

# REGIONALIZACJA TEKTONICZNA POLSKI

**Andrzej ŻELAŻNIEWICZ**

**Paweł ALEKSANDROWSKI**

**Zbigniew BUŁA**

**Paweł Henryk KARNKOWSKI**

**Andrzej KONON**

**Nestor OSZCZYPKO**

**Andrzej ŚLĄCZKA**

**Jerzy ŻABA**

**Kazimierz ŻYTKO**

WROCŁAW 2011

KOMITET NAUK GEOLOGICZNYCH PAN





# REGIONALIZACJA TEKTONICZNA POLSKI

**Andrzej ŻELAŻNIEWICZ**

**Paweł ALEKSANDROWSKI**

**Zbigniew BUŁA**

**Paweł Henryk KARNKOWSKI**

**Andrzej KONON**

**Nestor OSZCZYPKO**

**Andrzej ŚLĄCZKA**

**Jerzy ŻABA**

**Kazimierz ŻYTKO**

Wrocław 2011

ISBN 978-83-63377-01-4

Drukarnia KiD



Nakład: 1000 egz.

## SPIS TREŚCI

- 4 Wstęp
- 5 **PODSTAWY REGIONALIZACJI**
- 6 **CZY REGIONALIZACJA JEST KONIECZNA?**
- 7 **PODZIAŁ OBSZARU POLSKI NA JEDNOSTKI TEKTONICZNE**
- 8 **Polska bez pokrywy kenozoicznej**
- 14 **Polska bez pokrywy permsko-mezozoicznej i dewońsko-karbońskiej**
- 15 **Platforma wschodnioeuropejska**
- 18 **Platforma zachodnioeuropejska**
- 18 **Blok górnośląski**
- 22 **Blok małopolski**
- 25 **Pasma fałdowe Gór Świętokrzyskich i jednostki tektoniczne Polski południowo-wschodniej**
- 28 **Blok dolnośląski**
- 29 **Jednostki strukturalne bloku dolnośląskiego**
- 29 **Zachodnia część bloku dolnośląskiego**
- 33 **Środkowa część bloku dolnośląskiego**
- 36 **Wschodnia część bloku dolnośląskiego**
- 37 **Główne jednostki strukturalne bloku południowowielkopolskiego i jego pokrywy**
- 39 **Orogen karpacki**
- 39 **Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie**
- 39 **Grupa magurska**
- 42 **Grupa średnia**
- 47 **Grupa brzeźna**
- 50 **Zapadlisko przedkarpackie**
- 50 **Masyw Tatr**
- 50 **Piętro krystaliczne – podłoże**
- 51 **Piętro fałdowo-płaszczowinowe – pokrywa**
- 52 **LITERATURA**
- 58 **LISTA TERMINÓW TEKTONICZNYCH**

# K

Komitet Nauk Geologicznych PAN, reprezentujący naukowe środowisko geologiczne kraju, zwrócił uwagę na rosnącą niespójność używanych w literaturze podziałów Polski na jednostki tektoniczne, mnogość nazw stosowanych dla ich opisu, różnorodność kryteriów identyfikujących poszczególne jednostki, jak i niejednoznaczności lub wręcz błędy w terminologii tektonicznej. Zgodność co do diagnozy i postanowienie zarządzenia takiemu stanowi rzeczy nie były jednak naturalnie równoznaczne ze zgodnością poglądów co do różnego typu problemów związanych z tektonicznym podziałem Polski. W roku 2008 regionalizacji tektonicznej Polski została poświęcona konferencja naukowa, zorganizowana przez KNG i Wydział Geologii UW, a także publikacje w *Przeglądzie Geologicznym* (nr 58/5 i nr 58/10). Rozpoczęta w taki sposób dyskusja pozwoliła zarysować stanowiska protagonistów i stworzyć bazę do wspólnych uogólnień.

Zgodnie z intencją KNG ogólnopolska dyskusja powinna w podsumowaniu pozwolić na nakreślenie ogólnych zasad regionalizacji tektonicznej, stworzyć podstawy do pewnego usystematyzowania istniejących podziałów regionalnych, oraz umożliwić zaproponowanie schematu uporządkowania wyróżnionych dotąd jednostek, który mógłby podlegać dalszej ewolucji uzasadnionej przez postęp wiedzy i przyrost nowych danych.

Publiczna debata nie była zbyt szeroko kontynuowana przez środowisko geologiczne. Nie zmieniło to jednak wyjściowej konstatacji wyrażonej przez członków KNG, przeciwnie – raczej ujawniło przyczyny opisanego stanu rzeczy i potrzebę jego naprawy. W związku z tym Komitet Nauk Geologicznych powołał zespół ds. regionalizacji tektonicznej Polski z zadaniem przygotowania próby takiej naprawy. Publikacja niniejsza stanowi wynik prac zespołu i jest owocem dyskusji oraz kompromisowego przekształcenia różnych opinii w możliwie spójną propozycję podziału Polski na jednostki tektoniczne wraz ze wskazaniem ich granic i zasadniczych cech wewnętrznych. Jest to swoista wypadkowa różnych, dotąd publikowanych wersji oraz autorskich poglądów – efekt kompilacji sporządzonej zgodnie z przyjętymi w toku prac ogólnymi zasadami postępowania oraz z podstawowymi, ogólnie uznanymi regułami klasyfikacji naukowej. Propozycja ta, wraz z rozwojem wiedzy, może i powinna podlegać w różnych punktach rewizji, modyfikacjom i ulepszeniom, jednakże bez wprowadzania chaosu terminologicznego i pojęciowego. Komitet Nauk Geologicznych PAN uważa, że przedkładany Państwu tekst, wraz z zawartymi w nim rekomendacjami, może być punktem wyjścia do tak pojętej, konstruktywnej dyskusji, prowadzonej tak w bliższej jak i w dalszej przyszłości.

Andrzej Żelaźniewicz

*Przewodniczący  
Komitetu Nauk Geologicznych PAN*

## PODSTAWY REGIONALIZACJI

**K**ompetentnie sporządzony opis budowy geologicznej obszaru o dowolnej wielkości i przedstawienie modelu jego struktury w przekroju lub na blokdigramie wymaga wyróżnienia jednostek tektonicznych – trójwymiarowych i dwuwymiarowych (uskoki) struktur, które wypełniają przestrzeń geologiczną. Regionalizacja tektoniczna polega zatem na identyfikacji struktur tektonicznych o określonym charakterze, granicach i rozprzestrzenieniu w obrębie danego obszaru – prowincji geograficznej lub kraju. Regionalne jednostki tektoniczne powinny być wydzielane po rozpoznaniu ich budowy wewnętrznej i formy strukturalnej.

Jednostka tektoniczna jest produktem deformacji określonego fragmentu skorupy ziemskiej o dowolnej historii geologicznej – strukturą lub zespołem struktur tektonicznych o swoistych cechach charakterystycznych i rozpoznawalnych granicach, umożliwiających przedstawienie jej na mapie. Mapa geologiczna jest obrazem intersekcji z powierzchnią terenu (albo z dowolnie wybraną powierzchnią ścięcia poziomego) granic ciał skalnych wbudowanych i składających się na współcześnie występujące w skorupie ziemskiej jednostki tektoniczne. Rozpoznanie i wydzielenie tych jednostek jest zawsze ustalaniem stanu dzisiejszego – procedurą badawczą, która powinna być wykonywana zgodnie z ogólnymi zasadami badania naukowego. Wyniki

tej procedury, o ile stosowana będzie ona przez profesjonalistów, powinny być w zasadzie podobne. Różne natomiast – niekiedy nawet diametralnie – mogą być interpretacje ewolucji i procesów prowadzących do wytworzenia dzisiejszego układu jednostek tektonicznych. Rozpoznanie jednostek tektonicznych w danym regionie musi być poprzedzone właściwą identyfikacją jednostek litologicznych (odmian skalnych) oraz odpowiednich jednostek stratygraficznych, co również podlega pewnym, określonym zasadom (por. Racki & Narkiewicz, 2006).

Ciała skalne odwzorowywane na mapach geologicznych dokumentuje się zazwyczaj jako wydzielenia litologiczne lub litostratygraficzne. Jednostki chronostratygraficzne, nierzadko na mapach wyróżniane, w wielu przypadkach nie nadają się dla celów regionalizacji tektonicznej, gdyż ich granice nie muszą i często nie pokrywają się z granicami jednostek litologicznych czy litostratygraficznych, które z natury rzeczy lepiej nadają się do wizualizacji struktur tektonicznych – efektów deformacji skorupy ziemskiej.

Wyróżnienie jednostki tektonicznej powinno być dokonywane po uwzględnieniu dostępnych danych geologicznych oraz geofizycznych i powinno obejmować określenie jej cech diagnostycznych oraz granic strukturalnych z jednostkami sąsiednimi. Jednostki tektoniczne mają granice wyznaczone

---

różnego typu uskokami lub mają granice przejściowe (np. między antyklina i synkliną). Granice te powinny być określane tak, by można je było przedstawić na mapie tektonicznej.

Wskazane jest, by nazwy jednostek tektonicznych były możliwie opisowe, odzwierciedlały obserwacje terenowe oraz wgłębne i odnosiły się do geometrycznej klasyfikacji struktur, a nie do ich interpretacji genetycznej. Zmiany nazwy lub redefinicja wcześniej wydzielonej jednostki tektonicznej powinna być podejmowana jedynie w uzasadnionych przypadkach i dokonywana poprzez wykazanie merytorycznych wad definicji dotychczasowej oraz zalet nowej propozycji, z zachowaniem przyjętych reguł postępowania – chodzi o wskazanie czytelnego uzasadnienia, dlaczego „nowe jest lepsze od starego”. W przypadku istnienia w literaturze większej liczby nazw na określenie redefiniowanej jednostki tektonicznej dość naturalne jest respektowanie priorytetu nazwy najstarszej lub najbardziej powszechnie stosowanej, o ile podstawa jej wydzielenia nie stoi w sprzeczności z przyjętymi regułami i zaleceniami, co nakazywałoby zaprzestania posługiwania się nią. Podobnie ma się rzecz z terminami

używanymi równocześnie, np. „rów przedgórski” i „zapadlisko przedgórskie”. W dalszej perspektywie, w obiegu powszechnym zostanie termin bardziej przyswojony, bo częściej w literaturze używany.

Choć istniejące podziały regionalne na różnych poziomach szczegółowości mogą być rewidowane – ulepszone, uzupełniane lub zmieniane, należy to czynić bez wprowadzania chaosu – zastępowania starych nazw nowymi bez podania odpowiedniego uzasadnienia, czy też posługiwania się kryteriami nietektonicznymi przy definiowaniu jednostek tektonicznych. Dlatego też wskazane jest, aby wszelkie rewizje dokonywane były rozważnie i odpowiedzialnie, a to powinny ułatwić rekomendowane wyżej ogólne zasady postępowania w takich przypadkach.

Terminologia tektoniczna, stosowana w niniejszym opracowaniu, jest zgodna z rekomendowaną przez Komitet Nauk Geologicznych *Listą Terminów Tektonicznych (Przegląd Geologiczny, 56/10: 892–894)*, przytoczoną na końcu tekstu. Definicje podanych terminów nie odnoszą się do genezy lecz do typu struktur geologicznych i podają ich sens tektoniczny.

## CZY REGIONALIZACJA JEST KONIECZNA?

Tak, bo regionalizacja tektoniczna to identyfikacja i klasyfikacja trójwymiarowych lub dwuwymiarowych elementów strukturalnych skorupy ziemskiej widocznych w obrazie mapy geologicznej, która ilustruje ich dzisiejszy układ przestrzenny. Działania takie należą do podstawowych czynności, jakich należy dokonać w trakcie badań naukowych – ich prowadzenie powinno być zgodne z przyjętymi ogólnie zasadami i kryteriami. Takie sposoby postępowania powinienn wyłączać nadmierną dowolność autorską i – jak to

bywa w praktyce – zastępowanie naukowej klasyfikacji interpretacjami, gdyż te z natury rzeczy podlegają zmianom, a często są obciążone znaczną dozą subiektywizmu (por. Żelaźniewicz, 2008).

Z natury rzeczy regionalizacja tektoniczna kraju przedstawia dziś obserwowany układ struktur tektonicznych w skorupie, który wytworzył się wskutek określonych zdarzeń diastroficznych. Między innymi dlatego nie



można jej użyć wprost do rekonstrukcji paleogeograficznych, ani też do analizy sedimentologicznej basenów, które uległy inwersji, a więc do badania procesów geologicznych poprzedzających to wydarzenie. Konstatacja ta naturalnie nie zmienia faktu tektonicznych uwarunkowań rozwoju basenów przed ich inwersją.

Podstawy poprawnie dokonanej klasyfikacji – w naszym przypadku regionalizacji geologicznej – opatrzonej możliwie jednoznaczną terminologią tektoniczną, nie powinny następnie wymagać gruntownych rewizji, po-

dobnie jak nie wymagają ich podstawy obowiązującej w Polsce od lat regionalizacji fizycznogeograficznej (Kondracki, 2002), mimo nie zawsze fortunnie dobranych nazw regionów fizycznogeograficznych. W obrębie dużych jednostek tektonicznych, widocznych na mapach w małej skali, mogą być naturalnie wydzielane – oczywiście z zachowaniem tych samych zasad identyfikacji i klasyfikacji – jednostki mniejsze, drugiego czy trzeciego rzędu, widoczne na mapach w większej skali. Tak wyróżnione jednostki, dzięki jednolitości kryteriów, powinny być jednoznacznie czytelne dla wszystkich odbiorców i użytkowników informacji geologicznej.

## PODZIAŁ OBSZARU POLSKI NA JEDNOSTKI TEKTONICZNE

Zasadniczym rysem budowy tektonicznej Polski jest pasowy układ struktur powstałych w trakcie orogenez kaledońskiej, waryscyjskiej i alpejskiej przy południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego odzwierciedlający kolejne etapy akrecji kontynentalnej w fanerozoiku. Obszar Polski znajduje się na styku dwóch, odrębnych elementów litosfery tworzących cokoły proterozoicznej platformy wschodnioeuropejskiej<sup>1</sup> oraz młodszej, paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej<sup>2</sup>.

Ze względu na kilkupiętrowość osadowej pokrywy platformowej, dla możliwie klarownego przedstawienia głównych jednostek tektonicznych Polski posłużymy się w tym opracowaniu 3 mapami tektonicznymi w małej skali (~ 1 : 2 700 000). Jedna z tych map prezentuje jednostki widoczne na powierzchni podkenozoicznej (poza obszarem Karpat), druga – jednostki widoczne na powierzchni podpermsko-mezozoicznej, a trzecia – struktury podłoża wychodzące na na powierzchnię poddewońską. Na każdej z tych map czytelne są główne elementy tektoniczne kraju, tworzone przez 3

jednostki najwyższego rzędu – megajednostki (Fig. 1):

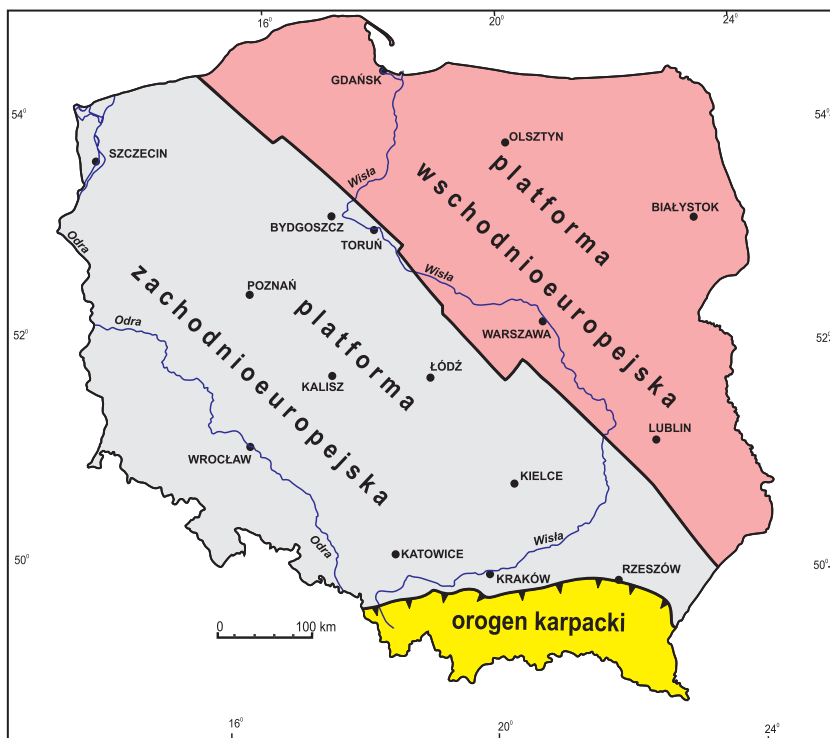
- platformę wschodnioeuropejską,
- platformę zachodnioeuropejską,
- orogen karpacki.

Dość dokładnie odpowiadają one trzem megaregionom wyróżnianym w podziale fizycznogeograficznym Polski (Kondracki, 2002).

Proponowana przez nas praktyka użycia więcej niż jednej mapy w małej skali dla prezentowania wielopiętrowej struktury tektonicznej Polski pozwala na

<sup>1</sup> Platforma wschodnioeuropejska ma paleo- i mezoproterozoiczne podłoże oraz neoproterozoiczną, paleozoiczną i mezozoiczną pokrywę. Ze względu na wiek podłoża, zgodnie z przyjętą w literaturze światowej definicją kratonu, ta megajednostka może być określana także terminem kraton wschodnioeuropejski.

<sup>2</sup> Platforma zachodnioeuropejska ma neoproterozoiczne i paleozoiczne podłoże oraz wielopiętrową pokrywę fanerozoiczną.



**Fig. 1.** Schemat podziału Polski na trzy megajednostki tektoniczne. Za granicę między platformami przyjęto zespół uskoku zrzutowych, znacznie obniżający krystaliczny cokół platformy wschodnioeuropejskiej (por. Fig. 3A, Fig. 8) i wyznaczający NE granicę strefy szwu transeuropejskiego (TESZ; Dadlez, 1993).

łatwiejsze uzyskanie lepiej czytelnego obrazu budowy geologicznej Polski, niż posłużenie się w tym celu tylko jedną mapą, na której – z konieczności – nałożone są wtedy na siebie elementy różnych planów strukturalnych, powstałych w różnym czasie geologicznym, co skutecznie ten obraz zaciemnia (por. Żelaźniewicz, 2008).

## Polska bez pokrywy kenozoicznej

Mapa powierzchni podkenozoicznej przedstawia pasowy układ zarówno jednostek tektonicznych eratemu mezozoicznego (Fig. 2) jak i wychodni systemów mezozoicznych na północ od Sudetów i Karpat. W Polsce południowo-zachodniej dominują utwory triasowe, w środkowej – jurajsko-kredowe, a w północno-wschodniej – kredowe (Fig. 2A). Wskazuje to na obniżanie się spągu mezozoiku i wzrost miąższości utworów permsko-mezozoicznych w kierunku północnym i północno-wschodnim. Obniżanie stropu podłoża postępowało równocześnie z akumulacją osadów w tzw. **basenie polskim**, rozwiniętym w permie i mezozoiku wzdłuż strefy granicznej platform: wschodnioeuropejskiej i zachodnioeuropejskiej, wyznaczającej w ich podłożu szeroką (~200 km), jednak niezbyt precyzyjnie zdefiniowaną, **strefę tzw. szwu transeuropejskiego (TESZ; ang. Trans-European Suture Zone)** o przebiegu NW-SE (Berthelsen, 1992, 1993; Dadlez, 1993, 2006; Pharaoh, 1999). Inwersja basenu polskiego na przełomie kredy i paleocenu doprowadziła do powstania **antyklinorium śródpolskiego**, przyległych **synklinoriów** oraz **monokliny przedsudeckiej i monokliny śląsko-krakowskiej** (Fig. 2).

Intersekcja granic systemów mezozoicznych z powierzchnią podkenozoiczną decyduje o płytkim obrazie budowy geologicznej Polski, widocznym na mapach pozbawionych pokrywy kenozoicznej (Fig. 2, 2A). Na mapach geologicznych Polski, które prezentują mezozoik w podziale na jednostki chronostratygraficzne (np. Dadlez i in., 2000) obecność antyklinorium jest łatwo zauważalna dzięki otoczeniu wychodni systemu jurajskiego przez wychodnie systemu kredowego

(Fig. 2A). Jednakże wyznaczenie pozycji i przebiegu granic antyklinorium z przyległymi synklinoriami tylko na podstawie dwuwymiarowego obrazu tej mapy nie jest możliwe. Struktury te są trójwymiarowe i dlatego ich granice można wyznaczyć dopiero po uwzględnieniu trzeciego wymiaru (Fig. 3). Służą temu przekroje i blokdiagramy – nieodzowne elementy całościowej prezentacji struktur tektonicznych. Antyklinoria i synklinoria, podobnie jak antykliny i synkliny, mają granice przejściowe (nieostre, strefowe), niekiedy trudne do precyzyjnej lokalizacji, a zatem w praktyce, z konieczności, często nieco umowne. Tym niemniej pod uwagę zawsze powinna być brana trójwymiarowa geometria struktur tektonicznych, a nie tylko widziany na mapie obraz intersekcyjny wychodni granic jednostek litologicznych lub stratygraficznych.

Tektoniczna granica szerokopromiennego **antyklinorium śródpolskiego** (ang. *Mid-Polish Anticlinorium*) z **synklinorium szczecińsko-miechowskim** (ang. *Szczecin-Miechów Synclinorium*) nie została dotąd wyznaczona. Tradycyjnie jest ona pojmowana jako granica umowna i miałaby ją stanowić linia intersekcyjna wychodni spągu kredy górnej na powierzchni podkenozoicznej (Pożaryski, 1974). Naturalnie jednowymiarowa linia nie może być utożsamiana z żadną granicą tektoniczną, a wychodnia kredy nie może dzielić antyklinorium od synklinorium, gdyż niezamierzoną konsekwencją strukturalną takiej wadliwej definicji byłaby nonsensowna implikacja, że synklinorium leży ponad antyklinorium. Oczywiście jest, że tektoniczna granica między tymi dwoma trójwymiarowymi strukturami musi być wyznaczona tak, jak czyni się to w przypadku fałdów. Powinna się ona zatem znaleźć pomiędzy strukturalnie najniższym przegubem synklinalnym i strukturalnie najwyższym przegubem antyklinalnym wyróżnialnymi w sfałdowanych powierzchniach spągowych i stropowych poszczególnych systemów mezozoicznych i udokumentowanymi na przekrojach (Fig. 3A). Umownie można przyjąć, że leży ona w przybliżeniu w połowie odległości między tymi przegubami i wyznacza stromą powierzchnię, której intersekcja z powierzchnią podkenozoiczną stanowi na mapie obraz granicy antyklinorium i synklinorium (Fig. 2). Położenie przestrzenne w taki sposób wyznaczonej

granicy tektonicznej odbiega od położenia granic antyklinorium śródpolskiego z przyległymi synklinoriami, przyjmowanych przez Narkiewicza & Dadleza (2008) błędnie – jako tożsamy z chronostratygraficzną granicą jura-kreda, ale i niekonsekwentnie, bo także na podstawie „gradientów morfologii” podłoża podcechsztyńskiego. Wschodnie granic jura-kreda i trias-jura odbiegają dalece od położenia proponowanych w tym opracowaniu granic tektonicznych, co przedstawiono na mapie (Fig. 2), która pokazuje niewłaściwość utożsamiania granic jednostek tektonicznych z granicami jednostek chronostratygraficznych. Antyklinorium śródpolskie bywa też określane terminem „wał”, a przyległe synklinoria terminem „niecka”. W przeszłości terminy te cieszyły się zmienną sympatią u tych samych autorów (por. Pożaryski, 1974). Historycznie priorytetowym jest termin *antyklinorium środkowopolskie* wprowadzony przez Czarnockiego (1951). Opowiadamy się za jego utrzymaniem, lecz proponujemy, idąc za argumentacją Narkiewicza & Dadleza (2008), zastąpienie przymiotnika „środkowopolskie”, niewłaściwie sugerującego ograniczenie położenia antyklinorium do środka Polski, przymiotnikiem „śródpolskie”. Zwolennicy określeń „wał” i „niecki” (np. Narkiewicz & Dadlez, 2008) uważają, że są one bardziej właściwe do określania struktur w obszarach platformowych, a terminy antyklinoria i synklinoria powinny być ograniczone do opisu obszarów orogenicznych. Choć terminologiczne uwypuklenie różnic między obszarami o różnej tektonice mogłoby być zasadne, to sam pogląd jest raczej chybiony. Idąc za tokiem takiego rozumowania również antykliny i synkliny powinny być wyróżniane jedynie w orogenach. Tymczasem struktury takie oczywiście istnieją i na obszarach nieorogenicznych, a definicje fałdu, antykliny czy synkliny żadnego ograniczenia nie podają (patrz *Lista terminów tektonicznych*), więc nie ma też i powodu, by je wprowadzać w odniesieniu do antyklinorium i synklinorium.

Ze względów formalnych i porządkowych wydaje się wskazane odejście od logicznie bezzasadnego, choć praktykowanego, podziału wału na wały, niecki na niecki, itp. Dlatego też antyklinorium i oba przyległe synklinoria proponujemy dzielić na segmenty (Fig. 2), a nie znów na antyklinoria i synklinoria.

Zgodnie z proponowanymi tu kryteriami granicę tektoniczną między synklinorium szczecińsko-miechowskim a **monokliną przedsudecką i monokliną śląsko-krakowską** należałoby przyjmować w miejscu, gdzie spąg i strop triasu monokliny tracą swe homoklinalne nachylenie, ulegają wciągnięciu w brzeżne fałdy synklinorium wraz z wyżej leżącą jurą (Fig. 2, 3A), ponad przyśłokacyjnymi strukturami halotektonicznymi. Strukturalnie powstanie tej granicy było w znacznym stopniu predestynowane aktywnością uskoków w podłożu mezozoiku. W przekroju jest ona widoczna jako stroma powierzchnia tnąca skrzydła brzeżnych fałdów, a jej pionowa projekcja na kenozoiczną powierzchnię erozyjną lub jej intersekcja z tą powierzchnią wyznacza na mapie linię graniczną oddzielającą synklinorium od monokliny. Granicę południowo-zachodnią monokliny przedsudeckiej stanowi **strefa uskokowa Odry** (Fig. 2, 3A).

Konsekwentnie granicę antyklinorium śródpolskiego z **synklinorium kościerzyńsko-puławskim** wyznaczyć należałoby w miejscach zmian upadu sfałdowanych powierzchni granicznych trias-jura i jurą-kreda, pomiędzy strukturalnie najniższym przegubem synklinalnym i strukturalnie najwyższym przegubem antyklinalnym, wyróżnialnymi w sfałdowanych powierzchniach spągowych i stropowych poszczególnych systemów mezozoicznych, czyli postąpić podobnie jak przy wyznaczaniu granicy antyklinorium i synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Fig. 2, 3A).

**Synklinorium kościerzyńsko-puławskie** (ang. *Kościerzyna-Puławy Synclinorium*) określane było dotąd jako synklinorium (niecka) brzeżne i przymiotnik ten zachowuje swój terminologiczny priorytet. Ponieważ jednak nie jest oczywiste, do czego owa „brzeżność” odnosi się w piętrze mezozoicznym, a także biorąc pod uwagę opatrzenie antyklinorium i pozostałego synklinorium nazwami geograficznymi, to dla zachowania jednolitości zamiast określenia „brzeżne” proponujemy określenie „kościerzyńsko-puławskie”. Człon „puławski” naśladuje tu słuszną propozycję Narkiewicza & Dadleza (2008), sugerujących by zastąpił on używany do tego samego celu przymiotnik „lubelski”, który powinien pozostać

zarezerwowany jedynie do określenia rowu mazowiecko-lubelskiego. Takie propozycje wydają się słuszne, bo pozwalają unikać zbędnego zamieszania wprowadzanego przez dublowanie nazewnictwa i posługiwanie się podobnie, lub wręcz identycznie brzmiącymi terminami dla opisu różnych jednostek tektonicznych.

Granice synklinorium kościerzyńsko-puławskiego i **monokliny mazursko-podlaskiej** (Narkiewicz & Dadlez, 2008), w obrębie mezozoicznego piętra pokrywy platformy wschodnioeuropejskiej, trzeba by umieścić w strefie wycienienia warstw kredy na platformie, w skrzydle synklinorium (Fig. 2, 3A). Oś tego synklinorium leży ponad strefą zmian upadów warstw w eratemie triasowym oraz ponad uskoki i wysadami w podłożu, i pokrywa się ze strefą maksymalnych miąższości kredy (Karnkowski, 2008).

Termin **monoklina mazursko-podlaska** (ang. *Mazury-Podlasie Homocline*) został zaproponowany przez Narkiewicza & Dadleza (2008). Opowiadamy się za jego utrzymaniem. Oddaje on dobrze symetryczność struktury mezozoicznego piętra platformowego w Polsce, z centralnie położonym antyklinorium, oddzielonym synklinoriami od monoklin: przedsudeckiej na SW i mazursko-podlaskiej na NE. Termin monoklina mazursko-podlaska lepiej też wyraża rozmiar tej struktury i bardziej pasuje do pozostałych jednostek tektonicznych wyróżnionych w tym piętrze, niż używany dotąd termin platforma wschodnioeuropejska, która jest jednostką wyższej kategorii (Fig. 1, 2).

Antyklinorium śródpolskie zanurza się pod Morze Bałtyckie po stronie NW, a po stronie SE kontynuuje się na terytorium Ukrainy. Zróżnicowanie podłużne wewnętrznej budowy antyklinorium śródpolskiego, uwarunkowane mechanizmem i wielkością subsydencji dna basenu polskiego, sprawia, że jest ono wyraźnie trójdzielne, co pozwala wyróżnić trzy segmenty: pomorski, kujawski i szydlowiecki (Fig. 3B). W części północnej można w antyklinorium wydzielić strukturalnie płytszy **segment pomorski** (ang. *Pomeranian Segment*) i strukturalnie głębszy **segment kujawski** (ang. *Kuivian Segment*) (Fig. 3B).

Wglębna granica między nimi przebiega w przybliżeniu wzdłuż progowego, poprzecznego skłonu podłoża na **linii Świecie–Bydgoszcz** w strefie Poznań-Bydgoszcz-Toruń (Janik i in., 2005; Dadlez, 2006; Narkiewicz & Dadlez, 2008). Projekcję pionową tej granicy na powierzchnię podkenozoiczną zaznaczono na mapie (Fig. 2, 3B). Granicę między segmentem kujawskim i szydłowieckim (Karnkowski, 2008) stanowi skłon podłoża, który tworzy wyraźny próg w dnie basenu polskiego, odpowiadający **uskokowi Grójca** (ang. *Grójec Fault*) (Dadlez, 2006; Janik i in., 2005). Jak podkreślano już wcześniej, budowę antyklinorium i przyległych synklinoriów dobrze charakteryzują mapy ścięcia poziomego (Kotański i in., 1997), jednak z koniecznym ich uzupełnieniem przekrojami poprzecznymi i podłużnymi.

W **synklinorium szczecińsko-miechowskim**, przylegającym do antyklinorium śródpolskiego od strony południowo-zachodniej, można wyróżnić **segmenty: szczecińsko-gorzowski, mogileńsko-lódzki i miechowski** (Fig. 2). Za granicę między segmentami **szczecińsko-gorzowski i mogileńsko-lódzki** należałoby przyjąć strukturę, którą proponujemy wyróżnić jako **pasmo faldowo-uskokowe Drawno-Poznań** (ang. *Drawno-Poznań Fold-and-Fault Belt*). Jest to ciąg antyklin z jurajskimi jądrami, obciętych uskokami i tworzących półzręby lub zręby. Dalej, na południe od Poznania, łączą się one z parokrotnie reaktywowaną strefą uskokową, której najwyraźniejszym elementem jest rów o szerokości 1-3 km, kończący się na SSE permskim **rowem Laskowic Oławskich** (ang. *Laskowice Olawskie Graben*). Cała ta struktura została nazwana przez Sokołowskiego (1972) **rowem poznańsko-gostyńsko-uczeszowsko-oleśnickim**. Biorąc pod uwagę mezozoiczne odmlodzenie uskoków rów ten ograniczających, proponujemy całą tę strukturę nazwać krócej **strefą uskokową Luboń-Brzeg** (ang. *Luboń-Brzeg Fault Zone*).

