PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Zreambulował: ANDRZEJ ROMANEK

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionu górnośląskiego — J. HAISIG

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Koziegłowy (878)
(z 1 tab. i 3 tabl.)

Ministerstwo
Klimatu i Środowiska

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

WARSZAWA 2020

Autor reambulacji: Andrzej ROMANEK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Świętokrzyski
ul. Zgoda 21, 25–953 Kielce

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

ISBN 978-83-66593-54-1

PIG-PIB, Warszawa 2020

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp 5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu 7
III. Budowa geologiczna 9
A. Stratygrafia 9
1. Kambr 9
a. Kambr środkowy. 9
2. Ordowik 9
3. Sylur 10
4. Dewon 11
a. Dewon dolny 11
Ems 11
b. Dewon środkowy 12
Eifel 12
Żywet 13
c. Dewon górny 14
5. Karbon 15
a. Karbon dolny 15
b. Karbon górny 15
Namur 15
6. Perm 17
a. Perm górny 17
7. Trias. 18
a. Trias dolny 18
Olenek 18
b. Trias środkowy 19
Anizyk 19
Ladyn 21
c. Trias górny 22
Noryk 22
8. Trias–jura 23

a. Trias górny–jura dolna . . . 23
Retyk–hetang . . . 23
9. Jura . . . 24
a. Jura dolna . . . 24
Hetang . . . 24
Pliensbach . . . 24
Toark . . . 25
b. Jura środkowa . . . 26
Aalen–bajos . . . 26
Bajos . . . 26
10. Czwartorzęd . . . 27
a. Plejstocen . . . 27
Plejstocen dolny . . . 27
Zlodowacenia południowopolskie . . . 28
Zlodowacenie Sanu 1 . . . 28
Interglacjał wielki . . . 29
Zlodowacenia środkowopolskie . . . 30
Zlodowacenie Odry . . . 30
Interglacjał eemski . . . 32
Interglacjał eemski–zlodowacenia północnopolskie . . . 32
Interglacjał eemski–zlodowacenie Wisły . . . 32
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . 32
c. Holocen . . . 33
B. Tektonika . . . 34
C. Rozwój budowy geologicznej . . . 36
IV. Podsumowanie . . . 43
Literatura . . . 44

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000
Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000
Tablica III — Przekrój geologiczny C–D

I. WSTĘP

Granice obszaru arkusza Koziegłowy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) określają współrzędne geograficzne 19°00' i 19°15' długości geograficznej wschodniej oraz 50°30' i 50°40' szerokości geograficznej północnej. Pod względem administracyjnym należy on do województwa śląskiego i wchodzi w skład gmin: Woźniki, Koziegłowy, Poraj, Żarki, Kamienica Polska, Siewierz i Myszków. Powierzchnia arkusza wynosi 328 km^2.

Pierwszą wersję mapy geologicznej arkusza Koziegłowy opracował w latach pięćdziesiątych XX w. Wyczółkowski. Została ona opublikowana w 1962 r., a Objaśnienia ukazały się w 1968 r. Od tego czasu, zwłaszcza w związku z poszukiwaniami na obszarze arkusza kruszców cynku i ołowiu, pojawiło się wiele nowych danych geologicznych.

Reambulację arkusza wykonano w latach 2007–2009 w Oddziale Świętokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. Przeprowadzono ją, opierając się głównie na istniejących materiałach wiertniczych obejmujących zarówno najcenniejsze profile otworów rdzeniowanych, jak też opisy nierdzeniowanych otworów studziennych i geologiczno-inżynierskich oraz sond. Łącznie wykorzystano ponad 600 punktów dokumentacyjnych (ok. dwa punkty na km^2), z których informacje zostały zweryfikowane w terenie podczas kartowania geologicznego. W efekcie tego kartowania i analizy materiałów archiwalnych uzyskano obecny obraz budowy geologicznej omawianego obszaru.

Teren arkusza Koziegłowy był od wieków źródłem wielu surowców mineralnych – głównie kopalin pospolitych. Od 1945 r. osady mezozoiczne występujące na jego obszarze budziły uzasadnione zainteresowanie jako macierzyste dla złóż polimetali, stąd badania geologiczne oraz poszukiwawcze prowadzono tu od dawna. Sprzed 1939 r. pochodzą, w znacznej mierze aktualne do dziś, wyniki badań Röemera (1867), Güricha (1896), Assmanna (1914, 1944), Premika (1930), Różyckiego (1937, 1938, 1953) i Mossoczego (1947). Prowadzone po 1945 r. poszukiwania rud cynku i ołowiu przyniosły wiele nowych danych dotyczących zarówno płytko położonych skał mezozoicznych, jak też nieznanych dotąd (oprócz dewonu w Brudzowicach), podścielających mezozoik, osadowych utworów paleozoicznych.

Wśród skał staropaleozoicznych udokumentowano na obszarze arkusza i w jego bezpośrednim sąsiedztwie utwory ordowiku (Gładysz, 1982; Piekarski i in., 1985; Gładysz i in., 1990; Buła, 1994; Buła, Jachowicz, 1996) i syluru (Siedlecki, 1962; Ekiert, 1971; Piekarski, Siewniak-Witruk, 1978; Piekarski, Szymański, 1982; Tomczyk, Tomczykowa, 1983; Jachowicz, 1990, 1994, 1995; Szymański, Nehring-Lefeld, 1995).

Wychodnie utworów żywetu w okolicach Brudzowic były przedmiotem zainteresowania Röemera (1867), Güricha (1896), Śliwińskiego (1956) oraz Rackiego i innych (1993). Inne osady dewońskie znane z otworów dokumentowali i analizowali: Baliński (1971), Ekiert (1971), Narkiewicz (1978) oraz Narkiewicz i Racki (1987). Skały karbońskie badali Bojkowski i Bukowy (1966) oraz Ekiert (1971).

Geometrią, budową struktur i tektogenezą skał paleozoicznych zajmowali się tektonicy: Bukowy (1964, 1972a, b, 1974, 1978, 1984), Ekiert (1971), Kowalczewski (1990) i Buła (2000). Towarzysząca aktywności tektonicznej działalność magmowa została zbadana przez Rykę (1978) oraz Juskowiaka i innych (1978).

Szczątkowo zachowane lądowe utwory permskie i dolnotriasowe analizowali: Assmann (1914), Siedlecki (1952), Wyczółkowski (1974, 1978), Bilan (1976) i Deczkowski (1977).

Węglanowe utwory środkowej części profilu osadów triasu z uwagi na lokalną zasobność w kruszce polimetali były badane wszechstronnie. Najważniejsze wyniki tych badań zawarte są w pracach: Śliwińskiego (1964b), Senkowiczowej (1965), Wyczółkowskiego (1974, 1978), Gruszczyka i Strzelskiej-Smakowskiej (1978), Pawłowskiej (1978), Przeniosło (1978) i Serafin-Radlicz (1978).

Skałami górnotriasowymi zajmowali się: Różycki (1930), Znosko (1955), Grodzicka-Szymanko i Orłowska-Zwolińska (1972), Bilan (1976), Deczkowski (1977) i Orłowska-Zwolińska (1983).

Utwory dolnojurajskie położone peryferycznie w stosunku do zbiornika sedymentacyjnego, w znacznej części lądowe lub reprezentujące środowiska z pogranicza lądu i morza, były na analizowanym obszarze przedmiotem badań: Znoski (1953, 1955, 1959), Marcinkiewicz (1957, 1960), Marcinkiewicz i innych (1960), Unruga i Calikowskiego (1960), Mossoczego (1961), Jakubowskiego (1977), Deczkowskiego i Daniec (1981) oraz Kopik i Marcinkiewicz (1997). Podsumowaniem wyżej wymienionych prac, porządkującym stan badań stratygraficznych i sedymentologicznych utworów dolnojurajskich, m.in. na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej, jest monografia Pieńkowskiego (2004).

Podsumowaniem badań utworów środkowojurajskich zapoczątkowanych przez Różyckiego (1930) jest syntetyczna praca tego autora (Różycki, 1953). Jej rozwinięciem są wyniki badań Deczkowskiego (1977) dotyczące utworów tego wieku z pogranicza monokliny śląsko-krakowskiej i monokliny przedsudeckiej.

Pełniejsze profile utworów czwartorzędowych występują w obniżeniach dolinnych na południowym zachodzie obszaru arkusza (zwłaszcza w dolinie Małej Panwi) i tam zostały przeanalizowane

przez Lewandowskiego (1982). Na północy i południowym wschodzie w dorzeczu Warty, Heliasz i inni (1994, 2015) oraz Bardziński i inni (1985, 1986) analizowali stratygrafię i rozwój osadów tego wieku, bazując na wcześniejszych regionalnych pracach Klimka (1966), Gilewskiej i Klimka (1967), Gilewskiej (1972) oraz Różyckiego (1972).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar analizowanego arkusza rozpościera się w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej) i obejmuje fragmenty Progu Woźnickiego, Progu Herbskiego, Obniżenia Górnej Warty i Obniżenia Liswarty (Liswarty-Prosny) oraz Niziny Śląskiej z częścią Równiny Opolskiej (Kondracki, 2009).

Współczesna powierzchnia obszaru arkusza Koziegłowy ma urozmaiconą rzeźbę. Najniżej położony jest brzeg Zalewu Porajskiego na wysokości 275 m n.p.m. Centralną, północną i południowo-wschodnią część omawianego terenu zajmują tereny wyniesione. Należą do nich wzgórza Progu Woźnickiego, przecinające obszar z WNW na ESE, wzgórza na południe i północny wschód od Siedlca Dużego oraz na południowym wschodzie – wzgórza okolic Brudzowic. Są one zbudowane z odpornych na denudację skał triasowych i jurajskich i tworzą powierzchnię (równinę) denudacyjną. Wznosi się ona do 358,8 m n.p.m. na Ceglanej Górze koło Woźnik. Przeważnie osiąga 330–350 m n.p.m. (wzgórza woźnickie i brudzowickie) i 310–330 m n.p.m. (wzgórza z okolic Siedlca Dużego). Powierzchnia denudacyjna jest porozcinana stromościennymi dolinami ograniczonymi krawędziami. Tam, gdzie brak krawędzi opada za pośrednictwem długich stoków i spłaszczeń w kierunku dolin głównych rzek obszaru arkusza (tabl. I). Spłaszczenia są zakonserwowanymi przez utwory czwartorzędowe fragmentami starych powierzchni zrównań.

Duże obszary wysoczyzny morenowej falistej występują koło Starczy, Siedlca Dużego, na północ od Siedlca Małego pod Gężynem, w okolicy Kuźnicy Starej, na południe od Wylągów i Lubszy, koło Podrzaża, Bibieli i Dąbrowy Małej oraz między Lubszą a Woźnikami. Niewielkie jej fragmenty rozproszone są również w wielu innych miejscach obszaru arkusza.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono także stoki wysoczyzny, np. w okolicy Lubszy i Koziegłów i stoki równin wodnolodowcowych, np. w okolicy miejscowości Czarny Las i Pakuły.

Równiny wodnolodowcowe zajmują rozległe tereny, głównie w dorzeczu Kamieniczki między Kamieńskimi Młynami i Kolonią Koziegłowską, w okolicach Ligoty Woźnickiej, między Koziegłowami, Rosochaczem i Kuźnicą Nową, na północny zachód od Gniazdowa, między Winownem i Brudzowicami, w okolicach Dąbrowy Małej, Bibieli oraz Cynkowa i Dyrdów. Miejscami równiny te kontaktują ze wzgórzami moren czołowych akumulacyjnych (Romanów, Siedlec Duży).

Doliny głównych rzek omawianego terenu są wcięte w podłoże do około 40 m poniżej powierzchni wysoczyzn i wypełnione różnowiekowymi aluwiami tworzącymi tarasy erozyjno-akumulacyjne. Największe rozprzestrzenienie ma najstarszy taras erozyjno-akumulacyjny (I – 6–15 m n.p. rzeki) łączący doliny Trzoni, Brynicy i Małej Panwi na południowym zachodzie obszaru arkusza. Jest on dobrze wykształcony również w dolinach Kamieniczki, Bożego Stoku i Warty. W wielu miejscach, za pośrednictwem wyraźnej krawędzi, kontaktuje on z młodszą powierzchnią tarasu erozyjno-akumulacyjnego II (tarasu zalewowego wyższego 3–6 m n.p. rzeki), dobrze wykształconego w północnej części terenu – w dolinach Warty, Bożego Stoku i Kamieniczki.

Tarasy zalewowe erozyjno-akumulacyjne (niższe) wznoszą się około 1–2 m ponad poziom wody w rzekach. W ich obrębie obecne są starorzecza. Analogiczną genezę mają liczne, gorzej czytelne w terenie, zapewne starsze, zagłębienia występujące na powierzchniach tarasów I i II w dolinach Bożego Stoku, Złotego Stoku i Kamieniczki.

Na powierzchni równin wodnolodowcowych (Kamieńskie Młyny, Dziewki), a przede wszystkim na powierzchni I tarasu erozyjno-akumulacyjnego (Masłońskie, Koziołek, Dąbrowa Mała, Bibiela) występują liczne równiny piasków przewianych i wydmy. Pierwsze tworzą nabrzmienia o wysokości 1–2 m. Najokazalsze formy wydmowe występują w południowo-zachodniej oraz w południowo-wschodniej części omawianego obszaru. Są to parabolicznie rozwinięte wzgórza o wysokości do 10 m (np. Krusin, Brudzowice). Obok pozytywnych form eolicznych, miejscami występują zagłębienia deflacyjne (Kamieńskie Młyny, Masłońskie). U wylotu stromych krótkich dolin odwadniających wzgórza woźnickie do doliny Bożego Stoku utworzyły się stożki napływowe.

W kilku miejscach na terenie arkusza napotkano drobne zagłębienia o różnej genezie. Tego typu formy zaznaczono w obrębie równin wodnolodowcowych na północ od Czarnego Lasu i na wschód od Kozłowca oraz na wzgórzach woźnickich na północ od Winowna. W pierwszym przypadku są to formy utworzone przez procesy sufozyjne, a w drugim – prawdopodobnie ujścia lejów krasowych.

Obszar arkusza Koziegłowy jest od wieków zasiedlony przed człowieka. Obecnie jest zagospodarowany rolniczo i przemysłowo-rolniczo oraz zurbanizowany. Ta działalność zaowocowała licznymi formami antropogenicznymi, z których tylko największe i najwyraźniejsze zaznaczono na szkicu geomorfologicznym. Należą do nich hałdy (Nowa Wioska), kamieniołomy (m.in.: Dziewki, Nowa Wioska, Zabijak, Wojsławice, Podgranica, Woźniki, Lubsza, Siedlec Mały i wiele mniejszych rozsianych na wychodniach jury, triasu i dewonu), żwirownie (Gniazdów, okolice Mysłowa), piaskownia (Kuźnica Folwark) i glinianka (Woźniki).

ródliskowe partie dorzecza Brynicy należą do zlewni Wisły. Niewyraźny dział wodny I rzędu oddziela je od obszaru należącego do zlewni Odry.

Wzgórzami ciągnącymi się z północnego zachodu na południowy wschód obszaru arkusza między Lubszą, Woźnikami i Pińczycami przebiega dział wodny II rzędu, oddzielający dorzecze Warty i Odry. Południowo-zachodnią część terenu odwadnia Mała Panew wraz ze swoimi dopływami: Ligodzkim Potokiem i Łaną, a także dopływy Przemszy – Brynica i Trzonia. W północno-wschodnim narożu omawianego obszaru znajduje się fragment doliny Warty. Za pośrednictwem lewobrzeżnych dopływów Bożego Stoku i Kamieniczki z sieciami bezimiennych potoków odwadnia ona północną część analizowanego terenu. W obrębie przegrodzonej zaporą doliny Warty powstał Zalew Porajski.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Najstarszymi utworami występującymi na powierzchni terenu omawianego arkusza są skały środkowodewońskie. Spod cienkiej pokrywy czwartorzędowej, na dużych obszarach odsłaniają się skały triasowe oraz dolno- i środkowojurajskie. Licznymi otworami nawiercono utwory karbońskie, dewońskie, sylurskie oraz dajki porfirów, lamprofirów i diabazów, a sporadycznie – skały ordowiku i permu. Na analizowanym obszarze brak utworów kredowych. Nie udało się wyróżnić, do tej pory, także osadów paleogenu i neogenu.

1. Kambr

Skały kambryjskie nie są dotąd znane z żadnego profilu otworu wiertniczego leżącego w obrębie obszaru omawianego arkusza.

a. Kambr środkowy

Piaskowce i mułowce – formacja z Sosnowca. W południowo-wschodniej części analizowanego obszaru Buła (Buła, 2000, 2002; Buła, Żaba, 2005) sugeruje obecność podmezozoicznej, a miejscami zapewne podpermskiej, wychodni utworów środkowokambryjskich reprezentujących wyróżnioną przez niego formację z Sosnowca. Skały tej formacji to w dolnej części słabo wysortowane różnoziarniste piaskowce z udziałem drobnookruchowych żwirów kwarcytowych. Ku górze profilu średnica ziarn się zmniejsza i pojawiają się piaskowce drobnoziarniste i mułowce (Cebulak i in., 1973; Kotas, 1973a, b; Kotas, Różkowski, 1973; Kowalczewski, 1990).

2. Ordowik

Iłowce, piaskowce i dolomity – formacja z Bibieli. W okolicach Bibieli (południowo-zachodnie naroże obszaru arkusza), na południe od granicy omawianego terenu, w profi-

lu otworu BM 152[1], pod utworami klastycznymi dewonu dolnego nawiercono zespół skał iłowcowo-węglanowych nazwanych formacją z Bibieli (Buła, 2000, 2002; Buła, Żaba, 2005).

W profilu utworów tej formacji dominują iłowce, miejscami dolomityczne, ciemnoszare i zielonoszare często skrzemionkowane. W formie cienkich przeławiceń towarzyszą im drobnoziarniste piaskowce kwarcowe i kwarcytowe jasnoszare i szare oraz wkładki szarych dolomitów, liczniejsze w pobliżu środka profilu formacji (Gładysz i in., 1990). W osadach znaleziono igły gąbek (Połaniecka, 1982), akritarchy (Linczowska-Makowska, 1978; Gładysz i in., 1990), ramienionogi (Piekarski, 1988) i konodonty (Siewniak-Madej, Jeziorowska, 1978).

Stratygrafia formacji z Bibieli oparta jest na analizie akritarch i konodontów (Linczowska-Makowska, 1978; Siewniak-Madej, Jeziorowska, 1978; Buła, 2000; Gładysz i in., 1990). Na ich podstawie stwierdzono, że omawiane utwory reprezentują bliżej niesprecyzowany stratygraficznie ordowik.

Do formacji z Bibieli włącza się osady profili otworów z okolic Mysłowa – Mysłów WB 45 (otw. 56) i WB 24 (otw. 52) o zbliżonym do stratotypu wykształceniu litologicznym, niezawierające jednak szczątków organicznych (Buła, 2000; Piekarski i in., 1985; Jachowicz, 1995).

Utwory opisywanej formacji nie zostały na terenie arkusza przewiercone. W położonym poza jego południową granicą otworze BM 152 przewiercono 80 m jej miąższości rzeczywistej (Buła, 2000). Na podstawie regionalnej analizy wykształcenia utworów ordowiku, uwzględniającej informacje z południowej części Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej, można przypuszczać, że pełna miąższość skał ordowickich sięga 300 m.

3. Sylur

Iłowce i mułowce – formacja z Mrzygłodu. W południowo-wschodniej części obszaru omawianego arkusza w okolicach Mysłowa, pod utworami mezozoiku (a tylko w otw. 81– Mysłów WB 44, pod skałami domniemanego dewonu) nawiercono znacznej miąższości zespół utworów klastycznych formacji z Mrzygłodu (Buła, 2000, 2002), opisywanych przez Siedleckiego (1962) jako warstwy z Mrzygłodu.

Formacja zbudowana jest (Buła, 2000) z szarych i ciemnoszarych iłowców, iłowców mułowcowych i mułowców tworzących laminy, zespoły lamin, ławice i pakiety wzajemnie się przeławicające. Miejscami zaznacza się laminacja pozioma. W omawianych osadach znaleziono także materiał tufogeniczny w postaci tufitów i bentonitów (Ryszka, 1982; Popek, 1989; Szymański, Nehring-Lefeld, 1995). Akcesorycznie w obrębie formacji z Mrzygłodu występują piaskowce. Są to piaskowce kwarcowe drobno- i średnioziarniste, tworzące zarówno pojedyncze warstwy w utworach drobnoziarnistych,

[1] Numer archiwalny otworu w Narod. Arch. Geol. PIG-PIB w Warszawie

jak też (zwłaszcza w górnej części profilu) pakiety o miąższości sięgającej 100 m. Ponadto w górnej części profilu znaleziono (Buła, 1994, 2000) wkładki zlepieńców drobnookruchowych zbudowanych z okruchów iłowców, mułowców i skał krzemionkowych. Na północy terenu arkusza można spodziewać się, w obrębie utworów omawianej formacji, wkładek brekcji śródformacyjnych znanych z okolic Lublińca (Bukowy, 1982; Ryszka, 1982). Dolna część profilu odznacza się obecnością węglanów – wapieni i dolomitów w postaci cienkich przewarstwień (Bukowy, 1982; Ryszka, 1982; Wilczyński, 1989; Buła i in., 1995).

