

WSTĘP

LOKALIZACJA I PARAMETRY TECHNICZNE OTWORU WIERTNICZEGO ZARĘBY IG 2

Otwór wiertniczy Zaręby IG 2 odwiercono w centralnej Polsce, w środkowej części Gór Świętokrzyskich. Wiercenie to było najgłębszym z kilku otworów wiertniczych, wykonanych w ramach realizowanego na początku lat 60. (Jurkiewicz, Żakowa, 1961) programu robót geologicznych, którego celem było rozpoznanie możliwości występowania węglowodorów w paleozoiku Gór Świętokrzyskich.

Otwór Zaręby IG 2 zlokalizowano w Zarębach (przysiółek wsi Złota Woda), bezpośrednio na zachód od zabudowań tej miejscowości (fig. 1). Szczegółowe informacje dotyczące jego lokalizacji przedstawiają się następująco:

- miejscowość Zaręby – przysiółek wsi Złota Woda;
- gmina Łagów, powiat kielecki, województwo świętokrzyskie;
- współrzędne geograficzne: szerokość $50^{\circ}47'02,79''N$, długość $21^{\circ}02'47,23''E$;
- współrzędne topograficzne (1992): X – 326124,799, Y – 644214,713;
- wysokość nad poziomem morza: 321 m;
- arkusz mapy 1 : 100 000: Bodzentyn;
- arkusz mapy 1 : 50 000: Łagów.

Podstawowe dane o wierceniu i jego przebiegu:

- końcowa głębokość otworu: 1375 m;
- wiercenie rozpoczęto: 29.06.1963 r.;
- wiercenie zakończono: 15.07.1964 r.;
- data likwidacji otworu: 10.11.1964 r.;
- typ aparatu: JL-35;
- sposób wiercenia: mechaniczno-obrotowy;
- kierownik wiercenia: Franciszek Zimowski.

Konstrukcja otworu:

- otwór w pełni rdzeniowany, obecnie w archiwum rdzeni przechowuje się 1015 skrzyń od głębokości 81,0 do 1375,0 m;
- średnica otworu:
 - 0,00–381,00 m – 308 mm;
 - 381,00–1375,00 m – 216 mm;

• zarurowanie:

- 0–10,2 m – 20";
- 10,2–112,1 m – 14";
- 112,1–1202,5 m – 6 5/8";
- 1202,5–1375,0 – otwór bez rurowania.

Zleceniodawca i wykonawca prac:

Zleceniodawcą wiercenia był Instytut Geologiczny w Warszawie – Stacja Terenowa w Kielcach. Prace wiertnicze oraz geofizyczne wykonało Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach pod nadzorem geologów ze Stacji Terenowej Instytutu Geologicznego w Kielcach.

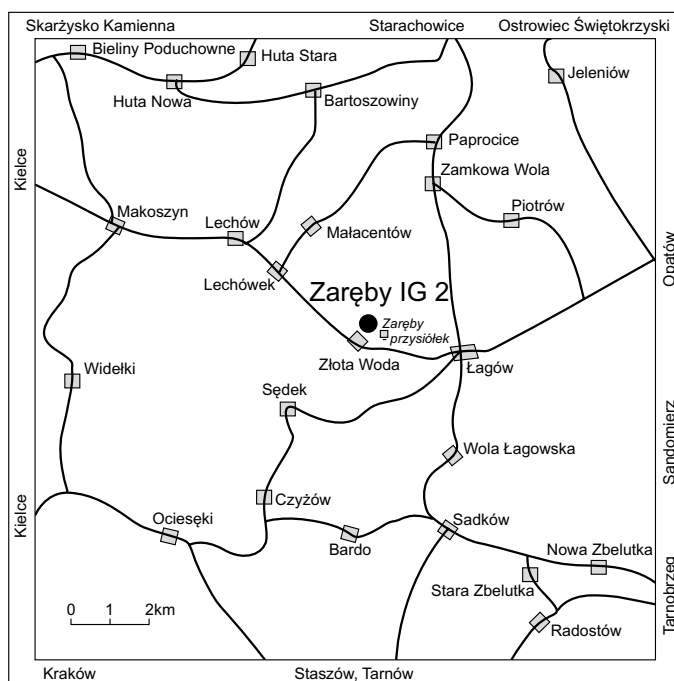


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny otworu wiertniczego Zaręby IG 2

Location sketch map of the Zaręby IG 2 borehole

REGIONALNE TŁO GEOLOGICZNE

Na planie tradycyjnego, utrwalonego w literaturze geologicznej, podziału regionalnego Gór Świętokrzyskich otwór wiertniczy Zaręby IG 2 jest zlokalizowany w centralnej części synklinorium kielecko-łagowskiego, dużej jednostki tektonicznej tradycyjnie wyróżnianej w północnej części południowego (kieleckiego) regionu facjalno-tektonicznego trzonu paleozoicznego. W ostatnich latach, w ramach dyskusji dotyczących nowego podziału geologiczno-strukturalnego Polski, pojawiły się dwie nowe propozycje regionalizacji (Żelaźniewicz i in., 2011, Aleksandrowski, Buła, 2017a), które na razie nie utrwaliły się jeszcze w regionalnej literaturze geologicznej. Według nowszej z przedstawionych propozycji, otwór Zaręby IG 2 jest zlokalizowany w peryferyjnej, wschodniej części strefy eksternidów waryscyjskich, określonej jako świętokrzyskie pasmo fałdowe (fig. 2). W związku z faktem, że obszar ten był wcześniej objęty deformacjami staro- i, w mniejszym stopniu, młodokaledońskimi, zaliczono go także do sandomierskiego pasma fałdowego (Aleksandrowski, Buła, 2017b). Cały obszar paleozoiku Gór Świętokrzyskich, według najnowszych interpretacji danych geofizycznych, jest rozwinięty na podłożu, które stanowi przedłużenie fundamentu krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej (Aleksandrowski, Mazur, 2017). Przy tego rodzaju założeniach strukturalnych, znaczenie uskoku świętokrzyskiego jest mniejsze niż mu wcześniej przypisywano, nie może być on uznany za rozłam skorupowy dzielący dwa terrany o zupełnie innej historii geologicznej.