Segmenty mogileńsko-lódzki i miechowski (Fig. 2) są z kolei rozdzielone strukturą nazywaną niegdyś „rygłem Kodrąbia”, „pomostem przedborskim” i **elewacją radomszczańską** (Pozaryski, 1974). Ponieważ strukturę tę tworzą liczne antykliny

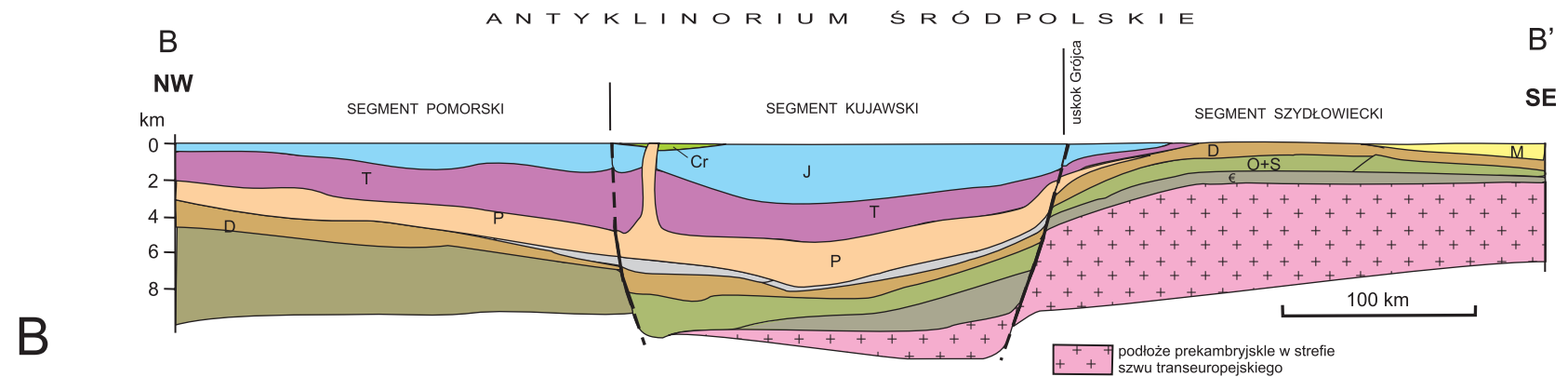
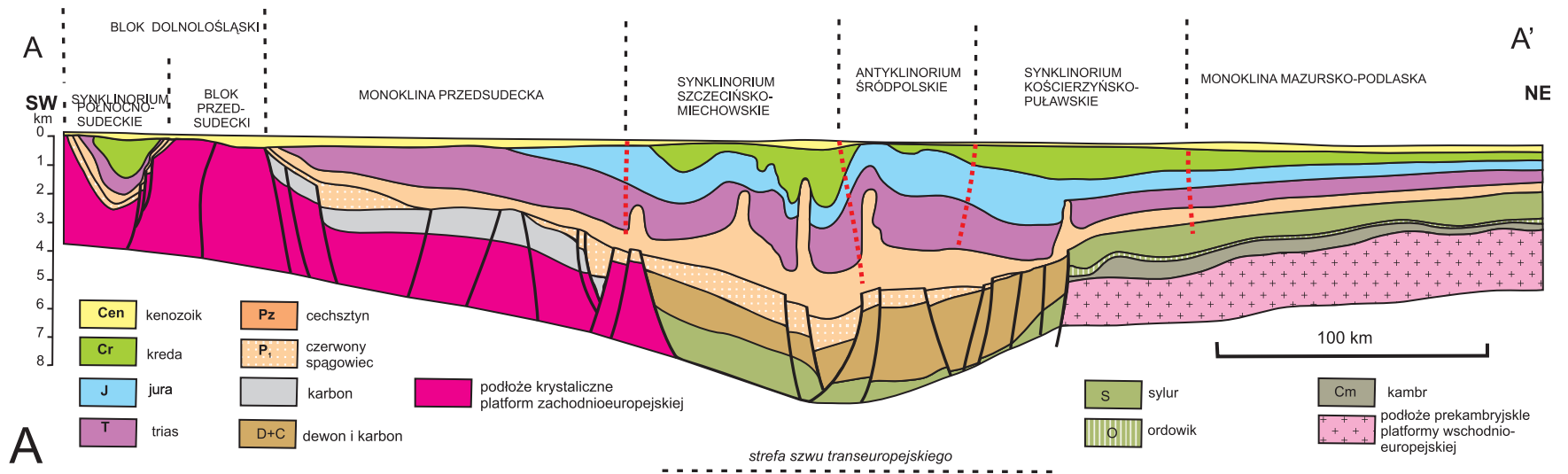
i synkliny, proponujemy określić ją terminem **faldy radomszczańskie** (ang. *Radomsko Folds*), co chyba najlepiej oddaje istotę jej charakteru tektonicznego. W trzeciorzędzie faldy radomszczańskie zostały od północy obcięte przez mioceńską **strefę uskokową Wieluń-Kraśnik** (ang. *Wieluń-Kraśnik Fault Zone*), z którą związany jest **rów Kleszczowa** (ang. *Kleszczów Graben*).

W erze mezozoicznej basen polski kontynuował się ku SE, poza „skłon Grójca”, na obszar tzw. mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, które w małym tylko stopniu uległo wtedy subsydencji. Strukturalnie obszar ten należy do **segmentu szydłowieckiego** (ang. *Szydłowiec segment*; Karnkowski, 2008) antyklinorium śródpolskiego i obejmuje obrzeża przyległych synklinoriów. Segment ten różni się znacznie od sąsiedniego **segmentu kujawskiego**, gdyż w jego jądrze znajduje się, wynurzające się ku SE spod mezozoiku, paleozoiczne **pasmo faldowe Gór Świętokrzyskich** (Fig. 2, 3B).

W **synklinorium kościerzyńsko-puławskim**, podobnie jak we wcześniej wspomnianych jednostkach, można wyróżnić także trzy części – **segmenty: kościerzyński, warszawski (płocki) i puławski (lubelski)** o nieco umownych granicach. W ich podłożu wyznaczają je różnice w położeniu spągu mezozoiku, przy czym strukturalnie najgłębszy jest segment warszawski. Taki układ odpowiada zróżnicowaniu miąższości systemów mezozoicznych obserwowanemu wzdłuż antyklinorium śródpolskiego (Fig. 3B). Progi obecne w podłożu antyklinorium przedłużają się, choć mniej wyraźnie, w progi podłoża synklinorium i pokrywają się z przedłużeniem w kierunku NE uskoku Świecie-Bydgoszcz i uskoku Grójca (Narkiewicz & Dadlez, 2008).

W obrębie wymienionych wglębnych jednostek tektonicznych pierwszego rzędu można wyróżnić mniejsze struktury drugiego i trzeciego rzędu, np.: synkliny i antykliny, które daje się przedstawić na mapach i przekrojach w większej skali aż do 1 : 50 000 lub 1 : 25 000 (np. Dadlez i in., 1998; Wagner i in., 2002; Krzywiec, 2006). Należy przy tym przestrzegać tych samych zasad





i tego samego toku postępowania jak przy wyróżnianiu struktur 1-szego rzędu, widocznych na mapach w małej skali (1 : 4 000 000 do 1 : 1 000 000). Część z nich ma już swoje lokalne nazwy, jak np. antyklina Kołobrzegu, synklina Trzebiatowa, antyklina Piły, inne czekają na szczegółowy opis i wyróżnienie w toku dalszych badań strukturalnych i prospekcyjnych. W obrębie jednostek tektonicznych 1-szego rzędu, które odsłaniają się na powierzchni w Tatrach, w Górach Świętokrzyskich i w Sudetach, rozpoznano i nazwano wiele struktur niższych rzędów. Ich omówienie wykracza jednak poza ramy tego opracowania.

**Monoklina przedsudecka** (ang. *Fore-Sudetic Homocline*), wyróżniona po raz pierwszy przez Tokarskiego (1958), zbudowana jest z utworów permsko-triasowych. Od strony SW graniczy ona, poprzez strefę uskoku Odry, z synklinorium północnosudeckim, Sudetami Zachodnimi i Sudetami Wschodnimi, a częściowo skryta jest pod północnym skrajem **niecki opolskiej** (ang. *Opole Trough*). Od strony NE monoklina graniczy z segmentem mogileńsko-łódzkim synklinorium szczecińsko-miechowskiego, a na N z segmentem szczecińsko-gorzowskim tego synklinorium (Karnkowski, 2010).

**Monoklina śląsko-krakowska** (ang. *Kraków-Silesian Homocline*) zbudowana z różnych ogniw triasu i jury rozdzielanych przerwami sedymentacyjnymi i niezgodnościami kątowymi, leży strukturalnie ponad północną częścią pasma fałdowego morawsko-śląskiego, ponad północną i północno-wschodnią częścią zapadliska górnośląskiego, ponad strefą uskoku Kraków-Lubliniec i ponad południowo-zachodnim skrajem bloku małopolskiego. Na wschodzie graniczy ona z segmentem miechowskim synklinorium szczecińsko-miechowskiego, na południu chowa się pod Karpatami, na zachodzie pod niecką opolską, a na północy przechodzi w monoklinę przedsudecką (Fig. 2). Podłoże platformy zachodnioeuropejskiej, widoczne na powierzchni podkenozoicznej (Fig. 2), zostanie scharakteryzowane poniżej, w rozdziałach poświęconych Polsce bez pokrywy permsko-mezozoicznej i dewońsko-karbońskiej oraz orogenowi karpackiemu.

## Polska bez pokrywy permsko-mezozoicznej i dewońsko-karbońskiej

Mapa jednostek tektonicznych na powierzchni podpermsko-mezozoicznej (Fig. 4) uwidacznia już wyraźniej strukturę **platformy wschodnioeuropejskiej** i **platformy zachodnioeuropejskiej**, niż mapa powierzchni podkenozoicznej. Dane niezbędne do regionalizacji tektonicznej dolnego piętra platformy zachodnioeuropejskiej pochodzą jedynie z wierceń lub badań geofizycznych, ich interpretacja jest przedmiotem dyskusji, a badania wymagają kontynuacji. Na powierzchni podpermskiej poza platformą wschodnioeuropejską widoczne są skały należące do piętra dewońsko-karbońskiego pokrywy platformy zachodnioeuropejskiej, spod których wyłaniają się na wschodzie elementy pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich<sup>3</sup> i neoproterozoiczne podłoże bloku małopolskiego (tzw. antyklinorium górnego Sanu), na południu – fragmenty dolnopaleozoicznej pokrywy bloku małopolskiego, a na zachodzie – orogen warwscyjski (blok dolnośląski) wraz z jego przedpołem ujętym w wielkopolskie pasmo fałdowo-nasuwcze i morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze (Fig. 4). Mapa, która powstaje po usunięciu dewońsko-karbońskiego piętra pokrywy platformowej, odsłania głębsze podłoże platformy zachodnioeuropejskiej i pozwala na ukazanie „głębokiego” obrazu budowy geologicznej Polski oraz na schematyczną regionalizację tektoniczną kraju (Fig. 5).

Granicę między platformą wschodnioeuropejską i zachodnioeuropejską stanowi strefa tzw. szwu transeuropejskiego (TESZ), o przebiegu NW-SE

<sup>3</sup> Pasma fałdowe Gór Świętokrzyskich stanowi fragment podłoża platformy zachodnioeuropejskiej o złożonej dwupiętrowej budowie. W strefie kieleckiej tego pasma, do dolnego piętra strukturalnego należy sfałdowana sukcesja kambryjsko-sylurska, podczas gdy górne piętro strukturalne reprezentowane jest przez leżące ponad nimi niezgodnie, słabiej sfałdowane utwory dewonu i karbonu. Strefa łysogórska prawie w całości należy do piętra górnego, które zastało sfałdowane w karbonie.



(Berthelsen, 1992,1993; Pharaoh, 1999), uważana za produkt, równoczesnej z rozwojem orogenu kaledońskiego w Skandynawii, wczesnopaleozoicznej akrecji terranów (*blok pomorski, blok łysogórski, blok małopolski, blok Górnego Śląska*), o bałtyckiej lub pery-gondwańskiej proveniencji, które zostały dobudowane do południowo-zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, stanowiącej część paleokontynentu Baltiki (Franke, 1995; Dadlez, 2000; Dadlez i in., 2005; Nawrocki & Poprawa, 2006; Nawrocki i in., 2007). Jednostki te, należąc do platformy zachodnioeuropejskiej, tworzyły podłoże dla rozwoju waryscyjskiej pryzmy orogenicznej, której część zewnętrzną budują pasma fałdowe lub fałdowo-nasuwcze Wielkopolski i strefy morawsko-śląskiej, a część wewnętrzną blok dolnośląski wraz z Sudetami (Fig. 4).

## Platforma wschodnioeuropejska

W granicach Polski kratoniczne podłoże **platformy wschodnioeuropejskiej** tworzone jest przez paleo- mezoproterozoiczne kompleksy metamagmowe i metaosadowe cyklu swekofeńskiego o wieku protolitów 2.1–1.8 Ga. Występują one w NE-SW biegnących pasmach, które należą do fennoskandzkiej części Bałtyki (Bogdanowa i in., 2005). Pasma te są dobrze czytelne w obrazie anomalii magnetycznych i grawimetrycznych, ale ich pozycja geodynamiczna jest niejasna (terrany?). W skały te, w okresie 1.55–1.45 Ga, intrudowały granity typu A. Ostatnio próbuje się je przypisać bliżej dotąd nieokreślonemu „danopolskiemu” wydarzeniu orogenicznemu, lecz brak jest przesłanek mogących tę tezę zweryfikować. Kolejne epizody magmowe wieku 640–550 Ma i ~350 Ma przejawiały się: (1) trapowym wulkanizmem bazaltów alkalicznych, trachyandezytów oraz toleitów kwarcowych w kriogenie i ediakarze, a także (2) lokalnymi intruzjami sjenitów we wczesnym karbonie.

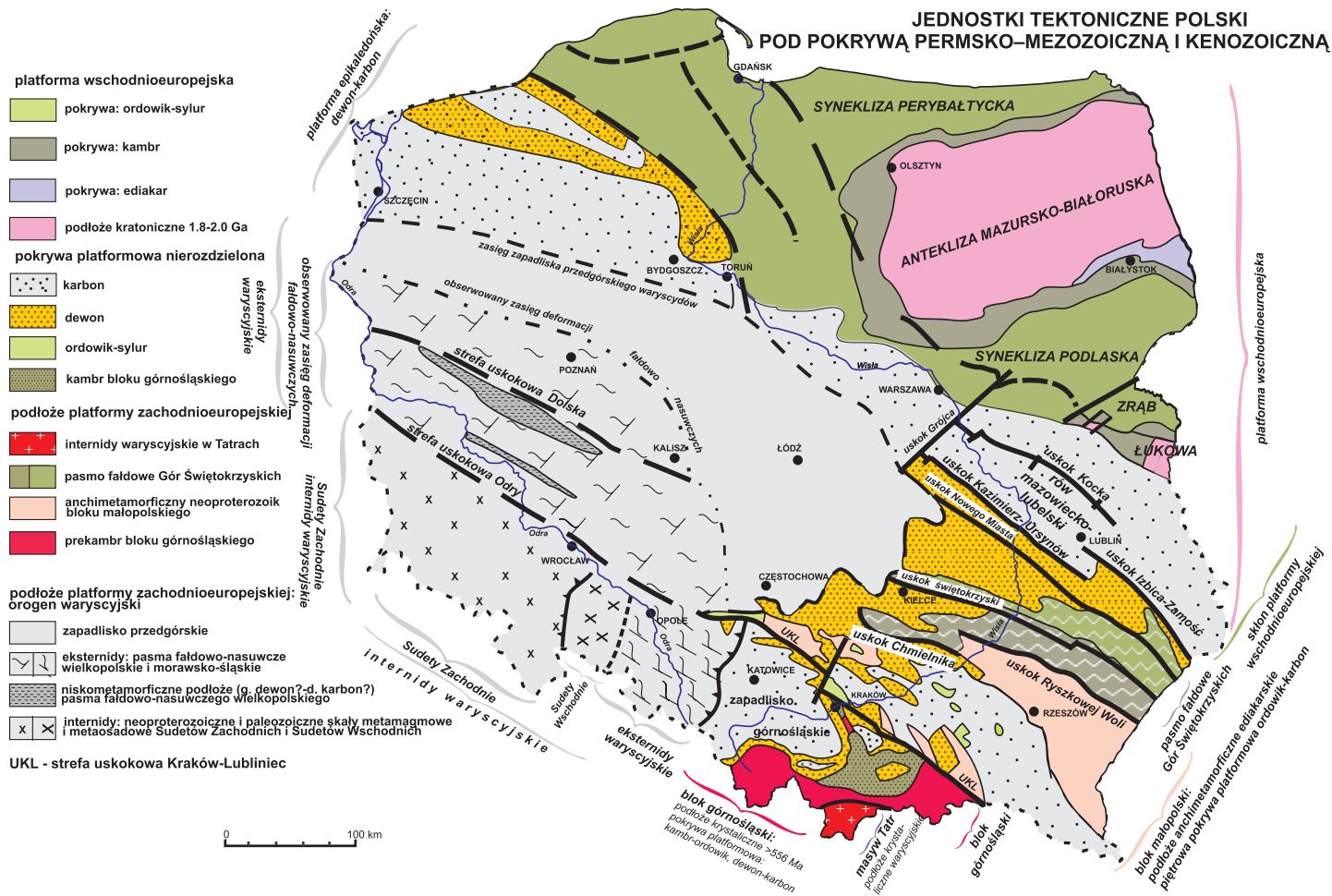
Prekambrjski, krystaliczny fundament platformy został nawiercony w antekklizach (Fig. 4). Choć rdzeniowanie nie było kompletne, to dzięki badaniom

zachowanych rdzeni wiertniczych, poznano wiele cech cokołu **kratonu wschodnioeuropejskiego** (ang. *East European Craton*) w jego SW zakończeniu. W planie podpermskim w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej wyraźnie rysują się duże struktury tektoniczne. Są to: **synekliza perybałtycka**, **antekkliza mazursko-białoruska** i **synekliza podlaska** (Fig. 4, 5).

Jądro **antekklizy mazursko-białoruskiej** (ang. *Mazurian-Belorussian Anteclyse*) zbudowane jest z paleoproterozoicznych skał magmowych (1,83–1,81 Ga) i metaosadowych (Krzemińska, 2010). Skrzydła antekklizy tworzone są przez utwory platformowe kriogenu (Polesie fm.), a ponad nimi, z niezgodnością erozyjną lub też bezpośrednio na krystaliniku, zalega ediakarska sukcesja epikontynentalna, która przechodzi w sukcesję dolnopaleozoiczną, z przejawami regresji i erozji z końcem środkowego kambru i w późnym kambrze, która pojawiła się powierzchni podpermskiej czy też podtriasowej wskutek erozji przed permem lub triasem. Te sukcesje osadowe znajdują się przede wszystkim w syneklizach.

Zgodnie z definicjami antekklizy i synklizy (*Lista terminów tektonicznych*), struktury te mają granice typu przejściowego, przez co dokładna ich lokalizacja może być utrudniona, zwłaszcza przy jedynie wiertniczym rozpoznaniu tych struktur. Ze względów praktycznych, przy uwzględnieniu skutków wspomnianej erozji, na mapie powierzchni podpermskiej w skali 1:4 000 000 granice te wyznaczono wzdłuż linii intersekcyjnej kontaktu fundamentu krystalicznego i pokrywy osadowej (Fig. 4, 5).

W syneklizie podlaskiej (podlasko-lubelskiej) sukcesja ediakarska ujęta jest w 5 formacji, a w mułowcach najwyższej z nich znajduje się granica prekambr/kambr. Sukcesja dolnopaleozoiczna najszerzej rozwinęła się w **syneklizie perybałtyckiej** (ang. *Peri-Baltic Syneclise*). Obrzeżając od W antekklizę mazursko-białoruską kontynuuje się ona w **syneklizie podlaskiej** (ang. *Podlasie Syneclise*), a dalej ku S okala **zrąb Łukowa** (ang. *Luków Horst*) (Fig. 5).



**Fig. 4.** Mapa głównych jednostek tektonicznych Polski platformy wschodnioeuropejskiej i platformy zachodnioeuropejskiej pod pokrywą permsko-mezozoiczną i kenozyiczną.

**Fig. 5.** Mapa głównych jednostek tektonicznych Polski wychodzących na powierzchnię poddebową poza obszarem orogenu waryscyjskiego.

## MAPA POWIERZCHNI PODDEWOŃSKIEJ poza obszarem orogenu waryscyjskiego

- platforma wschodnioeuropejska**
- pokrywa: ordowik-sylur skłon Słupsk-Zamość
  - pokrywa: ordowik-sylur
  - pokrywa: kambr
  - pokrywa: ediakar
  - podłoże kratoniczne 1.8-2.0 Ga
- platforma zachodnioeuropejska**  
pokrywa:
- ordowik-sylur
  - kambr bloku górnośląskiego
- podłoże:**
- orogen kaledoński: pasmo fałdowe pomorsko-kujawskie
  - pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich
  - orogen waryscyjski
  - internidy waryscyjskie w Tatrach
  - obrzeże pasma anchimetamorficznego w neoproterozoiku bloku małopolskiego
  - neoproterozoik bloku małopolskiego
  - prekambrium bloku górnośląskiego
- UKL - strefa uskokuwa Kraków-Lubliniec**

0 100 km



Wskutek specyficznego położenia przy krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej obie syneklizy otwarte są ku SW, a tworzące je sukcesje dolnopaleozoiczne deponowane były wzdłuż **skłonu platformy wschodnioeuropejskiej** (ang. *East European Platform Slope*) rozpoznawalnego od Słupska przez Lublin po Chełm i Zamość, co pozwala na określenie go nazwą **skłonu Słupsk-Lublin** (ang. *Słupsk-Lublin Slope*) (Fig. 5). Jednym z jego lepiej poznanych fragmentów jest wyróżniany od dawna tzw. skłon lubelski i fakt ten znajduje swe odbicie w proponowanej nazwie całej struktury

Przedstawiona regionalizacja tektoniczna jednostek ujawniających się na powierzchni podpermsko-mezozoicznej (Fig. 4, 5) obejmuje tylko jednostki pierwszego rzędu. Obszar lubelszczyzny, Małopolski i Górnego Śląska daje podstawy do podziałów dokładniejszych (drugiego, trzeciego lub nawet czwartego rzędu). Dobrym przykładem może tu być **pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich** (ang. *Holy Cross Mts. Fold Belt*), które można podzielić na strefy fałdowe łysogórską i kielecką, następnie na synklinoria i antyklinoria, np. synklinorium klimontowskie, a w ich obrębie wyróżnić synkliny i antykliny, np. antyklinę checińską.

## Platforma zachodnioeuropejska

### Blok górnośląski

Na południu Polski są wyróżniane dwie duże, regionalne jednostki tektoniczne reprezentowane przez **blok górnośląski** i **blok małopolski**. Różnią się one przede wszystkim budową prekambryjskiego podłoża, w mniejszym stopniu zróżnicowaniem, z czasem zresztą malejącym, pokrywy fanerozoicznej. W obrębie tej pokrywy, utwory dolnopaleozoiczne wykazują najdalej idące różnice paleofacjalne i paleotektoniczne.

**Blok górnośląski** (ang. *Upper Silesia Block*) stanowi część większej jednostki paleogeograficzno-tektonicznej określanej jako złożony **terrán**

**Brunowistulia** (ang. *Brunovistulia Terrane*) (Finger i in., 2000; Żelaźniewicz i in., 2009), którego północna część rozciąga się od okolic Wiednia–Brna–Wrocławia na zachodzie po strefę uskoku Kraków–Lubliniec na północnym wschodzie (Buła & Żaba, 2005, 2008; Buła i in. 2008). Południowa część tej jednostki zalega w podłożu Karpat i sięga co najmniej po perypienińską strefę uskoku (Fig. 5, 6, 7), być może aż do Turcji (Kalvoda i in., 2003).

Granicę zachodnią terranu Brunowistulii tworzy strefa **nasunięcia moldanubskiego** (ang. *Moldanubian Thrust Zone*) (Franke i Żelaźniewicz, 2002), którą w granicach Polski i w jej najbliższym sąsiedztwie wyznacza waryscyjskie pasmo Starego Miasta (*Starého Města*), z wchodzącym w jego strukturę nasunięciem nyznerowskim, oraz nasunięciem strzeleńskim (Oberc-Dziedzic i in. 2001, 2003). Podłoże Brunowistulii stanowi tu fundament platformy zachodnioeuropejskiej. Pojawia się ono na powierzchni w masywie strzeleńskim i w masywie Jesioników oraz na powierzchni podkenozoicznej w wierceniach, w trójkącie Krasna–Bielsko Biała–Lachowice (Fig. 6). Na pozostałym obszarze podłoże to jest przykryte zdeformowanymi i zmetamorfizowanymi sukcesjami waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej na zachodzie, skałami górnodewońsko-karbońskiego fliszu morawsko-śląskiego pasma fałdowego, kambryjsko-ordowicką epikontynentalną pokrywą epikadomską oraz dewońsko-karbońską sukcesją zapadliska górnośląskiego na wschodzie.

Blok górnośląski jest fragmentem północnej części terranu Brunowistulii. Buła i in. (2008) uznają całą północną część tego terranu za blok górnośląski. **Uskok Hána** (ang. *Hána Fault*) który jest interpretowany jako południowo-wschodnie przedłużenie **uskoku Łaby** (ang. *Elbe Fault Zone*), oddziela blok górnośląski od bloku Brna (Fig. 6, 7). Granice NE bloku górnośląskiego wyznacza **uskok Kraków-Lubliniec** (ang. *Kraków-Lubliniec Fault Zone*), poprzez który sąsiaduje on z blokiem małopolskim, a granicę południową stanowi **perypienińska strefa uskoku** (ang. *Peri-Pieniny Fault Zone*) (Fig. 5, 6). Prekambryjskie podłoże bloku górnośląskiego znane jest z **kopuły Bielska-Białej** (ang. *Bielsko-Biala Dome*), w której występują neoproterozoiczne skały

krystaliczne (660–556 Ma) związane z awalońsko-kadomskimi procesami tektonometamorficznymi (Dudek, 1980; Żelaźniewicz i in. 2009). We wschodniej części bloku, paleoproterozoiczne (2.0 Ga) podłoże, z odziedziczonymi elementami archaicznymi wieku ~2.7 Ga, pojawia się w **zrębie Rzeszotar** (Fig. 6, 7). Na północ i wschód od Bielska-Białej, w wąskim pasie pomiędzy Goczałkowicami, Wysoką, Potrójną i Lachowicami stwierdzono wierceniami silnie tektonicznie zdeformowane (miejscami sphyllityzowane) anchimetamorficzne utwory klastyczne, reprezentujące ediakarski flisz (Cebulak & Kotas, 1982; Jachowicz i in. 2002; Buła & Żaba 2005, 2008; Żelaźniewicz i in. 2009).

**Kopuła Bielska-Białej** (Fig. 6, 7) obejmuje wysklepione ku górze, neoproterozoiczne skały krystaliczne oraz anchimetamorficzne utwory klastyczne ediakaru występujące tu pod osadami mioceńskimi, 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 wyłania się spod różnowiekowych skał paleozoicznych południowego skrzydła zapadliska górnośląskiego.

**Zrąb Rzeszotar** (ang. *Rzeszotary Horst*; Fig. 4, 5, 6, 7) – określany niegdyś, między innymi, jako *wypiętrzenie rzeszotarskie* (Konior 1974), stanowi wąski element strukturalny o prawie południkowym przebiegu (NNW-SSE), kontynuujący się od północnych granic Krakowa, gdzie kontaktuje ze strefą uskoku Kraków-Lubliniec, po Myślenice i Wiśniową. Jednostkę tę od wschodu i zachodu ograniczają, dotychczas bezimienne, strome uskoki normalno-zrzutowe o amplitudzie przekraczającej nawet 1500 m. Lokalnie zrąb ten jest przecinany i przemieszczany przez uskoki poprzeczne. W jego obrębie odsłaniają się na powierzchni podmezozoicznej: dolnoproterozoiczne skały krystaliczne, ediakarskie zlepieńce polimiktyczne, dolnokambryjskie skały klastyczne i lokalnie (w rejonie Krakowa) dewońskie skały klastyczne i węglanowe.

Kopułowato wypiętrzone krystaliczne podłoże bloku górnośląskiego zanurza się ku S i N.

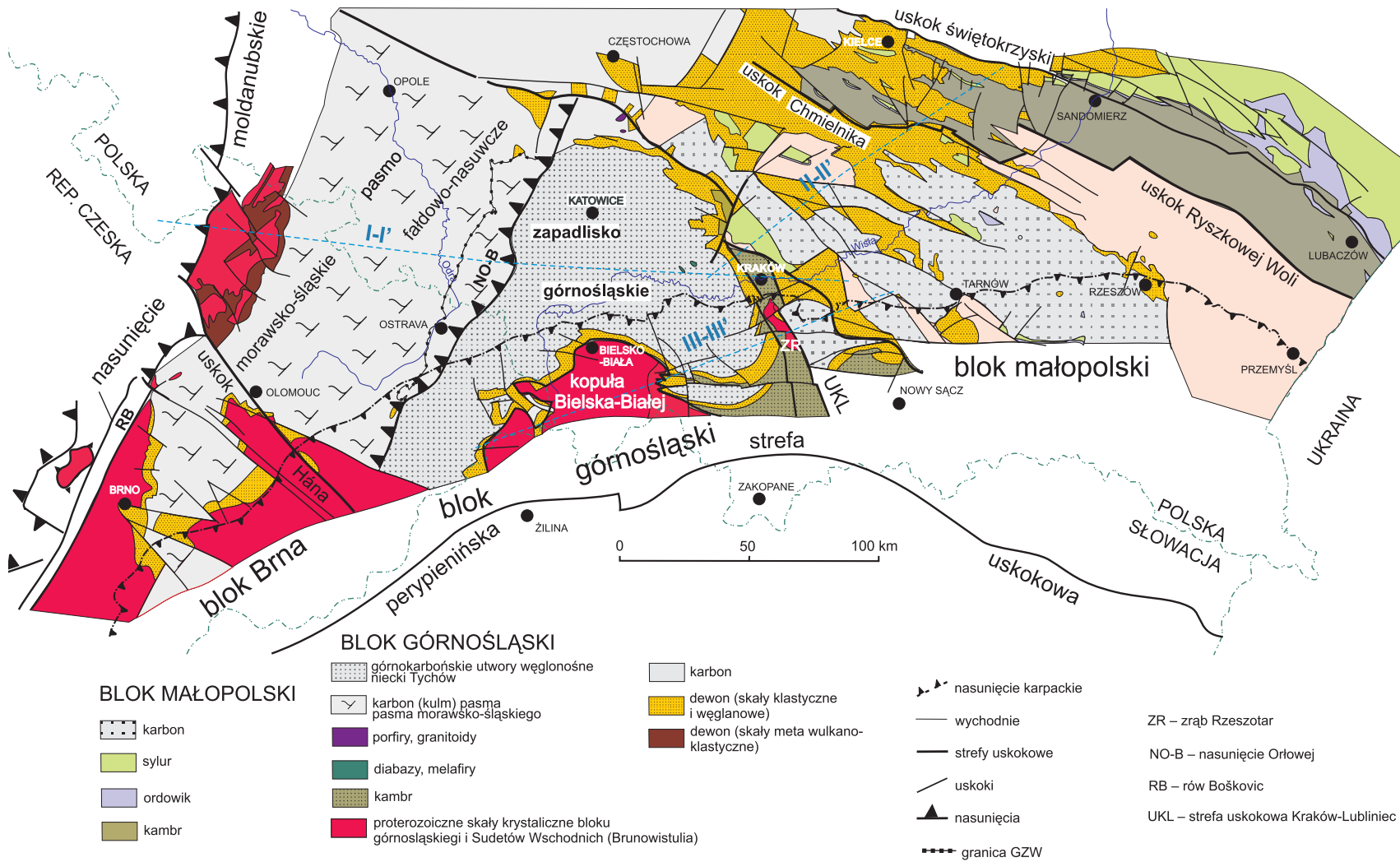
Na obszarze między Cieszynem i Krakowem oraz w rejonie Olkusza, podłoże prekambryjskie bloku górnośląskiego przykryte jest klastycznymi utworami dolnego kambru (por. Buła i in. 2008) i lokalnie środkowego kambru (Sosnowiec IG 1). Wraz z fragmentarycznie rozpoznаныmi klastyczno-węglanowymi utworami ordowiku w NE części bloku tworzą one dolne piętro jego pokrywy platformowej, odsłaniające się na powierzchni podmezozoicznej (Fig. 4, 5, 6, 7). Środkowe piętro tej pokrywy tworzą utwory dewonu (klastyczny old red, wyżej węglany) i karbonu. W NE części bloku na kontakcie skał dewońskich i dolnopaleozoicznych odnotowano niezgodność kątową (ok. 20°).