Formacja z Mrzygłodu zawiera skamieniałości ramienionogów, małży, głowonogów, graptolitów i akritarch. Dwie ostatnie grupy stały się podstawą do określenia jej wieku. Na podstawie graptolitów przesądzono (Siedlecki, 1962; Ekiert, 1971; Bukowy, 1982; Tomczyk, Tomczykowa, 1983; Szymański, Nehring-Lefeld, 1995), że formacja reprezentuje wenlok górny, ludlow i przydol dolny. Obecność akritarch wskazuje na występowanie osadów landoweru, wenloku i ludlowu (Jachowicz i in., 1987; Jachowicz, 1993; Buła, 1994, 1995).

Opisywane utwory tworzyły się w zbiorniku morskim o średniej subsydencji i osiągnęły około 1000–1500 m miąższości (Buła, 2000). W obrębie obszaru arkusza formacji z Mrzygłodu nigdzie nie przewiercono. Największą miąższość pozorną (179 m) uzyskano w profilu otworu położonego za jego wschodnią granicą – Mysłów MZ 82 (Buła, 2000).

4. Dewon

Skały dewońskie są jedynymi skałami paleozoicznymi, które na terenie arkusza tworzą powierzchniowe wychodnie. W okolicach Dziewek i Nowej Wioski znajdują się znane od dawna (Röemer, 1867, 1870; Gürich, 1896) odsłonięcia utworów węglanowych reprezentujących dewon środkowy. Ponadto fragmenty profilu utworów dewońskich zostały nawiercone w kilkudziesięciu otworach wiertniczych pod utworami mezozoicznymi, m.in. w okolicach Winowna, Góry Osieckiej, Glinianej Góry i Brzezin.

a. Dewon dolny

Ems

Mułowce, iłowce i piaskowce. Skały dolnodewońskie nawiercono jedynie głębokim otworem 113 (Brudzowice-1). Poznany tam został tylko niewielki, liczący 37,1 m miąższości pozornej, fragment reprezentujący najmłodszą część profilu dewonu dolnego (na jego pograniczu z utworami dewonu środkowego). Są to głównie osady drobnoziarniste: mułowce, mułowce piaszczyste i iłowce, zielone i ciemnoszare, przeławicone jasnoszarymi i kremowymi piaskowcami kwarcowymi i kwarcytowymi. Ławice piaskowców zawierają laminy mułowcowe i odwrotnie, w mułowcach występują cienkie warstewki piaskowcowe. Osady są poziomo laminowane (Ekiert, 1971).

Starsze partie profilu dolnodewońskiego, o zdecydowanie piaskowcowym składzie znane są z sąsiedztwa (okolice Zawiercia), ale regionalny profil dewonu dolnego nie został jeszcze opracowany (Ekiert, 1971).

Opisane utwory z Brudzowic nie zawierają skamieniałości. Zostały one włączone do dewonu dolnego, ponieważ zalegają w spągu węglanowych skał o udowodnionym środkowodewońskim wieku, z którymi pozostają w ciągłości sedymentacyjnej i w zgodności strukturalnej. Uzasadnieniem kwalifikacji stratygraficznej jest również podobieństwo profilu otworu Brudzowice-1 (otw. 113) do profilu otworu Grzegorzewice-Skały w Górach Świętokrzyskich (Ekiert, 1971).

Uwzględniając kontekst regionalny można sądzić, że łączna miąższość skał dewonu dolnego przekracza 100 m.

b. Dewon środkowy

Eifel

Dolomity, iłowce, mułowce i wapienie dolomityczne. Skały starszego z pięter środkowodewońskich znane są z profilu otworu 113 (Brudzowice-1 – Ekiert, 1971). Na osadach uznanych za dolnodewońskie leży tam zespół klastyczno-węglanowy, w którym udział obu składników jest zbliżony. Przyjęto, że granica pomiędzy osadami dewonu dolnego i środkowego znajduje się w spągu pierwszej ławicy dolomikrytów. Są to skały ciemnoszare, na ogół średnioławicowe, często poziomo laminowane lub smugowane. W wyższej części profilu omawianego zespołu, w dolomikrytach pojawiają się gałązkowe stromatoporoidy. Miejscami zamiast dolomitów występują wapienie dolomityczne lub lokalnie wapienie margliste z obfitym biodetrytusem.

Ławice dolomitów i całe ich kompleksy przewarstwione są ławicami i zespołami ławic skał klastycznych – w spągu zielonych iłowców i podrzędnie piaskowców, wyżej wiśniowych, plamistych, pstrych mułowców i iłowców. W górnej części opisywanego profilu eifelskich skał klastyczno-węglanowych obecne są już tylko iłowce i mułowce czarne i ciemnoszare, poziomo laminowane. Występują one początkowo w postaci cienkich lamin i pojedynczych warstw w dolomitach, a w stropie tworzą pakiet o miąższości 45 m. Łączna miąższość skał omawianego zespołu wynosi w otworze Brudzowice-1 około 160 m.

Wyższa część profilu osadów eiflu zbudowana jest z dolomitów. Dominują wśród nich dolomikryty ciemnoszare i czarne z laminami czarnych iłowców. Wśród tego rodzaju skał w postaci nielicznych przewarstwień występują brekcje i zlepieńce śródformacyjne oraz ławice dolomitów zailonych o strukturze gruzłowej. Miąższość utworów tej części profilu wynosi około 300 m, a osadów całego piętra – 460 m (Ekiert, 1971).

Wiek opisanych skał nie jest udokumentowany. Łączenie ich z eiflem bazuje na podobieństwie profilu litologicznego z Brudzowic do regionalnego profilu dewonu rozpoznanego i udokumentowanego w Górach Świętokrzyskich i Niecce Nidziańskiej.

Żywet

W a p i e n i e i d o l o m i t y tworzą kilka niewielkich wychodni w południowo-wschodnim narożu obszaru arkusza w okolicach Dziewek, Brudzowic, Nowej Wioski i Podlesia (tabl. II). Szczególnie użyteczne badawczo są osady spod Dziewek. Odsłaniają się tam jasnoszare, gruboławicowe wapienie zawierające obfite szczątki organiczne korali osobniczych i kolonijnych, denkowców, stromatoporoidów masywnych i gałązkowych, jeżowców i ramienionogów. Wśród nich w postaci przeławiceń występują ciemnoszare wapienie mikrytowe słabo margliste, bitumiczne, cienkoławicowe bez widocznego biodetrytusu (Śliwiński, 1956). Racki i inni (1999) dostrzegli w gruboławicowych wapieniach z Dziewek jeszcze skorupki strzykw, spikule gąbek wapiennych, otwornice, zęby i łuski ryb i ślimaki. Litologię uzupełnili o ciemnoszare, cienkoławicowe wapienie falisto-gruzłowe mikrytowe z rozproszonymi koralowcami, ramienionogami, krynoidami, spikulami gąbek oraz o wkładki zlepieńców śródformacyjnych, iłowców marglistych i laminitów kryptoalgowych ze strukturami fenestralnymi.

Profil odsłoniętych utworów z Dziewek uzupełniony został o wyniki badań przeprowadzonych w otworze 106 (Winowno WB 12) zlokalizowanym w pobliżu wychodni w Dziewkach (Racki i in., 1993). Analiza ponad 180-metrowej miąższości serii wapiennej z tego profilu poszerzyła wiedzę o skałach żyweckich okolic Brudzowic. W profilu dominują mikrytowe wapienie ziarniste – kalkarenity i kalcyrudyty, w których materiałem okruchowym jest detrytus stromatoporoidów, koralowców i jeżowców z biodetrytusem muszli. W takim tle skalnym tkwią ławice biostromalne zbudowane z dużych, bulwiastych stromatopor w pozycji wzrostu, masywnych i gałązkowych denkowców i korali wzajemnie poprzerastanych, tkwiących w ziarnistym matrix tworzonym przez okruchy fauny wymienionej powyżej oraz fragmenty szkieletów liliowców, muszli małży, ślimaków i ramienionogów. Odrębnym typem litologicznym pospolicie występującym są ławice amfiporowe i stachiodesowe, w których szkielety tych organizmów występują w sposób masowy. Dużo rzadsze są ławice jasnoszarych wapieni mikrytowych, poziomo, nieregularnie i faliście laminowanych, ze skupieniami kryształów kalcytu stanowiącymi ślady po rozwoju mat glonowych – laminity kryptoalgowe. Jeszcze rzadziej występują ciemnoszare, cienkoławicowe wapienie mikrytowe niezawierające szkieletów koralowców i stromatoporoidów, a niemal wyłącznie muszle ramienionogów i detrytus liliowców. Wapienie te mają pokrój falisto-gruzłowy.

W wapieniach z Dziewek Gürich (1896) znalazł ramienionoga *Stringocephalus burtini* Defrance i przyjął ich żywecki wiek. Potwierdzają tę kwalifikację wiekową zarówno dla odsłoniętej, jak

i przewierconej otworem 106 (Winowno WB-12) partii profilu, Racki i inni (1993, 1999), precyzując ich wiek na niższą część żywetu.

W wyniku interpretacji facjalnej biostromalne ławice biolitytów stromatoporoidowo-koralowcowych reprezentują strefę płycizn żyweckiego morza, ławice amfiporowe i laminity kryptoalgowe – obszary zarafowej laguny, a wapienie falisto-gruzłowe – teren otwartego szelfu (Racki i in., 1993).

Młodsze utwory żywetu analizowano w profilu otworu 113 (Brudzowice-1). Stwierdzona w nich obecność analogicznych litotypów, jak w utworach części dolnej żywetu, świadczy o kontynuacji charakteru sedymentacji także w późnym żywecie.

W sąsiadujących z Dziewkami Nowej Wiosce, Podlesiu i Brudzowicach wapienie zastąpione są w całości przez epigenetyczne dolomity (Śliwiński, 1982). Są to ciemnoszare, zielonawoszare zwięzłe, krystaliczne i często bitumiczne dolosparyty o zatartych strukturach pierwotnych (Podleśna) lub ze szczątkami szkieletów fauny (Brudzowice, Nowa Wioska).

W pobliżu powierzchni stropowej dolomitów środkowodewońskich pod Brudzowicami, w obrębie węglanowych skał dewońskich, miejscami napotkano obfitą mineralizację siarczkami cynku i ołowiu (Śliwiński, 1964b; Gładysz, Śliwiński, 1979).

Miąższość skał żyweckich zbadanych na obszarze arkusza Koziegłowy przekracza 800 m i prawdopodobnie sięga 1000 m (Ekiert, 1971).

c. Dewon górny

W a p i e n i e , d o l o m i t y i i ł o w c e . Na terenie omawianego arkusza skały dewonu górnego udokumentowano w profilu otworu 105 (Winowno CW 60) (Nehring, 1967). Pod osadami triasu występuje tu zespół średnioławicowych szarych i jasnoszarych wapieni z obfitymi krynoidami, muszlami ramienionogów i konodontami. Część profilu jest zdolomityzowana i w efekcie wapienie zastąpione są szarymi i jasnoszarymi, grubo- i drobnosparytowymi dolomitami. W obrębie utworów węglanowych pospolicie występują laminy, wkładki i przeławicenia czarnych, szarych i zielonych iłowców (Pajchlowa *w*: Nehring, 1967).

W opisanych skałach z Winowna Nehring (1967) znalazła, oznaczyła i opisała zespół 42 gatunków konodontów, wśród których znajdowały się formy charakterystyczne dla najniższego famenu.

W sąsiedztwie obszaru opracowywanego arkusza, w okolicach Zawiercia i Kluczy, opisano pełny profil skał górnodewońskich. W profilu tym dominują utwory węglanowe, miejscami obfitujące w biodetrytus. Zawierają one domieszkę materiału ilastego manifestującą się zarówno marglistością osadów węglanowych, jak i tworzącego samodzielne laminy i ławice. Na podstawie wzajemnych proporcji węglanów i materiału ilastego, obecności szczątków organicznych i struktur gruzłowych, Narkiewicz (1978) utworzył jednostki litostratygraficzne. Wiek większości ich granic został określony na

podstawie konodontów (Narkiewicz, 1978). Jest więcej niż prawdopodobne, że morskie facje spod Zawiercia kontynuują się na terenie arkusza Koziegłowy i jest tu obecny pełny profil skał dewonu górnego, chociaż nie sposób na podstawie opisów litologicznych profili wiertniczych wyróżnić jednostki litostratygraficzne znane z okolic Zawiercia. Jedynie fragment profilu opracowany przez Nehring (1967) można ze znacznym prawdopodobieństwem odnieść do zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych – jednostki litostratygraficznej reprezentującej famen po poziom *styriacu*s (Narkiewicz, 1978).

Miąższość skał górnodewońskich jest szacowana przez Ekierta (1971) na 370 m.

5. Karbon

a. Karbon dolny

I ł o w c e i p i a s k o w c e . Pod osadami permo-mezozoiku, na północ od pasa wychodni dewonu, występują skały karbonu. Rozpoznano je wierceniami w rejonie Cynkowa i Zabijaka (Śliwiński, 1964a). Tło skalne tworzą ciemnoszare i czarne iłowce laminowane szarymi piaskowcami drobnoziarnistymi. Piaskowce tworzą w iłowcach pojedyncze laminy, od 1 do 50 mm grubości. Laminy piaszczyste i iłowcowe mają nieregularny przebieg i rozszczepiając się tworzą laminację soczewkową, miejscami falistą. Spoiwem piaskowców jest materiał ilasty lub ilasto-węglanowy. Wśród iłowcowego tła zdarzają się grubsze (do 2 m) pakiety piaskowcowe laminowane przekątnie i poziomo. Na powierzchniach oddzielności laminacji pospolicie występują szczątki uwęglonej flory (Ekiert, 1971).

W osadach z Cynkowa i Woźnik Bojkowski znalazł i oznaczył (Bojkowski, Bukowy, 1966) goniatyty charakterystyczne dla dolnej części wizenu górnego.

Miąższość karbonu dolnego jest trudna do oszacowania; wynosi nie mniej niż kilkaset metrów (500?).

b. Karbon górny

Namur

I ł o w c e i p i a s k o w c e . W otworze wiertniczym Huta Stara 1 (ark. Żarki, tuż przy granicy z ark. Koziegłowy), na głębokości 259,5–436,0 m przewiercono ciemnoszare i czarne iłowce z wkładkami szarych drobnoziarnistych piaskowców mułowcowych. W iłowcach i piaskowcach pospolicie występują uwęglone szczątki flory. W obrębie iłowcowo-piaskowcowego tła pojawiają się ławice kalkarenitów krynoidowych (Śliwiński, 1964a; Ekiert, 1971).

Osady z Huty Starej nie są stratygraficznie udokumentowane. Według Doktorowicza-Hrebnickiego (*w*: Znosko, 1960) reprezentują one namur dolny. Prawdopodobnie profil karbonu dolnego jest na badanym obszarze znacznie bardziej rozbudowany. Jego miąższość można szacować na kilkaset metrów (300?).

D i a b a z y . W okolicach Glinianej Góry, Mysłowa i Brzezin we wschodniej części obszaru omawianego arkusza, w utworach dewonu napotkano sille i dajki diabazowe (np. otw. 53).

Przewiercone diabazy są skałami ciemnymi – ciemnoszarymi, ciemnozielonymi, drobnokrystalicznymi o teksturze bezładnej. W skałach dominują plagioklazy i pirokseny. Towarzyszą im siarczki żelaza i kwarc (Juskowiak i in.,1978). Diabazy przecinają drobne żyłki kalcytu, hematytu i dolomitu. Miąższości żył diabazowych są bardzo różne; maksymalnie osiągają około 70 cm miąższości pozornej (otw. 51 – Gliniana Góra WB 16, otw. 52 – Mysłów WB 24).

W celu wizualizacji wydzielenia, miąższości diabazów na syntetycznym profilu geologicznym i przekroju geologicznym przewiększono.

L a m p r o f i r y . W okolicach Dziewek, w miejscu obecnej drogi ekspresowej, w 1917 r. Samsonowicz (1928) znalazł w obrębie żyweckich wapieni ze *Stringocephalus burtini* Defrance żyłę skały magmowej, którą na podstawie wyników badań petrograficznych Małkowski i Karasiński (1928) opisali jako lamprofir.

Lamprofiry z Dziewek zbudowane są z biotytu i chlorytów, a jako minerały poboczne występują: apatyty, tytanit, kwarc, tlenki żelaza i manganu oraz kalcyt (Małkowski, Karasiński, 1928).

Większość tych minerałów (oprócz biotytu), ma charakter wtórny i jest związana z przeobrażeniami minerałów pierwotnych. Są to pseudomorfozy chlorytowe po amfibolach i kalcytów po innych minerałach femicznych (Juskowiak i in., 1978; Bukowy, Cebulak, 1964).

Średnioziarniste lamprofiry z Dziewek odznaczają się teksturą porfirową. Żyła osiąga około 1 m miąższości. Kolejną żyłę lamprofirową odkrył w Dziewkach i opisał Śliwiński (1956, 1960). W celu wizualizacji wydzielenia, miąższości lamprofirów na syntetycznym profilu geologicznym i przekroju geologicznym przewiększono.

W profilu utworów środkowodewońskich przewierconych w otworze Brudzowice-1 (otw. 113) położonym w sąsiedztwie stwierdzonych żył lamprofirowych ujawniono obecność mineralizacji pirytem, hematytem i chalkopirytem. Uprawniony wydaje się wniosek o związku tej mineralizacji z intruzją żyłową.

P o r f i r y . W Hucie Starej (ark. Żarki), w pobliżu wschodniej granicy obszaru arkusza Koziegłowy, w obrębie utworów karbońskich, występują dwie dajki skały magmowej. Są to w różnym stopniu przeobrażone szarozielonkawe porfiry zbudowane z fenokryształów skaleni, biotytu i kwarcu. Obecne są pseudomorfozy po amfibolach. W tle skalnym wyróżniono chloryty (Ryka, Sylwestrzak, 1960) oraz wtórny kwarc i kalcyty. Badania chemizmu skały żyłowej dowiodły, że reprezentuje ona porfir granodiorytowy (Ryka, Sylwestrzak, 1960).

Miąższości pozorne dajek z Huty Starej wynoszą 2,8 m i 5,5 m (Ryka, Sylwestrzak, 1960). Na syntetycznym profilu geologicznym i przekroju geologicznym A–B, ze względu na skalę, miąższości porfirów przewiększono.

Podobne porfiry nawiercono w rejonie Cynkowa i Woźnik w centralnej części obszaru arkusza (Juskowiak, 1971; Juskowiak i in., 1978), a także w okolicach Glinianej Góry, Miłości, Huty Szklanej, Pińczyc i Mysłowa (przekrój geologiczny A–B).

Zarówno w obrębie dajek i silli porfirowych, jak i w ich bezpośrednim sąsiedztwie stwierdzono liczne przejawy metasomatozy skał osadowych i ich mineralizacji. Dotyczy to skał różnego wieku. Przejawy tych procesów najlepiej udokumentowano w skałach ordowiku, syluru i dewonu. Najpospolitsza jest mineralizacja pirytem, hematytem i chalkopirytem. Rzadziej pojawia się molibdenit. Miejscami koncentracje tych minerałów bywają tak znaczne, że są przedmiotem zainteresowania gospodarczego.

6. Perm

a. Perm górny

Zlepieńce i brekcje. Utwory permu nie występują na powierzchni. Znane są jedynie z otworów usytuowanych na południowych i południowo-wschodnich peryferiach terenu arkusza – z rejonu Bibieli, Zabijaka i Huty Starej (Śliwiński, 1964a; Siedlecka, 1964).

Najdłuższy, 34-metrowej miąższości, profil poznano w Bibieli. Tam pod skałami pstrego piaskowca nawiercono kompleks zlepieńców opisanych przez Siedlecką (1964). Są to zlepieńce drobnookruchowe, o średnicy otoczaków nieprzekraczającej na ogół 1 cm, źle wysortowane. Materiał psefitowy tworzą głównie otoczaki porfirów z, w różnym stopniu przeobrażonymi, prakryształami skaleni, kwarcu i biotytu. Towarzyszą im okruchy szarych iłowców i iłowców piaszczystych. W ilościach podrzędnych występują otoczaki ciemnoszarych mułowców, zielonoszarych drobnoziarnistych piaskowców z muskowitem oraz kwarcu, a akcesorycznie obecne są wapienie mikrytowe.

