

BUDOWA GEOLOGICZNA PODCECHSZYŃSKIEGO PODŁOŻA LEGNICKO-GŁOGOWSKIEGO OKRĘGU MIEDZIOWEGO (LGOM) I JEGO OTOCZENIA: SPOJRZENIE KRYTYCZNE

GEOLOGY OF THE ZECHSTEIN BASEMENT OF THE LEGNICA-GŁOGÓW COPPER DISTRICT (LGOM) AND ITS SURROUNDINGS: A CRITICAL OVERVIEW

HUBERT KIERSNOWSKI¹, ZDZISŁAW PETECKI¹

Abstrakt. Dokonano przeglądu dotychczasowych badań i koncepcji dotyczących tektoniki podcechszyńskiego podłoża Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM). Przedstawiono własną, zmodyfikowaną wersję modelu budowy jednostek strukturalnych tego podłoża oraz rozwoju i zasięgu dolnopermskiej pokrywy osadowej. Zastosowano zintegrowaną analizę sedimentologiczną, strukturalno-tektoniczną w powiązaniu z analizą danych geofizycznych, grawimetrycznych i magnetycznych. Zaproponowano model, w którym skały podcechszyńskiego podłoża obszaru LGOM przypisano do północnej strefy waryscyjskich internidów, a tym samym do bloku przedsudeckiego. Przedłużenie na północ bloku przedsudeckiego jest reprezentowane przez blok Sieroszowic znajdujący się w obrębie strefy środkowej Odry, reprezentowanej przez środkowoodrzańskie uskoki, odpowiednio – południowy i północny. W środkowej części obszaru LGOM znajduje się jednostka tektoniczna określona jako rów Głogowa, w północnej części – uskok śląsko-lubuski oraz fragment południowej części rozległej strefy rozłamów środkowej Odry.

Słowa kluczowe: jednostki tektoniczne podłoża LGOM, pola potencjalne, strefa rozłamów środkowej Odry, strefa uskokowa środkowej Odry, internidy waryscyjskie, eksternidy waryscyjskie.

Abstract. On the background of a critical review of earlier studies and concepts concerning the structure of the Zechstein basement of LGOM, the authors's own, modified version of its tectonic model is presented, accompanied by that explaining the sedimentation and areal extent of the Lower Permian sedimentary cover. Integrated sedimentological, structural and tectonic analysis was applied in conjunction with geophysical analysis based on gravimetric and magnetic data. As a result of the analysis, the pre-Permian basement of the LGOM area is interpreted to be part of the northern Variscan internides and, at the same time, to constitute a northerly extension of the Fore-Sudetic Block (Sieroszowice Block). Within the LGOM area, in its southern part, there are Middle Odra Fault Zone, comprising the southern Middle Odra Fault (Lubin trough) and northern Middle Odra Fault, separated with the Sieroszowice Block. In the middle part of the LGOM area located is the Głogów trough, cut by the Silesia-Lubusz fault in its northern segment and by the southern part of the vast Middle Odra Deep Fracture Zone.

Key words: LGOM basement tectonic units, potential fields, Middle Odra Deep Fracture Zone, Middle Odra Fault Zone, Variscan Internides, Variscan Externides.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: hubert.kiersnowski@pgi.gov.pl, zdzislaw.petecki@pgi.gov.pl.

WSTĘP

Jubileusz 60-lecia odkrycia złóż miedzi na monoklinie przedsudeckiej stanowi okazję do retrospektywnej oceny poglądów na temat budowy geologicznej podłoża Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) i jego otoczenia. Ze względu na liczne przeprowadzone w tym czasie badania wydawać się może, że budowa ta jest dobrze rozpoznana i wystarczająco udokumentowana. Tymczasem analiza materiałów źródłowych skłania do przewartościowania niektórych utrwalonych i powielanych wielokrotnie poglądów.

W rejonie LGOM budowa geologiczna podcechsztyńskiego podłoża nadal pozostawia pole do interpretacji o czym świadczą niektóre przekroje geologiczne różniące się diametralnie.

Budowa ta musi być rozpatrywana na tle większych struktur geologicznych: południowej części monokliny przedsudeckiej oraz bloku przedsudeckiego. Już sama nazwa tych jednostek strukturalnych wskazuje na ich powiązanie z obszarem Sudetów. Z drugiej strony nazwa monoklina przedsudecka dotyczy faktycznie mezozoicznego planu strukturalnego. Powoduje to brak precyzji w geologicznym zdefiniowaniu podłoża mezozoiku rozciągającego się na północ od Sudetów i bloku przedsudeckiego. Dopiero autorzy „Regionalizacji tektonicznej Polski” (Żelaźniewicz i in., 2011) zaproponowali, żeby podpermskie podłoże monokliny przedsudeckiej nazwać wgłębnym blokiem południowielkopolskim. Blok ten na południu graniczy z blokiem przed-

sudeckim, oddzielony odeń zrębem środkowej Odry. Według tego podziału granicę NE wgłębnego bloku południowielkopolskiego wyznacza strefa uskokowa Dolska.

Historia badań tego obszaru jest ściśle połączona z rozpoznaniem geologicznym związanym z odkryciem złóż rud miedzi oraz poszukiwaniami węglowodorów i wierceniami rozpoznawczymi PIG wykonanymi w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych ubiegłego wieku. Najstarsze prace, często o charakterze monograficznym i syntetycznym, w których przedstawiono budowę geologiczną permu i podpermskiego podłoża, to następujące publikacje: Żelichowski, 1964; Sokołowski, 1967; Grocholski, 1975; Kłapciński i in., 1975; Krawczyńska-Grocholska, Grocholski, 1976; Deczkowski, 1977; Wierzchowska-Kicułowa, 1984, 1987; Speczik, 1985; Oberc, 1987. Nowsze prace podsumowujące lub syntetyzujące geologiczne badania regionalne z obszaru monokliny przedsudeckiej to: Kłapciński, Peryt, 1996, 2007; Oberc-Dziedzic i in., 1999; Oszczepalski, 1999; Mazur i in., 2006a; Wierzchowska-Kicułowa, 2007; Kroner i in., 2008.

Celem niniejszej publikacji jest wypuklenie roli, dotąd pomijanej, strefy rozłamów środkowej Odry jako elementu tektonicznego o ponadregionalnym znaczeniu. Do tego celu wykorzystano analizę basenów (rowów tektonicznych) dolnego permu, których rozwój i wielkość zdaniem autorów odzwierciedlają zróżnicowanie tektoniczne podpermskiego podłoża.

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA GEOLOGIĘ PODPERMSKIEGO PODŁOŻA

BLOK PRZEDSUDECKI I STREFA USKOKOWA ŚRODKOWEJ ODRY

Blok przedsudecki jest definiowany jako złożona jednostka strukturalna ograniczona od południowego zachodu sudeckim uskokiem brzeżnym, a od północnego wschodu strefą uskokową środkowej Odry. Głębokie profilowania sejsmiczne potwierdziły występowanie głębokiej strefy dyslokacyjnej środkowej Odry (Guterch i in., 1975; Cwojdzński i in., 1995). Według Krawczyńskiej-Grocholskiej i Grocholskiego (1976) „północna i zachodnia granica bloku przedsudeckiego została sprecyzowana przez Wyżkowskiego (1961). Wyznaczają ją podtrzeciorzędowe wychodnie permu dolnego i system głębokich uskoków...” przedstawione na mapach przez Kłapcińskiego i in. (1984).

Blok przedsudecki jest włączany przez niektórych badaczy (Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008) do rozległej jednostki strukturalnej określanej jako blok dolnośląski (Żelaźniewicz i in., 2011). W obręb bloku przedsudeckiego wchodzi m.in. odsłaniające się na powierzchni masyw Wądroża Wielkiego, pluton strzegomski oraz północno-wschodnia część masywu Gór Sowich. Od północnego wschodu w skład bloku przedsudeckiego wchodzi jednostka strukturalna określana jako zrąb środkowej Odry. Jednostka ta jest

ograniczona od południa południowym uskokiem Odry, a od północy – północnym uskokiem Odry (Żelaźniewicz i in., 2011).

Na mapie tektonicznej Sudetów Cymermana (2010) jest stosowane określenie „południowy uskok środkowej Odry oraz w miejsce północnego uskoku Odry – „uskok środkowej Odry”. Struktura znajdująca się między tymi uskokiemi, lub też – bardziej formalnie rzecz biorąc – kompleks skał, jest określona jako kompleks środkowej Odry.

Przebieg uskoków południowego i północnego Odry (lub środkowej Odry) był przedstawiany przez Grocholskiego (1967) i Sokołowskiego (1976) rozmaicie, w wersjach pewnej lub zakładanej. Późniejsi autorzy modyfikowali i uzupełniali przebieg tych uskoków lub replikowali wcześniejsze mapy (np. Oberc-Dziedzic i in., 1999). Według mapy geologicznej Cymermana (2010) strefa tych uskoków charakteryzuje się fragmentacją na poszczególne bloki tektoniczne (Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Pożaryski i in., 1992; Oberc-Dziedzic i in., 1999). Skały krystalicznego podłoża w strefie uskoków środkowej Odry stopniowo zanurzają się ku północnemu wschodowi, zrzucane przez szereg „dyslokacji schodowych” (Teisseyre, 1957). Ostatnia z tych dyslokacji powinna stanowić północną granicę tej strefy.

JEDNOSTKI STRUKTURALNE NA PÓŁNOCNY WSCHÓD OD BLOKU PRZEDSUDECKIEGO

Przedpermska jednostka strukturalna przylegająca do północnej krawędzi bloku przedsudeckiego (zrębu środkowej Odry) jest określana jako blok południow Wielkopolski (Żelaźniewicz i in., 2011), ograniczony od północy usko-

kiem Dolska. Górną partię bloku stanowi ścięte erozyjnie późnowaryscyjskie wielkopolskie pasmo fałdowo-nasuwcze (eksternidy waryscyjskie) (fig. 1).

Na temat głębszej struktury bloku wielkopolskiego niewiele wiadomo. Interpretacja jest oparta na głębokich sondowaniach sejsmicznych (Cwojdzński, 1992). Według Żelaźniewicz i in. (2011) „Zdeformowane tektonicznie pod-

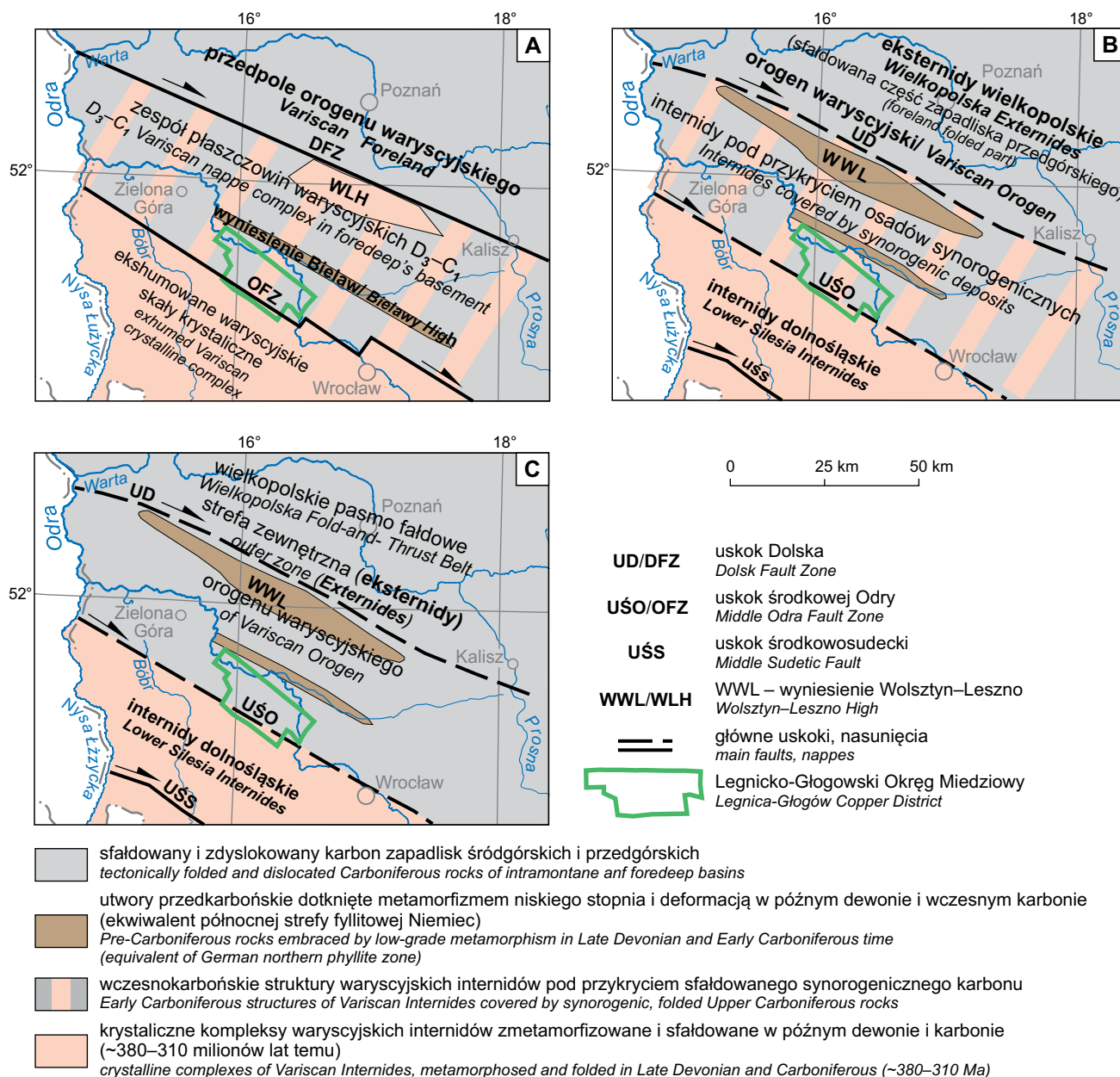


Fig. 1. Schematyczne mapy przedstawiające zmiany poglądów na sytuację tektoniczną przedpermskiego podłoża SW Polski według Mazura i Aleksandrowskiego

A – kompilacja map za Mazurem i Aleksandrowskim w: Kroner i in., 2008 oraz wg Mazura i in., 2006a i 2010; B – za Aleksandrowskim (koncept geologiczny, nie publikowane); C – Sytuacja tektoniczna przedpermskiego podłoża SW Polski według Aleksandrowskiego, 2017

Schematic maps of Variscan Internides and Externides and tectonic setting of pre-Permian basement of southwestern Poland after Mazur and Aleksandrowski

A – compiled maps by Mazur and Aleksandrowski in Kroner *et al.*, 2008 and by Mazur *et al.*, 2006a, 2010; B – by Aleksandrowski (geological concept, not published); C – tectonic setting of pre-Permian basement of southwestern Poland by Aleksandrowski, 2017

