

Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów

Stanisław Mazur¹, Paweł Aleksandrowski¹, Jacek Szczepański¹



S. Mazur



P. Aleksandrowski



J. Szczepański

Outline structure and tectonic evolution of the Variscan Sudetes. *Prz. Geol.*, 58: 133–145.

A b s t r a c t. The structure and evolution of the Polish part of the Sudetes is reviewed on the basis of published data and interpretations. The Sudetic segment of the Variscides and its adjacent areas were subjected to multi-stage accretion during successive collisional events that followed closure of different segments of the Rheic Ocean. Early Variscan deformations culminated in the Late Devonian due to docking of the Armorican terrane assemblage to the southern margin of Laurussia. The Variscan orogenic activity continued into the Carboniferous and was associated with a new collision and intense folding and thrusting, followed by abundant magmatism, gravitational collapse and resulting exhumation of deeply buried metamorphic complexes as well as

by inversion of the foreland basin. In the Sudetes, Variscan tectonostratigraphic units are tectonically juxtaposed and often bear record of contrasting exhumation/cooling paths, constrained by palaeontological and geochronological data. This provides evidence for the presence of allochthonous units, of partly cryptic tectonic sutures and an overall collage-type tectonics of that area.

The main lithostratigraphical components distinguished within the Sudetes are: 1) non-metamorphic to metamorphosed Neoproterozoic igneous suites accompanied by volcano-sedimentary successions, 2) Late Cambrian granitoids gneissified during the Variscan orogeny, 3) variously metamorphosed Ordovician through Devonian volcano-sedimentary successions deposited in pre-orogenic extensional basins, 4) dismembered fragments of a Late Silurian ophiolitic complex, 5) Devonian to Lower Carboniferous sedimentary successions of a passive continental margin, 6) Carboniferous granitoids, and 7) clastic sediments of Devonian and/or Early Carboniferous intramontane basins. All these components are assembled to form part of the internal Variscan orogenic zone largely exposed within the area of the Bohemian Massif. A three-partite subdivision of the Sudetes proposed here reflects different timing of deformation and exhumation of the respective segments. The Central, West and East Sudetes were deformed and amalgamated during the Middle/Late Devonian, at the turn of the Devonian and Carboniferous and during Early Carboniferous, respectively. Problems in extending the classical tectonostratigraphic zonation of the Variscides into the Sudetes are explained as due to activity of Late Palaeozoic strike-slip faults and shear zones, disrupting and dispersing the initially more simply distributed tectonostratigraphic units into the present-day structural mosaic.

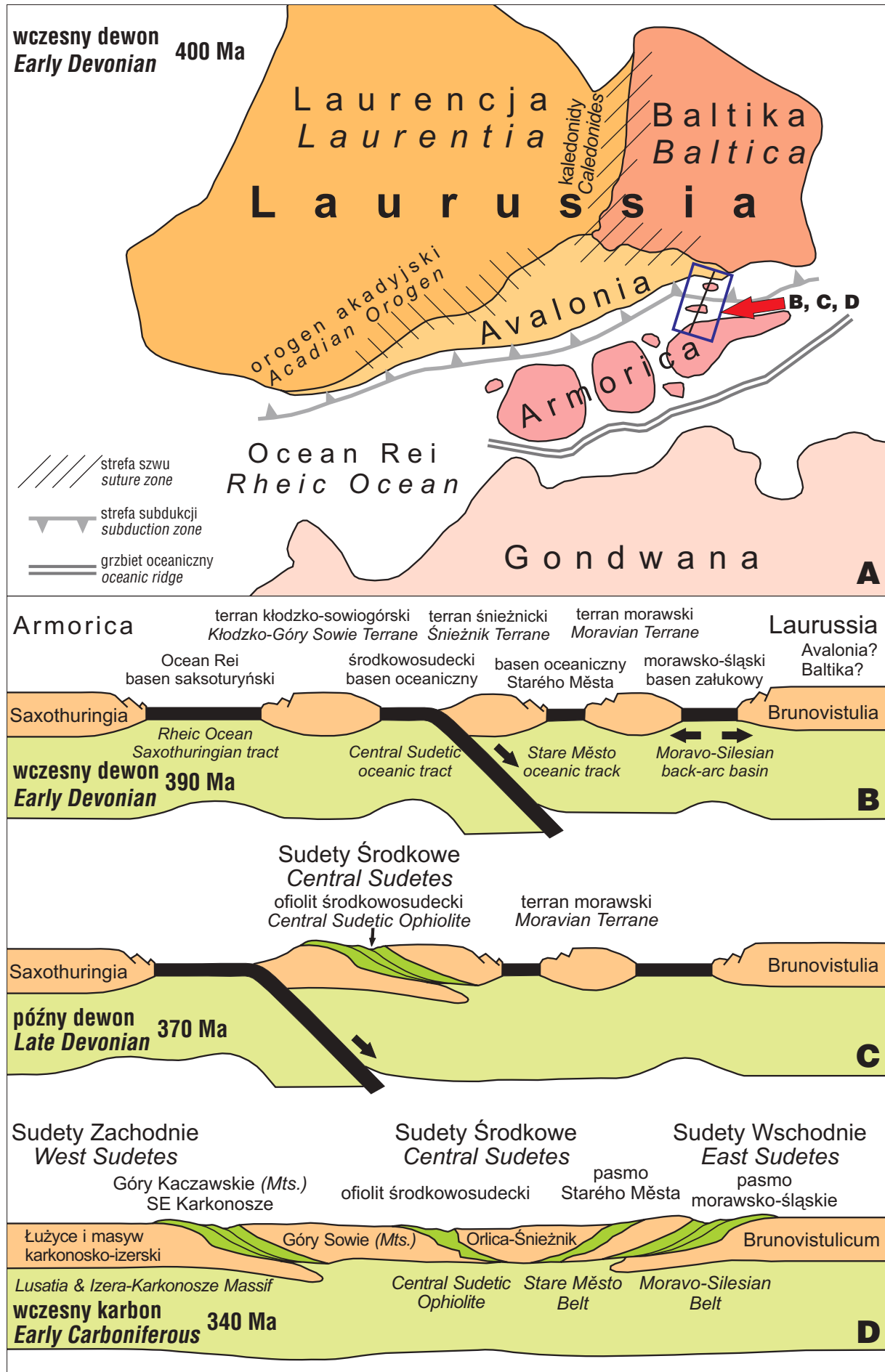
Keywords: Bohemian Massif, Palaeozoic, tectonostratigraphic terranes, tectonics, deformation, strike-slip faults

Orogen waryscyjski Europy utworzył się podczas późnego dewonu i wczesnego karbonu, w trakcie wieloetapowej kolizji paleokontynentów Laurussii i Gondwany oraz wywodzących się z nich usamodzielnionych fragmentów kontynentalnych (terranów) (ryc. 1). Zasadniczą rolę w tym procesie odegrał zespół terranów armorykańskich oderwanych od Gondwany na przełomie kambru i ordowiku i przemieszczających się stopniowo na północ poprzez Ocean Rei (ang. *Rheic Ocean*). Kolejne włączanie tych terranów w obręb waryscyjskiego pasa fałdowego wyznacza główne etapy jego rozwoju i odpowiada za występowanie w nim dużych mas późnoprekambryjskiej i wczesnopaleozoicznej skorupy kontynentalnej. Waryscyjska tektonika kolizyjna została poprzedzona zamknięciem niewielkich domen oceanicznych w późnym sylurze i wczesnym dewonie (Pin & Vielzeuf, 1983, 1988). Te początkowe fazy konwergencji tektonicznej, określane w literaturze jako eowaryscyjski etap rozwoju orogenu (np. Faure i in., 1997), były stowarzyszone z wysokociśnieniowym metamorfizmem i poprzedzały lokalną ekshumację skał wysokiego stopnia metamorfizmu. Deformacje waryscyjskie w Sudetach osiągnęły maksymalne natężenie w późnym dewonie podczas dokowania (przyłączenia) zespołu terranów armorykańskich do południowej krawędzi Laurussii

(traktowanej tu wspólnie z wcześniej przyłączonym do niej terranem Awalonii; Tait i in., 2000; ryc. 1). Podczas karbonu późnym fazom orogenezy waryscyjskiej towarzyszył powszechny plutonizm granitowy, kolaps grawitacyjny prowadzący do ekshumacji kompleksów metamorficznych oraz rozwój, a następnie inwersja obszernego basenu przedgórskiego. W tym samym czasie główne wydarzenia kolizyjne miały miejsce na obszarze dzisiejszej NW Afryki i Appalachów, nieco później zaś — w trakcie inwersji waryscyjskiego basenu przedgórskiego na obszarze zachodniej i południowo-wschodniej Polski — również m.in. w uralskim paśmie fałdowym i na obecnych terenach Kazachstanu.

Niniejsza publikacja stanowi zwięzły — i ze względów objętościowych nieco selektywny, jeśli chodzi o dobór przedstawionych jednostek strukturalnych i cytowaną literaturę — przegląd obecnego stanu wiedzy dotyczącej pozycji tektonicznej, budowy i historii rozwoju przedpermskiego piętra strukturalnego Sudetów jako fragmentu pasma waryscyjskiego Europy. Jej cel stanowi udostępnienie szerszym kręgom polskiej społeczności geologicznej współczesnych koncepcji i wyników badań, rozproszonych w różnych źródłach, zwykle anglojęzycznych i często opublikowanych za granicą, a przez to trudno dostępnych dla większości czytelników i — jak można wnosić z lektury wydanych w ostatnich latach podręczników geologii regionalnej Polski — niezauważonych nawet przez autorów tych ostatnich. Artykuł jest znacznie rozszerzoną i zmodyfikowaną wersją referatu przedstawionego na XVI Zjeździe Stowarzyszenia Geologów Wychowanków

¹Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; pawel.aleksandrowski@ing.uni.wroc.pl, stanislaw.mazur@ing.uni.wroc.pl, jacek.szczepanski@ing.uni.wroc.pl



Uniwersytetu Wrocławskiego (Mazur i in., 2007a). W przyjętym na potrzeby niniejszej pracy nazewnictwie jednostek strukturalnych Sudetów autorzy starali się wykazać pewną elastycznością, próbując z jednej strony wcielić w życie postulaty zainicjowanej w Komitecie Nauk Geologicznych PAN i aktualnie toczącej się dyskusji o kryteriach i zasadach regionalizacji tektonicznej Polski (por. np. Żelaźniewicz & Aleksandrowski, 2009), z drugiej zaś jednak odnosząc się z szacunkiem do przyjętych od dawna nazw tradycyjnych oraz nie lekceważąc własnych, umotywowanych merytorycznie i filologicznie, preferencji.