Spoiwo zlepieńców tworzy substancja ilasto-marglista z domieszką hematytu nadającego całej skale intensywne czerwone zabarwienie. Składniki skały są uporządkowane. Większość zlepieńców odznacza się poziomym warstwowaniem, miejscami obecne jest uziarnienie frakcjonalne.

W stropie kompleksu zlepieńców porfirowych, a zarazem utworów permu, w Bibieli występuje ławica (0,6 m) grubookruchowych zlepieńców utworzona z otoczaków dewońskich dolomitów tkwiących w czerwonym wapienno-ilastym spoiwie.

W Zabijaku i Hucie Starej na osadach karbońskich, a pod utworami retu napotkano (Śliwiński, 1964a) cienkie pakiety (3 i 10 m) czerwonych brekcji. Tworzą je okruchy mułowców i iłowców piaszczystych, pochodzące z niszczenia karbońskiego podłoża, spojone masą ilasto-marglistą z gruzłami gipsu (Śliwiński, 1964a).

Opisane utwory nie zawierają żadnych szczątków organicznych. Do permu (permu dolnego – czerwonego spągowca) włączono je ponieważ leżą pod udokumentowanymi osadami retu, niezgodnie na paleozoicznym podłożu oraz wykazują związek z rozwojem i rozprzestrzenieniem regionalnym dolnopermskiego wulkanizmu (Siedlecka, 1964) lub litologiczną odmienność od utworów dolnotriasowych (Śliwiński, 1964a).

7. Trias

a. Trias dolny

Olenek

Iły, piaskowce, mułowce i zlepieńce. Niezgodnie na paleozoicznym przedpermskim podłożu lub na denudacyjnej powierzchni utworów permskich, a pod węglanowymi osadami retu leży zespół skał czerwonych, pochodzenia lądowego, reprezentujący pstry piaskowiec. Najpowszechniej występują w nim czerwone iły masywe tworzące nierozległe i cienkie – kilku- lub kilkunastometrowej miąższości płaty. Miejscami towarzyszą im mułowce i piaskowce drobno- i średnioziarniste oraz zlepieńce zbudowane z kwarców, skaleni i wapieni spojonych masą wapnisto-ilastą (Śliwiński, 1964a; Wyczółkowski, 1968, 1974). Osady pstrego piaskowca stwierdzono w dziesiątkach profili otworów rozproszonych na obszarze całego arkusza.

W stropowych partiach profilu opisywanych osadów pojawiają się pojedyncze ławice skał węglanowych świadczące o stopniowym, ciągłym przejściu od sedymentacji lądowej do morskiej (Wyczółkowski, 1974). Ta ciągłość sedymentacji pozwoliła Wyczółkowskiemu (1974, 1978) traktować osady lądowe związane z retem węglanowym jako nieco tylko od niego starsze – reprezentujące także późny trias dolny. Nie negując słuszności tego poglądu trzeba jednak dopuścić możliwość występowania na badanym obszarze starszych utworów dolnotriasowych, powstałych w lądowych niszach sedymentacyjnych urozmaiconego paleoreliefu, które nie zostały zniszczone przez późniejszą denudację. Miąższość skał pstrego piaskowca osiąga maksymalnie około 13 m (otw. 105).

Dolomity, iły, iłowce i wapienie (ret). Morskie osady dolnotriasowe nie występują na powierzchni. Rozpoznano je w profilach setek otworów wiertniczych zlokalizowanych głównie w centralnej, południowej i wschodniej części obszaru arkusza.

Profil retu rozpoczynają zwykle iły i iłowce margliste laminowane gipsami z pojedynczymi cienkimi ławicami wapieni zailonych i dolomitów (Wyczółkowski, 1968, 1974). Ponad tymi osadami, kojarzonymi z warstwami gipsowymi I (Senkowiczowa, 1965) albo warstwami międzygipsowymi (Wyczółkowski, 1974, 1978), profil retu (z wyjątkiem utworów przybrzeżnych mułkowo-piaszczystych znanych z okolic Brudzowic – Śliwiński, 1964a) ma już węglanowy charakter (Śliwiński, 1964a; Senkowiczowa, 1965; Wyczółkowski, 1968, 1974, 1978).

Węglanową część profilu rozpoczynają szare dolomity margliste, poziomo warstwowane lub dolomity oolitowe. W ich dolnej części pospolicie występują laminy szarych lub białych, krystalicznych lub włóknistych gipsów. Lokalnie tworzą one wkładki osiągające kilkanaście centymetrów miąższości (Śliwiński, 1964a).

Najmłodszymi z osadów retu okolic Brudzowic są szare wapienie dolomityczne zwykle niewyraźnie, poziomo laminowane i niezawierające fauny (Wyczółkowski, 1974).

W rejonie Cynkowa i Woźnik najwyższy ret reprezentują dolomity, dolomity margliste mikrytowe lub mikrosparytowe z wkładkami wapieni i zlepieńców, w których otoczaki skał paleozoicznych spaja masa dolomitowa (Wyczółkowski, 1974).

W górnej części profilu osadów retu obecne są ławice muszlowców i dolomitów ziarnistych – oolitowych. Wśród detrytusu szkieletowego przeważają skorupy małży i ślimaków, a towarzyszą im łuski, zęby i kości ryb oraz miejscami liczne napławione z lądu kości gadów (Wyczółkowski, 1968).

Sedymentację retu uznaje się za generalnie ciągłą, podobnie jak przejście do wapienia muszlowego.

Łączna miąższość skał retu szacowana jest na około 50 m. Tylko na obszarach wyniesionych podczas sedymentacji omawianych osadów (np. Brudzowice) może ona zmniejszać się do kilkunastu metrów (Wyczółkowski, 1962, 1968).

b. Trias środkowy

Anizyk

Skały wapienia muszlowego stanowią kontynuację morskiej sedymentacji retu. Granicę w profilu wapieni wyznacza obfite pojawienie się fauny (*Pecten, Gervilleia* oraz człony liliowców z rodzaju *Dadocrinus* – Doktorowicz-Hrebnicki, 1935a, b i Assmann, 1944).

Wapienie, dolomity, margle, iły i zlepieńce. Na badanym obszarze wapień muszlowy dolny reprezentują osady węglanowe – wapienie i dolomity należące do podrzędnych jednostek litostratygraficznych – warstw gogolińskich i warstw olkuskich (Śliwiński, 1964a). Wśród skał węglanowych wyróżniono kilka litotypów występujących w wapieniu muszlowym dolnym powszechnie, choć zależnie od obszaru występowania, a nawet w obrębie profilu – z różną gęstością i w odmiennych proporcjach. Podstawowym litotypem są wapienie cienko- i średnioławicowe szare, zielonawe i żółtawe, mikrytowe. W stanie zwietrzałym, w odsłonięciach, opisywane są często jako wapienie płytowe (Wyczółkowski, 1974, 1978; Śliwiński, 1964a). Pod względem udziału ustępują im miejsca wapienie faliste złożone z cienkich ławic wapieni (biomikrytów z detrytusem skorupowym małży i ślimaków) często zailonych, rozdzielonych laminami ciemnoszarych iłów i margli. Powierzchnie międzyławicowe są zwykle nierówne, często w różnym stopniu faliste (Śliwiński, 1964a; Wyczółkowski, 1974, 1978).

Podrzędnie w obrębie wapienia muszlowego dolnego występują zlepieńce, w których tkwią, nierzadko znacznej (powyżej 50 cm średnicy) wielkości okruchy skał paleozoicznych pochodzące z podłoża permo-mezozoiku spojone masą węglanową (Michael, 1914; Assmann, 1944; Śliwiński, 1964a; Wyczółkowski, 1974, 1978).

Warstwy gogolińskie na badanym obszarze są zbudowane z wapieni, lokalnie dolomitycznych. W dolnej części zdecydowanie przeważają wapienie płytowe. Tylko w rejonie Cynkowa i Woźnik zastąpione są, lub w części uzupełnione, wapieniami falistymi (Wyczółkowski, 1974). Górna część warstw gogolińskich ma bardziej marglisty charakter i zwłaszcza w pobliżu spągu jest zdominowana

przez wapienie faliste, ilaste i margliste. Lokalnie (otw. 89 – Cynków CW 1) stwierdza się w obrębie górnej części warstw gogolińskich obecność zlepieńców (Wyczółkowski, 1974).

W okolicach Brudzowic i Dziewek warstwy gogolińskie reprezentowane są przez szare, mikrytowe, laminowane dolomity margliste z krynoidami oraz zlepieńce, w których zarówno otoczaki pochodzące z dewońskiego podłoża, jak i triasowe spoiwo są dolomitowe (Śliwiński, 1964a).

Skały warstw gogolińskich zawierają liczne skamieniałości małży, ślimaków i liliowców. Ich miąższość mieści się w przedziale 30–40 m (Wyczółkowski, 1974).

Zmienność litologiczna młodszych utworów wapienia muszlowego dolnego na badanym obszarze uniemożliwia wiarygodne wyróżnienie jednostek litostratygraficznych znanych z zachodniej części Śląska – warstw górażdżańskich, telebratulowych i karchowickich. Stąd propozycja Śliwińskiego (1964a), aby w rejonie Siewierza całą górną część wapienia muszlowego dolnego potraktować jako jedną jednostkę litostratygraficzną – warstwy olkuskie.

Dolna część warstw olkuskich zbudowana jest ze średnioławicowych jasnoszarych i szarych wapieni płytowych. Miejscami tego rodzaju wapienie budują cały profil tych warstw, a miejscami w ich obrębie pojawiają się pakiety wapieni falistych (otw. 89 – Cynków CW 1, otw. 105 – Cynków CW 60) z laminami iłowców (Wyczółkowski, 1974).

W obrębie górnej części warstw olkuskich, w różnych częściach ich profilu, pojawiają się dolomity kruszconośne. Miąższość warstw olkuskich, w rejonie Cynków–Woźniki, wynosi około 40 m (Wyczółkowski, 1974).

Na badanym obszarze, w górnej części wapienia muszlowego dolnego, na ogół powyżej warstw gogolińskich, w różnych miejscach profilu warstw olkuskich, leży zespół średnioławicowych, ciemnoszarych drobnokrystalicznych dolomitów zbitych i jamisto-porowatych, miejscami skrzemionkowanych. Podścielają one gruboławicowe, grubokrystaliczne, silnie porowate szare dolomity. W stropie kompleksu dolomitów kruszconośnych spoczywają dolomity szarożółte i żółte, jamisto-porowate, drobno- i średniokrystaliczne, średnio- i gruboławicowe. W profilach dolomitów kruszconośnych spotykane są liczne relikty sprzed dolomityzacji – ślady uławicenia, laminacji, ośródki po faunie skorupowej małży i ślimaków. W dolnej części kompleksu dolomitów kruszconośnych występują sporadycznie niezdolomityzowane, lub nie do końca zdolomityzowane, ławice wapieni pierwotnych (Śliwiński, 1964a, 1978).

Tak rozpoznane generalne następstwo litotypów w obrębie dolomitów kruszconośnych bywa jednak lokalnie modyfikowane w zależności od specyfiki warunków dolomityzacji.

Zgodnie z nazwą w obrębie opisywanych dolomitów występuje mineralizacja siarczkami cynku i ołowiu (otw. 53 oraz obszar między Brzezinami i Miłością – przekrój geologiczny A–B) szczególnie obfita w pobliżu spągu kompleksu (Śliwiński,1978). Miąższość dolomitów kruszconośnych wynosi od około 10 do 100 m.

D o l o m i t y i i ł o w c e. Węglanowe utwory profilu triasu środkowego na większości badanego obszaru występują nad dolomitami diploporowymi (dolna część wapienia muszlowego środkowego). Odsłaniają się one na powierzchni w okolicach Brudzowic, Surmy, Podżarza i Dąbrowy Wielkiej. Przewiercono je kilkuset otworami wiertniczymi. Dolna część profilu warstw diploporowych reprezentowana jest przez żółte i szarożółte, średnio- i gruboławicowe, drobnokrystaliczne dolomity, zawierające tylko nieliczne człony liliowców (Śliwiński, 1964a). Część górna zbudowana jest z cienkoławicowych, marglistych, laminowanych poziomo i faliście dolomitów, ze zróżnicowaną fauną i florą. Spotykane są w nich skorupy małży, ślimaków, ramienionogów i szczątki zwęglonych roślin lądowych. Skałotwórczo występują glony z rodzaju *Diplopora* (Śliwiński,1964a). W stropie omawianych warstw dolomity oolitowe tworzą szeroko rozprzestrzenioną ławicę (Śliwiński, 1964a). Miąższość omawianych utworów wynosi średnio około 30 m. Skały młodsze od warstw diploporowych, prawdopodobnie reprezentujące wapień muszlowy górny, znane są jedynie z południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Przewiercono je tu kilkunastoma otworami. Stwierdzono obecność kompleksu różnych odmian dolomitów. Dominują dolomity mikrytowe średnioławicowe i płytowe. Przeławicają je dolomikryty zailone, iłowce dolomityczne i iłowce. Barwy skał są ciemne – szare, ciemnoszare do czarnych, tylko miejscami jasnoszare i zielonawe. Niektóre ławice zawierają biodetrytus muszlowy. Miąższość utworów wapienia muszlowego górnego wynosi około 30 m.

Ladyn

D o l o m i t y , i ł o w c e i p i a s k o w c e. W rejonie Woźniki–Cynków pod osadami formacji lisowskiej, na osadach wapienia muszlowego, nawiercono najmłodsze skały środkowotriasowe. Ich spąg stanowią cienkoławicowe, zailone dolomity przeławicone iłowcami. Wieńczy je pakiet iłowców dolomitycznych z wkładkami cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców. Ku górze przechodzą one w piaskowce przeławicone mułowcami, iłowcami i iłami. Lokalnie w obrębie piaskowców występują cienkie laminy i warstewki węgla brunatnego (Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska, 1972).

Skały całego kompleksu są szare, ciemnoszare do czarnych i szarobrązowe. Opisywane utwory obfitują w skamieniałości małży, ślimaków, ramienionogów, zębów i łusek ryb oraz szczątki roślinne. Ich stratygrafię opracowano na podstawie detrytusu roślinnego. Grodzicka-Szymanko i Orłowska-Zwolińska (1972) wyróżniły w opisywanych osadach dwa poziomy nazwane później *Conbaculatisporites longdonensis* = *Porcelispora longdonensis* (Marcinkiewicz, 1997a) i *Aulisporites astigmosus* (Orłowska-Zwolińska, 1983; Marcinkiewicz, 1997a). Obydwa te poziomy reprezentują ladyn (Orłowska-Zwolińska, 1985). Część dolomitowo-iłowcowa profilu korelowana jest z dolomitem granicznym i warstwami gipsowymi dolnymi, część piaskowcowa – z piaskowcem trzcinowym (Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska, 1972; Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). Miąższość omawianych skał wynosi od 10 do 30 m.

c. Trias górny

Noryk

Iły, iłowce, piaskowce, brekcje i zlepieńce – formacja lisowska. Na utworach anizyku (wapienia muszlowego) i miejscami ladynu, a pod wapieniami woźnickimi spoczywają skały formacji lisowskiej. Tworzą na badanym obszarze liczne i rozległe wychodnie, od Lubszy przez Ligotę Woźnicką, Woźniki, Skwarkowe, Cynków, Krusin, Winowno po Podlesie. Drugi obszar wychodni formacji lisowskiej rozpościera się wokół Osieka, Glinianej Góry i Lgoty Górnej, a kilka mniejszych znajduje się między Koziegłowami i Siedlcem Dużym. Ponadto utwory formacji lisowskiej znane są z kilkudziesięciu otworów wiertniczych.

W profilach formacji lisowskiej przeważający udział mają czerwone, brunatne lub pstre czerwono-zielone iły i iłowce, zazwyczaj słabo margliste, zawierające zmienną ilościowo domieszkę muskowitu. Niektóre ławice są wzbogacone detrytusem roślinnym. Iłowce lokalnie są horyzontalnie warstwowane; często nie wykazują jednak tekstur kierunkowych. Z rzadka spotykane są w ich obrębie nieregularne (do 3 cm średnicy) grudki wapnisto-ilaste o charakterze konkrecji. Część utworów ilastych wykazuje złupkowacenie.

W obrębie iłów i iłowców pospolicie występują ławice szaroseledynowych i szarozielonych oraz pstrych piaskowców o zróżnicowanej wielkości ziaren – od drobnoziarnistych do gruboziarnistych. Te ostatnie mogą zawierać domieszkę drobnookruchowych żwirów kwarcowych.

Pośród iłów, iłowców i piaskowców obecne są liczne ławice ilasto-margliste z nieregularnymi skupieniami wapiennymi i wapienno-ilastymi (do 3 cm średnicy), ostrokrawędzistymi lub zaokrąglonymi, słabo wysortowanymi. Część ziaren i okruchów węglanowych i węglanowo-ilastych odznacza się koncentryczną budową. Dało to podstawę do określenia tego typu skał mianem pseudooolitów, zlepów wapienno-oolitowych, brekcji oolitowych, itp. Dzięki Röemerowi (1862, 1870) skały te są najbardziej znane pod nazwą brekcji lisowskiej. Jako szczególnie charakterystyczny składnik posłużyły one do wyróżnienia omawianej formacji. Formacja lisowska odpowiada warstwom gorzowskim (Znosko, 1959), formacji grabowskiej (Bilan, 1976) lub cyklotemowi RI i RII (Grodzicka-Szymanko, 1971).

Pod względem stratygraficznym opisywane utwory reprezentują noryk (Marcinkiewicz, 1997b), a miejscami, prawdopodobnie także karnik. Tworzyły się w zróżnicowanych środowiskach z pogranicza lądu i morza – wysoko zasolonych lagunach, słodkowodnych zbiornikach śródlądowych i – z rzadka i na krótko – w strefach przybrzeża (Deczkowski, Franczyk, 1988).

Szczegółową analizę sedymentologiczną utworów górnotriasowych analizowanego obszaru, które można wiązać z norykiem przeprowadził Pieńkowski (1988). Wynika z niej, że zdecydowana większość skał to osady rzeczne – głównie rzek roztokowych powstałych w klimacie suchym i gorącym. Węglany reprezentują rozmaite utwory i struktury glebowe typu caliche i hardpan. Miąższość formacji lisowskiej wynosi od kilku do kilkudziesięciu (ok. 50) metrów.

W a p i e n i e i i ł o w c e (w a p i e n i e w o ź n i c k i e). Ponad formacją lisowską występują, w profilach osadów triasu górnego analizowanego terenu, zwarte zespoły wapieni. Tworzą one rozległe wychodnie wokół Pińczyc, Rzeniszowa, Gniazdowa, między Porębą, Woźnikami, Ligotą Woźnicką i Lubszą.

Profil wapieni zbudowany jest (Piekarska,1984) z: mikrytów z rozproszonymi gruzłami, mikrytów gruzłowych, porowatych, z pseudomorfozami po gipsie, reliktami kryształów gipsu, śladami mat sinicowo-algowych, szczelinami z wysychania i intraklastami, stromatolitów i onkolitów oraz wapieni ze szczątkami roślin, wapieni intraklastowych, w których intraklastami są fragmenty wapieni wymienionych powyżej oraz klasty iłów i iłowców.

Opisywane wapienie reprezentują środowiska playi, jeziorne i bagna rozwiniętego w peryferycznej części zbiornika słodkowodnego (Piekarska, 1984; Gąsiorowski, Piekarska, 1986).

Zespół węglanowy ze stropu profilu osadów triasu górnego stanowi odrębną nieformalną jednostkę litostratygraficzną – wapienie woźnickie.

Wapienie woźnickie nie zawierają przewodnich skamieniałości. Ich powstanie szacowano na przełom retyku i jury (Gąsiorowski, 1984), schyłek retyku (Znosko, 1959) i noryk (Deczkowski, 1997a, b). Na omawianym obszarze przyjęto górnonorycki wiek wapieni woźnickich. Miąższość omawianych osadów waha się od kilku do około 20 m.

8. T r i a s – j u r a

a. T r i a s g ó r n y – j u r a d o l n a

R e t y k – h e t a n g

I ł y , i ł y p y ł o w a t e i m u ł k i (w a r s t w y h e l e n o w s k i e). Wychodnie warstw helenowskich należą do rzadkości. Najrozleglejsza, zaznaczona na mapie, znajduje się na południe od Czarnego Lasu. Ponadto iły i mułki warstw helenowskich występują m.in. w rejonie Lgoty Górnej, a także w profilach wielu otworów wiertniczych w podłożu utworów formacji połomskiej.

