

Regionalizacja tektoniczna Polski — Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski)

Zbigniew Buła¹, Jerzy Żaba², Ryszard Habryn¹



Z. Buła

J. Żaba

R. Habryn

Tectonic subdivision of Poland: southern Poland (Upper Silesian Block and Małopolska Block). *Prz. Geol.*, 56: 912–920.

A b s t r a c t. The attempt to divide the Upper Silesian Block and the Małopolska Block into tectonic units has been based on a general map at scale of 1:1000000, without Permian-Mesozoic and Cenozoic strata. Cartographic, general and monographic works regarding formation of Precambrian basement of both of the blocks have been discussed and presented, and data concerning development of sedimentation, tectonics, and structure of the Paleozoic cover of the blocks were the background for the suggested division. The Upper Silesian Block is a part of a larger unit determined as the Brunovistulicum, which together with the Brno Block are entirely located within the borders of the Czech Republic. The

Brunovistulicum and the Małopolska Block vary in formation of Precambrian basement and covering Paleozoic formations, what proves different paleogeographical-facial and paleotectonic development. Current data do not allow determining their southern range, where both units are within the range of the orogeny of the Outer Carpathians and quite possibly in the range of the Inner Carpathians. The boundary of the Brunovistulicum and the Małopolska Block along the part between Lubliniec and Cracow and farther to the vicinity of Bochnia and Nowy Sącz is relatively well defined and documented. It is a narrow Cracow–Lubliniec fault zone, approximately 500 m wide, cutting and moving all rock series of the Precambrian and the Paleozoic. The fault zone of the Odra River probably forms its NW continuation. The following tectonic units have been distinguished in the Upper Silesian Block: 1) Moravian-Silesian Fold-and-Thrust Belt, 2) Upper Silesian Fold Zone, 3) Upper Silesian Trough, 4) Bielsko-Biała Dome, 5) Rzeszotary Horst, 6) Liplas Graben. There is only one tectonic unit distinguished in the Małopolska Block — Kielce Fold Belt, dipping towards NW-SE, along the NE boundary of the block. Paleozoic formations building the unit represent thrust fault structure. In this case, the Kielce Fold Belt significantly varies from the other parts of the Małopolska Block, where Paleozoic formations build numerous small block structures.

Keywords: regional subdivision, Brunovistulicum, Upper Silesian Block, Małopolska Block, sub-Permian-Mesozoic paleosurface, tectonic units

Prezentowana propozycja tektonicznej regionalizacji bloków górnośląskiego i małopolskiego dotyczy jednostek wglębnego piętra strukturalnego bez pokrywy perm-sko-mezozoicznej i kenozoicznej. Próbę regionalnego podziału tych bloków na jednostki tektoniczne podjęto na podstawie mapy przeglądowej w skali nie większej niż 1 : 1 000 000. Propozycja ta stanowi głos w dyskusji dotyczącej ujednoczenia i uporządkowania tektonicznej regionalizacji Polski zainicjowanej przed dwoma laty w Komitecie Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk w Warszawie. W niniejszej pracy uwzględniono wypracowane w ramach tej dyskusji zasady wydzielenia i nazywania jednostek tektonicznych oraz zalecaną i roboczo przyjętą terminologię tektoniczną mającą opisowy (a nie genetyczny) charakter.

Do przedstawienia podziału tektonicznego bloków górnośląskiego i małopolskiego na mapach bez utworów perm-sko-mezozoicznych i kenozoicznych w skali nie większej niż 1 : 1 000 000 posłużyły w głównej mierze najnowsze opracowania kartograficzne i monograficzne (m.in. Poprawa & Nemčok, 1988–1989; Buła i in., 2002; Cymerman, 2004; Buła & Żaba, 2005, 2008; Jureczka i in., 2005; Narkiewicz, 2005, 2007; Buła & Habryn, 2008), w których zaprezentowano i przedyskutowano zagadnienia

dotyczące budowy prekambryjskiego fundamentu, a także rozwoju sedymentacji, tektoniki i struktury paleozoicznej pokrywy osadowej na obszarach obu bloków.