Położenie i podział Sudetów

Sudety (ściślej: **sudecki segment internidów waryscyjskiego pasma fałdowego Europy**) — rozumiane tutaj w sensie geologicznym, a nie geograficznym — rozciągają się po obu stronach granicy Polski i Czech na NE obrzeżeniu Masywu Czeskiego (ryc. 2 i 3). Na ich obszarze odsłaniają się zmetamorfizowane w różnym stopniu sukcesje skał wulkaniczno-osadowych oraz skały magmowe wieku przedkarbońskiego, miejscami przykryte przez górnodewońskie i dolnokarbońskie sekwencje klastyczne zapadlisk śródgórskich. Podłoże metamorficzne jest intrudowane przez różnych rozmiarów karbońskie plutony granitoidowe. Sudety wraz z całym Masywem Czeskim stanowią obszar podniesiony blokowo w okresie od późnej kredy po kenozoik w polach naprężeń związanych z poszczególnymi etapami kolizji alpejskiej i pokolizyjnej ekstensji oraz otwierania się północnego Atlantyku (np. Ziegler, 1990; Dèzes i in., 2004; Ziegler & Dèzes, 2005). Obszar Sudetów jest ograniczony przez dwie, regionalnych rozmiarów, strefy uskoku o przebiegu WNW-ESE: 1) środkowej Odry na NE i 2) górnej Łaby na SW (ryc. 2). Ku północy wypiętrzone internidy sudeckie kontaktują wzdłuż strefy uskoku Odry z karbońskim basenem przedgórskim, pogrzebanym pod grubą pokrywą skał permomezozoicznych monokliny przedsudeckiej i zalegających dalej ku NE jednostek strukturalnych basenu polskiego (np. Mazur i in., 2006a). Ku SE waryscyjskie kompleksy Sudetów zanurzają się pod osady miocenu basenu przedgórskiego Karpat, podczas gdy w kierunku NW łączą się z neoproterozoicznymi skałami masywu Łużyckiego. Obszar Sudetów jest podzielony przez uskoku sudecki brzeżny (ryc. 3) na dwa morfologicznie odmienne

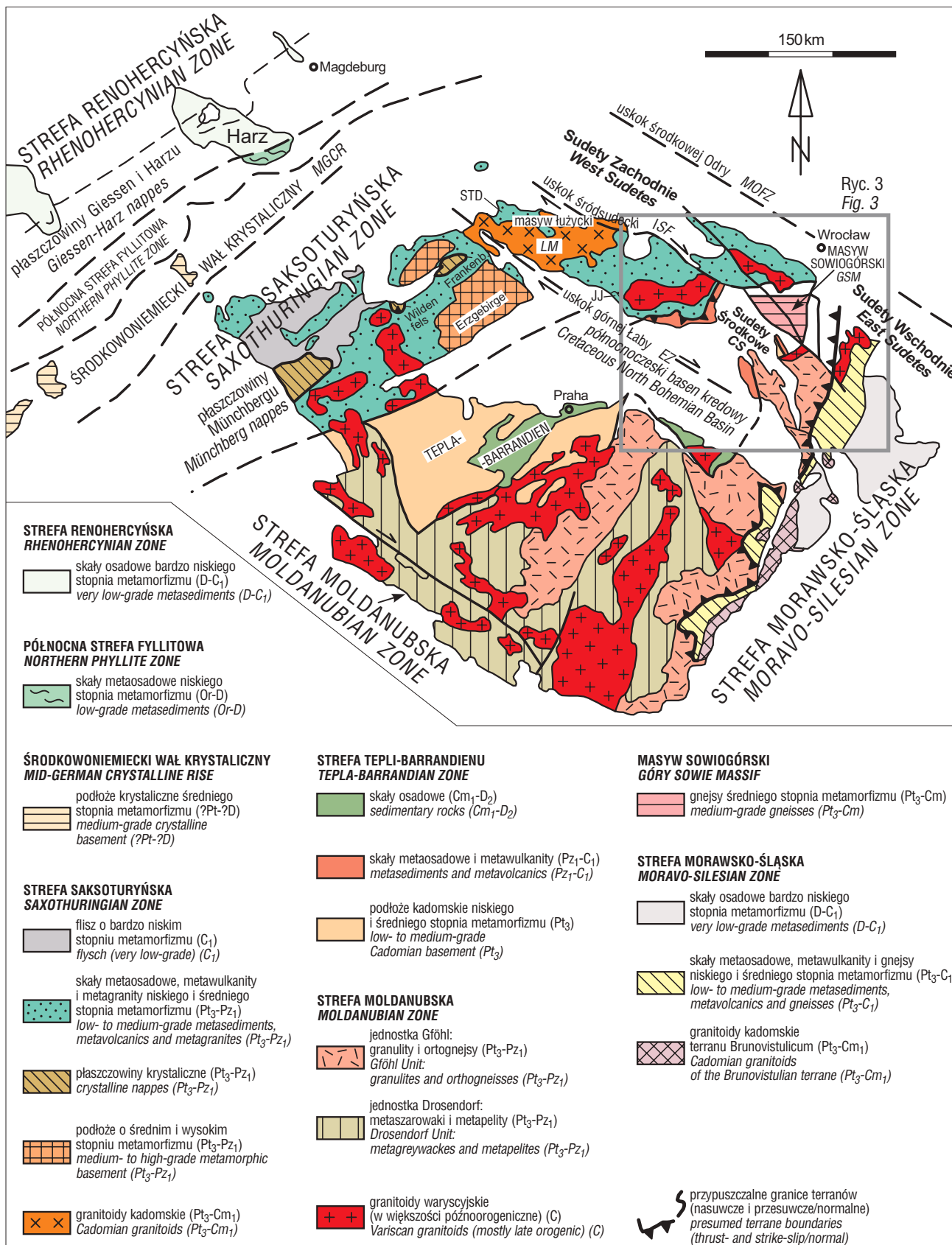
bloki: 1) odznaczający się głównie rzeźbą górską **blok sudecki** po SW stronie uskoku brzeżnego (Sudety w sensie orograficznym i geograficznym) oraz 2) **blok przedsudecki**, reprezentowany przez słabo rozciętą, falistą lub pagórkowatą (z wyjątkiem górskiego masywu Ślęży) rzeźbę przedgórza Sudetów po stronie NE (por. np. Kondracki, 1981). Uskok sudecki brzeżny jest strukturą karbońską, późnowaryscyjską, reaktywowaną w późnej kredzie i paleogenie, a następnie ponownie uruchomioną w neogenie (np. Aleksandrowski i in., 1997; Badura i in., 2003).

Na mapach geologicznych Sudetów widać mozaikę zróżnicowanych pod względem litologicznym, stratygraficznym oraz strukturalnym przedpermskich kompleksów skalnych, które zarejestrowały deformacje wieku dewońskiego i karbońskiego. Zróżnicowanie historii geologicznej składowych jednostek strukturalnych Sudetów oraz występowanie ciał ofiolitowych i zmetamorfizowanych skał magmowych o charakterystyce geochemicznej typu MORB (skrót od ang. *mid-ocean ridge basalts* — bazyalty grzbietów śródoceanicznych) wzdłuż niektórych granic tektonicznych, jak również obecność produktów metamorfizmu wysokich i ultrawysokich ciśnień (niebieskich łupków, eklogitów i granulitów) dowodzi, że jednostki strukturalne Sudetów zawierają fragmenty różnych paleozoicznych płyt litosferycznych oraz produkty różnych procesów tektonicznych. Takie odrębne genetycznie jednostki strukturalne, oddzielone od siebie przez szwy tektoniczne lub walne nasuwcze albo przesuwcze, rzadziej normalne, uskoki lub strefy ścinania, wydziela się w dzisiejszej geologii jako tzw. terrany tektonostratygraficzne. Terrany występujące w Sudetach są prawdopodobnie kontynuacją zespołu terranów armorykańskich znanych z zachodniej części orogenu waryscyjskiego (por. np. Franke i in., 1995; Pharaoh, 1999; Franke & Żelaźniewicz, 2000; Winchester & PACE, 2002; Aleksandrowski & Mazur, 2002; ryc. 1 i 2) i stanowią odcięte uskoki i przemieszczone fragmenty tychże terranów (wydzielonych na ryc. 2 pod tradycyjnymi nazwami „stref” saksoturyńskiej, moldanubskiej i Tepli-Barrandienu). Jedynie terran Brunovistulicum (inaczej: blok Brna-Górnego Śląska), zlokalizowany przy wschodniej krawędzi Sudetów, może stanowić część Awalonii (Moczyłowska, 1997; Friedl i in., 2000) lub należeć do perybałtyckich terranów budujących strefę szwu transeuropejskiego (Bełka i in., 2002).