W profilach warstw helenowskich dominują nieregularne, soczewkowate skupienia różnokolorowych (żółtych, ochrowożółtych, czerwonawych, szarych, zielonoszarych, mlecznych, popielatych) mułków, iłów, mułków piaszczystych – „glinek" (Znosko, 1955). Sporadycznie w ich obrębie napotyka się cienkie (5 cm) warstewki drobnoziarnistych piaskowców żelazistych.

„Glinki" leżą na denudacyjnej powierzchni zbudowanej z utworów noryku, a ich strop stanowi również denudacyjna powierzchnia utworzona w hetangu. Reprezentują one lądowe, wietrzeniowe utwory rozwinięte na starszych skałach triasu górnego (Jakubowski, 1977). Miąższość „glinek" jest niewielka, z reguły nie przekracza 10 m.

9. Jura

a. Jura dolna

Hetang

Piaski i żwiry – formacja połomska. W centralnej i wschodniej części terenu arkusza między Kamieńskimi Młynami, Ligotą Woźnicką i Wylągami, pod Gniazdowem i Cynkowem, między Gackami, Winownem i Mysłowem utwory formacji połomskiej tworzą rozległe wychodnie. Zbudowane są głównie z piasków różnoziarnistych często ze znaczną domieszką frakcji żwirowej sięgającą 60%. Okruchy frakcji żwirowej odznaczają się zbliżonym składem petrograficznym obejmującym: kwarc (do 60%), kwarcyty, piaskowce kwarcytowe, piaskowce, skrzemionkowane wapienie woźnickie, skrzemionkowane wapienie środkowotriasowe, piaskowce arkozowe, zlepieńce i jaspility (Jakubowski, 1977). Żwiry są ogładzone, ale słabo obtoczone i średnio wysortowane. We frakcji psefitowej pospolicie występują bryły i toczeńce luźnych mułków i iłów („glinek") do 10 cm średnicy (Znosko, 1955).

Materiał klastyczny formacji połomskiej tworzy średnie i grube ławice, wewnątrz których obserwowano poziomą i skośną laminację (Jakubowski, 1977). Niektóre ławice odznaczają się podwyższoną zawartością spoiwa mułkowo-ilastego. Skały warstw połomskich uległy w znacznym stopniu cementacji do kruchych zlepieńców żelazistych.

Osady omawianej formacji leżą na nierównej, erozyjnej powierzchni skał górnotriasowych (Znosko, 1959; Unrung, Calikowski, 1960; Mossoczy, 1961; Jakubowski, 1977).

Obecna miąższość utworów formacji połomskiej prawdopodobnie nie przekracza 10 m, a miąższość pierwotna jest szacowana na około 30 m (Jakubowski, 1977).

Wiek formacji połomskiej od początku jej utworzenia budził kontrowersje i do dzisiaj nie jest rozstrzygnięty. Same utwory formacji nie zawierają skamieniałości. Leżą na osadach noryku i nie jest jasne z którą z formacji dolnojurajskich można je korelować. Włączane były do hetangu (Znosko, 1955), pliensbachu (Znosko, 1959) i toarku (Jakubowski, 1977). Większość autorów jednak łączy sedymentację utworów formacji połomskiej z hetangiem (Mossoczy, 1961; Dadlez, 1969; Jurkiewiczowa, 1967) i tak przyjęto w niniejszym opracowaniu.

Piaski i żwiry formacji połomskiej są osadami dolnojurajskiej rzeki roztokowej płynącej z południa ku północy i północnemu zachodowi, m.in. przez obszar arkusza Koziegłowy (Unrung, Calikowski, 1960; Jakubowski, 1977).

Pliensbach

Piaskowce, mułowce i węgiel brunatny – formacja blanowicka. Pod Syrczyńską Niwą znajduje się jedyna wychodnia utworów formacji blanowickiej. Odsłaniają się tam szare iłowce z obfitym muskowitem i detrytusem roślinnym, zawierające cienkie przeławicenia węgla

brunatnego i syderytów. Ku wschodowi i południowi opisywane skały nikną pod pokrywą utworów czwartorzędowych. Znane są z profilu otworu Żarki Ż 89 (NAG 13611) za wschodnią granicą terenu arkusza (ark. Żarki) oraz z Osin tuż za jego północno-wschodnim narożem. W obu profilach (Znosko, 1953, 1955; Pieńkowski, 2004) przeważają piaskowce drobnoziarniste jasnoszare, zawierające muskowit, przekątnie i horyzontalnie laminowane. Przeławicają je iłowce, mułowce i heterolity mułowcowo-piaskowcowe w postaci pojedynczych ławic i pakietów o miąższościach sięgających kilkunastu metrów. Zawierają liczne szczątki roślinne i struktury korzeniowe. Lokalnie zamiast piaskowców występują niezdiagenezowane piaski.

Zespół opisywanych osadów Znosko (1955) nazwał warstwami blanowickimi, a jednostkę sformalizował Pieńkowski (2004).

Wiek formacji blanowickiej został ustalony po długiej dyskusji (Rogalska, 1954; Znosko, 1955, 1959; Dadlez, 1969; Marcinkiewicz, 1960; Deczkowski, Daniec, 1981) na pliensbach. Utwory omawianej formacji reprezentują zespół różnych środowisk sedymentacyjnych – delt, przybrzeża, barier i lagun (Pieńkowski, 2004).

Miąższość formacji blanowickiej jest zróżnicowana. Maksymalnie sięga 40 m. Jej osady stwierdzono jedynie w północno-wschodniej części omawianego obszaru.

Toark

I ł y, i ł o w c e, p i a s k i i p i a s k o w c e (w a r s t w y ł y s i e c k i e). W północnej części terenu arkusza rozległe obszary zajmują wychodnie warstw łysieckich. Na zachodzie występują między Kamieńskimi Młynami i Starczą, w centrum między Czarnym Lasem i Wylągami, a na wschodzie od Siedlca Małego do Gężyna (Wyczółkowski, 1962, 1968).

Dolna część profilu warstw łysieckich jest ilasta. Tworzą ją iły i iłowce niebieskawoszare, jasnoszare i zielonoszare często laminowane białymi piaskami pyłowatymi lub drobnoziarnistymi z nielicznymi konkrecjami pirytowymi. Przeławicają je piaskowce szare, szarozielonkawe, drobnoziarniste (Gołąb, 1947; Znosko, 1953, 1955; Mossoczy, 1961). W całym profilu pospolicie występują szczątki roślin i muskowit, a w dolnej jego części – liścionogi. Ilasta część warstw łysieckich jest korelowana z formacją ciechocińską (Pieńkowski, 2004).

W górnej części omawianych warstw iły i iłowce ustępują miejsca piaskowcom i piaskom drobno- i średnioziarnistym, miejscami z soczewkami drobnookruchowych żwirów kwarcowych. Skały są cienko- lub gruboławicowe. Obfitują w mikę i detrytus roślinny. Górna część profilu warstw łysieckich jest korelowana z formacją borucicką (Pieńkowski, 2004).

W warstwach łysieckich pospolicie, choć z różną gęstością, występują sporomorfy i megaspory. Na obszarze arkusza Koziegłowy warstwy te zaliczono do toarku (Marcinkiewicz, 1957; Marcinkiewicz i in., 1960; Marcinkiewicz, 1960).

Warstwy łysieckie reprezentują cykl transgresywno-regresywny. We wczesnym toarku osady tworzyły się w środowisku brakicznego morza. Z upływem czasu morze uległo wysłodzeniu i ustąpiło zupełnie. Na lądzie rozwinęły się systemy rzek meandrujących i roztokowych. Ich osady stanowią górną część profilu toarku.

Miąższość warstw łysieckich wynosi na omawianym terenie od kilku- kilkunastu do około 40 m.

b. Jura środkowa

Aalen–bajos

Piaskowce i piaski (warstwy kościeliskie). W północno-wschodniej części terenu arkusza, między Gężynem, Kuklowem i Komornikami występuje kilka wychodni piaskowców (Wyczółkowski, 1962, 1968). Piaskowce są gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate z udziałem drobnookruchowych (do 5 mm) żwirów kwarcowych. Na powierzchni są brunatne i czerwone z polewami limonitowymi będącymi efektem wietrzenia syderytów tworzących w piaskowcach płaskury i konkrecje. Osady brunatne i czerwone głębiej przechodzą w popielate, szare i zielonoszare (Znosko, 1953; Mossoczy, 1961). Opisywane piaskowce tworzą jednostkę litostratygraficzną – warstwy kościeliskie (Röemer, 1870).

Piaskowce kościeliskie zawierają nieliczne i rzadko występujące skamieniałości fauny morskiej, w tym także stratygraficznie istotne amonity. Z terenu arkusza znane są z Kuklowa, a z sąsiedztwa z Cybatej Góry (Mossoczy, 1961). Obydwa znaleziska określają wiek wyższej części piaskowców kościeliskich na bajos dolny (Mossoczy, 1961; Kopik, 1967). *Tmetoceras* sp. znaleziony przez Różyckiego (1953) w nieodległym od północnej granicy terenu arkusza Koziegłowy – Łyścu, w dolnej części piaskowców kościeliskich, wskazuje na powstanie osadów w aalenie. Wiek warstw kościeliskich zawiera się w przedziale aalen–bajos dolny.

Warstwy kościeliskie reprezentują transgresywne, litoralne plażowe osady morskie (Znosko, 1959). Ich miąższość wynosi około 40 m.

Bajos

Iły i iłowce rudonośne. W północno-wschodnim narożu obszaru arkusza, na wschód od Siedlca Małego i Kołysek znajduje się obszar wychodni utworów ilastych. Leżą one na piaskowcach kościeliskich aalenu–bajosu lub warstwach łysieckich toarku.

Podstawowym typem litologicznym są iły i miejscami iłowce ciemnoszare, szare i szarozielone. W obrębie skał ilastych pojawiają się rzadkie przeławicenia piasków lub piaskowców drobnoziarnistych oraz syderytów. Te ostatnie występują w postaci konkrecji i płaskur syderytowych oraz muszlowców syderytowych (Sawicka-Ekiertowa, 1954) i były przedmiotem przemysłowej eksploatacji (Znosko, 1953, 1960; Różycki, 1953).

Lokalnie iły rudnonośne zawierają liczne skamieniałości głowonogów, ramienionogów, małży i ślimaków (Różycki, 1953). Dzięki głowonogom określono przynależność dolnej części iłów (obecnej na obszarze arkusza Koziegłowy) do poziomów amonitowych: *Garantiana garantiana, Garantiana tetragona, Parkinsonia subarietis, Parkinsonia parkinsoni* reprezentujących dolny i środkowy bajos górny (Różycki, 1953; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973; Kopik, 1974).

Zespół ilasto-iłowcowy występujący w okolicach Częstochowy, w powyżej określonej pozycji stratygraficznej, tradycyjnie obejmowany jest mianem iłów rudonośnych (Znosko, 1953, 1960; Premik, 1930) albo częstochowskich iłów rudonośnych (Różycki, 1953; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973; Kopik, 1997).

Miąższość iłów rudonośnych występujących w obrębie obszaru arkusza nie przekracza 20 m.

10. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Plejstocen dolny

Gliny zwietrzelinowe i rumosze skalne. Osady czwartorzędowe leżą często nie wprost na litych skałach podłoża, ale na, w różnym stopniu zwietrzałej, przeobrażonej i przemieszczonej ich górnej części. Podobnie wyglądają stropowe partie skał podłoża odsłonięte na powierzchni. Pokrywa wietrzeniowo-deluwialna zbudowana jest z glin zwietrzelinowych utworzonych z rezyduów (na wapieniach zwykle skrasowiałych) zawierających źle wysortowany, ostrokrawędzisty materiał psefitowy skał macierzystych. Gliny te odznaczają się bogatą kolorystyką, od żółtych przez żółtobrązowe do ceglastoczerwonych. Cechują je zróżnicowane proporcje między materiałem ilastym, pyłowym i piaszczystym. Przemycie skał zwietrzelinowych skutkuje usunięciem materiału drobnoziarnistego i prowadzi do powstania rumoszy.

Najmniej zwietrzelin występuje na utworach ilastych zarówno górnotriasowych, jak i dolnojurajskich. Najbardziej miąższe pokrywy zwietrzelinowe wspomagane przez procesy krasowe rozwinęły się na wapieniach woźnickich (do 16,0 m w profilu otworu 26 – Woźniki 62 CW). Cieńsze, do 1–2 m miąższości, zwietrzeliny obecne są prawie wszędzie na węglanowych osadach triasu środkowego i piaskowcowych jury dolnej, a miejscami także na osadach ilastych. Te cienkie pokrywy zwietrzelinowe na mapie pominięto.

Piaski, żwiry i mułki rzeczne. W osiach głównych obniżeń powierzchni podczwartorzędowej, głównie o genezie dolinnej, bezpośrednio na utworach podłoża występują osady rzeczne niezawierające materiału skandynawskiego. Podobnie jak w sąsiedztwie (Bardziński i in., 1985, 1986; Heliasz i in., 1994, 2015) ich powstanie jest związane z okresem plejstocenu poprzedzającym nasunięcie najstarszego tu lądolodu, które miało miejsce podczas zlodowacenia Sanu 1.

Opisywane osady rzeczne stwierdzono wyłącznie w profilach otworów wiertniczych w południowo-zachodniej części terenu arkusza (otw. 65 – Cynków CW 44, otw. 62 – Cynków CW 20, otw. 39 – Woźniki LW13, otw. 97 – Zabijak WB19) oraz w północno-wschodniej (otw. 22 – Kuźnica Nowa Ż 2 i otw. 6 – Masłońskie BW 29).

Najpospolitsze spośród opisywanych osadów są żwiry z głazikami utworzone z materiału lokalnego – kwarcu, kwarcytów i krzemieni o różnych rozmiarach, od drobnych o średnicy do 1 cm, do pokaźnych o średnicy przekraczającej 12 cm. Podobnie zróżnicowany jest w poszczególnych profilach stopień obtoczenia i wysortowania. Przestrzenie międzyotoczakowe w żwirach i brukach są wypełnione przez piaski. Miąższość żwirów i bruków rzecznych nie przekracza 5 m.

Miejscami w pozycji żwirów i bruków występują osady drobnoziarniste – piaski i mułki. Tego rodzaju profil stwierdzono w otworze 65 – Cynków CW 44, gdzie na skałach triasu górnego leży warstwa (0,8 m) szaro-ochrowych mułków podścielających piaski drobnoziarniste (6,3 m).

Rzeczne osady preglacjału przykryte są miejscami osadami rzecznymi interglacjału wielkiego o grubszej frakcji, a gdzie indziej zastoiskowymi i lodowcowymi osadami ze zlodowacenia Odry lub Sanu 1.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 1

M u ł k i z a s t o i s k o w e . Tylko w jednym miejscu pod osadami lodowcowymi z okresu zlodowacenia Sanu 1 (tu piaskami gliniastymi), w profilu otworu 65 (Cynków CW 44) napotkano zespół mułków szarożółtych warstwowanych krzyżowo, pokrywających rzeczne osady starsze. Osiągają one 4 m miąższości.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e występują bardzo rzadko. Na obszarze arkusza wyróżniono je tylko w profilu otworu 107 (Zabijak WB 17), gdzie podścielają gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1. Są to szare piaski drobnoziarniste. Mają one 3,3 m miąższości i leżą na dolomitach triasu środkowego.

G l i n y z w a ł o w e nie odsłaniają się na powierzchni. W południowej części terenu arkusza, na południowy zachód od wzgórz woźnickich, w obrębie dorzecza Małej Panwi i Brynicy obecne są dwa poziomy glin lodowcowych rozdzielone często grubym, kilkunastometrowej miąższości kompleksem różnych i zapewne różnowiekowych piasków. Obecności dwu poziomów glin dowodzi profil otworu 59 (Woźniki CW 26). Tu pod glinami zlodowacenia Odry, tworzącymi wychodnię, i kompleksem starszych piasków przewiercono 1,1 m glin szarozielonych spoczywających na podłożu zbudowanym ze skał triasu górnego. Gliny w podobnej pozycji geologicznej napotkano też w sąsiedztwie, na południe od Cynkowa i Woźnik, koło Brudzowic i Zabijaka.

W północnej części obszaru arkusza gliny, które mogą być uznane za powstałe w czasie zlodowaceń południowopolskich, stwierdzono w Kuźnicy (otw. 21 – Kuźnica Nowa 1K). Mają one barwy od żółtych, żółtobeżowych, beżowych, żółtoszarych po szare, ciemnoszare i szarooliwkowe. Zazwy-

czaj są plastyczne i mułkowate, choć zdarzają się też piaszczyste (otw. 97 – Zabijak WB 19). Materiał żwirowy jest na ogół drobnookruchowy i skromnie reprezentowany. Przeważają obtoczone okruchy kwarców i kwarcytów, a okruchy skał magmowych występują rzadko.

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 najczęściej spoczywają wprost na skałach podczwartorzędowego podłoża. Lokalnie podścielają je piaski wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 1 lub żwiry rzeczne preglacjalne.

W stropie glin występują w profilach piaski reprezentujące utwory rzeczne interglacjału eemskiego i zlodowaceń północnopolskich, piaski wodnolodowcowe zlodowaceń środkowopolskich, piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) zlodowacenia Sanu 1 oraz piaski i żwiry rzeczne interglacjału wielkiego.

Miąższości opisywanych glin są na ogół niewielkie od 0,5–4,0 m. Tylko wyjątkowo w Cynkowie (otw. 64 – Cynków CW 19) ich miąższość osiąga 11,3 m (tabl. III).

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e . Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 są miejscami przykryte przez piaski wodnolodowcowe znane jedynie z profili otworów wiertniczych z południowo-zachodniej części terenu arkusza z okolic Cynkowa i Dąbrowy Wielkiej i części zachodniej z okolic Kuźnicy Starej (otw. 21 – Kuźnica Nowa K 1, otw. 63 – Cynków CW 20 i otw. 102 – Dąbrowa Wielka CW 12). Piaski te tworzą zwykle jeden cykl odwrócony rozpoczynający się piaskami pyłowatymi lub drobnoziarnistymi przechodzącymi ku górze w różnoziarniste z udziałem rozproszonych żwirów drobnookruchowych. Ich barwy są żółte, żółtoszare i szare, a miąższości na ogół niewielkie, kilkumetrowe, tylko w jednym profilu miąższość wynosi 6,5 m.

W stropie piasków wodnolodowcowych występują piaszczysto-żwirowe utwory rzeczne interglacjału wielkiego lub podobne litologicznie osady z okresu interglacjału eemskiego i zlodowaceń północnopolskich.

Interglacjał wielki

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e . Doliny głównych rzek terenu arkusza – Warty, Małej Panwi, Bożego Stoku i Kamieniczki wypełnione są osadami piaszczysto-żwirowymi o miąższości przekraczającej 30 m (otw. 22 – Kuźnica Nowa Ż 2, otw. 6 – Masłońskie BN 29, otw. 104 – Winowno WB 4). Z najmłodszej, górnej, części osadów dolinnych o miąższości, maksymalnie 8–15 m, zbudowany jest taras, którego wiek określono na interglacjał eemski–zlodowacenia północnopolskie. Spośród pozostałych utworów piaszczysto-żwirowych wyodrębniono serię piasków żółtordzawych i beżowych, różnoziarnistych, miejscami średnio- i drobnoziarnistych z nielicznymi żwirami zalegającą na żwirach. Żwiry te tworzą dolną część profilu utworów rzecznych i wraz z piaskami reprezentują interglacjał wielki. W profilu otworu 104 (Winowno WB 4) żwiry (4,5 m) są złożone z otoczaków mlecznych kwarców, kwarcytów i rzadko spotykanych otoczaków skał magmowych. Obecność otoczaków skał

magmowych odróżnia żwiry z okresu interglacjału wielkiego od żwirów preglacjalnych zajmujących podobną pozycję geologiczną w dolnej części profili osadów aluwialnych głównych rzek.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

P i a s k i i m u ł k i z a s t o i s k o w e . Na południowy zachód od Solarni, w profilu otworu 39 (Woźniki LW13), pod odsłaniającymi się na powierzchni glinami zwałowymi napotkano utwory zastoiskowe około 10-metrowej miąższości. Dolna część profilu tych osadów zbudowana jest z jasnoczerwonych mułków (3 m), górna – z jasnoszarych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych (7 m). Osady zastoiskowe leżą na żwirach drobnookruchowych reprezentujących prawdopodobnie utwory rzeczne interglacjału wielkiego.