W drugiej propozycji nowego podziału tektoniczno-strukturalnego Polski (Żelaźniewicz i in., 2011) obszar, na którym zlokalizowano otwór Zaręby IG 2, zaliczono do kieleckiej strefy fałdów, wydzielonej w obrębie pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (fig. 3). Największą nowością, jaką wniosła ta propozycja regionalizacji w regionie świętokrzyskim, było wydzielenie pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich w odrębną jednostkę strukturalno-tektoniczną, niezależną od bloku małopolskiego. W zaproponowanym przez autorów schemacie, podobnie jak we wcześniej wzmiankowanym modelu, zmniejsza się także znaczenie uskoku świętokrzyskiego, który rozdziela dwie strefy w obrębie jednego, fałdowego kompleksu strukturalnego.

Mimo faktu, że oba proponowane modele regionalizacji ograniczają rangę i znaczenie uskoku świętokrzyskiego, pozostaje on nadal kluczowym elementem mapy geologicznej paleozoiku Gór Świętokrzyskich, dzieląc go na dwa regiony tektoniczno-facjalne: kielecki i łysogórski (fig. 4). Otwór Zaręby IG 2 zlokalizowano w północnej części regionu kieleckiego, w centralnej części synklinorium kielecko-łagowskiego, w niewielkiej odległości od uskoku świę-

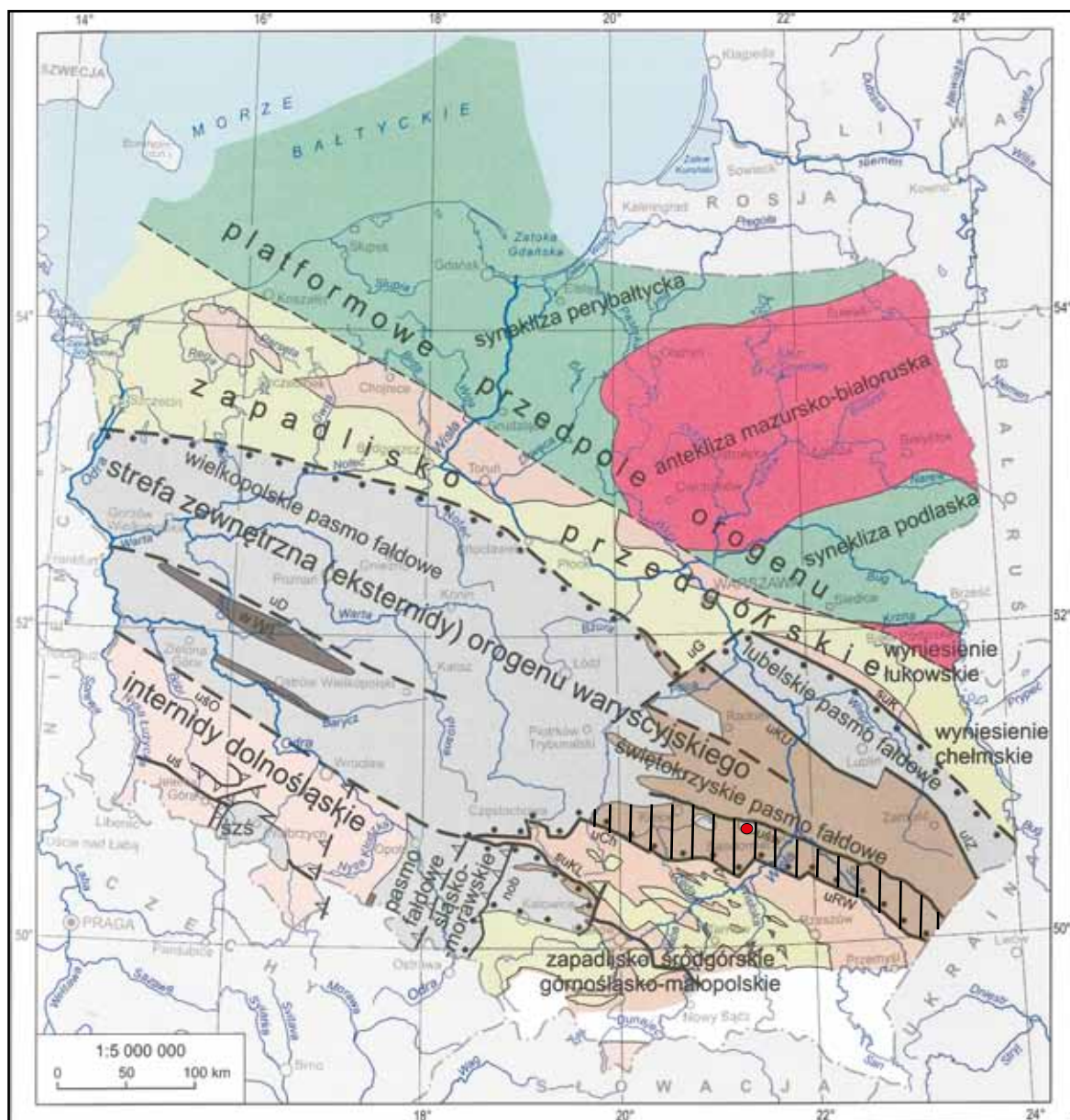
tokrzyskiego (fig. 4, 5). Ta duża jednostka tektoniczna, zwana w literaturze synklinorium centralnym (Samsonowicz, 1934; Kowalczewski, Rubinowski, 1962; Znosko, 2000), jest wypełniona głównie węglanowymi skałami dewonu środkowego i górnego. Jest złożona z podrzędnych, mniejszych form synklinalnych, w osiach których obecne są często utwory karbonu dolnego (np. Żakowa, 1960; 1962a, b; Jurkiewicz, 1971), oraz antyklinalnych, których centralne strefy są zbudowane ze skał dolnodewońskich (np. Tomczyk, 1974). W skrajnych partiach synklinorium, w obrębie wypiętrzonych antyklin: niewachlowsko-szydlówckiej na zachodzie i baćkowicko-ublinieckiej na wschodzie, na powierzchni odsłaniają się szarogłazy i mułowce syluru górnego.