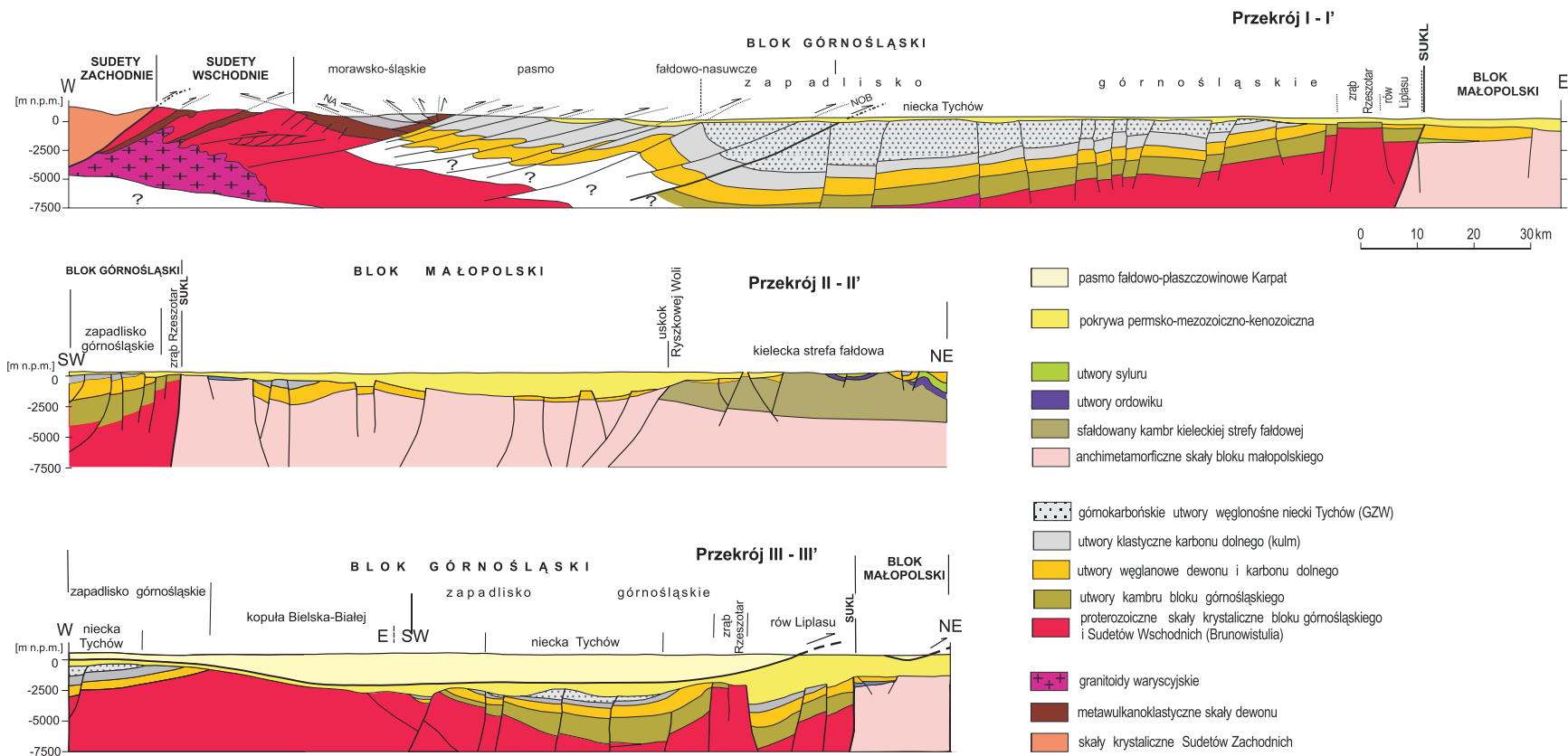
Dewońsko-karbońskie piętro platformy tworzy na bloku górnośląskim rozległe **zapadlisko górnośląskie**<sup>4</sup> (ang. *Upper Silesian Trough*; Fig. 3, 4, 5, 6, 7). Zapoczątkowana w dewonie subsydenca podłoża trwała w karbonie przy diachronicznej zmianie warunków sedymentacji na fliszową/fliszopodobną (kulm) – z polaryzacją od W ku SE i S – zastępowaną od wczesnego namuru po najwyższy westfal przez molasowe utwory węglonośne. Utwory te wypełniają zapadlisko, w którego części produktywnej ulokowane jest Górnośląskie Zagłębie Węglowe<sup>5</sup> (GZW; Fig. 6).

Zapadlisko górnośląskie od zachodu graniczy z **morawsko-śląskim pasmem faldowo-nasuwczym** wzdłuż **nasunięcia orłowsko-boguszowickiego**, a od południa z **kopułą Bielska-Białej**. Od północnego wschodu kontaktuje tektonicznie z blokiem małopolskim wzdłuż strefy uskoku Kraków-Lubliniec.

<sup>4</sup> Termin wprowadzony przez Pożaryskiego (1964).

<sup>5</sup> Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW) nie jest jednostką tektoniczną i dlatego jej nie jest tu wyróżnione. Granica GZW ma w istocie charakter linii intersekcyjnej, wyznaczającej zasięg karbońskich utworów węglonośnych na powierzchni podpermsko-mezozoicznej i podkenozoicznej na obszarze bloku górnośląskiego. Dlatego też GZW należy traktować jedynie jako jednostkę złożowo-ekonomiczną (por. Buła i in. 2008).





**Fig. 6.** Mapa odkryta południowej i południowo-wschodniej Polski (bez pokrywy permsko-mezozoicznej) pokazująca położenie i granice struktur bloku górnośląskiego i bloku małopolskiego oraz jednostek przyległych. Linie I-I', II-II' i III-III' – lokalizacja przekrojów geologicznych z Fig. 7.

**Fig. 7.** Przekroje geologiczne pokazujące pozycję struktur tektonicznych w obrębie bloku małopolskiego i bloku górnośląskiego (część terranu Brunowistulii) oraz jednostek przyległych. I-I' – przekrój W-E od skraju Sudetów Zachodnich po blok małopolski; II-II' – przekrój SW-NE od zapadliska górnośląskiego po pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich; III-III' – przekrój przez blok górnośląski.

W późnym karbonie, w wyniku ruchów tektonicznych orogenezy waryscyjskiej, na zapadlisko górnośląskie, wzdłuż nasunięcia **orłowsko-boguszowickiego** (ang. *Orłowa-Boguszowice Thrust*), zostały nasunięte od zachodu sfałdowane utwory karbońskie **morawsko-śląskiego pasma fałdowego** (ang. *Moravo-Silesian Fold-and-Thrust Belt*). Skały zapadliska uległy deformacjom typu fałdowo-blokowego, zwłaszcza w sąsiedztwie **strefy uskokowej Kraków-Lubliniec** (Fig. 4, 6, 7). Pewne zróżnicowanie stylu tektonicznego zapadliska pozwala na wyróżnienie w jego obrębie 4 jednostek strukturalnych niższego rzędu: **niecki tyskiej** (górnośląskiej), **dębnicko-siewiersko** (górnośląskiej) **strefy fałdowej**, **zrębu Rzeszotar** i **rowu Liplasu** (ang. *Liplas Graben*; por. Buła i in., 2008). Dla uniknięcia niefortunnych wielokrotnych powtórzeń przymiotnika „górnośląski” w nazwie dwóch pierwszych jednostek proponujemy dla ich określenia wprowadzenie nazw: **niecka tyska** (ang. *Tychy Trough*) i **dębnicko-siewierska strefa fałdowa** (ang. *Dębnik-Siewierz Fold Zone*)

**Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze** (Fig. 4, 5, 6, 7) powstało w wyniku kolizji Brunowistulii z terranami masywu czeskiego. Odpowiada ono w przybliżeniu morawsko-śląskiej strefie fałdowej (Kotas, 1982, 1985a, b; Pożaryski i in., 1992) i obejmuje proterozoiczne i dewońskie skały krystaliczne, karbońskie utwory fliszowe, a także karbońskie utwory węglonośne zachodniej części zapadliska górnośląskiego. Jego zachodnią granicę stanowi pasmo fałdowe Starego Miasta (Starého Města), a wschodnią – nasunięcie orłowsko-boguszowickie. Od północy pasmo to jest najprawdopodobniej przecięte przez przedłużenie strefy uskokowej Kraków-Lubliniec ku strefie uskokowej Odry (Fig. 4, 5, 6) i kontynuuje się jako **wielkopolskie pasmo fałdowo-nasuwcze**. W kierunku południowym pasmo morawsko-śląskie przechodzi na terytorium Republiki Czeskiej.

## Blok małopolski

**Blok małopolski** (ang. *Małopolska Block*) stanowi fragment skorupy o prekambryjskim podłożu i trzypiętrowej fanerozoicznej pokrywie platformowej.

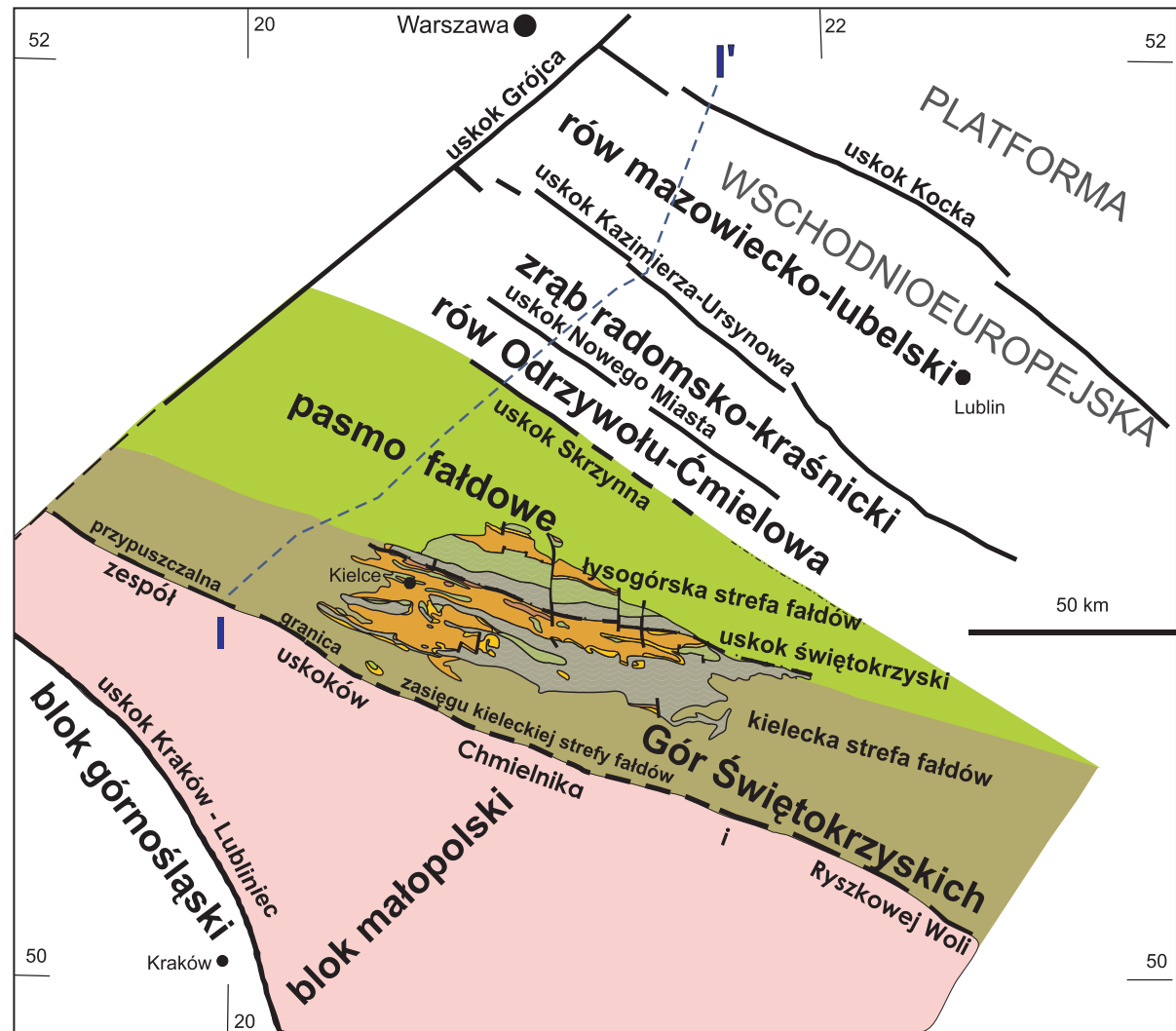
Na SW sąsiaduje on z blokiem górnośląskim poprzez **strefę uskokową Kraków-Lubliniec** (Fig. 4, 5, 6, 7). Wąska strefa uskokowa Kraków-Lubliniec, o szerokości do około 500 m, przecina i przemieszcza wszystkie serie skalne prekambriu i paleozoiku (Żaba, 1994, 1999). Jej północno-zachodnie przedłużenie może obecnie stanowić strefa uskokowa Odry (Fig. 4, 5, 6). Za granicę północno-wschodnią bloku małopolskiego tradycyjnie uznawany jest **uskok świętokrzyski** (ang. *Holy Cross Mts. Fault*), przypuszczalnie kontynuujący się poprzez Sandomierz aż po okolice Lubaczowa (por. Buła i in., 2008). Jednakże za granicę bloku można również przyjąć **uskok Ryszkowej Woli** (ang. *Ryszkowa Wola Fault*), który choć mniej znany od świętokrzyskiego, biegnie najprawdopodobniej dalej ku NE, oddzielając pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich od bloku małopolskiego, na którym pokrywa fanerozoiczna pozostała niesfałdowana (Fig. 4, 5, 6). W kierunku SE zarówno blok małopolski, jak i obie dyslokacje przechodzą na terytorium Ukrainy (Buła & Habryn, 2011; niepublikowane dane). Na powierzchni podewońskiej, jak i podpermskiej, NW granicę bloku małopolskiego, stanowi przypuszczalnie przedłużenie **strefy uskokowej Grójca** (Fig. 2, 3, 4, 5).

Prekambryjskie podłoże bloku małopolskiego tworzą w różnym stopniu tektonicznie zdeformowane silikoklastyki ediakar, o charakterze fliszowym, nieprzeobrażone lub przeobrażone anchimetamorficznie w centralnie usytuowanej strefie szerokości 15–30 km, rozszerzającej się ku SE (Fig. 5). Skały te, występujące od okolic Częstochowy po Przemyśl zostały wykryte w ponad 1000 otworach wiertniczych pod pokrywą platformową tworzoną przez różnowiekowe utwory od ordowiku po miocen (por. Buła i in. 2008; Żelaźnicz i in., 2009).

W NE części bloku małopolskiego, dolne piętro pokrywy jest reprezentowane przez klastyczne i węglanowe skały ordowiku i syluru zalegające niezgodnie na anchimetamorficznych skałach ediakaru (Fig. 4, 5, 6, 7). Zachowały się one tylko lokalnie, podobnie jak i młodsze utwory paleozoiczne, w obrębie niewielkich struktur o charakterze blokowym.



**Fig. 8.** Szkic tektoniczny Polski południowowschodniej (bez pokrywy permsko-mezozoicznej) ilustrujący położenie i granice struktur tektonicznych budujących obszar między blokiem górnoląskim a platformą wschodnioeuropejską. I-I' – linia przekroju z Fig. 9.



Przyjmując za granicę bloku małopolskiego **uskok Ryszkowej Woli**, klastyczne skały kambryjskie, występujące od Kielc przez Stalową Wolę po Lubaczów, sfałdowane po raz pierwszy przed późnym kambrem, należy zaliczać do strefy kieleckiej fałdów pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (Fig. 8, 9). Fałdowy styl tektoniki, obejmujący także utwory ordowiku, syluru, dewonu i karbonu zdecydowanie różni to pasmo fałdowe od bloku małopolskiego i przemawia zatem za usytuowaniem granicy wzdłuż uskoku Ryszkowej Woli (Fig. 4, 5, 6). Kontynuacją tej struktury jest bezimienny dotąd uskok, biegnący ku WNW w okolicy Pińczowa i Jędrzejowa (Fig. 4, 5, 8), który przecina podłużnie podłoże Małopolski, należy do zespołu uskokuw zgodnych z krawędzią platformy (kratonu) wschodnioeuropejskiego. Uskok ten proponujemy nazwać **uskokiem Chmielnika** (ang. *Chmielnik Fault*). Najprawdopodobniej stanowi on naturalną granicę tektoniczną z pasmem fałdowym Gór Świętokrzyskich, którego skrzydło południowo-zachodnie odsłania się jeszcze w **antyklinie Zbrzy** (ang. *Zbrza Anticline*). W związku z powyższym granicę tego pasma z blokiem małopolskim wyznacza para uskokuw Chmielnika na NW i Ryszkowej Woli na SE (Fig. 4, 5, 6).

Środkowe piętro pokrywy bloku małopolskiego stanowią skały dewońskie, a lokalnie (w rejonie Dębicy) bezpośrednio skały karbońskie, zalegające niezgodnie ponad utworami piętra dolnego. Wykazują one duże podobieństwa litologiczne do równoległych skał z bloku górnośląskiego (klastyczny *old red*, węglanowy dewon środkowy i górny). 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 strygraficzne (erozyjne) i niezgodności tektoniczne wskazują, że procesy te

miały miejsce na przelomie kambru-ordowiku, syluru-dewonu i po wizenie (lub dolnym namurze) oraz później – w czasie ruchów alpejskich. Efektem tych procesów jest „mozaikowy” obraz budowy paleozoiku na bloku małopolskim (Fig. 4, 5), wyrażający się m.in. obecnością zrębowych struktur utworzonych ze skał ediakarskich oraz pojawiającymi się wśród utworów dewońsko-karbońskich wychodniami skał starszych. Granice tych struktur, znanych jedynie z otworów wiertniczych, są trudne nawet do zgrubnego, tym bardziej do precyzyjnego, ustalenia.

Między Baranowem Sandomierskim a Przemyślem, ediakarskie skały klastyczne odsłaniają się na powierzchni podmiocieńskiej jak i podpermskiej (Fig. 4) w obrębie struktury, określanej przez jednych autorów jako *antyklinorium dolnego Sanu* (Karnkowski & Oltuszyk, 1968; Pożaryski & Tomczyk, 1968; Pożaryski i in., 1992), a przez innych jako *wyniesienie dolnego Sanu* albo *masyw Leżajska* (Mizerski & Stupka, 2005). W istocie rzeczy jest to fragment wyniesionego, anchimetamorficznego podłoża Małopolski (Fig. 5, 6), pozbawionego tu zupełnie pokrywy paleozoicznej. Fragment ten odcięty jest **uskokiem Ryszkowej Woli** od sfałdowanych warstw kambru, stanowiących strukturalne przedłużenie pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich w kierunku południowo-wschodnim. Od strony SW anchimetamorficzne podłoże niknie pod pokrywą karbońską (Fig. 4, 5, 6), a jego granicę tektoniczną wyznacza uskoku Kraków-Lubliniec. Obszar odpowiadający antyklinorium dolnego Sanu (Fig. 4) jest rzeczywiście częścią dużej struktury antyklinorialnej (Fig. 5) rozpoznanej ostatnio w bloku małopolskim (Żelaźniewicz i in., 2009), która rozpościera się od Żarek po Lesko i Przemyśl, i dalej poza granice Polski, co najmniej po Drohobycz i Stryj na Ukrainie (Buła & Habryn, 2011). Struktura ta w obrębie bloku ujawnia się dzięki wyraźnemu wynoszeniu głębszego podłoża Polski i wycienianiu pokrywy platformowej ku SE, w stronę tarczy ukraińskiej (Fig. 2, 3B, 4, 5). To wyniesienie podłoża może być związane lub uwydatnione aktywnością strefy uskokuwej Grójca (Fig. 3B, 4; Janik i in., 2005), która kontynuuje się pod cienką pokrywą paleozoiczną w sposób geofizycznie dokumentowany co

najmniej do uskoku świętokrzyskiego (Dziewińska & Petecki, 2004; Janik i in., 2005). Na pewno istotną rolę w tym podniesieniu miały przemieszczenia w długowiecznej strefie uskokowej Kraków-Lubliniec.

## **Pasma fałdowe Gór Świętokrzyskich i jednostki tektoniczne Polski południowo-wschodniej**

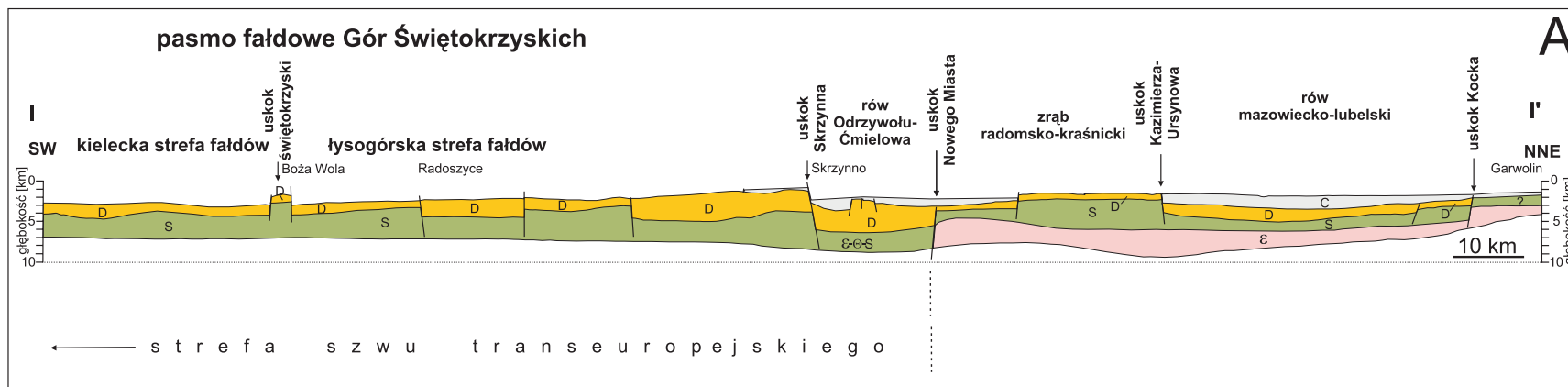
**Pasma fałdowe Gór Świętokrzyskich** jest zwyczajowo uznawane za strukturę rozwiniętą ponad wgłębną granicą bloku małopolskiego i bloku łysogórskiego o słabo poznanym podłożu, przy czym za powierzchniowy przejaw tej granicy przyjmowany jest uskok świętokrzyski (Pożaryski i in., 1992). Tradycyjnie wyróżniana część kielecka tego pasma (Czarnocki, 1919, 1938,) jest zaliczana do bloku małopolskiego. Jak wspomniano, fałdowa tektonika pasma świętokrzyskiego różni je zdecydowanie od bloku małopolskiego, gdzie mocno zerodowana i niekompletna (m. in. bez kambru) pokrywa paleozoiczna pozostała niesfałdowana. Biorąc pod uwagę te różnice i kontakt tektoniczny anchimetamorfiku bloku małopolskiego z osadowymi skałami kambru wzdłuż uskoku Ryszkowej Woli, bardziej zasadna zdaje się propozycja przyjęcia za granicę pomiędzy tymi jednostkami zespołu uskoku: **uskoku Ryszkowej Woli** i **uskoku Chmielnika** (Fig. 4, 5, 6, 8, 9). Klastyczne skały kambryjskie, występujące od Kielc przez Stalową Wolę po Lubaczów, które zostały sfaldowane po raz pierwszy przed późnym kambrem, należałyby zatem zaliczać do strefy kieleckiej fałdów pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (Fig. 8, 9).

**Pasma fałdowe Gór Świętokrzyskich** (ang. *Holy Cross Mountains Fold Belt*) tworzy szereg, rozpoznawalnych kartograficznie (por. Konon, 2008), fałdów o długości fałowej rzędu 1–8 km, które składają się na dwie różne strefy fałdowe: **łysogórską strefę fałdów** (ang. *Lysogóry Fold Zone*) oraz **kielecką strefę fałdów** (ang. *Kielce Fold Zone*). Strefy te rozdzielone są długowiecznym, poligenicznym **uskokiem świętokrzyskim** (ang. *Holy Cross Fault*) o biegu WNW-ESE (Fig. 2, 4, 5, 8, 9)

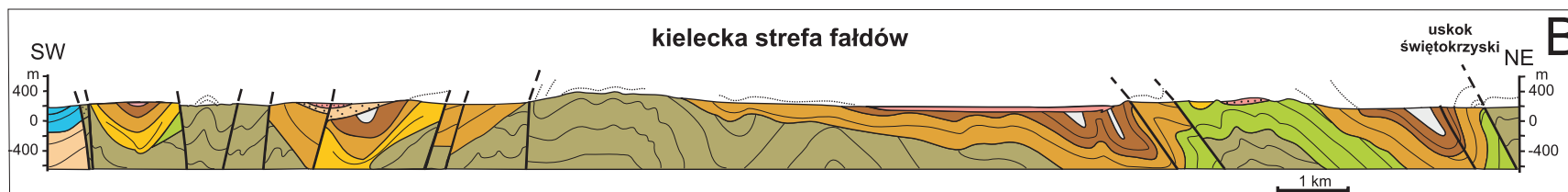
**Łysogórska strefa fałdów** leży pomiędzy uskokiem świętokrzyskim a **uskokiem Skrzynna** (ang. *Skrzynno fault*), który odcina ją od **zrębu radomsko-kraśnickiego** (Fig. 8, 9). Według Kowalczewskiego (1985, 1998, 2002) uskoc ten był aktywny już w późnym paleozoiku, a potem reaktywowany w mezozoiku i kenozoiku (Hakenberg & Świdrowska, 1998). Jego obecność (Pożaryski & Dembowski, 1983) na długości ponad 100 km i głębokości nawet do ponad 10 km potwierdzają wyniki badań geofizycznych (Dziewińska i in., 2000; Kowalczewski, 2002; Dziewińska & Petecki, 2004). Mimo to, część badaczy (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz & Dadlez, 2008) uznaje uskoc Skrzynna za płytką strukturę mezozoiczną i sugeruje, że północno-wschodnia granica łysogórskiej strefy fałdów może być położona bliżej zrębu radomsko-kraśnickiego, wzdłuż uskoku Nowego Miasta (por. Konon, 2008). W łysogórskiej strefie fałdów wyróżnić można struktury niższych rzędów, obejmujące głównie skały kambryjskie tzw. pasma głównego: **synklinę bodzentyńską**, **antyklinę bronkowicką** i kilka mniejszych, tzw. elementów wyspowych (np. Czarnocki, 1950, 1957; Jaroszewski, 1972; Filonowicz, 1966, 1970; Konon, 2008).

**Kielecka strefa fałdów** (ang. *Kielce Fold Zone*) jest ograniczona od NE uskokiem świętokrzyskim. Jej południowo-zachodnia granica, skryta pod pokrywą mezozoiczną, jest trudniejsza do pokazania na mapie, sięga jednak co najmniej do **antykliny Zbrzy** (Konon, 2008). Nie jest jednak wykluczone, że SW granicę tej strefy wyznacza zespół uskoku Chmielnika i Ryszkowej Woli, wzdłuż którego kontaktują tektonicznie ediakarskie, w części anchimetamorficzne skały bloku małopolskiego i warstwy dolnokambryjskie strefy kieleckiej pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (Buła & Habryn, 2008; Buła i in., 2008).

W kieleckiej strefie fałdów warstwy skał paleozoicznych mają większe upady niż leżące ponad nimi warstwy skał mezozoicznych (Filonowicz, 1967; Stupnicka, 1972) o podobnej kompetencji, co sugeruje częściowe sfaldowanie tych pierwszych jeszcze w etapie deformacji późnopaleozoicznych.



C karbon      D dewon      S sylur-kambr      ε ediakar



■ jura   
 ■ trias   
 ■ perm   
 ■ karbon dolny   
 ■ dewon górny   
 ■ dewon środkowy   
 ■ dewon dolny   
 ■ sylur-ordowik   
 ■ ediakar

W zachodniej części tej strefy można wyróżnić szereg fałdów drugiego rzędu, idąc od południa: antyklinę checińską, synklinę gałęzicko-bolechowicką, antyklinę dymińską, synklinę kielecką, antyklinę niewachlowską oraz synklinę miedzianogórską (Czarnocki, 1938, 1961a-f; Filonowicz, 1973, Hakenberg, 1973; Konon, 2008). Fałdy te kontynuują się w kierunku wschodnim, często zmieniają swoją geometrię wzdłuż biegu, nierzadko w formie rozgałęzień (Konon, 2008), co widoczne jest na przekrojach poprzecznych (Czarnocki 1919, 1938, 1961a-f).

**Rów Odrzywołu-Ćmielowa** (ang. *Odrzywól-Ćmielów Graben*) wyróżniony został przez Kowalczewskiego (1981, 1985, 2002) pomiędzy uskokiemi Skrzynna i Nowego Miasta (Fig. 5, 8, 9). Struktura ta jest przedstawiona na mapie geologicznej w skali 1:1 000 000 (Pożaryski & Dembowski, 1983) jako synklina zbudowana ze skał dewońskich i karbońskich, o obu skrzydłach przeciętych uskokiemi podłużnymi. Według Dadleza (2001) może się ona kontynuować również dalej w kierunku południowo-wschodnim. Struktura ta jest stwierdzana także badaniami geofizycznymi i uwidocznia się np. na modelach grawimetrycznych i magnetycznych (Dziewińska & Petecki, 2004 – fig. 51), czy na przekrojach sejsmiczno-geologicznych z anomaliami grawimetrycznymi w redukcji Bouguera (Dziewińska & Petecki, 2004 – fig. 45). Ze względu na wielość stosowanych nazw, pojawiających się wraz z uściśleniem przebiegu uskoku np. Nowe Miasto–Iłża–Bałtów (Kowalczewski, 2002), Nowe Miasto-Radom (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz

**Fig. 9.** Przekroje geologiczne SW-NE wzdłuż linii I-I' z Fig. 8. A – uproszczony przekrój geologiczny SW-NE od bloku górnośląskiego po platformę wschodnioeuropejską z zaznaczeniem lokalizacji strefy szwu transeuropejskiego (wg Konon, 2008, zmodyfikowany); B – przekrój geologiczny przez kielecką strefę fałdów pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (wg Filonowicz, 1970; Konon, 2008: zmodyfikowany); C – przekrój geologiczny przez tysogórską strefę fałdów pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (wg Filonowicz, 1970; Konon, 2008: zmodyfikowany).

& Dadlez, 2008) najbardziej właściwe wydaje się skrócenie geograficznego członu nazwy tak, by miała ona brzmienie **uskok Nowego Miasta** (ang. *Nowe Miasto Fault*) – zgodnie z wcześniejszymi propozycjami Pożaryskiego (1997) i Kowalczewskiego (2002).