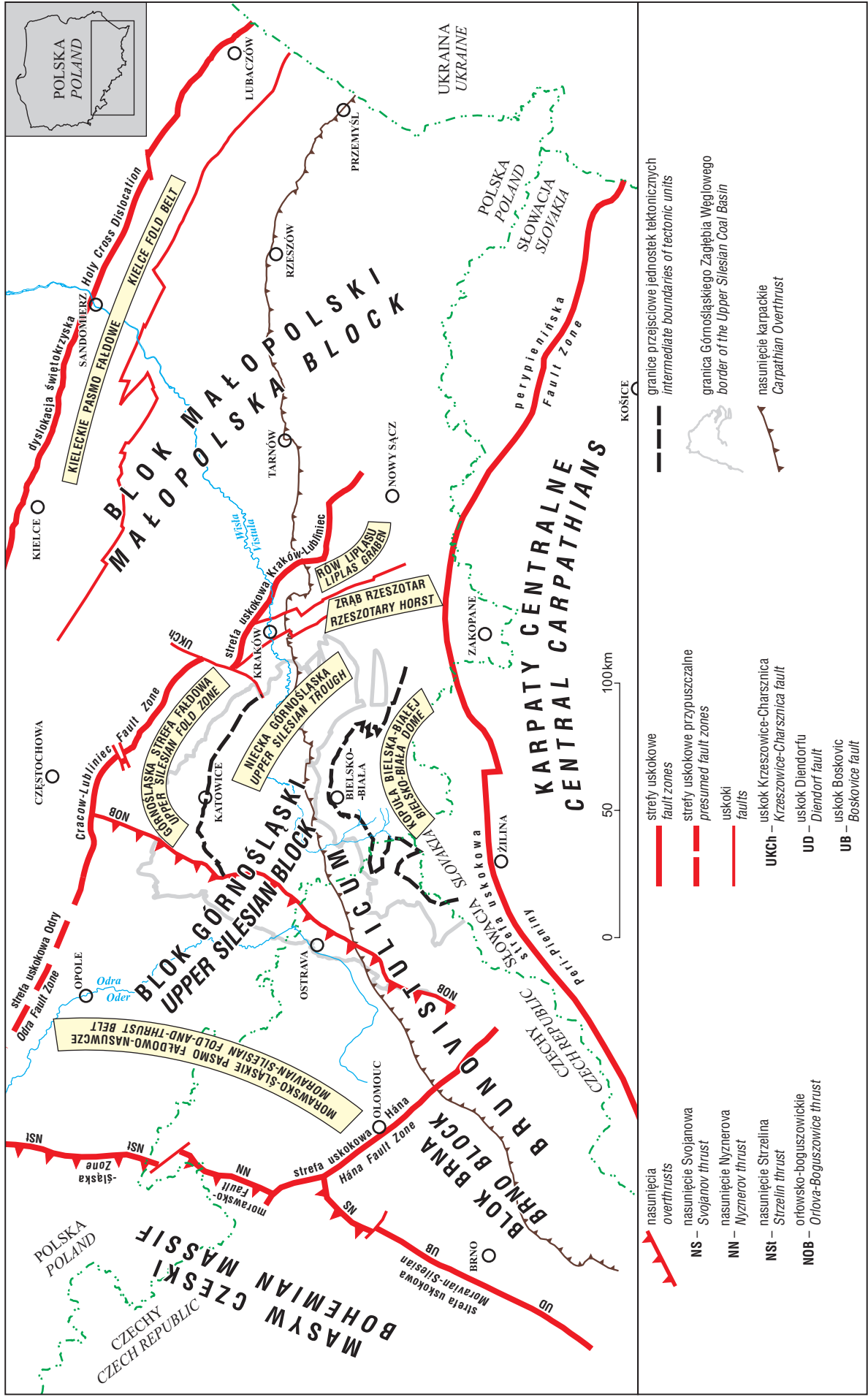
Sytuacja strukturalna

Na południu Polski są wyróżniane dwie duże, regionalne jednostki tektoniczne reprezentowane przez blok małopolski i Brunovistulicum (złożone z bloków górnośląskiego i Brna; ryc. 1). Różnią się one zarówno budową prekambryjskiego podłoża, jak i pokrywających je utworów paleozoicznych, wykazujących odmienny rozwój paleogeograficzno-facjalny oraz paleotektoniczny. Dotychczasowe dane nie pozwalają na precyzyjne ustalenie ich zasięgu oraz granic. Dotyczy to głównie zasięgu południowego, gdzie obie jednostki kontynuują się w podłożu orogenu Karpat zewnętrznych.

Dobrze została zdefiniowana i udokumentowana granica między Brunovistulicum i blokiem małopolskim na odcinku między Lublińcem i Krakowem, a także dalej po okolice Bochni i Nowego Sącza. Jest nią wąska strefa uskokowa Kraków–Lubliniec szerokości do ok. 500 m, przecinająca i przemieszczająca wszystkie serie skalne prekambru i paleozoiku (ryc. 1; Buła i in., 1997b; Żaba, 1999; Buła, 2000). Jej północno-zachodnie przedłużenie stanowi najprawdopodobniej strefa uskokowa Odry. Obie te dyslokacje są — jak się wydaje — segmentami znacznie większej, transkontynentalnej strefy tektonicznej Hamburg–Kraków (Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Oberc, 1993; Żaba, 1994; Buła & Żaba, 2005).

¹Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec; zbigniew.bula@pgi.gov.pl; rysard.habryn@pgi.gov.pl

²Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; jzaba@interia.pl



Ryc. 1. Tektoniczna regionalizacja bloków górnośląskiego (Brunovistulicum) i małopolskiego w planie podpermsko-mezozoicznym
 Fig. 1. Tectonic regional subdivision of the Upper Silesian Block (Brunovistulicum) and Małopolska Block at the sub-Permian-Mesozoic paleosurface

Blok górnośląski (Brunovistulicum)

Blok górnośląski stanowi część większej jednostki tektonicznej określanej jako Brunovistulicum, którą tworzy wraz z blokiem Brna położonym już na terytorium Czech (Dudek, 1980; Kotas, 1982, 1985a, b; Kalvoda i in., 2003; Buła & Żaba, 2005, 2008). Granica między tymi blokami przebiega wzdłuż uskoku Hána (ryc. 1), będącym południowo-wschodnim przedłużeniem uskoku Łaby (Elby).

Brunovistulicum rozciąga się od okolic Wiednia–Brna–Wrocławia na zachodzie po strefę uskokową Kraków–Lubliniec na północnym wschodzie (ryc. 1). Południowa część tej jednostki zalega w podłożu Karpat zewnętrznych i rozciąga się na południowy wschód od Krakowa (ryc. 1). Próbę określenia jej zasięgu w tym kierunku podjęli — na podstawie wyników badań geofizycznych — Ryłko i Tomáš (2005). Zachodnia granica Brunovistulicum na kontakcie z Moldanubicum masywu czeskiego (Sudetów Zachodnich) ma bardzo skomplikowany przebieg. Wyznacza ją strefa uskokowa morawsko-śląska, która ciągnie się wzdłuż uskoku Diendorfu i Boskovic oraz nasunięć Svojanova, Nyznerova i Strzelina (ryc. 1). Jako południową granicę Brunovistulicum przyjmuje się perypienińską strefę uskokową (rozłam perypieniński; ryc. 1).

Prekambrzyjskie podłoże Brunovistulicum odznacza się heterogeniczną budową. Do najstarszych utworów należą archaiczne skały krystaliczne zrębu Rzeszotar w okolicy Krakowa (powstałe 2,8–2,6 mld lat temu; ryc. 2), które zostały po raz ostatni przeobrażone we wczesnym proterozoiku ok. 2 mld lat temu (Bylina i in., 2000; Jachowicz i in., 2002; Żelaźniewicz i in., 2004; Buła & Żaba, 2005, 2008). Pomiędzy Bielsko-Białą i Brnem występują neoproterozoiczne skały krystaliczne (mające 540–660 mln lat) wiązane z kadomskimi procesami tektonometamorficznymi (Dudek, 1980; Żelaźniewicz i in., 1997, 2002, 2004; Finger i in., 1999, 2000; Buła & Żaba, 2005, 2008; ryc. 2). W zachodniej części Brunovistulicum, w rejonie Jesenika i Strzelina (Sudety Wschodnie), występują wartyjskie ortognejsy. Ich protolitem były głównie neo- i mezoproterozoiczne granitoidy, których wiek waha się w szerokich granicach — od ok. 1020 mln lat przez 680–570 do ok. 520 mln lat (Kröner i in., 2000; Schulmann & Gayer, 2000; Oberc-Dziedzic i in., 2001, 2003; Kröner & Mazur, 2003).

W wąskim pasie pomiędzy Goczałkowicami, Wysoką, Potrójną i Lachowicami (na północ i wschód od Bielska Białej) stwierdzono wierceniami silnie tektonicznie zdeformowane (lokalnie sfyllityzowane) anchimetamorficzne utwory klastyczne reprezentujące ediakarski flisz (Cebulak & Kotas, 1982; Jachowicz i in. 2002; Żelaźniewicz i in. 2004; Buła & Żaba 2005, 2008).

W południowo-wschodniej części bloku górnośląskiego (na południe i południowy zachód od Krakowa) występuje lokalnie kompleks ediakarskich zlepieńców polimiktycznych (Buła & Żaba, 2005; Buła & Habryn, 2008 i prace tam cytowane).