Synklinorium kielecko-łagowskie obcięte jest od północy przez potężny uskok świętokrzyski (fig. 4), wzdłuż którego obszar ten kontaktuje z antyklina łysogórską. Od południa synklinorium graniczy z antyklina chęcińsko-klimontowskim również wzdłuż strefy uskokowej (fig. 4–6). Uskok świętokrzyski ma charakter uskoku nasuwczego (np. Jurkiewicz, 1971; Stupnicka, 1988; Kowalczewski, 2000), a uskok odcinający obszar antyklina na południu jest uskokiem zrzutowym (fig. 6) (Jurkiewicz, 1971). Warto przy tym zwrócić uwagę na fakt, że zrzut skał kambryjskich w północnym skrzydle tego południowego uskoku przekracza 1000 m, nieciągłość ta ma więc poważną, regionalną rangę. Tak więc struktura synklinorium kielecko-łagowskiego zarówno od południa, jak i od północy jest obramowana przez walne strefy uskokowe, co powoduje, że bardzo wyraźnie wyodrębnia się ona na planie tektonicznym paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Serie skał dewonu i karbonu wypełniające synklinorium ku zachodowi kryją się pod permsko-mezozoiczną pokrywą obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Sytuacja geologiczna w strefie przedłużenia strefy synklinorium ku wschodowi nie została jednoznacznie wyjaśniona. Najprawdopodobniej jego kontynuacją w tym kierunku jest obszar synkliny międzygórskiej, gdzie na powierzchni odsłaniają się utwory ordowiku i syluru (np. Tomczyk, 1974). Jeszcze dalej ku wschodowi os synklinorium wynurza się na powierzchnię (Samsonowicz, 1920, 1934), odsłaniając występujące w podłożu skały kambryjskie. Jednak nie można wykluczyć innych interpretacji tektonicznych. Możliwe jest na przykład, że os synklinorium kielecko-łagowskiego przesuwają się wzdłuż uskoku transwersalnego ku północy i chowa się pod nasuwającymi się formacjami antyklina łysogórskiego, tj. łysogórskiej strefy fałdów (Żelaźniewicz i in., 2011).

Budowa geologiczna okolic Łagowa jest przedmiotem badań od prawie 90 lat. W pierwszym okresie prowadzo-

Fig. 2. Lokalizacja otworu wiertniczego Zaręby IG 2 na tle mapy strukturalno-tektonicznej Polski, za Aleksandrowskim i Bułą (2017a, b)

Location of the Zaręby IG 2 borehole, on the background of the structural-tectonic sketch map of Poland, after Aleksandrowski, Buła (2017a, b)



- skały karbonu zapadliska przedgórskiego i zapadlisk śródgórskich niesfałdowane lub słabo sfałdowane
unfolded or slightly folded Carboniferous rocks of the Variscan Foredeep and intermountain basins
- przedkarbońskie skały podłoża zapadlisk warwicyjskich, niezdeformowane lub słabo zdeformowane
Unfolded or slightly folded Precarboniferous rocks of the of the Variscan foredeep basement
- skały karbonu strefy zewnętrznej orogenu warwicyjskiego i zapadlisk śródgórskich sfałdowane i dyslokowane
folded and dislocated Carboniferous rocks of the outer part of Variscan orogen and inner Variscan Foredeeps
- przedkarbońskie skały podłoża zapadlisk warwicyjskich objęte deformacją warwicyjską
precarboniferous rocks of the basement of Variscan Foredeep deformed in the variscan orogeny
- przedkarbońskie skały podłoża strefy zewnętrznej orogenu dotknięte wczesnokarbońskim metamorfizmem niskiego stopnia
precarboniferous, low grade metamorphic rocks of the basement of outer part of the variscan orogeny
- głównie metamorficzne kompleksy skalne internidów warwicyjskich zdeformowane w późnym dewonie i w karbonie
complexes of mainly metamorphic rocks of internides of the Variscan orogen deformed during the Late Devonian and Carboniferous
- niezdeformowana dolnopaleozoiczna pokrywa platformy prekambryjskiej
cover of undeformed Lower Paleozoic rocks lying on the Precambrian crystalline basement
- cokół krystaliczny platformy prekambryjskiej wypiętrzony i odsłonięty w trakcie deformacji kaledońskich i warwicyjskich
crystalline basement of Precambrian East European Craton uplifted and exposed during the Caledonian and Variscan deformations
- obszar orogenu warwicyjskiego objęty uprzednio starszymi deformacjami wieku kaledońskiego i sandomierskiego
area of the Variscan orogeny deformed previously during the Caledonian and Sandomierian orogeny
- zasięg warwicyjskich deformacji orogenicznych
range of Variscan orogeny deformations
- minimalny zasięg zapadliska przedgórskiego
minimal range of Variscan Foredeep
- główne nasunięcia i strefy nasunięć
main overthrusts and overthrust zones
- główne uskoki
main faults
- lokalizacja wiercenia Zareby IG 2
Zareby IG 2 borehole location