←

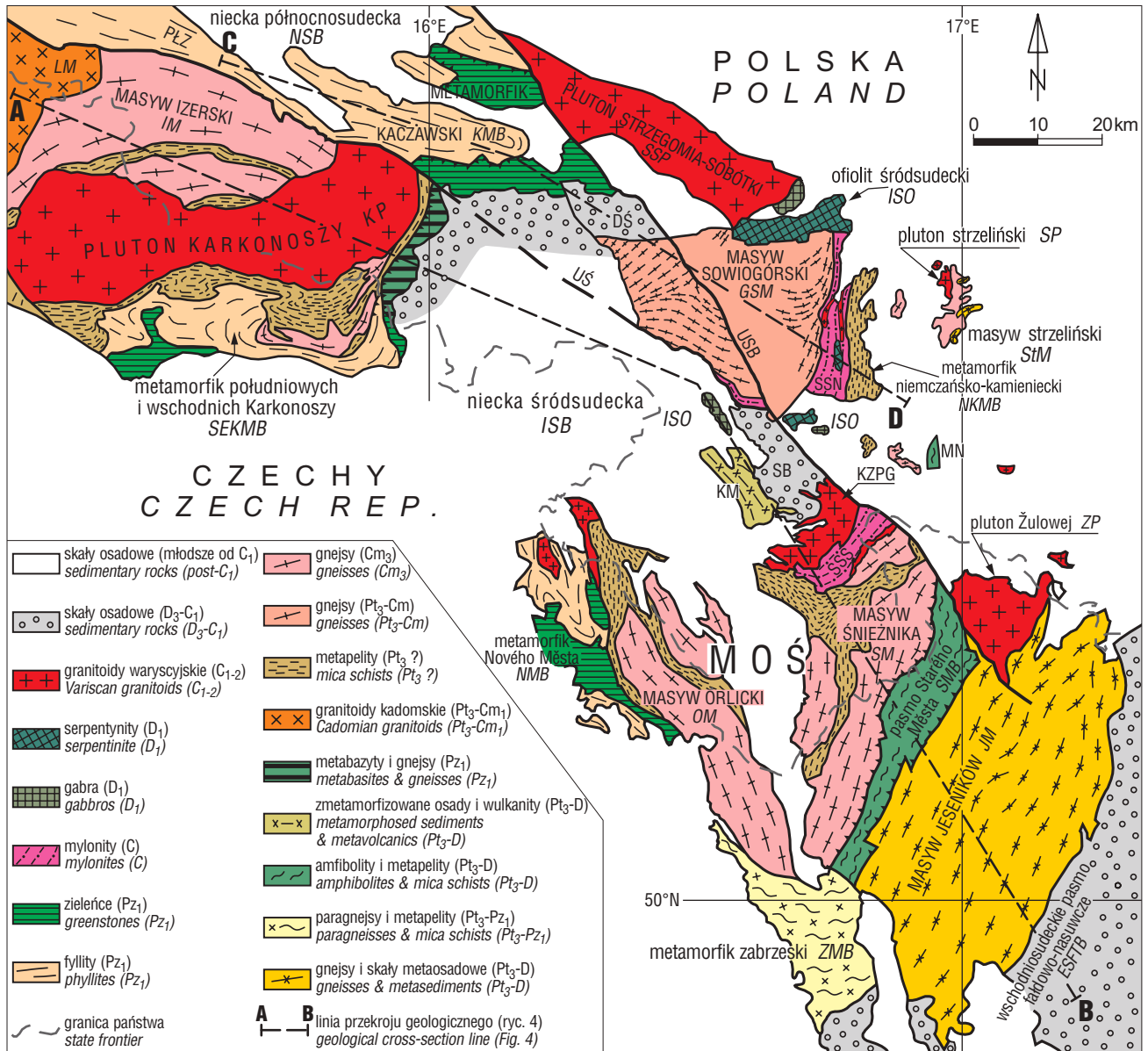
Ryc. 1. Hipotetyczny, uproszczony scenariusz geodynamicznej ewolucji Sudetów w późnym paleozoiku (Mazur i in., 2006a, zmieniony). **A** — szkic paleogeograficzny inspirowany rekonstrukcjami Rona Blakeya z Northern Arizona University (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>). Prostokąt wskazany strzałką wraz z wrysowaną linią przekrojową lokalizuje schematyczne przekroje **B–D**, nie uwzględniające poprzecznych do nich przemieszczeń przesuwczych; **B–C** — amalgamacja terranów środkowsudeckich wskutek zamykania środkowosudeckiej domeny oceanicznej. We wczesnym dewonie otwiera się morawsko-śląski basen załukowy (**B**). Nasunięcia kompleksów płaszczowinowych z tektonicznymi inkluzjami skał wysoko- i ultrawysokociśnieniowych w masywach orlicko-śnieżnickim oraz sowiogórskim w następstwie późnodewońskiej kolizji terranów formują eowaryscyjską strukturę Sudetów Środkowych (**C**); **D** — utworzenie waryscyjskiej struktury Sudetów wskutek karbońskiej kolizji poprzedzonej zamknięciem domeny oceanicznych: saksoturyńskiej, Starého Města oraz morawsko-śląskiej

Fig. 1. Hypothetical, simplified scenario of geodynamic evolution of the Sudetes in Late Palaeozoic times (modified from Mazur et al., 2006a). The palaeogeographic sketch map (**A**) is inspired by plate tectonic reconstructions of Ron Blakey of Northern Arizona University (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>). The arrowed box with inscribed section line gives approximate location of schematic cross-sections **B–D**, in which no major strike-slip displacements oriented at a high angle to these sections are taken into account. **B–C** — amalgamation of Central Sudetic terranes due to closure of the Central Sudetic oceanic tract with back-arc Moravo-Silesian Basin growing in the Early Devonian (**B**). The Central Sudetes are formed of rocks partly subducted to mantle depths and, subsequently, exhumed in a nappe pile with inclusions of (U)HP rocks in the Orlica-Śnieżnik and Góry Sowie massifs in consequence of Eo-Variscan collision in the Late Devonian (**C**). **D** — accretion of the Sudetes is completed by closing of the Saxothuringian, Staré Město and Moravo-Silesian oceanic domains and the following Carboniferous Variscan collision



Ryc. 2. Podział tektonostratigraficzny Masywu Czeskiego (na podstawie Frankego i in., 1995 — wzorowany na mapie Kossmata, 1927). Oznaczenia wiekowe: Pt — proterozoik, Pz — paleozoik, Cm — kambry, Or — ordowik, D — dewon, C — karbon, 1 — wczesny, 2 — środkowy, 3 — późny. JJ — jednostka Ještědu, STD — synklinorium Torgau-Doberlug

Fig. 2. Tectonostratigraphic division of the Bohemian Massif (modified from Franke et al., 1995, following Kossmat, 1927). Age assignments: Pt — Proterozoic, Pz — Palaeozoic, Cm — Cambrian, Or — Ordovician, D — Devonian, C — Carboniferous, 1 — Early, 2 — Middle, 3 — Late. CS — Central Sudetes, EZ — Upper Elbe Fault Zone, GSM — Góry Sowie Massif, ISF — Intra-Sudetic Fault, JJ — Ještěd Unit, LM — Lusatian Massif, MGCR — Mid-German Crystalline Rise, MOFZ — Middle Odra Fault Zone, STD — Torgau-Doberlug Synclinorium

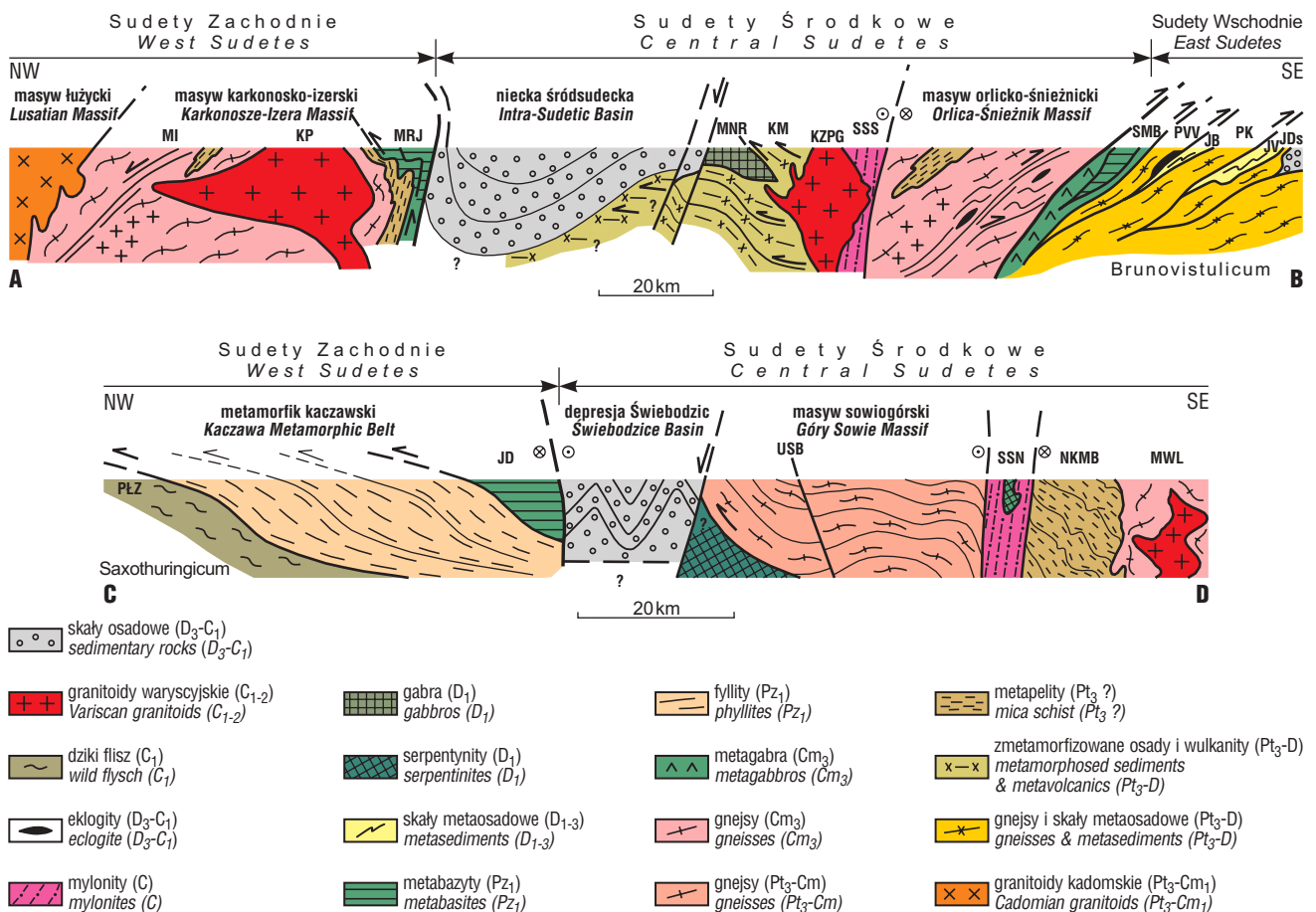


Ryc. 3. Uproszczona mapa tektoniczna Sudetów. DŚ — depresja Świebodzic, KM — metamorfik kłodzki, KZPG — kłodzko-złotostocki pluton granitowy, LM — masyw łużycki, MN — masyw Niedźwiedzia, MOŚ — masyw orlicko-śnieżnicki, PŁZ — pasmo łupkowe Zgorzelca, SB — struktura bardzka, SSN — strefa ścinania Niemczy, SSS — strefa ścinania Skrzyńki, USB — uskoc sudecki brzeżny, UŚ — uskoc śródsudecki. Oznaczenia wiekowe jak na ryc. 2

Fig. 3. Simplified tectonic map of the Sudetes. DŚ — Świebodzice Basin, ESFTB — Eastern Sudetic Fold-and-Thrust Belt, GSM — Góry Sowie Massif, IM — Izera Massif, ISB — Intra-Sudetic Basin, ISO — Intra-Sudetic Ophiolite, JM — Jeseníky Massif, KM — Kłodzko Metamorphic Massif, KMB — Kaczawa Metamorphic Belt, KP — Karkonosze Pluton, KZPG — Kłodzko-Złoty Stok Pluton, LM — Lusatian Massif, MN — Niedźwiedź Massif, MOŚ — Orlica-Śnieżnik Massif, NKMB — Niemcza-Kamieniec Metamorphic Belt, NMB — Nové Město Metamorphic Belt, NSB — North Sudetic Basin, OM — Orlica Massif, PŁZ — Görlitz Slate Belt, SB — Bardo Structural Unit, SEKMB — South & East Karkonosze Metamorphic Belt, SM — Śnieżnik Massif, SMB — Staré Město Thrust Belt, StM — Strzelin Massif, SP — Strzelin Pluton, SSN — Niemcza Shear Zone, SSS — Skrzyńka Shear Zone, SSP — Strzegom-Sobótka Pluton, UŚ — Intra-Sudetic Fault, USB — Sudetic Boundary Fault, ZMB — Zabřeh Metamorphic Belt, ZP — Žulova Pluton. Age assignments as in Figure 2

Ze względu na istotne różnice w litostratygrafii, budowie i ewolucji tektonicznej Sudety można geologicznie podzielić na trzy części: zachodnią, środkową i wschodnią (ryc. 3, 4 i 5). Sudety Zachodnie obejmują wschodnią część masywu łużyckiego, masyw karkonosko-izerski, jednostkę metamorfiku kaczawskiego i zgorzeleckie pasmo łupkowe. Wszystkie te jednostki uległy deformacji w okresie pomiędzy późnym dewonem i wczesnym karbonem. Deformacja zakończyła się ekshumacją kompleksów metamorficznych i rozpoczęciem z końcem karbonu sedimentacji w permomezozoicznej niecce północnosudeckiej.

