966 — Metalogeneza trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* (wyd. specjalne).
- Rydzewski B., 1924 — Wapień muszlowy nad Kamienną. *Tow. Przyj. Nauk. Wilno*, 1.
- Ryka W., Znosko J., 1996 — Intruzje magmowe. Tektonika paleozoiku. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski, red.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Salwa S., 1997 — Żyły kwarcowe w zachodniej części jednostki łysogórskiej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 53: 110–111.
- Salwa S., 2000 — Kontakt tektoniczny kambryjskiej serii mułowcowo-ilastej i ortokwarcytów na Górze Wiśniówce. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 56: 127–128.
- Salwa S., 2002a — Tektonika skał staropaleozoicznych z Pobroszyna koło Opatowa w Górach Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 58: 103–104.
- Salwa S., 2002b — Charakter uskoków poprzecznych w okolicy Wiśniówki. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 58: 136–137.
- Salwa S., 2002c — Deformacje tektoniczne skał staropaleozoicznych – zachodni odcinek jednostki łysogórskiej, Góry Świętokrzyskie. *Prz. Geol.*, 50, 12: 1221.
- Salwa S., 2003 — Mapa sieci współczesnych uskoków i mapa strukturalna spągu permu w NW części obrzeżenia permsko-mezozoicznego regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 59: 111–113.

- Salwa S., 2004 — Metamorfizm i jego miejsce w procesie deformacji skał kambryjskich jednostki łysogórskiej w Górach Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 61: 55–56.
- Salwa S., 2006a — Wstępna charakterystyka strukturalno-petrograficzna fyllitów z Podmachocic w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **54**, 6: 513–520.
- Salwa S., 2006b — Wycieczka W1, stanowisko 2. Kamecznica Podmachocicka – fyllity występujące wśród skał środkowego kambru. W: Przew. 77. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol, Ameliówka k. Kielc: 155–159.
- Salwa S., 2013 — Chlorite-mica stacks and chlorite in phyllites from Podmachocice (Holy Cross Mts., SE Poland). *Mineralogia. Special Papers*, **41**: 76.
- Salwa S., 2015 — Quartz-apatite veins in metamorphic rocks of the Holy Cross Mountains. *Miner. Sp. Papers*, **44**: 99.
- Salwa S., Szczepanik Z., 2002 — Nowe dane o stratygrafii i tektonice kambru z SW zbocza Łysicy w Górach Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 58: 117–119.
- Samsonowicz J., 1920 — O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 1.
- Samsonowicz J., 1922 — O złożu hematytu w Rudkach pod Nową Słupią. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 4.
- Samsonowicz J., 1922–1935 — Mapa geologiczna zakryta, arkusz Słupia Nowa w skali 1:25 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Samsonowicz J., 1923a — Sprawozdanie z badań geologicznych we wschodniej części Łysogór. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 6.
- Samsonowicz J., 1923b — Sprawozdanie z badań geologicznych na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 6.
- Samsonowicz J., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych między Wierzbnikiem a Ostrowcem nad Kamienną. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 8.
- Samsonowicz J., 1924–1935 — Mapa geologiczna zakryta, arkusz Rzepin w skali 1:25 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Samsonowicz J., 1925 — Badania geologiczne w dorzeczu rz. Pokrzywianki i rz. Kamionki, dopływów rzeki Kamiennej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 12.
- Samsonowicz J., 1926 — Uwagi nad tektoniką i paleogeografią wschodniej części masywu paleozoicznego Łysogór. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 15.
- Samsonowicz J., 1929 — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **5**, 1.
- Samsonowicz J., 1934a — Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy kopalni „Staszic” pod Słupią Nową. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 38.
- Samsonowicz J., 1934b — Objąśnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Samsonowicz J., 1936 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1935 na północ od kopalni „Staszic”, między Pokrzywianką, Psarką i Świśliną. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 44.
- Samsonowicz J., 1942 — Mapa geologiczna odkryta E części arkusza Bodzentyn w skali 1:100 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Saturnus A., 1978 — Nowe dane o tektonice Pasma Masłowskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 705–708.
- Schneider A., 1829 — Über die Struktur- und Lagerungs-Verhältnisse der Gebirgsbildungen am nördlichen Abhange des Sandomierer Gebirge in dessen östlichen Gegenden. *Arch. Bergb. u. Hüttenw.* Bd. 19.
- Sedlak W., 1964 — Teoria łysogórskich gołoborzy. *Rocz. Filozof.*, **12**, 3. (Filozofia Przyrody): 45–67.