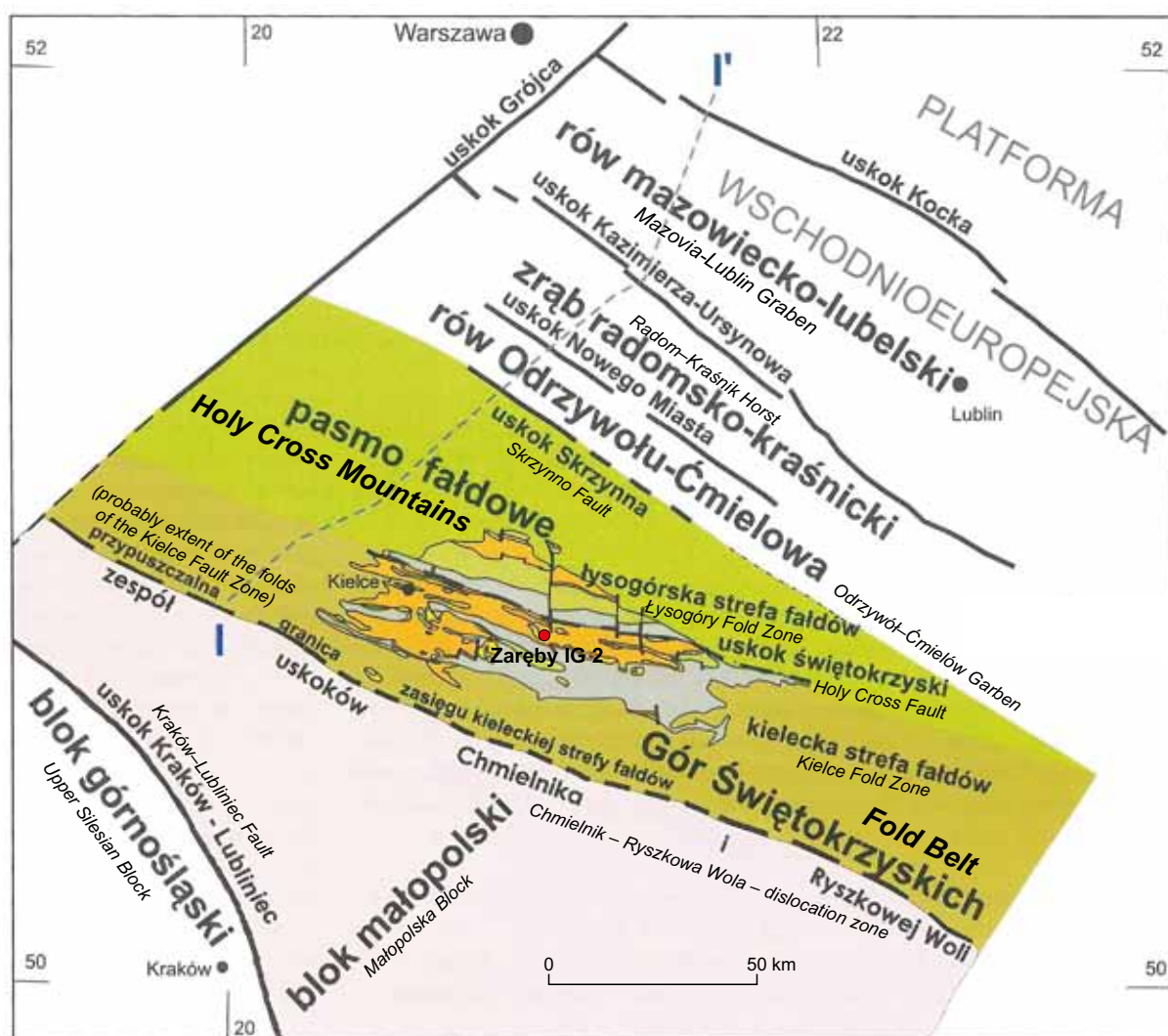


Fig. 3. Lokalizacja otworu wiertniczego Zaręby IG 2 na tle szkicu tektonicznego południowo-wschodniej Polski, za: Konon (2008), Żelaźniewicz i in. (2011)

Location of the Zaręby IG 2 borehole, on the background of the tectonic sketch map of south-eastern Poland, after Konon (2008), Żelaźniewicz *et al.* (2011)

nych prac występujące tu skały dewonu i karbonu badano w naturalnych odsłonięciach, wkopach i płytkich otworach wiertniczych, a efektem tych działań był cały szereg publikacji (Czarnocki, 1924, 1929, 1936, 1948; Samsonowicz, 1934; Czermiński, 1960; Żakowa, 1960, 1962a, b; Jurkiewicz, 1961, 1965; Kowalczewski, Rubinowski, 1962; Taszek, 1962). W związku z rozpoznaniem w okolicach Łagowa licznych objawów występowania bituminów (Taszek, 1962), na początku lat 60. zaplanowano i zrealizowano projekt badawczy, w ramach którego zgłębiono kilka otworów wiertniczych. Pośród nich najgłębszym był, będący przedmiotem niniejszego opracowania, otwór Zaręby IG 2. Na podstawie danych uzyskanych w trakcie prac wiertniczych uszczegółowiono obraz budowy geologicznej tego terenu (Jurkiewicz, 1971) (fig. 6).