Dolnopaleozoiczna pokrywa osadowa Brunovistulicum została poznana tylko fragmentarycznie (Buła i in., 1997a; Buła & Żaba, 2005). W południowej części tej jednostki (blok Brna i blok górnośląski) w kilkudziesięciu otworach, wykonanych pomiędzy Brnem i Krakowem oraz w rejonie Olkusza, stwierdzono podobne pod względem litologicznym i facyjnym klastyczne utwory dolnego kambriu (Buła & Jachowicz, 1996; Buła i in., 1997a; Jachowicz

& Přichystal, 1997; Fatka & Vavrdova, 1998; Buła, 2000; Vavrdova i in., 2003; Vavrdova, 2004; Buła & Żaba, 2005). Częstkowy profil środkowokambryjskich klastyków rozpoznano tylko w otworze Sosnowiec IG-1, natomiast fragmentaryczne profile klastyczno-węglanowych utworów ordowiku stwierdzono w kilku otworach wykonanych w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego (Buła & Jachowicz, 1996; Buła, 2000; Buła & Żaba, 2005; Jachowicz, 2005). Utwory syluru — występujące w pozycji alochtonicznej na bloku Brna i reprezentowane przez łupki graptolitowe — zostały udokumentowane tylko w rejonie Stinavy na Wyżynie Drahańskiej (Bouček, 1935; Kettner & Remeš, 1935; Kraft & Marek, 1999; Buła & Żaba, 2005).

Na różnowiekowych skałach dolnopaleozoicznych (dolno- i środkowokambryjskich oraz ordowickich), a lokalnie prekambryjskich, w obszarze Brunovistulicum zalegają utwory dewonu. Tylko w krawędziowej, północno-wschodniej części tej jednostki tektonicznej, w strefie kontaktu z blokiem małopolskim, skały dolnokambryjskie i ordowickie odsłaniają się na powierzchni podmezozoicznej (ryc. 2). Niezgodność kątową (ok. 20°) na kontakcie skał dewońskich i dolnopaleozoicznych odnotowano w północno-wschodniej części Brunovistulicum (Buła & Żaba, 2005).

Skały górnopaleozoiczne (poza utworami permu) na obszarze Brunovistulicum są reprezentowane przez zróżnicowane litologicznie i facyjnie utwory dewonu i karbonu tworzące zwartą pokrywę (ryc. 2). W zachodniej części Brunovistulicum utwory dewońskie są wykształcone jako skały metamorficzne ukształtowane podczas wartyjskich procesów tektonometamorficznymi. Ich protolitemi były wulkaniczno-klastyczne osady o charakterze basenowym (Hladil, 1988; Cwojdzński & Żelaźniewicz, 1995; Schulmann & Gayer, 2000). W kierunku wschodnim i południowym przechodzą one stopniowo w środkowo- i górnodewońskie osady platformy węglanowej. Są one podścielane przez dolnodewońskie skały klastyczne typu *old red*, natomiast ponad nimi zalegają dolnokarbońskie osady węglanowe (Chlupač, 1988; Narkiewicz, 2005, 2007).

Z początkiem karbonu na Brunovistulicum nastąpiła zmiana warunków sedymentacji. Zaczęły się wówczas osadzać utwory klastyczne o charakterze fliszowym i fliszopodobnym (kulm). W zachodniej części Brunovistulicum ich sedymentacja rozpoczęła się na przełomie dewonu i karbonu, a w części południowo-wschodniej i południowej dopiero w późnym wizerze. W okresie późniejszym — od wczesnego namuru po najmłodszy westfal — w części wschodniej Brunovistulicum rozwijały się molasowe utwory węglonośne, początkowo paraliczne (paramolasa), a później limniczne (ortomolasa) tworzące Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW) (Kotas, 1982, 1985a, b). Karbońskie utwory klastyczne (kulm) występujące w podłożu GZW wykazują ciągłość sedymentacyjną z zalegającymi ponad nimi utworami węglonośnymi. Ten fakt dowodzi, że te różne genetycznie osady karbońskie tworzyły się w obrębie tego samego basenu, określanego jako basen morawsko-śląski (Unrug & Dembowski, 1971; Kumpera, 1980, 1988; Kotas, 1982, 1985a, b; Kumpera & Martinec, 1995; Kumpera & Grygar, 1997). Zdaniem cytowanych autorów rozwój tego basenu był determinowany kompresją wywołaną kolizją dwóch bloków (płyt) skorupy kontynentalnej, tj. masywu czeskiego i Brunovistulicum.

Najintensywniejsze deformacje tektoniczne pokrywy paleozoicznej w obszarze Brunovistulicum, prowadzące do powstania obecnie obserwowanych struktur, nastąpiły pod koniec karbonu. W wyniku późnkarbońskich ruchów tektonicznych, z którymi wiąże się również przesuwca aktywność strefy uskokowej Kraków–Lubliniec (Żaba, 1999), utwory paleozoiczne zalegające w zachodniej części Brunovistulicum zostały sfałdowane i od zachodu nasunięte na równowiekowe osady paleozoiczne tworzące pokrywę osadową w części wschodniej tej jednostki tektonicznej. Wschodnia granica tych struktur fałdowych jest wyznaczana na nasunięciu orłowsko-boguszowickim w obszarze GZW (ryc. 1 i 2; Kotas 1982, 1985a, b; Pożaryski i in. 1992). W części wschodniej Brunovistulicum (na wschód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego) deformacjom typu fałdowego i fałdowo-blokowego uległy skały paleozoiczne przylegające od południowego zachodu do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, w obszarze między Tarnowskimi Górami, Siewierzem i Krzeszowicami oraz te występujące w północnej części GZW (ryc. 2). Na pozostałym obszarze, obejmującym południowo-wschodnią i południową część Brunovistulicum, utwory paleozoiczne wykazują blokowy styl budowy (ryc. 2).

Blok małopolski

Południowo-zachodnią granicę bloku małopolskiego stanowi strefa uskokowa Kraków–Lubliniec, a częściowo też strefa uskokowa Odry (ryc. 1). Natomiast jego północno-wschodnia granica przebiega wzdłuż dyslokacji świętokrzyskiej, która w kierunku południowo-wschodnim ciągnie się od Sandomierza aż po okolice Lubaczowa (Buła & Habryn, 2008). W tę stronę zarówno blok małopolski, jak i dyslokacja świętokrzyska przechodzą na terytorium Ukrainy. Północno-zachodnia granica bloku małopolskiego, jak również przedłużenie w tym kierunku dyslokacji świętokrzyskiej ciągle pozostają niejasne.

Prekambryjskie podłoże bloku małopolskiego tworzą słabo przeobrażone (anchimetamorficzne) i silnie tektonicznie zdeformowane silikoklastyki ediakaru o charakterze fliszowym (ryc. 2). Utwory te stwierdzono w ok. 1000 otworów wiertniczych zlokalizowanych od okolic Częstochowy po Przemysł, pod różnowiekowymi utworami (od ordowiku po miocen; m.in. Jachowicz i in., 2002; Żelazniewicz i in., 2004; Buła & Habryn, 2008 i prace tam cytowane).

Dotychczas nierozpoznane krystaliczne podłoże prekambryjskie bloku małopolskiego — jak wskazują wyniki interpretacji profilu Celebration 02 — występuje dopiero na głębokości poniżej 10 km (Malinowski i in., 2005).