**Zrąb radomsko-kraśnicki** (ang. *Radom-Kraśnik Horst*) to struktura ograniczona od SW rowem Odrzywołu-Ćmielowa i uskokiemi Nowego Miasta a od NE **uskokiemi Kazimierza-Ursynowa** (ang. *Kazimierz-Ursynów Fault*), czy też – krócej – **uskokiemi Kazimierza** (Dadlez, 2001), oraz **uskokiemi Izbica-Zamość** (ang. *Izbica-Zamość Fault*), biegnącymi NW-SE (Fig. 8 i 9). Obszar ten został wydzielony jako *podniesienie radomsko-kraśnickie*, w którym nad podłożem krystalicznym występują sfałdowane skały kambryjsko-sylurskie oraz dewońskie (Żelichowski, 1972, 1983). Antonowicz i in. (2003) oraz Antonowicz & Iwanowska (2003b) alternatywnie zaproponowali wydzwignięcie strefy radomsko-kraśnickiej poprzez pasywne podniesienie warstw nad nasunięciem i utworzenie w tym miejscu dupleksu.

**Rów mazowiecko-lubelski** (ang. *Mazovia-Lublin Graben*) przylega do zrębu radomsko-kraśnickiego, poprzez uskokiemi Kazimierza, od strony południowo-zachodniej. Od północnego wschodu jest on ograniczony **uskokiemi Kocka** (ang. *Kock Fault*) (Fig. 8, 9) – w przeszłości posługiwano się też innymi nazwami (por. Konon, 2008). W podłożu rowu mazowiecko-lubelskiego występują skały krystaliczne fundamentu kratonu wschodnioeuropejskiego oraz sukcesja klastyczna kambryjsko-sylurska. Rów wypełniony jest skałami osadowymi górnodewońsko-karbońskimi (Żelichowski, 1972). Od północnego zachodu rów jest ograniczony uskokiemi Grójca, rozpoznany początkowo na długości 35 km (Żelichowski, 1983, Żelichowski i in. 1983) i potwierdzonym sejsmikią refrakcyjną wzdłuż profilu CEL03 (Janik i in., 2005). Uskok ten kontuuje się prawdopodobnie dalej w kierunku południowo-zachodnim (Dadlez, 2001), a jak sugerują wyniki badań grawimetryczne i sejsmiczne, co najmniej do uskoku świętokrzyskiego (Dziewińska & Petecki, 2004; Janik i in., 2005).

Alternatywna interpretacja (Antonowicz i in., 2003) zakłada, że rów mazowiecko-lubelski jest 'pasywną synkliną' powstałą poprzez podniesienie warstw nad nasunięciem, w obrębie odkłutej antykliny Warki-Kazimierza i strefy trójkątnej Kocka, co uznano za rozwiązanie dyskusyjne (Dadlez, 2003; Antonowicz & Iwanowska, 2003a; Krzywiec & Narkiewicz, 2003; Narkiewicz, 2003). Krzywiec (2007) sugeruje możliwość interpretacji strefy uskokowej Kocka jako obszaru poddanego skracaniu w późnym karbonie, w którym doszło do deformacji nad strefą uskoków odwróconych. Podobnie granica południowa rowu mazowiecko-lubelskiego została przedstawiona jako strefa uskoków odwróconych, przez co miałyby nastąpić wyniesienie zrębu radomsko-kraśnickiego w stosunku do rowu.

## Blok dolnośląski

Ruchy pionowe w neogenie, związane z ostatnimi etapami formowania Alp i Karpat, doprowadziły w obrębie przedpola orogenu alpejskiego do blokowego wyniesienia i wyodrębnienia masywu czeskiego. Masyw ten w swej części północno-wschodniej uległ rozczłonkowaniu na dwa duże, wzajemnie przemieszczone bloki (Fig.10). Jeden z nich to **blok sudecki** (ang. *Sudetic Block*), ograniczony od SW przez **strefę uskokową górnej Łaby** (ang. *Upper Elbe Fault Zone*) a od NE przez **sudecki uskoku brzeżny** (ang. *Sudetic Marginal Fault*), który oddziela go od przylegającego doń od północy, względnie obniżonego, **bloku przedsudeckiego** (ang. *Fore-Sudetic Block*). Tworzą one wspólnie **blok dolnośląski** (ang. *Lower Silesian Block*) (Stupnicka, 1989) (Fig.10). W podziale fizycznogeograficznym blok sudecki obejmuje głównie Sudety (Zachodnie, Środkowe i Wschodnie) i Pogórze Zachodniosudeckie.

Na północ od bloku przedsudeckiego, oddzielony odeń **zrębem środkowej Odry** (ang. *Middle Odra Horst*), którego uskoki – w odróżnieniu od sudeckiego uskoku brzeżnego – nie wykazywały w neogenie aktywności o istotnej

składowej pionowej, znajduje się kolejny blok skorupy ziemskiej, obniżony w stosunku do całego bloku dolnośląskiego i stanowiący podłoże **monokliny przedsudeckiej** (ang. *Fore-Sudetic Homocline*). Ten pograżony blok podłoża platformy zachodnioeuropejskiej proponujemy nazwać wgłębnym **blokiem południowowielkopolskim** (ang. *South Wielkopolska Block*). **Monoklina przedsudecka** tworzona jest przez permsko-mezozoiczną sukcesję, która stanowi platformową pokrywę tego bloku, zapadającą łagodnie homoklinalnie ku NE (Fig. 10).

Granice NE wgłębnego bloku południowowielkopolskiego wyznacza **strefa uskokowa Dolska** (ang. *Dolsk Fault Zone*) (Fig. 4, 5, 11). Strefa ta wraz z całym blokiem znajduje się pod przykryciem górnego piętra strukturalnego polskiej części platformy zachodnioeuropejskiej (Fig. 11A). W obrębie tego piętra monoklina przedsudecka tworzy granicę przejściową z **synklinorium szczecińsko-miechowskim** (ang. *Szczecin-Miechów Synclinorium*), którą wyznacza strefa charakteryzująca się zanikiem upadów homoklinalnych, pojawianiem się odkształceń fałdowych, a głębiej wysadów soli cechsztyńskich związanych z aktywnością uskoków w podłożu (Fig. 2, 3). Granica monoklina-synklinorium nie przekracza linii projekcji pionowej uskoku Dolska na powierzchnię podkenozoiczną (Fig. 2).

W obrębie bloku dolnośląskiego **blok sudecki** i **blok przedsudecki** tworzone są, generalnie rzecz biorąc, przez skały tych samych jednostek tektonostratygraficznych. Choć reprezentują one różne głębokościowo poziomy intersekcyjne, to w przytłaczającej większości, poza wschodnią częścią Sudetów Wschodnich, należą one do wewnętrznych stref orogenu waryscyjskiego oraz fragmentów ich permsko-mezozoicznej pokrywy osadowej. Blok dolnośląski stanowi zatem – wraz z całym masywem czeskim – obszar wychodni podłoża platformy zachodnioeuropejskiej.

Obecność fragmentów permsko-mezozoicznej pokrywy platformowej zarówno na **bloku dolnośląskim** (ang. *Lower Silesian Block*) jak i ponad

wgłębnym **blokiem południowielkopolskim** (ang. *South Wielkopolska Block*) wynika z ich piętrowej budowy. W obrazie kartograficznym bloku dolnośląskiego dominuje podłoże o konsolidacji waryscyjskiej (Fig. 10), które niezgodnie przykrywają skały pokrywy stanowiącej górne piętro strukturalne platformy zachodnioeuropejskiej. W wyniku trzeciorzędowego wyniesienia bloku i erozji, piętro to jest reprezentowane obecnie tylko przez skały osadowe zdeponowane w dawnych zapadliskach. Skały te, po inwersji tektonicznej zapadlisk, ujęte zostały strukturalnie w synklinoria: śródsudeckie i północnosudeckie (Fig. 10, 11). Zdeformowane tektonicznie podłoże bloku południowielkopolskiego jest strukturalnie co najmniej dwupiętrowe. Wyższe piętro tego podłoża, które nie odsłania się nigdzie na powierzchni, tworzą skały nie młodsze od późnego karbonu.

## Jednostki strukturalne bloku dolnośląskiego

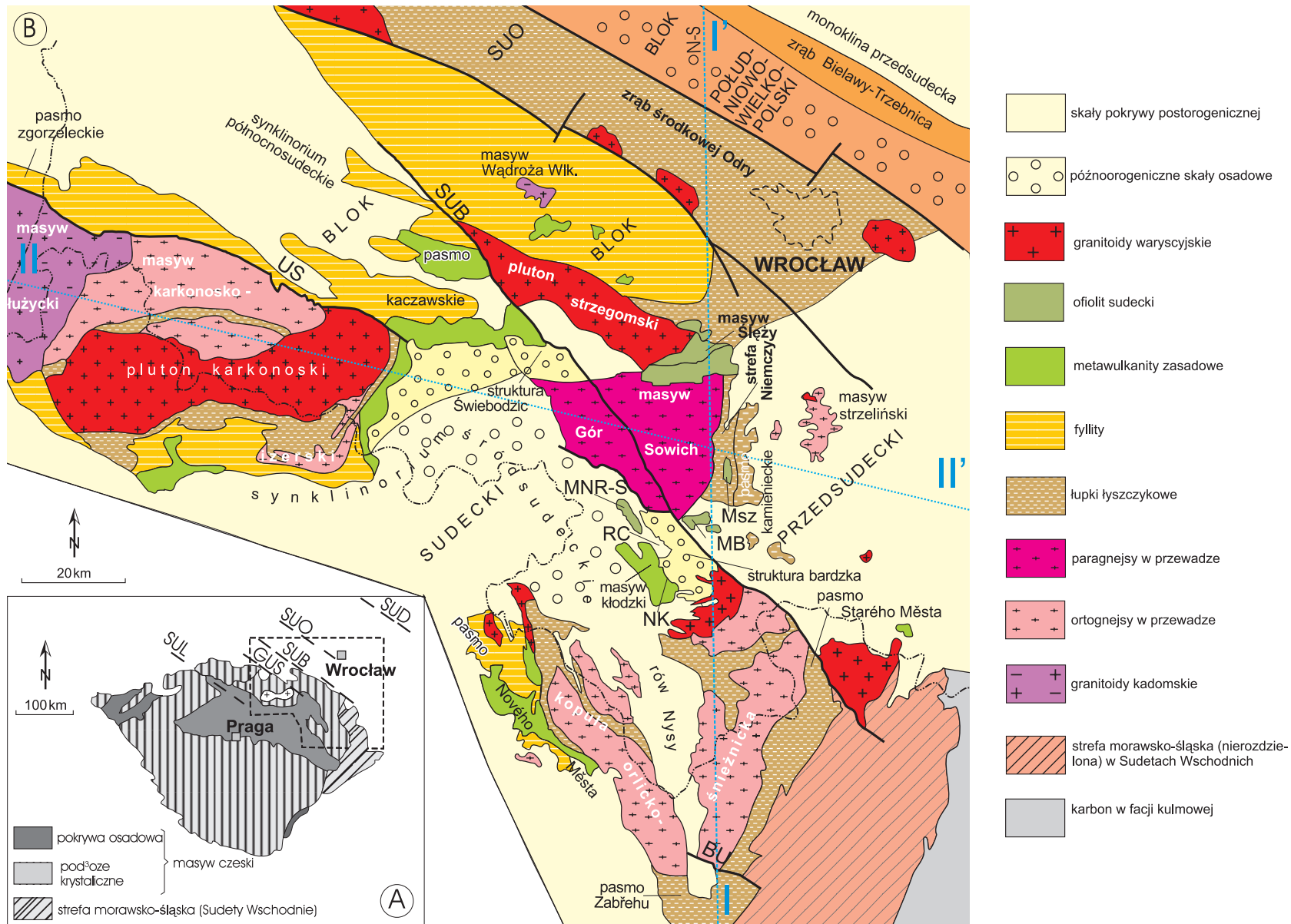
### Zachodnia część bloku dolnośląskiego

Zachodnia część bloku dolnośląskiego zdominowana jest przez **masyw karkonosko-izerski** (ang. *Izera-Karkonosze Massif*). Geograficznie masyw leży na obszarze Regionu Karkonoskiego (*Krkonošská oblast: Krkonošské podhůří* oraz *Krkonoše* według czeskiej regionalizacji fizycznogeograficznej; określanego też jako Południowe Karkonosze), Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego, Pogórza Izerskiego, Gór Izerskich, Karkonoszy, Lasockiego Grzbietu i Rudaw Janowickich. Tektoniczne granice masywu stanowi **uskok śródsudecki** (ang. *Intra-Sudetic Fault*) po stronie NE oraz uskoki wchodzące w skład **strefy uskokuwej górnej Łaby** (ang. *Upper Elbe Fault Zone*) po stronie SW (Fig. 10). Ku południowi wychodnie skał masywu karkonosko-izerskiego, wraz ze strefą Łaby, nikną pod sukcesją **północno-czeskiej niecki** („płyty”) **kredowej** (ang. *North Bohemian Cretaceous Basin*), a ku wschodowi – pod skałami osadowymi **synklinorium śródsudeckiego** (ang. *Intra-Sudetic Synclinorium*). Ku zachodowi masyw karkonosko-izerski przechodzi w masyw łżycki. Brak między nimi

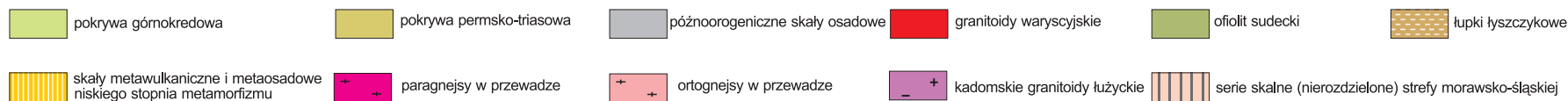
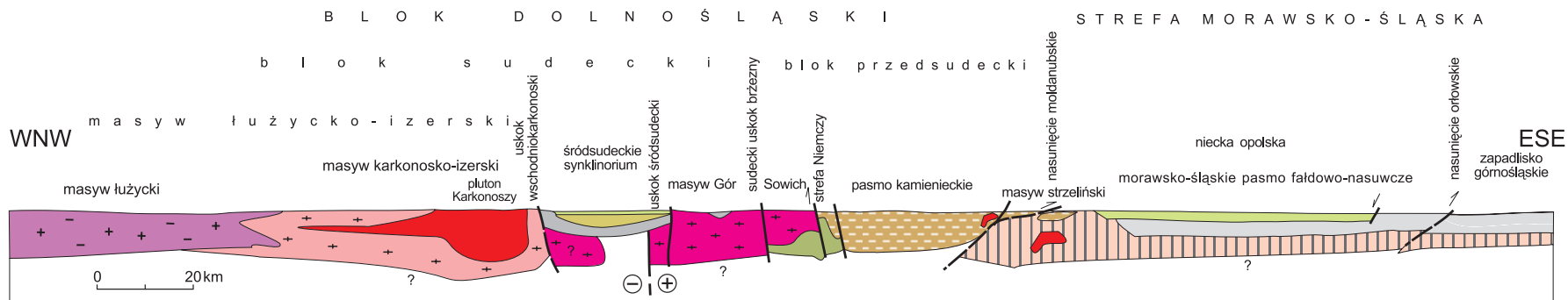
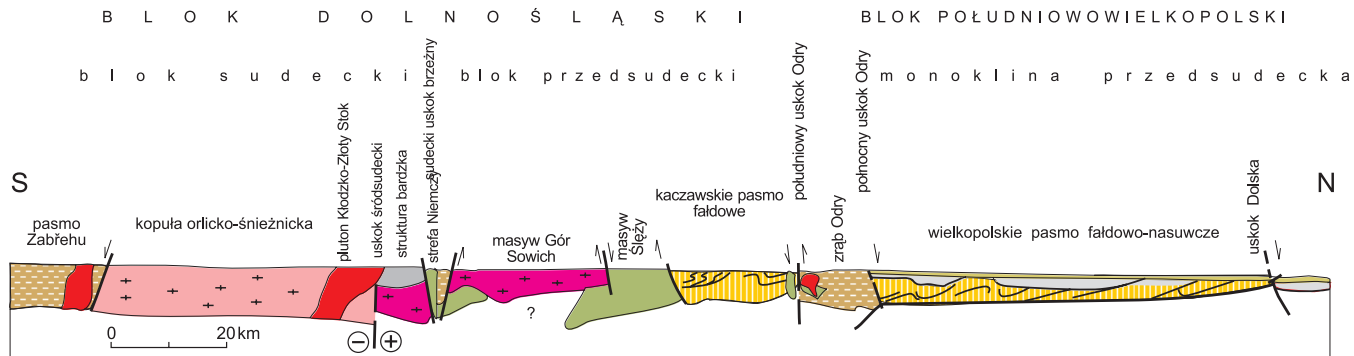
granicy tektonicznej, główne odmiany litologiczne obu masywów geologicznie zająbiają się, gdyż granity izerskie wieku 515-480 Ma intrudowały w granodioryty łżyckie wieku 540-530 Ma oraz w szarogłazy łżyckie. Stąd całkowicie zasadne i poprawne jest wydzielenie ich wspólnie jako **masyw łżycko-izerski** (ang. *Lusatia-Izera Massif*) niezależnie od różnej przynależności geograficznej i politycznej obu części (Żelaźniewicz & Aleksandrowski, 2008). Biorąc jednak pod uwagę tradycję, odmiennosc inwentarza litologicznego, różny stopień zaangażowania w waryscyjską przebudowę oraz regionalną terminologię czeską, proponujemy w praktyce wyróżnianie **masywu łżyckiego** (ang. *Lusatian Massif*) – leżącego prawie w całości na obszarze Niemiec i masywu **karkonosko-izerskiego** – leżącego w Polsce i w Czechach.

**Masyw łżycki** (pełna nazwa: łżycki masyw granitowo-szarogłazowy; ang. *Lusatian granite-greywacke massif*) jest zbudowana z granodiorytów łżyckich o wieku 585–530 Ma i szarogłazów łżyckich osadzonych w szelfowym zbiorniku 590–560 mln lat temu. Stanowią one erozyjnie odsłonięty fragment późnoprekambryjskiego orogenu kadomskiego, w który na przelomie kambru i ordowiku (514–490 Ma) intrudowały **granity izerskie** (ich lokalny ekwiwalent na pograniczu Czech i Niemiec określaný jest nazwą **granity rumburskie**). Skrajna, wschodnia część plutonu łżyckiego uległa deformacji pomiędzy 380 Ma i 335 Ma, w trakcie wydarzeń waryscyjskich, których intensywnosc generalnie rosła ku wschodowi. Zgnejsowane granodioryty łżyckie znane są tu pod lokalnymi nazwami jako gnejsy Leśnej, Kościelnik i Platerówki (Smulikowski, 1972; Żelaźniewicz i in., 2004). W czasie 328–310 Ma w centrum masywu karkonosko-izerskiego intrudował granit karkonoski tworząc wydłużony w kierunku W-E granitowy **pluton karkonoski** (ang. *Karkonosze Granite Pluton*). Rozdziela on głównie gnejsową (metagranitową), północną część masywu od części południowej i wschodniej, gdzie dominuje w różnym stopniu zmetamorfizowana sukcesja osadowo-wulkanogeniczna (Fig. 10).

Do masywu łżyckiego, poprzez uskoc śródłżycki (granica SW), przylega wąskie **zgorzeleckie fyllitowe pasmo fałdowe**, w skrócie: pasmo zgorzeleckie







**Fig. 10.** Mapa tektoniczna bloku dolnośląskiego (Żelaźniewicz & Aleksandrowski, 2008: zmodyfikowana). I-I', II-II' – linie przekrojów z Fig. 11. Wstawka A – położenie w stosunku do masywu czeskiego. Skróty: BU – uskoki Bušina; US – uskoki śródsudecki; MB – masyw Braszowic-Brzeźnicy; MNR-S – masyw Nowej Rudy-Słupca; MSz – masyw Szklar; NK – nasunięcie kłodzkie; RC – rów Czerwieńczy; SUB – sudecki uskoki brzeźny; SUD – strefa uskokiowa Dolska; SUL – strefa uskokiowa Łaby; SUO – strefa uskokiowa Odry; ZWL – zrzęb Wolsztyn-Leszno.

**Fig. 11.** Przekroje geologiczne ilustrujące położenie jednostek tektonicznych w bloku dolnośląskim i jego sąsiedztwie. I-I' – przekrój N-S; II-II' – przekrój WNW-ESE.

(ang. *Görlitz (Zgorzelec) Slate Fold Belt: Görlitz Fold Belt*; Fig. 11). Geograficznie znajduje się ono na Pogórzu Wschodniolużyckim i Pogórzu Zachodniosudeckim. Granicę NE pasma wyznacza **główny uskoku łużycki** (ang. *Main Lusatian Fault*) oddzielający je od **synklinorium północnosudeckiego** (ang. *North Sudetic Synclinorium*). Ku SE pasmo zgorzeleckie przechodzi, w niejasny dotąd sposób, w **kaczawskie łupkowo-zieleńcowe pasmo fałdowe** (ang. *Kaczawa greenstone-and-slate fold belt*<sup>6</sup>), w skrócie: pasmo kaczawskie. Pasma zgorzeleckie zbudowane jest ze skał osadowych i wulkanitów obejmujących interwał czasowy od kambru po wczesny karbon włącznie. Skały pasma zgorzeleckiego przeszły podobną ewolucję tektoniczną jak skały kompleksu kaczawskiego, choć zostały w niższym stopniu zmetamorfizowane.

**Kaczawskie łupkowo-zieleńcowe pasmo fałdowe**, poprzez strefę **usoku śródsudeckiego** graniczy z masywem karkonosko-izerskim (Fig. 10). Pod względem geograficznym zajmuje ono obszary Gór Kaczawskich, Pogórza Kaczawskiego, części Pogórza Izerskiego, Pogórza Wschodniolużyckiego i Niziny Śląskiej (Równina Legnicka, Równina Wrocławska). Pasma kaczawskie jest rozcięte przez uskoku sudecki brzeżny i przechodzi przezeń z bloku sudeckiego w obręb bloku przedsudeckiego. Część przedsudecką pasma kaczawskiego ogranicza od NE **zrąb środkowej Odry** (ang. *Middle Odra Horst*). Po stronie północno-zachodniej skały pasma kaczawskiego nikną pod pokrywą skał osadowych synklinorium północnosudeckiego, natomiast granicę południowo-wschodnią pasma w jego części sudeckiej wyznacza **pluton granitowy Strzegomia–Sobótka** (ang. *Strzegom-Sobótka Granite Pluton*), a w części przedsudeckiej – **masyw gabrowo-serpentyinitowy Ślęży** (ang. *Ślęza Gabbro-Serpentine Massif*), który reprezentuje fragment **ofiolitu sudeckiego** (ang. *Sudetic Ophiolite*). Kaczawskie pasmo fałdowe zbudowane

<sup>6</sup> Termin pasmo, używany w tekście do określenia także kilku innych jednostek tektonicznych, zawsze kryje w sobie — zgodnie z zalecaną definicją — strukturę złożoną z fałdów i nasunięć. Człon litologiczny w nazwie ma na celu pełniejszą charakterystykę jednostki, której nazwa z praktycznych względów powinna być możliwie krótka.

jest z paleozoicznych serii obejmujących przedział wiekowy od dolnego kambru po dolny karbon. Tworzą je węglanowe skały kambru, silikoklastyczne skały ordowiku, głębokomorskie krzemionkowe skały syluru i dewonu, związane z nimi produkty zasadowego i kwaśnego (tzw. bimodalnego) wulkanizmu i magmatyzmu oraz dolnokarbońskie(?) zespoły melanżowe. Skały te zostały zmetamorfizowane w facji zieleńcowej 350–340 Ma lat temu, ale lokalnie zawierają czytelne relikty przeobrażeń metamorficznych, które zachodziły wcześniej (360 Ma) w warunkach wyższych ciśnień facji łupków glaukofanowych.

**Synklinorium północnosudeckie** (ang. *North Sudetic Synclinorium*) graniczy od SW z pasmem zgorzeleckim poprzez główny uskoku łużycki, a od NE ograniczone jest od bloku przedsudeckiego uskokiem brzeżnym (Fig. 10, 11). Jednostka ta powstała w wyniku inwersji basenu sedimentacyjnego typu niecki, utworzonego na podłożu zbudowanym z serii metamorficznych pasma kaczawskiego w rejonie Świerzawy, Lwówka Śląskiego i Bolesławca. Oś synklinorium zanurza się łagodnie ku NW, dzięki czemu w jego SE obrzeżeniu można obserwować wychodnie kolejnych, coraz głębszych warstw wypełnienia osadowego dawnej niecki, obejmującego osady klastyczne najwyższego karbonu (stefanu), klastyki i wulkanity dolnego permu, morską sukcesję osadową cechsztynu wraz z łupkami miedzionośnymi, węglanami i siarczanami, które przykryte są seriami triasu i górnej kredy.

W północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego, na wschód od Legnicy, wśród skał pasma kaczawskiego, wyłania się na powierzchnię spod utworów kenozoicznych niewielki obszarem **masyw gnejsowy Wądroża Wielkiego** (ang. *Wądroże Wielkie Gneiss Massif*; Fig. 10), zbudowany ze słabo zdeformowanych granodiorytów wieku 548±9 Ma, korelowanych z kadmскими granodiorytami masywu łużyckiego.

Jeszcze dalej na północ, pasmo kaczawskie opiera się o **zrąb środkowej Odry** (ang. *Middle Odra Horst*), rozpoznany tylko dzięki otworom wiertniczym,

wykonanym niegdyś w poszukiwaniu złóż miedzi. Zrąb, szerokości ok. 20 km i długości ponad 100 km, ograniczony jest od SW **południowym uskokiem Odry** (ang. *South Odra Fault*), a od NE – **północnym uskokiem Odry** (ang. *North Odra Fault*). Zrąb oddziela blok przedsudecki od bloku południowopolskiego z monokliną przedsudecką (Fig. 10,11). Uskoki, które ograniczają zrąb Odry, wyznaczają jednocześnie granice strefy uskokuwej Odry (ang. *Odra Fault Zone*). Wnętrze zrębu tworzą różne skały metamorficzne, zarówno niskiego jak i wysokiego stopnia, przecięte niewielkimi intruzjami niezdeformowanych plastycznie (z jednym wyjątkiem) granitoidów o wieku 345 Ma, a więc starszych niż większość późno- i postorogenicznych granitów w Sudetach. Cały zespół tych skał określany jest od lat mianem **metamorfiku środkowej Odry** (ang. *Middle Odra Metamorphic Unit*) (Oberc, 1972). Ze względu na słaby stopień rozpoznania tektonostratygraficznych cech tej jednostki, proponujemy czasowo pozostać przy tej nazwie mimo jej nietektonicznego charakteru.

### Środkowa część bloku dolnośląskiego

**Synklinorium śródsudeckie** (ang. *Intra-Sudetic Synclinorium*) zajmuje centralne położenie w tej części bloku (Fig. 10,11). Jest to struktura powstała w wyniku dwuetapowej inwersji rozległego basenu sedymentacyjnego, jaki w środkowym wienieniu rozwinął się we wnętrzu Sudetów (Turnau i in. 2002). Początkowo stanowił on zapadlisko śródgórskie, którego wypełnienie doznało deformacji i subwulkanicznych intruzji jeszcze przed końcem karbonu, co zdecydowało o oddzieleniu niezgodnością sukcesji karbońskiej od wyżej leżącej sukcesji czerwonego spągowca wczesnego permu także obejmującej liczne produkty okresowego wulkanizmu. Dalsza historia tego basenu obejmowała różne przerwy w akumulacji osadów permskich i dolnotriasowych aż po zupełne ustanie depozycji i erozję w okresie między środkowym triasem a późną kredą. Powstała w ten sposób niezgodność wyznacza strop dolnego piętra strukturalnego synklinorium śródsudeckiego. Odnowiona w

późnej kredzie subsydencja podłoża basenu sprawiła, że między cenomanem i santonem gromadziły się w nim głównie klastyczne osady, które uległy deformacjom blokowo-fałdowym na przelomie kredy i paleogenu. Tworzą one górne piętro strukturalne synklinorium śródsudeckiego. Granice synklinorium śródsudeckiego są głównie tektoniczne. Północno-zachodnią i zachodnią granicę synklinorium stanowi zespół uskoków normalnych, oddzielających je od metamorficznych serii skalnych masywu karkonosko-izerskiego. Granicę północną tworzy **uskok Domanowa** (ang. *Domanów Fault*) odgraniczający synklinorium śródsudeckie od pasma kaczańskiego. Uskoki te, widoczne do dziś w morfologii, czynne były już we wczesnym karbonie. Po stronie północno-wschodniej synklinorium graniczy ze **strukturą fałdową Świebodzie** (ang. *Świebodzice Fold Structure*) wzdłuż **uskoku Strugi** (ang. *Struga Fault*) i z masywem gnejsowym Gór Sowich, w części wzdłuż wschodniego segmentu uskoku śródsudeckiego. Dalej ku E i SE granice synklinorium są złożone, gdyż tworzą układ zrębów i rowów w strefie granicznej z masywem kłodzkim, strukturą bardzką, plutonem kłodzko-złotostockim i kopułą orlicko-śnieżnicką. Ku SW dolne piętro synklinorium niknie pod pokrywą kredową piętra górnego należąca do **północnoczeskiej niecki kredowej**. Ku SE sukcesja górnokredowa synklinorium śródsudeckiego przedłuża się w **row górnej Nisy Kłodzkiej**, w skrócie: rów Nisy (ang. *Upper Nysa Kłodzka Graben*), w którym gromadziły się detrytyczne osady szelfowe górnej kredy deponowane wprost na metamorficznych skałach kopuły orlicko-śnieżnickiej (Fig. 10, 11). Ograniczony uskoki row Nisy powstał w koniak, a wypełniające go skały osadowe, podobnie jak w całym synklinorium śródsudeckim, zostały ujęte w otwarte fałdy na przelomie kredy i paleogenu.

**Masyw gnejsowy Gór Sowich**, w skrócie masyw Gór Sowich, masyw sowiogórski (ang. *Góry Sowie Gneiss Massif*), który przylega od NE do synklinorium śródsudeckiego, jest rozcięty uskokiem sudeckim brzeżnym na dwie części: sudecką i przedsudecką (Fig. 10, 11). W swej części górskiej **masyw sowiogórski** graniczy uskokiowo na SE z **fałdową strukturą bardzką** (ang. *Bardo Fold Structure*), w skrócie: strukturą bardzką, a na

NW ze **strukturą fałdową Świebodzie** (ang. *Świebodzice Fold Structure*). W części przedsudeckiej północną granicę masywu sowiogórskiego stanowi uskok dzielący go od masywu Ślęży, zaś wschodnią – **strefa ścinania Niemczy** (ang. *Niemcza Shear Zone*) (Fig. 10, 11). **Masyw sowiogórski** zbudowany jest głównie z kilku odmian gnejsów, w części migmatycznych, wśród których podrzędnie występują granulity, amfibolity i sporadycznie ultrabazyty. Protolitem gnejsów sowiogórskich były przede wszystkim szarogłazy oraz pelity osadzone w basenie neoproterozoiczno-kambryjskim, a podrzędnie – granitoidy intrudujące w okresie pomiędzy 490 Ma a 480 Ma. Metamorfizm tych skał, w warunkach górnej facji amfibolitowej, miał miejsce w interwale 385–360 Ma. W tym czasie zostały w nie tektonicznie włączone łuski granulitów, które powstały wcześniej, około 400 Ma, na większych głębokościach, pod wyższym ciśnieniem i przy nieco wyższej temperaturze.