Obszar synklinorium kielecko-łagowskiego w okolicach Łagowa ma zaledwie ok. 5 km szerokości. Na zachód

od tego miasteczka, w rejonie, gdzie zlokalizowano otwór Zaręby IG 2, można wyróżnić dwie drugorzędne jednostki tektoniczne. W północnej części znajduje się antyklina małacentowska (fig. 5), w osi której odsłaniają się piaskowce dewonu dolnego budujące wyniesienie Wału Małacentowskiego – wschodniego przedłużenia Pasma Bielińskiego. Na południe od niej wyróżniono rozległą synklinę łagowską, której centralna strefa jest zbudowana ze skał famenu i karbonu dolnego (fig. 5, 6). W tej osiowej partii synkliny zlokalizowano otwór wiertniczy Zaręby IG 2. Na wschód od Łagowa, w północnej części synklinorium, rozwinięta jest synklina piotrowska (fig. 5), w obrębie której rozpoznano także utwory karbońskie (Żakowa, 1960, 1962a, b; Żakowa, Migaszewski, 1995). Obserwacje tektoniczne poczynione w okolicach Łagowa wskazują na wyraźną, południową wergencję osi występujących tu form fałdowych (fig. 6) (Jurkiewicz, 1971), często także obserwuje się wy-

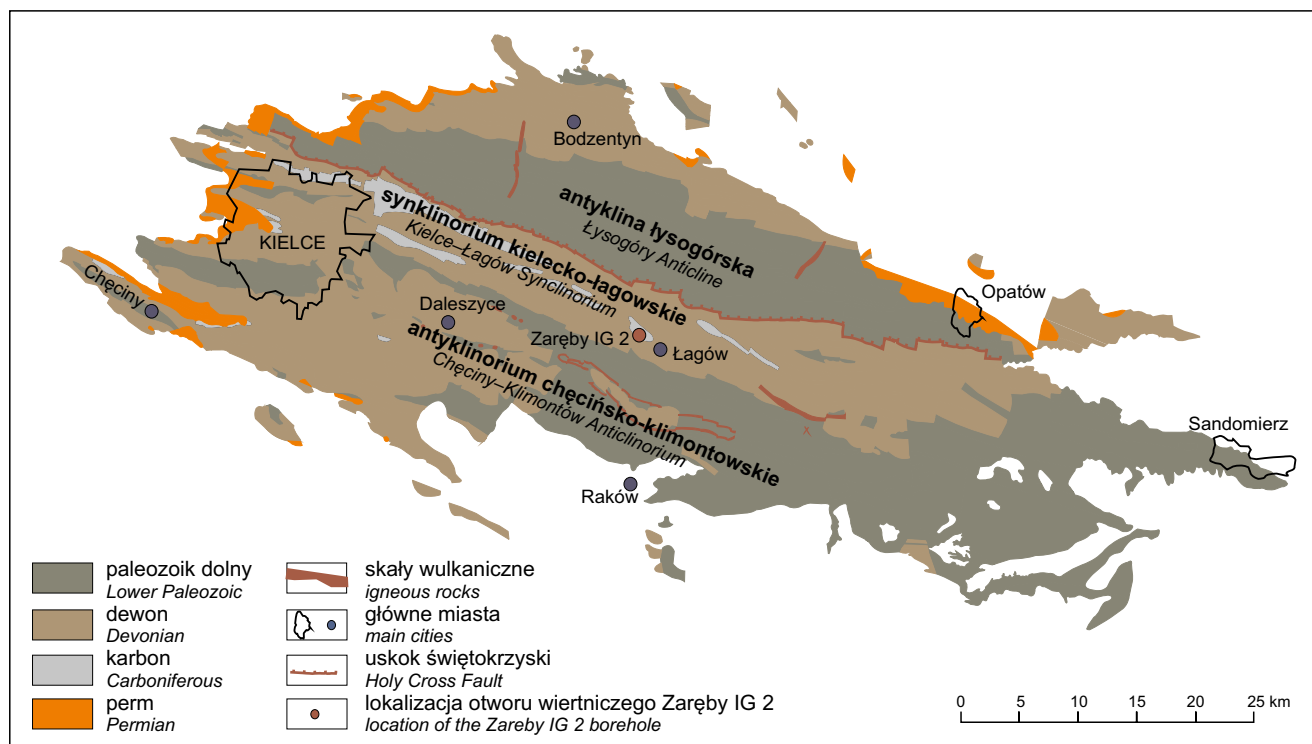


Fig. 4. Szkic geologiczny paleozoiku świętokrzyskiego z lokalizacją otworu wiertniczego Zaręby IG 2