Utwory dolnopaleozoiczne bloku małopolskiego są reprezentowane przez klastyczne skały kambryjskie oraz klastyczne i węglanowe skały ordowiku i syluru (ryc. 2). Kambryjskie klastyki występują tylko w północno-wschodniej części tego bloku — w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich, skąd strefa występowania tych skał przedłuża się w kierunku Stalowej Woli i Lubaczowa (ryc. 2; m.in. Dziadzio & Jachowicz, 1996; Kowalska i in., 2000; Kowalczewski i in., 2006; Buła & Habryn, 2008 i prace tam cytowane). Zróżnicowane litologicznie i facjalnie — klastyczne i węglanowe — utwory ordowiku i syluru na tym bloku zalegają niezgodnie na skałach kambryjskich i ediakarskich (Buła & Habryn, 2008 i prace tam cytowa-

ne). Zachowały się one tylko lokalnie w obrębie struktur blokowych, fałdowych bądź blokowo-fałdowych (ryc. 2).

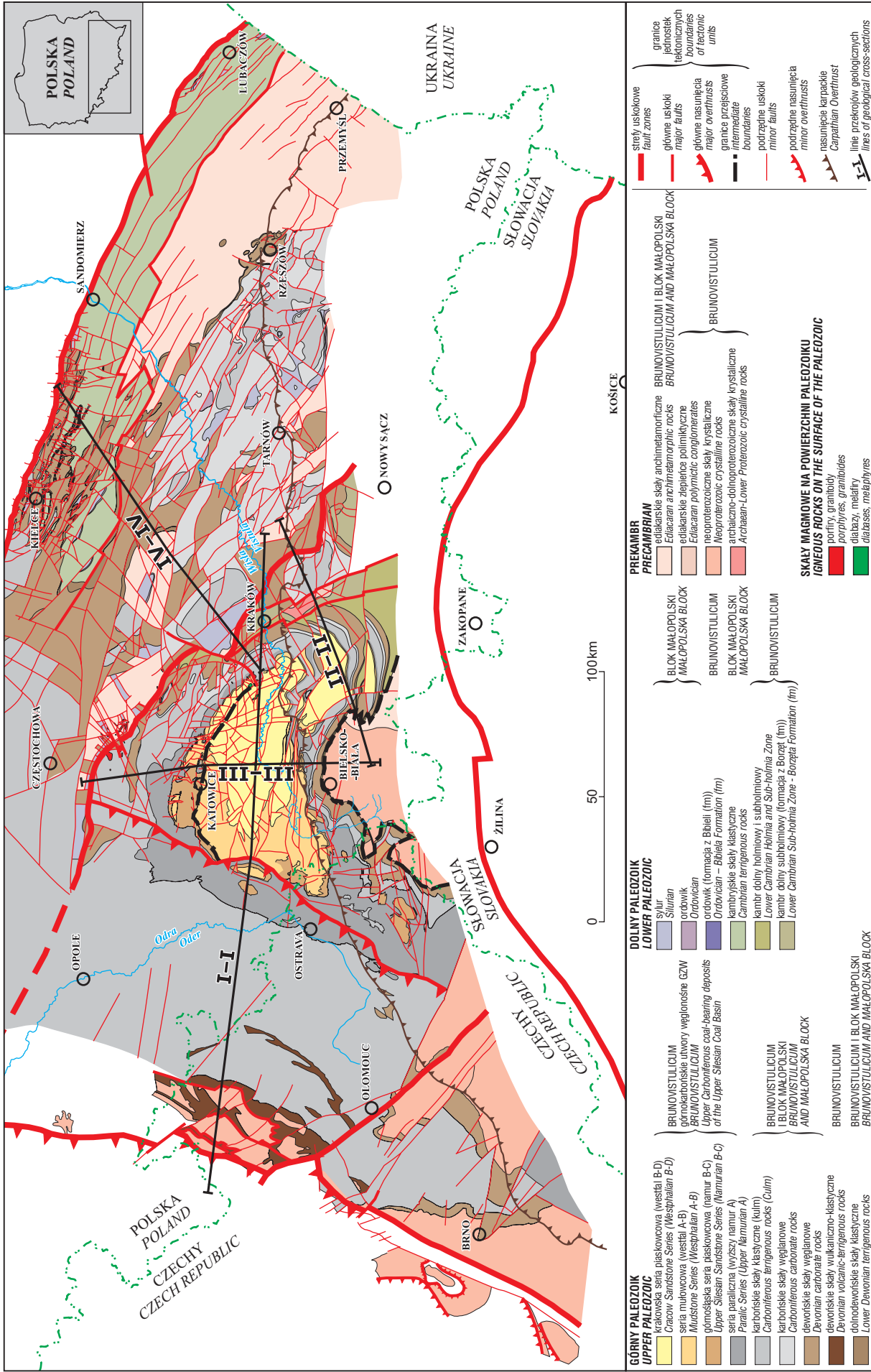
Na skałach prekambryjskich i różnowiekowych skałach dolnopaleozoicznych w obszarze bloku małopolskiego zalegają niezgodnie utwory dewońskie, a lokalnie (w rejonie Dębicy) karbońskie. Skały należące do wymienionych systemów paleozoiku występują tylko w części zachodniej tej jednostki tektonicznej, w obszarze na zachód od linii łączącej miejscowości Sandomierz i Rzeszów (ryc. 2). Utwory dewońskie i karbońskie zalegające na bloku małopolskim wykazują duże podobieństwa w wykształceniu litologicznym do różnowiekowych skał rozpoznanych w części wschodniej i południowej Brunovistulicum. Devon dolny jest reprezentowany przez skały klastyczne typu *old red*, a dewon środkowy i górny przez utwory węglanowe (platforma węglanowa; m.in. Narkiewicz, 2007; Buła & Habryn, 2008 i prace tam cytowane). W profilach karbonu (dolnego) są wyróżniane generalnie dwa kompleksy — węglanowy i klastyczny (kulm), a lokalnie (w obszarze między Tarnowem i Rzeszowem) trzy: węglanowo-klastyczny, węglanowy i klastyczny (kulm; m.in. Narkiewicz, 2007; Buła & Habryn, 2008 i prace tam cytowane).

Utwory paleozoiczne tworzące pokrywę osadową na bloku małopolskim były wielokrotnie poddawane deformacjom tektonicznym oraz epigenetycznej erozji. Zaznaczające się w profilach utworów paleozoicznych luki stratygraficzne (erozyjne) i niezgodności tektoniczne wskazują, że procesy te zachodziły na przełomie kambru i ordowiku, syluru i dewonu, a także po wizenie (lub wczesnym namurze) oraz później — w czasie ruchów alpejskich. Efektem tych procesów jest „mozaikowy” obraz budowy paleozoiku na bloku małopolskim, wyrażający się m.in. obecnością zrębowych struktur utworzonych ze skał ediakarskich oraz pojawiającymi się wśród utworów dewońsko-karbońskich wychodniami starszych skał (ryc. 2).