- Senkowiczowa H., 1956 — Wapień muszlowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Z badań geologicznych z regionu świętokrzyskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 113: 65–137.
- Senkowiczowa H., 1957 — Przyczynek do znajomości wapienia muszlowego w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **1**, 3–4.
- Senkowiczowa H., 1966a — Podział i rozwój facjalny retu w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **10**, 3: 769–785.
- Senkowiczowa H., 1966b — Wpływ budowy strukturalnej i morfologii paleozoiku Gór Świętokrzyskich na rozwój osadów triasowych. *Kwart. Geol.*, **10**, 4: 986–1002.
- Senkowiczowa H., 1970 — Trias (bez utworów retyku). W: *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol.*, **56**: 1–48.
- Senkowiczowa H., 1979 — Korelacja biostratygraficzna triasu Polski pozakarpackiej z innymi obszarami. W: *Budowa Geologiczna Polski. 3. Atlas skamieniałości. 2a. Mezozoik. Trias* (S. Sokołowski, red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Senkowiczowa H., 1982 — Struktury biogeniczne w osadach retu i dolnego wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **26**, 3–4.
- Senkowiczowa H., Szyperko-Śliwczyńska A., 1963 — Atlas geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 8. Trias. Inst. Geol., Warszawa.
- Senkowiczowa H., Ślącza A., 1962 — Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**, 3: 313–338.
- Siemiradzki J., 1868 — O rozwoju średniego ogniwa formacji dewońskiej pomiędzy Grzegorzowicami a wioskami Skąły–Zagaje przy Nowej Słupi. *Roczn. Tow. Nauk.*
- Siemiradzki J., 1887 — Sprawozdanie z badań geologicznych we wschodniej części Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej. *Pam. Fizjogr.*, **7**.
- Siemiradzki J., 1903 — *Geologia Ziemi Polskiej. 1. Formacje starsze do jurajskiej włącznie.* Lwów. Muzeum im. Dzieduszyckich, 8.
- Siemiradzki J., 1922 — *Geologia Ziemi Polskiej. 1. Formacje starsze do jurajskich włącznie. Wyd. 2.* Lwów. Muzeum im. Dzieduszyckich, 8.
- Siemiradzki J., Dunikowski E.H., 1891 — Mapa geologiczna Królestwa Polskiego, Galicji i Krajów przyległych W: *Szkic geologiczny Królestwa Polskiego Galicji i krajów przyległych* (J. Siemiradzki, E.H. Dunikowski, red.). *Pam. Fizjogr.*, **11**.
- Skompski S., Szulczewski M., 1994 — Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Facies*, **30**: 247–266.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 15–25.
- Sobolew D., 1900 — *Osnownyja czerty striatygrafii i tiektoniki siłurskich otłożenji Kielecko-Sandomirskiego Kriaża.* Izw. Warsz. Uniw., Warszawa.
- Sobolew D., 1903 — *Dewońskie osady profilu Grzegorzowice–Skąły–Włochy.* Izw. Warsz. Polit. Inst., Warszawa.
- Sobolew D., 1904 — *Przyczynek do znajomości stratygrafii górnej części środkowego dewonu Gór Świętokrzyskich.* *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 56.
- Sobolew D., 1909 — *Dewon środkowy gór Kielecko-Sandomierskich.* *Mat. Geol. Rosij.*, 24.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M.,

- Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, 91, 2: 143–170.
- Sołtysik R., 1998 — Peryglacialna zwietrzelnina gliniasta Doliny Chęcińskiej w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 46, 5: 456–458.
- Sołtysik R., 2002a — Geneza mokradel Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Pr. Inst. Geogr. AŚ*, Kielce, 9.
- Sołtysik R., 2002b — Rola peryglacialnego wietrzenia mrozowego w tworzeniu osadów gliniastych występujących powierzchniowo w Górach Świętokrzyskich. W: 2. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne. Peryglacja plejstoceniowa w osadach i rzeźbie obszaru Polski (R. Sołtysik, red.). Jodłowy Dwór pod Świętym Krzyżem, 9–11.05.2002. Kielce: 50–51.
- Stachura M., Wieczorek D., Zieliński A., 2017 — Identyfikacja najbardziej zbliżonych okresów interglacialnych z ostatnich 600 000 lat na podstawie analizy krzywej izotopowej tlenu (LR04 $\delta^{18}\text{O}$). *Pr. Nauk. Uniw. Ekon. we Wrocławiu*, 469: 177–187.
- Starkel L., Gębica P., Kalicki T., Ludwikowska M., Niedziałkowska E., 1999 — Chronostratygrafia aluwii i form fluwialnych w południowej Polsce (Agradacja w mniejszych dolinach Wyżyn Polskich – na przykładzie Belnianki). W: *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski* (A. Pazdur, L. Starkel, red.). Wyd. Wind.–Wojewoda, Wrocław: 133–155.
- Staszic S., 1815 — *O Ziemiorkodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski*. Warszawa.
- Studencki M., 1985 — Wyniki interpretacji lotniczych zdjęć radarowych wykonanych w regionie świętokrzyskim. *Rocz. Świąt. KTN*, 12.
- Studencki M., 1992 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Starachowice (780). Wyd. Geol., Warszawa.
- Studencki M., 1993 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starachowice (780). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Studencki M., 1994 — Wiśniówka Duża quarry. W: *Europrobe Trans-European Suture Zone Workthop, Excursion Guidebook*. Państw. Inst. Geol.: 51–57.
- Stupnicka E., 1988 — Charakter i geneza dyslokacji świętokrzyskiej. *Prz. Geol.*, 36, 1: 40–46.
- Stupnicka E., 1992 — The significance of the Variscan orogeny in the Świętokrzyskie Mountains (Mid-Polish Uplands). *Geologische Rundschau*, 81: 561–570.
- Stupnicka E., 1995 — Fazy ruchów tektonicznych w górnym sylurze i dolnym dewonie w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 43, 2: 110–112.
- Stupnicka E., Przybyłowicz T., 1998 — Hipotetyczny masyw na północy Gór Świętokrzyskich a górny sylur antykliny Bronkowic. *Prz. Geol.*, 46, 9: 836–844.
- Stupnicka E., Przybyłowicz T., Żbikowska B., 1991 — Wiek szarogłazów niewachlowskich i łupków z Widełek k. Barda (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, 39, 9: 389–393.
- Szczepanek K., 1972 — Stanowiska flor czwartorzędowych z obszaru świętokrzyskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42, 1: 157–162.
- Szczepanik Z., 1997 — Preliminary results of thermal alteration investigations of the Cambrian acritarchs in the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 41, 3: 257–264.
- Szczepanik Z., 2001 — Acritarchs from Cambrian deposits of the southern part of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mountains, Poland. *Geol. Quart.*, 45, 2: 117–130.