Geological sketch map of the Holy Cross Paleozoic inlier with location of the Zaręby IG 2 borehole

prasowanie skał z południowych skrzydeł tych struktur tektonicznych. Cechy te wskazują na nasuwczy charakter dyslokacji świętokrzyskiej w tej części synklinorium kielecko-łagowskiego (Jurkiewicz, 1971). Osie form fałdo-

wych tworzących synklinorium kielecko-łagowskie mają kierunki WNW-ESE i są równoległe do osi całego synklinorium, a także do kierunku uskoku świętokrzyskiego. Fałdowania deformujące dewońsko-karbońskie (i starsze)

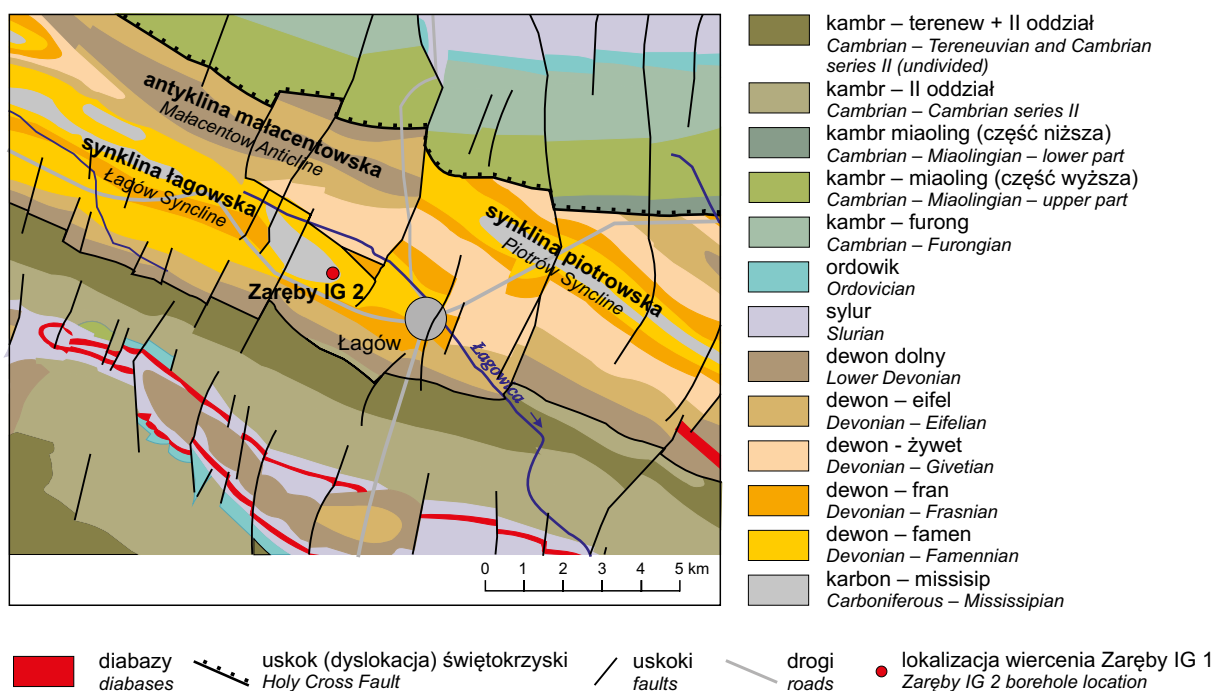


Fig. 5. Szkic geologiczny okolic Łagowa z lokalizacją otworu wiertniczego Zaręby IG 2 wg Kowalczewski i in. (2000)

Geological sketch map of the Łagów vicinity with location of Zaręby IG 2 after Kowalczewski *et al.* (2000)