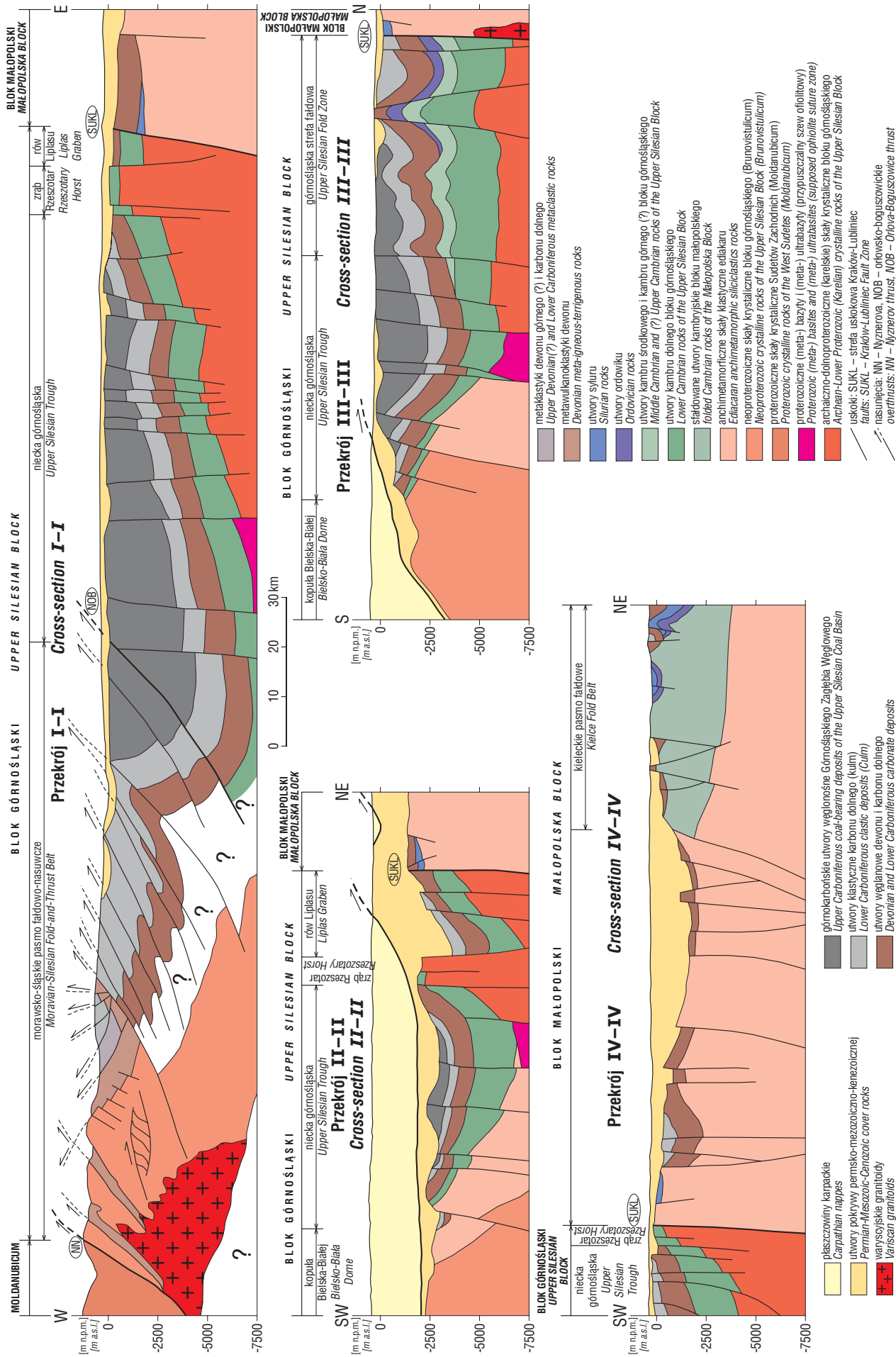
Wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie stylu budowy strukturalnej paleozoicznej pokrywy osadowej bloku małopolskiego. W jego północno-wschodniej części, przylegającej do dyslokacji świętokrzyskiej, a obejmującej rejon kielecki Gór Świętokrzyskich i obszar między Sandomierzem a Lubaczowem, utwory paleozoiczne (od kambru po karbon) wykazują fałdowy styl budowy. W innych rejonach tej jednostki tektonicznej dominują struktury blokowe zbudowane ze skał ediakarskich i różnowiekowych skał paleozoicznych (od ordowiku po karbon; ryc. 2).

Propozycja podziału tektonicznego bloku górnośląskiego i małopolskiego w planie podpermsko-mezozoicznym

Zasięg, granice oraz nazwy wyróżnionych jednostek tektonicznych zostały przedstawione na rycinie 1, natomiast na rycinie 2 jednostki te ukazano na tle mapy geologicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego w planie podpermsko-mezozoicznym. Przekroje geologiczne (ryc. 3), których linie zaznaczono na rycinie 2, zostały w głównej mierze opracowane na podstawie przekrojów zawartych w pracach Pożaryskiego i Tomczyka (1993), Buły i in. (1997b), Żaby (1999), Buły (2000) oraz Schulmanna i Gayera (2000), które zmodyfikowano na podstawie map geologicznych zawartych w atlasie pod redakcją Buły i Habryna (2008).



Ryc. 2. Mapa geologiczna prekambriu i paleozoiku Brunovistulicum i bloku malopolskiego — odkryta po karbon (na podstawie Poprawy & Nemčoka, 1988–1989; Kumpert & Martinca, 1995; Buty i in., 2002; Cymermana, 2004; Buty & Żaby, 2005; Jureczki i in., 2005; Buty & Habryna, 2008)
 Fig. 2. Geological map of the Precambrian and Paleozoic at the Brunovistulicum and Malopolska Block — without formations younger than the Carboniferous (after Poprawa & Nemčok, 1988–1989; Kumpert & Martinca, 1995; Buty et al., 2002; Cymerman, 2004; Buła & Żaba, 2005; Jureczka et al., 2005; Habryna, 2008)



Ryc. 3. Przekroje geologiczne (linie przekrojów zaznaczone na ryc. 2)
Fig. 3. Geological cross-sections (for geological cross-sections lines see Fig. 2)

Jednostki tektoniczne bloku górnośląskiego

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze (ryc. 1–3) rozciąga się w zachodniej części bloku górnośląskiego (a także bloku Brna), w przybliżeniu odpowiada morawsko-śląskiej strefie fałdowej (w ujęciu Kotasa 1982, 1985a, b oraz Pożaryskiego i in. 1992). Obejmuje ono karbońskie utwory węglonośne zachodniej części GZW, a także proterozoiczne i dewońskie skały krystaliczne oraz karbońskie utwory fliszowe położone na zachód od GZW. Jego zachodnią granicę stanowi strefa uskokowa morawsko-śląska, natomiast wschodnią — nasunięcie orłowsko-boguszowickie. Od północy jednostka ta jest ograniczana przez strefę uskokową Kraków–Lubliniec, która ku północnemu zachodowi łączy się najprawdopodobniej ze strefą uskokową Odry. W kierunku południowym omawiana jednostka przechodzi na terytorium Czech. Występujące na tym obszarze utwory proterozoiczne, dewońskie i karbońskie cechują się fałdowo-nasuwczym stylem budowy. Struktury fałdowe wykazują subpołudnikowy przebieg oraz przeważnie wschodnią wergencję. Na zachodzie tej jednostki część nasunięć, rozwiniętych głównie w obrębie utworów dewońskich i karbońskich, odznacza się zwrotem skierowanym ku zachodowi.