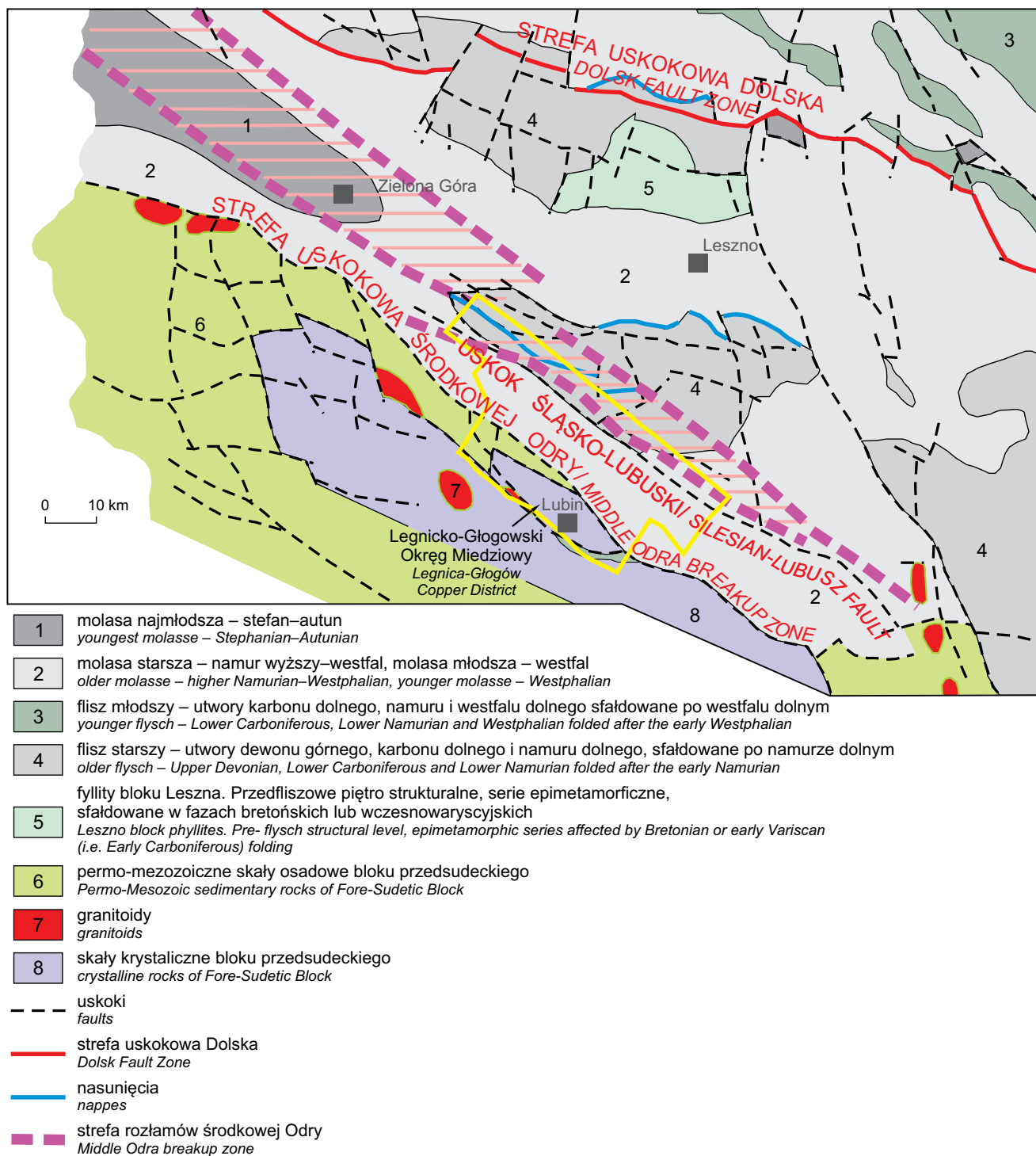


Fig. 2. Fragment mapy geologicznej utworów podpermskich warwicyjskich eksternidów śląsko-wielkopolskich, (wg Wierzchowskiej-Kicułowej, 2007)

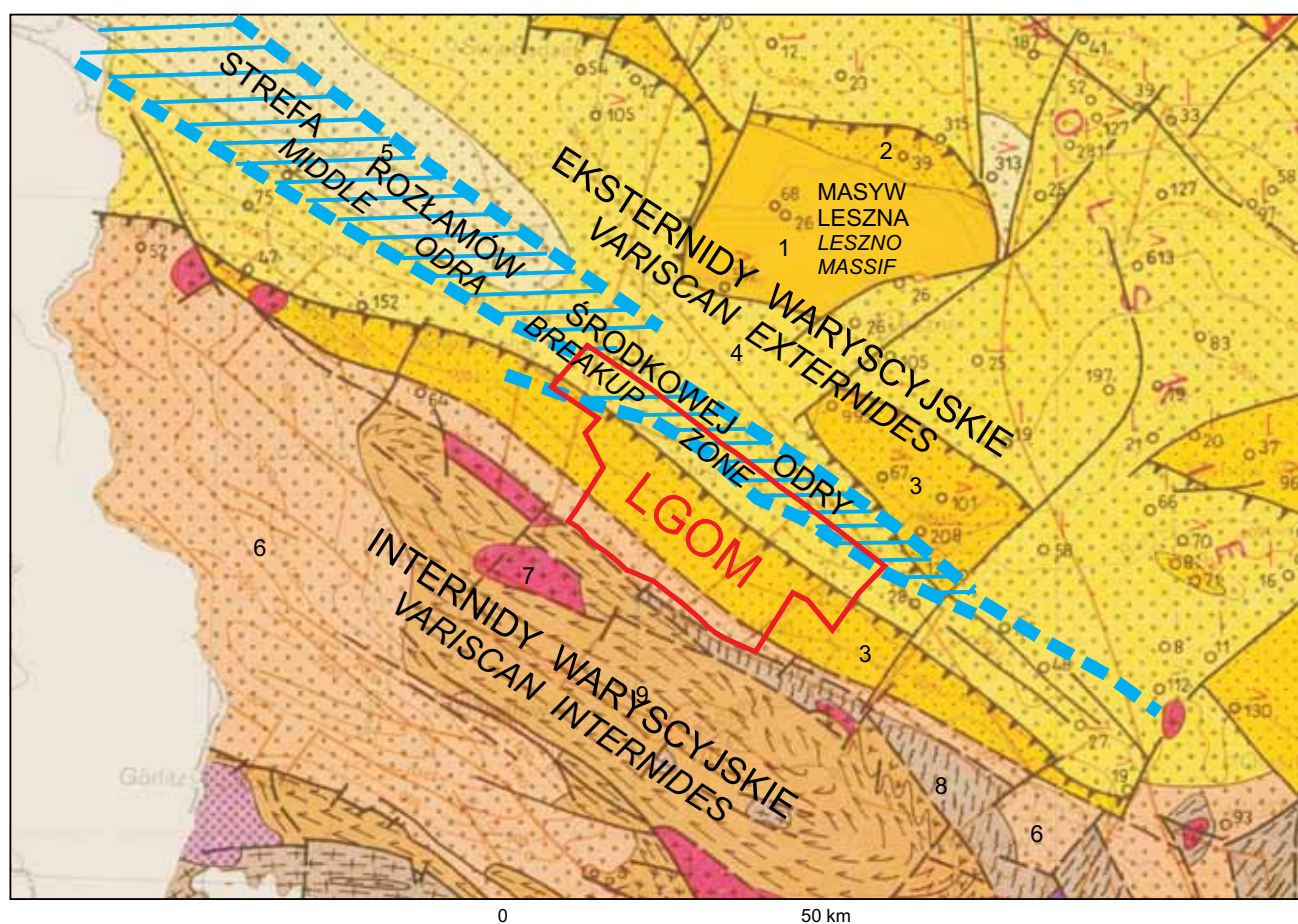
Fragment of geological map of subPermian rocks of Silesian-Great Poland Variscan Externides (after Wierzchowska-Kicułowa, 2007)

łoże bloku południowowielkopolskiego jest strukturalnie co najmniej dwupiętrowe. Wyższe piętro tego podłoża, które nie odsłania się nigdzie na powierzchni, tworzą skały nie młodsze od późnego karbonu”. Na niektórych mapach strukturalnych (np. Grocholski, 1976; Oberc-Dziedzic i in., 1999) przedstawiono skały magmowe i metamorficzne występują-

ce wzdłuż NE krawędzi bloku przedsudeckiego oraz podobne skały pod osadami permu i karbonu monokliny przedsudeckiej. Utwory te są rozcięte od NE kolejnym uskokiem równoległym do krawędzi bloku przedsudeckiego. Charakter tego uskoku nie jest jasny. Nie wiadomo, czy jest on związany ze strefą wyniesień (zrębów tektonicznych) Biela-

wy-Trzebnica (Mazur i in., 2006a, 2010, Aleksandrowski, 2017), uskokiem śląsko-lubuskim (Wierzychowska-Kicułowa, 1984) (fig. 2) czy z frontalnym nasunięciem warwycyjskim (Pożaryski i in., 1992) (fig. 3). Dalej na północ jest rysowana przez wielu autorów (fig. 1A – Mazur i in., 2006a i 2010; fig. 1C – Aleksandrowski, 2017) kolejna strefa pod

skim (Pożaryski i in., 1992) (fig. 3). Dalej na północ jest rysowana przez wielu autorów (fig. 1A – Mazur i in., 2006a i 2010; fig. 1C – Aleksandrowski, 2017) kolejna strefa pod



- 1** piętro osadowo-wulkaniczne, prefliszowe, sfałdowane w dewonie środkowym lub górnym (masyw Leszna)
pre-flysh sedimentary-volcanic stage, folded in the Middle or Late Devonian (Leszno Massif)

Eksternidy warwycyjskie (wielkopolskie i morawsko-śląskie)
Variscan externides of Wielkopolska and Moravia-Silesia zone

- 2** piętro fliszowe starsze z wulkanitami (dewon górny–namur dolny, sfałdowane po namurze dolnym)
older flysh stage with volcanic rocks (Upper Devonian–Lower Namurian, folded after the early Namurian)
- 3** piętro fliszowe młodsze (namur–westfal dolny), sfałdowane po westfalu dolnym
younger flysh stage (Namurian–Lower Westphalian), folded later Lower Westphalian
- 4** piętro molasowe starsze (westfal)
older molasse stage (Westphalian)
- 5** piętro molasowe młodsze – tylko w zachodnich eksternidach (stefan–autun osadowy)
younger molasse stage – only in western externides (Stephanian–sedimentary Autunian)

Internidy warwycyjskie dolnośląskie (Sudety zachodnie i blok przedsudecki)
Lower Silesia Variscan internides (West Sudetes and the Fore-Sudetic Block)

- 6** piętro późnej molasy (namur górny–perm dolny) z wulkanitami (w rowie Laskowic stefan–perm dolny);
late molasses stage (Upper Namurian–Lower Permian) with volcanic rocks (in the Laskowice Graben Stephanian–Lower Permian)
- 7** dolnokarbońskie granitoidy
Lower Carboniferous granitoids
- 8** dolnopaleozoiczne granito-gnejsy
Lower Paleozoic granite-gneiss
- 9** facja zieleńcowa
greenschist-grade metamorphic rocks

LGOM Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy
Legnica-Glogow Copper District

Fig. 3. Fragment mapy tektonicznej Polski w epoce warwycyjskiej (wg Pożaryskiego i in., 1992)

Fragment of tectonic map of Poland in time of Variscan epoch (after Pożaryski *et al.*, 1992)

górnopermskich wychodni skał zmetamorfizowanych (nazywana wyniesieniem Wolsztyna–Leszna) (Wierzchowska-Kicułowa, 1987) równoległa do zrębów tektonicznych strefy Bielawy-Trzebnica. Obie strefy wypiętrzeń skał metamorficznych i magmowych zostały również włączone do kompleksu nazwanego Wielkopolską strefą fyllitową (*Wielkopolska Phyllite Zone*) (Dörr i in., 2006). Przedstawiona na [figurze 1](#) różnorodność koncepcji wydzielanych jednostek tektonicznych stała się zachętą dla autorów do nowego spojrzenia na to zagadnienie.

PODMEZOZOICZNY PLAN STRUKTURALNY

Na mapie tektonicznej Sudetów (Cymerman, 2010) oraz na mapach odkrytych karbonu (Wierzchowska-Kicułowa, 1984, 1987) są zaznaczone uskoki w przybliżeniu prostopadłe do uskoku środkowej Odry, przebiegające na północny wschód w obręb monokliny przedsudeckiej. Zdaniem autorów, odzwierciedlają one w części lepiej rozpoznany mezozoiczny plan strukturalny (Deczkowski, 1977), być może powiązany z wcześniejszymi głębokimi strukturami tektonicznymi. Wydaje się jednak, że budowa strukturalna monokliny przedsudeckiej w niewielkim stopniu nawiązuje do tektoniki południowej część bloku południowowielkopolskiego (Żelaźniewicz i in., 2011), który w rzeczywistości może reprezentować dalszy północny fragment bloku przedsudeckiego. Integralną częścią tego zakładanego północnego fragmentu bloku przedsudeckiego byłyby metamorficzne skały wniesień (zrębów) Bielaw–Trzebnicy. Tym samym rejon ten powinien być włączony do internidów waryscyjskich, w obrębie których znajduje się blok przedsudecki (patrz dyskusja w dalszej części artykułu).

Na mapie tektonicznej Polski w epoce waryscyjskiej według Pożaryskiego i in. (1992) zaznaczono hipotetyczne waryscyjskie nasunięcie, równoległe do krawędzi bloku przedsudeckiego, przecinające obszar LGOM ([fig. 3](#)). Założenie istnienia takiego nasunięcia implikuje, że obszar ten reprezentuje południową część eksternidów waryscyjskich, a tym samym jego budowa geologiczna jest charakterystyczna dla waryscyjskich pasm fałdowo-nasuwczych bloku południowowielkopolskiego. Podobny pogląd przedstawiła Wierzchowska-Kicułowa (2007, rys. 2.4.1) na mapie geologicznej utworów podpermskich eksternidów śląsko-wielkopolskich, gdzie zaznaczono nasunięcie utworów karbonu w nieznaczonej odległości od uskoku śląsko-lubuskiego ([fig. 2](#)). Uskok śląsko-lubuski zaznaczono w pracy Cwojdzńskiego (1992 – [fig. 4](#)), jako głęboko zakorzeniony.

KARBON PODŁOŻA POŁUDNIOWEJ MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Karbon na obszarze monokliny przedsudeckiej to pełne spektrum stratygraficzne (Karnkowski, Rdzanek, 1982; Krawczyńska-Grocholska, Grocholski, 1976; Krawczyńska-Grocholska, 1978) o miąższości znanej lub rekonstruowanej wielu tysięcy metrów. Osady karbonu są silnie zdyslokowane zarówno stromymi uskokami, jak i dyslokacjami o charakterze nasuwczym. Obecny obraz stropu karbonu jest

wynikiem wielu etapów erozji, szczególnie późnokarbońskiej–wczesnopermskiej i późnopermskiej. Mapę utworów karbonu na monoklinie przedsudeckiej przedstawiła Wierzchowska-Kicułowa (1984, 1987, 2007) ([fig. 2](#)). Tektonika (segmentacja) pokrywy osadowej karbonu została przez nią przedstawiona na podstawie wierceń sięgających utworów karbonu, danych sejsmicznych, oraz częściowo wyinterpretowanych przy pomocy górnopermsko-mezozoiczno-kenozoicznego planu strukturalnego (Deczkowski, 1977), m.in. w nawiązaniu do uskoków prostopadłych do północno-wschodniej krawędzi bloku przedsudeckiego (Sokołowski, 1967). Na wspomnianej mapie wyróżniono uskoki normalne oraz nasunięcia utworów karbonu w kierunku północy lub północnego wschodu ([fig. 2](#)), zgodnie z modelem nasunięć w obrębie orogenu waryscyjskiego (Mazur i in., 2006a i 2010).

Wierzchowska-Kicułowa (1984) wyróżniła na mapie karbonu podfliszowe piętro strukturalne, serie epimetamorficzne sfałdowane w fazach bretońskich lub wczesnowaryscyjskich; flisz starszy – utwory dewonu górnego, karbonu dolnego i namuru dolnego, sfałdowane po namurze dolnym; flisz młodszy – utwory karbonu dolnego oraz namuru i westfalu dolnego sfałdowane po westfalu dolnym; molasę starszą: namur wyższy–westfal; molasę młodszą – westfal oraz molasę najmłodszą – stefan–autun. Podobne wydzielania zostały zastosowane na mapie tektonicznej Polski w epoce waryscyjskiej według Pożaryskiego i in. (1992). W ostatnim czasie dokonano rewizji i reinterpretacji biostratygraficznej utworów karbonu na obszarze monokliny przedsudeckiej, opartej na starym i nowym materiale rdzeniowym (Górecka-Nowak, 2007, 2008). W jej rezultacie wykazano, że nawiercone kompleksy osadowe reprezentują głównie skały namuru A/B oraz westfalu B, C i D. W niektórych profilach stwierdzono nasunięcia osadów starszych na młodsze, co potwierdza model waryscyjskiej tektoniki nasuwczej (Wierzchowska-Kicułowa, 2007).

OSADY STARSZE OD KARBONU

Według niektórych poglądów pod utworami karbonu, w południowej części monokliny przedsudeckiej, mogą występować starsze skały osadowe należące do dewonu (Chorowska, 1978). Osady karbonu dolnego lub dewonu górnego uległy metamorfizmowi niskiego stopnia. Według Peteckiego i in. (2007) w podłożu monokliny przedsudeckiej (w rejonie określanym jako dolnopermski basen Zielonej Góry – Maliszewska i in., 2003) istnieją zachowane osady starszego paleozoiku (w pełnym rozwoju stratygraficznym). Wcześniejszy podobny pogląd o pełnym rozwoju utworów paleozoiku w podłożu rejonu południowej monokliny przedsudeckiej przedstawił Sokołowski (1967).