Podobne utwory napotkano w profilach otworów 60 i 63 (Woźniki CW27 i Woźniki CW 33). W pierwszym stwierdzono obecność 8,8 m mułków szarych, piaszczystych, w drugim 5 m iłów oliwkowo-czerwonych, plamistych. Wspomniane osady wysokościowo korelują się z utworami zastoiskowymi opisanymi w profilu otworu 39 (Woźniki LW13), ale z powodu braku przykrycia glinami zwałowymi zlodowacenia Odry, ich pozycja stratygraficzna nie jest jednoznaczna.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e . Sporadycznie pod glinami zwałowymi zlodowacenia Odry w profilach otworów wiertniczych okolic Winowna (otw. 96 – Winowno WW 26) i Brudzowic (otw. 87 – Brudzowice Za 23) występują różne piaski. Pod Winownem są to żółtoszare piaski średnioziarniste, w dolnej części gruboziarniste, pokrywające podłoże zbudowane z wapieni woźnickich. Pod Brudzowicami są to piaski drobnoziarniste (3 m) leżące na skałach węglanowych dewonu środkowego.

G l i n y z w a ł o w e . Na terenie analizowanego arkusza gliny lodowcowe zlodowacenia Odry zajmują niewielkie obszary. Leżą one zwykle wprost na różnych skałach podłoża czwartorzędu. Lokalnie pokrywają starsze osady ze zlodowaceń środkowopolskich, a także utwory wcześniejszych zlodowaceń i interglacjałów. Często otaczają kulminacje zbudowane ze skał podłoża czwartorzędu (okolice Wyląga, Niegolewki, Siedleca Dużego i Małego, Łążyna, Masłońskich i Lubszy), a lokalnie występują na powierzchni tarasu w dorzeczu Małej Panwi (okolice Solarni, Dąbrowy Małej, Bibieli). Obecność glin lodowcowych stwierdzono również w profilach otworów wiertniczych poniżej spągu pokrywy piasków wodnolodowcowych budujących spłaszczenia stoków (okolice Starczy, Pakuł).

Stosownie do litologii podłoża, na jakim występują, i pozycji względem zwierciadła wód podziemnych gliny te przybierają różne barwy. Na powierzchni bywają zwykle żółte lub rdzawe jeśli znajdują się na osadach jurajskich, a brunatne – na skałach dewonu, permu i triasu. Ku spągowi ciemnieją i przez żółtoszare i jasnoszare przechodzą do ciemnoszarych i szarozielonych.

Gliny zwałowe tylko wyjątkowo są pyłowato-ilaste i wtedy cechują się znaczną zwięzłością. Najczęściej są w różnym stopniu piaszczyste, a miejscami ich odpowiednikiem są piaski gliniaste.

Gliny na ogół zawierają drobnookruchowy i nieliczny materiał żwirowy, natomiast te które zostały złożone w pobliżu wychodni żwirów formacji połomskiej odznaczają się bogactwem żwirów, głazików i krzemieni. W materiale żwirowym dominują skały lokalne, w tym głównie kwarc. Pospolicie występują też krzemienie i wapienie (jeśli w podłożu glin obecne są wapienie woźnickie), piaskowce (jeśli gliny przykrywają wychodnie formacji łysieckiej), piaskowce żelaziste (jeśli podłoże glin stanowią utwory formacji kościeliskiej) i okruchy iłów brunatnych spotykane w glinach przykrywających utwory triasu górnego. Oprócz skał lokalnych spotyka się również żwiry i głaziki skał północnych. Jest ich znacznie mniej niż psefitów skał lokalnych. Dominują wśród nich okruchy granitoidów. Sporadycznie spotykane są gnejsy i łupki metamorficzne. Występowanie glin, jak i skład litologiczny zawartych w nich żwirów i głazików oraz proporcje żwirów lokalnych do północnych wskazują na wysoki stopień zależności wykształcenia glin lodowcowych od utworów ich podłoża i świadczą o tym, że głównym źródłem materiału glin lodowcowych występujących na obszarze arkusza Koziegłowy były zwietrzeliny skał ich podłoża.

W glinach lodowcowych przeważają żwiry o średnicy ziaren nie większej niż 3 cm. Sporadycznie znajduje się jednak głaziki o średnicy ponad 20 cm. Gliny są z reguły bezwapniste. Ponad nimi na wysoczyznach występują pokrywy utworów wodnolodowcowych, a na południowym zachodzie osady tarasów nadzalewowych interglacjału eemskiego–zlodowacenia Wisły.

Pokrywy glin lodowcowych występujących na powierzchni terenu są z reguły cienkie – nie przekraczają 4 m miąższości. Tylko wyjątkowo spotykane są profile 6–7-, a nawet 9-metrowe (Woźniki, Siedlec Mały).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e . Na rozwiniętych u podnóża kulminacji spłaszczeniach wysoczyznowych, zajmujących rozległe powierzchnie w północnej części terenu arkusza, występują piaski i żwiry wodnolodowcowe.

W profilach dominują piaski różnoziarniste, miejscami średnioziarniste, zawierające domieszkę żwirów różnej wielkości (do 10 cm średnicy, wyjątkowo więcej). Żwiry składają się głównie z okruchów skał lokalnych jurajskich i triasowych reprezentowanych przez krzemienie i kwarc. Podrzędnie występują okruchy skał skandynawskich magmowych i metamorficznych (o średnicy do kilku centymetrów). Piaski w zależności od ilości domieszek humusowych i położenia względem wód gruntowych przybierają różne barwy – od ciemnoszarych i szarych po beżowoszare, rdzawobeżowe do żółtych. Materiał piaszczysto-żwirowy jest przekątnie, poziomo i krzyżowo warstwowany.

Lokalnie występują piaski drobnoziarniste, a często także pyłowate. Obecne są one również w profilach o grubszym ziarnie w postaci przeławiceń. W dolnej części utworów wodnolodowcowych indywidualizuje się miejscami pakiet żwirowy zbudowany ze żwirów analogicznych jak wyżej opisane, tkwiących w masie piaszczystej. Miąższości żwirowych partii profili utworów wodnolodowcowych nie przekraczają 2 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe spoczywają na glinach zwałowych ze zlodowaceń środkowopolskich lub bezpośrednio na skałach przedczwartorzędowego podłoża. Ich miąższości nie są znaczne – zazwyczaj nie przekraczają kilku metrów, a miejscami (Huta Nowa) mogą sięgać 10 m. Lokalnie ich miąższość oscyluje wokół jednego metra i w takich miejscach zaznaczono je jako leżące na glinach zwałowych.

P i a s k i i ż w i r y m o r e n c z o ł o w y c h. Na wschód od Romanowa, na pograniczu z obszarem arkusza Częstochowa SMGP, znajdują się wzgórza zbudowane z materiału piaszczysto-żwirowego. Zostały one zinterpretowane jako wzgórza moren czołowych (Bardziński i in., 1985, 1986). Zbudowane są z ławic warstwowanych poziomo i przekątnie piasków różnoziarnistych, piasków różnoziarnistych ze żwirami, żwirów, piasków średnioziarnistych i nielicznych przewarstwień mułkowych. Na powierzchni wzgórz pospolicie znajdują się głaziki i rzadziej głazy. Wzgórza moren czołowych nadbudowują powierzchnię osadów wodnolodowcowych. Miąższość utworów morenowych sięga 10 m.

Interglacjał eemski

T o r f y. W Woźnikach, w dolinie Łany, pod 2,2-metrową warstwą zawodnionych piasków przewiercono 15-centymetrowej miąższości torfy. Profil opisano w latach trzydziestych XX w. Opis ten jest lakoniczny, a osady nigdy nie były badane. Jednak w podobnej pozycji występują też torfy na obszarze sąsiedniego arkusza Żarki (Heliasz i in., 1994, 2015). Tam zostały one z zastrzeżeniem uznane za powstałe podczas interglacjału eemskiego i analogiczną opinię co do wieku można przyjąć dla torfów z Woźnik. Ostateczna kwalifikacja stratygraficzna osadów organogenicznych może zostać dokonana po wykonaniu analiz palinologicznych.

Interglacjał eemski–zlodowacenia północnopolskie

Interglacjał eemski–zlodowacenie Wisły

P i a s k i r z e c z n e t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h 6,0–15,0 m n. p. r z e k i. Prawie jedną trzecią łącznej powierzchni obszaru arkusza Koziegłowy zajmuje płaska powierzchnia tarasu akumulacyjnego rozwinięta zarówno w dorzeczu Warty, jak i Małej Panwi i Brynicy. Taras budują piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane poziomo i przekątnie. Zawierają one domieszkę żwirów, głównie kwarcowych i krzemiennych. Miąższość serii piaszczystej jest zróżnicowana. W dolinach Warty, Małej Panwi i Brynicy sięga kilkunastu metrów, a w podrzędnych dolinach maleje do 10 m.

b. C z w a r t o r z ę d n i e r o z d z i e l o n y

P i a s k i, ż w i r y i g l i n y d e l u w i a l n e. W osiach niektórych suchych dolinek (Woźniki) i u podnóży stoków (Miłość) nagromadził się materiał pochodzący ze zboczy. Są to różnoziarniste piaski słabo wysortowane zawierające materiał żwirowy. Miejscami osady są zdominowane

przez materiał pylasty i nabierają cech glin deluwialnych. Miąższość utworów deluwialnych jest niewielka, zazwyczaj nie przekracza kilku metrów. Miejscami osady te cienką warstwą pokrywają utwory formacji lisowskiej, warstw helenowskich lub połomskich.

P i a s k i e o l i c z n e. Rozległa, zbudowana z piaszczystych osadów, powierzchnia tarasu nadzalewowego z okresu interglacjału eemskiego–zlodowacenia Wisły oraz powierzchnia wysoczyznowa utworzona z piasków i żwirów wodnolodowcowych stały się na przełomie plejstocenu i holocenu obszarami działalności procesów eolicznych. W ich wyniku utworzyły się cienkie, na ogół nie przekraczające kilku metrów miąższości, pokrywy piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych. Liczne pola tego typu osadów występują w dorzeczu Małej Panwi, Brynicy, Trześni i Warty. Podobne pokrywy będące efektem eolizacji piasków wodnolodowcowych wykartowano w okolicach Dziewek, Kamieńskich Młynów, Rudnika Małego i Kołysek.

P i a s k i e o l i c z n e w w y d m a c h. Piaskom eolicznym towarzyszą wydmy. Nadbudowują one powierzchnie piasków eolicznych bądź leżą wprost na powierzchni piasków tarasu z interglacjału eemskiego–zlodowacenia Wisły albo piasków wodnolodowcowych. Wydmy zbudowane są z piasków drobnoziarnistych z niewielkim na ogół udziałem piasków średnioziarnistych, przekątnie warstwowanych. Miąższość piasków wydmowych jest najczęściej niewielka – nie przekracza 5 m. Tylko w niektórych, najokazalszych wydmach, osady mają grubość około 10 m (na północ od Brudzowic, koło Małego Krusina).

c. Holocen

P i a s k i i m u ł k i s t o ż k ó w n a p ł y w o w y c h. U wylotu krótkich, stromych dolin odwadniających grzbiet woźnicko-pilczycki i wzgórza między Lubszą i Wylęgami, w dolinach Kamieniczki i Bożego Stoku powstały stożki napływowe. Obecnie kontaktują one z osadami wyższego tarasu zalewowego. Stożki te utworzone są z materiału drobnopiaszczystego z niewielkim udziałem pyłowatego i rozproszonych różnej wielkości żwirów. Miąższość osadów stożków napływowych nie przekracza kilku metrów.

P i a s k i r z e c z n e t a r a s ó w z a l e w o w y c h 3,0–6,0 m n. p. r z e k i. Do 4 m ponad powierzchnię tarasu zalewowego niższego i 6 m ponad poziom wody w Warcie wznosi się powierzchnia tarasu zalewowego wyższego. Taras ten tworzą piaski, w pobliżu spągu średnioziarniste zawierające domieszkę żwirów drobnookruchowych, wyżej drobnoziarniste. Wyjątkowo w obrębie piasków obecne są soczewki mułków o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów. Piaski są szare i żółtoszare, poziomo i przekątnie warstwowane. Miąższość utworów piaszczystych tarasu zalewowego wyższego sięga 10 m w dolinach Warty i dolnych partiach jej dopływów i maleje w górę ich biegów.

Piaski rzeczne tarasu zalewowego wyższego podścielają utwory tarasu zalewowego niższego, a leżą na rzecznych osadach piaszczystych tarasu akumulacyjnego z interglacjału eemskiego–zlodowaceń północnopolskich.

Namuły den dolinnych, piaski, mułki, piaski humusowe i mułki torfiaste (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki. Dna dolin rzecznych wypełniają mady. Dolne części profili osadów tarasu zalewowego zbudowane są z piasków zazwyczaj drobnoziarnistych, żółtoszarych, poziomo i przekątnie laminowanych, zawierających przewarstwienia mułków brązowych. Górne części profili bywają najczęściej wzbogacone o materiał organiczny pochodzenia roślinnego, którego udział przesądza o zaliczeniu osadów do piasków lub mułków torfiastych. Te ostatnie dominują w profilach starorzeczy. Takie rozwinięte, zróżnicowane litologicznie profile o miąższości około 2,0–2,5 m można napotkać w dolinie Warty i dolnych częściach dolin jej dopływów. Obszary źródłowe pozostałych cieków odznaczają się mniejszym zróżnicowaniem litologicznym. Ich profile składają się na ogół z piasków drobno- i średnioziarnistych z niewielkim udziałem żwirów drobnookruchowych i nielicznymi przewarstwieniami lamin mułkowych.

Osady tarasu zalewowego są rozcięte przez współczesne koryto Warty. Powstały tam osady korytowe, a w ich podłożu występują zazwyczaj piaski tarasu zalewowego wyższego.

Piaski i mułki rzeczne (współczesne osady korytowe Warty). Powyżej Zalewu Porajskiego Warta płynie korytem wciętym w starsze aluwia. W efekcie ich przeróbki utworzyły się osady, głównie piaszczyste, złożone z piasków drobno-, rzadziej średnioziarnistych, przekątnie warstwowanych i przeławiconych cienkimi kilkucentymetrowymi warstwami mułków. W profilach stwierdza się również obecność piasków drobnoziarnistych, poziomo laminowanych z warstewkami mułków. Osady zawierają domieszkę roztartej substancji fitogenicznej nadającej im, zwłaszcza w części stropowej, szare i ciemnoszare barwy. Miąższość współczesnych osadów korytowych Warty wynosi około 1m.

Podobne do opisanych utwory występują także w korytach dopływów Warty. Zajmują tam one niewielkie obszary (nie do pokazania w skali mapy) i zostały włączone do osadów tarasu zalewowego. Utwory tego tarasu są głównym źródłem materiału dla osadów korytowych.

B. TEKTONIKA

W obrębie obszaru arkusza Koziegłowy wyróżniono cztery piętra strukturalne. Najbliżej powierzchni znajduje się nieciągła pokrywa utworów czwartorzędowych, które tylko lokalnie mogą wykazywać obecność zaburzeń związanych z procesami glacitektonicznymi. Pokrywa ta stanowi kenozoiczne piętro strukturalne.

Podłożem czwartorzędu są głównie osady mezozoiczne (tabl. II), które wraz z utworami permskimi odznaczają się wspólnym stylem tektonicznym, jak skały permu, triasu, jury dolnej i środkowej.

Utwory te odsłaniają się na dużych obszarach na powierzchni i zostały stwierdzone w kilkuset otworach. Badając nachylenie warstw w odsłonięciach i profilach wiertniczych udowodniono, że leżą one horyzontalnie lub prawie poziomo pod kątami kilku stopni (do 15° pod Brudzowicami i Podlesiem). Ta permsko-mezozoiczna płyta została rozcięta uskokami o kierunkach SW–NE, NNW–SSE i WNW–ESE, dzielącymi ją na bloki. W efekcie doszło do przesunięcia wychodni formacji wapieni woźnickich i przesunięć wychodni formacji łysieckiej i kościeliskiej na północy obszaru arkusza oraz zmiany zasięgu występowania osadów wapienia muszlowego środkowego i górnego na południu. Uskoki te mają charakter zrzutowy i zrzutowo-przesuwczy. Zrzuty nie przekraczają kilkudziesięciu metrów. Zespół poziomo i prawie poziomo leżących osadów nie wykazujących obecności struktur fałdowych, a dotkniętych jedynie procesami uskokowymi, tworzy permsko-mezozoiczne piętro strukturalne.

W południowo-wschodnim narożu terenu arkusza odsłaniają się na powierzchni skały środkowodewońskie nachylone pod kątami 25–36°. Budują one regularną, symetryczną antyklinę ze skrzydłem północnym odsłoniętym w rejonie Dziewek i południowym widocznym pod Brudzowicami i Dziewkami. Na pozostałym obszarze, dobrze, choć nierównomiernie rozpoznanym otworami, skały paleozoiczne wszędzie podścielają utwory permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego. Oprócz utworów środkowodewońskich stwierdzono obecność skał osadowych ordowickich, sylurskich, dolno- i górnodewońskich oraz karbońskich. Wśród nich występują żyły lamprofirów, diabazów i porfirów. Stwierdzono także przejawy metamorfizmu skał osadowych. Analiza nachyleń warstw wykazuje zbliżone wartości w starszym i młodszym paleozoiku. Obserwowano pełne spektrum nachyleń od 0° do 90°, chociaż najpowszechniejsze są nachylenia 20–40°. Można przyjąć, że są to nachylenia skrzydeł paleozoicznych elementów fałdowych. Niskie wartości nachyleń można wiązać ze strefami osiowymi struktur fałdowych, wysokie – ze strefami dyslokacyjnymi. Obecność tych ostatnich wynika z analizy geometrii jednostek stratygraficznych paleozoiku. Ze strefami dyslokacyjnymi wiążą się także iniekcje skał magmowych, których liczne i miąższe żyły nawiercono i przewiercono w otworach wiertniczych. Analiza nachyleń warstw nie uzasadnia podziału kompleksu paleozoicznego na więcej pięter strukturalnych. Tym samym nie potwierdza niezgodności kaledońskiej. Jednak rozwój osadów paleozoicznych z długotrwałą luką sedymentacyjną obejmującą lochkow i prag, niezgodne zaleganie skał dewonu dolnego na różnych utworach starszych (Ekiert, 1971, 1978; Bukowy, 1978) oraz obecność wśród utworów staropaleozoicznych skał w różnym stopniu zmetamorfizowanych (Ryka, 1978) wskazuje na znaczną aktywność tektoniczną u schyłku syluru związaną z górotwórczością kaledońską. Zatem utwory paleozoiczne, występujące na obszarze arkusza Koziegłowy, należą do dwu paleozoicznych pięter strukturalnych – staropaleozoicznego (kaledońskiego) obejmującego sfałdowane utwory ordowiku i syluru, rozcięte uskokami i miejscami zmetamorfizowane i młodopaleozoicznego (waryscyjskiego) z sze-

rokopromiennymi fałdami zaburzonymi strefami dyslokacyjnymi zrzutowymi i nasuwczymi, wzdłuż których rozwinęły się iniekcje porfirów, diabazów i lamprofirów.

Próby rekonstrukcji budowy geologicznej podłoża permo-mezozoiku obszaru arkusza oparte na analizie dobrze rozpoznanych terenów między Cynkowem, Winownem, Zabijakiem i Hutą Starą sugerują, że zbudowane jest ono w przewadze z utworów młodopaleozoicznych, tworzących rozległe i szerokopromienne struktury fałdowe. Wśród nich biegną stosunkowo wąskie, ograniczone uskokami strefy zbudowane ze sfałdowanych skał staropaleozoicznych (przekrój geologiczny A–B). Taki model budowy geologicznej dobrze nawiązuje do stylu tektonicznego paleozoiku Gór Świętokrzyskich znanego z powierzchni i paleozoiku Niecki Nidziańskiej rozpoznanego otworami wiertniczymi.

Na większości powierzchni obszaru arkusza skały przedczwartorzędowe tworzą rozległe wychodnie i budują strop wysoczyzn. Sięgają 360 m n.p.m. pod Woźnikami i 368 m n.p.m. koło Brudzowic i Mzykowa. Na północy pojawiają się na wysokości około 310 m n.p.m. koło Kamieńskich Młynów, a 280 m n.p.m. na zachód od Komornik i wschód od Romanowa. Tam powierzchnia podczwartorzędowa jest tożsama z powierzchnią współczesną. Tylko w erozyjnych rozcięciach tej powierzchni, w dolinach Bożego Stoku, Kamienicy, Złotego Stoku i sieci ich dpływów powierzchnia podczwartorzedowa zagłębia się do około 20 m poniżej powierzchni współczesnej. W ekstremalnym przypadku, w dolinie Warty, różnica wysokości między powierzchnią współczesną i podczwartorzędową (234 m n.p.m.) wynosi około 40 m.