**Ofiolit sudecki** (ang. *Sudetic Ophiolite*) jest tektonicznie rozczłonkowaną jednostką litostrukturalną, która odsłania się w kilku masywach skalnych, znajdujących się głównie na środkowym Przedgórzu Sudeckim: w Masywie Ślęży, Wzgórzach Kieleczyńskich, Wzgórzach Niemczańsko-Strzeleńskich oraz w Obniżeniu Noworudzkiem w Sudetach Środkowych. Największe fragmenty ofiolitu reprezentują: gabrowo-serpentyinitowy **masyw Ślęży** (ang. *Ślęza Massif*), który przylega od północy do masywu sowiogórskiego. Na E od masywu Gór Sowich, wśród skał strefy Niemczy, występuje serpentyinitowy **masyw Szklar** (ang. *Szklary Serpentine Massif*) oraz gabrowo-serpentyinitowy **masyw Braszowice-Brzeźnicy** (ang. *Braszowice-Brzeźnica Gabbro-Serpentine Massif*), a na SW – gabrowo-diabazowy **masyw Nowej Rudy-Słupca** (ang. *Nowa Ruda-Słupiec Gabbro-Diabase Massif*; Fig. 10, 11). Protolit ofiolitu sudeckiego tworzony był głównie przez ultramafity i gabra, niewielkie ilości dolerytów i bazaltów oraz rzadko występujące lidyty. Skały te stanowiły fragment skorupy oceanicznej generowanej w okresie 420–400 Ma, kiedy to prawie jednocześnie ulegały one przeobrażaniu (serpentyinizacji i rodingityzacji) pod znacznym wpływem wody morskiej. W późnym dewonie zostały one pogrążone na głębokość 5–8 km (1,7–3 kbar) i uległy metamorfizmowi regionalnemu w warunkach dolnej

facji zieleńcowej (250–370°C). Nie przeszły one metamorfizmu w warunkach wyższych ciśnień, a więc nie uległy subdukcji, co odróżnia je istotnie od serii metawulkanitów kaczawskich oraz serii metawulkanitów z SE części masywu karkonosko-izerskiego. Z końcem dewonu, rozczłonkowany na fragmenty, ofiolit środkowosudecki wraz gnejsami sowiogórskimi i metamorfikiem masywu kłodzkiego był już na powierzchni i podlegał erozji.

Przy NW narożu trójkątnego w kształcie masywu sowiogórskiego znajduje się **struktura fałdowa Świebodzie**, wklonowana pomiędzy gnejsy sowiogórskie na południu a pasmo kaczawskie na północy (Fig. 10,11). Na południowym zachodzie uskoki Strugi oddziela strukturę Świebodzie od synklinorium śródsudeckiego, a brzeżny uskoki sudecki obcina ją od północnego wschodu. Struktura Świebodzie stanowi ograniczony uskoki i wewnętrznie sfałdowany, rombów w kształcie fragment większego(?), wczesnowaryscyjskiego śródgórskiego basenu osadowego, wypełnionego zlepieńcami, piaskowcami i mułowcami, być może powstałego w reżimie przesuwczym. Skały te tworzą trzy formacje, które akumulowały materiał detrytyczny pochodzący z późnodewońsko-wczesnokarbońskiej (ok. 360–350 Ma) erozji wyniesionego masywu sowiogórskiego oraz z ówczesnie leżącego dalej na zachód, nieznanego „masywu południowego”.

Na północ od struktury Świebodzie i masywu gnejsowego Gór Sowich, występuje na powierzchni duży, karbońsko-wczesnopermski **pluton granitowy Strzegom-Sobótka** (ang. *Strzegom-Sobótka Granite Pluton*), kontaktujący intruzywnie ku SE z masywem Ślęży (Fig. 10, 11).

**Strefa ścinania Niemczy** (ang. *Niemcza Shear Zone*), w skrócie: strefa Niemczy, przylega od zachodu do masywu gnejsowego Gór Sowich (Fig. 10, 11). Znajduje się ona na Przedgórzu Sudeckim, zajmując obszar Wzgórz Dębowych i Wzgórz Szklarskich, które są częścią Wzgórz Niemczańsko-Strzeleńskich. Strefa Niemczy od wschodu graniczy z metamorficznym pasmem fałdowym Kamieńca Ząbkowickiego, na południu obcina ją brzeżny uskoki

sudecki, podczas gdy na północy niknie pod pokrywą kenozoiczną. Struktura ta stanowi 20-kilometrowej szerokości pasmo zmetamorfizowanej sukcesji osadowej szarogłazów i kwarcytów, z fragmentami skał ofiolitu sudeckiego oraz strefowo zmylonizowanych ciał gnejsów sowiogórskich. Intrudowały w nią granodioryty niemczańskie o wieku 340 Ma. Sekwencja ta uległa tu niskociśnieniowemu metamorfizmowi, przynajmniej w części związanemu z efektem termicznym pojawienia się intruzji, która była syntektoniczna z regionalną deformacją ścięciową w strefie Niemczy.

**Struktura fałdowa Barda** (ang. *Bardo Fold Structure*), w skrócie: struktura bardzka, znajduje się na południe od masywu sowiogórskiego oraz strefy Niemczy i masywów ofiolitowych, w podniesionym (spągowym) skrzydle brzeżnego uskoku sudeckiego (Fig. 10, 11). Geograficznie jest ona zlokalizowana głównie na obszarze Gór Bardzkich w Sudetach Środkowych. Geologicznie, struktura bardzka graniczy od południowego zachodu z **kłodzkim masywem metamorficznym** (ang. *Kłodzko Metamorphic Massif*) i leżącym nad nim niezgodnie cienkim pakietem górnodewońskich zlepieńców i wapieni, na które jest nasunięta wzdłuż **nasunięcia kłodzkiego** (ang. *Kłodzko Thrust*), a także z wypełnionym osadami dolnopermskimi **rowem tektonicznym Czerwieńczyc** (ang. *Czerwieńczyce Graben*) odgałęziającym się od synklinorium śródsudeckiego (Fig. 10). Od NE strukturę bardzką obcina brzeżny uskoku sudecki. Od NW, poprzez szeroką strefę uskoku reprezentującą fragment głównego uskoku śródsudeckiego, struktura bardzka graniczy z blokiem sowiogórskim. Budują ją generalnie niezmetamorfizowane skały górnego ordowiku(?), syluru, dewonu i dolnego karbonu, jedynie w części południowej wyraźnie podgrzane przez intruzję granitoidów kłodzko-złotostockich o wieku 340 Ma.

Ze strukturą bardzką sąsiaduje i tworzy częściowo jej podłoże **kłodzki masyw metamorficzny**, w skrócie: masyw kłodzki (ang. *Kłodzko Metamorphic Massif*). Jego granicę SW wyznacza uskoku oddzielający go od synklinorium śródsudeckiego, a serie osadowe synklinorium przykrywają masyw od NW

(Fig. 10, 11). Od NE masyw kłodzki graniczy poprzez nasunięcie kłodzkie ze strukturą bardzką, oraz z rowem tektonicznym Czerwieńczyc, natomiast od SE – z granitoidowym **plutonem Kłodzka-Złotego Stoku** (ang. *Kłodzko-Złoty Stok Granite Pluton*), o wieku około 340–330 Ma. Kłodzki masyw metamorficzny zbudowany jest z amfibolitów, metagabr i gnejsów plagioklazowych zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej, oraz z metaryolitów, zieleńców, fyllitów i środkowodewońskich wapieni przeobrażonych w facji zieleńcowej. Najnowsze badania izotopowe wskazują na poligeniczność i różny wiek serii wyjściowych. Część z nich jest wieku neoproterozoicznego, a część (niżej zmetamorfizowana) – wczesnopaleozoicznego.

**Kopuła orlicko-śnieżnicka** (ang. *Orlica-Śnieżnik Dome*) obejmuje Góry Orlickie i Góry Bystrzyckie, masyw górski Śnieżnika, Góry Złote Góry Rychlebskie, Góry Bialskie, Krowiarki. Geograficznie obszar Gór Orlickich i Bystrzyckich zaliczany jest do Sudetów Środkowych, reszta – do Sudetów Wschodnich. Granice kopuły orlicko-śnieżnickiej wyznacza na NW pokrywa platformowa ujęta w synklinorium śródsudeckie, na zachodzie krawędź północnoczeskiej niecki („płyty”) kredowej, na północy granitoidy plutonu kłodzko-złotostockiego, a na NE – sudecki uskoku brzeżny (Fig. 10, 11). Na wschodzie ogranicza kopułę zespół nasunięć biegnących w obrębie **pasma fałdowego łupków i amfibolitów Starého Města**, w skrócie: pasma Starého Města (ang. *Staré Město Schist-and-Amphibolite Fold Belt*), stanowiący NNE przedłużenie strefy nasunięć moldanubskich, znanej z obszaru Dolnej Austrii i Moraw. Niegdyś jako najważniejsze w tym zespole traktowane było nasunięcie ramzowskie, jednakże dziś wiadomo, że granicę między Sudetami Zachodnimi i Sudetami Wschodnimi wyznacza, leżące dalej na zachód, **nasunięcie nyznerowskie** (ang. *Nyznerov Thrust*).

Litostratygrafia kopuły orlicko-śnieżnickiej jest urozmaicona. Jej część wewnętrzną budują różne odmiany gnejsów (migmatycznych i metagranitów) o wieku 514–490 Ma oraz łupki łyszczykowe, amfibolity, leptynity (metaryolity) o wieku ok. 520–500 Ma, wapienie krystaliczne i kwarcyty,

zmetamorfizowane w facji amfibolitowej. Wśród gnejsów migmatycznych występują skały zmetamorfizowane w warunkach facji granulitowej i eklogitowej na znacznych głębokościach (do 130 km) pod bardzo wysokim ciśnieniem (do 33 kbar). Część wewnętrzna kopuły orlicko-śnieżnickiej oddzielona jest od części zewnętrznej synmetamorficznymi uskokami – wielofazowymi strefami ścięciowymi o różnej kinematyce. Część zewnętrzną na zachodzie wyznacza **pasmo faldowe fyllitów i zieleńców Nového Města**, w skrócie: pasmo Nového Města (ang. *Nove Město Slate-and-Greenstone Fold Belt*), które tylko w nikłym stopniu wchodzi na terytorium Polski. W całości po stronie czeskiej leżą fyllity, łupki i paragnejsy, częściowo migmatyczne, oraz amfibolity ciągle mało jeszcze poznane **pasma faldowego łupków i migmatytów Zabřehu**, w skrócie: pasma Zabřehu (ang. *Zabřeh Schist-and-Migmatite Fold Belt*). Oba pasma graniczą z jądrem kopuły poprzez strefy ścięciowe rozwinięte w reżimie normalnym oraz normalno-przesuwczym.

**Metamorficzne pasmo faldowe Kamieńca Żąbkowickiego**, w skrócie: pasmo Kamieńca Żąbkowickiego lub pasmo kamienieckie (ang. *Kamienec Żąbkowicki Metamorphic Fold Belt*), znajduje się we wschodniej części Przedgórze Sudeckiego, na obszarze Wzgórz Dębowych i Wzgórz Dobrzeńskich należących do Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Jego granicę zachodnią stanowi strefa ścinania Niemczy, granicę wschodnią stanowi **nasunięcie Strzelina** (ang. *Strzelin Thrust*), w większości skryte pod osadami kenozoicznymi doliny Oławy, zaś granicę południową – uskoc sudecki brzeżny (Fig. 10, 11). Granica północna pasma nie jest dobrze określona, gdyż znika ono pod pokrywą kenozoiczną.

Pasma kamienieckie tworzą łupki łuszczkowe z przelawiczeniami leptynitów, amfibolitów, marmurów oraz para- i ortognejsy, zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej. W części południowej pasma, w obrębie łupków występują ciała eklogitów i granulitów. W części wschodniej pasma kamienieckiego dominują liczne odmiany gnejsów o zróżnicowanym wieku protolitów – od 600 Ma do 380 Ma.

## Wschodnia część bloku dolnośląskiego

W granicach Polski zespoły skalne wschodniej części bloku dolnośląskiego odsłaniają się głównie na bloku przedsudeckim. Niemal cała część wschodnia bloku sudeckiego leży na terytorium czeskim i geograficznie prawie pokrywa się z Sudetami Wschodnimi (Fig. 10, 11). Pokrywa kenozoiczna pozostawia tu na powierzchni jedynie niewielkie izolowane, wyspowe wystąpienia skał podłoża. Największym z nich, leżącym najdalej na północy, jest **masyw gnejsowo-granitowy Strzelina**, w skrócie: masyw Strzelina, masyw strzeliński (ang. *Strzelin Gneiss-and-Granite massif*). W jego obrębie znajduje się **nasunięcie strzelińskie** (ang. *Strzelin Thrust*), które stanowi północny fragment strefy nasunięć moldanubskich (Fig. 11B). Oddzielają one masyw czeski, obejmujący wewnętrzną część orogenu waryscyjskiego (strefy saksoturyńska i moldanubska wraz ze strefą Tepli-Barrandienu – bohemikum), od **strefy morawsko-śląskiej** (ang. *Moravo-Silesian Zone*), która należy do zewnętrznej części tego orogenu. W obrębie bloku dolnośląskiego, strefa **nasunięć moldanubskich** (ang. *Moldanubian Thrust Zone*) rozdziela jego część zachodnią i środkową od części wschodniej. Ku południowi, strefa nasunięć moldanubskich kontynuuje się w obrębie pasma Starého Města i stanowi wschodnią granicę kopuły orlicko-śnieżnickiej.

**Masyw Strzelina**, geograficznie należący do Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich, zbudowany jest z kompleksu metamorficznego: neoproterozoicznych i późnokambryjskich gnejsów (protolity: 600–568 Ma, 504 Ma) łupków łuszczkowych, amfibolitów i marmurów oraz dewońskich kwarcytów i łupków kwarcytowych zmetamorfizowanych w dolnym i górnym zakresie facji amfibolitowej. W serie te intrudowały w karbonie granitoidy w długim przedziale czasu od 347-330 Ma do 300-295 Ma.

Cechą charakterystyczną Sudetów Wschodnich jest m.in. obecność neoproterozoicznych, kadomskich gnejsów i skał metaosadowych oraz dewońskich kwarcytów i wapieni, znanych też z masywu Brna, który należy już do

przedpoła orogenu waryscyjskiego. Tektonicznie złożone, krystaliczne podłoże tego przedpoła kontynuuje się ku NNE aż po blok górnośląski, którego platformowa pokrywa obejmuje też dewońsko-karbońskie zapadlisko górnośląskie (Fig. 11B), pełniące w karbonie rolę zapadliska przedgórskiego waryscyjskich Sudetów.

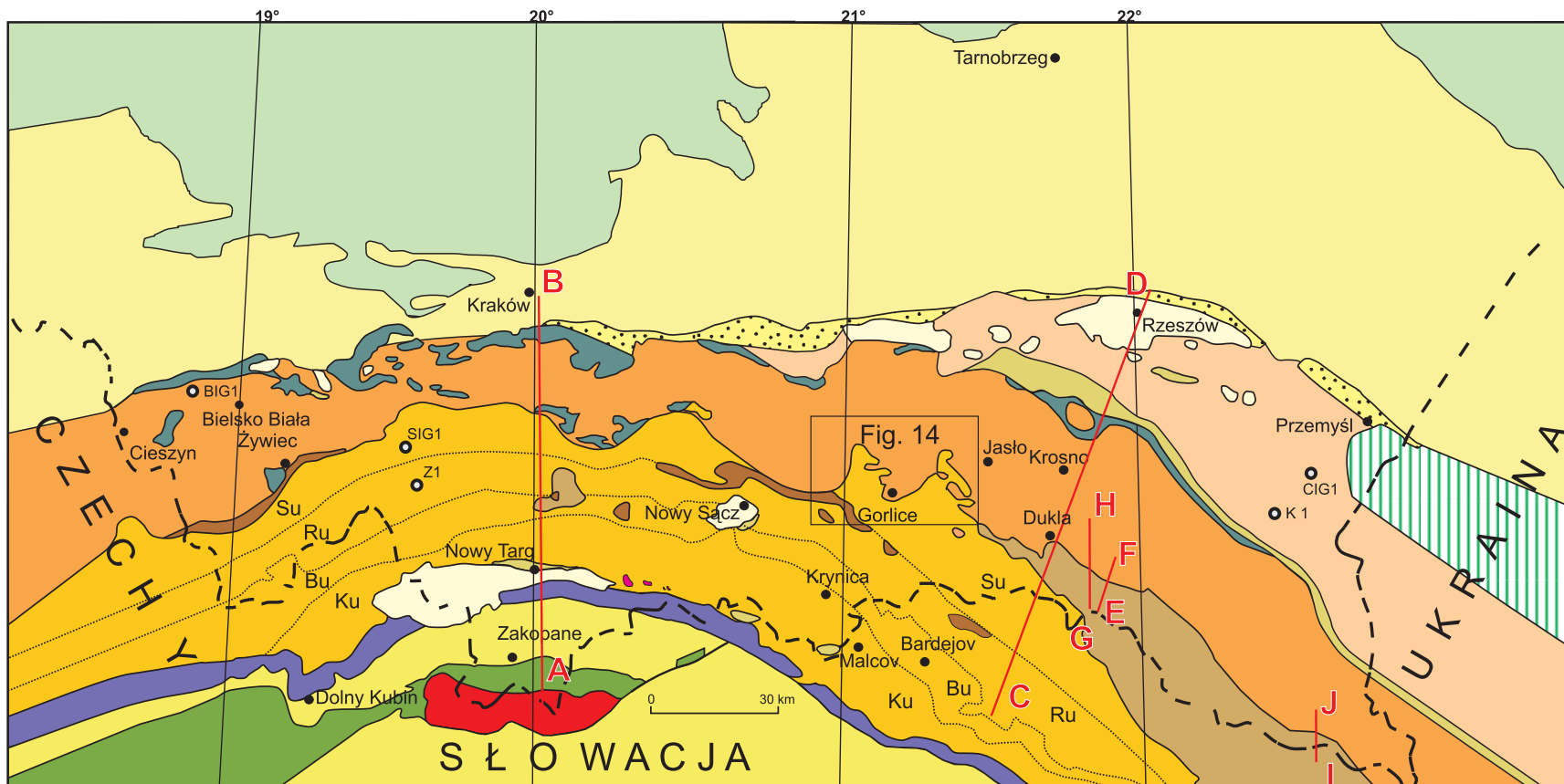
Wychodnie skał krystalicznych wschodniej części bloku dolnośląskiego (uskok brzeżny gaśnie tutaj, a z nim podział na część sudecką i przedsudecką bloku) odsłaniają się wyspowo spod pokrywy kenozoicznej w rejonie Otmuchowa (w Obniżeniu Otmuchowskim) i Głucholaz, w Górach Opawskich, już na terenie Śląska Opolskiego, poza granicami Dolnego Śląska. Strefa odsłoneń skał średniego stopnia metamorfizmu regionalnego (marmury, łupki łuszczkowe, amfibolity) w Górach Opawskich stanowi niewielki fragment dużej jednostki strukturalnej, znanej z terytorium czeskiego po nazwą **kopuły Desny** (ang. *Desná Dome*), zbudowanej głównie z dewońskich skał metaosadowych i metawulkanicznych oraz kadomskich gnejsów, które w małej części tylko odsłaniają się na terenie Polski. Jednostka ta geologicznie należy do Sudetów Wschodnich i jest interpretowana jako brzeżny fragment złożonego teranu Brunowistulii, który stanowi podłoże strefy morawsko-śląskiej (Fig. 6, 7A, 10, 11).

Dalej na wschód, w okolicach Prudnika i Głubczyc, w obrębie Płaskowyżu Głubczyckiego, odsłania się niewielki północny fragment dużej jednostki strukturalnej, występującej głównie na obszarze Republiki Czeskiej, zbudowanej z rozwiniętej w facji kulmu, w przewadze turbidytovej sukcesji dolnokarbońskiej, z niewielkim udziałem przedorogenicznych osadów dewońskich, wykazującej niski stopień metamorfizmu regionalnego w swej zachodniej części. Wspomniana sukcesja ujęta jest w szereg płaszczowin i jako jednostka strukturalna określana terminem morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze (ang. *Moravo-Silesian Fold-and-Thrust Belt*), w skrócie: pasmo morawsko-śląskie. Jednostka ta stanowi fragment zewnętrznej strefy orogenu waryscyjskiego, która nasunięta została na zachodni skraj zapadliska górnośląskiego (Fig. 10, 11B).

## Główne jednostki strukturalne bloku południowowielkopolskiego i jego pokrywy

**Monoklina przedsudecka** (ang. *Fore-Sudetic Homocline*) to termin używany tradycyjnie dla określenia utworów permu i triasu zapadających pod małym kątem ku NE (Fig. 2, 4, 10, 11A). Stanowią one platformową pokrywę sfałdowanego karbońskiego fliszowego podłoża, które interpretowane jest jako **wielkopolskie pasmo fałdowo-nasuwcze** (ang. *Wielkopolska Fold-and-Thrust Belt*), w skrócie: pasmo wielkopolskie. Pasma to reprezentuje fragment eksternidów waryscyjskich, występujących pomiędzy strefami uskokowymi Odry i Dolska (Fig. 4, 11A). Strukturalnie nawiązuje ono do morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego ku SE i pasma renohercyńskiego ku WNW. Jeszcze głębsze elementy podłoża bloku południowowielkopolskiego nawiercono w wyniesionych zrębach **Wolsztyna-Leszna i Bielaw-Trzebnicy** (ang. *Wolsztyn-Lesno Horst, Bielawy-Trzebnica Horst*) w postaci kwarcowo-serycytowych fyllitów, odsłaniających się tam na powierzchni podpermskiej. Choć wiek ich osadowego protolitu nie jest dobrze znany – prawdopodobnie dewoński – to końcowe fazy głównej deformacji i przeobrażeń udało się datować na 340 Ma. Wskazuje to na przynależność tych skał do orogenu waryscyjskiego. Głębokie podłoże monokliny pozostaje nieznanne. Jego sejsmiczna charakterystyka prędkościowa wskazuje na podobieństwo środkowej i dolnej skorupy do skorupy innych obszarów platformy zachodnioeuropejskiej.

Na północ od **usoku Dolska** (ang. *Dolsk Fault*), w podłożu synklinorium szczecińsko-miechowskiego, poniżej strefowo zafałdowanej sukcesji osadowej karbonu (strukturalnie reprezentującej bądź jeszcze kontynuację pasma wielkopolskiego, bądź też już tylko słabo zdeformowaną część wypełnienia karbońskiego zapadliska przedgórskiego waryscyjskiego) występują utwory, których nie udało się dotąd nawiercić ze względu na zbyt dużą głębokość występowania.



- |                              |                                     |  |                      |                        |                        |                        |
|------------------------------|-------------------------------------|--|----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| platformowe przedpole Karpat | niecki postorogeniczne (miocen)     | zapadisko przed-karpackie (miocen)         | łuski zglobickie     | flisz podhalański      | fliszowy dolny miocen  | pieniński pas skałkowy |
| płaszczowina magurska        | płaszczowina grybowska              | płaszczowina dukielska                     | łuski przedmagurskie | płaszczowina śląska    | płaszczowina podśląska | płaszczowina skolska   |
| płaszczowina stebnicka       | jednostki rębłowe i wierzchove Tatr | skonsolidowane podłoże Karpat wewnętrznych | andezyty             | K 1 wybrane wiercenia. | A przekrój geologiczny |                        |



## Orogen karpacki

### Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie

Tradycyjnie Karpaty Zachodnie dzieli się na starsze (późnokredowe) pasmo fałdowo-płaszczowinowe nazywane **Karpatami wewnętrznymi** (internidy) i młodsze (oligoceno–środkowomioceny) **pasmo fałdowo-płaszczowinowe**, znane jako Karpaty zewnętrzne (eksternidy) lub fliszowe (Fig. 12). Na granicy internidów i eksternidów usytuowany jest pieniński pas skałkowy – będący strefą szwu orogenicznego Karpat Zachodnich. Karpaty zewnętrzne są zbudowane z dolnojurajsko–dolnomiocenów, głównie fliszowych utworów, całkowicie odkorzenionych od swego podłoża. Przed czołem Karpat fliszowych znajduje się strefa sfałdowanych utworów molasowych (dolny–środkowy miocen), która ma postać wąskiego klina zapadającego pod orogen.

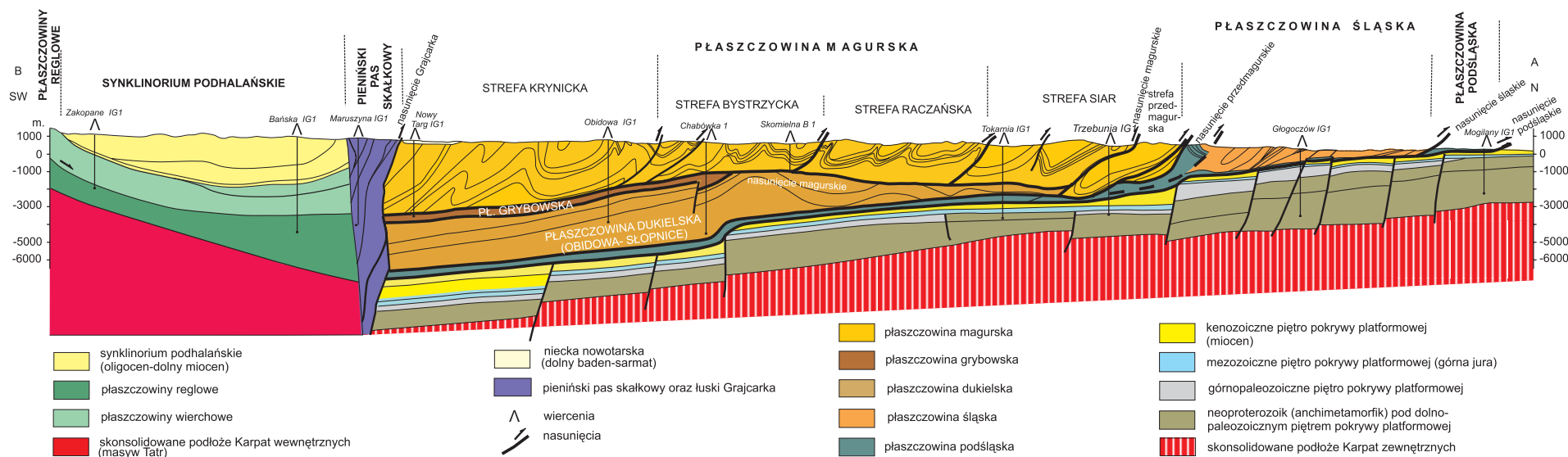
Obecny podział tektoniczny Karpat zewnętrznych zaproponowany został przez Nowaka (1927), który wyróżnił w nich trzy **grupy płaszczowin: brzeźną, średnią i magurską**. W drugiej połowie ubiegłego stulecia intensywny rozwój kartografii geologicznej oraz liczne, głębokie otwory wiertnicze ugruntowały powszechnie dziś akceptowaną regionalizację tektoniczną polskich Karpat zachodnich (Książkiewicz, 1972, 1977, Świdziński, 1953, Sikora & Żytko, 1959, Ślęczka, 1971, Koszarski i in., 1974, Kotlarczyk, 1985, Żytko i in., 1989; por. Oszczytko i in. 2008).

**Fig. 12.** Szkic tektoniczny polskiej części orogenu karpackiego i jego przedpola (wg Żytko i in. 1989, uzupełniony). A-B, C-D, E-F, G-H, I-J – lokalizacja przekrojów geologicznych z Fig. 13 i Fig. 15. Prostokątna ramka – obszar pokazany szczegółowo na Fig. 14. Bu – strefa bystrzycka; Ku – strefa krynicka; Ru – strefa krynicka; Su – strefa Siar. Wybrane wiercenia: BIG1 – Bielsko Biała IG 1; CIG1 – Cisowa IG1; K1 – Kuźmina 1; SIG1 – Siekierczyzna IG1; Z1 – Zawoja 1.

### Grupa magurska (płaszczowina magurska)

Grupa magurska, określana też jako płaszczowina magurska (ang. *Magura Nappe*, Limanowski, 1905), jest największą, strukturalnie najwyższą i sięgającą najdalej na południe, jednostką Karpat zewnętrznych (Fig. 12). Odślania się ona od okolic Lasu Wiedeńskiego na zachodzie po okolice Poiana Botizei w Karpatach Rumuńskich (Żytko, 1999; Oszczytko i in., 2005). Płaszczowina tę tworzą głównie utwory kredy górnej i paleogenu, które zostały całkowicie odkorzenione od swego podłoża i daleko nasunięte na przedpole (Fig. 12, 13). Czoło płaszczowiny i zarazem jej północną granicę wyznacza wychodnia nasunięcia magurskiego, południową – uskocko-przesuwczy, biegnący wzdłuż północnej krawędzi pienińskiego pasa skałkowego (*sensu* Birkenmajer, 1979, 1986; Fig. 12, 13 A-B). Strukturalnie poniżej **nasunięcia magurskiego** występują utwory **płaszczowiny dukielskiej** oraz **płaszczowiny grybowskiej**, a w części środkowej **płaszczowiny cząstkowej (sub-płaszczowiny) Obidowej-Słopnic** (Żytko & Malata, 2001). Skały tworzące te jednostki można obserwować w oknach tektonicznych lub w rdzeniach z licznych otworów wiertniczych.

**Nasunięcie magurskie** (ang. *Magura Thrust*) nie jest płaszczyną lecz nierówną powierzchnią, w reliefie której pojawiają się tektonicznie uwarunkowane elewacje i zapadliska: elewacja Mszany Dolnej oraz zapadliska Kotliny Sądeckiej i Orawsko-Nowotarskiej (Fig. 12). Utwory skalne ponad nasunięciem magurskim są charakterystycznie sfałdowane. Liczne antykliny i synkliny, zwane tu – odpowiednio – siodłami i łękami, wykazują zmienną orientację subhoryzontalnych osi, które biegną zgodnie z regionalnym wygięciem łuku Karpat Zachodnich. Siodła są wąskie, ściśnięte i często złuskowane, natomiast łęki są szerokie i płaskie, a ich południowe skrzydła, często o zredukowanej miąższości, są nazwyczaj obalone ku północy. W północnej części płaszczowiny magurskiej dominują fałdy o wergencji północnej, natomiast w części południowej nierzadko notowana jest również wergencja południowa fałdów wstecznie obalonych.

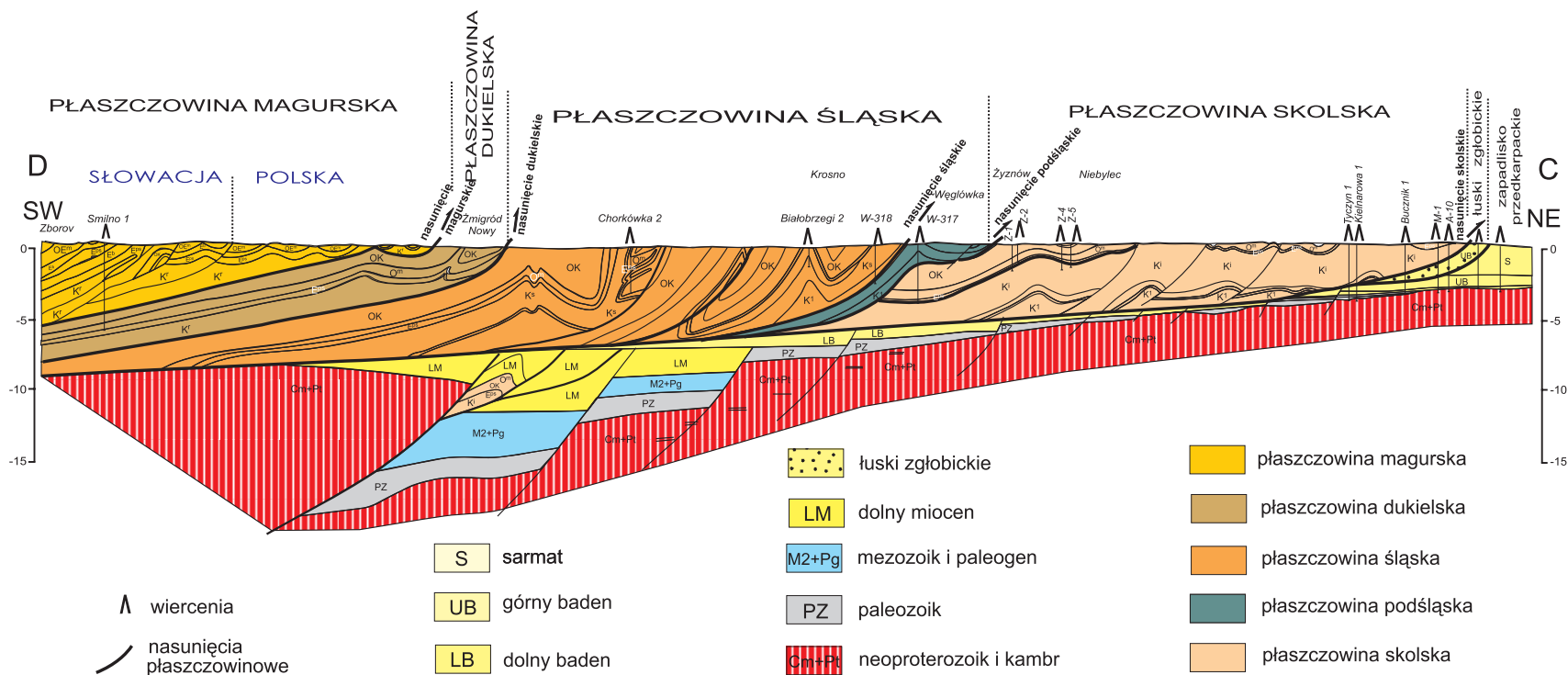


**Fig. 13 A-B.** Przekroje geologiczne przez Karpaty Zewnętrzne. A-B — przekrój Zakopane-Kraków (wg Sikora i in., 1980; Oszczytko, 2006). C-D — przekrój Smilno-Rzeszów (wg Oszczytko i in., 1998). OE m – warstwy menilitowe; OK – warstwy krośnieńskie; O m – warstwy menilitowe; Eb – formacja belowska; Eps – łupki pstre i piaszkwce ciężkowickie; K i – warstwy inoceramowe; Ks – warstwy istebniańskie; Kr – warstwy ropanieckie i ciśniańskie; K 1 – warstwy dolnokredowe.