STREFA WYNIESIENIA (ZRĘBÓW TEKTONICZNYCH) BIELAWY–TRZEBNICA

Strefa wyniesień (zrębów tektonicznych) Bielawy–Trzebnica ([fig. 1](#)), zwana też wyniesieniem Bielaw (Mazur i in., 2010) lub strefą Ługowo–Bielawy, była rysowana na przekrojach przez monoklinę jako struktura powaryscyjska.

Na przekroju według Grocholskiego (1975 – fig. 1) zespół wyniesionych bloków tektonicznych obejmuje również utwory triasu co sugeruje jej wyniesienie po triasie. Późniejsi autorzy przerysowywali tę strukturę w pracach dotyczących tektoniki waryscyjskiej (Mazur i in., 2006a, 2010; Aleksandrowski, 2017) jako wyniesioną podczas orogenezy waryscyjskiej, równoległą do strefy środkowej Odry i wyniesień Wolsztyna-Leszna. Autorzy sądzą, że wyniesione bloki podłoża podwaryscyjskiego w połączeniu z intruzjami granitoidów, dotyczą strefy rozłamów środkowej Odry. W strefie tej stwierdzono dolnopermskie rowy tektoniczne, w których w częściach osiowych stwierdzono erozyjną redukcję miąższości skał karbonu oraz, w rezultacie, płytsze występowanie stropu skał metamorficznych lub magmowych (np. profile wierceń Ługowo 2 i Bielawy 1) (fig. 4). W pracy Dörr i in. (2006) włączono tę strefę do asocjacji skał typu zieleńcowego reprezentowanych przez przeobrażone skały osadowe i wulkaniczne. Według Oberca (1978) struktura ta ma charakter wypiętrzenia antyklinalnego utworów przeddolnokarbońskich i została przez niego nazwana „antyklina Trzebnica-Bielawy”. Pozostaje nierozstrzygnięte, czy już w okresie przedpermskim bloki starszego podłoża tworzyły wyniesioną, liniową strukturę tektoniczną, w postaci wypiętrzonych bloków czy wypiętrzenia antyklinalnego.

STREFA FYLLITÓW WYNIESIENIA WOLSZTYN-LESZNO

Analogiczne do wyniesienia Trzebnica-Bielawy, wypiętrzenia utworów przeddolnokarbońskich nazwane przez Oberca (1978) wyniesieniem Wolsztyn-Leszno-Krotoszyn, a przez Grocholskiego (1975) wyniesieniem Wolsztyn-Leszno (fig. 1–3), zostało przedstawione na przekroju geologicznym przez ostatniego autora (Grocholski, 1975 – fig. 1) jako zbudowane prawie wyłącznie ze skał podkarbońskiego podłoża. Przekrój ten został przeniesiony do najnowszej literatury, prawie *in extenso*, jako wyniesienie zbudowane ze skał krystalicznych (Mazur i in., 2010) lub „skała metaosadowych o niskim stopniu metamorfizmu” (Mazur i in., 2006b), bez uwzględnienia skorygowanych przekroi (np. Wierzchowska-Kicułowa, 1987). Przekrój ten obejmuje swoim zasięgiem, położone dalej na północ „wyniesienie wolsztyńskie” zbudowane ze skał karbonu dolnego o znacznej miąższości oraz skał wulkanicznych wczesnego permu z pewno-

ścią głębiej podścielone skałami magmowymi lub metamorficznymi. O ile dane dotyczące skał karbonu budujących wyniesienie wolsztyńskie nie były znane W. Grocholskiemu w 1975 r., to autorzy późniejszych prac nie uwzględnili wyników badań (szczególnie karbonu) w tym rejonie powstałych po 1975 roku, np. Karnkowski, Rdzanek (1982); Karnkowski (1985); Speczik (1985 – fig. 6); Wierzchowska-Kicułowa (1987 – fig. 2); Kiersnowski i in. (2010).

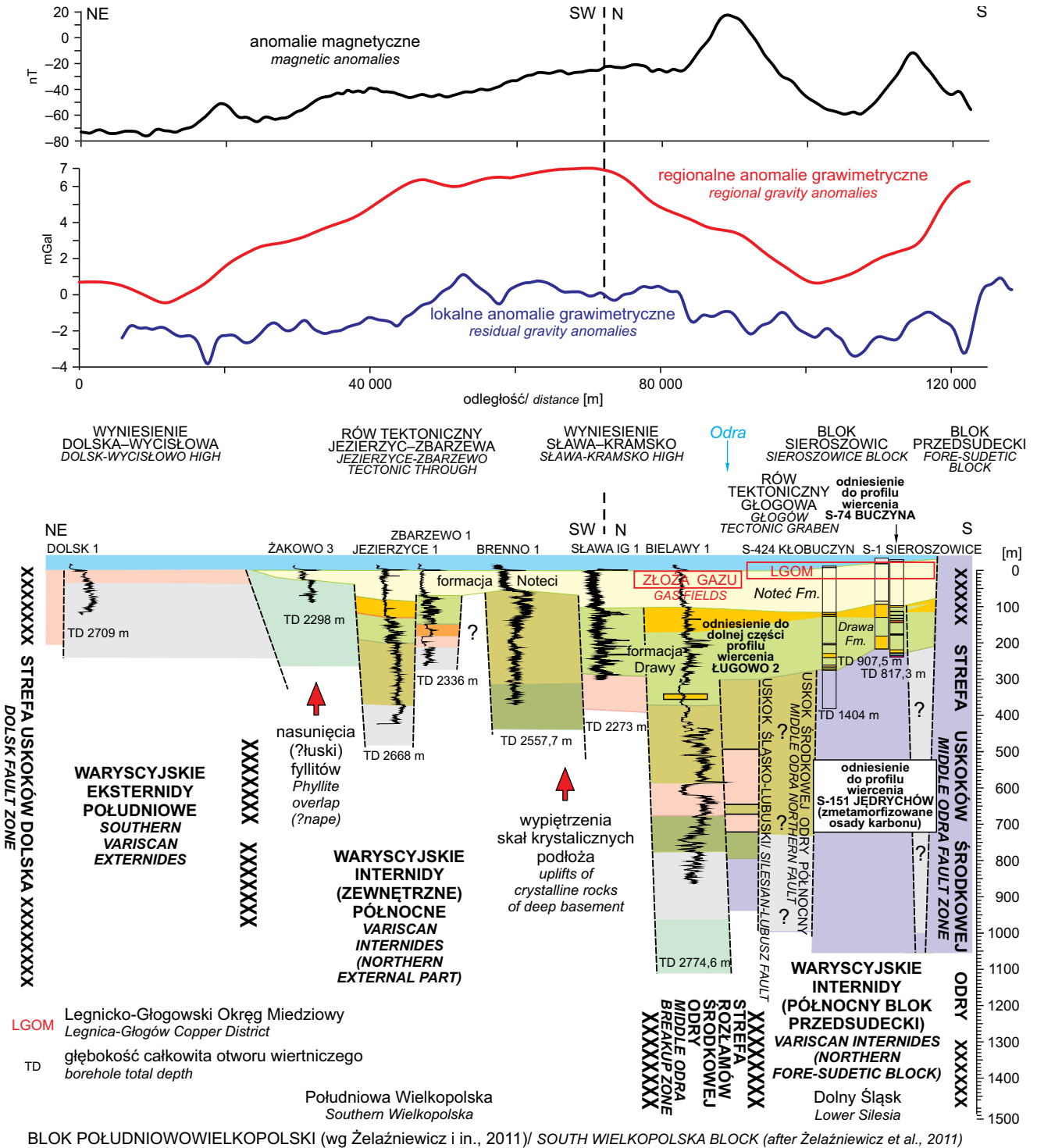
Fyllity (łupki epimetamorficzne) stwierdzono w wielu miejscach podłoża południowej monokliny przedsudeckiej (Krawczyńska-Grocholska, Grocholski, 1976). Występują one od krawędzi bloku przedsudeckiego, po strefę wyniesienia Wolsztyna-Leszna. W rejonie Leszna (wiercenia Żakowo i Siekówko) według wyżej wymienionych autorów skałami podlegającymi procesom metamorfizmu były osady starszego paleozoiku (późnoweński protolit według Haydukiewicza i in., 1999) oraz fragmentarycznie skały pogranicza dewonu i karbonu. Wiek metamorfizmu fyllitów (wczesny wizen – ok. 340 mln Ma lub przełom dewonu i karbonu – ok. 359 Ma) lat określono na podstawie datowań izotopowych łyszczyków (odpowiednio: Żelaźniewicz i in., 2003 i Mazur i in., 2006b). Krawczyńska-Grocholska i Grocholski (1976) zaproponowali nazwać ten element strukturalny w podłożu monokliny przedsudeckiej „metamorfikiem południowej Wielkopolski”. Zdaniem wymienionych badaczy „jest to, być może, blok biegnący równoległe do bloku przedsudeckiego i podobnie jak on przechylony na północny wschód i zanurzający się ku północnemu zachodowi”. Sugestia ta znalazła odzwierciedlenie na wielu reprodukowanych schematach strukturalnych (fig. 1) jako wyniesienie Wolsztyna-Leszna.

Fyllity występujące na tzw. bloku Leszna (Oberc, 1972) lub terranie Leszna (Dadlez i in., 1995) zdaniem autorów reprezentują silnie wydźwignięty i jednocześnie znacząco zerodowany blok podłoża podkarbońskiego. Blok ten jest interpretowany jako tworzący nasunięcie (w postaci łuski – Oberc, 1978). Wierzchowska-Kicułowa (1987) rysuje linie nasunięć utworów karbonu w kierunku północy i północnego wschodu (fig. 2). Tym samym można oczekiwać podobnej budowy strukturalnej dla fyllitów w rejonie wyniesienia Wolsztyna-Leszna. Rozmieszczenie na mapie karbonu skał metamorficznych określanych mianem fyllitów (Wierzchowska-Kicułowa, 2007) przedstawia w istocie przedcechsztyńską powierzchnię erozyjną.

ZNACZENIE POKRYWY OSADOWEJ PERMU (CZERWONEGO SPĄGOWCA) DLA REKONSTRUKCJI BUDOWY STARSZEGO PODŁOŻA

Osady czerwonego spągowca zalegają na utworach karbonu lub starszego podłoża w miejscach, gdzie istnieją jego wyniesione bloki (np. fyllity obszaru Leszna lub bloki tektoniczne przy krawędzi bloku przedsudeckiego). Granica z karbonem jest granicą erozyjną, jakkolwiek w niektórych miejscach jest widoczna ciągłość sedimentacji. Skały czerwonego spągowca były analizowane i rozdzielane stratygra-

ficznie przez Kłapcińskiego (1967, 1971) i Milewicza (1976, 1985) oraz Pokorskiego (1981). Pokrywa utworów czerwonego spągowca jest dwudzielna. Składa się ze skał osadowych i wulkanicznych dolnego czerwonego spągowca oraz rozdzielonych granicą erozyjną skał osadowych górnego czerwonego spągowca. Skały dolnego czerwonego spągowca są silnie pocięte stromymi uskokiemi oraz zdyslokowane.



BLOK POŁUDNIOWOWIELKOPOLSKI (wg Żelaźniewicz i in., 2011)/ SOUTH WIELKOPOLSKA BLOCK (after Żelaźniewicz et al., 2011)

Ich obecny zasięg ogranicza się do zespołu rowów tektonicznych rozdzielonych wyniesieniami tektonicznymi (zrębami) pozbawionymi tych osadów lub z zachowaną jedynie pokrywą skał wulkanicznych. Skały wulkaniczne mają miejscami znaczną miąższość i w niektórych profilach są rozdzielone osadami epiklastycznymi (Maliszewska i in., 2003).

Utwory czerwonego spągowca górnego dzielą się na dwa główne kompleksy osadowe reprezentujące formacje Drawy (dolna) i Noteci (górna) (Kiersnowski, 2015; Pokorski, 1981). Są one również zdyslokowane tektonicznie w rezultacie późnopermskiej reaktywacji ruchów tektonicznych, przy czym dyslokacje objęły głównie osady formacji Drawy (fig. 4, 5). Utwory formacji Noteci tworzą przekraczającą pokrywę osadową, rozpoczynającą permsko-cechsztyńsko-mezozoiczną sukcesję osadową. Wykonano analizę sedimentologiczno-facjalną rdzeni skał osadowych permu z niektórych wierceń z omawianego rejonu (Maliszewska i in., 2003; Oszczepalski i in., 2010; Kiersnowski, 2015), która pomogła w konstrukcji korelacji geologicznych (fig. 4, 5).

Analiza osadów czerwonego spągowca w obszarze LGOM wskazuje, że pierwotnie sięgały one do granicy bloku przedsudeckiego w miejscach, gdzie skały krystaliczne tworzyły skarpy związane z uskokami (Kłapciński i in., 1984; Oszczepalski i in., 2010). W miejscach obniżonych osady czerwonego spągowca górnego mogły sięgać dalej na południe. Wydaje się jednak nieuzasadniony pogląd o ich pierwotnym zasięgu aż do obszaru występowania osadów czerwonego spągowca w basenie śródsudeckim (Pokorski, 1988).

KORELACJE GEOLOGICZNE

W celu uwypuklenia znaczenia rozwoju osadów czerwonego spągowca, które ulegały deformacjom na skutek powaryscyjskich ruchów tektonicznych (dyslokacje, erozja, zróżnicowana subsydencja) przedstawiono dwie korelacje (fig. 4, 5; lokalizacja linii na fig. 6). Korelacje między otworami wykonano wzdłuż dwóch linii zestawiając profile z wierceń, analizując dane i interpretacje geologiczne, i w mniejszym stopniu dane grawimetryczne i magnetyczne. Wyróżnione elementy tektoniczne mają przynajmniej częściowe odzwierciedlenie na krzywych anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Pełniejszy, powierzchniowy obraz zaobserwowanych korelacji między budową geologiczną a danymi geofizycznymi można łatwiej prześledzić na załączonych mapach geofizycznych (fig. 6–8). Złożony charakter krzywych anomalii lokalnych, w tym liczne strefy gradientowe, posłużyły m.in. do wydzielenia dyslokacji poprzecznych do linii korelacyjnych.

Zasadnicze źródła zarówno anomalii grawimetrycznych, jak i anomalii magnetycznych najprawdopodobniej są związa-

ne z głębszym krystalicznym podłożem. Są to przypuszczalnie masy skalne o podwyższonych lub obniżonych w stosunku do otoczenia gęstościach i własnościach magnetycznych. W przypadku anomalii magnetycznych być może mamy również do czynienia ze zwiększoną zawartością minerałów ferromagnetycznych w strefach głębokich rozłamów (np. środkowej Odry).

Korelacja międzyotworowa 1 (fig. 4) jest zestawiona z profili wierceń: S-1 Sieroszowice (z odniesieniem do S-74 Buczyzna), S-424 Kłobuczyn, Bielawy 1 (z odniesieniem do Ługowo 2), Sława IG 1, Brenno 1, Zbarzewo 1, Jezierzycy 1, Żakowo 3 i Dolsk 1. Korelację tę zmodyfikowano na podstawie korelacji zamieszczonej w Atlasie *South Permian Basin* (SPBA, 2010) oraz publikacji (Maliszewskiej i in., 2003; Oszczepalskiego i in., 2010; Kiersnowskiego, 2015).

Profile są zestawione od spągu cechsztynu, który został przyjęty jako poziom „0” z wyjątkiem południowej części linii korelacyjnej (wiercenia: S-1 Sieroszowice, S-74 Buczyzna i S-424 Kłobuczyn), gdzie założono pierwotne nachylenie stropu utworów czerwonego spągowca związane z akumulacją eoliczną w strefie przykrawędziowej bloku przedsudeckiego.

Od krawędzi bloku przedsudeckiego w kierunku północy wyróżniono szereg elementów tektonicznych: blok tektoniczny Sieroszowic ograniczony uskokami strefy środkowej Odry – północnym i południowym; rów Głogowa (stanowiący przedłużenie na SE rowu Jany–Bielawy) znajdujący się pomiędzy północnym uskokiem środkowej Odry, a uskokiem śląsko-lubuskim; blok Sława–Kramsko; rów Jezierzycy; wyniesienie Dolska–Wycisłowa.