- Szczepanik Z., 2002 — Następstwo stratygraficzne głównych zespołów akritarchowych w ordowiku Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 59: 96–98.
- Szczepanik Z., Malec J., 2017 — Nowe dane o litologii i biostratygrafii akritarchowej skał kambryjskich na Łysicy, najwyższym szczycie Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **65**, 9: 564–575.
- Szczepanik Z., Salwa S., 2002 — Nowe stanowisko osadów kambru górnego w zachodniej części regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 58: 124–126.
- Szczepanik Z., Trela W., Żylińska A., Salwa S., 2005 — Nowe kambryjskie i ordowickie jednostki litostratygraficzne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 61: 57–58.
- Szczepanik Z., Żylińska A., Salwa S., 2004a — Nowe stanowisko utworów kambru górnego w zachodniej części regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **52**, 2: 131–134.
- Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004b — Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich: komunikat wstępny. *Prz. Geol.*, **52**, 9: 895–898.
- Szulczewski M., 1995 — Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous - a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4: 471–488.
- Szulczewski M., Miłaczewski L., Tarnowska M., Skompski S., Malec J., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Devon. W: *Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych* (Z. Kowalczewski, red.) [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Szulczewski M., Konon A., Narkiewicz M., Skompski S., Wańkiewicz A., 2006 — Wycieczka 4. Devon zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Bukowa Góra–Mogiłki–Wietrznia–Ostrówka). W: *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich* (S. Skompski, A. Żylińska, red.). 77. Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka: 1–19 (aneks).
- Tarnowska M., 1971 — Dolnodewońskie skały polimiktyczne i tufogeniczne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **15**, 3.
- Tarnowska M., 1972 — Badania mineralogii i mineralizacji utworów emsu i eiflu w SW części regionu kieleckiego [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Tarnowska M., 1981 — Devon dolny w centralnej części Gór Świętokrzyskich. W: *Przew. 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* (H. Żakowa, red.), Kielce: 57–68.
- Teller L., 1964 — Uwagi o stratygrafii warstw młodszych od ludlowu oraz o granicy między sylurem a dewonem w Polsce i Europie. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 2.
- Tomczyk H., 1957 — O facji graptolitowej karadoku Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **1**, 3–4.
- Tomczyk H., 1958 — Stratygrafia i tektonika utworów ordowiku i syluru w Jeleniowie. Opracowanie wierceń 1958 r. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Tomczyk H., 1959 — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 3. Ordowik. Inst. Geol., Warszawa.
- Tomczyk H., 1960 — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 4. Sylur. Inst. Geol., Warszawa.
- Tomczyk H., 1962a — Występowanie form *Rastrites* w dolnym sylurze Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 174.
- Tomczyk H., 1962b — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, **35**: 1–134.
- Tomczyk H., 1964 — Nowe dane o stratygrafii i tektogenezie starszego paleozoiku w Polsce. *Prz. Geol.*, **12**, 6.

- Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967 — Zagadnienia stratygrafii i środowiska sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 1: 1–46.
- Tomczykowa E., 1960 — Wstępne opracowanie stratygrafii środkowego i górnego ludlowu w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **7**, 2.
- Tomczykowa E., 1962 — Zespoły fauny w sylurze Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 174.
- Tomczykowa E., 1968 — Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **54**: 1–85.
- Tomczykowa E., 1975 — The trilobite subfamily Homalonotinae from the Upper Silurian and Lower Devonian of Poland. *Acta Paleont. Pol.*, **20**, 1: 3–46.
- Tomczykowa E., 1988 — Silurian and Lower Devonian biostratigraphy and palaeoecology in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 359: 21–41.
- Tomczykowa E., 1991 — Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **134**: 1–62.
- Tomczykowa E., 1993 — Upper Ludlow trilobites from the southern part of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **37**, 3: 359–384.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 1961 — Problem granicy między sylurem a dewonem. *Prz. Geol.*, **9**, 7.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 1981 — Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. W: Przew. 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol. (H. Żakowa, red.). Kielce: 42–57.
- Trela W., 1998 — Środowisko sedymentacji piaskowców „warstw z Krynek” w rejonie Nietuliska (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Prz. Geol.*, **46**, 1: 67–70.
- Trela W., 2006a — Ordowik w Górach Świętokrzyskich: zapis stratygraficzny i sedymentacyjny. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (S. Skompski, A. Żylińska, red.). 77. Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka: 28–35.
- Trela W., 2006b — Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **54**, 7: 622–631.
- Trela W., 2008 — Sedimentary and diagenetic environments of Middle Ordovician iron-rich limestones (Pobroszyn Formation) in the northern Holy Cross Mountains, Poland. *Geol. Quart.*, **52**, 3: 199–212.
- Trela W., 2009 — Ewolucja środowisk depozycyjnych ordowiku łysogórskiego w Górach Świętokrzyskich na tle krzywej eustatycznej Bałtyki. *Prz. Geol.*, **57**, 10: 900–904.
- Trela W., Podhalańska T., Smolarek J., Marynowski L., 2016 — Llandovery green/grey and black mudrock facies of the northern Holy Cross Mountains (Poland) and their relation to early Silurian sea-level changes and benthic oxygen level. *Sedimentary Geology*, 342: 66–77.
- Trela W., Salwa S., 2007 — Litostratygrafia dolnego syluru w odsłonięciu Bardo Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich) – związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną. *Prz. Geol.*, **55**, 11: 971–978.
- Trela W., Salwa S., Szczepanik Z., 2000 — Skały ordowiku w Pobroszynie – region łysogórski Gór Świętokrzyskich: dane wstępne. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 56: 111–113.
- Trela W., Salwa S., Szczepanik Z., 2001 — The Ordovician rocks of Pobroszyn in the Łysogóry region of the Holy Cross Mountains, Poland. *Geol. Quart.*, **45**, 2: 143–154.
- Trela W., Salwa S., Szczepanik Z., Wojtyna H., Szrek D., 2010 — Dokumentacja geologiczna badawczego otworu wiertniczego Jeleniów PIG 1 [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Trela W., Szczepanik Z., 2009 — Litologia i zespół akritarchowy formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich na tle zmian poziomu morza i paleogeografii późnego ordowiku. *Prz. Geol.*, **57**, 2: 147–157.