Sudety Środkowe obejmują masyw sowiogórski, wraz z otaczającymi go fragmentami ofiolitu środkowosudeckiego, masywy kłodzki i orlicko-śnieżnicki, metamorficzne pasma łupkowe Nového i Starého Města, metamorfik zabrzeński i Kamieńca Ząbkowickiego, strefy ścinania Niemczy i Skrzyńki oraz masyw amfibolitowy Niedźwiedzia. Jednostki te są częściowo przykryte osadami wypełniającymi baseny śródgórskie lub ich ocalałe przed erozją fragmenty, w postaci depresji Świebodzic i struktury bardzkiej, w których depozycja rozpoczęła się w późnym dewonie, oraz osadami zdeponowanymi w niecce śród-



Ryc. 4. Schematyczne, przewyższone przekroje geologiczne przez Sudety, poprowadzone na południe (A–B) i na północ (C–D) od uskoku śródsudeckiego, poprzecznie do dominującego w skali regionalnej kierunku strukturalnego SW-NE. JB — jednostka Branny, JD — jednostka Dobromierza, JDs — jednostka („kopuła”) Desny, JV — jednostka Vrbna, KM — metamorfik kłodzki, KP — pluton Karkonoszy, KZPG — kłodzko-złotostocki pluton granitowy, MI — masyw izerski, MNR — masyw gabbrowo-diabazowy Nowej Rudy, MRJ — metamorfik Rudaw Janowickich, MWL — masyw Wzgórz Lipowych, NKMB — metamorfik niemczańsko-kamieniecki, PK — płaszczowina Keprnika, PLZ — pasmo łupkowe Zgorzelca, PVV — płaszczowina Velkého Vrbna, SMB — pasmo nasuwce Starého Města, SSN — strefa ścinania Niemczy, SSS — strefa ścinania Skrzynki, USB — sudecki uskoc brzeżny. Oznaczenia wiekowe jak na ryc. 2, lokalizacja przekrojów zob. ryc. 3

Fig. 4. Schematic, vertically exaggerated cross-sections of the Sudetes, located south (A–B) and north (C–D) of the Intra-Sudetic Fault and extending perpendicular to the regionally dominant SW-NE structural grain. JB — Branna Unit, JD — Dobromierz Unit, JDs — Desna Unit (“Dome”), JV — Vrbno Unit, KM — Kłodzko Metamorphic Massif, KP — Karkonosze Pluton, KZPG — Kłodzko-Złoty Stok Pluton, MI — Izera Massif, MNR — Nowa Ruda Gabbro-Diabase Massif, MRJ — Rudawy Janowickie Metamorphic Massif, MWL — Lipowe Wzgórzła Massif, NKMB — Niemcza-Kamieniec Metamorphic Belt; PK — Keprnik Nappe; PLZ — Görlitz Slate Belt; PVV — Velké Vrbno Nappe; SMB — Staré Město Thrust Belt; SSN — Niemcza Shear Zone; SSS — Skrzynka Shear Zone; USB — Sudetic Boundary Fault. Age assignments as in Figure 2, see Figure 3 for location

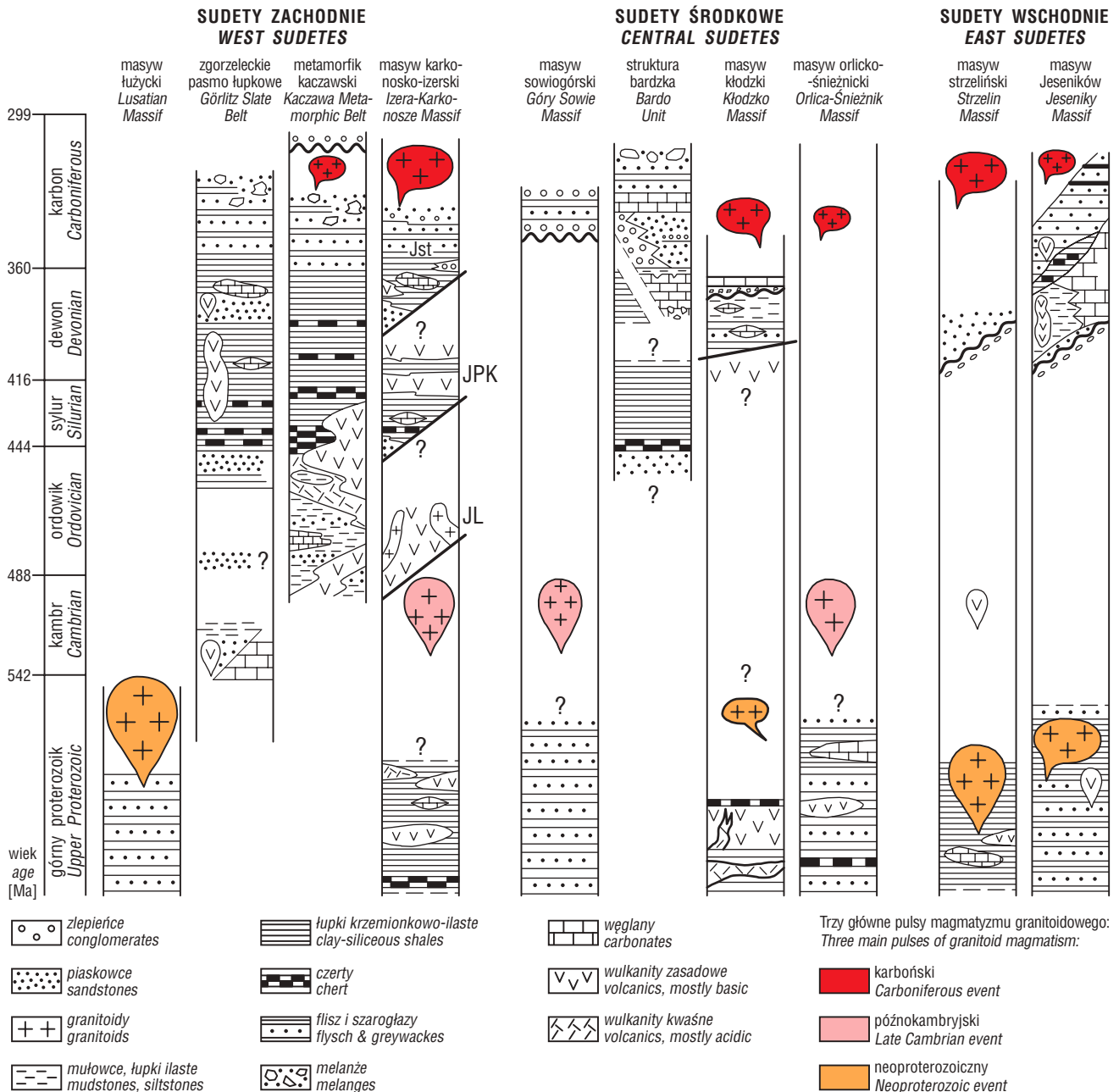
sudeckiej, w której początek subsydencji datuje się na środkowy wizen (Turnau i in., 2002). Główna faza deformacji w tym obszarze przypadła na przełom środkowego i późnego dewonu. Wkrótce potem doszło do szybkiego wydzwignięcia i odsłonięcia na powierzchni kompleksów metamorficznych oraz rozpoczęcia sedymentacji w basenach śródgórskich.

Sudety Wschodnie są częścią kolizyjnego pasma fałdowo-nasuwczego, które wykształciło się wzdłuż wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego. Tworzy je stos płaszczowin morawsko-śląskich masywu Jeseníków, zbudowanych ze zdeformowanych i zmetamorfizowanych skał podłoża terranu Brunovistulicum oraz jego pokrywy osadowej. Od zachodu na jednostki morawsko-śląskie są nasunięte serie skalne pasma Starého Města oraz masywu orlicko-śnieżnickiego. W kierunku wschodnim kompleksy metamorficzne zostały nasunięte na karbońskie osady morawsko-śląskiego basenu przedgórskiego, w swej

zachodniej części również ujęte w wiązkę płaszczowin. Krystaliczne jednostki wschodniosudeckie (Silesicum w tradycyjnej terminologii Suessa, 1912) przedłużają się ku północy w obszar bloku przedsudeckiego, gdzie ich największe wychodnie znajdują się w masywie strzelińskim (Bederke, 1929; Oberc, 1966; ryc. 3). Odsłaniają się tam skały należące zarówno do kadomskiego podłoża terranu Brunovistulicum (Oberc-Dziedzic i in., 2003), jak i jego dewońskiej pokrywy osadowej.

Kompleksy skalne

Głównymi składnikami piętra waryscyjskiego Sudetów są 1) niemetaliczne lub przeobrażone magmowe i osadowo-wulkaniczne kompleksy neoproterozoiczne, 2) późnokambryjskie granitoidy przeobrażone w gnejsy podczas orogenezy waryscyjskiej, 3) w różnym stopniu zmetamorfizowane ordowicko-dewońskie sekwencje



Ryc. 5. Uproszczone kolumny stratygraficzne głównych jednostek tektonicznych Sudetów (Aleksandrowski & Mazur, 2002, zmienione). Skąły metamorficzne reprezentują ich protolity osadowe lub magmowe. JL — jednostka Leszczyńca, JPK — jednostka południowych Karkonoszy, Jst — jednostka Ještědu

Fig. 5. Simplified stratigraphic columns of the main structural units of the Sudetes (modified from Aleksandrowski & Mazur, 2002). Metamorphic rocks are represented by their sedimentary or igneous protoliths. JL — Leszczyńiec Unit, JPK — South Karkonosze Unit, Jst — Ještěd Unit

wulkaniczno-osadowe preorogogenicznych, ekstensyjnych basenów sedymentacyjnych, 4) elementy późnosylursko-wczesnodewońskiego (?) kompleksu ofiolitowego, 5) dewońskie lub dolnokarbońskie sekwencje osadowe aktywnych i pasywnych obrzeży kontynentalnych, 6) granitoidy karbońskie oraz 7) klastyczne wypełnienia dewońskich lub wczesnokarbońskich basenów śródgórskich.