Południowo-zachodnią część terenu arkusza – dorzecze Małej Panwi, pokrywają utwory przedczwartorzędowe o zróżnicowanej miąższości. Na obszarach międzydolinnych miąższości czwartorzędu nie przekraczają 20–30 m. Tam powierzchnia podczwartorzędowa utrzymuje się na wysokości 270–285 m n.p.m. Podobne wartości osiąga w dorzeczu Kamieniczki, a w rozcięciach erozyjnych obniża się do 250 m n.p.m.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Brak jest bezpośrednich informacji o podłożu krystalicznym, utworach prekambryjskich i o większości kambryjskich na obszarze arkusza Koziegłowy. Istnieje duże prawdopodobieństwo występowania pod znanymi już i udokumentowanymi w profilach otworów wiertniczych, iłowcami, piaskowcami i dolomitami, tworzącymi formację z Bibieli (Buła, 2000) (reprezentującą utwory ordowickie utworzone w zbiorniku morskim) klastycznych utworów formacji z Sosnowca reprezentującej kambr środkowy (Buła, 2000) i powstałej w środowisku morskim nie głębszym niż szelfowe. Morskie środowiska sedymentacji panowały na obszarze omawianego arkusza także w sylurze (tab. 1). Z tego okresu pochodzą drobnoziarniste klastyczne utwory formacji z Mrzygłodu (Mysłów, Starcza) zawierające graptolity wenloku i ludlowu (Tomczyk, Tomczykowa, 1983; Szymański, Nehring-Lefeld, 1995), a także ramienionogi, małże, głowonogi i akritarchy. Próby dalszej konkretyzacji warunków sedymentacyj-

Tabela 1

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Ruchy górotwórcze		Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro		Orogeneza	Faza		
Czwartorzęd	Holocen			alpejska		Piaski i mułki rzeczne — $^{f}_{pm}Q_{h}$	
						Namuły den dolinnych, piaski, mułki, piaski humusowe i mułki torfiaste (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki — $^{f}_{n}Q^{(t2)}_{h}$	Akumulacja i erozja rzeczna
						Piaski rzeczne tarasów zalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki — $^{f}_{p}Q^{(t1)}_{h}$	Akumulacja rzeczno-organiczna, rzeczna i zbiornikowa
						Piaski i mułki stożków napływowych — $^{(s)}_{pm}Q_{h}$	Akumulacja u wylotu stromych podrzędnych dolin do doliny głównej
						Piaski eoliczne w wydmach — $^{e}_{p}Q^{(w)}$	Akumulacja eoliczna – powstawanie wydm
						Piaski eoliczne — $^{e}_{p}Q$	Akumulacja eoliczna
						Piaski, żwiry i gliny deluwialne — $^{d}_{pż}Q$	Denudacja stoków i sedymentacja u ich podnóża
	Plejstocen	Interglacjał eemski – zlodowacenia północnopolskie	Interglacjał eemski – zlodowacenie Wisły			Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–15,0 m n.p. rzeki — $^{f}_{p}Q_{p^{3-4}}-Q^{B(t)}_{p^{4}}$	Erozja i akumulacja rzeczna
		Interglacjał eemski				Torfy — $_{t}Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja bagienna Erozja rzeczna
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty				Denudacja, procesy stokowe
			Interglacjał lubawski				
			Zlodowacenie Odry			Piaski i żwiry moren czołowych — $^{(gc)}_{pż}Q^{O}_{p^{3}}$	Akumulacja lodowcowa
						Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{O}_{p^{3}}$	Akumulacja przez wody lodowcowe
						Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{O}_{p^{3}}$	Akumulacja lodowcowa
						Piaski wodnolodowcowe — $^{fg}_{p}Q^{O}_{p^{3}}$	Akumulacja przez wody lodowcowe
						Piaski i mułki zastoiskowe — $^{b}_{pm}Q^{O}_{p^{3}}$	Akumulacja zastoiskowa
		Interglacjał wielki				Piaski i żwiry rzeczne — $^{f}_{pż}Q_{p^{2-3}}$	Erozja i akumulacja rzeczna
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2				Procesy peryglacjalne
			Interglacjał ferdynandowski				Erozja rzeczna
			Zlodowacenie Sanu 1			Piaski wodnolodowcowe — $^{fg}_{p2}Q^{S}_{p^{2}}$	Akumulacja przez wody lodowcowe
						Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{S}_{p^{2}}$	Akumulacja lodowcowa
						Piaski wodnolodowcowe — $^{fg}_{p1}Q^{S}_{p^{2}}$	Akumulacja przez wody lodowcowe
						Mułki zastoiskowe — $^{b}_{m}Q^{S}_{p^{2}}$	Akumulacja zastoiskowa
			Interglacjał małopolski				Procesy peryglacjalne
			Zlodowacenie Nidy				Erozja rzeczna
		Plejstocen dolny				Piaski, żwiry i mułki rzeczne — $^{f}_{pż}Q_{p^{0}}$	Akumulacja w dolinach rzecznych, powstanie tarasów
						Gliny zwietrzelinowe i rumosze skalne — $^{z}_{g}Q_{p^{0}}$	Denudacja
Neogen							

Paleogen				Laramijska		Denudacja Wydźwignięcie i zdyslokowanie obszaru
Kreda						Denudacja Akumulacja przybrzeżna
Jura	Jura górna					Sedymentacja morska (węglanowa)
Jura	Jura środkowa	Bajos	Jask	Starokimeryjska	Iły i iłowce rudonośne — $_{i}J_{bj}$	Dźwignięcie i dyslokowanie obszaru Sedymentacja morska (klastyczno-węglanowa)
Jura	Jura środkowa	Aalen–bajos	Jask	Starokimeryjska	Piaskowce i piaski (warstwy kościeliskie) — $_{pc}J_{a-bj}$	Akumulacja morska
Jura	Jura dolna	Toark	Jask	Starokimeryjska	Iły, iłowce, piaski i piaskowce (warstwy łysieckie) — $_{i}J_{to}$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych
Jura	Jura dolna	Pliensbach	Jask	Starokimeryjska	Piaskowce, mułowce i węgiel brunatny – formacja blanowicka — $_{pc}J_{pl}$	Akumulacja mineralno-organiczna w zbiornikach śródlądowych
Jura	Jura dolna	Hetang	Jask	Starokimeryjska	Piaski i żwiry – formacja połomska — $_{pż}J_{h}$	Akumulacja rzeczna Denudacja
Trias–jura	Trias górny–jura dolna	Retyk–hetang	Jask	Starokimeryjska	Iły, iły pyłowate i mułki (warstwy helenowskie) — $_{i}T_{3}–J_{h}$	Akumulacja lądowa w obniżeniach Denudacja
Trias	Trias górny	Noryk	Alpejska		Wapienie i iłowce (wapienie woźnickie) — $_{w}T_{3}$	Dźwignięcie obszaru Akumulacja w zbiornikach śródlądowych
Trias	Trias górny	Noryk	Alpejska		Iły, iłowce, piaskowce, brekcje i zlepieńce – formacja lisowska — $_{i}T_{3}$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych, akumulacja rzeczna
Trias	Trias środkowy	Ladyn	Alpejska		Dolomity, iłowce i piaskowce — $_{do}T_{2}$	Akumulacja morska przybrzeżna i w zbiornikach śródlądowych
Trias	Trias środkowy	Anizyk	Alpejska		Dolomity i iłowce — $_{doic}T_{2}$	Akumulacja morska
Trias	Trias środkowy	Anizyk	Alpejska		Wapienie, dolomity, margle, iły i zlepieńce — $_{w}T_{2}$	Akumulacja morska
Trias	Trias dolny	Olenek	Alpejska		Dolomity, iły, iłowce i wapienie — $_{do}T_{1}$	Akumulacja morska i lagunowa, wzrost zasolenia, sedymentacja ewaporatów
Trias	Trias dolny	Olenek	Alpejska		Iły, piaskowce, mułowce i zlepieńce — $_{i}T_{1}$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych, akumulacja rzeczna
Perm	Perm górny		Alpejska		Zlepieńce i brekcje — $_{zc}P_{3}$	Denudacja lądowa na stokach i w obniżeniach
Karbon	Karbon górny		Waryscyjska		Porfiry — $_{\pi}C_{3}$	Dźwignięcie obszaru i fałdowanie skał przedpermskich Iniekcja żył skał magmowych
Karbon	Karbon górny		Waryscyjska		Lamprofiry — $_{\lambda}C_{3}$	
Karbon	Karbon górny		Waryscyjska		Diabazy — $_{\beta}C_{3}$	
Karbon	Karbon górny	Namur	Waryscyjska	Sudecka	Iłowce i piaskowce — $_{ic}C_{n}$	Akumulacja morska
Karbon	Karbon dolny		Waryscyjska	Sudecka	Iłowce i piaskowce — $_{ic}C_{1}$	Akumulacja morska
Dewon	Dewon górny		Waryscyjska		Wapienie, dolomity i iłowce — $_{w}D_{3}$	Akumulacja morska
Dewon	Dewon środkowy	Żywet	Waryscyjska		Wapienie i dolomity — $_{w}D_{gt}$	Akumulacja morska
Dewon	Dewon środkowy	Eifel	Waryscyjska		Dolomity, iłowce, mułowce i wapienie dolomityczne — $_{do}D_{e}$	Akumulacja morska, a następnie lagunowa
Dewon	Dewon dolny	Ems	Waryscyjska		Mułowce, iłowce i piaskowce — $_{mc}D_{em}$	Sedymentacja lądowa, morska i lagunowa

cd. tabeli 1

Sylur			Kaledońska		Iłowce i mułowce – formacja z Mrzygłodu — $_{ic}S$	Wzmożona aktywność tektoniczna Akumulacja morska
Ordowik					Iłowce, piaskowce i dolomity – formacja z Bibieli — $_{ic}O$	Akumulacja morska i lagunowa
Kambr	Kambr środkowy				Piaskowce i mułowce – formacja z Sosnowca — $_{pc}Cm_2$	Sedymentacja morska i lagunowa

nych i funkcji diastroficznej utworów sylurskich stały się przedmiotem dyskusji. Formacji z Mrzygłodu przypisywano charakter fliszowy (Harańczyk, 1982a, b, 1994a, b) lub uznawano ją za efekt sedymentacji w zbiorniku początkowo głębokomorskim, który w miarę upływu czasu uległ spłyceniu (Buła, 2000).

W rozwoju sedymentacyjnym starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wyróżniono szereg luk stratygraficznych, sedymentacyjnych oraz niezgodności i zinterpretowano je w kilku modelach ewolucji strukturalnej (Ekiert, 1971, 1978; Bukowy, 1974). Jednak uwzględniając obecny słaby stan rozpoznania stratygraficznego utworów staropaleozoicznych na omawianym obszarze próby te należy uznać za wstępne. W przyszłości modele te będą prawdopodobnie podlegać znacznym modyfikacjom i doprecyzowaniu. Większość autorów wyraża jednak przekonanie, że u schyłku syluru zaznaczyła się wzmożona aktywność tektoniczna wyrażona przynajmniej znacznym dźwignięciem obszaru i poddaniu niektórych jego fragmentów działaniu czynników metamorficznych. W wyniku tych procesów na utworach staropaleozoicznych leżą niezgodnie i z luką obejmującą lochkow i prag klastyczne skały emsu.

Mułowce, iłowce i piaskowce z wulkanitami emsu powstawały w środowiskach lądowych oraz na pograniczu lądu i morza. Dolne fragmenty profilu tych osadów są prawdopodobnie pochodzenia aluwialnego, a wyższe wiązane być mogą ze strefami przybrzeża – laguny i bariery. Na pograniczu emsu i eiflu morze opanowało cały analizowany obszar. Tworzyły się osady ilasto-węglanowe – mikryty margliste drobnoziarniste (madstony i wakstony) obfitujące w bioturbacje. Powstawały w obrębie szelfu węglanowego okresami i miejscami otwartego, a miejscami (w pewnych odcinkach czasu) o ograniczonej cyrkulacji. Rezultatem tych warunków są pospolite w profilach eiflu dolnego dolomity. Dolnoeifelski transgresywny etap rozwoju zbiornika dewońskiego należał do najbardziej otwartomorskich w dewonie. Z upływem czasu, w wyższej części eiflu, warunki otwartomorskie ustąpiły miejsca środowiskom o ograniczonej cyrkulacji i podwyższonym zasoleniu. Powstawały górnoeifelskie dolomikryty, dolomikryty laminowane i iłowce. Dochodziło do abrazji skonsolidowanych osadów i tworzenia się brekcji i zlepieńców śródformacyjnych.

Z początkiem żywetu stopniowo na omawiany obszar powracały środowiska morza otwartego. Korzystne warunki spowodowały kolonizację dna i wód morskimi organizmami, głównie z grupy stromatoporoidów, denkowców, korali, ale także ramienionogów i małży. Szkielety tych organizmów występują skałotwórczo nadając ławicom, w których są obecne, charakter biostrom. Miejscami w ob-

rębie płytkomorskiego basenu sedymentacyjnego dochodziło do odcięcia niektórych jego fragmentów, ograniczenia tam cyrkulacji wód i ich zubożenia w składniki odżywcze co zaowocowało rozwojem, tak charakterystycznych dla wyższej części profilu osadów dewonu środkowego i niższej części franu, ławic amfiporowych.

Informacje o utworach dewonu górnego (wyższego franu i famenu) pochodzące z terenu opracowywanego arkusza są bardzo skromne. Tym niemniej uwzględniając także dane uzyskane z terenów arkuszy sąsiednich można powiedzieć, że dewon górny cechuje rozwój otwartomorskiej szelfowej sedymentacji basenowej o marglistym charakterze z charakterystycznymi dla tego środowiska ograniczeniami.

Morska sedymentacja kontynuowała się w karbonie. Na analizowanym obszarze facje węglanowe zostały zastąpione klastycznymi. Zbiornik podlegał szybkiej subsydencji – powstały osady o znacznych miąższościach.

Najmłodszymi utworami karbońskimi są skały dolnonamurskie o nieudokumentowanym, tylko prawdopodobnym wieku. Niezgodnie na nich i innych starszych osadach paleozoicznych leżą miejscami utwory permskie, miejscami dolnotriasowe. To niezgodne zaleganie, z niezgodnością kątową sięgającą 20–40°, oraz obecność licznych iniekcji żyłowych skał magmowych dowodzi waryscyjskiej aktywności tektonicznej. W jej wyniku przedpermskie skały paleozoiczne zostały sfałdowane w średnio- i szerokopromienne fałdy, zdyslokowane i nastrzykane dajkami diabazów, lamprofirów i porfirów. Całość obszaru została wydźwignięta tak, że warunki lądowe panowały tu aż po schyłek triasu dolnego.

Na wydźwigniętym w wyniku działania tektoniki waryscyjskiej lądzie uaktywniły się procesy denudacji. Efekty ich działania były usuwane poza badany obszar. Niewielkie płaty lądowych utworów ze schyłku permu i triasu dolnego znajdowane są tu i ówdzie na nierównej, urozmaiconej morfologicznie, powierzchni przedpermskich skał paleozoicznych.

W olenku niemal cały analizowany obszar opanowało morze. Ponad jego powierzchnią sterczały jedynie najwyższe partie zbudowane z odpornych na denudację wapieni dewonu środkowego (Brudzowice). Transgresja retu z trudem opanowywała powaryscyjski ląd. W czasie najwyższego triasu dolnego co najmniej dwukrotnie dochodziło do marginalizacji analizowanego obszaru w morskim zbiorniku, wyrażonej ograniczeniem cyrkulacji, wzrostem zasolenia i sedymentacją ewaporatów rozdzielających podstawowe w recie facje węglanowe.

Sedymentacja węglanowa kontynuowała się także w triasie środkowym. Wapienne utwory wapienia muszlowego dolnego są świadectwem najbardziej otwartomorskich warunków sedymentacji triasowej. Zawierają one liczną i charakterystyczną dla płytkomorskich i otwartomorskich warunków faunę ramienionogów, małży, krynoidów, konodontów i ryb.

U schyłku anizyku cyrkulacja stała się utrudniona. W miejsce wapieni pojawiły się dolomity z organizmami przystosowanymi do życia tylko w określonych warunkach lub tolerancyjnymi, wśród których dominowały glony, m.in. z rodzaju *Diplopora*. Na początku ladynu miała miejsce transgresja. Z upływem la-

dynu nastąpiło stopniowe spłycenie zbiornika wyrażone obfitością utworów drobnoklastycznych, a z jego końcem morski zbiornik triasowy zanikł, przekształcając się w liczne lądowe jeziorzyska i sebhy, do których z terenów otaczających znoszony był drobny materiał ilasty. W niektórych zbiornikach w różnym czasie tworzyły się węglany jeziorne, tworzące obecnie wkładki wapienne wśród czerwonych iłowców triasu górnego. W noryku doszło do powstania najgrubszego tego typu zespołu węglanów lądowych – wapieni woźnickich.

W wyniku wzmożonej starokimeryjskiej aktywności tektonicznej zanikły śródlądowe zbiorniki sedymentacyjne. Dominowała denudacja, w efekcie działania której w obniżeniach terenu składany był drobny materiał z przemytych zwietrzelin, tworzący obecnie „glinki" warstw helenowskich. Przemyte rumosze utworów triasowych dostarczyły materiału do rzecznych osadów warstw połomskich. Środowiska aluwialne, jeziorne i bagienne reprezentują osady formacji blanowickiej zawierającej wkładki węgla brunatnego. W lądowych warunkach sedymentowały także osady warstw łysieckich (Pieńkowski, 2004).

Z początkiem jury środkowej morze pokryło ląd dolnojurajski. Tworzyły się transgresywne piaskowce kościeliskie (Różycki, 1953). Ugruntowanie morskich warunków sedymentacji i przesunięcie linii brzegowej spowodowało wkroczenie na obszar arkusza facji ilastych. Sedymentowały utwory rudonośne. Młodszych osadów jurajskich i kredowych brak w obrębie omawianego terenu. Z analizy obszaru arkuszy sąsiednich, warunków rozwoju regionalnego bruzdy polsko-duńskiej i towarzyszących jej obszarów wiadomo jednak, że sedymentacja morska utrzymywała się do końca jury, zmieniając swój charakter z klastyczno-węglanowego w jurze środkowej na węglanowy w jurze górnej. Prawdopodobnie na terenie arkusza nigdy nie utworzyły się osady kredy dolnej (Marek, 1997), a w kredzie górnej analizowany obszar pozostawał stale w strefie linii brzegowej (Krassowska, 1997), stąd depozycja była na opisywanym terenie nikła lub żadna.

Na pograniczu kredy i paleogenu teren arkusza Koziegłowy, będący fragmentem struktur regionalnych, objęły ruchy laramijskie (Kutek, Głazek, 1972). Został on wydźwignięty i zdyslokowany. W rezultacie do dziś pozostał lądem. Na obszarach wysoczyznowych tego lądu cały czas działały procesy wietrzeniowe i stokowe, które doprowadziły do powstania, miejscami miąższych, pokryw zwietrzelin i rumoszy. W dolinach rzecznych powstawały klastyczne utwory tarasów. Najstarsze znane spośród nich wiążą się z preglacjałem.

Lądolód zlodowaceń najstarszych nie sięgnął terenu arkusza Koziegłowy. Spośród zlodowaceń południowopolskich tylko podczas zlodowacenia Sanu 1 rozwinęła się czasza lodowa, która pokryła między innymi analizowany obszar, pozostawiając fragmentarycznie obecnie zachowany pokład glin zwałowych oraz pokrywy osadów wodnolodowcowych i zachowane w dolinach utwory zastoiskowe. W czasie pozostałych zlodowaceń obszar pozostawał w strefie ekstraglacjalnej, gdzie rozwijały się procesy peryglacjalne przede wszystkim na stokach. Podczas interglacjałów nasilały się procesy erozyjne. Doprowadziły one do usunięcia materiału zwietrzelinowego, przekształcenia osadów w dolinach i zmiany przebiegu dolin rzecznych.

Szczególna była siła procesów erozyjno-akumulacyjnych podczas interglacjału wielkiego. Początkowa kilkunasto-, kilkudziesięciometrowa erozja starszych osadów aluwialnych i glacjalnych zlodowacenia Sanu 1 została w schyłkowym okresie interglacjału zastąpiona akumulacją grubej serii piasków i żwirów. Powstały rozległe powierzchnie tarasu erozyjnego, na styku z paleowysoczyznami, i niżej położone powierzchnie tarasów akumulacyjnych.

Transgresja lądolodu zlodowacenia Odry spowodowała powstanie zastoisk w dorzeczu Małej Panwi i Brynicy i sedymentację w nich mułków zastoiskowych. Lądolód pozostawił poziom glin zwałowych, podścielony piaskami i pokryty piaskami i żwirami powstałymi w wyniku akumulacji przez wody lodowcowe. W północnej części terenu arkusza działalności tych wód zawdzięczają powstanie moreny czołowe.

W ślad za ustępującym lądolodem z okresu zlodowacenia Odry restaurowała się sieć rzeczna, uruchamiały procesy stokowe i wietrzeniowe. Niestety nie udało się dotąd wyróżnić osadów rzecznych, zboczowych i wysoczyznowych z okresu interglacjału lubawskiego i zlodowacenia Warty. Giną one wśród starszych aluwiów głównych rzek terenu arkusza lub stanowią niedefiniowalną część zwietrzelin, rumoszy i deluwiów.