Rów Głogowa graniczy ku południowi ze strefą uskoków środkowej Odry. Jego podłożę stanowi prawdopodobnie znacznie tektonicznie obniżone i pogrzebane północne przedłużenie bloku przedsudeckiego. Charakteryzują go obniżone wartości anomalii grawimetrycznych w strefie Kożuchowa–Wrocławia (fig. 6). Struktura ta jest lepiej odwzorowana w SE części LGOM, wzdłuż przekroju korelacyjnego 2.

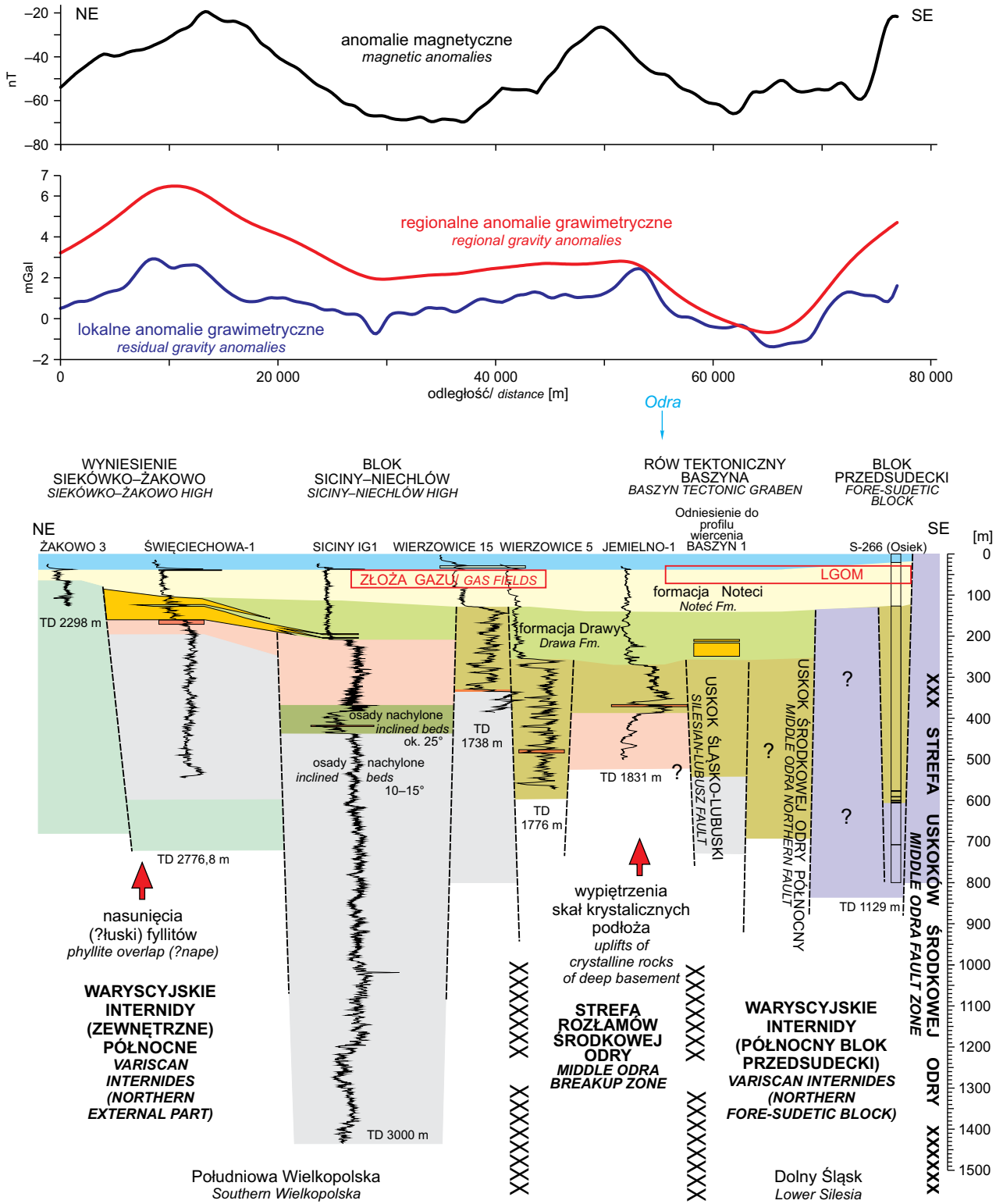
Korelacja międzyotworowa 2 (fig. 5) jest zestawiona z profili wierceń: S-266 Osiek, Jemięlna 1 (z odniesieniem do Baszyn 1), Wierzowice 5 i 15, Siciny IG 1, Święciechowa 1 i Żakowo 3. Korelację tę zmodyfikowano na podstawie korelacji zamieszczonej w publikacji Maliszewskiej i in. (2003).

Profile są zestawione od spągu cechsztynu, który przyjęto jako poziom „0” z wyjątkiem południowej części linii korelacyjnej (wiercenie S-266 Osiek), gdzie założono pierwotne nachylenie stropu utworów czerwonego spągowca, podobnie jak dla linii korelacyjnej 1. Od krawędzi bloku przedsudeckiego ku północy wyróżniono szereg elementów tektonicznych ograniczonych północnym i południowymi



Fig. 4. Korelacja międzyotworowa 1: Dolsk 1 – Żakowo 3 – Jezierzycy 1 – Zbarzewo 1 – Brenno 1 – Sława IG 1 – Bielawy 1 – S-424 Kłobuczyn – S-1 Sieroszowice (wg Maliszewskiej i in., 2003; Kiersnowskiego, 2010 /SPBA; Oszczepalskiego i in., 2010; Kiersnowskiego, 2015)

Correlation 1 between boreholes: Dolsk 1 – Żakowo 3 – Jezierzycy 1 – Zbarzewo 1 – Brenno 1 – Sława IG 1 – Bielawy 1 – S-424 Kłobuczyn – S-1 Sieroszowice (after Maliszewska *et al.*, 2003; Kiersnowski, 2010 /SPBA; Oszczepalski *et al.*, 2010; Kiersnowski, 2015)



BLOK POŁUDNIOWOWIELKOPOLSKI (wg Żelaźniewicz i in., 2011)/ SOUTH WIELKOPOLSKA BLOCK (after Żelaźniewicz et al., 2011)

Fig. 5. Korelacja międzyotworowa 2: Żakowo 3 – Święciechowa 1 – Siciny IG 1 – Wierzowice 15 – Wierzowice 5 – Jemielno 1 – S 266 Osiek

Objaśnienia znajdują się na figurze 4

Correlation 2 between boreholes: Żakowo 3 – Święciechowa 1 – Siciny IG 1 – Wierzowice 15 – Wierzowice 5 – Jemielno 1 – S 266 Osiek

For explanations see Figure 4

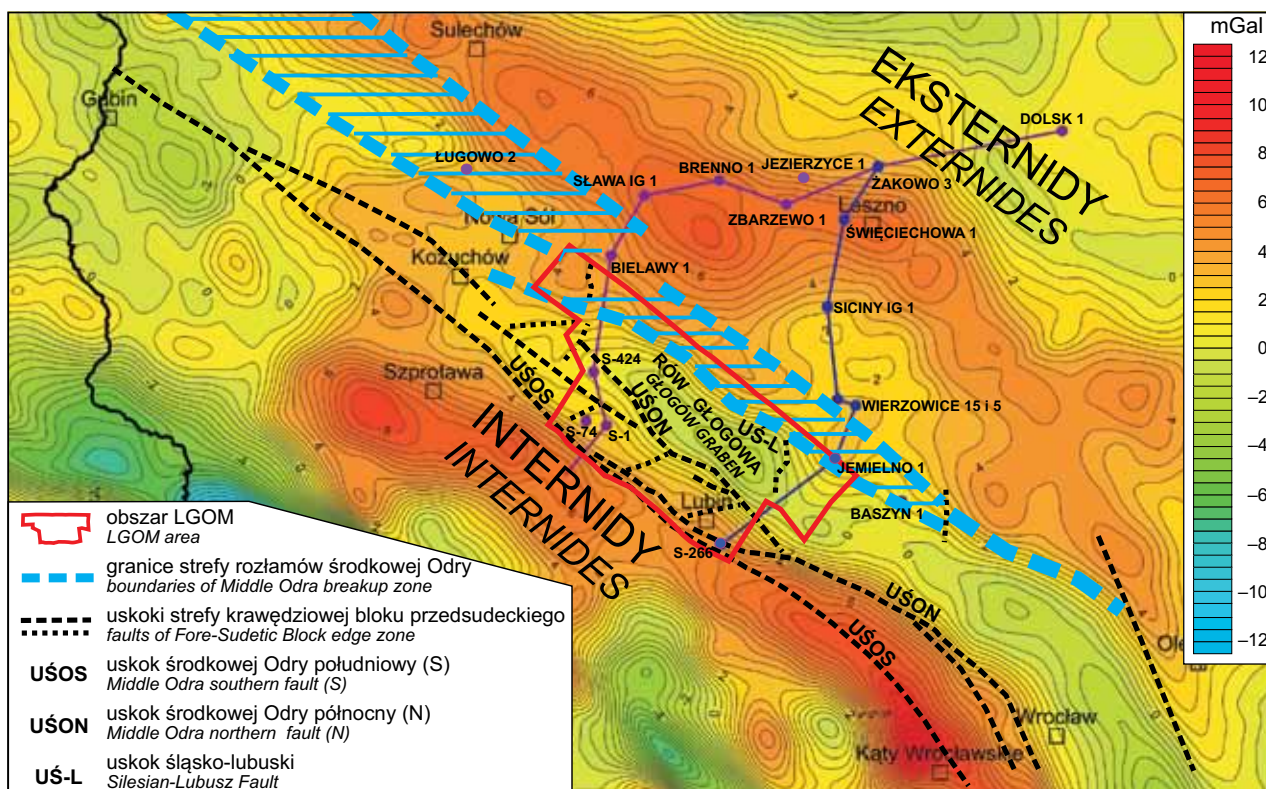


Fig. 6. Mapa regionalnych anomalii grawimetrycznych oraz interpretowanych uskoków i stref tektonicznych w otoczeniu LGOM

Regional gravity anomaly map and superimposed interpreted faults and tectonic zones in the vicinity of the LGOM

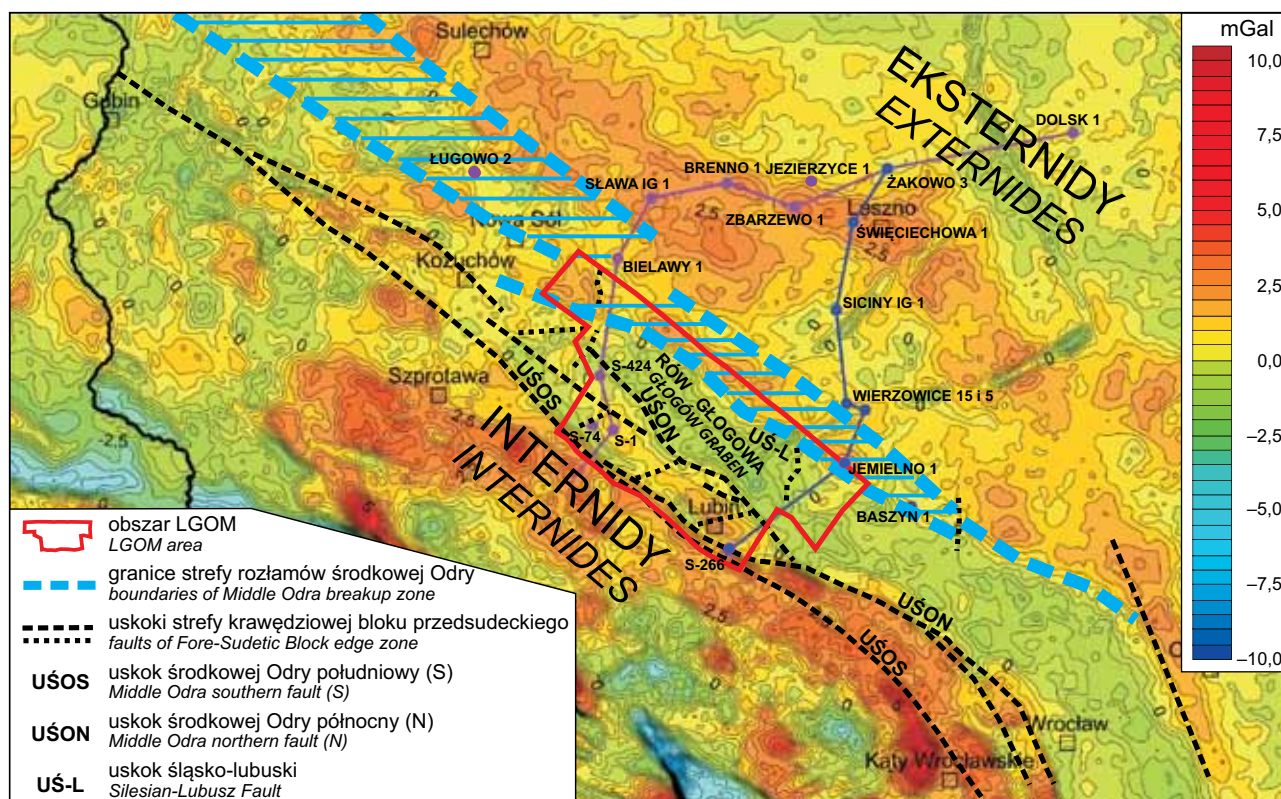


Fig. 7. Mapa lokalnych anomalii grawimetrycznych oraz interpretowanych uskoków i stref tektonicznych w otoczeniu LGOM

Residual gravity anomaly map and superimposed interpreted faults and tectonic zones in the vicinity of the LGOM

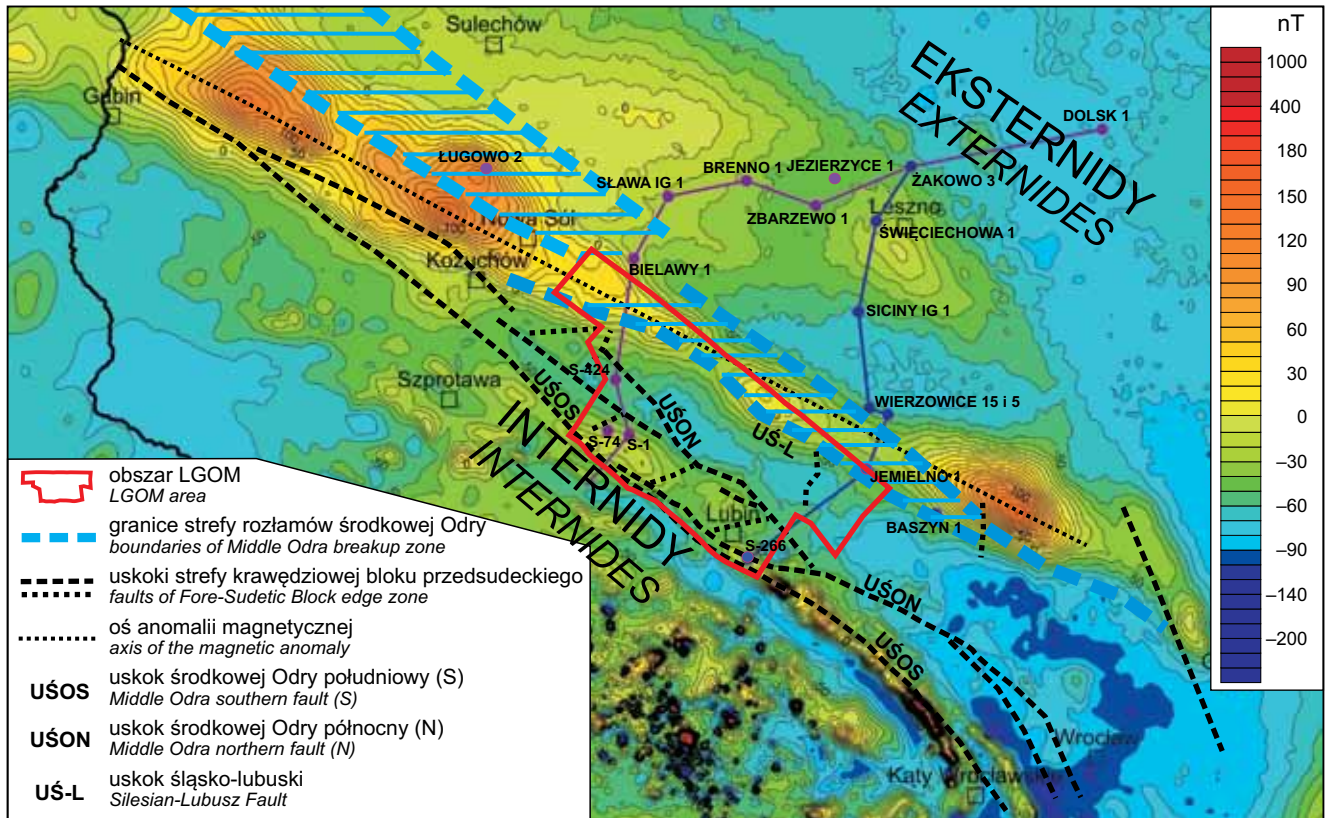


Fig. 8. Mapa anomalii całkowitego pola magnetycznego, zredukowanych do bieguna i przedłużonych w górę o 250 m, oraz interpretowanych uskoków i stref tektonicznych w otoczeniu LGOM

Reduced to the pole, upward continued to 250 m total magnetic intensity field and superimposed interpreted faults and tectonic zones in the vicinity of the LGOM

uskokami strefy środkowej Odry: rów Jemielno–Baszyn stanowiący przedłużenie na wschód rowu Głogowa, blok Siciny–Niechlów (blok Góry), blok Siekówko–Żakowo. Blok Siciny–Niechlów (blok Góry) jest zbudowany z utworów karbonu dolnego, permo-karbonu (skały osadowe i wulkaniczne). Nawiercona miąższość skał karbonu wynosi około 1000 m w wierceniu Siciny IG 1 oraz ponad 1000 m w wierceniu Siciny 2.