Kompleksy neoproterozoiczne (ryc. 3 i 5) reprezentują prawdopodobnie fragmenty aktywnego obrzeżenia kontynentu Gondwany. Zawierają one zapis magmatyzmu związanego z orogenezą kadomską, która wydarzyła się około 620–540 mln lat temu (Kröner i in., 1994; Buschmann i in., 2001; Oberc-Dziedzic i in., 2003; Mazur

i in., 2004). Składają się one 1) ze zmetamorfizowanych skał plutonicznych i wulkaniczno-osadowych o charakterystyce geochemicznej typowej dla łuków magmowych oraz basenów załukowych (metamorfik kłodzki), 2) z granitoidów, które intrudowały w sekwencje turbidytowe (masyw łużycki i Sudety Wschodnie), oraz 3) z serii metapelitowych o słabo poznanym wieku, które otaczają dolnopaleozoiczne intruzje granitoidowe (masyw karkonosko-izerski i orlicko-śnieżnicki). Wyniki najnowszych datowań izotopowych sugerują jednak, że przynajmniej część serii metapelitowych jest wczesnopaleozoiczna, co ma implikować kontakty tektoniczne między nimi a meta-granitoidami (Jastrzębski, 2009 — referat na posiedzeniu

PTG we Wrocławiu; Oberc-Dziedzic i in., 2010). Granitoidy łużyckie intrudowały około 545–530 mln lat temu (Kröner i in., 1994; Tikhomirova, 2002) podczas końcowych faz orogenezy kadomskiej (Linnemann i in., 2000). Wschodni skraj wychodni granitoidów przedłuża się na terytorium Polski, gdzie noszą one lokalną nazwę granodiorytów zawidowskich.

Późnokambryjskie intruzje granitoidowe są pospolite w Sudetach, podobnie jak i w innych obszarach pasma waryscyjskiego. Intruzje te uznaje się obecnie za produkt magmatyzmu związanego z rozwojem ryftu kontynentalnego (np. Oberc-Dziedzic i in., 2005; Pin i in., 2007), choć niektórzy badacze sugerują odmienną ich genezę, związaną z ewentualnym magmatyzmem nadsubdukcyjnym przy aktywnej krawędzi kontynentu (np. Kröner i in., 2001). Lokalnie skały te zachowały zapis ordowickiego, niskociśnieniowego i wysokotemperaturowego metamorfizmu, który jest wynikiem ścieniania skorupy kontynentalnej (Kröner i in., 2000; Štípska i in., 2001). Praktycznie niezdeformowana odmiana wczesnopaleozoicznych granitów, która odsłania się w masywie karkonosko-izerskim, jest tradycyjnie nazywana granitem rumburskim.

Ordowicko-dewońskie sukcesje wulkaniczno-osadowe występujące w metamorfiku kaczawskim oraz jednostce południowych Karkonoszy (masyw karkonosko-izerski) są osadem basenów ekstensyjnych założonych w strefie inicjalnego ryftu kontynentalnego. Dalszy ryfting doprowadził w sylurze i dewonie do przekształcenia się basenów ensialicznych w otwarty zbiornik podścielony przez skorupę oceaniczną (Furnes i in., 1994; Patočka & Smulikowski, 2000). Zmiana środowiska tektonicznego znajduje odzwierciedlenie w ewolucji sukcesji wulkaniczno-osadowej, poczynając od bimodalnych wulkanitów wewnątrzpłyto-nych i sekwencji klastycznych w ordowiku, po sylurskie i dewońskie metabazyty typu MORB oraz towarzyszące im osady głębokomorskie (czarne łupki graptolitowe i czerty). Jednostka Leszczyńca we wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego obejmuje późnokambryjski kompleks intruzji plutonicznych i subwulkanicznych, w skład którego wchodzi metabazyty o charakterystyce chemicznej typu MORB oraz gnejsy powstałe z plagiogranitów i tonalitów.

Ofiolit środkowosudecki, którego rozczłonkowane fragmenty otaczają masyw sowiogórski, zachował prawie wszystkie człony typowej sekwencji ofiolitowej — zserpentyinizowane skały ultramaficzne, masywne gabra i kumulaty, dajki pakietowe, lawy poduszkowe oraz głębokomorskie łupki radiolariowe (Majerowicz, 1981). Powstał prawdopodobnie w późnym sylurze lub wczesnym dewonie 420–400 mln lat temu (Oliver i in., 1993; Dubińska i in., 2004) i zachował zapis metamorfizmu dna morskiego (Majerowicz, 1981).

W Sudetach Wschodnich (w jednostce Vrbna), w zgorzeleckim paśmie łupkowym i w jednostce Ještědu występują dewońskie sekwencje osadowe zdeponowane na obrzeżach kontynentalnych. Rejestrują one początek orogenezy waryscyjskiej, który zaznacza się zmianą charakteru osadów od wapieni dewońskiej platformy węglanowej w jednostce Ještědu po karbońskie turbidyty i melanze w zgorzeleckim paśmie łupkowym. Grupa Vrbna jest natomiast interpretowana jako sukcesja wulkaniczno-osadowa wypełniająca dewoński basen załukowy

(Patočka & Valenta, 1996). Gwałtowne wypiętrzenie orogenu połączone z ekshumacją skał metamorficznych na powierzchni terenu dało początek sedymentacji w sudeckich basenach śródgórskich. Subsycjencja tych basenów rozpoczęła się w późnym dewonie (w basenach bardzkim i Świebodzie) i we wczesnym karbonie (w basenie śródsudeckim).

Struktura

Waryscyjskie struktury Sudetów powstały w dewonie i wczesnym karbonie wskutek zamknięcia jednego lub kilku basenów morskich podścielonych skorupą oceaniczną (ryc. 1). Doprowadziło to do amalgamacji terranów armorykańskich oraz ich przyłączenia do tzw. strefy szwu trans-europejskiego (TESZ), który ogranicza od SW platformę wschodnioeuropejską (por. Matte i in., 1990; Franke i in., 1995; Cymerman i in., 1997; Pharaoh, 1999; Franke & Żelaźniewicz, 2000; Bełka i in., 2002; Aleksandrowski & Mazur, 2002; Winchester & PACE, 2002). Pozostałością basenów morskich zamkniętych podczas kolizji waryscyjskiej są allochtoniczne kompleksy wulkaniczno-osadowe Gór Kaczawskich oraz południowych Karkonoszy. Są one ujęte w zespół płaszczowin nasuniętych ku NW (Mazur & Kryza, 1996; Seston i in., 2000; Collins i in., 2000; Mazur & Aleksandrowski, 2001). Występowanie zmetamorfizowanych skał magmowych o charakterystyce geochemicznej zbliżonej do bazaltów typu MORB, stowarzyszonych z osadami głębokomorskimi (Furnes i in., 1994; Winchester i in., 1995; Kryza i in., 1995; Patočka & Smulikowski, 2000), oraz zapis metamorfizmu wysokociśnieniowego w fałdach niebieskich łupków (Cháb & Vrana, 1979; Kryza i in., 1990; Smulikowski, 1995; Kryza & Mazur, 1995) dowodzą, że płaszczowiny Sudetów Zachodnich wywodzą się z waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej. Wskazuje na to również obecność melanzy rozpowszechnionych w metamorfiku kaczawskim (Baranowski i in., 1990; Collins i in., 2000; Kryza & Muszyński, 2003).

Płaszczowiny metamorficzne południowych i wschodnich Karkonoszy są nasunięte na przedpole utworzone z masywów łużyckiego i karkonosko-izerskiego, które interpretuje się jako część pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego (np. Mazur & Aleksandrowski, 2001; Franke & Żelaźniewicz, 2002; Aleksandrowski & Mazur, 2002). Obrzeżenie to, założone na podłożu skał neoproterozoicznych występujących obecnie w masywie łużyckim, było intrudowane przez potężne ciała późnokambryjskich granitoidów. Te ostatnie, zdeformowane w gnejsy podczas orogenezy waryscyjskiej, stanowią podstawowy składnik masywu karkonosko-izerskiego. Uważa się, że intrudowały one w strefie ryftu kontynentalnego podczas odrywania się terranu saksoturyńskiego od krawędzi Gondwany (np. Oberc-Dziedzic i in., 2005; Pin i in., 2007). Pokrywe wulkaniczno-osadową terranu saksoturyńskiego, dziś zachowaną tylko fragmentarycznie, reprezentują: 1) jednostka Ještědu w masywie karkonosko-izerskim, 2) synklinorium Torgau-Doberlug na W od Nysy Łużyckiej oraz 3) zgorzeleckie pasmo łupkowe. To ostatnie stanowi jednocześnie parautochtoniczne podłoże zespołu płaszczowin kaczawskich (Aleksandrowski & Mazur, 2002).

Szew tektoniczny, umiejscowiony przypuszczalnie wśród płaszczowin Sudetów Zachodnich, jest przykryty

osadami późnopaleozoicznych basenów osadowych — niecki śródsudeckiej i depresji Świebodzic. Niecka śródsudecka, położona na wschód od masywu karkonosko-izerskiego, została założona podczas późnego środkowego wizenu (Turnau i in., 2002) wskutek skierowanego ku ESE kolapsu ekstensyjnego tego masywu (Mazur, 1995; Mazur & Aleksandrowski, 2001). Natomiast depresja Świebodzic, zlokalizowana na wschód od stosu płaszczowin kaczawskich, powstała pod koniec dewonu jako basen związany z przesuwczą aktywnością podłoża (Porębski, 1981).

Jednostki tektoniczne Sudetów Środkowych, położone są na wschód od basenów śródsudeckiego i Świebodzic i w dużej mierze, jeśli nie całkowicie, mają charakter allochtoniczny. Są one zbudowane z neoproterozoicznych i kambryjskich sekwencji wulkaniczno-osadowych (Gunia, 1999; Mazur i in., 2004) oraz późnokambryjskich ciał granitów przeobrażonych następnie w gnejsy (np. Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001). W odróżnieniu od kompleksów Sudetów Zachodnich nie zawierają dolnopaleozoicznych sekwencji wulkaniczno-osadowych zdeponowanych w otwartych zbiornikach morskich. Wyjątek stanowią olistolity występujące w osadach basenu bardzkiego.