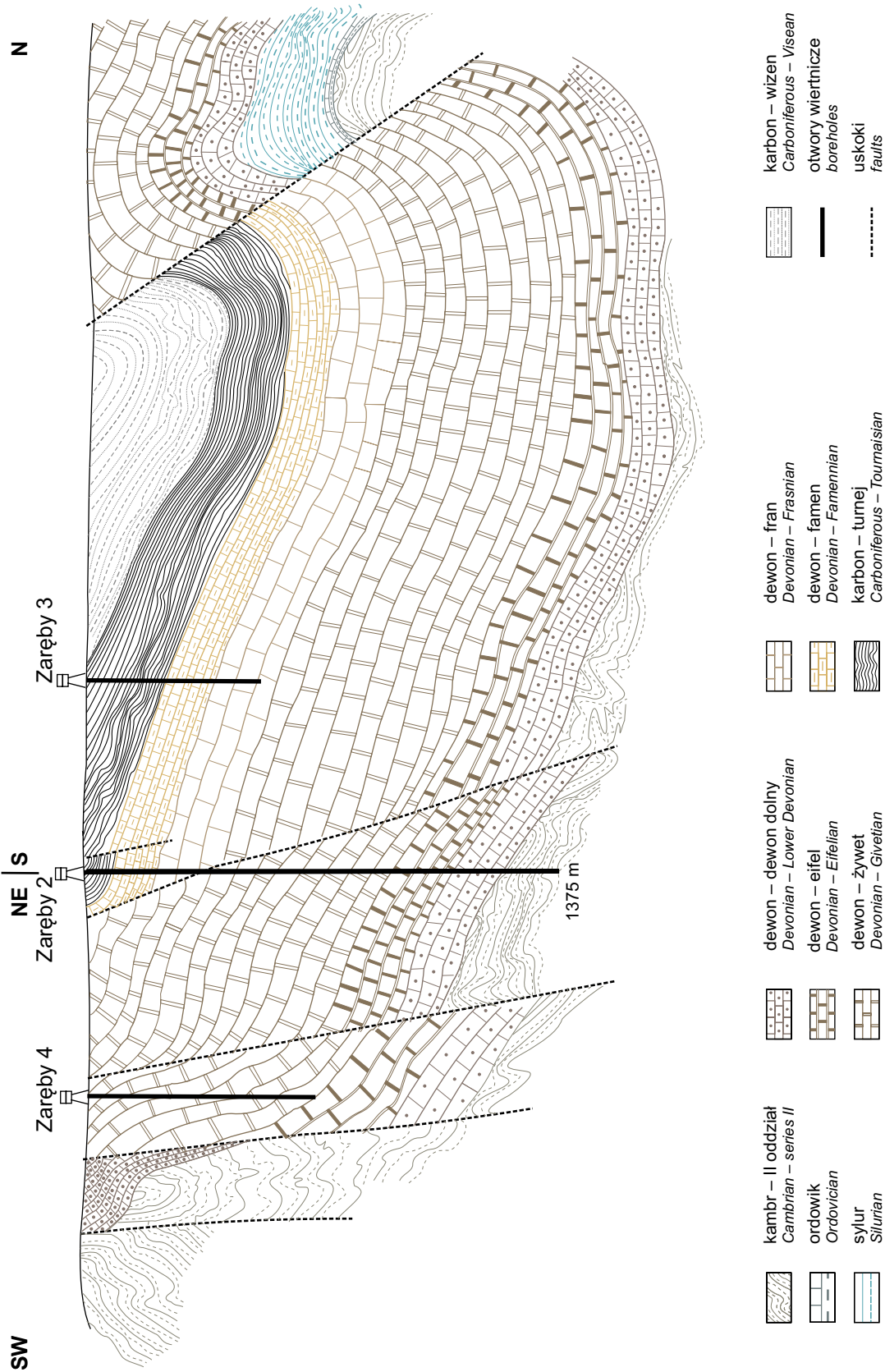


Fig. 6. Schematyczny przekrój geologiczny przez centralną część synklinorium kielecko-lagowskiego – skala niejednorodna (wg Jurkiewicz, 1971)

Schematic geological section through the central part of Kielce-Lagów synclinorium – unequal scale, after Jurkiewicz (1971)

formacje skalne na tym obszarze miały miejsce w epoce waryscyjskiej (Aleksandrowski, Buła, 2017a), ale skały kambryjskie, występujące w podłożu struktur waryscyjskich, niewątpliwie były deformowane także wcześniej, w trakcie fałdowań staro-, a być może także młodokaledońskich (Aleksandrowski, Buła, 2017b).

Najstarszymi utworami, jakie rozpoznano w okolicach Łagowa, są nawiercone w spągu wiercenia Zaręby IG 2 iłowce, mułowce i piaskowce kambru dolnego (obecnie odpowiadają one oddziałowi drugiemu kambru) (Bednarczyk i in., 1965; Szczepanik, ten tom; Żylińska, ten tom). Ten fragment profilu to jedyne stanowisko, w którym udokumentowano obecność kambru na całym obszarze synklinorium kielecko-łagowskiego. Utwory kambryjskie nawiercone w Zarębach wykazują podobieństwo litologiczne do równowiekowych odpowiedników znanych z położonego na południu antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego. Ich występowanie dowodzi ciągłości basenu kambryjskiego na całym obszarze regionu kieleckiego – kieleckiej strefy fałdów (Żelaźniewicz i in., 2011). Duże miąższości serii dewońsko-karbońskich wypełniających synklinorium kielecko-łagowskie powodują, że formacje staropaleozoiczne odsłaniają się w niewielu miejscach. Można je obserwować na powierzchni jedynie w skrajnych: wschodnich i zachodnich partiach synklinorium, w obrębie stref osiowych wypiętrzonych elementów antyklinalnych. Na zachodzie, w północnej części Kielc (Malec, 2006) i na wschodzie w okolicach Baranówka–Piskrzyna (Samsonowicz, 1934), odsłaniają się szarogłazowe serie syluru górnego. Fakt obecności skał ordowiku i warstw niższej części syluru w synklinie międzygórskiej, która prawdopodobnie jest przedłużeniem synklinorium ku wschodowi, może sugerować, że utwory tego wieku są obecne także w podłożu synklinorium, ale do tej pory nie uzyskano na to bezpośrednich dowodów. Według sugestii niektórych autorów (Stupnicka, 1996), ordowik i sylur zachowały się jedynie w obrębie starszych, kaledońskich struktur o charakterze zapadlisk, które następnie były deformowane w waryscyjskiej epoce tektonicznej (Stupnicka, Ziółkowski, 2001). Jest bardzo prawdopodobne, że w obrębie tego typu zapadlisk, które być może znajdują się również w podłożu zachodniej i centralnej części synklinorium kielecko-łagowskiego, oprócz skał ordowicko-sylurskich mogą występować także utwory wyższej części kambru, podobnie jak ma to miejsce w rejonie Lenarczyc (Szczepanik i in., 2004).

Chociaż skały dewonu i karbonu podścielają osady czwartorzędu w centralnej części synklinorium kielecko-łagowskiego, to ich obserwacja jest utrudniona ze względu na obecność miąższych pokryw plejstoceńskich. Dopiero prace wiertnicze wykonane w rejonie Łagowa pozwoliły na przesłedzenie, analizę i korelację różnego rodzaju utworów dewońskich, występujących w profilach synklinorium kielecko-łagowskiego i na całym obszarze świętokrzyskim.