Blok Siekówko–Żakowo jest zbudowany ze skał niskiego stopnia metamorfizmu (fyllitów) interpretowanych jako przeobrażone skały osadowe dewonu górnego–karbonu dolnego (Krawczyńska-Grocholska, Grocholski, 1976); anchi-metamorficznych skał karbonu górnego oraz ze skał wulkanicznych permo-karbonu.

W zachodniej części przedpola bloku przedsudeckiego (na zachód od korelacji pierwszej) opublikowano korelację międzyotworową (Piceluk, Wojtkowiak, 1978) wzdłuż linii SW-NE: Wichów 1, Nowa Sól 1, Zatonie 5, Ługowo 2, Jany 1, Klenica 1, Kargowa 1, Babimost 1 obejmującą utwory od czerwonego spągowca do starszego podłoża (lokalizacja otworu Ługowo 2 znajduje się na fig. 6–8). Korelacja ta w dobitny sposób ukazuje model podniesionego starszego podłoża w rejonie krawędzi bloku przedsudeckiego (Wichów 1), oraz podniesienie w rejonie Babimostu, stanowiące być może przedłużenie struktury Wolsztyna–Leszna. W centralnej części korelacji (wiercenia Ługowo 2, Jany 1, Klenica 1) jest widoczne silne przegłębienie utożsamiane tu ze strefą rozłamów środkowej Odry.

ANALIZA ANOMALII GRAWIMETRYCZNYCH I MAGNETYCZNYCH

Istotne znaczenie dla rozpoznania podłoża obszaru położonego między uskokiem Dolska na północy a strefą uskoku i metamorfizmem środkowej Odry na południu mają badania grawimetryczne i magnetyczne. Dotychczasowe analizy anomalii obu pól potencjalnych wskazują, że główne ich źródła są związane najprawdopodobniej z głębszym, kry-

stalicznym podłożem (Koblański, 1994, 2007; Cieśla i in., 1997). Ostatnio dane grawimetryczne, w powiązaniu z innymi danymi geofizycznymi (sejsmika na podstawie efektywnych współczynników odbicia), wykorzystano do interpretacji geometrii strukturalnej utworów cechsztynu oraz skał

starszego podłoża w rejonie Mozów–Jany–Nowa Sól–Zatone (Speczik i in., 2012).

METODY PRZETWARZANIA I INTERPRETACJI DANYCH GRAWIMETRYCZNYCH I MAGNETYCZNYCH

Wzajemne relacje między głównymi anomaliami obu pól potencjalnych, a także ich związek z budową geologiczną, wymagają rozpatrzenia w kontekście regionalnym, w odniesieniu do obszaru LGOM i jego otoczenia.

W celu wyodrębnienia grawimetrycznych i magnetycznych elementów anomalnych i powiązania ich z budową geologiczną interpretowanego obszaru wykorzystano transformowane mapy anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Są to mapy regionalnych i lokalnych anomalii grawimetrycznych, anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna oraz gradientu poziomego regionalnych anomalii grawimetrycznych.

Do analizy danych grawimetrycznych wykorzystano dwie mapy anomalii transformowanych. Pierwsza z nich, mapa anomalii regionalnych (w odniesieniu do obszaru LGOM), przedstawia efekty grawimetryczne o znacznym zasięgu powierzchniowym, odzwierciedlające głównie głębsze struktury geologiczne. Druga z map transformowanych prezentuje anomalie o niewielkim zasięgu powierzchniowym i charakterze lokalnym, które są związane z płytkimi źródłami.

Obydwie mapy powstały w wyniku zastosowania transformacji przedłużenia w górę pola potencjalnego, która przekształca anomalie obserwowane na jednej powierzchni w anomalie na powierzchni wyższej (Blakely, 1995). Operacja przedłużenia w górę umożliwia śledzenie anomalii o coraz większych długościach fal, redukując jednocześnie wpływ płytszych lub drobniejszych struktur na obserwowane pole. W jej wyniku anomalie o regionalnym charakterze są lepiej widoczne na mapach przedłużonych na wyższy poziom.

Mapa anomalii regionalnych (fig. 6) jest wynikiem odjęcia od mapy anomalii Bouguera przedłużonych w górę o 2 km mapy anomalii przedłużonych w górę o 10 km. Poprzez odjęcie map przedłużonych na różne poziomy uzyskano obraz anomalii grawimetrycznych o pośrednich długościach fal, odzwierciedlających regionalne zmiany gęstościowe w podłożu LGOM.

Mapa anomalii lokalnych (fig. 7) powstała przez odjęcie od mapy anomalii w redukcji Bouguera mapy anomalii grawimetrycznych przedłużonych w górę o 2 km. W tym przypadku wzmocniono anomalie o małych długościach fal, związane z płytkimi strukturami geologicznymi. Ze względu na wyższy stopień detalizacji mapa anomalii lokalnych jest przydatna do interpretacji przypowierzchniowych struktur geologicznych o zróżnicowanych gęstościach i badania ich korelacji z płytkimi strukturami znanymi z badań geologicznych.

Dla ułatwienia interpretacji danych wykorzystano także mapę modułu gradientu poziomego regionalnych anomalii grawimetrycznych oraz wyznaczono położenie maksimów

gradientu poziomego. Maksima te występują bezpośrednio nad pionowymi kontaktami separującymi skały o różnych gęstościach. Przebieg maksimów na mapie definiuje przybliżone położenie kontaktów gęstościowych. Z geologicznego punktu widzenia kontaktom mogą odpowiadać uskoki, nasunięcia lub inne strefy nieciągłości.

W przypadku anomalii magnetycznych zastosowano transformację polegającą na redukcji do bieguna. Polega ona na przeliczeniu obserwowanych anomalii magnetycznych w taki sposób, żeby odpowiadały anomaliiom, które byłyby obserwowane na północnym biegunie magnetycznym, gdzie ziemskie pole magnetyczne ma kierunek pionowy, a obserwowane anomalie magnetyczne lokują się w przybliżeniu ponad ich źródłami (Blakely, 1995). Dodatkowo anomalie zredukowane do bieguna wygładzono poprzez przedłużenie w górę o 250 m (fig. 8). Redukcja do bieguna spowodowała przesunięcie anomalii ku północy i zmianę ich amplitud.

Mapy transformowane umożliwiły sprecyzowanie lokalizacji anomalii i ich źródeł, a także kierunków przebiegu ich osi oraz stref gradientowych. Są to podstawowe informacje umożliwiające powiązanie ich z budową geologiczną rejonu. Na ich podstawie wydzielono elementy liniowe obu pól potencjalnych. Na figurze 8 zaznaczono te, które uznano za pierwszoplanowe. Odzwierciedlają one granice większych jednostek anomalnych lub też rozgraniczają obszary o odmiennym charakterze pola grawimetrycznego i magnetycznego. Linie te wyznaczano również na podstawie zmian kierunku i przesunięcia osi ekstremalnych wartości anomalii, wyraźnych zmiany charakteru pól oraz danych geologicznych.

LGOM W OBRAZIE ANOMALII GRAWIMETRYCZNYCH I MAGNETYCZNYCH

Obszar badań znajduje się na SW od ważnej, regionalnej strefy gradientowej, która ogranicza od północy grawimetryczny wyż śląski (Królikowski, Petecki, 1995) i ma w swoim północnym fragmencie przebieg zbliżony do rozłamu Dolska (Narkiewicz, Petecki, 2017) zarejestrowanego na profilach refrakcyjnych i szeroko kątowych refleksyjnych (np. Guterch, Grad, 2006). Strefa gradientowa obrzeża od północy regionalne pasmo dodatnich anomalii siły ciężkości, rozciągające się w rejonie badań od Sulechowa przez Leszno do Oleśnicy (fig. 6). Zaburzony charakter pasma i liczne przesunięcia osi maksymalnych wartości anomalii mogą świadczyć o istnieniu dyslokacji poprzecznych do jego rozciągłości.

Granice o zbliżonym przebiegu obserwuje się w polu magnetycznym. Jest to regionalna strefa podwyższonego gradientu, która rozciąga się od Słubic do Leszna, a następnie po załamaniu w okolicy Leszna kontynuuje się w kierunku SSE do okolic Oleśnicy (fig. 8) (Petecki, 2008; Narkiewicz, Petecki, 2017). Rozgranicza ona rejon o zdecydowanie odmiennym charakterze pola magnetycznego. Obszar północno-wschodni, o ujemnych wartościach pola magnetycznego, jest pozbawiony większych anomalii (Petecki, 2008), natomiast w obszarze południowo-zachodnim występują znaczące anomalie magnetyczne, o wyraźnie uprzywi-

lejewanych kierunkach rozciągłości, NW-SE i WNW-ESE (Narkiewicz, Petecki, 2017).

Porównując figury 6 i 8 łatwo zauważyć, że północno-wschodniej części dodatniego pasma grawimetrycznego Sulechowa–Leszna–Oleśnicy odpowiada strefa mało intensywnych anomalii magnetycznych o zbliżonym przebiegu. Rejon ten ogranicza od SW pasmowa anomalia magnetyczna Gubina–Nowej Soli–Trzebnicy, o względnie wysokiej amplitudzie, lokalnie przekraczającej 160 nT. Liniowy charakter anomalii sugeruje, że mamy tam do czynienia ze skałami intruzyjnymi w strefie rozłamów w podłożu monokliny przedsudeckiej.

Interpretacja refrakcyjnego i szeroko kąowego refleksyjnego profilu P4 wskazuje, że obszar badań znajduje się w rejonie wypiętrzenia podłoża krystalicznego, gdzie skały o prędkości $V_p > 6$ km/s występują na małej głębokości (Grad i in., 2003). Interpretację sejsmiczną potwierdziły wyniki modelowania grawimetryczno-magnetycznego, według którego źródła anomalii występują tu na głębokości 4–5 km (Petecki, 2006). Podobne głębokości uzyskano w wyniku modelowania magnetycznego na profilach przecinających omawiane struktury (Koblański, 2007; Petecki, 2008). Koblański (2007) sądzi, że geneza tego zespołu anomalii jest związana z budową kompleksu skał metamorficznych, wykształconych w facji amfibolitowej o dominującym udziale amfibolitów w ich składzie, które tworzą tam formy pokrywowe o miąższości około 5 km.

Przy obecnym stopniu rozpoznania trudno prognozować, jakie konkretnie skały są źródłem anomalii magnetycznej Gubina–Nowej Soli–Trzebnicy. Według Dąbrowskiego (1969) są to magnetycznie czynne skały krystaliczne nieznanego charakteru. Z kolei Koblański (2007) uważa, że mamy do czynienia z zasadowymi intruzjami. Bliższa analiza położenia anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna (fig. 8) i anomalii grawimetrycznych (fig. 7) ujawnia, że ekstrema anomalii magnetycznej, mają mniej lub bardziej wyraźne odpowiedniki w polu grawimetrycznym w postaci lokalnych anomalii dodatnich. Z uwagi na ten fakt wydaje się, że mamy do czynienia w podłożu z magnetycznie czynnymi skałami magmowymi.

Kolejnym, wyróżniającym się bardzo wyraźnie elementem na mapie regionalnych anomalii grawimetrycznych (fig. 6) jest strefa o obniżonych wartościach pola, rozciągająca się wzdłuż północno-wschodniej granicy bloku przedsudeckiego, od Kożuchowa do Wrocławia. Towarzyszy jej obniżenie wartości pola magnetycznego (fig. 8). Przesunięcia osi minimalnych wartości anomalii grawimetrycznych, obserwowane w obrębie tego niżu, mogą wskazywać na istnienie dyslokacji poprzecznych do rozciągłości anomalii. Strefa Kożuchowa do Wrocławia, o szerokości ok. 20 km, ma wyraźnie określone granice, które najprawdopodobniej można wiązać z głębokimi rozłamami tektonicznymi. Jej północna granica pokrywa się na znacznej długości z połu-

dniową granicą anomalii magnetycznej Gubina–Nowej Soli–Trzebnicy, której liniowy przebieg również przemawia za związkiem z głębokim rozłamek. Być może jest to postulowany przez niektórych geologów (Grocholski, 1975; Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Cwojdzński, 1992) uskoku śląsko-lubuski. Przebieg tego uskoku lokalizowany jest różnie. Grocholski (1975) rysuje go na południe od północnej granicy niżu grawimetrycznego Kożuchowa do Wrocławia, bliżej uskoku środkowej Odry. Inaczej jego przebieg widzi Wierzchowska-Kicułowa (1984), według której jego położenie jest zgodne z północno-wschodnią granicą ujemnej strefy grawimetrycznej Kożuchowa–Wrocławia (fig. 6). Podobnie przebieg tego uskoku znaczący Cwojdzński (1992). Granica południowa niżu odpowiada znanej strefie uskoku środkowej Odry.

Dominującym elementem pola grawimetrycznego w południowym obrzeżeniu LGOM jest rozległy wyż Szprotawy – Kątów Wrocławskich (fig. 6). Zasadnicze źródło tej jednostki anomalnej jest związane najprawdopodobniej z głębszym podłożem o wyraźnie podwyższonej gęstości względem skał otaczających. Ponieważ skały podłoża podpermskiego nawiercone w otworach zlokalizowanych w obrębie wspomnianego wyżu charakteryzują się stosunkowo niską gęstością, to zapewne główne źródło anomalii występuje na znacznej głębokości.

Obserwowane w tej części bloku przedsudeckiego stosunkowo wąskie, dodatnie anomalie magnetyczne o rozciągłości WNW-ESE (fig. 8) są najprawdopodobniej efektem zróżnicowania własności magnetycznych w zmetamorfizowanych skałach starszego paleozoiku. Część z nich pokrywa się, w mniejszym lub większym stopniu, z lokalnymi anomaliami siły ciężkości (fig. 7). Źródłem tych anomalii mogą być amfibolity lub diabazy (Dąbrowski, 1969).

Na mapie lokalnych anomalii siły ciężkości (fig. 7) wydziela się szereg wydłużonych i na ogół wąskich struktur – dodatnich i ujemnych. Rozgraniczają je strefy zwiększonych gradientów o dominującej rozciągłości NW-SE, wskazujących na istnienie szeregu nieciągłości o przypuszczalnie tektonicznym charakterze. Przesunięcia i zmiany kierunków osi ekstremalnych wartości sugerują obecność poprzecznych dyslokacji o kierunku NE-SW. W SW części LGOM, w rejonie Lubina – Polkowic, na uwagę zasługuje pasmo dodatnich anomalii o rozciągłości NW-SE. Występuje ono w obrębie regionalnego niżu Kożuchowa–Wrocławia, w strefie metamorfizmu środkowej Odry. Częściowo odzwierciedla się także w postaci lokalnych dodatnich anomalii magnetycznych (fig. 8). Koblański (1994) interpretuje to anomalne pasmo jako wypiętrzoną strukturę skonsolidowanego podłoża ograniczoną stromymi krawędziami, sięgającą niemal spągu utworów permskich. Od bloku przedsudeckiego oddziela ją strefa mająca kształt rowu, wypełnionego ośrodkiem o obniżonej gęstości.