Ofiolit środkowosudecki jest pozostałością skorupy oceanicznej podścielającej basen, którego zamknięcie doprowadziło do utworzenia sudeckiego odcinka pasma waryscyjskiego (ryc. 1). Stanowi on prawdopodobnie płaszczowinę częściowo podścielającą (por. Znosko, 1981) lub — przeciwnie — nadścielającą (ryc. 1; Aleksandrowski & Mazur, 2002) masyw sowiogórski. Sąsiadujące strukturalnie z ofiolitem kompleksy sowiogórski i orlicko-śnieżnicki wykazują znacznie wyższy stopień metamorfizmu. Obecność w nich wysokociśnieniowych granulitów (Kryza i in., 1996) dowodzi, że kompleksy te stanowią fragmenty głęboko pograżonej (subdukcowanej), a następnie ekshumowanej skorupy kontynentalnej. Wiek metamorfizmu facji granulitowej, datowany na przedział 400–385 mln lat temu (O'Brien i in., 1997; Kryza & Fanning, 2007; Anczkiewicz i in., 2007), wyznacza czas trwania kolizji terranów armorykańskich między sobą lub z przyłączoną już do Laurussii Awalonią w początkowej fazie orogenezy waryscyjskiej. W ostatnim etapie procesu ekshumacji fragmentów głęboko pograżonej skorupy kontynentalnej doszło do płaszczowinowego spiętrzenia allochtonicznych jednostek strukturalnych Sudetów Środkowych. Zostały one nasunięte prawdopodobnie w kierunku NW (Mazur, 2003; Mazur i in., 2004), choć ten wniosek opiera się wyłącznie na danych z metamorfiku kłodzkiego. Ze strefy kontaktu jednostki Nového Města z masywem orlicko-śnieżnickim znany jest też zapis transportu tektonicznego o przeciwnym zwrocie (strop ku SE; Mazur i in., 2005).

Granicę Sudetów Środkowych i Wschodnich wyznacza pasmo Starého Města (ryc. 3). Tworzy je głównie późnokambryjska sekwencja magmowa powstała w strefie inicjalnego ryftu kontynentalnego. Nosi ona zapis metamorfizmu niskociśnieniowej facji granulitowej, właściwej dla stref ścięnionej skorupy (Kröner i in., 2000; Štípska i in., 2001). W trakcie fałdowań waryscyjskich dolnopaleozoiczne skały pasma Starého Města były intrudowane

przez synorogeniczne tonality datowane na 340 mln lat (Parry i in., 1997).

Zespół płaszczowin wschodniosudeckich zawiera fragmenty neoproterozoicznego podłoża krystalicznego terranu Brunovistulicum oraz zmetamorfizowane skały osadowe jego pokrywy (Cháb i in., 1994; Schulmann & Gayer, 2000). Strukturalnie najniższy element tego kompleksu stanowi allochtoniczna jednostka Vrbna (Cháb i in., 1994). Spoczywa ona na parautochtonicznym podłożu reprezentowanym przez jednostkę („kopułę”) Desny (Schulmann & Gayer, 2000). Powyżej znajdują się płaszczowina Keprníka wraz z jednostką (serią) Branny oraz płaszczowina Velkého Vrbna (ryc. 4). Płaszczowiny wschodniosudeckie zostały nasunięte w kierunku NE w reżimie prawoskrętnej transpresji (Matte i in., 1990; Schulmann & Gayer, 2000). Plan strukturalny tego obszaru jest zdominowany przez lineacje metamorficzne o przebiegu NE-SW do NNE-SSW, które są typowe nie tylko dla Sudetów Wschodnich, ale także dla sąsiadującego z nimi masywu orlicko-śnieżnickiego. Różni się on od tzw. „sudeckiego” kierunku strukturalnego — WNW-ESE do NW-SE — który przeważa na obszarze Sudetów Zachodnich i Środkowych, wyznaczając większość osi dużych i drobnych fałdów, lineacji mineralnych i strukturalnych oraz zarysy wychodni części regionalnych jednostek strukturalnych. Struktury o kierunku „sudeckim” wykształciły się najpierw wskutek deformacji związanej z nasunięciami płaszczowinowymi na przełomie dewonu i karbonu, skierowanymi generalnie ku NW (co implikowało pierwotne wydłużenie w kierunku SW-NE zarysu wychodni głównych jednostek tektonicznych w obrazie kartograficznym), a następnie podczas karbońskich etapów fałdowań, związanych tak z kolapsem grawitacyjnym orogenu, jak i z kolejnymi stadiami transpresji i przemieszczeń przesuwczych na regionalnych rozmiarach uskokach o biegu WNW-ESE.

Sudety Wschodnie leżą w północnej części morawsko-śląskiej strefy waryscydów, rozciągającej się wzdłuż wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego. Strefa ta jest pozostałością szwu kolizyjnego pomiędzy kształtującymi się strukturami Sudetów Środkowych oraz strefy moldanubskiej Masywu Czeskiego, a sąsiadującym z nimi od wschodu sztywnym terranem Brunovistulicum. Do strefy morawsko-śląskiej poza płaszczowinami metamorficznymi (tzw. Silesicum na terenie Sudetów Wschodnich i Moravicum — dalej na SSW, na Morawach; Suess, 1912) tradycyjnie zalicza się również pasmo fałdów i nasunięć powstałe wskutek inwersji fragmentu basenu przedgórskiego waryscydów. Wypełniająca ten basen sekwencja turbidytowa była deponowana w okresie od środkowego wizenu po koniec namuru (Hartley & Otava, 2001) na dolnodewońskich zlepieńcach podstawowych i kwarcytach oraz środkowo- i górnodewońskich skałach platformy węglanowej przykrywającej terran Brunovistulicum. Podrzednie w podłożu turbidytów występują dewońskie osady głębokowodne basenu załukowego.

Trzy ważne strefy uskokowe o przebiegu WNW-ESE, tj. uskok górnej Łaby, uskok śródsudecki i uskok środkowej Odry utrudniają korelacje pomiędzy Sudetami a pozostałymi częściami waryscydów oraz pomiędzy poszczególnymi częściami Sudetów. Pomimo że wielkość przemieszczeń na tych uskokach pozostaje dyskusyjna

(Aleksandrowski, 1990, 1995; Matte i in., 1990; Oliver i in., 1993; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski & Mazur, 2002), to w obrazie kartograficznym wyznaczają one nieprzekraczalne granice sąsiadujących z nimi jednostek tektonicznych. Aktywność tektoniczną stref uskoko- wych Łaby i śródsudeckiej zakończyło w późnym karbonie przemieszczenie lewoskrętne, które lokalnie mogło osiągnąć amplitudę 15–20 km i które było poprzedzone przez znacznie większych rozmiarów wczesnokarbońskie ruchy prawoskrętne (Aleksandrowski 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Mattern, 2001).

Ramy czasowe

Utworzenie się sudeckiego odcinka waryscyjskich internidów było procesem wieloetapowym. Zapis najstarszych wydarzeń tektonometamorficznych pochodzi z przełomu syluru i dewonu. W masywach sowiogórskim i orlicko-śnieżnickim metamorfizm wysokociśnieniowy facji granulitowej jest datowany na 385–400 mln lat (O'Brien i in., 1997; Kryza & Fanning, 2007; Anczkiewicz i in., 2007). Dane te dowodzą, że subdukcja skorupy kontynentalnej nastąpiła wkrótce po utworzeniu skorupy oceanicznej (ryc. 1) reprezentowanej przez ofiolit środkowosudecki (420–400 mln lat temu; Oliver i in., 1993; Dubińska i in., 2004). Obdukcja ofiolitu i ekshumacja fragmentów subduktowanej skorupy kontynentalnej w formie płaszczowin metamorficznych zaszły krótko potem. Wczesnożywiecka fauna, pochodząca ze zmetamorfizowanych skał osadowych metamorfiku kłodzkiego, wyznacza czas rozpoczęcia fałdowań tego fragmentu Sudetów Środkowych na nie wcześniej niż ok. 390 mln lat temu (Hladil i in., 1999). Natomiast najwcześniejszy moment tego wydarzenia określa tzw. niezgodność przedgórnodewońska w metamorfiku kłodzkim i masywie Nowej Rudy (Bederke, 1924; Kryza i in., 1999), która utworzyła się nie później niż ok. 380 mln lat temu (w późnym franie). Górnodewońskie wapienie występujące nad tą niezgodnością przechodzą ku górze w dolnokarbońskie osady klastyczne basenu bardzkiego (Wajsprych, 1986; Haydukiewicz, 1990). Tym samym nasunięcie płaszczowin środkowosudeckich musiało zdarzyć się w wąskim przedziale czasowym pomiędzy 390 i 380 mln lat temu.

W basenie kaczawskim sedymentacja głębokomorska trwała aż do końca dewonu (Urbanek i in., 1995). Najprawdopodobniej oznacza to, że sukcesja kaczawska została włączona w obręb pryzmy akrecyjnej na przełomie dewonu i karbonu. Jest to zgodne z datowaniem metamorfizmu wysokociśnieniowego facji niebieskich łupków w sąsiednim masywie karkonosko-izerskim na 360 mln lat (Maluski & Patočka, 1997). Końcowy etap nasuwania płaszczowin kaczawskich oraz wschodnio- i południowokarkonoskich zaszedł nie wcześniej niż w wizenie. Wskazuje na to wiek skał osadowych jednostki Ještědu, które podścielają jednostkę południowych Karkonoszy (Chlupáč, 1993), oraz wiek wapieni z Rząsin (Chorowska, 1978) znajdujących się na zachodnim przedpolu płaszczowin kaczawskich.

Formowanie kompleksu płaszczowin wschodnio-sudeckich rozpoczęło się w najwcześniejszym karbonie i trwało aż do początku późnego karbonu (np. Schulmann & Gayer, 2000). Aktywność tektoniczna w Sudetach Środ-

kowych i Zachodnich była w tym czasie zdominowana przez ruchy przesuwcze wzdłuż głównych uskoko- wów lub stref ścinania oraz przez kolaps grawitacyjny w obrębie najwyższych, przypowierzchniowych partii orogenu. Ekshumacja masywu karkonosko-izerskiego rozpoczęła się przed ok. 340 mln lat (Mazur, 1995; Mazur & Aleksandrowski, 2001), synchronicznie z prawoskrętnymi przemieszczeniami przesuwczymi wzdłuż kierunku NW-SE na uskoku śródsudeckim (Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997) i na granicy pomiędzy jednostką Nového Města a masywem orlicko-śnieżnickim (Mazur i in., 2005). Przemieszczenia lewoskrętne wzdłuż kierunku NE-SW do NNE-SSW miały natomiast miejsce w strefach ścinania Niemczy (Mazur & Puziewicz, 1995) oraz Złoty Stok-Skrzynka (Žaba & Będkowski, 1995; Cymerman, 1996).