Górnośląska strefa fałdowa (ryc. 1–3) obejmuje występujące w północnej części GZW struktury karbońskie wyróżniane jako siodło główne (np. Kotas, 1972, 1982, 1985a, b) oraz położone na północ i północny wschód od granicy GZW — pomiędzy Tarnowskimi Górami, Siewierzem i Krzeszowicami — struktury dewońsko-karbońskie, które wcześniej były włączane m.in. do: krakowskiej gałęzi waryscydu (Bukowy, 1964), antyklinalorium śląsko-krakowskiego (Bukowy, 1972) bądź krakowskiej strefy fałdowej (Kotas, 1982, 1985a, b). Od północy i północnego wschodu jednostka ta jest ograniczona przez strefę uskokową Kraków–Lubliniec, a na południowym wschodzie przez uskok Krzeszowice–Charsznica. Na południu graniczy ona z niecką górnośląską (granica ta ma charakter przejściowy), natomiast na zachodzie — z morawsko-śląskim pasmem fałdowym. Na obszarze górnośląskiej strefy fałdowej występują — pocięte licznymi uskokami — wąsko- bądź szerokopromienne antykliny i synkliny o zróżnicowanych amplitudach. Osie tych struktur — wykazujące znaczne undulacje — na północy omawianej jednostki odznaczają się subrównoleżnikowym przebiegiem, natomiast w południowo-wschodniej części wyginają się ku południowemu wschodowi. Stopień deformacji tektonicznych utworów paleozoicznych w obrębie tej jednostki tektonicznej wzrasta od południowego zachodu w kierunku północno-wschodnim — w miarę zbliżania się do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec.

Niecka górnośląska (ryc. 1–3) obejmuje w całości tzw. nieckę główną (np. Kotas, 1972, 1982, 1985a, b), wyraźnie zaznaczającą się zarówno w strukturze karbońskich utworów węglonośnych GZW, jak i w podścielających je starszych utworach karbońskich oraz dewońskich (Buła & Habryn, 2008). Oś tej struktury biegnie łukiem od zachodu w kierunku południowym, od okolic Żor po rejon Zawoi. Jednostka ta od zachodu graniczy

z morawsko-śląskim pasmem fałdowym wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego, a od południa z kopułą Bielska-Białej. Od południowego wschodu kontaktuje tektonicznie ze zrębem Rzeszotar. Niecka górnośląska jest poprzecinana przez liczne, przeważnie subrównoleżnikowe uskoki o znacznych amplitudach zrzutu, dochodzących nawet do 1000 m, które schodowo przemieszczają utwory paleozoiczne i prekambryjskie w kierunku południowym.

Kopuła Bielska-Białej (ryc. 1–3) obejmuje tarczowato wysklepione ku górze, neoproterozoiczne skały krystaliczne oraz anchimetamorficzne utwory klastyczne ediakaru występujące tu pod osadami mioceniowymi, na które nasunięte są utwory fliszu karpackiego. Struktura ta — określana dotychczas jako wyniesienie lub rygiel Bielska-Białej–Andrychowa (Kotas, 1972) — od północy, zachodu i wschodu jest otoczona wychodniami różnowiekowych skał paleozoicznych tworzących południowe skrzydło niecki górnośląskiej.

Zrąb Rzeszotar (ryc. 1–3) określany m.in. jako wypiętrzenie rzeszotarskie (Konior, 1974) — stanowi wąski element strukturalny o subpołudnikowym przebiegu (NNW–SSE), ciągnący się od północnych granic Krakowa, gdzie kontaktuje ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, w kierunku Myślenic–Wiśniewej. Jednostkę tę od wschodu i zachodu ograniczają strome uskoki normalno-zrzutowe o amplitudzie przekraczającej nawet 1500 m. Lokalnie zrąb ten jest przecinany i przemieszczany przez subrównoleżnikowe uskoki poprzeczne. W jego obszarze odsłaniają się na powierzchni podmezozoicznej archaiczno-wczesoproterozoiczne skały krystaliczne, ediakarskie zlepieńce polimiktyczne, dolnokambryjskie skały klastyczne i lokalnie (w rejonie Krakowa) dewońskie skały klastyczne i węglanowe.

Rów Liplasu (ryc. 1–3) tektonicznie graniczy od zachodu ze zrębem Rzeszotar, natomiast jego północno-wschodnią granicę wyznacza strefa uskokowa Kraków–Lubliniec. Tę subpołudnikowo przebiegającą strukturę wypełniają utwory klastyczne kambru dolnego, węglanowe skały dewonu oraz węglanowe i klastyczne (kulm) skały karbonu.

Jednostki tektoniczne bloku małopolskiego

Na obszarze bloku małopolskiego wyróżniono tylko jedną jednostkę tektoniczną dobrze zaznaczającą się na mapie przeglądowej w skali nie większej od 1 : 1 000 000. Jest to **kieleckie pasmo fałdowe** (ryc. 1–3) rozciągające się w kierunku NW-SE wzdłuż północno-wschodniej krawędzi bloku małopolskiego przylegającej do dyslokacji świętokrzyskiej. W jego obrębie występują utwory kambru, ordowiku, syluru, dewonu i karbonu odznaczające się fałdowym stylem budowy. Pod tym względem struktura ta wyraźnie różni się od pozostałej części bloku małopolskiego, gdzie utwory prekambryjskie (ediakar) i paleozoiczne tworzą liczne, przeważnie niewielkie struktury blokowe. Wyjątek stanowi tu rozległa struktura zrębowa utworzona z ediakarskich skał klastycznych odsłaniających się między Baranowem Sandomierskim a Przemyśłem, określana

przez autorów różnych prac jako antyklinorium dolnego Sanu, wyniesienie dolnego Sanu lub masyw leżajski (Leżajska) (np. Mizerski & Stupka, 2005). Południowo zachodnią granicę kieleckiego pasma fałdowego wyznaczono wzdłuż uskoku, które oddzielają skały ediakarskie od kambryjskich. Uskoki te przecinają również młodsze utwory paleozoiczne.

Podsumowanie

Propozycja tektonicznej regionalizacji bloków górnośląskiego i małopolskiego została oparta przede wszystkim na kryteriach tektonicznych. Podjęto też starania, żeby nazwy wydzielanych jednostek w jak największym stopniu określały ich tożsamość strukturalną. Dużą wagę przywiązano do wyznaczenia granic jednostek w taki sposób, aby było możliwe jednoznaczne przedstawienie ich na mapach przeglądowych w skali nie większej niż 1 : 1 000 000. W większości przypadków granice proponowanych jednostek tektonicznych mają charakter uskoku. Zostały one wyznaczone wzdłuż ściśle zdefiniowanych uskoku, stref uskukowych bądź nasunięć. Tylko w dwóch przypadkach granice te są nieco mniej precyzyjne, gdyż mają charakter przejściowy. Jest to północna i południowa granica niecki górnośląskiej. Niecka ta ku północy przechodzi bowiem stopniowo w górnośląską strefę fałdową, natomiast na południu jej granice wyznaczają wschodnie skały paleozoicznych (kambryjskich i dewońskich) otaczających kopułę Bielska-Białej (ryc. 1–3).