W początkach interglacjału emskiego ożywieniu uległa erozja, która usunęła z dolin rzecznych około 10 m starszych aluwiów by u schyłku interglacjału zacząć, a podczas zlodowaceń północnopolskich dokończyć ich wypełnianie nowymi osadami rzecznymi. Wśród tych aluwiów napotkano warstwy torfów. Rzeczne utwory interglacjału eemskiego i zlodowaceń północnopolskich budują na terenie arkusza rozległe tarasy erozyjno-akumulacyjne w dorzeczu Wisły, Małej Panwi, Brynicy i Trzoni.

Przełom plejstocenu i holocenu charakteryzował się na obszarze Polski aktywnością i siłą przeważających wiatrów zachodnich. Stały się one źródłem procesów eolizujących piaszczyste powierzchnie tarasów powstałych w okresie interglacjał eemski–zlodowacenia północnopolskie w dorzeczu Małej Panwi, Krynicy i Trzoni oraz piaszczystych powierzchni utworów wodnolodowcowych ze zlodowacenia Odry (okolice Dziewek, Nowej Wioski, Cynkowa, Podgranicy i Kamieńskich Młynów).

W holocenie na wysoczyznach i stokach, na skutek wietrzenia i spełzywania osadów, powiększały się pokrywy dotychczas utworzonych zwietrzelin i deluwiów i zapoczątkowane zostało powstawanie nowych. W dolinach rzecznych trwała akumulacja materiału ze stoków. W rezultacie u wylotu stromych, bocznych dolin odwadniających wzgórza woźnickie do doliny Bożego Stoku utworzyły się liczne stożki napływowe. W efekcie ich przeróbki przez ważniejsze rzeki w dorzeczu Warty powstał piaszczysty wyższy taras zalewowy, w którego utwory włożone są osady o drobniejszej frakcji i mady młodszego erozyjno-akumulacyjnego tarasu holoceńskiego. W utwory tego młodszego tarasu wcinają się na głębokość 1,0–1,5 m współczesne rzeki, przerabiając jego osady i formując najmłodszy współczesny taras zalewowy.

IV. PODSUMOWANIE

Od czasu powstania pierwszej wersji arkusza Koziegłowy (Wyczółkowski, 1962, 1968) nastąpił w odniesieniu do skał odsłoniętych i nawierconych na tym obszarze, znaczny przyrost informacji geologicznych. Ze względu na obecność mineralizacji cynkowo-ołowiowej, głównie w utworach triasu, odwiercono około 300 rdzeniowanych otworów wiertniczych przebijających trias i sięgających niekiedy głęboko w utwory paleozoiczne. Osady czwartorzędowe i mezozoiczne stwierdzono w profilach kilkudziesięciu studni i wielu nowych sond inżynierskich. Opisywane są one także w wielu opracowaniach glebowych. Obecna wiedza o utworach, z których zbudowany jest obszar arkusza Koziegłowy poszerzyła się znacznie i uzupełniona o wyniki reambulacji terenowej pozwoliła na stworzenie nowego obrazu budowy geologicznej omawianego terenu.

W efekcie reambulacji zwiększyła się ilość wydzieleń z 29 do 50. Po raz pierwszy wyróżniono na mapie gliny zwietrzelinowe i rumosze skalne, piaski i żwiry moren czołowych z okresu zlodowacenia Odry, osady deluwialne, piaski eoliczne, utwory stożków napływowych, aluwia starszego tarasu holoceńskiego i współczesne utwory korytowe. Na profilach i przekrojach pokazano budowę geologiczną uwzględniającą obecność skał kambru, syluru, ordowiku, dewonu dolnego w podłożu i osady czwartorzędowe z okresu zlodowacenia Sanu 1, interglacjału wielkiego, zlodowacenia Odry, interglacjału eemskiego, zlodowacenia Wisły i holocenu. Zaznaczono także intruzje skał magmowych i mineralizację.

Przeprowadzono korektę granic na mapie geologicznej. Znaczne obszary w południowo-zachodniej części terenu arkusza interpretowane dotąd jako powierzchnie tarasów erozyjnych z okresu interglacjału eemskiego–zlodowaceń północnopolskich reprezentują utwory wodnolodowcowe i lodowcowe zlodowacenia Odry. Tworzą one powierzchnię równin wodnolodowcowych i wysoczyznę. Rozpoznano i wykartowano na tym obszarze wiele nowych wydm i pól piasków eolicznych. Udokumentowano nowe wychodnie glin zwałowych w okolicach Niegolewki.

Objaśnienia do mapy geologicznej uzupełniono o tablice. Opracowano szkic geologiczny odkryty, szkic geomorfologiczny i tabelę litologiczno-stratygraficzną. Oprócz uszczegółowienia dokonano w stosunku do poprzedniej wersji mapy także generalizacji. W szczególności dotyczy to osadów wapienia muszlowego. Na wersji mapy z 1962 r. było siedem wydzieleń, a obecnie są dwa. Przesądziła o tym słaba czytelność większej ilości wydzieleń na przekroju geologicznym. Jednocześnie ciągła sedymentacja wapienia muszlowego i względnie wyrównane miąższości poszczególnych jego ogniw czynią bardzo szczegółowy podział mniej potrzebnym.

W objaśnieniach skomentowano styl budowy geologicznej obszaru arkusza. W odniesieniu do utworów permskich, mezozoicznych i czwartorzędowych potwierdził się generalnie dotychczasowy model budowy tych osadów. Kwestia tektoniki paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia Górno-

śląskiego Zagłębia Węglowego jest stale dyskusyjna i w tym kontekście przekrój do mapy i jego interpretacja stanowią głos w tej dyskusji.

Opracowanie arkusza Koziegłowy pokazuje w sposób kompleksowy obecny stan wiedzy o geologii tego obszaru. Stan ten nie jest wolny od wątpliwości, niepewności i znaków zapytania w wielu często bardzo ważnych kwestiach. Fundamentalne znaczenie podstawowe i praktyczne ma rozpoznanie budowy geologicznej skał przedpermskiego paleozoiku. By to osiągnąć potrzebne są badania stratygraficzne utworów paleozoicznych ze szczególnym uwzględnieniem starszego paleozoiku. Pozwoliłyby one na przedstawienie rozwoju paleozoicznych basenów morskich w południowej Polsce i regionalnej skali tektoniki kaledońskiej.

Niewystarczająca jest również wiedza o procesach i osadach reprezentujących lądowe epizody w rozwoju omawianego obszaru w permie i mezozoiku. Dotyczy to osadów permskich, dolno- i górnotriasowych oraz dolnopermskich. Nadal nie do końca jasna wydaje się być geneza i stratygrafia żwirów połomskich, „glinek" helenowskich, wapieni woźnickich i formacji lisowskiej. Brak jest reperów stratygraficznych dla osadów czwartorzędowych oraz badań, które pomogłyby w określeniu wieku osadów (np. badań palinologicznych torfów zaliczonych do interglacjału eemskiego).

Większość wymienionych głównych niedostatków wiedzy geologicznej wynika z obiektywnych trudności jakie przyroda stawia przed nauką i brakiem metod do ich pokonania. Mimo tego postęp w znajomości geologii obszaru arkusza Koziegłowy (w czasie jaki upłynął od opracowania pierwszej wersji mapy) jest ogromny. Utrzymanie tego trendu zapewni rozwiązanie wielu ze wspomnianych wyżej wątpliwości w następnej edycji mapy.

Kielce, 2009 r.

LITERATURA

Assmann P., 1914 — Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschenkalk. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., **34**, 1.

Assmann P., 1944 — Die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias, 2. Der Muschelkalk. Abh. Reichsamt. Bodenforsch. N. F. 208, Berlin.

Baliński A., 1971 — Stringocephalus burtini Defrance from the environs of Siewierz, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **16**, 4.

Bardziński W., Lewandowski J., Więckowski R., Zieliński T., 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Częstochowa (845). Int. Geol., Warszawa.

Bardziński W., Lewandowski J., Więckowski R., Zieliński T., 1986 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50:000, ark. Częstochowa (845). Inst. Geol., Warszawa.

Bilan W., 1976 — Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.,* **2**, 3.

B o j k o w s k i K . , B u k o w y S . , 1966 — Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol*., **16**, 2.

B u k o w y S . , 1964 — Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol*., 184.

B u k o w y S . , 1972a — Zagadnienie budowy geologicznej paleozoiku północnego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Nauk. UŚl., Geol.,* 169.

B u k o w y S . , 1972b — Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Karbon GZW. *Pr. Inst. Geol*., **61**.

B u k o w y S . , 1974 — Monoklina śląsko-krakowska i zapadlisko górnośląskie. *W*: Budowa geologiczna Polski. 4. Wyd. Geol., Warszawa.

B u k o w y S . , 1978 — Tektonika utworów paleozoicznych. *W*: Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

B u k o w y S . , 1982 — Problemy budowy paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego. *W*: Przew. 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Sosnowiec, 23–25 września 1982 r. Wyd. Geol., Warszawa.

B u k o w y S . , 1984 — Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego. *Pr. Nauk. UŚl*., 691.

B u k o w y S . , C e b u l a k S . , 1964 — Nowe dane o magnetyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol*., 184.

B u ł a Z . , 1994 — Problemy stratygrafii i wykształcenia osadów starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *W*: Przew. 65. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Sosnowiec, 22–24 września 1994 r. *Pr. Nauk. UŚl*., 1431.

B u ł a Z . , 1995 — Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (odkryta). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

B u ł a Z . , 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol*., **171**.

B u ł a Z . (red.), 2002 — Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego 1:200 000. Państw. Inst. Geol.,Warszawa.

B u ł a Z . , J a c h o w i c z M . , 1996 — The lower Palaeozoic sediments in the Upper Silesian Block. *Kwart. Geol*., **40**, 3: 299–336

B u ł a Z . , J a c h o w i c z M . , S i e w n i a k - M a d e j A . , M a r k i e w i c z J . , T r u s z e l M . , 1995 — Badania litostratygraficzne i petrograficzne starszego paleozoiku NE obrzeżenia GZW. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.

B u ł a Z . , Ż a b a J . , 2005 — Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolno–paleozoicznego podłoża. *W*: Przew. 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Rudy k/Rybnika, 14–16 września 2005 r. Państw. Inst. Geol., Pol. Tow. Geol., Warszawa.

C e b u l a k S . , N u r k i e w i c z B . , S k u p i e ń M . , 1973 — Wyniki badań petrograficznych i mineralogicznych. *W*: Dokumentacja geologiczno-wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Sosnowiec IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.

D a d l e z R . , 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**.

D a y c z a k - C a l i k o w s k a K . , K o p i k J . , 1973 — Jura środkowa. *W*: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 2. Mezozoik. Inst. Geol., Warszawa.

D e c z k o w s k i Z . , 1977— Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko-częstochowski). *Pr. Inst. Geol*., **82**.

D e c z k o w s k i Z . , 1997a — Trias górny, noryk, retyk. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **153**.

D e c z k o w s k i Z . , 1997b —Jura dolna. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. *W:* Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw*. *Inst. Geol*., **153**.

D e c z k o w s k i Z . , D a n i e c J . , 1981 — Rudy żelaza. *W*: Surowce mineralne województwa częstochowskiego (L. Wielgomas, red.). Wyd. Geol., Warszawa.

D e c z k o w s k i Z . , F r a n c z y k M . , 1988 — Palaeothickness, lithofacies and paleotectonics of epicontinental Lower Jurassic in Poland. *Kwart. Geol*., **32**, 1.

D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k i S . , 1935a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego 1:25 000, ark. Grodziec, 2. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k i S . , 1935b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polskiego Zagłębia Węglowego. 1:25 000, ark. Grodziec. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

E k i e r t F . , 1971 — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża połnocno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol*., **66**.

E k i e r t F . , 1978 — Stratygrafia prekambru i starszego paleozoiku w północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

G a j e w s k a I . , 1978 — Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol*., **87**.

G ą s i o r o w s k i S . M . , 1984 — Zarys historii wapienia woźnickiego. *Prz. Geol*., **32**, 4: 229–230.

G ą s i o r o w s k i S . M . , P i e k a r s k a E . , 1986 — Origin of the Woźniki Limestone. Guidebook IAS 7th European Regional Meeting. Excursion B-10, Kraków.

G i l e w s k a S . , 1972 — Wyżyny Śląsko-Małopolskie. *W*: Geomorfologia Polski. 1. Polska południowa. PWN, Warszawa.

G i l e w s k a S . , K l i m e k K . , 1967 — Czwartorzęd Wyżyny Śląskiej. *W:* Czwartorzęd Polski (R. Galon, J. Dylik, red.). PWN, Warszawa.

G ł a d y s z J . , 1982 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za złożami rud cynku i ołowiu w NW części regionu śląsko-krakowskiego. Arch. Przeds. Geol., Kraków.

G ł a d y s z J . , Ś l i w i ń s k i S . , 1979 — Nowe dane o mineralizacji cynkowo-ołowiowej w obszarze siewierskim. *Prz. Geol.,* 12.

G ł a d y s z J . , J a c h o w i c z M . , P i e k a r s k i K . , 1990 — Akritarchy paleozoiczne z okolic Siewierza (północne obrzeżenie GZW). *Kwart. Geol*., **34**, 4.

G o ł ą b J . , 1947 — Sprawozdanie z badań geologicznych w rejonie Częstochowy w latach 1945–1946. *Biul. Państw. Inst. Geol*., 31.

G r o d z i c k a - S z y m a n k o W . , 1971 — Cyclic-sedimentary subdivision of the Rhaetian of the Polish Lowlands. *Bull. Acad. Pol. Ser. Sc. Terre,* **19**, 3: 137–146.

G r o d z i c k a - S z y m a n k o W . , O r ł o w s k a - Z w o l i ń s k a T . , 1972 — Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, **16,** 1.

G r u s z c z y k H . , S t r z e l s k a - S m a k o w s k a B . , 1978 — Struktury i tekstury rud cynkowo-ołowiowych obszaru śląsko-krakowskiego. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

G ü r l i c h H . , 1896 — Das Paläozoicum polonischen Mittelgebirge. Ýan. Cuá. Muíep. Oáů. T. 32. C. Ďeňepáypr.

H a r a ń c z y k C . , 1982a — Krakowidy jako górotwór kaledoński. *Prz. Geol*., **30**, 11.

Harańczyk C., 1982b — Nowe dane do poznania kaledońskiego górotworu Krakowidów. *W:* Przew. 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Sosnowiec, 24–25 września 1982 r. Wyd. Geol., Warszawa.

Harańczyk C., 1994a — Znaczenie Futury Terranowej Zawiercie–Rzeszotary dla poznania kaledońskiego transpresyjnego górotworu krakowidów (A. Różkowski, red.). *Pr. Nauk. UŚl.*, 1431.

Harańczyk C., 1994b — Kaledońskie krakowidy jako górotwór transpresyjny. *Prz. Geol.,* **42**, 11.

Heliasz Z., Lewandowski J., Liszkowski J., Wielgomas L., 1994 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żarki (879). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Heliasz Z., Lewandowski J., Liszkowski J., 2015 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żarki (879). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.

Jachowicz M., 1990 — Wyniki badań mikroflorystycznych w otworze RK-6. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.

Jachowicz M., 1993 — Notatka o występowaniu Acritarcha i Chitinozoa w sylurze Zawiercia. *Pr. Nauk. UŚl.*, *Geol.*,1331.

Jachowicz M., 1994 — O występowaniu mikroskamieniałości grupy Acritarcha w utworach starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Prz. Geol.*, 42.

Jachowicz M., 1995 — Opracowanie stratygrafii starszego paleozoiku na NE obrzeżeniu GZW w oparciu o badania mikropaleontologiczne Acritarcha. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.

Jachowicz M., Piekarski K., Wielgomas L., 1987 — Acritarchy z utworów syluru okolic Myszkowa. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3.

Jakubowski Z., 1977 — Rozwój sedymentacji w dolnej jurze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i pozycja stratygraficzna osadów gruboklastycznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **47**, 4.

Jurkiewiczowa I., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 200.

Juskowiak O., 1971 — Petrologia kwaśnych skał magmowych z północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, **15**, 3.

Juskowiak O., Pendias H., Ryka W., 1978 — Skały magmowe w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W:* Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.*, **83**.

Klimek K., 1966 — Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr.* PAN., 53.

Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN., Warszawa.

Kopik J., 1967 — Amonity bajosu z warstw kościeliskich okolic Przystajni (Jura Krakowsko-Wieluńska). *Biul. Inst. Geol.,* 209.

Kopik J., 1974 — Genus Cadomices Munier-Chalmas (Ammonitina) in the Upper Bajocian and Bathonian of the Cracow–Wieluń Jurassic Range and the Góry Świętokrzyskie Mountains (southern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 276.

Kopik J., 1997 — Jura środkowa. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. Jura Polska. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **153**.

Kopik J., Marcinkiewicz T., 1997 — Jura dolna. Biostratygrafia. *W:* Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

K o t a s A . , 1973a — Profil utworów paleozoicznych w otworach wiertniczych Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1. *Kwart. Geol*., 17.

K o t a s A . , 1973b — Występowanie kambru w podłożu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Geol*., **21**, 1: 37

K o t a s A . , R ó ż k o w s k i A . , 1973 — Dokumentacja geologiczno-wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Sosnowiec IG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski Sosnowiec.

K o w a l c z e w s k i Z . , 1990 — Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski. Litostratygrafia, tektonika, paleogeografia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **131**.

K r a s s o w s k a A . , 1997 — Kreda górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W:* Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **153**.

K u t e k J . , G ł a z e k J . , 1972 — The Holy Cross Area, Central Poland in the Alpine Cycle. *Acta Geol. Pol*., **22**, 4.

L e w a n d o w s k i J . , 1982 — Zasięg lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Inst. Geol*., 337.

L i n c z o w s k a - M a k o w s k a M . , 1978 — Opracowanie mikroflory otworu wiertniczego BM 152. Arch. Inst. Geol. Sur. Miner. AGH, Kraków.

M a ł k o w s k i S . , K a r a s i ń s k i M . , 1928 — Skład chemiczny i charakterystyka petrograficzna lamprofirów Gór Świętokrzyskich i okolic Polskiego Zagłębia Węglowego. *Posiedz*. *Nauk. Państw. Inst. Geol*. (bez numeru).

M a r c i n k i e w i c z T . , 1957 — Liasowe megaspory z Praszki, Zawiercia i Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.* **1**, 2.

M a r c i n k i e w i c z T . , 1960 — Analiza megasporowa osadów jurajskich okolic Gorzowa Śląskiego-Praszki. *Kwart. Geol*., **4**, 3.

M a r c i n k i e w i c z T ., 1997a — Kajper. Biostratygrafia. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

M a r c i n k i e w i c z T . , 1997b — Trias górny: noryk, retyk. Biostratygrafia. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

M a r c i n k i e w i c z T . , O r ł o w k a T . , R o g a l s k a M . , 1960 — Wiek warstw helenowskich górnych (lias) w przekroju geologicznym Gorzów Śląski–Praszka w świetle badań mega i mikrosporowych. *Kwart. Geol*., **4**, 2

M a r e k S . , 1997 — Kreda dolna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W:* Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **153**.

M i c h a e l R . , 1914 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Tarnowitz-Brinitz, Berlin.

M o s s o c z y Z . , 1947 — Sprawozdanie z badań geologicznych na zachód od Częstochowy. *Biul. Państw. Inst. Geol*., 31.

M o s s o c z y Z . , 1961 — Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwart. Geol*., **5**, 1.

N a r k i e w i c z M . , 1978 — Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol*., **28**, 4.

N a r k i e w i c z M . , R a c k i G . , 1987 — Korelacja i rozwój sedymentacji górnego dewonu między Dębnikiem a Zawierciem. *Kwart. Geol*., **31**, 2–3.

N e h r i n g M . , 1967 — Konodonty dolnego famenu z profilu Winowno w okolicy Siewierza (Wyżyna Śląsko-Krakowska). *Biul. Inst. Geol*., 209.

O r ł o w s k a - Z w o l i ń s k a T . , 1983 — Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. *Pr. Inst. Geol*., **104**.

Orłowska-Zwolińska T., 1985 — Palinological zones of the Polish Epicontinental Triassic. *Bull. Pol. Ac. Earth Sc*., **33**, 3–4.

Pawłowska J., 1978 — Ocena poglądów na powstanie śląsko-krakowskich złóż rud cynku i ołowiu. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

Piekarska E., 1984 — Strefy mikrofacjalne wapienia woźnickiego. *Prz. Geol*., **32**, 4.