W tradycji badań geologicznych sukcesji osadowych w Karpatach leży praktyka identyfikowania i wyróżniania stref facjalnych przypisywanych basenom, które rozdzielane były przez wyniesione i erodowane kordyliery. Różne facjalnie utwory, zdeponowane w poszczególnych basenach, po wbudowaniu w płaszczowinową strukturę Karpat, zachowały swą litologiczną i litostratygraficzną odmienność. Są one dzięki temu lepiej lub gorzej rozpo-

nawalne i zwyczajowo traktowane jako jednostki tektoniczne, mimo ich z reguły słabo określonej tożsamości strukturalnej i słabo poznanych granic. Z tego powodu tektoniczna identyfikacja tych jednostek nie jest zatem w Karpatach zadaniem łatwym.

W obrębie grupy magurskiej wyróżnia się cztery takie strefy facjalne (Książkiewicz, 1948, 1958; Świdziński, 1953, 1958; Sikora & Żyto, 1959; Waclawik, 1969; Sikora, 1970; Oszczytko, 1973; Koszarski i in., 1974). Idąc od północy ku południowi napotka się kolejno: **strefę Siar**, **strefę raczańską**, **strefę bystrzycką (sądecką)** oraz **strefę krynicką** (Fig. 12, 13). Stratygraficzna miąższość tworzących je utworów rośnie ku południowi: od 2 km w strefie Siar do 3,5 km w strefie krynickiej.



Strefę **bystrzycką** i **krynicką**, w rejonie na wschód od Dunajca, stanowią obecnie zespoły łusek/skib (Świdziński, 1953; Świdziński, 1958; Sikora, 1970; Oszczytko, 1973), ale rozdzielające je granice tektoniczne są raczej uskoki odwróconymi, a nie powierzchniami nasunięć *sensu stricto* (por. Książkiewicz, 1972, 1977). Na wschód od Dunajca strefy bystrzycka i krynicka mają cechy strukturalne charakterystyczne dla łusek lub skib (Świdziński, 1953, mapa geologiczna 1: 200 000; Sikora, 1970; Oszczytko, 1973). Według Książkiewicza (1972, 1977) nie ma podstaw do wydzielenia,

na zachód od Raby, stref **raczańskiej** i **bystrzyckiej** jako odrębnych jednostek tektonicznych, ponieważ na granicy tych stref facjalnych nie stwierdzono żadnych uskoków/nasunięć.

W części południowej grupy magurskiej Birkenmajer (1979, 1986, 2001) wyróżnił akrecyjną **strefę Grajcarka** (ang. *Grajcark Accretionary Zone*) jako przejście między basenem magurskim i basenem pienińskim. Strefa ta została na nowo zdefiniowana tektonicznie przez Oszczytkę i in. (2010) jako zespół łusek

usytuowanych w brzeżnej części grupy magurskiej przed czołem pienińskiego pasa skałkowego oraz w oknach tektonicznych w obrębie tego pasa (por. Jurewicz, 1997). Północną granicę **zespołu łusek Grajcarka** (ang. *Grajcarek thrust sheets*) stanowi zatem bezimienne dotąd nasunięcie, które proponujemy nazwać **nasunięciem Grajcarka** (ang. *Grajcarek Thrust*). Wzdłuż tej struktury jurajsko-kredowe utwory pienińskie zostały tektonicznie przemieszczone ponad paleogeńskie utwory strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej (Oszczytko i in., 2010).

W części północnej grupy magurskiej wyróżniana jest **strefa przedmagurska**. Tworzą ją ścienione sekwencje utworów pelagicznych i fliszowych, zazębiających się facji typowych dla basenu magurskiego (eocen) i śląskiego (oligocen). W południowej części Beskidu Śląskiego utwory te ujęte są w **zespół łusek przedmagurskich** (ang. *Fore-Magura Thrust Sheets*), który ciągnie się od Moraw po rejon Żywca, gdzie chowa się całkowicie pod nasuniętą nań płaszczowiną magurską (Burtan & Sokołowski, 1956). Od północy zespół ten (=strefa przedmagurska) ograniczony jest powierzchnią **nasunięcia przedmagurskiego** (ang. *Fore-Magura Thrust*), wzdłuż którego został on nasunięty na płaszczowinę śląską. Według niektórych poglądów (Koszarski & Koszarski, 1985) zespół łusek przedmagurskich występuje lokalnie również przed czołem płaszczowiny magurskiej w okolicy Gorlic.

**Strefa jasielska** lub **sub-płaszczowina jasielska** (ang. *Jasło sub-Nappe*), którą tworzą utwory paleogenu i senonu (Tołwiński, 1921; Koszarski, 1985), występujące lokalnie (Fig. 15) na przedpolu płaszczowiny magurskiej, pomiędzy Stróżami a Dobrynią, uważana jest za wschodnie przedłużenie strefy przedmagurskiej. W strukturę tej sub-płaszczowiny wchodzi obszary określane w literaturze jako **półwyspy (=półokna) tektoniczne Łużnej i Harklowej** (Świdziński, 1953). Tworzy ona również czapki tektoniczne Kluczowej, Skołyszyna i Sowin, które strukturalnie leżą ponad płaszczowiną śląską. Od południa sub-płaszczowinę jasielską ogranicza nasunięcie magurskie.

## Grupa średnia

**Grupa Średnia** (ang. Middle Group) to nazwa wprowadzona przez Nowaka (1927) dla określenia płaszczowin leżących na przedpolu **płaszczowiny magurskiej**, które tworzą razem jednostkę tektoniczną wyższego rzędu. W skład jej wchodzi **płaszczowiny: dukielska oraz śląska, podśląska i skol-ska**. Te trzy ostatnie na pograniczu Karpat Zachodnich i Wschodnich łączą się ze sobą (Książkiewicz, 1972), w których utwory oligocenu są reprezentowane przez warstwy menilitowo-krośnieńskie.

**Płaszczowina dukielska** (ang. *Dukla Nappe*, Ślącza, 1971), która tworzy najwyższy element strukturalny grupy średniej występuje przede wszystkim w wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych, na wschód od Wisłoki (Fig. 12, 14). Jej profil litostratygraficzny obejmujący osady od kredy górnej po oligocen, o miąższości stratygraficznej ~2.5 km, wykazuje podobieństwa zarówno do płaszczowiny magurskiej (kreda-środkowy eocen) jak i płaszczowiny śląskiej (górnego eocen-oligocen). Ślącza (1971) wprowadził nazwę „jednostka dukielska”, a Książkiewicz (1972, 1977) zwrócił uwagę, że jednostka ta wykazuje cechy płaszczowiny. Ku południowemu wschodowi kontynuuje się ona na teren Słowacji i Ukrainy, a ku zachodowi chowa się pod nasunięcie magurskie. Granicą spągową tej płaszczowiny jest powierzchnia ścięcia tektonicznego w obrębie osadów kredy górnej, które proponujemy nazwać **nasunięciem dukielskim** (ang. *Dukla Thrust*). Granicę stropową stanowi **nasunięcie magurskie** (ang. *Magura Thrust*), poprzez które płaszczowina magurska sąsiaduje tektonicznie z najmłodszymi, oligoceńskimi utworami płaszczowiny dukielskiej (Fig. 12). Pewne różnicowania w rozwoju litofacjalnym oraz w budowie tektonicznej **płaszczowiny dukielskiej** są podstawą do wyodrębnienia w niej trzech sub-płaszczowin (płaszczowin cząstkowych).

**Sub-płaszczowina michowska** (ang. *Michowa sub-Nappe*) obejmuje brzeżną część płaszczowiny dukielskiej (Ślącza, 1971). Rozpościera się ona od Karpat Wschodnich na terenie Ukrainy po rejon Żmigrodu na zachodzie, gdzie chowa

się pod płaszczowiną magurską (Fig. 14, 15). Strukturę tę tworzy kilka stojących, niekiedy wstecznie obalonych, złuskowanych fałdów i łusek, wyróżnianych jako **skiby Chryszczatej -Wielkiej Rawki** (ang. *Chryszczata-Wielka Rawka Thrust-Sheets*). Granicę spagową sub-płaszczowiny michowskiej stanowi powierzchnia ścicia tektonicznego – nasunięcie dukielskie, poprzez które w części zachodniej nasunięta jest na płaszczowinę śląską (Fig. 15A), a dalej ku południowemu wschodowi na **strefę przeddukielską** (ang. *Fore-Dukla Zone*). Granicę stropową sub-płaszczowiny michowskiej wyznacza nasunięcie magurskie (Fig. 12, 15B). **Sub-płaszczowina Jasiela** (ang. *Jasiel sub-Nappe*) rozciąga się od Myscowej na północnym zachodzie, gdzie wynurza się spod płaszczowiny magurskiej, po rejon Roztok Górnych na południowym wschodzie, gdzie przechodzi na stronę słowacką. Sub-płaszczowina ta buduje wewnętrzną, środkową część płaszczowiny dukielskiej (Fig. 12, 14, 15). Charakteryzuje ją większe zanurzenie osi fałdów niż w sub-płaszczowinie michowskiej oraz obecność płasko nasuniętych, złuskowanych fałdów i łusek (**Hyrlatej i Kamionki**). Granicę spagową sub-płaszczowiny Jasiela, wyznacza powierzchnia ścicia tektonicznego. Proponujemy je nazwać **nasunięciem Jasiela** (ang. *Jasiel Thrust*), poprzez które sąsiaduje ona z strukturalnie niższą sub-płaszczowiną michowską.

**Sub-płaszczowina grybowska** (ang. *Grybów sub-Nappe*) zbudowana jest prawie wyłącznie z utworów paleogenu. Pojawia się ona wyłącznie w oknach tektonicznych w brzeżnej części płaszczowiny magurskiej (Fig. 12, 14): od okna tektonicznego Świętkowej, przez okno Ropy, Grybowa–Klęczan po okno Szczawy oraz Mszany Dolnej na zachodzie (Świdziński, 1953, 1958). Jest ona odkłuta od podłoża i wraz z płaszczowiną magurską przesunięta ku północy. Relacja strukturalna sub-płaszczowiny grybowskiej do pozostałych sub-płaszczowin w obrębie płaszczowiny dukielskiej jest ciągle jeszcze dyskutowana.

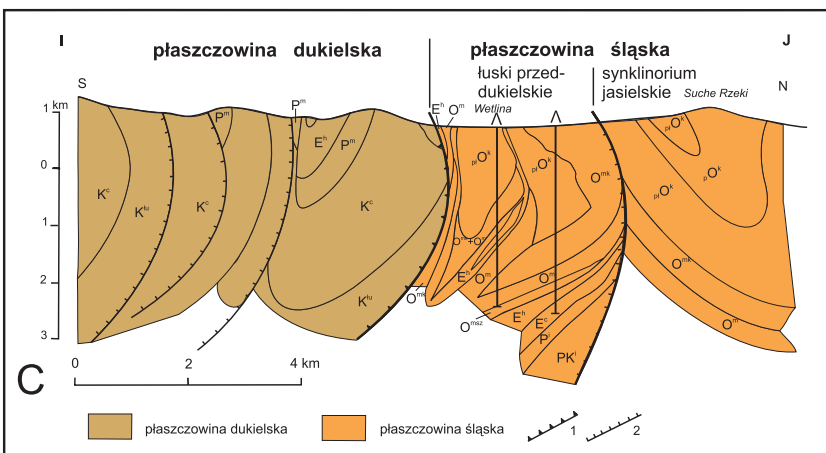
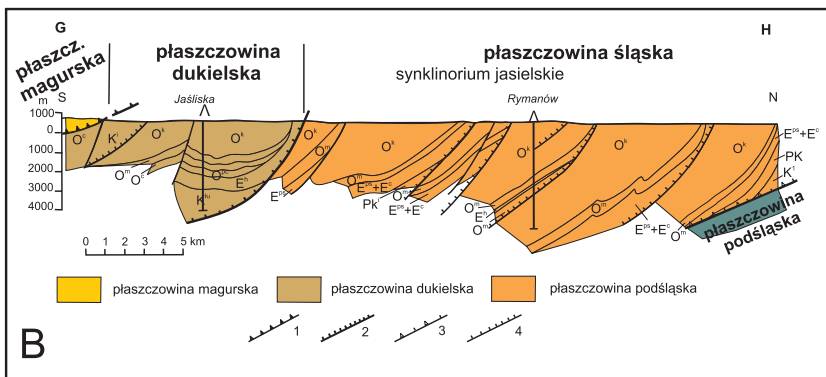
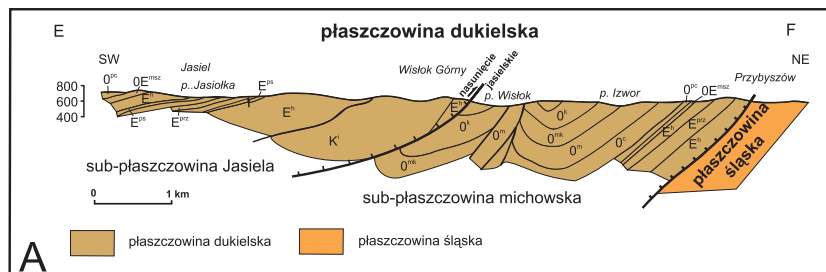
**Płaszczowina śląska** (ang. *Silesian Nappe*) rozciąga się na obszarze Karpat polskich od Beskidu Śląskiego po okolice Leska w Bieszczadach (Książkiewicz, 1938, 1972, 1977). W części zachodniej płaszczowina ta zbudowana jest głównie z utworów tytonu-kredy, na wschód od Soły także



**Fig. 14.** Szkic tektoniczny wychodni sub-płaszczowiny jasielskiej (wg Koszarski, 1985). 1 – płaszczowina śląska; 2 – sub-płaszczowina grybowska; 3 – sub-płaszczowina jasielska; 4 – płaszczowina magurska; 5 – nasunięcie sub-płaszczowiny grybowskiej; 6 – nasunięcie sub-płaszczowiny jasielskiej; 7 – nasunięcie płaszczowiny magurskiej.

z utworów paleogeńskich, a na wschód od Wisłoki przede wszystkim z oligoceńskich warstw krośnieńskich. Począwszy od rejonu Gorlic fliszowa sukcesja śląska obejmuje również wczesny miocen. Miąższość stratygraficzna wynosi przeważnie 2500-3000 m, wyjątkowo w Beskidzie Śląskim i w Bieszczadach sięga 5000 m.

Spagową powierzchnię nasuwczą płaszczowiny śląskiej wyznacza, powstałe w spągu sukcesji śląskiej, odkłucie (Fig. 13), które proponujemy nazwać



**nasunięciem śląskim** (ang. *Silesian Thrust*). Taką właśnie jego pozycję potwierdził m.in. otwór Siekierzyna IG 1 na północ od Nowego Sącza. W zachodniej części płaszczowiny śląskiej nasunięcie śląskie utworzyło się w obrębie najwyższej jury, poniżej dolnych łupków i wapieni cieszyńskich (tyton–berias). Dalej na wschodzie, po południk Leska-Baligrodu, nasunięcie śląskie kontuuje się natomiast w warstwie łupków cieszyńskich górnych lub łupków wierzowskich (walażyn-hoteryw), a na południu, w Bieszczadach, wśród utworów dolnej kredy.

Między Olżą a Skawą, w płaszczowinie śląskiej, zbudowanej tu głównie z utworów tytonu-walażynu i cieszyńców, wyróżnia się domenę drugorzędnie sfałdowaną, określaną jako –**sub-płaszczowina cieszyńska** (ang. *Cieszyn sub-Nappe*). Granice tej jednostki mają charakter tektoniczny. Dolną granicę

**Fig. 15.** Przekroje geologiczne pokazujące relacje strukturalne płaszczowin karpackich. A — przekrój E–F (Fig. 12) przez płaszczowinę dukielską z sub-płaszczowinami Jasiela i michowską (Ślączka, 1971). Ok – warstwy krośnieńskie; Omk – warstwy przejściowe; Om – warstwy menilitowe; Oc – piaskowce cergowskie; Opc – margle podcergowskie (z Jawornika); OEmsz – piaskowce z Mszanki; Eh – warstwy hieroglifowe; Eps – łupki pstrze; Eprz – piaskowce przybyszowskie; K i – warstwy inoceramowe. B — przekrój G–H (Fig. 12) Jaśliska – Rymanów przez synklinorium jasielskie (Ślączka, 1977). Ok – warstwy krośnieńskie; Om – warstwy menilitowe; Oc – piaskowce cergowskie; Opc – margle podcergowskie (z Jawornika); E h – warstwy hieroglifowe; Eps + Ec – łupki pstrze i piaskowce ciężkowickie; Ki – warstwy inoceramowe; Kłu – warstwy łupkowskie; PK – warstwy górnokredowe; K 1 – warstwy dolnokredowe; 1 – nasunięcie magurskie; 2 – nasunięcie dukielskie; 3 – nasunięcie śląskie; 4 – powierzchnie złuskowań. C — przekrój –J (Fig. 12) przez łuski przeddukielskie w rejonie Wetliny (Ślączka, 1985). pOk – warstwy krośnieńskie, piaskowce i łupki; Omk – warstwy przejściowe; Om – warstwy menilitowe; Omsz – piaskowce z Mszanki; Eh – warstwy hieroglifowe; Ec – piaskowce ciężkowickie; Pi – łupki górnostebniańskie; PKi – piaskowce istebniańskie; Pm – warstwy z Majdanu; Kc – piaskowce ciśniańskie; Kłu – warstwy łupkowskie 1 – nasunięcie dukielskie; 2 – powierzchnie złuskowań.

stanowi płaszczyna nasunięcia śląskiego, a górną śródwartwowe ścięcie tektoniczne (**Ustronia**), które oddziela sub-płaszczowinę cieszyńską (Fig. 12) od wyżej leżących utworów kredowo-paleogeńskich, zapadających monoklinalnie ku południowi (Nowak, 1927; Książkiewicz, 1972, 1977), wyróżnianych jako **sub-płaszczowina godulska** (ang. *Godula sub-Nappe*). Skały tej jednostki odsłaniają się w zboczach Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego. Jej górną granicę stanowi nasunięcie przedmagurskie.

Między Skawą a Dunajcem utwory należące do płaszczowiny śląskiej zostały sfałdowane i ujęte w rozległe, połogie **synkliny** określane potocznie, choć niezbyt fortunnie, nazwą „płatów” (Książkiewicz, 1977): **Pogórze Lanckorońskiego, Radziszowskiego i Wojnicza (Brzeska, Bochni)**. Synkliny te tworzą rozległe struktury rozdzielone wąskimi strefami antyklinalnymi, które ku wschodowi stają się coraz szersze, a na wschód od Dunajca tworzą wspólnie zespół fałdów o północnej wergencji, z charakterystycznie zredukowaną miąższością warstw w krótszych skrzydłach północnych.

Na wschód od Dunajca, w wewnętrznej części płaszczowiny śląskiej występuje wielkie podłużne obniżenie tektoniczne, wcześniej określane nazwą centralnej depresji karpackiej (Tołwiński, 1933; Świdziński, 1953) lub **synklinorium centralnym**<sup>7</sup> (ang. *Central Synclinorium*), o osi wyraźnie zanurzającej się w kierunku Karpat Wschodnich (Wdowiarz, 1968). Na wschód od Jasła synklinorium tworzą utwory oligoceńskie ujęte w zespół wąskich, złuskowanych fałdów o osiach zanurzających się ku SE (Fig. 12, 15). Dla tej części synklinorium, biegnącej w kierunku NW-SE, Książkiewicz (1977) zastosował nazwę **synklinorium jasielskie** (ang. *Jasło Synclinorium*). Południowe obrzeżenie synklinorium jasielskiego stanowi kontakt tektoniczny ze strefą łusek przeddukielskich, który proponujemy nazwać **odkluciem przeddukielskim** (ang. *Fore-Dukla Detachment*). Granicę północną stanowi strefa brzeżnych spiętrzeń tektonicznych płaszczowiny śląskiej, gdzie na powierzchni wychodzą utwory dolnokredowe. W rejonie

Ustianowej synklinorium jasielskie łączy się z wewnętrznymi synklinoriami płaszczowiny skolskiej.

Przed frontem płaszczowiny dukielskiej, na SE od Dukli (Fig. 15C), wyróżniane jest, w wewnętrznej części płaszczowiny śląskiej, wąskie, o szerokości do kilku kilometrów, pasmo **łusek przed-dukielskich** (ang. *Fore-Dukla Thrust-Sheets*), zwane dotąd **strefą przeddukielską** (Świdziński, 1958). Ciągnie się ono dalej ku SE na teren Ukrainy. W kierunku przeciwnym, na zachód od Dukli pasmo to traci swoją indywidualność. Można w niej wyróżnić kilka stromych łusek, lokalnie wstecznie obalonych i przewalonych, tworzących fałszywe synkliny (np. **łuska Krzywego i Cisnej**, Ślącza, 1985). Ich wewnętrzną granicę stanowi powierzchnia nasunięcia płaszczowiny dukielskiej, od NE struktura ta graniczy z synklinorium jasielskim. W rejonie Baligrodu znana jest wstecznie obalona **łuska Bystręgo** (ang. *Bystre Thrust-Sheet*) o wergencji południowej, zbudowana ze skał reprezentujących pełen profil kredy o typie sukcesji śląskiej (por. Ślącza, 1959; Żytko, 1999; Fig. 15C).

Od Cieszyna i Żywca na zachodzie po Iwkową na wschodzie, w strukturze płaszczowiny śląskiej występują liczne okna tektoniczne, ujawniające skały **płaszczowiny podśląskiej** i przypuszczalnie **płaszczowiny skolskiej**. Są to **okna** w rejonie **Skoczowa**, **okno Żywca** oraz ciąg okien tektonicznych w wypiętrzonych antyformalnie **strefie lanckorońsko-żegocińskiej** (Książkiewicz, 1977), m.in. **okna Lanckorony, Skrzydłnej, Wiśniowej i Żegociny**. Wzdłuż intersekcyjnie krętej linii czoła nasunięcia śląskiego (Fig.12) płaszczowina podśląska ukazuje się na powierzchni

<sup>7</sup> Przykładem niewłaściwego mieszania kryteriów sedymentologicznych i tektonicznych jest podział synklinorium centralnego na strefę Leska i strefę Otrytu, które różnią się wprawdzie litologią i kierunkiem transportu materiału utworów oligocenu, ale nie różnią się strukturalnie, więc nie mogą być uważane za jednostki tektoniczne i włączone w regionalizację tektoniczną Karpat.

w **półoknach tektonicznych Wadowic, Gdowa, Janowic, Kamienicy Dolnej, Węglówki**.

Z kolei w okolicach Krosna w **czapce tektonicznej Bonarówki** (ang. *Bonarówka Outlier*) zachowany został największy fragment płaszczowiny śląskiej występujący tu na płaszczowinie podśląskiej (Fig. 12).

W **oknie tektonicznym Żywca** (ang. *Żywiec Window*) flisz oligoceński, zaliczany do sub-płaszczowiny cieszyńskiej (Książkiewicz, 1972), wyłania się spod nasuniętego fliszu tytońsko-dolnokredowego płaszczowiny śląskiej. Podobny, stratygraficznie odwrotny układ warstw obserwuje się w południowej części strefy **okien lanckorońsko-żegocińskich**: w **oknie tektonicznym Małej Sopotni** (ang. *Mała Sopotnia Window*) koło Żywca i w profilach kilku otworów pod utworami sukcesji magurskiej, a także w **oknie Kurowa** (ang. *Kurów Window*) nad Dunajcem i otworze Ropa 1 koło Gorlic. Modyfikując propozycję Żytki (2001), spągowe nasunięcie płaszczowiny śląskiej w tym rejonie proponujemy zlokalizować w **strefie nasuwczej Stroń** (ang. *Stroń Thrust Zone*). Strefa ta przecina skośnie i odpaja (ang., fr. *décollement*) utwory sukcesji śląskiej (por. Książkiewicz, 1953) na obszarze od Żywca po Gorlice.

Na północ od Wadowic, w okolicy Iwkowej oraz Brzozowej w dorzeczu Dunajca, stropową granicę płaszczowiny śląskiej, czyli **nasunięcie magurskie**, można obserwować w spągu czapek tektonicznych płaszczowiny magurskiej, na których zachowane są transgresywne skały środkowomiocenne.

W okolicach Andrychowa u podstawy płaszczowiny śląskiej wyróżniono **skałki andrychowskie** (ang. *Andrychów Klippen Zone*, Książkiewicz, 1935). Stanowi je pięć dużych skałek złożonych ze skał krystalicznych, wapieni górnej jury, zlepieńców, margli i wapieni senonu w transgresji na jurze oraz wapieni paleocenu i eocenu. Skałki te zapadają pod warstwy lgockie albu sukcesji śląskiej. Pod skałkami nawiercono warstwy krośnieńskie oligocenu z okruchowym materiałem jury oraz łupki i margle pstre eocenu-senonu-albu sukcesji podśląskiej.

Książkiewicz (1972, 1977) przyjmował tektoniczną genezę skałek andrychowskich, ale nie jest wykluczona ich geneza olistolitowa (Koszarski, 1985).

Kolejną, niższą strukturą tektoniczną grupy średniej stanowi **płaszczowina podśląska** (ang. *Sub-Silesian Nappe*, Książkiewicz, 1951), która – choć głównie skryta strukturalnie pod płaszczowiną śląską – znana jest z wielu otworów wiertniczych. Granicą spągową tej płaszczowiny jest powierzchnia ścicia tektonicznego – **nasunięcie podśląskie** (ang. *Sub-Silesian Thrust*). W kredowo-paleogeńskiej (walańżyn-oligocen) sukcesji podśląskiej zaznacza się duże zróżnicowanie litofacjalne. Profil kredy dolnej jest podobny do sukcesji śląskiej. Z różnic wymienić trzeba obecność warstw gezowych albu-cenomanu. W kredzie górnej-eocenie wyróżniane są łupki i margle pstre węglowieckie, szare margle frydeckie i margle żegocińskie. Utwory paleogenu sukcesji podśląskiej sięgają oligocenu–wczesnego miocenu.

Skały płaszczowiny podśląskiej ukazują się na powierzchni przede wszystkim w nieciągłym pasie przed czołem płaszczowiny śląskiej oraz w istniejących w niej oknach tektonicznych (Fig. 12, 13). W okolicy Wadowic i Radziszowa oraz na wschód od Brzeska płaszczowina podśląska nasunięta jest na utwory sukcesji skolskiej, na pozostałym obszarze – na utwory miocenu. Na wschodzie, w okolicy Leska nasunięcie podśląskie wygasa i przeradza się w regularną **antyklinę Ustianowej** (ang. *Ustianowa Anticline*) zbudowaną z warstw krośnieńskich oligocenu–wczesnego miocenu. Płaszczowina podśląska jest całkowicie odkorzeniona i występuje w postaci **lusek (Bachowice, Woźniki, Szydłowiec, Gierczyce)** lub **faldów (Węglówka)**. Często są to tylko strzępy warstw. Szerokość wychodni na powierzchni zmienia się od 5 km do zera. Stropową granicę płaszczowiny podśląskiej stanowi **nasunięcie śląskie**.

**Płaszczowina skolska** (ang. *Skole Nappe*, Nowak, 1914), zwana też **skibową**, występuje od granicy z Ukrainą po okolice Brzesko (Fig. 12). Płaszczowina ta, stanowiąca ważny element Karpat Wschodnich, jest najniższą jednostką



strukturalna płaszczowin grupy średniej. Tworzą ją skały sukcesji skolskiej od dolnej kredy po dolny miocen z dominującym strukturalnie utworami kredy górnej - paleocenu zwane warstwami ropianieckimi, warstwami z Rybotycz lub tradycyjnie warstwami inoceramowymi. Flisz eoceński przykryty jest piaskowcami kliwskimi i warstwami krośnieńskimi oligocenu – wczesnego miocenu. Stratygraficzna miąższość płaszczowiny skolskiej wzrasta ku południowi i w świetle danych z wierceń *Paszowa 1* i *Kuźmina 1* może przekraczać tam 7000 m.

Płaszczowina skolska, jest całkowicie odkorzeniona i nasunięta wzdłuż płaszczyzny odkłucia nazwanego **nasunięciem skolskim** (ang. *Skole Thrust*) na utwory miocenu grupy brzeżnej. W jej podłożu znajdują się utwory autochtonicznego miocenu środkowego **zapadliska przedkarpackiego**. W okolicy Wadowic, Pleśnej, Pilzna a zwłaszcza koło Rzeszowa brzeżna strefa płaszczowiny przykryta jest transgresywnymi utworami środkowego miocenu. Erozyjne płyty transgresywnego badenu znajdują się też w okolicy Grudny Dolnej, Dubiecka i Olszan.

Powierzchnia nasunięcia skolskiego, będącego efektem ścięciowego odkłucia spągowego płaszczowiny, utworzyła się głównie wśród ciemnych łupków spaskich wczesnej kredy, głównie hoterywu. Płaszczowina skolska wyklinowuje się strukturalnie w podłożu wyższych jednostek strukturalnych, za czym przemawia brak jej utworów w profilach otworów na linii Iwkowa-Zakliczyn-Tuchów.

Problem obecności płaszczowiny skolskiej na zachód od Brzeska jest dyskusyjny. Żytko & Malata (2001) sądzą, że zachodnie przedłużenie płaszczowiny skolskiej tworzyć mogą kredowo-paleogeńskie utwory sukcesji Obidowej-Słopnic (Jawor & Sikora, 1979), nawiercone na północ od nowego Targu pod płaszczowiną magurską (Fig. 13). Utwory te wcześniej były zaliczane do płaszczowiny dukielskiej (Cieszkowski i in., 1985). Według Żytki & Malaty (2001) innym elementem płaszczowiny skolskiej, ukazującym

się przy brzegu Karpat koło Wadowic, może być „flisz zewnętrzny”, włączony przez Książkiewicza (1972, 1977) do płaszczowiny podśląskiej.