Autorzy propozycji uważają, iż GZW nie ma charakteru jednostki tektonicznej i dlatego jej nie wyróżniają. Granica GZW ma w istocie postać linii intersekcyjnej wyznaczającej zasięg karbońskich utworów węglonośnych na powierzchni podpermsko-mezozoicznej i podkenozoicznej w obszarze bloku górnośląskiego. W związku z tym GZW należy traktować jako jednostkę złożowo-ekonomiczną.

Górnośląskie Zagłębie Węglowe znajduje się w większości na obszarze niecki górnośląskiej, jednak jego północna część leży już w obrębie górnośląskiej strefy fałdowej, natomiast zachodnia należy do morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (ryc. 1 i 2). Na tę niejednorodność strukturalną GZW od dawna i wielokrotnie wskazywał Kotas (1972, 1982, 1985a, b), zaliczając jego zachodnią część do struktur strefy morawsko-śląskiej. Podkreślał on również, że zarówno utwory węglonośne, jak i występujące z nimi w ciągłości sedymentacyjnej utwory klastyczne kulmu oraz skały starsze zostały poddane tym samym procesom tektonicznym, które doprowadziły do ukształtowania struktury GZW, a które z największą intensywnością zachodziły pod koniec karbonu. Górnośląskie Zagłębie Węglowe położone jest w całości na bloku górnośląskim, lecz jego granice nie pokrywają się z granicami tej jednostki. Natomiast struktury obserwowane w obrębie GZW przechodzą poza jego granice.

W pracy zaprezentowano tylko podstawowe jednostki tektoniczne bloków górnośląskiego i małopolskiego, które mogą być bez trudu przedstawione na mapach przeglądowych w skali nie większej niż 1 : 1 000 000. W obrębie tych głównych jednostek da się wydzielić liczne jednostki tektoniczne niższego rzędu możliwe do ukazania na bar-

dziej szczegółowych mapach w większych skalach (od 1 : 500 000 do 1 : 50 000). Dotyczy to w szczególności bloku małopolskiego. Podział na jednostki niższego rzędu nie był jednak przedmiotem niniejszej pracy.

Literatura

- BOUČEK B. 1935 — O silurské fauně od Stinavy (západně od Plumlova) na Dražanské vysočině. Čas. Vlasten. Spol. Mus., 48: 129–138.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. 1983 — Ruchy przesuwne w południowej Polsce w paleozoiku. Prz. Geol., 31: 651–658.
- BUKOWY S. 1964 — Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biul. Inst. Geol., 184: 5–34.
- BUKOWY S. 1972 — Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, [W:] Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pr. Inst. Geol., 61: 23–50.
- BUŁA Z. 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Pr. Państw. Inst. Geol., 171: 1–63
- BUŁA Z. & HABRYN R. (red.) 2008 — Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BUŁA Z., HABRYN R., KRIEGER W., KUREK S., MARKOWIAK M. & WOŹNIAK P. 2002 — Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BUŁA Z. & JACHOWICZ M. 1996 — The Lower Palaeozoic sediments in the Upper Silesian Block. Geol. Quart., 40: 299–336.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M. & PŘICHYSTAL A. 1997a — Lower Palaeozoic deposits of the Brunovistulicum. Terra Nostra, 11: 32–38.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M. & ŻABA J. 1997b — Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). Geol. Mag., 133: 669–677.
- BUŁA Z. & ŻABA J. 2005 — Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża, [W:] Jureczka J., Buła Z. & Żaba J. (red.), Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim. Państwowy Instytut Geologiczny, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Warszawa: 14–42.
- BUŁA Z. & ŻABA J. 2008 — Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). Prz. Geol., 56: 473–480.
- BYLINA P., ŻELAŻNIEWICZ A. & DÖRR W. 2000 — Archean basement in the Upper Silesia Block: U-Pb zircon age from amphibolites of the Rzeszotary Horst, [In:] Joint Meeting of Europrobe (TESZ) and PACE Projects. Zakopane/Holy Cross Mountains, Poland, September 16–23, 2000. Abstracts volume. Warszawa: 11–12.
- CEBULAK S. & KOTAS A. 1982 — Profil utworów intruzywnych i prekambryjskich w otworze Goczałkowice IG-1, [W:] Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Sosnowiec. Wyd. Geol., Warszawa: 205–210.
- CHLUPAČ I. 1988 — The Devonian of Czechoslovakia and its stratigraphical significance, [In:] McMillan N.J., Embry A.F. & Glass D.J. (eds.), Devonian of the World. Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System. Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol., 14: 481–497.
- CWOJDZIŃSKI S. & ŻELAŻNIEWICZ A. 1995 — Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego, [W:] Przewodnik 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wrocław. Roczn. Pol. Tow. Geol. — wyd. spec.: 11–28.
- CYMERMAN Z. 2004 — Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block, 1 : 200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DUDEK A. 1980 — The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Roz. ČS. Akad. Věd, Ř. Mat. Přír. Věd, 90: 1–85.
- DZIADZIO P. & JACHOWICZ M. 1996 — Budowa podłoża utworów miocenijskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. Prz. Geol., 44: 1124–1130.
- FATKA O. & VAVRDOVA M. 1998 — Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Menin borehole, southern Moravia). Czech. Geol. Surv. Bull., 73: 55–60.
- FINGER F., HANŽL P., PIN C., VON QUADT A., STEYRER H.P. 2000 — The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? [In:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.), Orogenic processes: Quantifi-