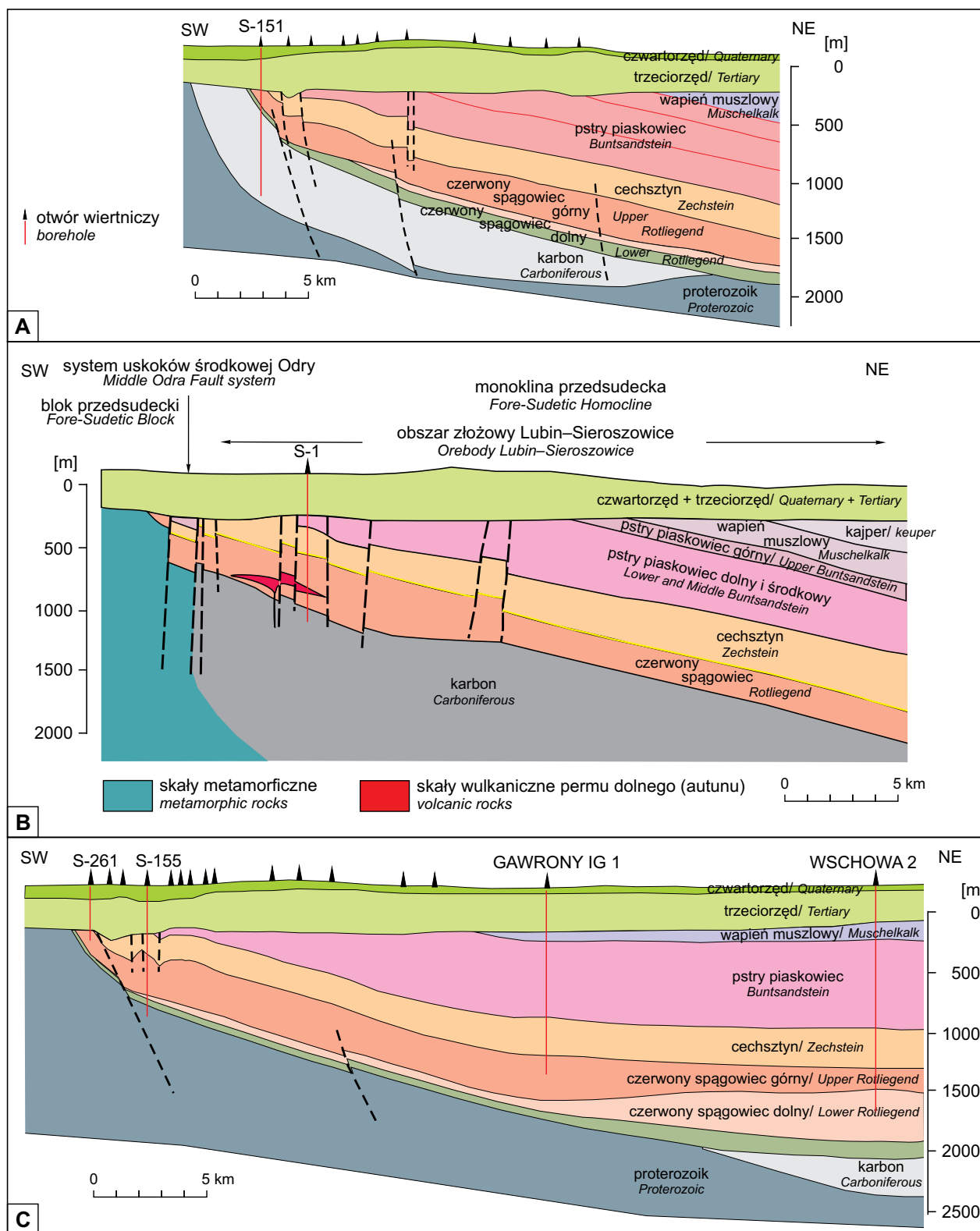


Fig. 9. Przekroje geologiczne przez obszar LGOM

A – za Kłapińskim i in. (1984 – przekrój C); B – wg Oszczepalskiego (1999) za Kłapińskim i in. (1984 – przekrój D); C – wg Kłapińskiego, Peryta (2007) za Kłapińskim i in. (1984 – przekrój B). Linie przekrojów patrz figura 10

Geological cross-sections through LGOM area

A – after Kłapiński *et al.* (1984 – cross-section C); B – by Oszczepalski (1999) after Kłapiński *et al.* (1984 – cross-section D); C – by Kłapiński, Peryt (2007) after Kłapiński *et al.* (1984 – cross-section B). For cross-section line see Figure 10

SKAŁY PODCECHSZYŃSKIEGO PODŁOŻA W REJONIE LGOM

Rozpoznanie geologiczne osadów występujących pod poziomem łupka miedzionośnego na obszarze LGOM opiera się wyłącznie na danych z wierceń sięgających przeważnie do kilkunastu–kilkudziesięciu metrów poniżej tego poziomu. O ile głębsze wiercenia zlokalizowane w rejonie bliskim krawędzi bloku przedsudeckiego dają pewne wyobrażenie o głębszych częściach osadów czerwonego spągowca i ich podłoża, to na obszarze bardziej odległym pozostają spekulacje oparte na generalnym modelu budowy geologicznej i strukturalnej południowej części monokliny przedsudeckiej. Przykładem różnych koncepcji są zamieszczone przekroje geologiczne pochodzące z literatury przedmiotu. Omawiane przekroje są umiejscowione równolegle w niewielkiej od siebie odległości (fig. 9, 10), a reprezentują odmienną koncepcję budowy geologicznej podpermskiego podłoża oraz strefy kontaktu skał osadowych permu i karbonu ze skałami krystalicznymi bloku przedsudeckiego.

Na przekroju A (fig. 9A) za Kłapcińskim i in. (1984 – przekrój C) pod utworami permu dolnego występują utwory karbonu o zasięgu prawie do północno-wschodniej granicy LGOM. Wydaje się, że ta interpretacja opiera się wyłącznie na wynikach wiercenia S-151 (słabo zmetamorfizowane utwory karbonu o miąższości ponad 733 m). Warstwy skał w tym otworze są ułożone pod stromymi kątami 30–60° (Kłapciński i in., 1984). Prawdopodobnie na podstawie tego samego profilu wiercenia z utworami karbonu o znacznej miąższości, Wierzchowska-Kicułowa (1987) wyróżniła element strukturalny nazwany rowem Lubina. Konsekwencją takiego modelu jest również wyobrażenie występowania skał karbonu dolnego bezpośrednio pod osadami trzeciorzędu w rejonie krawę-

dzi bloku przedsudeckiego (fig. 9A). Podobne podejście znajduje się w publikacji Oszczepalskiego (1999), gdzie przedstawiono szerokie rozpowszechnienie utworów karbonu pod osadami permu (fig. 9B). Przekrój ten opiera się na interpretacji Kłapcińskiego i in. (1984 – przekrój D). Inaczej niż na fig. 9A, utwory karbonu są ograniczone uskokami strefy Odry i nie mają kontaktu ze skałami trzeciorzędu. Oszczepalski (1999) przedstawia lokalne intruzje wczesnopermskich (autun) skał magmowych, interpretowane przez innych badaczy jako zachowane fragmenty rozległych pokryw lawowych.

Odminną interpretację podpermskiego podłoża przedstawili Kłapciński i Peryt (2007) na podstawie pracy Kłapcińskiego i in. (1984 – przekrój B) (fig. 9C). W obszarze LGOM pod utworami dolnego permu występują krystaliczne skały proterozoiku. Skały karbonu pojawiają się dalej na północ w rejonie wiercenia Wschowa 2.

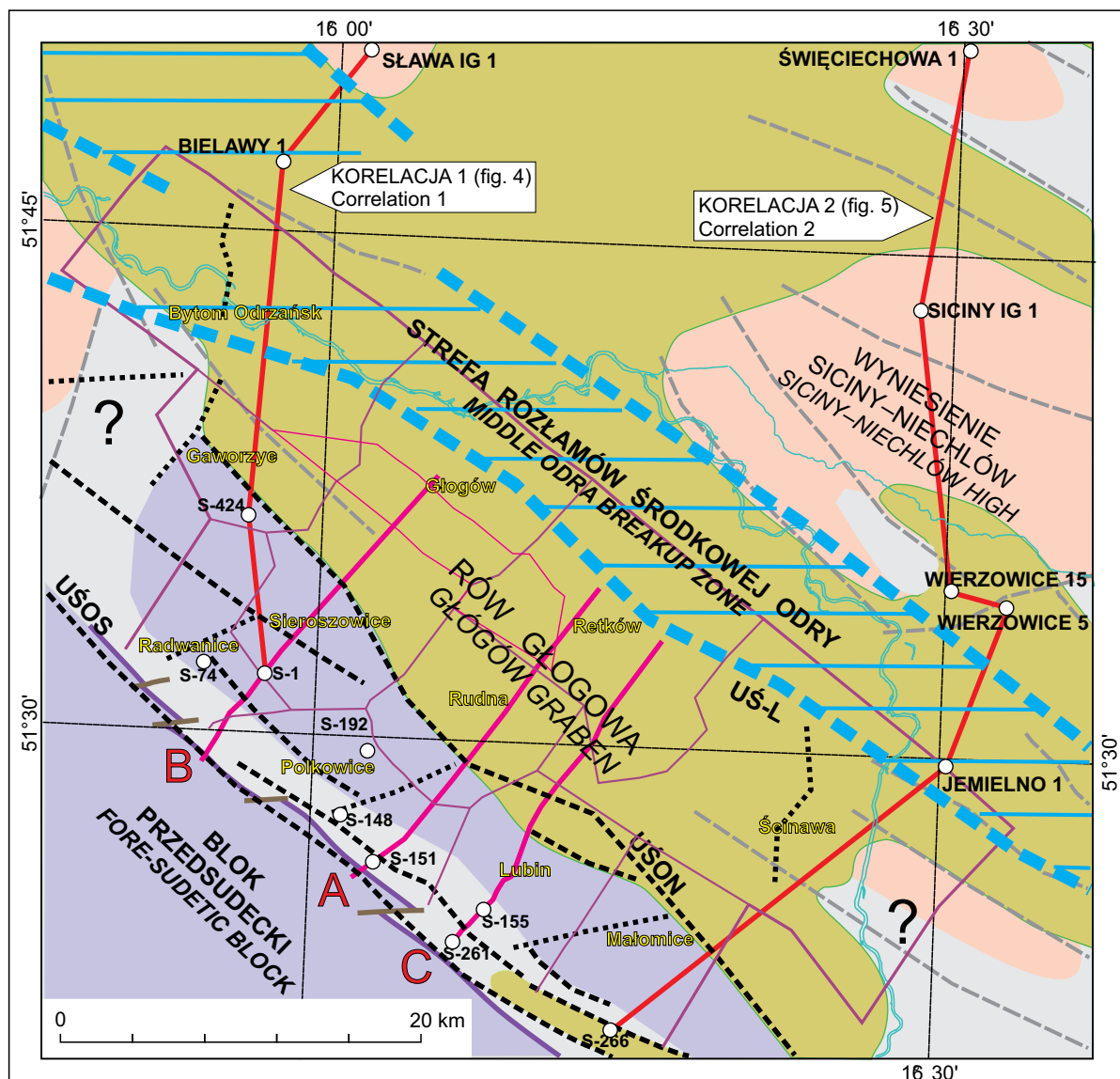
Pomimo braku wystarczających dowodów na poparcie któregoś z powyższych rozwiązań, skłaniamy się do wersji przedstawionej na korelacjach 1 i 2 (fig. 4, 5), opisanych poniżej. Pokazujemy, że część obszaru będąca przedłużeniem na północ od bloku przedsudeckiego charakteryzuje się płytkim występowaniem krystalicznych lub słabo zmetamorfizowanych skał podgórnopermskiego podłoża. Obszar zlokalizowany bardziej na północ charakteryzuje się występowaniem bardziej miąższych osadów permu dolnego i górnego, prawdopodobnie karbonu dolnego, a tym samym głębszym występowaniem skał krystalicznego podłoża. Przyjmujemy, że skoro skały bloku przedsudeckiego zapadają na północ, można je uznać za północny pogrążony fragment bloku przedsudeckiego.

Tabela 1

Budowa geologiczna podpermskiego podłoża na przykładzie wybranych wierceń w rejonie LGOM na podstawie (1) Oberc-Dziedzic i in. (1999), (2) Kłapciński i in. (1975); materiały archiwum KGHM

Geology of the Permian basement on example of selected drillings in the LGOM area. Data based on: (1) Oberc-Dziedzic *et al.* (1999), (2) Kłapciński *et al.* (1975); and KGHM archival data

Otwór wiertniczy	Litologia (1)	Litologia (2)	Stratygrafia
Bielawy 1	–	fyllity	D–C
Ługowo 2	–	granity	C
S-1 Sieroszowice	–	–	starszy paleozoik
S-74 Buczyna	skała zmetamorfizowana oraz skała wulkaniczna	fyllity	D–C
S-148 Jędrzychów	zmetamorfizowane utwory karbonu albo starsze podłoże	gnejsy/ gnejs biotytowy	D–C ?proterozoik
S-151 Jędrzychów	zmetamorfizowane utwory karbonu oraz „porfiry żyłowe – keratofir”	–	C
S-155 Obora	tuf porfirowy zmetamorfizowane utwory karbonu granito-gnejsy	gnejsy/ gnejs biotytowy	C–?proterozoik
S-192 Polkowice	łupki kwarcowo-serycytowe	łupki biotytowe	D–?C
S-261 Obora	iło-łupki zmetamorfizowane, częściowo nachylone	–	?C
S-266 Osiek	łupek serycytowo-ilasty gnejs	fyllity łupki łyszczykowe	D–C
S-424 Kłobuczyn	granity biotytowe	–	?C













- | | | | |
|---|--|-------------|--|
|  | skały starszego podłoża (magmowe i metamorficzne)
<i>deep basement rocks (igneous and metamorphic)</i> | UŚ-L | uskok Śląsko-Lubuski
<i>Silesian-Lubusz Fault</i> |
|  | skały osadowe karbonu dolnego (w tym zmetamorfizowane)
<i>Lower Carboniferous sedimentary rocks (including low-grade metamorphics)</i> | UŚON | uskok środkowej Odry północny
<i>Middle Odra Northern Fault</i> |
|  | skały wulkaniczne wczesnego permu lub permo-karbonu
<i>Early Permian or Permo-Carboniferous volcanic rocks</i> | UŚOS | uskok środkowej Odry południowy
<i>Middle Odra Northern Fault</i> |
|  | skały osadowe dolnego czerwonego spągowca
<i>Lower Rotliegend sedimentary rocks</i> | | |
|  | granice strefy rozłamów środkowej Odry
<i>boundaries of middle Odra breakup zone</i> | | |
|  | granice uskoku bloków głębokiego podłoża na podstawie anomalii grawimetrycznych
<i>tectonic borders of deep basement blocks based on gravity anomalies</i> | | |
|  | podrzędne uskoki w obrębie bloków głębokiego podłoża w oparciu o mapy anomalii grawimetrycznych
<i>subordinate faults in deep basement blocks based on gravity anomalies</i> | | |
|  | uskoki z map strukturalnych spągu utworów cechsztynu oraz inne interpretowane dyslokacje tektoniczne
<i>faults from base Zechstein structural maps and otherwise interpreted faults</i> | | |
|  | otwory wiertnicze
<i>boreholes</i> | | |
|  | linie korelacji między otworowych (fig. 4 i 5) i przekroji geologicznych (fig. 9) na obszarze i LGOM i poza nim
<i>borehole correlation lines (Figs. 4 and 5) and cross-sections (Fig. 9) over the LGOM area and beyond</i> | | |

Fig. 10. Mapa geologiczno-strukturalna obszaru LGOM z lokalizacją wybranych wierceni, przekroji i korelacji

Geological-structural map of the LGOM area with location of chosen wells, cross-sections and correlations

STREFA ROZŁAMÓW ŚRODKOWEJ ODRY

Strefa rozłamów środkowej Odry jest wymieniana w kontekście bardzo głębokiego podłoża jak i płytszych struktur tektonicznych. Według Markiewicza (2007) „Pas o szerokości 10–12 km stanowi (Guterch i in., 1975) strefę rozłamową Odry, w której stwierdza się «rozmycie» powierzchni Moho. To «spłylenie» skorupy ziemskiej jest zgodne z występowaniem krystaliniku środkowej Odry, który oddziela od południa strefę internidów waryscyjskich wzdłuż strefy uskoku środkowej Odry (Oberc, 1990)”.