W polskich Karpatach szerokość wychodni płaszczowiny skolskiej przekracza 30 km (Fig. 12). Ma ona fałdowy styl budowy. Fałdy są w miarę regularnie obalone ku NE, na ogół z silnie zredukowanymi skrzydłami północnymi. W jej wschodniej części, na E od Pilzna, wyróżnione zostało **antyklinorium brzeżne** (ang. *Marginal Anticlinorium*) i **synklinorium wewnętrzne** (ang. *Internal Synclinorium*), znane również jako **synklinorium Strzyżowa** (ang. *Strzyżów Synclinorium*) przechodzące ku wschodowi w **synklinorium Gór Słonnych** (ang. *Góry Słonne Synclinorium*).

Styl tektoniczny płaszczowiny skolskiej zmienia się na południowy wschód od **sigmoidy przemyskiej** (ang. *Przemysł Sigmoid*). Jej szerokość zwięża się do około 15 km, a fałdy przekształcają się w kilka skib, czyli wielkich, złuskowanych antyklin, które w Karpatach Wschodnich noszą nazwy: **skiba brzeżna, orowska, skolska, Paraszki, Zelemianki i skiba Rożanki**. **Sigmoida przemyska** to gwałtowny skręt ku południowi, a następnie ponownie ku południowemu wschodowi przebiegu osi fałdów w brzeżnej części płaszczowiny skolskiej pomiędzy Przemyślem a Birczą.

## Grupa brzeżna

**Grupę brzeżną** (ang. *Marginal Group*) tworzą jednostki tektoniczne uformowane ze skrajnej, południowo-wschodniej części Karpat fliszowych oraz sfałdowanych i odkorzenionych utworów południowej części zapadliska przedkarpackiego.

**Płaszczowinę boryslawsko-pokucką** (ang. *Boryslav-Pokuttya Nappe*) tworzą fliszowe utwory zdeponowane w zewnętrznej części basenu skolskiego oraz dolnomiocenie utwory molasowe wewnętrznej części zapadliska przedkar-

packiego. Po inwersji, **plaszczowina boryslawsko-pokucka** stanowi element strukturalnie pośredni pomiędzy Karpatami zewnętrznymi i zapadliskiem przedkarpackim. W Karpatach Ukrainińskich plaszczowina ta nasunięta jest na **plaszczowinę samborską** (ang. *Sambir Nappe*), a od południowego zachodu przykryta jest przez **plaszczowinę skibową** (ang. *Skyba Nappe*).

W Karpatach Wschodnich plaszczowina boryslawsko-pokucka określana jest też jako fałdy wgłębne. W Polsce występuje ona w formie szczątkowej na południe od Przemyśla. Zaliczono do niej **łuskę Kniażyc** (ang. *Kniazyce Thrust Sheet*) z utworami dolnego miocenu (część **plaszczowiny stebnickiej?**) oraz łuski brzeżne plaszczowiny skolskiej na południe od Przemyśla (Kotlarczyk, 1985). W ujęciu tym przyjęto, że fałdy wgłębne uległy redukcji przy brzegu Karpat, w obrębie sigmoidy przemyskiej. Granicą stropową plaszczowiny jest nasunięcie skolskie, a granicą spągową tej plaszczowiny jest powierzchnia ścięcia tektonicznego w obrębie osadów kredy górnej – **nasunięcie boryslawsko-pokuckie** (ang. *Boryslav-Pokuttya Thrust*).

**Plaszczowina stebnicka** (ang. *Stebnik, Sambir Nappe*, Tołwiński, 1950) jest utworzona z molasowych osadów dolnego i środkowego miocenu (Ney, 1968). Na południe od Przemyśla miąższość stratygraficzna wyjściowej sukcesji stebnickiej wynosi około 2500 m (Ney, 1968) i maleje ku zachodowi. W otworze Cisowa IG 1, około 12 km od brzegu Karpat, ma tylko 11 miąższości. W otworze Kuźmina 1, 16 km dalej na SW, aż do głębokości 7221 m przewiercano olistolity fliszowe, być może należące do plaszczowiny stebnickiej.

Plaszczowina stebnicka jest charakterystyczna dla Karpat Wschodnich, a w Polsce rozpoznana została przed czołem plaszczowiny skolskiej oraz pod jej nasunięciem spągowym. Na powierzchni występuje na wschód od Przemyśla i zapada ku zachodowi pod łuskę Kniażyc i **plaszczowinę skolską**. **Plaszczowina stebnicka** nasunięta jest na **łuski zgłobickie** (miocen środkowy) oraz niżej leżące autochtoniczne utwory środkowego miocenu (baden-sarmat) **zapadliska przedkarpackiego**.

Nasunięcie spągowe plaszczowiny tworzy powierzchnia **odklucia stebnickiego** (ang. *Stebnik Detachment*) w obrębie dolnomiocenińskich utworów formacji solonośnej. W kilku otworach stwierdzono ponad powierzchnią odklucia obecność utworów fliszowych różnego wieku, zinterpretowanych jako olistolity: Jaksmanice 10 – eocen-oligocen, Cisowa IG 1 – oligocen, Kuźmina 1 – paleocen, koniak, turon. W strukturze plaszczowiny występuje kilka obalonych ku północy podrzędnych fałdów.

**Łuski zgłobickie** (ang. *Zgłobice Thrust-Sheets*, Kotlarczyk, 1985) występują na zachód od Przemyśla, aż po Wieliczkę, przed czołem plaszczowiny stebnickiej. Obejmują one wąskie pasmo sfałdowanych i złuskowanych utworów miocenu środkowego i górnego(?), które wraz z Karpatami fliszowymi nasunięte jest płasko na utwory autochtonicznego miocenu środkowego należące do zewnętrznej części zapadliska (Dżułyński & Ślaczak, 1965; Ney 1968; Wdowiarz 1976; Kotlarczyk, 1985; Połtowicz, 2004; Oszczytko i in., 2006). Sfałdowane utwory miocenu tworzą wiązkę o kształcie klina zapadającego na południe. Na zachód od Dębicy, aż po Brzesko, szerokość pasma sfałdowanych utworów badeńsko-sarmackich wyraźnie się poszerza, maksymalnie do 10 km. Pasma występujących tu złuskowanych fałdów wydzielono jako „**fałdy badeńskie**” (Książkiewicz, 1972) lub **jednostkę zgłobicką** (Kotlarczyk (ed.), 1985; por. Oszczytko i in. 2008), a którą obecnie proponujemy określać terminem **pasmo łusek zgłobickich** (ang. *Zgłobice Thrust-Sheet Belt*). W obrębie tego pasma znajdują się złoża miocenińskich soli Wieliczki i Bochni, ujęte w fałdy obalone ku północy. W rejonie Brzeska-Wojniczka, pasmo łusek zgłobickich interpretowane jest jako strefę trójkątną (triangle zone) powstała w wyniku kompresji (Krzywiec i in., 2004). Na zachód od Raby, przy bardzo płaskiej powierzchni **nasunięcia zgłobickiego** (ang. *Zgłobice Thrust*), łuski zgłobickie są słabo rozwinięte (Oszczytko & Tomasz, 1985), natomiast przed ich czołem pojawia się paraautochton „zatoeki gdowskiej”, którego północną granicę wyznacza zakorzeniony w utworach podłoża platformowego uskoc inwersyjny.

Przy brzegu Karpat między granicą państwa koło Cieszyna a Andrychowem rozpoznana została **łuska Roczyn–Andrychowa** (ang. *Roczyn-Andrychów Thrust-Sheet*, Wójcik i in., 1999), którą tworzą sfałdowane utwory mioce-  
nu (sarmat-panon) o dużym udziale olistolitów fliszowych i żwirów pochodzących z platformy europejskiej (por. fig. 5, Oszczytko, 2006). W interpretacji Sieniawskiej i in. (2010), opartej na modelowaniach analogowych, obserwowane w rejonie Andrychowa struktury, powstały w wyniku obciążenia frontalnej części łuski mioceńskiej utworami sarmatu-panonu.

## Zapadlisko przedkarpackie

**Zapadlisko przedkarpackie** (ang. *Carpathian Foredeep*) jest wypełnione dolno- i środkowomioceńskimi osadami autochtonicznymi, powstałymi w zróżnicowanych warunkach sedymentacyjnych zapadliska przedgórskiego (Oszczytko i in., 2006). W zapadlisku przedkarpackim można wyróżnić część zewnętrzną, leżącą na północ od Karpat oraz część wewnętrzną ukrytą obecnie pod nasuniętymi Karpatami. Część zewnętrzna zapadliska wypełniona jest środkowo-mioceńskimi osadami morskimi o miąższości od kilkuset metrów w północnej, brzeżnej części do około 3000 m w części południowo-wschodniej (Ney, 1968). Część wewnętrzna zapadliska ma szerokość nie mniejszą niż 50 km (Oszczytko & Tomasz, 1985; Oszczytko, 2004, 2006; Oszczytko i in., 2006).

## Masyw Tatr

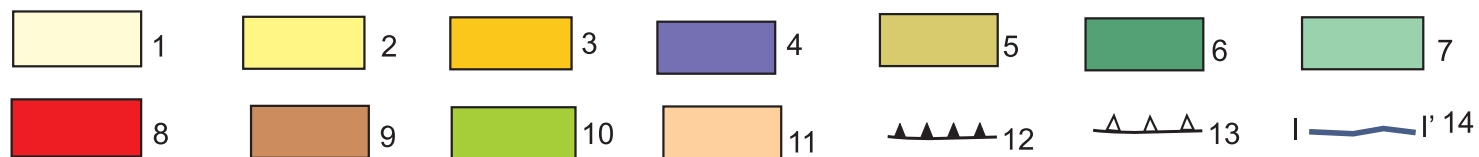
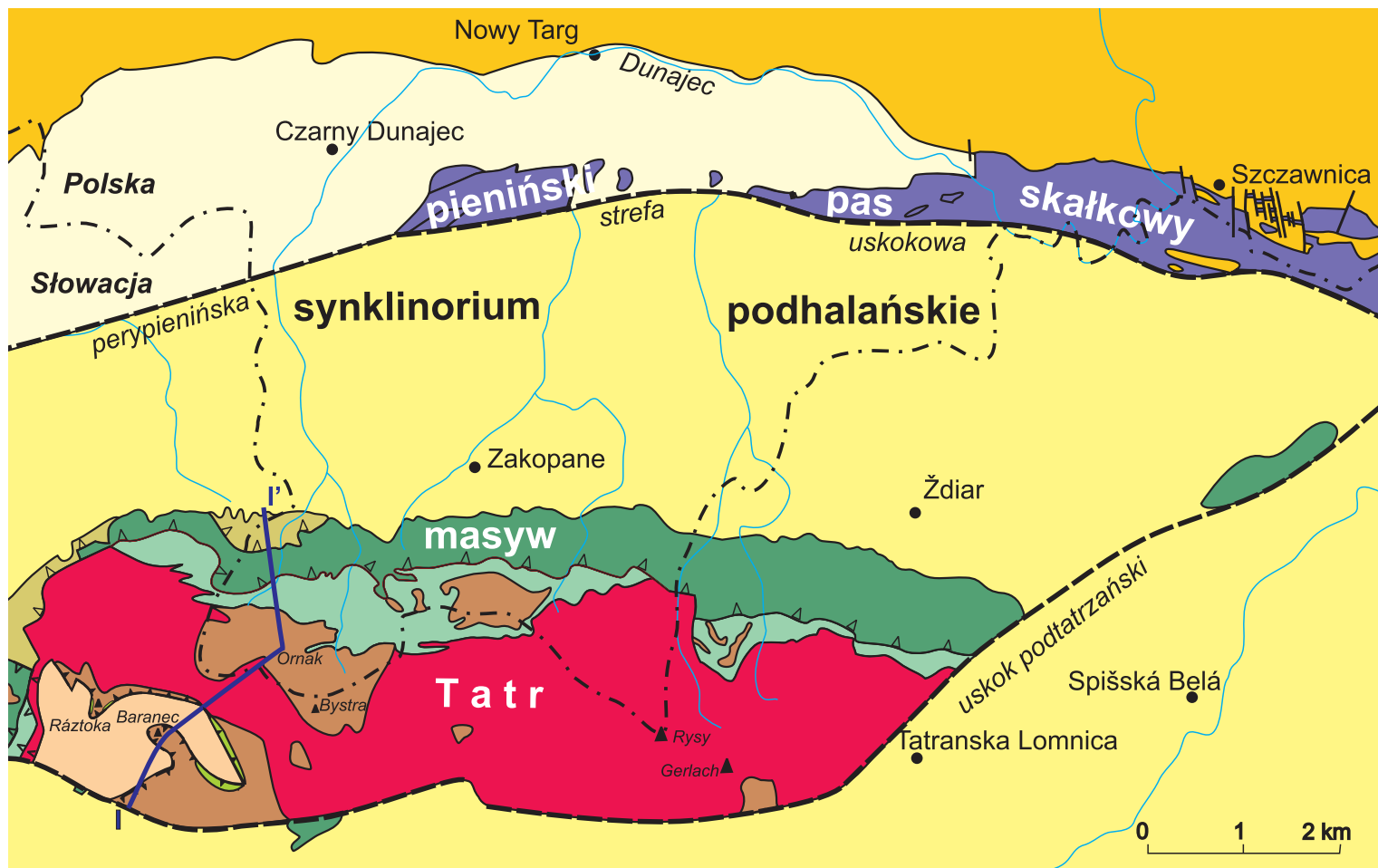
### Piętro krystaliczne – podłoże

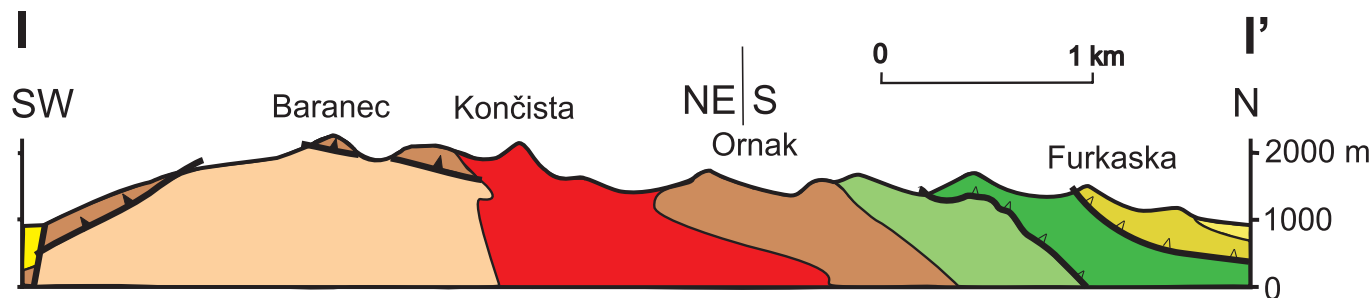
Występujące dziś na powierzchni skały krystaliczne Tatr stanowią najdalej na północ położony fragment waryscyjskiego podłoża Karpat, które pojawia się na powierzchni spod permsko-mezozoicznych sukcesji, na południe od skorupowego szwu pienińskiego, w kilkunastu masywach krystalicznych wewnętrznych Karpat Zachodnich. Budują one krystaliczne, **metamorficzno-**

**magnowe, paleozoiczne podłoże Karpat**. W trakcie orogenezy alpejskiej masywy te zostały wbudowane w transportowane tektonicznie z południa płaszczowiny mezozoiczne, tworzące górne, **faldowo-płaszczowinowe piętro strukturalne**, leżące ponad krystalicznym podłożem. Płaszczowiny tatrzańskie zajmują skrajną, północną pozycję, gdyż przylegają do pienińskiego pasa skałkowego, przyjmowanego za szew orogeniczny Karpat Zachodnich (Fig. 12, 13, 16).

W granicach Polski znajduje się zaledwie 1/5 obszaru, na którym odsłaniają się skały krystaliczne **masywu Tatr** (ang. *Tatra Massif*). Stąd też model ewolucji tektonicznej krystaliniku tatrzańskiego opiera się przede wszystkim na obserwacjach pochodzących z części słowackiej. Litostratygraficznie od dawna wyróżniany jest tutaj **zespół dolny** (ang. *Lower Assemblage*) – tworzony przez łupki łyszczykowe, paragnejsy dwułyszczykowe i biotytowe, amfibolity, ortognejsy i migmatyty oraz **zespół górny** (ang. *Upper Assemblage*) – dwułyszczykowe paragnejsy z syllimanitem i granatem, gnejsy biotytowe, migmatyty, amfibolity i gnejsy amfibolowe, natomiast pomiędzy oba zespoły umieszczana jest intruzja granitoidów (Gorek, 1956, 1959; Kahan, 1968, 1969). Wśród wstęgowanych amfibolitów i gnejsów amfibolowych zespołu górnego występują relikty eklogitów (Janák i in., 1996). Fritz i in. (1992) oraz Janák i in. (1988, 1993) przyjęli, że skały zespołu górnego zostały nasunięte w kierunku SE na skały zespołu dolnego, po czym doszło do intruzji granitoidów (granodiorytów i tonalitów) w strefy ścięciowe związane z prawoprzesuwczą lateralną ucieczką jednostek tektonicznych. Poźniejsze deformacje miałyby już należeć do wydarzeń alpejskich, na które złożyły się: późnokredowe nasuwanie płaszczowin alpejskich ze zwrotem góra ku NW, wielkoskalowe faldowanie tworzące otwarte fałdy waryscyjskiej foliacji o osiach zanurzających się ku SSE, oraz ogólne wypiętrzanie wzdłuż N-S do NW-SE biegnących uskoków normalnych w czasie neoalpejskiej ekstensji.

Obserwacje strukturalne poczynione głównie w skałach krystalicznych polskiej części Tatr (Żelaźniewicz, 1996, 1997) w znacznym stopniu potwierdzają





**Fig. 17.** Przekrój geologiczny masywu Tatr. Objaśnienia jak na Fig. 16.

założenia powyższego modelu. Rozpoznane przez Janaka i in. (1988) nasunięcie rozdzielające zespół dolny i górny w południowo-zachodniej części Tatr proponujemy nazwać **nasunięciem Baranca** (ang. *Baranec Thrust*). Skąły zespołu dolnego wylaniają się tam spod zespołu górnego w **oknie tektonicznym** na obszarze **Ráztoki-Baranca** (ang. *Ráztoka-Baranec Window*). Charakter tektoniczny jednostki (autochton?, płaszczowina?) odsłaniającej się w tym oknie pozostaje nieznan. Zespół górny, stanowiący skrzydło stropowe tego nasunięcia, tworzy całą pozostałą część masywu Tatr. Na obszarze Polski, skąły krystaliczne Tatr Zachodnich i Tatr Wysokich należą zatem w całości do kompleksu migmatyczno-granitowego zespołu górnego (Fig. 16, 17).

**Fig. 16.** Szkic tektoniczny masywu Tatr, synklinorium podhalańskiego i pienińskiego pasa skałkowego. Wstawka A – przekrój geologiczny wzdłuż linii I–I'. 1 – neogen; 2 – paleogen; 3 – płaszczowina magurska; 4 – pieniński pas skałkowy, 5 – płaszczowiny reglowe (choczańska); 6 – płaszczowiny reglowe (kriżniańska); 7 – płaszczowiny wierchowe; 8 – granitoidy; 9 – skąły zespołu górnego, kompleks migmatyczny Tatr; 10 – amfibolity z relikami eklogitowymi; 11 – skąły zespołu dolnego; 12 – nasunięcia płaszczowin mezozoicznych; 13 – nasunięcie Ráztoki-Baranca; 14 – przekrój geologiczny I–I' z Fig. 17.

## Piętro fałdowo-płaszczowinowe – pokrywa

Na skałach **tatrzańkiego kompleksu migmatyczno-granitowego** (ang. *Granite-Migmatite Tatra Complex*) spoczywają mezozoiczne i trzeciorzędowe skąły osadowe. Ponad strukturalnie najniższą, sfałdowaną, autochtoniczną (fałd Stołów) i parautochtoniczną (łuska Świerkul) pokrywą występuje allochtoniczny **zespół płaszczowin wierchowych** (ang. *Wierchy Nappes*) nasuniętych z południa i przemieszczony ponad nim **zespół płaszczowin reglowych** (ang. *Regle Nappes*). Zespół płaszczowin wierchowych składa się z **płaszczowiny Czerwonych Wierchów** (ang. *Czerwone Wierchy Nappe*) i **płaszczowiny Giewontu** (ang. *Giewont Nappe*). Zespół płaszczowin reglowych składa się z **płaszczowiny kriżniańskiej** (ang. *Križna Nappe*), **płaszczowiny choczańskiej** (ang. *Choč Nappe*) i strukturalnie najwyższej **płaszczowiny strażowskiej** (ang. *Stražov Nappe*). Na nich, pomiędzy masywem Tatr a pienińskim pasem skałkowym, leży niezgodnie **synklinorium podhalańskie** (ang. *Podhale Synclinorium*) powstałe wskutek mioceńskiego wyniesienia i inwersji zapadliska wypełnionego paleogeńskim (górny eocen-oligocen) fliszem (Fig. 16). W jego skrzydle południowym znajdują się spągowe ogniwa sukcesji podhalańskiej reprezentowane przez płytkowodne, klastyczne i węglanowe utwory eocenu „numulitowego”.

## LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P. & MAZUR S.** 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. In: Winchester J., Pharaoh T. & Verniers J. (eds), *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications, **201**: 237–277.
- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., PIN C. & ZALASIEWICZ J.A.** 2000. The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Transactions of the Royal Society, Edinburgh, Earth Sciences* (1999), **90**: 127–146.
- ANTONOWICZ L., HOOPER R. & IWANOWSKA E.** 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Przegląd Geologiczny*, **51**: 344–350.
- ANTONOWICZ L. & IWANOWSKA E.** 2003a. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich — odpowiedź. *Przegląd Geologiczny*, **51**: 730–731.
- ANTONOWICZ L. & IWANOWSKA E.** 2003b. Waryscyjskie deformacje obszaru lubelskiego na podstawie interpretacji danych sejsmicznych. Implikacje poszukiwawcze. *Przegląd Geologiczny*, **51**: 794–795.
- BERTHELSEN A.** 1992. From Precambrian to Variscan Europe. In: Blundell D., Freeman R. & Mueller S. (eds), *A continent revealed. The European Geotraverse*: 153–164.
- BERTHELSEN A.** 1993. Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, **A-20** (255): 19–31.
- BIRKENMAJER K.** 1979. Pieniny Klippen Belt of Poland – geological guide (in Polish). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1–237.
- BIRKENMAJER K.** 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, **88**: 7–32.
- BIRKENMAJER K.** 2001. Pieniny Klippen Belt. In: Birkenmajer K. & Krobicki M. (eds), *Carpathian Paleogeography and Geodynamics, a multidisciplinary approach*. 12<sup>th</sup> Meeting of the Association of European Geological Societies, Field trip C, Kraków, 13–15 September 2001. Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków: 99–141.
- BOGDANOVA S.V., GORBATSCHEV R. & GARETSKY R.G.** 2005. The East European Craton. In: Selley R.C., Cocks L.R. & Plimer I.R. (eds), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Amsterdam: 34–49.
- BOUČEK B.** 1935. O silurské fauně od Stínavy (západně od Plumlova) na Dražanské vysočině. *Časopis Vlasteneckého Spolku musejního v Olomouci*, **48** (3–4): 129–138.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W. & TOMCZYK H.** 1983. Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku. *Przegląd Geologiczny*, **31**: 651–658.
- BUKOWY S.** 1964. Nowe poglądy na budowę północno–wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **184**: 5–34.
- BUKOWY S.** 1972. Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, **61**: 23–50.
- BUŁA Z.** 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **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.** 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **81**: 221–239.
- 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 Paleozoic sediments in the Upper Silesian Block. *Geological Quarterly*, **40**: 299–336.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M. & PŘICHYSTAL A.** 1997b. Lower Paleozoic deposits of the Brunovistulicum. *Terra Nostra*, **11**: 32–38.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M. & ŻABA J.** 1997a. Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). *Geological Magazine*, **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). *Przegląd Geologiczny*, **56**: 473–480.
- BUŁA Z., ŻABA J. & HABRYN R.** 2008. Tectonic subdivision of Poland: southern Poland (Upper Silesian Block and Małopolska Block). (In Polish, English summary). *Przegląd Geologiczny*, **56**: 912–920.
- BURTAN J. & SOKOŁOWSKI S.** 1956. Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, **4**: 457–458.
- BYLINA P., ŻELAŹNIEWICZ A. & DÖRR W.** 2000. Archean basement in the Upper Silesia Block: U–Pb zircon age from amphibolites of the Rzeszotary horst. Abstracts, Joint Meeting EUROPROBE and PACE Projects, Zakopane: 11–12.
- CEBULAK S. & KOTAS A.** 1982. Profil utworów intruzywnych i prekambryjskich w otworze Goczałkowice IG–I. W: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 205–210.
- CHLUPAĆ 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.
- CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A. & WDOIWIARZ S.** 1985. New data on structure of the Flysch Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, **6**: 313–333.
- CWOJZDZIŃSKI S. & ŻELAŹNIEWICZ A.** 1995. Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. Przewodnik 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wrocław. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego – wydanie specjalne: 11–28.
- CYMERMAN Z.** 2004. Tectonic map of the Sudetes and the Fore–Sudetic Block, 1 : 200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- CZARNOCKI J.** 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, **28**: 1–172.
- CZARNOCKI J.** 1938. Ogólna mapa geologiczna Polski, 1 : 100 000. Arkusz 4, Kielce. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- CZARNOCKI J.** 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Prace Instytutu Geologicznego*, **1**: 15–404.
- CZARNOCKI J.** 1951. Z zagadnień paleogeograficznych i złożowych cechsztynu w Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, **7**: 19–27.
- CZARNOCKI J.** 1957. Prace geologiczne. T. 2. Tektonika Gór Świętokrzyskich. Z. 1. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, **18**: 5–133.
- CZARNOCKI J.** 1961a. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski, skala 1 : 100 000. Region Świętokrzyski. Arkusz Kielce. Wyd. B zaktualizowane. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CZARNOCKI J.** 1961b. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski, skala 1 : 100 000. Region Świętokrzyski. Arkusz Bodzentyn. Wyd. B zaktualizowane. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- CZARNOCKI J.** 1961c. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski, skala 1 : 100 000. Region Świętokrzyski. Arkusz Opatów. Wyd. B zaktualizowane. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CZARNOCKI J.** 1961d. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski, skala 1 : 100 000. Region Świętokrzyski. Arkusz Pińczów. Wyd. B zaktualizowane. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CZARNOCKI J.** 1961e. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski, skala 1 : 100 000. Region Świętokrzyski. Arkusz Staszów. Wyd. B zaktualizowane. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CZARNOCKI J.** 1961f. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski, skala 1 : 100 000. Region Świętokrzyski. Arkusz Sandomierz. Wyd. B zaktualizowane. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- DADLEZ R.** 2000. Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and new concept. *Geological Quarterly*, **44**: 221–236.
- DADLEZ R.** 2001. Holy Cross Mts. area — crustal structure, geophysical data and general geology. *Geological Quarterly*, **45**: 99–106.
- DADLEZ R.** 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji warwycyjskich — dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, **51**: 729–730.
- DADLEZ R.** 2006. The Polish Basin—relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. *Geological Quarterly*, **50**: 43–58.
- DADLEZ R., GRAD M. & GUTERCH A.** 2005. Crustal structure below the Polish Basin. Is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, **411** (1–4): 111–128.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J.** (red.) 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J.** (red.) 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DUDEK A.** 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno–Vistulicum. *Rozprawy Československé Akademie Věd, Řada matematických a přírodních Věd*, **90**: 1–85.
- DZIADZIO P. & JACHOWICZ M.** 1996. Budowa podłoża utworów miocenijskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. *Przegląd Geologiczny*, **44**: 1124–1130.
- DZIEWIŃSKA L. & PETECKI Z.** 2004. Kompleksowa interpretacja badań geofizycznych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Instrukcje i Metody Badań Geologicznych*, **58**: 1–107.
- DZIEWIŃSKA L., PETECKI Z. & JÓŹWIĄK W.** 2000. Model strukturalno–gęstościowy NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na podstawie interpretacji pomiarów geofizycznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **392**: 49–74.
- DŹUŁYŃSKI S. & ŚLĄCZKA A.** 1965. Odwrócona seria miocenu w Złobicach. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Nauk Geologicznych PAN*, Oddział w Krakowie, Lipiec–Grudzień: 474–476.
- FATKA O. & VAVRDOVA M.** 1998. Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Měnin borehole, Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **73**: 55–60.
- FILONOWICZ P.** 1967. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Arkusz Morawica. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- FILONOWICZ P.** 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami. Arkusz Kielce. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- 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: Quantification and modelling in the Variscan Belt*. Geological Society, London, Special Publications, **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.
- FRANKE D.** 1995. The Caledonian terranes along the southwestern border of the East European Platform – evidence, speculation and open questions. *In*: Gee D.G. & Beckholmen M. (eds), *The Trans–European Suture Zone: Europrobe in Liblice 1993*, *Studia Geophysica et Geodetica*, **39**: 241–256.
- FRANKE W. & ŻELAŹNIEWICZ A.** 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *In*: Franke W., Haak V., Oncken., Tanner D. (eds), *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt*. Geological Society, London, Special Publications, **179**: 63–86.
- FRANKE W. & ŻELAŹNIEWICZ A.**, 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. *In*: Winchester J.A., Pharaoh T.C. & Verniers J. (eds), *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications, **201**: 133–155.
- FRITZ H., NEUBAUER F., JANÁK M. & PUTIŠ M.** 1992. Variscan mid–crustal thrusting in the Carpathians: Kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. *Terra Abstracts, suppl. 2 to Terra Nova*, **4**: 24.
- GOREK A.** 1956. Geologicko–petrografické pomery Západných Tatier. *Geologický Sborník Slov. Akad. Vied*, **VI**, 7 (1–2): 125–129.
- GOREK A.** 1959. Prehľad geologických–petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. *Geologický Sborník*, **10** (1): 13–80.
- HAKENBERG M.** 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J.** 1998. Rozwój południowo–wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoków ograniczających (od permu do późnej jury). *Przegląd Geologiczny*, **46**: 503–508.
- HLADIL J.** 1988. Zonality in the Devonian carbonate sediments in Moravia (CSFR). *Proc. Ist. Int. Conf. Bohemian Massif*, Praha: 121–126.
- JACHOWICZ M.** 2005. Ordowickie akritarchy bloku górno–śląskiego. *Przegląd Geologiczny*, **53**: 756–762.
- JACHOWICZ M. & PŘICHYSTAL A.** 1997 – Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **72**: 329–332.
- JACHOWICZ M., ŻELAŹNIEWICZ 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? *Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego*. Sosnowiec–Warszawa.
- JANÁK M., KAHAN S. & JANČULA D.** 1988. Metamorphism of pelitic rocks and metamorphism in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geologica Carpathica*, **39**: 455–488.
- JANÁK M., BEZÁK V., BROSKAI., FRITZ H., KAHAN Š., KOHÚT M., NEUBAUER F., O'BRIEN P.J., ONSTOTT T.C., REICHWALDER P. & UHER, P.** 1993. Deformation, metamorphism and granitoid magmatism in the Tatry Mts. (Central Western Carpathians, Tatric unit): records of Variscan and Alpine orogeny. *PAEWCR Excur. Guide*, Stará Lesná: 51–61.
- JANÁK M., O'BRIEN P.J., HURAI V. & REUTEL C.** 1996. Metamorphic evolution and fluid composition of garnet–clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Lithos*, **39**: 57–79.
- JANIK T., GRAD M., GUTERCH A., DADLEZ R., YLINIEMI J., TIIRA T., GACZYŃSKI E. & CELEBRATION 2000 Working Group.** 2005. Lithospheric structure of the TransEuropean Suture Zone along the TTZ & CEL03 seismic profiles (from NW to SE Poland). *Tectonophysics*, **411**: 129–155.