Głębokie rozcięcie erozyjne Sudetów w trakcie ich wypiętrzania w późnym karbonie i wczesnym permie sprawiło, że współczesny obraz kartograficzny Sudetów prawdopodobnie znacznie różni się od tego, jaki ukształtował się w końcowej fazie deformacji waryscyjskich. Badania nad pochodzeniem osadów waryscyjskiego basenu przedgórskiego w podłożu monokliny przedsudeckiej dowodzą, że jeszcze na przełomie wczesnego i późnego karbonu w obrazie intersekcyjnym powierzchni terenu Sudetów dominowały kompleksy skalne ekshumowane na przełomie dewonu i karbonu (Mazur i in., 2006b, 2010). Ponieważ współcześnie takie kompleksy są znane jedynie z masywów sowiogórskiego i kłodzkiego, zatem na pozostałym obszarze Sudetów musiały zostać w większości usunięte przez erozję. Sytuacja taka mogła mieć miejsce, jeśli skały o późnodewońskich i wczesnokarbońskich wiekach chłodzenia wchodziły w skład zalegających strukturalnie w najwyższej pozycji odkorzenionych kompleksów płaszczowinowych. Wyniki badań nad pochodzeniem osadów basenu przedgórskiego pokazują również, że już pod koniec karbonu wykształcenie litologiczne odsłoniętych na powierzchni kompleksów skalnych Sudetów nie różniło się zasadniczo od współczesnego (Mazur i in., 2010). Dlatego intensywna erozja związana z blokowym podniesieniem Sudetów w późnej kredzie i trzeciorzędzie rozcięła raczej pokrywę górnio- i postwaryscyjskiej molasy oraz mezozoicznych osadów platformowych niż krystaliczne podłoże (Aramowicz i in., 2006).

Granitoidy waryscyjskie

Granitoidy sudeckie są efektem magmatyzmu, który intensywnie rozwinął się w karbonie, u schyłku i po zakończeniu orogenezy waryscyjskiej. Dzielią się one pod względem wieku na dwie dobrze rozróżnialne grupy, datowane na ok. 340–330 mln lat oraz 320–300 mln lat. Bardziej szczegółowy przegląd oznaczeń izotopowych poszczególnych intruzji sudeckich można znaleźć w pracy Mazura i in. (2007b). Czas umiejscowienia starszych granitoidów odpowiada głównej fazie spiętrzania płaszczowin w waryscyjskiej Europie Środkowej (por. np. Franke, 2000). Dlatego genezę tych skał można przypisać wzrostowi temperatury w dolnej i środkowej skorupie wskutek rozpadu pierwiastków promieniotwórczych w pogrubionej strefie korzeniowej orogenu. Znajduje to potwierdzenie w historii termicznej skał osłony, które uległy wysokotemperaturo-

wemu i niskociśnieniowemu metamorfizmowi (Marheine i in., 2002) oraz synkinematycznej migmatyzacji (Turniak i in., 2000) we wczesnym karbonie.

Na późny karbon (320–300 mln lat temu) jest datowany młodszy etap magmatyzmu, podczas którego utworzyły się największe spośród sudeckich intruzji granitoidowych. Te w większości peraluminowe ciała granitoidów zostały umiejscowione płytko w obrębie górnej skorupy podczas końcowych etapów lub już po zakończeniu orogenezy waryscyjskiej. Dużym intruzjom granitów i granodiorytów, takim jak plutony Karkonoszy czy Strzegomia-Sobótka (ryc. 3), miejscami towarzyszą równowiekowe lub nieznacznie młodsze granitoidy wapieniowo-alkaliczne z dajkami tonalitów oraz dioryty kwarcowe (np. w masywie strzebińskim). Późnokarboński plutonizm granitowy był równoczesny z kwaśnym i zasadowym wulkanizmem zaznaczającym się w sudeckich zapadliskach śródgórskich (np. w niecce śródsudeckiej i północnosudeckiej). Wskazuje to na związek pomiędzy genezą granitoidów a wzrostem przepływu ciepła z litosferycznego płaszcza do skorupy ziemskiej. Zjawisko to mogło być następstwem późnokarbońskiej regionalnej ekstensji orogenu po zakończeniu orogenezy waryscyjskiej (Henk, 1997) lub też delaminacji pogrubionego litosferycznego płaszcza pod Masywem Czeskim (Finger i in., 2007).

Podsumowanie

Ewolucja tektoniczna piętra waryscyjskiego Sudetów obejmowała cztery główne etapy: 1) zamknięcie domen oceanicznych i subdukcję skorupy kontynentalnej we wczesnym dewonie, 2) nasunięcia płaszczowinowe i uformowanie szwów kolizyjnych oraz znacznych rozmiarów przemieszczenia przesuwcze zachodzące w reżimie transpresyjnym wzdłuż regionalnych stref uskokowych lub stref ścinania w późnym dewonie i we wczesnym karbonie, 3) kolaps grawitacyjny orogenu i powstanie zapadlisk śródgórskich w płytszych poziomach skorupy, przeplatane paroksyzmami kompresji tektonicznej i fałdowaniami oraz stowarzyszone z trwającymi wciąż przemieszczeniami przesuwczymi we wczesnym i późnym karbonie oraz 4) intensywny magmatyzm i inwersję basenów śródgórskich w późnym karbonie. Procesy te doprowadziły do konsolidacji sudeckiego odcinka orogenu, stanowiącego dziś integralną część waryscyjskich internidów odsłoniętych na obszarze Masywu Czeskiego. Chociaż ewolucja Sudetów prawdopodobnie nie różni się w istotny sposób od rozwoju sąsiadujących części pasma waryscyjskiego, to ich korelacja napotyka na liczne trudności, ze względu na efekty intensywnej tektoniki przesuwczej oraz częściowe przykrycie rozległymi pokrywami osadowymi, sięgającymi wiekowo od karbonu poprzez permomezozoik (w tym zwłaszcza późną kredę) po kenozoik. Problemy te, jak również bardziej szczegółowy przegląd geologii regionalnej Sudetów będą tematem planowanych przez autorów kolejnych publikacji w *Przeglądzie Geologicznym*, relacjonujących współczesny stan wiedzy o waryscydach południowo-zachodniej Polski.

Autorzy dziękują Państwu prof. prof. Teresie Oberc-Dziedzic oraz Jerzemu Żabie za krytyczne i konstruktywne recenzje.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1990 — Early Carboniferous strike-slip displacements at the northeast periphery of the Variscan Belt in Central Europe. [In:] International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe (IGCP Program 233: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens), Abstracts. Göttingen-Giessen: 7–10.
- ALEKSANDROWSKI P. 1995 — Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, 43: 745–754.
- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S. & ŻABA J. 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 133: 727–739.
- 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*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 201: 237–277.
- ANCZKIEWICZ R., SZCZEPAŃSKI J., MAZUR S., STORY C., CROWLEY Q., VILLA I.M., THIRLWALL M.F. & JEFFRIES T.E. 2007 — Lu-Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. *Lithos*, 95: 363–380.
- ARAMOWICZ A., ANZKIEWICZ A.A. & MAZUR S. 2006 — Fission-track dating of apatite from the Góry Sowie Massif, Polish Sudetes, NE Bohemian Massif: implications for post-Variscan denudation and uplift. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 182, 3: 221–229.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., GÓRECKI A., SROKA W., PRZYBYLSKI B. & ŻYSZKOWSKA M. 2003 — Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A*, 24, 131: 21–49.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., SOLECKI A. & URBANEK Z. 1990 — Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 223–257.
- BEDERKE E. 1924 — Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Paläont.*, 7: 1–55.
- BEDERKE E. 1929 — Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. *Geol. Rundsch.*, 20: 186–205.
- BELKA Z., VALVERDE-VAQUERO P., DÖRR W., AHRENDT H., WEMMER K.M., FRANKE W. & SCHÄFER J. 2002 — Accretion of first Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica. [In:] Winchester J.A., Pharaoh T.C. & Verniers J. 2002 (eds.) *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 201: 19–36.
- BUSCHMANN B., NASDALA L., JONAS P., LINNEMANN U.G. & GEHMLICH M. 2001 — SHRIMP u-Pb dating of tuff derived and detrital zircons from Cadomian marginal basin fragments (Neoproterozoic) in the northeastern Saxothuringian Zone (Germany). *Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh.*, 6: 321–342.
- CHÁB J., MIXA P., VANECEK M. & ŽÁČEK V. 1994 — Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). *Věstn. Česk. Geol. Úst.*, 69, 3: 17–26.
- CHÁB J. & VRÁNA S. 1979 — Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonoe-Jizera crystalline complex and their geological significance. *Věst. Ustř. Úst. Geol.*, 54: 143–150.
- CHLUPÁČ I. 1993 — Stratigraphic evaluation of some metamorphic units in the N part of the Bohemian Massif. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 188: 363–388.
- CHOROWSKA M. 1978 — Visean limestones in the metamorphic complex of the Kaczawa Mts (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 245–261.
- COLLINS A.S., KRYZA R. & ZALASIEWICZ J.A. 2000 — Macrofabric fingerprints of Late Devonian–Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sudetes. *J. Geol. Soc. London*, 157: 283–288.
- CYMERMAN Z. 1996 — The Złoty Stok-Trzebiezowice regional shear zone: the boundary of terranes in the Góry Złote Mts (Sudetes). *Geol. Quart.*, 40: 89–118.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A.J. & SESTON R. 1997 — Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 717–725.
- DÉZES P., SCHMID S.M. & ZIEGLER P.A. 2004 — Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Pyrenean and Alpine orogens with the foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389: 1–33.