Krawczyńska-Grocholska i Grocholski (1976) proponują w podpermskim podłożu monokliny przedsudeckiej wydzielenie jednostki strukturalnej nazwanej „waryscyjską bruzdą przedsudecką”, zlokalizowanej między elementem metamorfiku południowej Wielkopolski (wyniesienie Wolsztyn–Leszno) a blokiem przedsudeckim. Bruzda ta charakteryzuje się obniżeniem podłoża podpermskiego i wzrostem miąższości osadów karbonu górnego, permo-karbonu i czerwonego spągowca. W strefie tej nawiercono też skały metamorficzne, co dało późniejszy asumpt do wydzielenia strefy tektonicznych wyniesień Bielaw–Trzebnicy.

Strefa rozłamów środkowej Odry reprezentuje rozległy system głęboko zakorzenionych stromych uskoków, prawdopodobnie o charakterze przesuwczym. Rozciąga się na północny zachód, sięgając na terytorium Niemiec (basen Tuchen – Kallmeier i in., 2010), a na południowy wschód jest prawdopodobnie obcięta lub „przełamana” tektonicznie w rejonie Oleśnicy (fig. 6, 7) przez strefę tektoniczną Poznań – Oleśnica o kierunku NNW-SSE. W rejonie wiercenia Bielawy 1 strefa ta jest zdyslokowana, prawdopodobnie przez głęboko umiejscowioną strefę uskoku.

Strefa rozłamów środkowej Odry obejmuje rejon północno-zachodniej części obszaru Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego gdzie jest ograniczona od południa uskokiem śląsko-lubuskim. Uskok ten jest przedstawiany na mapach geologiczno-tektonicznych karbonu (podłoża podpermskiego) (Wierzchowska-Kicułowa 1984, 1987, 2007). Uskok śląsko-lubuski może odpowiadać sugerowanej przez Pożaryskiego (1975, 1992) strukturze nasuwczej przebiegającej w rejonie Głogowa (fig. 3).

RELACJA PRZEBIEGU TEKTONICZNEJ STREFY ROZŁAMU ŚRODKOWEJ ODRY DO ZDJEĆCIA ANOMALII GRAWIMETRYCZNYCH I MAGNETYCZNYCH

Według Markiewicza (2007) „Głębokie założenia uskoków w tym regionie oraz obecność skał magmowych w „płytkim” podłożu monokliny przedsudeckiej potwierdzają badania magnetyczne (Koblański, 1996), jak również kompleksowe badania grawimetryczno-magnetyczne (Cieśla i in., 1997).” Nadal nie jest rozstrzygnięte, czy stwierdzone wyraźne anomalie magnetyczne (fig. 8) mają związek z środkowoniemiecką strefą krystaliczną (ang. Mid German Crystalline High – MGCH). Gdyby uzasadniono taki związek, miało by to istotne znaczenie dla modelu geologicznego i strukturalnego głębokiego podłoża przedpoła bloku przedsudeckiego.

Anomalia magnetyczna Gubina–Nowej Soli–Trzebnicy (fig. 8) wchodzi w obręb środkowoniemieckiego wyniesie-

nia krystalicznego MGCH, gdzie zmienia swój początkowy kierunek SE-NW na równoleżnikowy, a następnie na przeciwny, SW-NE (Narkiewicz, Petecki, 2017; Gabriel i in., 2011). Jej przebieg jest kojarzony z MGCH (Gabriel i in., 2011). Podobnie Dörr i in. (2006) rozważają na podstawie datowań wieku granitoidów występujących w strefie uskoku środkowej Odry przynależność tej strefy do MGCH.

W przypadku anomalii grawimetrycznych powstaje problem ich przebiegu na NE od LGOM w kierunku granicy państwa. Tutaj tylko wyżej wymieniona anomalia magnetyczna jest śledzona bardzo wyraźnie, natomiast kontynuacja jednostek grawimetrycznych w peryklinie Żar jest hipotetyczna.

REDEFINICJA PODZIAŁU INTERNIDÓW I EKSTERNIDÓW WARYSCYJSKICH

Zgodnie z przyjętym podziałem strukturalnym blok przedsudecki należy do internidów waryscyjskich (dolnośląskich), a podłożu monokliny przedsudeckiej, w którym występuje wielkopolskie pasmo fałdowo-nasuwcze (na północ od bloku przedsudeckiego), jest określane jako eksternidy waryscyjskie (Żelaźniewicz i in., 2011).

Oba elementy strukturalne są rozdzielone strefą tektoniczną środkowej Odry. W obrębie eksternidów wyróżniono szereg struktur tektonicznych związanych z głębokim podłożem: uskok śląsko-lubuski, wyniesienie Bielaw (Bielaw–Trzebnicy), strefę rozłamów środkowej Odry (waryscyjska

bruzda przedsudecka); wyniesienie Wolsztyn–Leszno oraz strefę uskoku Dolska (uskok Dolska) (fig. 1). Według Mazura i in. (2006a), podłożu południowej monokliny przedsudeckiej, położone pomiędzy strefą uskoku Odry a strefą uskoku Dolska, jest określane jako: waryscyjski kompleks płaszczowinowy na podłożu przedpoła Waryscydy (Varianscan nappe complex in foredeep basement). Ponieważ pasmo fałdowo-nasuwcze wielkopolskie jest rysowane na mapach jako rozpoczynające się od strefy uskoków środkowej Odry (Pożaryski, 1992), powstaje niekonsekwencja spowodowana tym, że południowa jego część dotyczy dolnego Śląska, a nie

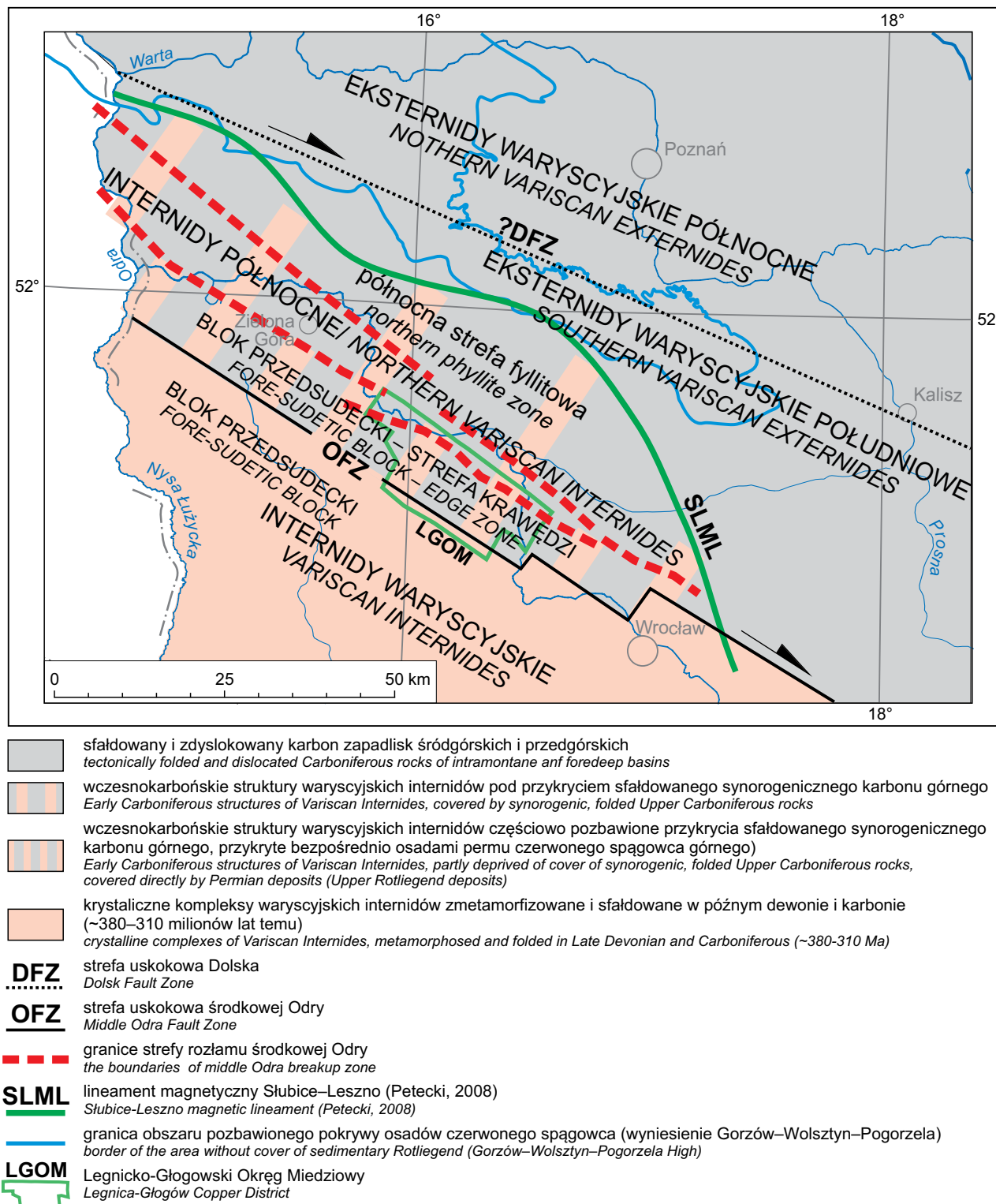


Fig. 11. Mapa proponowanych zmian w zasięgach waryscyjskich internidów i eksternidów odniesiona do usytuowania LGOM

Map of proposed changes in the geological frames of the Variscan Internides and Externides referred to the location of LGOM

Wielkopolski. Jednak Wierzchowska-Kicułowa (1987, 2007) przedstawiła mapę geologiczną utworów podpermjskich eksternidów śląsko-wielkopolskich, podkreślając tym samym

ich geograficzne zróżnicowanie. Na mapie wyróżniła ona uskoki śląsko-lubuski (fig. 2). Według Markiewicza (2007) na północ od strefy środkowej Odry głębokie profilowania sejm

smiczne potwierdziły występowanie równoległej dyslokacji. „Dyslokacje te wiązano z hipotetycznym wyinterpretowanym przez Oberca (1972) uskokiem śląsko-lubuskim stanowiącym fragment rozłamu Hamburg–Kraków”.

Wierzchowska-Kicułowa (1987) rysuje przebieg uskoku Dolska (fig. 2). Powołuje się przy tym na pracę Znoski (1987), który uważa, że tzw. uskoku Dolska „oddziela w ujęciu hipotetycznym dwie strefy fałdowań: południową – związaną z ruchami fazy kruszcogórskiej i północną – fałdowań asturyjskich. Według J. Znoski jest to granica między internidami i eksternidami”. Aleksandrowski (informacja niepublikowana 2016) rozważał koncepcję (fig. 1), w której południowa część eksternidów (do strefy uskoku Dolska) mogła by faktycznie stanowić internidy pod przykryciem osadów synorogenicznych. Strefa na północ od strefy uskoku Dolska została zdefiniowana jako eksternidy wielkopolskie (sfałdowana część zapadliska przedgórskiego). Jednak ostatecznie Aleksandrowski nie opublikował tak interesującej hipotezy i powrócił do tradycyjnego i zgodnego z dzisiejszą wiedzą o generalnej budowie orogenu waryscyjskiego modelu (Aleksandrowski, 2017).

Zdaniem autorów, robocza koncepcja Aleksandrowskiego zakładająca zasięg internidów do strefy uskoku Dolska ma słaby punkt w podejściu do znaczenia tej strefy. Autorzy uważają, że strefa tektoniczna Dolska, w planie strukturalnym karbońsko – dolnopermskim (a więc waryscyjskim i postwaryscyjskim), nie odgrywała istotnej roli, szczególnie morfotwórczej, i jej ranga w tym planie nie powinna być porównywana z uskokiemi strefy tektonicznej środkowej Odry. Szczególne zaangażowanie tektoniczne utworów karbonu

w strefie złoża gazu Brońsko (Mazur i in. 2010) nie musi być utożsamiane ze strefą Dolska. Jednak, uwzględniając pokutujące istnienie w literaturze strefy uskoku Dolska w permie, proponujemy podział eksternidów waryscyjskich na: eksternidy południowe (od strefy rozłamów środkowej Odry do strefy uskoku Dolska) i eksternidy północno-wschodnie (od strefy tektonicznej uskoku Dolska do czoła hipotetycznych frontalnych nasunięć waryscyjskich, (tzw. frontu deformacji waryscyjskich) (Pożaryski i in., 1992). Zainspirowani jednak koncepcją tektoniczną Aleksandrowskiego, proponujemy włączenie południowej części obecnie uznawanych eksternidów do internidów i nadanie im nazwy internidów północnych (fig. 11). Granicę między internidami północnymi a eksternidami południowymi (wielkopolskimi) stanowiłaby strefa rozłamów środkowej Odry. W tym kontekście proponowany obszar internidów północnych charakteryzowałby się tektoniką schodową powodującą obniżanie się strefy krawędziowej bloku przedsudeckiego na północny wschód, aż do strefy rozłamów środkowej Odry.

Możliwy jest również inny podział tego obszaru, przeprowadzony wzdłuż lineamentu magnetycznego Słubice – Leszno (fig. 11) (Petecki, 2008; Narkiewicz, Petecki, 2017). Strefa na południe od tego lineamentu obejmowałaby internidy północne, czyli mogłaby stanowić przedłużenie bloku przedsudeckiego na północ lub być określona jako blok przedsudecki północny (nazwany Wyniesieniem Wolsztyna – Leszna – Narkiewicz, Petecki, 2017, fig. 5). Obszar na północ od lineamentu magnetycznego Słubice – Leszno zaliczany byłby do eksternidów waryscyjskich.

WNIOSKI

W tej pracy koncentrujemy się na rejonie obszaru LGOM i jego otoczeniu, położonym na północ od strefy środkowej Odry. Przeprowadzona analiza prowadzi do wniosku, że podpermskie podłoże obszaru LGOM znajduje się w strefie waryscyjskich internidów północnych stanowiących przedłużenie na północ struktur tektonicznych bloku przedsudeckiego (blok Sieroszowic). W obrębie obszaru LGOM, w jego południowej części, znajdują się uskoki strefy środkowej Odry: południowy (związany z tektonicznym rowem Lubina) i północny ze znajdującym się pomiędzy nimi blokiem Sieroszowic (analogicznym do zrębu środkowej Odry). Blok Sieroszowic jest podzielony na szereg mniejszych elementów tektonicznych (trzy lub cztery) o zróżnicowanej budowie podpermskiego podłoża (granity, granitoidy, gnejsy, fylity, zmetamorfizowany karbon, wulkanity).

W środkowej części podcechsztyńskiego podłoża obszaru LGOM znajduje się jednostka tektoniczna określona jako rów Głogowa (wypełniony zapewne miększymi osadami permu i karbonu), a w jego północnej części znajdują się uskoki śląsko-lubuski oraz fragment południowej części strefy rozłamów środkowej Odry (fig. 10). Osady karbonu w rowie Głogowa mogą być w części słabo zmetamorfizowane.

Budowa tektoniczna podpermskiego podłoża LGOM wydaje się mieć słaby związek z tektoniką widoczną w obrębie samego złoża (za wyjątkiem strefy krawędziowej bloku przedsudeckiego).

Strefa rozłamów środkowej Odry odgrywała ważną rolę w sedymentacji osadów permu-karbonu, oraz wczesnego i późnego permu. Osady te powstawały w szeregu rowów tektonicznych (często połączonych ze sobą) położonych wzdłuż strefy rozłamów środkowej Odry. Powstanie tych rowów i ich długotrwała aktywność tektoniczna, związane są prawdopodobnie z reżimem przesuwczym (Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997). Wpływ uskoku tej strefy na północne podłoże LGOM pozostaje nieznanym do czasu wykonania głębszych, podpermskich wierceń.