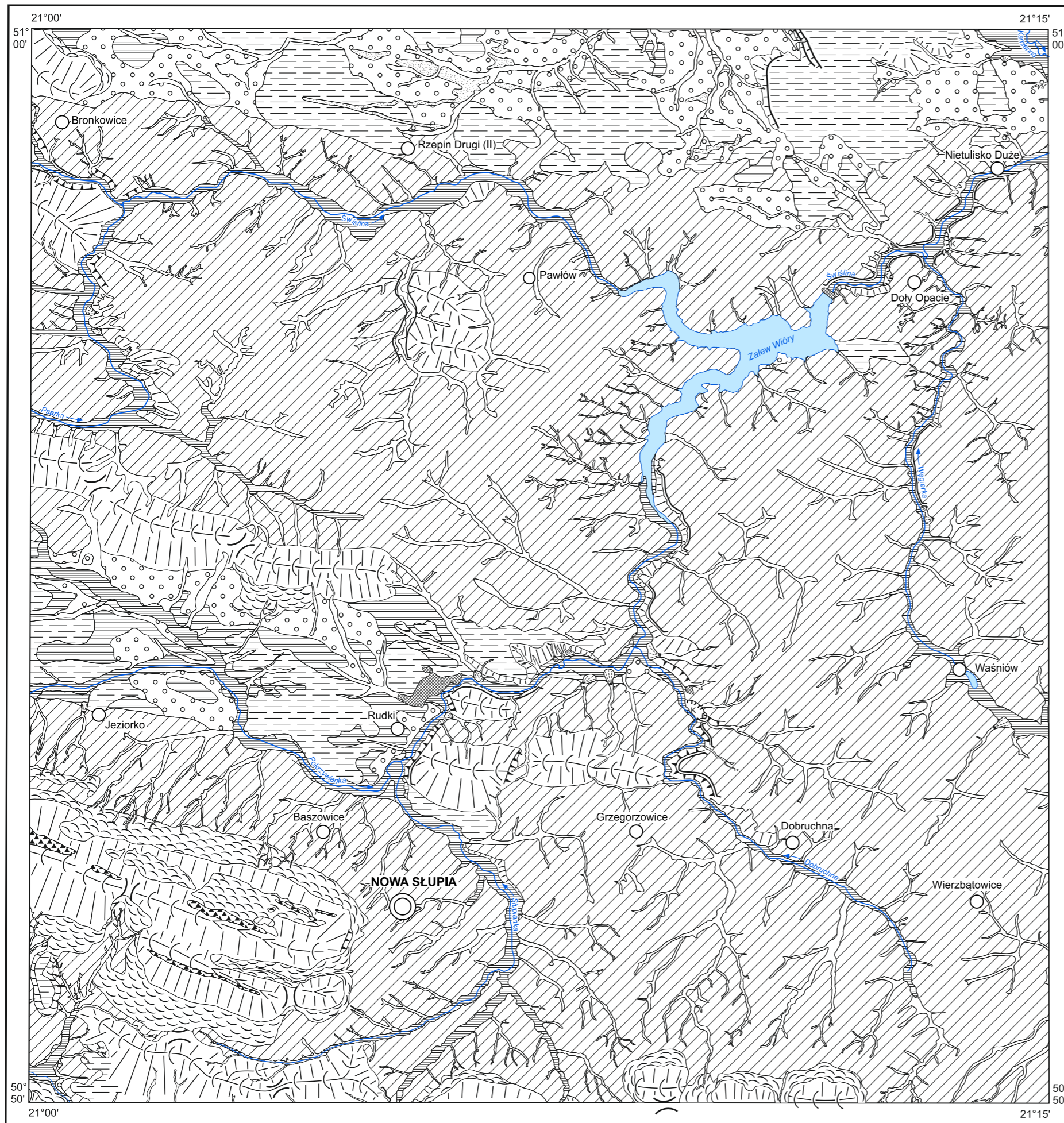
- Trela W., Szczepanik Z., Salwa S., 2005 — New stratigraphic, tectonic and facies from the Upper Cambrian of the northern Malopolska Block (Poland). W: The Sixth Baltic Stratigraphical Conference, St. Petersburg, Russia. Abstracts: 128–129.
- Turnau E., Racki G., 1999 — Givetian palynostratigraphy and palynofacies: New data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mts, central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **106**, 3–4: 237–271.
- Urban J., 2014 — Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Prz. Geol.*, **62**, 1: 44–50.
- Wachecka-Kotkowska L., Ludwikowska-Kędzia M., 2013 — Heavy-mineral assemblages from fluvial Pleniglacial deposits of the Piotrków Plateau and the Holy Cross Mountains – a comparative study. *Geologos*, **19**, 1–2: 131–146.
- Wagner R., Zbroja S., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Perm. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski, red.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Walczowski A., 1972 — Zagadnienia czwartorzędowe w południowo-wschodniej części regionu świętokrzyskiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **42**, 1: 125–133.
- Wąs M., 1956 — Nowe stanowisko interglacjału i gliny zwałowej. *Prz. Geol.*, **4**, 7: 323–325.
- Wójcik K., 2015 — The uppermost Emsian and lower Eifelian in the Kielce Region of the Holy Cross Mts. Part I: Lithostratigraphy. *Acta Geol. Pol.*, **65**, 2: 141–179.
- Wróblewski T., 1969 — Wyniki poszukiwań rud pirytu i żelaza w rejonie Grzegorzowice–Czerwona Góra [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Wróblewski T., 1976 — Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Świętokrzyski KTN*, 5: 9–22.
- Zejszner L., 1866 — Opis geologiczny ilowych łupków i brunatnych wapieni pomiędzy Świętomarzem i Rzepinem. *Rocz. Tow. Nauk.*
- Zejszner L., 1869 — O rozwoju środkowego ogniwa formacji dewońskiej pomiędzy Grzegorzowicami a wioską Skały-Zagaje koło Nowej Słupi. *Rocz. Tow. Nauk.*
- Złonkiewicz Z., 2019 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn – aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Znosko J., 1962 — W sprawie nowego nazewnictwa jednostek tektonicznych Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **10**, 9: 455–456.
- Znosko J. 1974 — Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, 274: 7–47.
- Znosko J., 1983 — Tektonika środkowo-południowej Polski pozakarpackiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 3: 457–470.
- Znosko J., 1995 — Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie) – dyskusja. *Prz. Geol.*, **43**, 12: 1049–1051.
- Znosko J., 1996 — Tectonic style of the Early Palaeozoic sequences in the Holy Cross Mountains. *Kwart. Geol.*, **40**, 1: 1–22.
- Znosko J. 2001 — New data on Caledonian, Alpine-style folding in the Holy Cross Mts., Poland. *Geol. Quart.*, **45**, 2: 155–163.
- Żak C., 1962 — Szkic tektoniczny paleozoiku świętokrzyskiego. W: Przew. 35. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce.
- Żakowa H., 1962 — Dolny karbon w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **6**, 2: 435–436.
- Żakowa H., 1968 — Karbon. W: Budowa Geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 1. Prekambr i Paleozoik. Inst. Geol., Warszawa.