- JAROSZEWSKI W.** 1972. Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, **37**: 9–210.
- JAWOR E. & SIKORA W.** 1979. Jednostka Obidowej–Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Kwartnik Geologiczny*, **23**: 499–501.
- JURECZKA J., DOPITA M., GAŁKAM., KRIEGER W., KWARCIŃSKI J. & MARTINIĘC P.** 2005. Atlas geologiczno–złożowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. :200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- JUREWICZ E.** 1997. The contact between the Pieniny Klippen belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts). *Geological Quarterly*, **41**: 315–326.
- KAHAN Š.** 1968. K problematike vystupovania staurolitu, disténu, sillimanitu a kurundu v kryštaliniku Západných Tatier. *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geologica*, **12**: 191–201.
- KAHAN Š.** 1969. Eine neue Ansicht über geologischen Aufbau des Kristallinikums der West–Tatra. *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geologica*, **18**: 19–78.
- 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. *Geologica Carpathica*, **54**: 139–152.
- KARNKOWSKI P. H.** 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski: Niż Polski. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 895–903.
- KARNKOWSKI P. H.** 2010. Budowa geologiczna oraz geneza i ewolucja bloku Gorzowa. *Przegląd Geologiczny*, **58**: 680–688.
- KARNKOWSKI P. & OŁTUSZYK S.** 1968. Atlas geologiczny przedgórzia Karpat polskich, 1 : 500 000. Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- KETTNER R. & REMEŠ M.** 1935. Objev silurských břidlic s graptolitovou faunou na Moravě. *Věstník Královské České Společnosti Nauk, Třída II*, **16**: 1–11.
- KOLASA K. & ŚLĄCZKA A.** 1985. Sedimentary salt megabreccias exposed in the Wieliczka mine. Fore–Carpathian Depression. *Acta Geologica Polonica*, **35** (3–4): 221–230.
- KONDRACKI J.** 2002. Geografia regionalna Polski, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1–440.
- KONIOR K.** 1974. Budowa geologiczna wypiętrzenia rzeszotarskiego w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **44**: 321–375.
- KONON A.** 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski — Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 921–926.
- KOSZARSKI A. & KOSZARSKI L.** 1985. Marginal zone of the Magura Nappe and its relation to Lower Units. In: Koszarski L. (ed.) *Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep*, Carpatho–Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow, Poland, Guide to Excursion 3, AGH, Kraków: 216–224.
- KOSZARSKI L.** (ed.), 1985. Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. Carpatho–Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow, Poland, Guide to Excursion 3, AGH, Kraków: 1–254.
- KOSZARSKI L.** 1985. Tectonic units of the Polish outer Carpathians. In: Koszarski L. (ed.) *Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep*. Carpatho–Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow, Poland, Guide to Excursion 3, AGH, Kraków: 30–39.
- KOSZARSKI L., SIKORA W. & WDOIWIARZ S.** 1974. The flysch Carpathians. In: Mahel M. (ed.), *Tectonics of the Carpathian–Balkan regions. Štátný geologický ústav Dionýzia Štúra*, Bratislava: 180–197.
- KOTAŃSKI Z.** (red.). 1997. Atlas geologiczny Polski. Mapy geologiczne ścięcia poziomego, 1 : 750 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KOTAS A.** 1972. Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. *Problemy geodynamiki i tapani, Komitet Górnictwa PAN (Katowice)*, **1**: 5–55.
- KOTAS A.** 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: Rózkowski A. & Ślósarz J. (red.), *Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Sosnowiec*: Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 45–72.
- KOTAS A.** 1985a. Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego W: Trzepieczyński J. (red.), *Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Materiały Konferencji Naukowej, Sosnowiec. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice: 17–46.
- KOTAS A.** 1985b. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). 10 Congr. Int. Stratigr. Geol. Carb., Madrid. *Compt. Rend.*, **3**: 459–469.
- KOTLARCYK J.** 1985. An outline of the stratigraphy of marginal tectonic units of the Carpathian orogen in the Rzeszów–Przemysł area. In: J. Kotlarczyk (ed.), *Carpatho–Balkan Geological Association XIII Congress, Cracow, Poland*, Guide to excursion 4. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 39–64.
- KOWALCZEWSKI Z.** 1981. Węzłowe problemy tektoniki trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **29**: 334–340.
- KOWALCZEWSKI Z.** 1985. Ważniejsze problemy tektoniki zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia permsko–mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Kwartnik Geologiczny*, **29**: 500–502.
- KOWALCZEWSKI Z.** 1998. Ewolucja tektoniczna strefy dyslokacyjnej Rusinów–Lubienia w świetle wyników głębokich wierzeń badawczych Ostalów 1 i Ostalów PIG 2. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **54**: 107–110.
- KOWALCZEWSKI Z.** 2002. Late Palaeozoic–Mesozoic development of the Skrzynno Fault (northeastern border of the Holy Cross Mts.). *Geological Quarterly*, **46**: 281–291.
- KOWALCZEWSKI Z., ŻYLIŃSKA A. & SZCZEPANIK Z.** 2006. Kambry w Górach Świętokrzyskich. 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.
- KOZIKOWSKI H.** 1956. Jednostka Ropy–Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **110**: 93–137.
- KOZIKOWSKI H.** 1958. Geologia Centralnej Depresji Karpackiej między Żmigrodem a Sanokiem. *Acta Geologica Polonica*, **8** (4): 477–499.
- 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 Drahanse 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). *Journal Czech Geological Society, Abstract Volume*, **48**: 83–84.
- KRÖNER A., ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K. & JAECKEL P.** 2000. Chronological constraints on the pre–Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. [In:] W. Franke, V. Haak, O. Oncken & D. Tanner (eds), *Orogenic process: Quantification and modelling in the Variscan Belt*. Geological Society, London, Special Publications, **179**: 175–197.



- KRZEMIŃSKA E.**, 2010. Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **195**: 5–56.
- KRZYWIĘC P.** 1997. Large – scale tectono – sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation. *Przegląd Geologiczny*, **45**, 1039–1053.
- KRZYWIĘC P.** 2006. Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid–Polish Trough — lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, **50**: 151–168.
- KRZYWIĘC P.** 2007. Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **422**: 1–18.
- KRZYWIĘC P. & NARKIEWICZ M.** 2003. O stylu strukturalnym kompleksu dewońsko–karbońskiego Lubelszczyzny w oparciu o wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Przegląd Geologiczny*, **51**: 795–797.
- KRZYWIĘC P., ALEKSANDROWSKI P., FLOREK R. & SIUPIK J.** 2004. Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie mioceńskiej jednostki Zagłobie w rejonie Brzeska–Wojnicza – nowe dane, nowe modele, nowe pytania. *Przegląd Geologiczny*, **52**: 1051–1059.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1935. Die äusere Karpatische Klippenzone bei Andrychów. III. Die Stratigraphie d. Klippenserie u. ihre Stellung im Bau d. West–Karpaten. *Bulletin International de l'Academie Polonaise, Serie A*: 221–233.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1938. Fauna górnoneokomska z Lanckorony. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU*, **72**: 223–255.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1948. Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **48**: 1–34.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1951. Objąśnienia arkusza Wadowice. Ogólna mapa geologiczna Polski 1:50 000. Instytut Geologiczny, Warszawa: 1–283.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *W: Regionalna Geologia Polski*. T. 1 Karpaty, Z. 2 Tektonika. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 305–362.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1956. Geology of the Northern Carpathians. *Geologische Rundschau*, **45**: 369–411.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1958. Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. *W: Z badań geologicznych w Karpatach*, T. 3. Biuletyn Instytutu Geologicznego, **135**: 43–96.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1972. Budowa geologiczna Polski, IV Tektonika, 3, Karpaty. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1–228.
- KSIAŹKIEWICZ M.** 1977. The tectonics of the Carpathians, *In: Pożaryski W. (ed.), Geology of Poland*, IV, Tectonics: Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 476–620.
- KUMPERA O.** 1980. Structural and geotectonic zonality of the Moravo–Silesian Carboniferous (Bohemian Massif). VII Congr. Int. Stratigr. Carb. Compt. Rend., **6**: 191–198.
- KUMPERA O.** 1988. Brunovistulicum ve variském vývoji. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, **4**: 401–410.
- KUMPERA O. & GRYGAR R.** 1997. Hlavní rysy geologickeho vyvoje a stavby česke části hornoslezské pánve. *In: Dopita M. (ed.), 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. *Journal Czech Geological Society*, **40**: 49–66.
- LEXA V., ELECKO M., MELLO J., POLAK M., POTFAJ M. & VOZAR J.** 2000. Geological map of Western Carpathians and adjacent areas, 1 : 500 000. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- LIMANOWSKI M.** 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. *Kosmos (Lwów)*, **30**: 255–340.
- MALINOWSKI M., ŻELAŹNIEWICZ 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.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R. & OBERC-DZIEDZIC T.** 2006. The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly*, **50**: 89–118.
- MIZERSKI W. & STUPKA O. S.**, 2005. Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. *Przegląd Geologiczny*, **53**: 1030–1039.
- NARKIEWICZ M. & DADLEZ R.** 2008. Geologiczna regionalizacja Polski — zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 391–397.
- NARKIEWICZ M.** 2005. Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **177**: 5–43.
- NARKIEWICZ M.** 2003. Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Przegląd Geologiczny*, **51**: 771–776.
- NARKIEWICZ M.** 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geological Quarterly*, **51**: 231–256.
- NAWROCKI J., DUNLAP J., PECSKAY Z., KRZEMIŃSKI L., ŻYLIŃSKA A., FANNING M., KOZŁOWSKI W. & SALWA S.** 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Europe): an integrated approach. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 405–423.
- NAWROCKI J. & POPRAWA P.** 2006. Development of Trans–European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geological Quarterly*, **50**: 59–79.
- NEY R.** 1968. Rola rygła krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy naftowej i gazu.: *Prace Geologiczne PAN*, **45**: 1–82.
- NOWAK J.** 1914. Jednostki tektoniczne polskich Karpat wschodnich. *Archiwum Naukowe, Dział 2, T. 2, Z. 2. Towarzystwo Dla Popierania Nauki Polskiej, Lwów*: 1–44.
- NOWAK J.** 1924. Geologia Krynicy. *Kosmos (Lwów)*, **49**: 449–501.
- NOWAK J.** 1927. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów, Kraków: 1–160.
- OBERC J.** 1972. Budowa geologiczna Polski, T. 4, Tektonika. Cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1–307.
- 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. *Geological Quarterly*, **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. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **92**: 701–711.
- OPOLSKI Z.** 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, **4**: 226–257.
- OPOLSKI Z.** 1930–Zarys tektoniki Karpat między Oslawą–Łupkowem a Użokiem–Siankami. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, **7**: 617–665.

- OSZCZYPKO N.** 1973. The geology of the Nowy Sącz Basin (The Middle Carpathians). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **273**: 101190.
- OSZCZYPKO N.** 1997. The Early–Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Przegląd Geologiczny*, **45**: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N.** 2004. The structural position and tectonosedimentary Evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, **52** (8/2): 780–791.
- OSZCZYPKO N.** 2006. Late Jurassic – Miocene evolution of the Outer Carpathian fold–and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, **50** (1): 169–194.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., LEMBERGER M., STEFANIUK M., PIETSCH, K. & TRYGAR H.** 1998. Integrated geological–geophysical interpretation of the Rzeszów–Smilno profile (Western Carpathians). In: *Carpath–Balkan Geol. Assoc., XVI Congress, Vienna, 1998*, Abstracts: 446.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T.** 2006. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) – its sedimentary, structural and geodynamic evolution. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **84**: 293–350.
- OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO–CLOWES M., GOLONKA J. & KROBICKI M.** 2005. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). *Acta Geologica Hungarica*, **48** (3): 259–282.
- OSZCZYPKO N., PLAŠENKA D. & JUREWICZ E.** 2010. Tectonics of the Klippen Belt and Magura Nappe in the Eastern Part of the Pieniny Mts. (Western Carpathians, Poland and Slovakia)–new approaches and results. In: Christofides G., Kantiranis N., Kostopoulos D.S. & Chatzipetros A. (eds), *Proceedings XIX Congress of the Carpathian–Balkan Geological Association, Thessaloniki, Greece, 23–26 September 2010*, Scientific Annales of the School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Faculty of Sciences, Special Volume **100** (1–2): 221–230.
- OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. & ŻYTKO K.** 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski — Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 927–935.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A.** 1985. Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwartalnik Geologiczny*, **29**, 109–128.
- PHARAOH T.C.** 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans–European Suture Zone (TESZ): A review. *Tectonophysics*, **177**: 193–213.
- POŁTOWICZ S.** 2004. Jednostka stebnicka i zglębicka w budowie Karpat Polskich. *Geologia, Kwartalnik Akademii Górniczo–Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie*, **30**: 85–120.
- POPRAWA D. & NEMČOK J.** (red.) 1988 – 1989. Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- POŻARYSKI, W.** 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Nizy Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, **8**: 1–41.
- POŻARYSKI W.** (red.) 1974. *Budowa geologiczna Polski*, T. IV, Tektonika, cz. 1, Niż Polski. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 2–34.
- POŻARYSKI W.** 1997. Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko–lubelskiego na tle struktury podłoża. *Przegląd Geologiczny*, **45**: 1265–1270.
- POŻARYSKI W. & DEMBOWSKI Z.** (red.) 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1 : 1 000 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK, H.** 1968. Assyntian orogen in South–East Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **236**: 5–39.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK H.** 1993. Przekrój geologiczny przez Polskę południowo–wschodnią. *Przegląd Geologiczny*, **41**: 683–694.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. & MORYC W.** 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Przegląd Geologiczny*, **40**: 643–651.
- RACKI G. & NARKIEWICZ M.** (red.) 2006. Polskie zasady stratygrafii. Państwowy Instytut Geologiczny: 1–77.
- RYŁKO W. & TOMAŚ A.** 2005. Basement structure below the West Carpathian – East Carpathian orogen junction (eastern Poland, north–eastern Slovakia and western Ukraine). *Geologica Carpathica*, **56**: 29–40.
- SCHULMANN K. & GAYER R.** 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *Journal of the Geological Society, London*, **157**: 401–416.
- SINIĄWSKA I., ALEKSANDROWSKI P., RAUCH M. & KOYI H.** 2010. Control of synorogenic sedimentation on back and out of sequence thrusting: Insights from analog modeling of an orogenic front (Outer Carpathians, southern Poland). *Tectonics*, **29**, TC6012, doi:10.1029/2009TC002623, 2010.
- SIKORA W.** 1970. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **235**: 5–121.
- SIKORA W. & ŻYTKO K.** 1959. Budowa geologiczna Beskidu Wysockiego na południe od Żywca. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **141**: 61–204.
- SIKORA W., BORYŚLAWSKI A., CIESZKOWSKI M. & GUCIK S.** 1980. Przekrój geologiczny Kraków–Zakopane, 1 : 50 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SMULIKOWSKI W.** 1972. Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. *Geologia Sudetica*, **6**: 97–188.
- SOKOŁOWSKI, J.** 1972. Rola tektoniki salinarniej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezo–kenozoicznej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **252**: 99–118.
- STUPNICKA E.** 1989. Geologia regionalna Polski. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1–286.
- STUPNICKA E.** 1972. Tektonika południowo–zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego*, **14**: 21–114.
- ŚLĄCZKA A.** 1959. Stratygrafia serii śląskiej łuski Bystrego na południe od Baligrodu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **131**: 203–286.
- ŚLĄCZKA A.** 1971. Geologia jednostki dukielskiej. *Prace Instytutu Geologicznego*, **63**: 1–97.
- ŚLĄCZKA A.** (red.) 1977. Przewodnik XLIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Krosno 22–25 września 1977. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1–148.
- ŚLĄCZKA A.** 1985. Geology of the Polish part of the Fore–Dukla Zone and Dukla Unit, In: Kotlarczyk J. (ed.), *Carpatho–Balkan Geological Association XIII Congress, Cracow, Poland. Guide to excursion 4, Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemysł–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 64–85.
- ŚWIDZIŃSKI H.** 1934. Uwagi o budowie Karpat fliszowych. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **7**: 75–139.
- ŚWIDZIŃSKI H.** 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski t. 1/2, Karpaty, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 362–422.
- ŚWIDZIŃSKI H.** 1958. Mapa Geologiczna Karpat Polskich. Część wschodnia. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- TEISSEYRE H.** 1932. Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, **7**: 319–348.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K. & OBERC J.** 1957. Geologia regionalna Polski. T. 3. Sudety. Z. 1. Utwory przedtrzciorzędowe. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 1–300.
- TOKARSKI A.** 1958. Poszukiwawcze zadanie wiercenia Mogiłno 1. *Nafta*, **14**: 4–12.

- TOŁWIŃSKI K.** 1921. Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polski. *Prace Geograficzne* (Lwów–Warszawa, 1920), 6:(XX): 27–47.
- TOŁWIŃSKI K.** 1933. Centralna depresja karpacka. *Geologia i Statystyka Naftowa*, 11: 362–366.
- TOŁWIŃSKI K.** 1950. Brzeg Karpat. *Acta Geologica Polonica*. 1 (1): 13–35.
- TURNAU E., ŻELAŻNIEWICZ A. & FRANKE W.** 2002. Mid–early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra–Sudetic Basin, West Sudetes: a miospore evidence. *Geologia Sudetica*, 34: 9–16.
- UHlig V.** 1907. Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch–naturwissenschaftliche Klasse*, Wien, 116 (1): 871–982.
- UNRUG R. & DEMBOWSKI Z.** 1971. Rozwój diastroficzno–sedymencyjny basenu morawsko–śląskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41: 119–168.
- VAVRDOVÁ M.** 2004. The Brunovistulicum; assumptions and data. *Zeitschrift der Deutsche Geologischen Gesellschaft*, 155: 1–9.
- VAVRDOVÁ M., MIKULÁŠ R. & NEHYBA S.** 2003. Lower Cambrian siliciclastic sediments in southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. *Geologica Carpathica*, 54: 67–79.
- WAGNER R., LESZCZYŃSKI K., POKORSKI J. & GUMULAK K.** 2002. Palaeotectonic cross–sections through the Mid–Polish Trough. *Geological Quarterly*, 46 (3): 293–306.
- WDOWIARZ J.** 1930. Szkic geologiczny Karpat między Przelęczą Dukielską a Oslawą–Oslawicą. *Kosmos*, 55: 675–692.
- WDOWIARZ S.** 1968. Middle part of the Central Synklinorium. International Geological Congress. XXIII Session. Prague 1968. Guide to excursion no C44, Geology of the Polish Flysch Carpathians. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 56–57.
- WDOWIARZ S.** 1976. O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 24: 350–357.
- WDOWIARZ S.** 1980. Budowa geologiczna centralnego synklinorium Karpat na obszarze Rajskie–Zahoczewie. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 326: 5–19.
- WĘCŁAWIK S.** 1969. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Gorlickim a Tyliczem. *Prace Geologiczne Komisji Nauk Geologicznych PAN, Oddział w Krakowie*, 59: 1–96.
- WÓJCIK A., SZYDŁO A., MARCINIEC P. & NEŚCIERUK P.** 1999. Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego – nowa jednostka tektoniczna. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 231–248.
- ŻABA J.** 1994. Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolno–paleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW – rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków–Myszków (Hamburg–Kraków). *Przegląd Geologiczny*, 8: 643–648.
- ŻABA J.** 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 166: 1–162.
- ŻELAŻNIEWICZ A.** 1996. Mylonites in crystalline basement of the Polish Western Tatra Mts. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, 7: 23–26.
- ŻELAŻNIEWICZ A.** 1997. Tektogeneza Tatr – cykl przedalpejski. *Przewodnik 58 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Warszawa*: 11–16.
- ŻELAŻNIEWICZ A.** 2006. Dzieje Ziemi. Przeszłość geologiczna. W: Fabiszewski J. (red.) *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział w Wrocławiu, Wrocław–Warszawa: 86–132.
- ŻELAŻNIEWICZ A.** 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – stan obecny i próba uporządkowania. *Przegląd Geologiczny*, 56: 887–894.
- ŻELAŻNIEWICZ A. & ALEKSANDROWSKI P.** 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo–zachodnia. *Przegląd Geologiczny*, 56: 904–911.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BIERNACKAJ., 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 I: Budowa geologiczna bloku górnośląskiego i południowej części bloku małopolskiego – model tektogenezy przedwaryscyjskiej. Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec–Warszawa.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., FANNING M., SEGHEDE A., ŻABA J.** 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in southern Poland and southeastern Romania. *Geological Quarterly*, 53: 93–124.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z. & JACHOWICZ M.** 2002. Neoproterozoic granites in the Upper Silesia massif of Bruno–Vistulicum, S Poland: U–Pb SHRIMP evidence. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 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.
- ŻELAŻNIEWICZ A., DÖRR W., BYLINA P., FRANKE W., HAACK U., HEINISCH H., SCHASTOK J., GRANDMONTAGNE K.,**
- KULICKI C.** 2004. The eastern continuation of the Cadomian orogen: U–Pb zircon evidence from Saxo–Thuringian granitoids in south–western Poland and the northern Czech Republic. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 773–781.
- ŻYTKO K.** 1989. Profil otworu wiertniczego Kuźmina 1 (polskie Karpaty Wschodnie). *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 360–362.
- ŻYTKO K.** 1999. Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 135–164.
- ŻYTKO K.** 2001. Jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem. *Przegląd Geologiczny*, 49: 703–709.
- ŻYTKO K. & MALATA T.** 2001. Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej–Słopnic w basenie Karpat zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny*, 49: 425–430.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLIČKA I., NEMČOK J., ELIÁŠ M., MENČIK E. & STRÁŇIK Z.** 1989. Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland. In: Poprawa D. & Nemčok J. (eds), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. PIG, Warszawa/GUDŠ, Bratislava/UUG, Praha.

## LISTA TERMINÓW TEKTONICZNYCH PRZYDATNYCH DO REGIONALIZACJI TEKTONICZNEJ POLSKI

**Antekliza** (ang. *antecline*) – rozległe (setki km w przekroju poprzecznym), wielopromienne, antyformalne wyniesienie krystalicznego cokołu kratonu przykryte osadową pokrywą platformową, cechującą się, w stosunku do otoczenia, zredukowaną miąższością warstw i niepełnym na ogół profilem stratygraficznym.

**Antyforma** (ang. *antiform*) – fałd o rozbieżnie zapadających skrzydłach.

**Antyklina** (ang. *anticline*) – fałd o zazwyczaj rozbieżnie zapadających skrzydłach, w skałach o znanym następstwie wiekowym warstw, które młodnieją od jądra fałdu na zewnątrz.

**Antyklinorium** (ang. *anticlinorium*) – antyformalna struktura wyższego rzędu o wielokilometrowych rozmiarach, złożona z fałdów, których obwiednia tworzy łuk wypukły ku górze.

**Basen sedymentacyjny** (ang. *sedimentary basin*) – rozległy fragment skorupy, który podlega na ogół długotrwałej subsydencji, przeważnie uwarunkowanej tektonicznie, umożliwiającej akumulację wypełniających go osadów.

**Blok** (ang. *block*) – fragment skorupy ziemskiej dowolnych rozmiarów oddzielony → uskokami od swego sąsiedztwa.

**Cokół** (= fundament) (ang. *crystalline basement*, fr., ang. *socle*) – dolne → piętro strukturalne → kratonu zbudowane ze skał krystalicznych.

**Czapka tektoniczna** (niem. *Klippe*, ang. *klippe*) – ostaniec erozyjny płaszczowiny lub skrzydła stropowego → nasunięcia (→ okno tektoniczne, skałka).

**Dupleks** (ang. *duplex*) – zestaw → łusek, często esowatego kształtu, ograniczony dwoma uskokami izolującymi go od otoczenia; d. mogą być kontrakcyjne, ekstensyjne lub przesuwcze.

**Fałd** (ang. *fold*) – każde naturalne wygięcie pierwotnie płaskiej powierzchni, spowodowane odkształceniem.

**Fleksura** (ang. *monocline*) – wygięcie poziomo leżących warstw w sposób schodowy, dzięki czemu w powstałym krótszym skrzydle fleksury zapadają one monoklinalnie pod większym kątem. F. tworzą się na ogół ponad uskokiem aktywnym w głębszym podłożu lub lateralnie w uskoku przechodzą.

**Fundament** (= cokół).

**Kompleks strukturalny** (ang. *structural complex*) – zespół skał wykazujący styl tektoniczny odmienny od otoczenia, od którego jest oddzielony kartowalnymi nieciągłościami strukturalnymi (→ piętro strukturalne).

**Kopuła** (ang. *dome*) – struktura charakteryzująca się zazwyczaj owalnym konturem w planie, utworzona przez wysklepione ku górze serie skalne, które zapadają na zewnątrz od starszego (na ogół) lub bardziej mobilnego jądra; k. mogą mieć różną genezę – znane są kopuły solne, magmowe, wulkaniczne; w kopule gnejsowej jądro stanowią migmatyczne gnejsy osłonięte płycej zmetamorfizowanymi skałami osadowymi.

**Kraton** (niem. *Kraton*, ang. *craton*) – znacznych rozmiarów (tysiące km) fragment skorupy ziemskiej, który po przejściu procesów orogenicznych i konsolidacji, ulega już tylko niewielkim deformacjom w długich okresach czasu geologicznego; k. składa się z → prekambryjskiego cokołu krystalicznego i → pokrywy platformowej; cokół kratonu odsłaniający się na powierzchni zwany jest → tarczą.

**Łuska** (ang. *thrust slice* lub *horse*) – fragment skalny, często wewnątrz sfałdowany, ograniczony uskokami nasuwczymi i przemieszczony na pewną odległość; w geologii

karpackiej terminem ł. określa się występujący ponad powierzchnią nasunięcia fałd z wytartym (ścięciowo zredukowanym) skrzydłem brzusznym.

**Masyw** (fr., ang. *Massif*) – fragment skorupy o rozmiarach co najmniej kilkunastu kilometrów, tworzony przez odsłaniające się na powierzchni skały magmowe lub metamorficzne, strukturalnie sztywniejszy niż otoczenie zbudowane ze skał osadowych lub słabiej zmetamorfizowanych; często ułożony w wewnętrznych częściach pasm górskich.

**Monoklina** (ang. *homocline*) – zespół warstw skalnych zapadających pod tym samym kątem w jednym kierunku; w literaturze anglosaskiej taka struktura określana jest terminem *homocline*, a termin *monocline* stosowany jest do wyróżnienia struktury opisywanej w literaturze polskiej nazwą → fleksura.

**Nasunięcie** (ang. *thrust fault*) – przeważnie niskokątowy (połogi) uskók odwrócony, ograniczający od dołu → płaszczowinę, skibę lub łuskę.

**Niecka** (ang. *basin*) – rodzaj → zapadliska; różnych rozmiarów struktura tektonicznie wygięta ku dołowi, na ogół owalna (w planie); nieckę często tworzy słabo zdeformowana sukcesja skał osadowych lub osadowo-wulkanogenicznych.

**Okno tektoniczne** (ang. *tectonic window*) – erozyjnie odsłonięty fragment skrzydła spągowego nasunięcia lub podłoża płaszczowiny (→ czapka tektoniczna).

**Pasmo fałdowe, pasmo fałdowo-nasuwcze** (ang. *fold belt, thrust-and-fold belt*) – zespół struktur fałdowo-uskokowych, zdominowany przez fałdy o podobnej orientacji, ciągnący się na przestrzeni co najmniej kilkudziesięciu kilometrów.

**Piętro strukturalne (tektoniczne)** (fr. *étage structurel*, niem. *Stufe*) – → kompleks strukturalny wyodrębniony regionalnymi subhoryzontalnymi nieciągłościami strukturalnymi od niżej i wyżej leżących kompleksów, od których odróżnia go odmienny styl tektoniczny.

**Platforma kontynentalna** (ang. *continental platform*) – znacznych rozmiarów (tysiące km) fragment skorupy ziemskiej, składający się z jedno lub dwupiętrowego, zdeformowanego, usztywnionego podłoża i leżącej na nim niezgodnie → pokrywy platformowej; p.k. mająca prekambryjskie podłoże nazywana jest → kratonem.

**Płaszczowina** (fr., ang. *nappe*) – znaczny rozmiarami (dziesiątki kilometrów) zespół skał przemieszczony na odległość co najmniej kilku kilometrów ponad powierzchnią regionalnego → nasunięcia lub niskokątowego uskoku normalnego.

**Pokrywa platformowa** (ang. *platform cover*) – górna część → platformy kontynentalnej, zbudowana z poziomo leżących, co najwyżej umiarkowanie zdeformowanych warstw skał osadowych.

**Rozłam** (ros. *разлом*) — wielkoskalowa (setki km długości) strefa uskoku w litosferze, przecinająca co najmniej całą skorupę ziemską.

**Rów tektoniczny** (niem., ang. *graben*) – fragment skorupy, obniżony w stosunku do otoczenia wzdłuż równoległych do siebie uskoków normalnych, rzadziej odwróconych.

**Skalka** (ang. *klippe*) – termin wieloznaczny, m.in.: 1) czapka tektoniczna; 2) ostaniec erozyjny. W Karpatach **pieniński pas skalkowy** (ang. *klippen belt*) rozumiany jest jako linijny ciąg skałek (w znaczeniu 2), bardziej odpornych na erozję od otoczenia (tzw. osłony).

**Skiba** (ang. ~ *thrust-fold*) – znacznej wielkości złuskowany fałd lub zespół fałdów; termin wprowadzony i tradycyjnie używany w geologii karpackiej.

**Strefa** (np. fałdowa, uskokuwa, ścinania itp.) (ang. *fold, fault, shear zone*) – dowolnych rozmiarów, przeważnie podłużna domena skał różniąca się od otoczenia odmienną, z reguły większą deformacją.

**Synekliza** (ang. *syncline*) – rozległe (setki km w przekroju poprzecznym), wielkopromienne synformalne ugięcie krystalicznego cokołu kratonu przykryte

---

osadową pokrywą platformową, cechującą się, w stosunku do otoczenia, zwiększoną miąższością warstw w pokrywie platformowej o pełnym profilu stratygraficznym.

**Synforma** (ang. *synform*) – fałd o zbieżnie zapadających skrzydłach.

**Synklina** (ang. *syncline*) – fałd o zazwyczaj zbieżnie zapadających skrzydłach w skałach o znanym następstwie wiekowym warstw, które młodnieją od jądra fałdu na zewnątrz.

**Synklinorium** (ang. *synclinorium*) – synklinalna struktura (warstwy młodsze w jądrze) o kilometrowych rozmiarach, złożona z fałdów niższego rzędu, których obwiednia tworzy łuk wklęsły ku dołowi.

**Szew tektoniczny** (ang. *tectonic suture*) – nieregularnego kształtu strefa, różnej szerokości, wyznaczająca granicę, przeważnie kolizyjną, pomiędzy dwoma płytami rozdzielonymi niegdyś skorupą oceaniczną; często wyznacza go obecność zachowanych fragmentów rozczłonkowanej sekwencji ofiolitowej.

**Tarcza** (ang. *shield*) – rozległy, o powierzchni tysięcy kilometrów kwadratowych, wypiętrzony fragment → cokołu → kratonu bez → pokrywy platformowej.

**Wał** (ros. *wal*, ang. *swell*) – antyklinalne, inwersyjne, wydłużone wypiętrzenie sukcesji osadowej basenu platformowego.

**Uskok** (ang. *fault*) – pęknięcie dowolnych rozmiarów, wzdłuż którego doszło do rozspojenia ośrodka skalnego i przemieszczenia dwóch powstałych w ten sposób skrzydeł uskoku [UWAGA: pod uskokiem znajduje się jego **skrzydło spagowe** (ang. *football*), ponad uskokiem – **skrzydło stropowe** (ang. *hangingwall*), niezależnie od tego, które skrzydło jest zrzucone, a które podniesione (w polskiej literaturze: s. wiszące)].

**Zapadlisko tektoniczne** – (ang. *trough, basin*) rozległe obniżenie ograniczone przez uskoki, fleksury, lub niezgodności oddzielające jego wypełnienie osadowe od podłoża. Z. mogą być przedgórskie (ang. *foreland basin*) śródgórskie (ang. *intramontane trough, basin*) lub zagórskie (ang. *foreland basin*).

**Zrąb** (ang. *horst*) – fragment skorupy względnie wyniesiony w stosunku do otoczenia wzdłuż uskoczków normalnych, rzadziej odwróconych.





**DRUKARNIA**   
www.drukarniakid.pl

ISBN 978-83-63377-01-4