Podziękowania. Autorzy dziękują prof. Pawłowi Aleksandrowskiemu za merytoryczną dyskusję, udostępnienie szkiców Jego niepublikowanej mapy oraz wnikliwą recenzję artykułu. Sławomirowi Oszczepalskiemu za dyskusję i udostępnienie trudno osiągalnych publikacji związanych z rejonem LGOM. Prof. Tadeuszowi Perytowi za konstruktywną recenzję oraz sugestie dotyczące redakcji pracy. Autorzy dziękują również Andrzejowi Głuszyńskiemu za pomoc

w przygotowaniu materiałów oraz konstruktywne dyskusje. Artykuł częściowo bazuje na wynikach projektu badawczego nr 22.2601.1301.00.1 pt. „Kompleksowa geofizyczno-geolo-

giczna interpretacja nowego zdjęcia całkowitego pola magnetycznego Ziemi na obszarze Sudetów i ich przedpola” finansowanego przez NFOŚiGW.

SUMMARY

The geology of the LGOM pre-Zechstein substratum has been considered on the background of major tectonic units underlying the southern Fore-Sudetic Homocline and Fore-Sudetic Block. During the last decades, there has been a slight increase in the drilling data concerning the Lower Permian and older rocks. On the other hand, a progress has been made in tectonic-structural studies, including those focused on deep-basement problems, presented in numerous publications. The authors have presented their own modified version of LGOM's pre-Zechstein structural units as well as the development and coverage of the Lower Permian sedimentary cover. Integrated sedimentological, structural and tectonic analysis is here applied in conjunction with geophysical analysis. Digital transformations of gravity and magnetic data were used to highlight features with distinct boundaries and different anomaly patterns. A regional and residual gravity anomaly maps and reduced to the pole magnetic anomaly map enabled imaging of structural and tectonic features in the basement of LGOM. Potential field anomalies are corre-

lated with the known tectonic and structural units of the region. New local structures of the basement are also recognized. An interpretation of the maps reveals basement domains which are important for understanding the basement tectonic setting of LGOM.

As a result of the analysis, the LGOM area is interpreted as located in the northern Variscan Internides area and, at the same time in a zone constituting the extension of the Fore-Sudetic block (Sierszowice block) to the north. Within the LGOM area, in its southern part, there are middle Odra fault zone, comprising: the southern middle Odra fault (with tectonic Lubin trough) and northern middle Odra fault with the Sierszowice block between them. In the middle of the LGOM area there is a tectonic unit called the Głogów trough and in its northern part there is a Silesia-Lubusz fault and a fragment of the southern part of the middle Odra breakup zone. The Sierszowice block is divided into a number of smaller tectonic elements (three or four) of various geological structure beneath Permian or Carboniferous rocks.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., 1995 — Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, **43**: 745–754
- ALEKSANDROWSKI P., 2017 — Struktury młodopaleozoiczne (waryscyjskie). *W: Atlas Geologiczny Polski* (red. J. Nawrocki, A. Becker). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.
- ALEKSANDROWSKI P., Kryza R., Mazur S., Żaba J. 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Magazine*, **134**, 5: 727–739.
- BLAKELY R.J., 1995 — Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, Cambridge.
- CIEŚLA E., GIENKA D., PETECKI Z., STANISZEWSKA B., TWAROGOWSKI J., WYBRANIEC S., ŻÓŁTOWSKI Z., 1997 — Kompleksowa interpretacja grawimetryczno-magnetyczna Polski Zachodniej. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- CHOROWSKA M., 1978 — Dewon zachodniej części obszaru przedsudeckiego. *Przew. 50 Zjazdu PTG w Zielonej Górze*, 108–113.
- CWOJDZIŃSKI S., 1992 — Hypothetical structure of the Earth crust of the Variscides of south-western Poland – alternative models for the EU-3 transect. *Geol. Quart.*, **36**: 345–360.
- CWOJDZIŃSKI S., MŁYNARSKI S., DZIEWIŃSKA L., JÓŻWIĄK W., ZIENTARA P., BAZIUK T., 1995 — GB-2A – pierwszy sejsmiczny profil głębokich badań refleksyjnych (GBS) na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, **43**: 727–738.
- CYMERMAN Z., 2010 — Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000, 2nd edition, modified. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T.M., VAN WEES J.-D., 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, **252**: 179–195.
- DĄBROWSKI A., 1969 — Skały czynne magnetycznie w obszarze przedsudeckim. *Kwart. Geol.*, **13**: 889–896.
- DECZKOWSKI Z., 1977 — Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Pr. Inst. Geol.*, **82**: 1–63.
- DÖRR W., ŻELAŻNIEWICZ A., BYLINA P., SCHASTOK J., FRANKE W., HAACK U., KULICKI C., 2006 — Tournaisian age of granitoids from the Odra Fault Zone (southwestern Poland): equivalent of the Mid-German Crystalline High? *Int J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, **95**: 341–349.
- GABRIEL G., VOGEL D., SCHEIBE R., LINDNER H., PUCHER R., WONIK T., KRAWCZYK C.M., 2011 — Anomalies of the Earth's total magnetic field in Germany – the first complete homogenous data set reveals new opportunities for multiscale geoscientific studies. *Geophys. J. Intern.*, **184**: 1113–1119.
- GRAD M., JENSEN S.L., KELLER R., GUTERCH A., THYBO H., JANIK T., TIRA T., YLINIEMI J., LUOSTO U., MOTUZA G., NASEDKIN V., CZUBA W., GACZYŃSKI E., ŚRODA P., MILLER K.C., WILDE-PIÓRKO M., KOMMINAHO K.,

- JACYNA J., KORABLIOVA L., 2003 — Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *J. Geophys. Research*, **108**, 12, 1–24.
- GROCHOLSKI W., 1975 — Waryscydy południowej Wielkopolski. *Prz. Geol.*, **23**: 171–174.
- GROCHOLSKI A., 1976 — Zagadnienie waryscyjskiej przebudowy NE obrzeżenia Masywu Czeskiego. *Prz. Geol.*, **6**: 357–362.
- GUTERCH A., GRAD M., 2006 — Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Geol. Quart.*, **50**: 23–32.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E., 1975 — Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, **23**: 153–163.
- GÓRECKA-NOWAK A., 2007 — Palynological constraints on the age of the Carboniferous clastic succession of SW Poland (Fore-Sudetic area) based on miospore data. *Geol. Quart.*, **51**: 39–56.
- GÓRECKA-NOWAK A., 2008 — New interpretations of the Carboniferous stratigraphy of SW Poland based on miospore data. *Bull. of Geosci.*, **83**: 101–116.
- HAYDUKIEWICZ J., MUSZER J., KŁAPCIŃSKI J., 1999 — Palaeontological documentation of the sub-Permian sediments in the vicinity of Zbąszyń (Fore-Sudetic Monocline). *W: Selected problems of stratigraphy, tectonics and ore mineralization in Lower Silesia* (red. A. Muszer): 7–17. Wrocław.
- KALLMEIER E., BREITKREUZ C., KIERSNOWSKI H., GEISSLER M., 2010 — Issues associated with the distinction between climatic and tectonic controls on Permian alluvial fan deposits from the Kotzen and Barnim Basins (North German Basin). *Sediment. Geol.*, **223**: 15–34.
- KARNKOWSKI P.H., RDZANEK K., 1982 — Uwagi o podłożu permu w Wielkopolsce. *Kwart. Geol.*, **26**, 327–339.
- KARNKOWSKI P.H., 1985 — Warunki formowania się złóż gazu ziemnego w Wielkopolsce. *Kwart. Geol.*, **29**, 355–368.
- KIERSNOWSKI H., 2015 — Perm. Czerwony spągowiec w wierceniu Sława IG 1. Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego (red. K. Leszczyński), t. 146, 47–59.
- KIERSNOWSKI H., PERYT T.M., BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., 2010 — From the intra-desert ridges to the marine carbonate island chain: middle to late Permian (Upper Rotliegend – Lower Zechstein) of the Wolsztyn–Pogorzela high, west Poland. *Geological Journal*, Volume 45, Issue 2-3 (March June 2010): 319–335, John Wiley and Sons, Ltd.
- KŁAPCIŃSKI J., 1967 — Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Rocz. PTG.*, **37**: 467–488.
- KŁAPCIŃSKI J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **5**: 1–135.
- KŁAPCIŃSKI J., PERYT T.M., 1996 — Budowa geologiczna monokliny przedsudeckiej. *W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A.* (red. A. Piestrzyński i in.): 75–88. KGHM Cuprum Sp. z o.o., Lubin.
- KŁAPCIŃSKI J., PERYT T.M., 2007 — Budowa geologiczna monokliny przedsudeckiej. *W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A.* (red. A. Piestrzyński i in.): 69–77. KGHM Cuprum Sp. z o.o., Lubin.
- KŁAPCIŃSKI J., JURUSZEK C., SACHANBIŃSKI M., 1975 — Nowe dane o geologii fundamentu krystalicznego obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **10**: 7–46.
- KŁAPCIŃSKI J., KONSTANTYNOWICZ E., SALSKI W., KIENIG E., PREIDL M., DUBIŃSKI K., DROZDOWSKI S., 1984 — Atlas obszaru miedzionośnego (monoklina przedsudecka). Wydaw. „Śląsk”, Katowice.
- KOBLAŃSKI A., 1994 — Struktura podłoża skonsolidowanego w obszarze LGOM w świetle interpretacji anomalii grawimetrycznych. *W: Mat. V Kon. „Problemy geologii i ekologii w górnictwie podziemnym”*, Szczryk, Wydaw. GIG, 171–179.
- KOBLAŃSKI A., 1996 — Budowa geologiczna podłoża monokliny w ujęciu geofizycznym. *W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A.* (red. A. Piestrzyński i in.): 109–114. KGHM Cuprum Sp. z o.o., Lubin.
- KOBLAŃSKI A., 2007 — Budowa geologiczna podłoża monokliny w ujęciu geofizycznym. *W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A.* (red. E. Hadryś, L. Mierzwa): 92–95. KGHM Cuprum, Sp. z o.o., Lubin.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., 1978 — Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Przewodnik 50. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Zielona Góra, 113–118.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., GROCHOLSKI W., 1976 — Uwagi o karbonie północno-zachodniego obrzeżenia bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **20**: 53–64.
- KRÖNER U., MANSY J.-L., MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., HANN H.P., HUCKRIEDE H., LACQUEMENT F., LAMARCHE J., LEDRU P., PHAROAH T.C., ZEDLER H., ZEH A., ZULAU G., 2008 — The Geology of Central Europe, Volume 1: Precambrian and Palaeozoic (red. T. McCann). *Geol. Soc. London*: 599–664.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., 1995 — Gravimetric Atlas of Poland. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., JACKOWICZ E., 2003 — Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **179**: 1–59.
- MARKIEWICZ A., 2007 — Rozpoznanie tektoniki złoża Lubin–Sieroszowice w trakcie jego zagospodarowania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **423**: 151–172.
- MAZUR S., P. ALEKSANDROWSKI, R. KRYZA, T. OBERC-DZIEDZIC, 2006a — The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**: 89–118.
- MAZUR S., DUNLAP W.J., TURNIAK K., OBERC-DZIEDZIC T., 2006b — Age constraints for the thermal evolution and erosional history of the central European Variscan belt: new data from sediments and basement of the Carboniferous foreland basin in western Poland. *J. Geol. Soc. London*, **163**: 1011–1024.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K., KRZEMIŃSKI L., MASTALERZ K., GÓRECKA-NOWAK A., KUROWSKI L., KRZYWIEC P., ŻELAŃNIEWICZ A., FANNING M.C., 2010 — Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **99**: 47–64.
- MILEWICZ J., 1976 — Czerwony spągowiec w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **20**: 81–95.
- MILEWICZ J., 1985 — Rozwój czerwonego spągowca południowo-zachodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **29**: 679–690.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017 — Basement structure of the Palaeozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**: 502–520.
- OBERC J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. 4. Tektonika cz. 2. Wydaw. Geol., Warszawa.

- OBERC J., 1978 — Rozwój formacji i tektonika ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego ze szczególnym uwzględnieniem utworów przedpermskich. Przewodnik 50-tego zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Zielona Góra, 24–26 września 1978. Wydaw. Geol., Warszawa, 18–41.
- OBERC J., 1987 — Rola bloków litosfery i ruchy przesuwcze w przedmolaso-wym rozwoju waryscydów na brzegach Maszywu Czeskiego. *Prz. Geol.*, **6**: 290–299.
- OBERC J., 1990 — Monoklina przedsudecka i jej tło geologiczne. *W: Mater. Konf. Kom. Tek. KNG PAN: Problemy tektoniki Legnicko-Głogowskiego Okręgu miedziowego* (red. J. Oberc), cz. 1: 7–14. CUPRUM, Wrocław.
- OBERC-DZIEDZIC T., ŻELAŻNIEWICZ A., CWOJDZIŃSKI S., 1999 — Granitoids in the Odra Fault Zone: late- to post-orogenic Variscan intrusions in the Saxothuringian Zone, SW Poland. *Geol. Sudetica*, **32**: 55–71.
- OSZCZEPALSKI S., 1999 — Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland. *Mineral. Dep.*, **34**: 599–613.
- OSZCZEPALSKI S., KIERSNOWSKI H., KUBERSKA M., KOZŁOWSKA A., JACKOWICZ E., 2010 — Zbadanie możliwości występowania mineralizacji Au-Pt-Pd w utworach czerwonego spągowca w zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- PETECKI Z., 2006 — Zintegrowane modelowanie grawimetryczno-magnetyczne wzdłuż profilu sejsmicznego P4. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **188**: 77–88.
- PETECKI Z., 2008 — Podłoże magnetyczne w pomorskim segmencie strefy szwu transeuropejskiego (NW Polska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **191**: 5–72.
- PETECKI Z., DZIEWIŃSKA L., POKORSKI J., ŻÓŁTOWSKI Z., 2007 — Model geofizyczno-geologiczny pokrywy osadowej wzdłuż profilu sejsmicznego Polonaise'97 P4. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- PICELUK H., WOJTKOWIAK Z., 1978 — Wulkanity autunu. Przewodnik 50-tego zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Zielona Góra, 24–26 września 1978. Wydaw. Geol., Warszawa, 129–133.
- POKORSKI J., 1981 — Propozycja formalnego podziału litostratygraficznego czerwonego spągowca na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **25**: 41–58.
- POKORSKI J., 1988 — Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**: 15–32.
- POŻARYSKI W., 1975 — Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym. *Prz. Geol.*, **4**: 163–170.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P., MORYC W., 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, **41**: 643–651.
- SOKOŁOWSKI, J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **3**: 297–367.
- SPBA, 2010 — GAST R., DUSAR M., BREITKREUTZ CH., GAUPP R., SCHNEIDER J.W., STEMMERIK L., GELUK M., GEISSLER M., KIERSNOWSKI H., GLENNIE K., KABEL S., JONES N., 2010 — Chapter 7, Rotliegend. *W: Hans Doornenbal and Alan Stevenson (editors), Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*, 101–122. TNO, The Netherlands.
- SPECZIK S., 1985 — Metalogeneza podłoża podcechsztyńskiego monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **20**: 37–97.
- SPECZIK S., DZIEWIŃSKA L., PEPEL A., JÓZWIĄK W., 2012 — Analiza i przetwarzania danych geofizycznych jako instrument poszukiwania złóż Cu-Ag na monoklinie przedsudeckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **452**: 257–286.
- TEISSEYRE H., 1957 — Ważniejsze dyslokacje ramowe Sudetów. *W: Regionalna geologia Polski*, 3, Sudety, z. 1. Kraków.
- WIERZCHOWSKA-KICUŁOWA K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **19**: 121–142.
- WIERZCHOWSKA-KICUŁOWA K., 1987 — Charakterystyka geologiczna podłoża permu obszaru przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **31**: 557–568.
- WIERZCHOWSKA-KICUŁOWA K., 2007 — Podłoże monokliny. *W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A. (wydanie II)*: 90–92. Lubin.
- WYŻYKOWSKI J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystaliniku bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. *Prz. Geol.*, **4**: 182–186.
- ZNOSKO J., 1987 — Mapa tektoniczna SW brzegu platform wschodniej Europy (IGCP 86) – uwagi i impresje. *Prz. Geol.*, **35**, 1: 3–8.
- ŻELAŻNIEWICZ A., MARHEINE D., OBERC-DZIEDZIC T., 2003 — A Late Tournaisian synmetamorphic folding and thrusting event in the eastern Variscan foreland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from the phyllites of the Wolsztyn-Leszno High, western Poland. *Int. J. Earth Sc.*, **92**: 185–194.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. *Prz. Geol.*, **56**: 904–911.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1964 — Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **12**, 5: 224–228.