Kompleks dewonu dolnego jest wykształcony w facjach oldredowych i reprezentowany przez iłowce, mułowce i piaskowce barwy wiśniowej, zielonkawej i szarej (pstrej), powstałe w środowisku lądowym (Radlicz, Wójcik, ten tom). Dominowała sedimentacja w zbiornikach śródlądowych,

ze śladami lokalnych ingresji morskich. Skały te na pograniczu dewonu dolnego i środkowego przechodzą w utwory morskie, najpierw klastyczne, a następnie węglanowe dewonu środkowego (Jurkiewicz, 1971; Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983; Malec, ten tom; Radlicz, Wójcik, ten tom). Podstawą stratygrafii dewonu dolnego są zespoły mikrosporowe (np. Filipiak, 2011; Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; Fijałkowska-Mader, ten tom), ale pewne znaczenie korelacyjne mają rozpoznawane w profilach warstwy piroklastyków (Tarnowska, 1996; Tarnowska, Malec, ten tom). Skały dolnodewońskie synklinorium kielecko-łagowskiego reprezentują taki sam typ litologiczny, jak równowiekowe utwory dewonu w południowej części Gór Świętokrzyskich i dobrze się z nimi korelują.

Bardzo miąższy profil skał węglanowych dewonu środkowego i górnego jest złożony z dwóch kompleksów litologicznych: dolomitów w niższej partii profilu oraz wapieni w części wyższej. Rozwój sedimentacji węglanowej miał miejsce w strefie przybrzeżnej i obejmował różne stadia rozwoju platformy węglanowej, która ulegała stopniowemu zatapianiu. W końcu dewonu (famen) rozpoczęła się sedimentacja skał ilasto-marglistych, które osadzały się w głębszych, szelfowych partiach zbiornika morskiego (Jurkiewicz, 1971; Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983; Romanek, ten tom; Radlicz, Wójcik, ten tom). Utwory dewonu synkliny łagowskiej wykazują bardzo duże podobieństwo do równowiekowych serii skalnych regionu kieleckiego. Warto zauważyć, że niektórzy badacze dostrzegają w tym rejonie stopniowe przejście do facji węglanowych typu łysogórskiego (Jurkiewicz, 1971). Mimo obfitości fauny płytkomorskiej typu rafowego, w skałach kompleksu węglanowego brak jest dobrych skamieniałości przewodnich. Biostratygrafia, poza nielicznymi znaleziskami użytecznych stratygraficznie konodontów, bazuje jedynie na ogólnych nieprecyzyjnych wskaźnikach faunistycznych, a granice poszczególnych wydziałów często są oparte wyłącznie na kryteriach litologicznych. Miąższy pakiet formacji węglanowych okolic Łagowa stanowi bardzo ważny kompleks o znaczeniu surowcowym. W ostatnich latach niezwykle intensywnie rozwija się tu górnictwo surowców skalnych, które powoduje, że okolice Łagowa stały się kolejnym „Białym Zagłębiem” Gór Świętokrzyskich. Eksploatacja ta, choć niewątpliwie dostarcza wymiernych korzyści ekonomicznych, zaczyna sprawiać wiele problemów ekologicznych, których może doświadczyć każdy, kto obecnie odwiedzi okolice Łagowa.

Najmłodszymi utworami paleozoicznymi występującymi w centralnej części synklinorium kielecko-łagowskiego są skały karbonu dolnego: turneju i wizenu. Późnodewońska sedimentacja marglisto-ilasta kontynuowała się także we wczesnym karbonie. Podobnie jak famen, niższy turniej jest reprezentowany przez naprzemianległe iłowce, margle i niezbyt dużej miąższości warstwy wapieni. Przez wiele lat kompleks ten był zaliczany w całości do dewonu górnego, dopiero w ostatnich latach (Filipiak, 2005, ten tom), zrewidowano biostratygrafię warstw przejściowych między dewonem i karbonem, dowodząc ciągłego przejścia między

tych systemami w facjach węglanowych otwartego zbiornika morskiego.

Tego typu utwory przechodzą stopniowo w skały ilasto-krzemionkowe warstw z Żaręb reprezentujące wyższą część turnaju, a te z kolei – w łupki i szarogłazy formacji z Lechówka (Żakowa, 1962b; Żakowa, Migaszewski, 1995). Skały dolnokarbońskie powstałe w późnym turnaju i wieniec reprezentują utwory najgłębszych partii zbiornika morskiego i zamykają waryscyjski cykl sedimentacyjny. Miększa sekwencja nagromadzonych utworów została następnie poddana silnym deformacjom i wypiętrzona w epoce waryscyjskiej. Na obszarze synklinorium kielecko-ła-

gowskiego utwory pokrywy permsko-mezozoicznej zachowały się jedynie szczątkowo (np. Wysocka, Skompski, 2016; Skompski i in., 2019). Jedynie lokalnie występują także nagromadzenia lądowych skał neogeńskich. Większość wypełniających synklinorium formacji dewonu i karbonu to utwory nieodporne na procesy wietrzeniowe, dlatego w centralnej partii tej jednostki strukturalnej nie ma większych wzniesień morfologicznych. W tej sytuacji, występujące tu rozległe i miększe pokrywy zróżnicowanych litologicznie glacialnych i fluwioglacialnych osadów plejstoceniowych, maskują szczegóły waryscyjskiej budowy geologicznej tego regionu.