- cation and modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 179: 103–112.
- FINGER F., SCHITTER F., RIEGLER G. & KRENN E. 1999 — The history of the Brunovistulian total-Pb monazite ages from the metamorphic complex. *Geolines*, 8: 21–23.
- HLADIL J. 1988 — Zonality in the Devonian carbonate sediments in Moravia (CSFR), [In:] *Proc. Int. Conf. Bohemian Massif*. Praha: 121–126.
- JACHOWICZ M. 2005 — Ordowickie akritarchy bloku górnośląskiego. *Prz. Geol.*, 53: 756–762.
- JACHOWICZ M. & PŘICHYSTAL A. 1997 — Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. *Věst. Čes. Geol. Úst.*, 72: 329–332.
- JACHOWICZ M., ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., BOBIŃSKI W., HABRYN R., MARKOWIAK M. & ŻABA J. 2002 — Geneza i pozycja stratygraficzna podkambryjskich i podordowickich anchimetamorficznych skał w południowej Polsce — przedpole orogenu neoproterozoicznego? *Arch. Państwowego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec-Warszawa*.
- JURECZKA J., DOPITA M., GAŁKA M., KRIEGER W., KWARCINŃSKI J. & MARTINIEC P. 2005 — Atlas geologiczno-złożowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 1 : 200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KALVODA J., LEICHMANN J., BÁBEK O. & MELICHAR R. 2003 — Brunovistulian terrane (Central Europe) and Istanbul Zone (NW Turkey): Late Proterozoic and Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography. *Geol. Carpath.*, 54: 139–152.
- KETTNER R. & REMEŠ M. 1935 — Objev silurských brádlíc s graptolitovou faunou na Moravě. *Věst. Kral. Čes. Spol. Nauk.*, 16: 1–7.
- KONIOR K. 1974 — Budowa geologiczna wypiętrzenia rzeszotarskiego w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44: 321–375.
- KOTAS A. 1972 — Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych, [W:] *Problemy geodynamiki i tąpnięć*. Komitet Górnictwa PAN, Kraków: 5–55.
- KOTAS A. 1982 — Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, [W:] *Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Sosnowiec. Wyd. Geol., Warszawa: 45–72.
- KOTAS A. 1985a — Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, [W:] *Trzpierczyński J. (red.) Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. 31.05–1.06 1985 Sosnowiec. Wyd. UŚI, Katowice: 17–46.
- KOTAS A. 1985b — Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). 10 Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Madrid 1983. *Compt. Rend.*, 3: 459–469.
- KOWALCZEWSKI Z., ŻYLIŃSKA A. & SZCZEPANIK Z. 2006 — Kambry w Górach Świętokrzyskich, [W:] *Przewodnik 77 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Ameliówka k. Kielc. Warszawa: 14–27.
- KOWALSKA S., KRANC A., MAKSYM A. & ŚMIST P. 2000 — Budowa geologiczna podłoża miocenu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów-Biszczka. *Nafta-Gaz*, 3: 158–178.
- KRAFT P. & MAREK J. 1999 — Silurští graptoliti a hlavonožci z lokality Stinava-Repešský žleb (Drahanska vrchovina, morava). Přírodovědné studie Muzea Prostějovska. Svazek 2: Geologický výzkum okolí Stinavy na Drahanske vrchovině. Muzeum Prostějovska v Prostějově: 1–16.
- KRÖNER A. & MAZUR S. 2003 — Proterozoic and Palaeozoic crustal components across the East/Central Sudetes boundary at the eastern margin of the Bohemian Massif: new U/Pb single zircon ages from the eastern Fore-Sudetic block (SW Poland). *J. Czech Geol. Soc. Abstract Volume*, 48: 83–84.
- KRÖNER A., ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K. & JAECKEL P. 2000 — Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the north-eastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic, [In:] *Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.) Organic process: Quantification and modelling in the Variscan Belt*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 179: 175–197.
- KUMPERA O. 1980 — Structural and geotectonic zonality of the Moravo-Silesian Carboniferous (Bohemian Massif). VII Congr. Int. Strat. Carb. C. R., 6: 191–198.
- KUMPERA O. 1988 — Brunovistulicum ve variskem vyvoji. *Acta Univ. Carolinae, Geol.*, 4: 401–410.
- KUMPERA O. & GRYGAR R. 1997 — Hlavní rysy geologickeho vyvoje a stavby česke části hornoslezské pánve, [W:] *Dopita M. (red.) Geologie česke části hornoslezské pánve*. Min. životního prostředí ČR. Praha: 17–33.
- KUMPERA O. & MARTINEC P. 1995 — The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic basin J. Czech. *Geol. Soc.*, 40: 49–66.
- MALINOWSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., GRAD M., GUTERCH A. & JANIK T. 2005 — Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to paleozoic Europe in SE Poland — Celebration 2000 experiment, profile CEL 02. *Tectonophysics*, 401: 55–77.
- MIZERSKI W. & STUPKA O. 2005 — Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. *Prz. Geol.*, 53: 1030–1039.
- NARKIEWICZ M. 2005 — Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 177: 5–43.
- NARKIEWICZ M. 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, 51: 231–256.
- OBERC J. 1993 — The role of longitudinal dislocation zones and strike-slip transversal deep fracture of Silesia-Lubusza (Hamburg-Kraków) in formation of main zone of meridional folds on Silesia and Moravia areas. *Geol. Quart.*, 37: 1–18.
- OBERC-DZIEDZIC T., KLIMAS K., KRYZA R. & FANNING C.M. 2001 — SHRIMP zircon geochronology of the Neoproterozoic Strzelin gneiss: evidence for the Moravo-Silesian zone affinity of the Strzelin massif, Fore-Sudetic block, SW Poland. *Geolines*, 13: 96–97.
- OBERC-DZIEDZIC T., KLIMAS K., KRYZA R. & FANNING C.M. 2003 — SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic block, Central European Variscides. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 92: 701–711.
- POPRAWA D. & NEMČOK J. (eds.) 1988–1989 — Geological atlas of the Western Outer Carpatians and their foreland. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. & MORYC W. 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, 40: 643–651.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Prz. Geol.*, 41: 683–694.
- RYŁKO W. & TOMAŚ A. 2005 — Basement structure below the West Carpathian-East Carpathian orogen junction (eastern Poland, north-eastern Slovakia and western Ukraine). *Geol. Carpath.*, 56: 29–40.
- SCHULMANN K. & GAYER R. 2000 — A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *J. Geol. Soc. London*, 157: 401–416.
- UNRUG R. & DEMBOWSKI Z. 1971 — Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41: 119–168.
- VAVRDOVA M. 2004 — The Brunovistulicum; assumptions and data. *Z. Deutsch. Ges.*, 155: 1–9.
- VAVRDOVA M., MIKULÁŠ R. & NEHYBA S. 2003 — Lower Cambrian siliciclastic sediments in southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. *Geol. Carpath.*, 54: 67–79.
- ŻABA J. 1994 — Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolnopaleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW — rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków-Myszków (Hamburg-Kraków). *Prz. Geol.*, 8: 643–648.
- ŻABA J. 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 166: 1–162.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BIERNACKA J., BOBIŃSKI W., BUŁA Z., DYMNA K., DZIADZIO P., FLOREK R., FANNING M., HABRYN R., JACHOWICZ M., KOWALSKA S., KOZŁOWSKI W., KRZEMIŃSKI L., MARKIEWICZ J., MARKOWIAK M., NOWAK I., TRELA W., WOŹNIAK P. & ŻABA J. 2004 — Paleozoiczna akrecja Polski — Zadanie 1: Budowa geologiczna bloku górnośląskiego i południowej części bloku małopolskiego — model tektogenezy przedwaryscyjskiej. *Arch. Państwowego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec-Warszawa*.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z. & JACHOWICZ M. 2002 — Neoproterozoic granites in the Upper Silesia massif of Bruno-Vistulicum, S Poland: U-Pb SHRIMP evidence. *Schrift. Deutsch. Geol. Ges.*, 21: 361–362.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., JACHOWICZ M. & ŻABA J. 1997 — Crystalline basement SW of the Trans-European Suture Zone in Poland: Neoproterozoic (Cadomian?) orogen. *Terra Nostra*, 11: 167–171.