Piekarski K., 1988 — Nowe dane o mineralizacji kruszcowej w utworach staropaleozoicznych na obszarze Myszków–Mrzygłód NE obrzeżenia GZW. *Prz. Geol*., **36**, 7: 381–387.

Piekarski K., Szymański B., 1982 — Pozycja stratygraficzna warstw z Katowic. *Prz. Geol.,* **30**, 7.

Piekarski K., Siewniak-Witruk A., 1978 — O występowaniu ordowiku w okolicy Mrzygłodu. *Prz. Geol.,* **26**, 11.

Piekarski K., Szymański B., Wielgomas L., 1985 — Nowy reper stratygraficzny ordowiku w okolicy Myszkowa. *Prz. Geol*., **33**, 9.

Pieńkowski G., 1988 — Facies analysis of the uppermost Triassic and Liassic of the Cracow–Wieluń Upland and prospects for occurrence of clay deposits. *Prz. Geol*., **36**, 8.

Pieńkowski G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers.*, 12.

Połaniecka B., 1982 — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna otworu BM 152. *W*: Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za złożami rud cynku i ołowiu w NW części regionu śląsko-krakowskiego. Arch. Przeds. Geol., Kraków.

Popek T., 1989 — Charakterystyka petrograficzna skał klastycznych syluru. *W:* Opracowanie badań stratygraficznych, sedymentologicznych z wierceń reperowych wykonanych w latach 1982–1987 na obszarze NE obrzeżenia GZW. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.

Premik J., 1930 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1930 r. na ark. Częstochowa w okolicach Szarlejki, Łojek, Gnaszyna oraz na ark. Koziegłowy w okolicach Koziegłówek i Aleksandrii. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol*., 28.

Przeniosło S., 1978 — Prawidłowości rozmieszczenia złóż i przesłanki poszukiwawcze. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

Racki G., Słupik A., Wrzołek T., 1993 — Nowe dane o dewonie antykliny Siewierza na podstawie wiercenia WB - 12. *Pr. Nauk UŚl., Geol.*, 12–13.

Racki G., Bardziński W., Zieliński T., 1999 — Z kamiennej księgi pradziejów Górnego Śląska. Przew. Geol. Wyd. UŚl., Katowice.

Rogalska M., 1954 — Analiza sporowo-pyłkowa liasowego węgla blanowickiego z Górnego Śląska. *Biul. Inst. Geol*., 89.

Römer F., 1862 — Die Nachweisung des Keupers in Oberschlesien und Polen. *Z. Dtsch. Geol. Ges*., 14.

Römer F., 1867— Neuere Beobachtungen über die Gliederung des Keupers und ihn zunächst überlagernden Abteilung der Juraformation in Oberschlesien und in den angrenzenden Theilen von Polen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 19.

Römer F., 1870 — Geologie von Oberschlesien. Breslau. *Jber Schles. Ges. Vatervl. Kult.*, 49.

Różycki S. Z., 1930 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych nad utworami górnego kajpru, retyku, liasu i doggeru w południowo-wschodniej części ark. Żarki, mapy 1:100 000. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol*., 28.

Różycki S. Z., 1937 — Sprawozdanie z badań geologicznych nad utworami kredowymi w okolicach Lelowa w północno-wschodniej części arkusza Żarki. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol*., 48.

Różycki S. Z., 1938 — Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Lelowa w północno-wschodniej części arkusza Żarki. *Spraw. Państw. Inst. Geol*., **9**, 2.

Różycki S. Z., 1953 — Górny dogger i dolny malm jury krakowsko-częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol*., **17**.

Różycki S. Z., 1972 — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.

Ryka W., 1978 — Skały metamorficzne. *W:* Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

Ryka W., Sylwestrzak H., 1960 — O porfirycie z Huty Starej koło Siewierza. *Kwart. Geol.*, **4**, 1.

Ryszka J., 1982 — Lubliniec IG 1. Wyniki mineralogiczno-petrograficznych badań utworów syluru. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, 55.

Samsonowicz J., 1928 — Lamprofiry okolic Iwanisk w Łysogórach i okolic Siewierza. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol*., 19/20.

Sawicka-Ekietrowa E., 1954 — Opracowanie petrograficzne. *W:* Badania geologiczne iłów rudonośnych Jury Krakowsko-Wieluńskiej. 2. *Biul. Inst. Geol.* (bez numeru)

Senkowiczowa H., 1965 — Podział i rozwój facjalny retu na obszarze południowej Polski. *Kwart. Geol*., **9**, 2.

Serafin-Radlicz J., 1978 — Wyniki badań geochemicznych w prospekcji złóż cynku i ołowiu. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

Siedlecka A., 1964 — Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **34**, 3.

Siedlecki S., 1952 — Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. *Acta Geol. Pol.*, **2**, 1–2

Siedlecki S., 1962 — On the Occurrence of the Silurian in the Estern and North-estern periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci. Geol. of Geogr.*, **10**, 1.

Siewniak-Witruk A., 1978 — Konodonty wapienia muszlowego rejonu Kalet. *Pr. Nauk. UŚl*., 243; *Geol.,* 3.

Siewniak-Madej A., Jeziorowska M., 1978 — Badania mikropaleontologiczno-konodontowe wykonane na próbkach otworu BM 152. Arch. Inst. Geol. Sur. Miner. AGH, Kraków.

Szymański B., Nehring-Lefeld M., 1995 — Opracowanie osadów starszego paleozoiku w podłożu NE obrzeżenia GZW. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Śliwiński S., 1956 — O występowaniu wapieni i dolomitów dewońskich koło Siewierza oraz o możliwości ich użytkowania. *Zesz. Nauk. AGH*, 9, *Geol*., 1.

Śliwiński S., 1960 — Skały wulkaniczne i dolomityzacja wapieni dewońskich w Dziewkach (k/Siewierza). *Rudy i Met. Nieżel*., 11.

Śliwiński S., 1964a — Geologia obszaru siewierskiego. *Pr. Geol*., *Kongr. Nauk. Geol., PAN*, **25**.

Śliwiński S., 1964b — Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach dewońskich i triasowych obszaru siewierskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol*., **34**, 1–2.

Śliwiński S., 1978 — Dolomity kruszconośne. *W*: Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.*, **83**.

Śliwiński S., 1982 — Profile karbonu dolnego i dewonu (Nowa Wioska), złoża dolomitów, rudy cynku i ołowiu (Siewierz). *W*: Przew. 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Sosnowiec, 22–25 września 1982 r. Wyd. Geol., Warszawa.

Tomczyk H., Tomczykowa E., 1983 — Sylur. *W*: Złoża rud metali na tle budowy geologicznej północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Podtemat 1. Stratygrafia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.

Unrug Z., Calikowski A., 1960 — Sedymentacja i petrografia warstw połomskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **30**, 2.

Wilczyński M., 1989 — Badania stratygraficzne i sedymentologiczne syluru NE obrzeżenia GZW. *W*: Opracowanie badań stratygraficznych, sedymentologicznych z wierceń reperowych wykonanych w latach 1982–1987 na obszarze NE obrzeżenia GZW. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział w Sosnowcu..

W y c z ó ł k o w s k i J . , 1962 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Koziegłowy (878). Inst. Geol., Warszawa.

W y c z ó ł k o w s k i J . , 1968 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Koziegłowy (878). Inst. Geol., Warszawa.

W y c z ó ł k o w s k i J . , 1974 — Stratygrafia piaskowca pstrego i dolnego wapienia muszlowego północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w świetle badań paleogeograficznych i sedymentologicznych. *Biul. Inst. Geol*., 278.

W y c z ó ł k o w s k i J . , 1978 — Osady triasu dolnego i środkowego. *W*: Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol*., **83**.

Z n o s k o J . , 1953 — O wieku brekcji lisowskiej. *Biul. Inst. Geol*. (Bez numeru)

Z n o s k o J . , 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol*., 14.

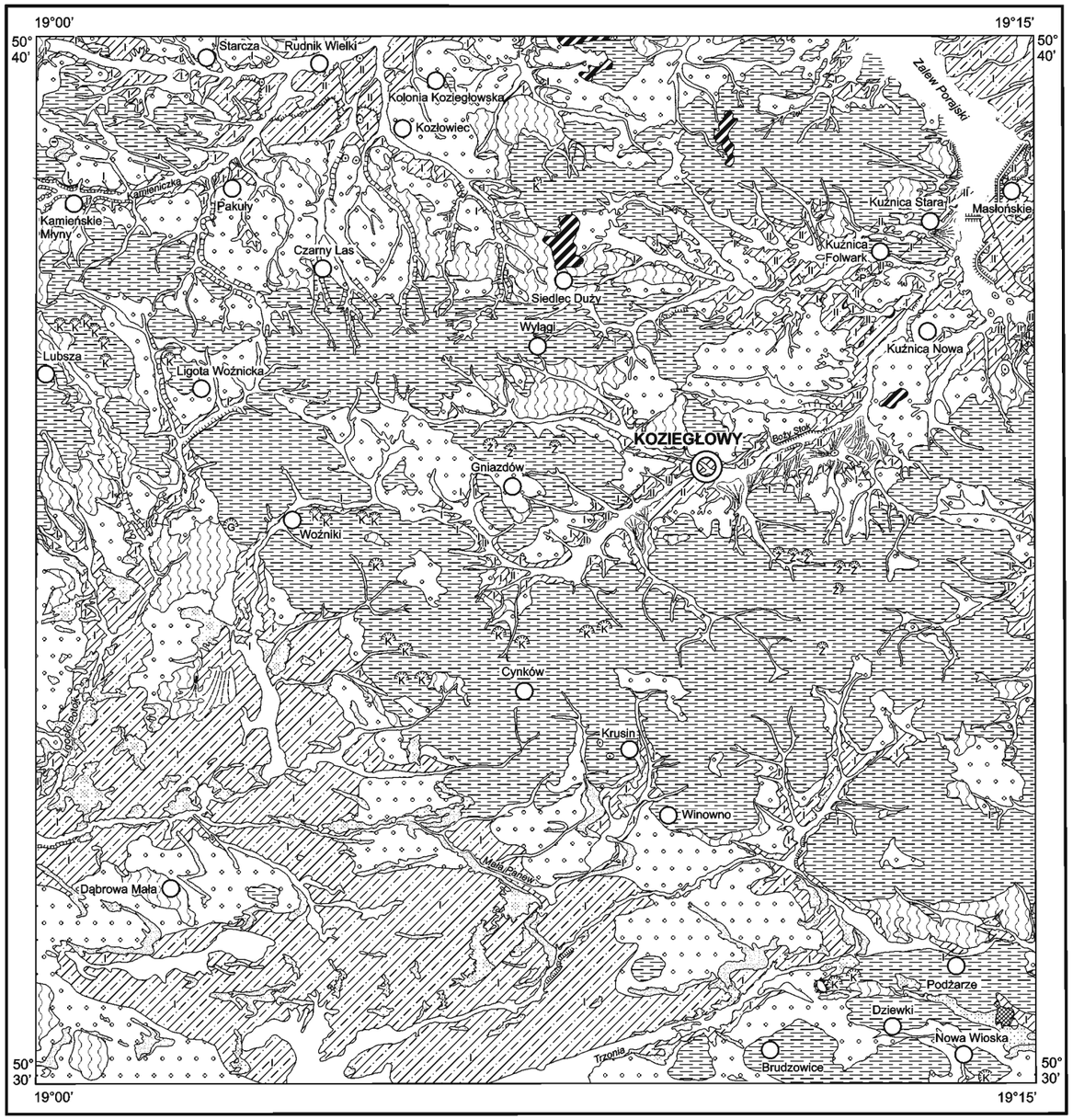
Z n o s k o J . , 1959 — Rozwój transgresji aalenu i bajosu na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **3**, 3.

Z n o s k o J . , 1960 — Jura dolna i środkowa okolic Częstochowy i jej podłoża. *W*: Przew. 33. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Częstochowa, 4–6 września 1960 r. Wyd. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Koziegłowy (878)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasy zalewowe niższe (1,0–2,0 m n.p. rzeki)
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne w dolinach rzecznych (I - tarasy nadzalewowe 6,0–15,0 m n.p. rzeki; II - tarasy zalewowe wyższe 3,0–6,0 m n.p. rzeki)
- Starorzecza
- Stoki
- Krawędzie

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Ostańce
- Stożki napływowe
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy antropogeniczne

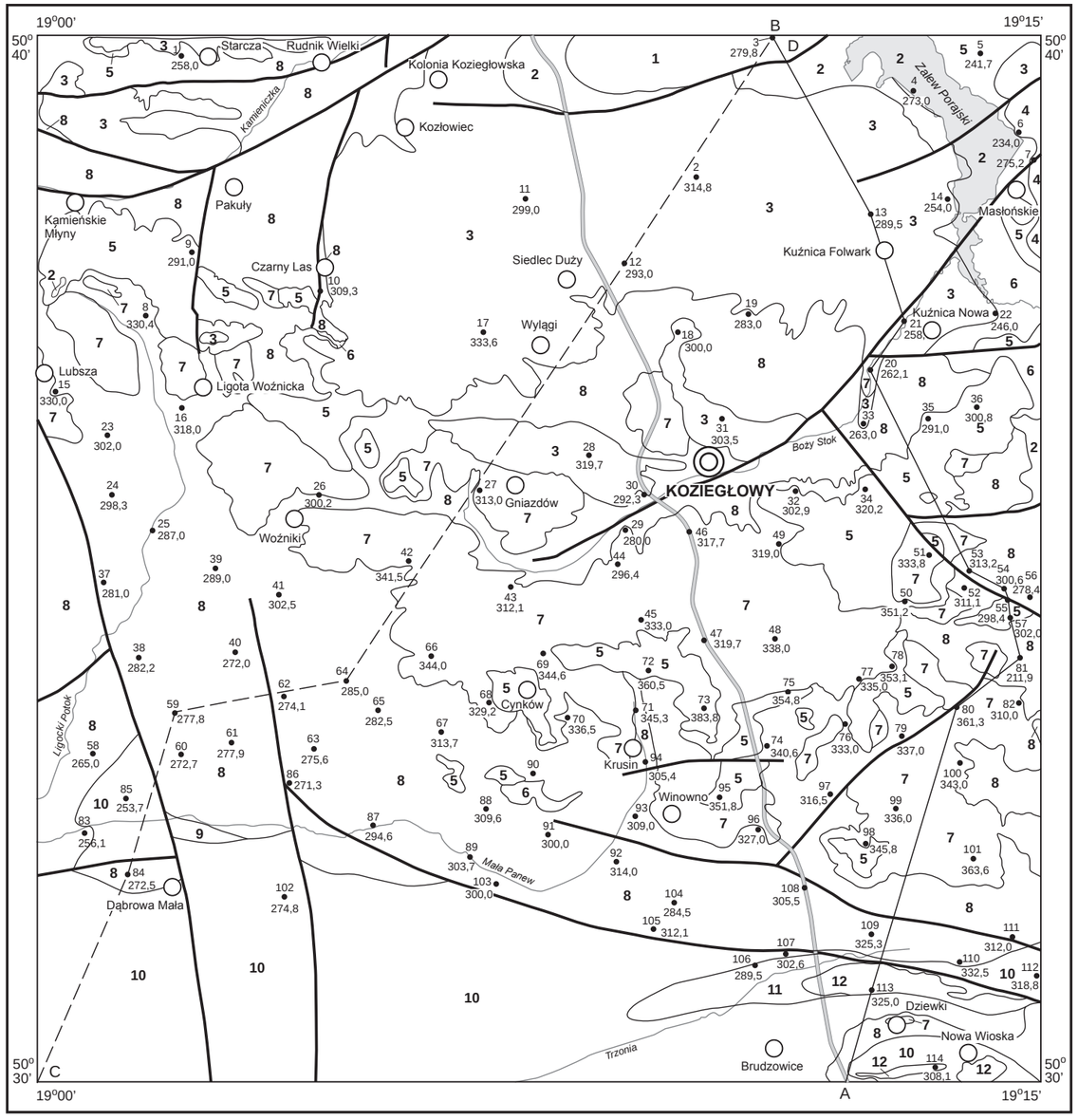
- Wały przeciwpowodziowe
- Kamieniołomy (K), żwirownie (Ż), piaskownie (P), glinianki (G)
- Hałdy

Opracował: A. ROMANEK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Koziegłowy (878)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



JURA

JURA ŚRODKOWA

1	Iły i iłowce rudonośne	BAJOS
2	Piaskowce i piaski (warstwy kościeliskie)	AALEN–BAJOS

JURA DOLNA

3	Iły, iłowce, piaski i piaskowce (warstwy łysieckie)	TOARK
4	Piaskowce, mułowce i węgiel brunatny – formacja blanowicka	PLIENSBACH
5	Piaski i żwiry – formacja połomska	HETANG

TRIAS–JURA

TRIAS GÓRNY–JURA DOLNA

6	Iły, iły pyłowate i mułki (warstwy helenowskie)	RETYK–HETANG

TRIAS

TRIAS GÓRNY

7	Wapienie i iłowce (wapienie woźnickie)	KARNIK–NORYK
8	Iły, iłowce, piaskowce, brekcje i zlepieńce – formacja lisowska	KARNIK–NORYK

TRIAS ŚRODKOWY

9	Dolomity, iłowce i piaskowce	LADYN
10	Dolomity i iłowce	ANIZYK
11	Wapienie, dolomity, margle, iły i zlepieńce	ANIZYK

DEWON

DEWON ŚRODKOWY

12	Wapienie i dolomity	ŻYWET

Granice geologiczne

Uskoki

A——B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

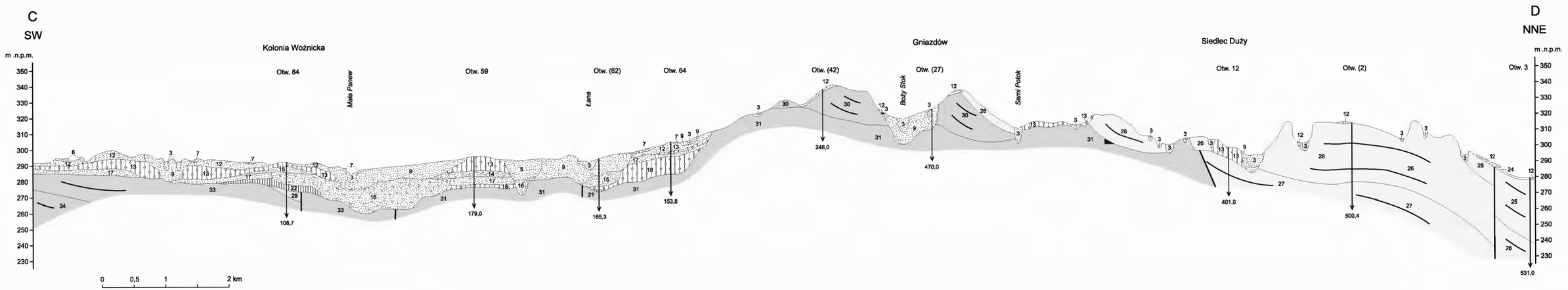
C— —D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

1 / 257,0 Wybrane otwory wiertnicze z rzędną stropu utworów starszych od czwartorzędu

Opracował: A. ROMANEK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Koziegłowy (878)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY



Żwiry
Piaski
Mułki
Gliny
Gliny zwałowe
Torfy
Utwory jury
Utwory triasu–jury
Utwory triasu

3 – $^{f}_{n}Q^{(t2)}_{h}$
5 – $^{(s)}_{pm}Q_{h}$
6 – $^{e}_{p}Q^{(w)}$
7 – $^{e}_{p}Q$
9 – $^{f}_{p}Q_{p^{3-4}} - Q^{B(t)}_{p^{4}}$
12 – $^{fg}_{pż}Q^{O}_{p^{3}}$
13 – $^{g}_{gzw}Q^{O}_{p^{3}}$
14 – $^{fg}_{p}Q^{O}_{p^{3}}$
15 – $^{b}_{pm}Q^{O}_{p^{3}}$
16 – $^{f}_{pż}Q_{p^{2-3}}$
17 – $^{fg}_{p2}Q^{S}_{p^{2}}$
18 – $^{g}_{gzw}Q^{S}_{p^{2}}$
21 – $^{f}_{pż}Q_{p^{0}}$
22 – $^{z}_{g}Q_{p^{0}}$
24 – $_{i}J_{bj}$
25 – $_{pc}J_{a-bj}$
26 – $_{i}J_{to}$
27 – $_{pc}J_{pl}$
28 – $_{pż}J_{h}$
29 – $_{i}T_{3}–J_{h}$
30 – $_{w}T_{3}$
31 – $_{i}T_{3}$
33 – $_{doic}T_{2}$
34 – $_{w}T_{2}$

Otw. (1) – otwór wiertniczy rzutowany na linię przekroju

Uwaga: pozostałe znaki jak na mapie geologicznej

Opracował: A. ROMANEK