- Żakowa H., 1974 — Problem wizenu w synklinie kieleckiej. *Kwart. Geol.*, **18**, 4: 720–727.
- Żakowa H., 1981 — Rozwój i stratygrafia karbonu Gór Świętokrzyskich. W: Przew. 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce: 89–100.
- Żakowa H., 1982 — Poziom *Goniatites granosus* (wizen górny) w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 297–326.
- Żakowa H., Migaszewski Z., 1995 — Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development, Góry Świętokrzyskie Mts. W: The Carboniferous System in Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 109–115.
- Żakowa H., Pawłowska J., 1965 — Dolny karbon na obszarze między Radlinem i Górnem w synklinorium kielecko-łagowskim (Góry Świętokrzyskie). *Biul. Inst. Geol.*, 167.
- Żakowa H., Pawłowska J., 1966 — Karbon synkliny miedzianogórskiej. W: Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. **6**. *Biul. Inst. Geol.*, 195: 5–64.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P. H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. *Kom. Bad. Geol. PAN*, Wrocław.
- Żelichowski A.M., Jurkiewicz H., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Karbon. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski, red.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrzyski, Kielce.
- Żylińska A., 2001 — Late Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **51**, 4: 333–383.
- Żylińska A., 2002 — Stratigraphic and biogeographic significance of late Cambrian trilobites from Łysogóry (Holy Cross Mountains, central Poland). *Acta Geol. Pol.*, **52**, 2: 217–238.
- Żylińska A., Szczepanik Z., 2002 — Korelacja pomiędzy poziomami akritarchowymi i trylobitowymi w górnym kambrze Gór Świętokrzyskich – wstępne dane. *Prz. Geol.*, **50**.
- Żylińska A., Szczepanik Z., Salwa S., 2006 — Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland; biostratigraphy of the Wiśniówka Hill succession. *Acta Geol. Pol.*, **56**: 443–461.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Nowa Słupia (817)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

Równiny moreny dennej

Formy wodnolodowcowe

Równiny wodnolodowcowe

Formy denudacyjne i różnej genezy

Równiny denudacyjne

Powierzchnie stokowe, soliflukcyjne i krioplanacyjne

Gołoborza

Dolinki denudacyjne, młode rozcięcia erozyjne

Stoki:
a. strome, b. łagodne

Stożki napływowe

Grzbiety:
a. ostre, b. zaokrąglone

Przełęcze

Progi strukturalno-litologiczne

Krawędzie o założeniach tektonicznych

Formy rzeczne

Dna dolin rzecznych i tarasy akumulacyjne zalewowe

Tarasy akumulacyjne nadzalewowe

Fragmenty dolin rzecznych o charakterze przełomowym

Formy eoliczne

Pola piasków przewianych

Pokrywy lessowe

Formy antropogeniczne

Kamieniołomy

Hałdy, nasypy