- DUBIŃSKA E., BYLINA P., KOZŁOWSKI A., DÖRR W., NEJBERT K., SCHASTOK J. & KULICKI C. 2004 — U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chem. Geol.*, 203: 183–203.
- FAURE M., LELOIX C. & ROIG J.Y. 1997 — L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168: 695–705.
- FINGER F., GERDES A., JANOUŠEK V., RENE M. & RIEGLER G. 2007 — Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: The significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. *J. Geosci.*, 52: 9–28.
- FRANKE W. 2000 — The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. [In:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.) Quantification and Modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 179: 35–61.
- FRANKE W., DALLMEYER R.D. & WEBER K. 1995 — XI Geodynamic evolution. [In:] Dallmeyer R.D., Franke W. & Weber K. (eds.) Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. Springer, Berlin: 579–593.
- FRANKE W. & ŻELAŻNIEWICZ A. 2000 — The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. [In:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.) Quantification and Modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 179: 63–86.
- FRANKE W. & ŻELAŻNIEWICZ A. 2002 — Structure and evolution of the Bohemian Arc. [In:] Winchester J.A., Pharaoh T.C. & Verniers J. (eds.) Palaeozoic amalgamation of Central Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 201: 279–293.
- FRIEDL G. & MCNAUGHTON N.J. & FLETCHER I.R. 2000 — Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in central Europe. *Geology*, 28: 1035–1038.
- FURNES H., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., PIN C. & GARMANN L.B. 1994 — Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. *J. Geol. Soc. London*, 151: 91–109.
- GUNIA T. 1999 — Microfossils from the high-grade metamorphic rocks of the Góry Sowie Mts. (Sudetes area) and their stratigraphic importance. *Geol. Quart.*, 43, 4: 519–536.
- HARTLEY A.J. & OTAVA J. 2001 — Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *J. Geol. Soc. London*, 158: 137–150.
- HAYDUKIEWICZ J. 1990 — Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 275–284.
- HENK A. 1997 — Gravitational orogenic collapse vs plate boundary stresses: A numerical modelling approach to the Permo-Carboniferous evolution of Central Europe. *Geol. Rundsch.*, 86: 39–55.
- HLADIL J., MAZUR S., GALLE A. & EBERT J. 1999 — Revised age of the Mały Bożków limestone in the Kłodzko metamorphic unit (Early Givetian, late Middle Devonian): implications for the geology of the Sudetes. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 211: 329–353.
- KONDRACKI J. 1981 — *Geografia fizyczna Polski*. Wyd. IV. PWN, Warszawa.
- KOSSMAT F. 1927 — Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. Sächs. Geol. Landesanstalt*, 1, 1–39.
- KRÖNER A., HEGNER E., HAMMER J., HAASE G., BIELICKI K.H., KRAUSS M. & EIDAM J. 1994 — Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geol. Rundsch.*, 83: 375–376.
- KRÖNER A., JAECKEL P., HEGNER E. & OPLETAL M. 2001 — Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Snežník Complex). *Int. J. Earth Sci.*, 90: 304–324.
- 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:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.) Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 179: 175–197.
- KRYZA R. & FANNING C.M. 2007 — Devonian deep-crustal metamorphism and exhumation in the Variscan Orogen: evidence from SHRIMP zircon ages from the HT-HP granulites and migmatites of the Góry Sowie (Polish Sudetes). *Geodin. Acta*, 20: 159–75.
- KRYZA R. & MAZUR S. 1995 — Contrasting metamorphic paths in the SE part of the Karkonosze-Izera Block (Western Sudetes, SW Poland). *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 169: 157–192.
- KRYZA R., MAZUR S. & ALEKSANDROWSKI P. 1999 — Pre-Late Devonian unconformity in the Kłodzko area excavated: a record of Eo-Variscan metamorphism and exhumation in the Sudetes. *Geol. Sudet.*, 32: 127–137.
- KRYZA R., MAZUR S. & PIN C. 1995 — Leszczyniec meta-igneous complex in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block, Western Sudetes: trace element and Nd isotope study. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 170: 59–74.
- KRYZA R. & MUSZYŃSKI A. 2003 — Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich — fragment waryscyjskiej przyzmy akrecyjnej. [W:] Ciężkowski W., Wojewoda J. & Żelaźniewicz A. (red.) *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędzu*. WIND, Wrocław, 95–104.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A. & VIELZEUF D. 1990 — Glaucofan-bearing assemblage overprinted by greenschist-facies metamorphism in the Variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. *J. Metamorph. Geol.*, 8: 345–355.
- KRYZA R., PIN C. & VIELZEUF D. 1996 — High pressure granulites from the Sudetes (SW Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt. *J. Metamorph. Geol.*, 14: 531–546.
- LINNEMANN U., GEHMLICH M., TICHOMIROVA M., BUSCHMANN B., NASDALA L., JONAS P., LÜTZNER H. & BOMBACH K. 2000 — From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). [In:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.) Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 179: 131–153.
- MAJEROWICZ A. 1981 — Rock series of the Ślęza Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolite complex. [In:] Narebski W. (ed.) *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif*. Guidebook of Excursion 2. Potsdam-Freiberg: 172–179.
- MALUSKI H. & PATOČKA F. 1997 — Geochemistry and 40Ar-39Ar geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rchory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): paleotectonic significance. *Geol. Mag.*, 134: 703–716.
- MARHEINE D., KACHLÍK V., MALUSKI H., PATOČKA F. & ŻELAŻNIEWICZ A. 2002 — The ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. [In:] Winchester J. A., Pharaoh T. C. & Verniers J. (eds.) Palaeozoic amalgamation of Central Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 201: 133–155.
- MATTE P., MALUSKI H., REILICH P. & FRANKE W. 1990 — Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 151–170.
- MATTERN F. 2001 — Permo-Silesian movements between Baltica and western Europe: tectonics and “basin families”. *Terra Nova*, 13: 368–375.
- MAZUR S. 1995 — Structural and metamorphic evolution of the country rocks at the eastern contact of the Karkonosze granite in the southern Rudawy Janowickie Mts. and Lasocki Range. *Geol. Sudet.*, 29: 31–98.
- MAZUR S. 2003 — Structural evolution of the Kłodzko Metamorphic Complex and the implications for the Variscan tectonics of the Sudetes. *Acta Univ. Wratisl. nr 2581, Pr. Geol.-Miner.*, 74: 1–197.
- MAZUR S. & ALEKSANDROWSKI P. 2001 — The Teplá(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides. *Int. J. Earth Sci.*, 90: 341–360.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R. & OBERC-DZIEDZIC T. 2006a — The Variscan orogen in Poland. *Geol. Quart.*, 50, 1: 89–118.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P. & SZCZEPAŃSKI J. 2005 — The presumed Teplá-Barrandian/Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. *Lithos*, 82,1-2: 85–112.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P. & SZCZEPAŃSKI J. 2007a — Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiego piętra strukturalnego Sudetów. [W:] Dolny Śląsk jako zaplecze surowcowe do budowy autostrad: Materiały sesji naukowej. Uniwersytet Wrocławski, Wrocław: 19–37.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K. & AWDANKIEWICZ M. 2007b — Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes — an overview. [In:] Kozłowski A. & Wisz-

- niewska J. (eds.) Granitoids in Poland. AM Monograph No. 1. Faculty of Geology of the Warsaw University, Warszawa: 59–87.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K., KRZEMIŃSKI L., MASTALERZ K., GÓRECKA-NOWAK A., KUROWSKI L., KRZYWIEC P., ŻELAŹNIEWICZ A. & FANNING M.C. 2010 — Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. *Int. J. Earth Sci.*, 99, 1: 47–64.
- MAZUR S., DUNLAP W.J., TURNIAK K. & OBERC-DZIEDZIC T. 2006b — Age constraints for the thermal evolution and erosional history of the central European Variscan belt: new data from the sediments and basement of the Carboniferous foreland basin in western Poland. *J. Geol. Soc. London*, 163: 1011–1024.
- MAZUR S. & KRYZA R. 1996 — Superimposed compressional and extensional tectonics in the Karkonosze-Izera Block, NE Bohemian Massif. [In:] Oncken O. & Janssen C. (eds.) *Basement tectonics*, 11, Europe and other regions. Kluwer, Potsdam-Dordrecht: 51–66.
- MAZUR S. & PUZIEWICZ J. 1995 — Mylonites of the Niemcza Zone. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 64: 23–52.
- MAZUR S., TURNIAK K. & BRÖCKER M. 2004 — Neoproterozoic and Cambro-Ordovician magmatism in the Variscan Kłodzko Metamorphic Complex (West Sudetes, Poland): new insights from U/Pb zircon dating. *Int. J. Earth Sci.*, 93: 758–772.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1997 — Proterozoic and Cambrian successions in Upper Silesia: an Avalonian terrane in southern Poland. *Geol. Mag.*, 134: 679–689.
- OBERC J. 1966 — Geology of crystalline rocks of the Wzgórza Strzełińskie Hills, Lower Silesia. *Stud. Geol. Pol.*, 20: 9–187.
- OBERC-DZIEDZIC T., KLIMAS K., KRYZA R. & FANNING C.M. 2003 — SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. *Int. J. Earth Sci.*, 92: 701–711.
- OBERC-DZIEDZIC T., KRYZA R., MOCHNACKA K. & LARIONOV A. 2010 — Ordovician passive continental margin magmatism in the Central European Variscides: U-Pb zircon data from the SE part of the Karkonosze-Izera Massif, Sudetes, SW Poland. *Int. J. Earth Sci.*, 99, 1: 27–46.
- OBERC-DZIEDZIC T., PIN C. & KRYZA R. 2005 — Geodynamic setting of the Early Palaeozoic granitoid magmatism in the Variscides: Sm-Nd constrains from the Izera granulitgneisses (W Sudetes, SW Poland). *Int. J. Earth Sci.*, 94, 3: 354–368.
- O'BRIEN P.J., KRÖNER A., JAECKEL P., HEGNER E., ŻELAŹNIEWICZ A. & KRYZA R. 1997 — Petrological and isotopic studies on Palaeozoic high pressure granulites with a medium pressure overprint, Góry Sowie (Owl) Mts., Polish Sudetes. *J. Petrol.*, 38: 433–456.
- OLIVER G.J.H., CORFU F. & KROGH T.E. 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc. London*, 150: 355–369.
- PARRY M., ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K., HROUDA F., JEŽEK J. & KRÖNER A. 1997 — Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 280: 61–81.
- PATOČKA F. & SMULIKOWSKI W. 2000 — Early Palaeozoic intra-continental rifting and incipient oceanic spreading in the Czech/Polish East Krkonoše/Karkonosze Complex, West Sudetes (NE Bohemian Massif). *Geol. Sudet.*, 33: 1–15.
- PATOČKA F. & VALENTA J. 1996 — Geochemistry of the late Devonian intermediate to acid metavolcanic rocks from the southern part of the Vrbno Group, the Jeseníky Mts. (Moravo-Silesian Belt, Bohemian Massif, Czech Republic): paleotectonic implications. *Geolines*, 4: 42–54.
- PHARAOH T.C. 1999 — Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314: 17–41.
- PIN C., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., MAZUR S., TURNIAK K. & WALDHAUSROVA J. 2007 — The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the northern part of the Bohemian Massif: a review based on Sm-Nd isotope and geochemical data. [In:] Linnemann U., Nance R.D., Kraft P. & Zulauf G. (eds.) *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, 423: 209–229.
- PIN C. & VIELZEUF D. 1983 — Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93: 47–74.
- PIN C. & VIELZEUF D. 1988 — Les granulites de haute pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) IV: 13–20.
- PORĘBSKI S.J. 1981 — Świebodzice succession, Upper Devonian–lowermost Carboniferous, Western Sudetes: a prograding mass-flow dominated fan-delta complex. *Geol. Sudet.*, 16: 101–192.
- SCHULMANN K. & GAYER R. 2000 — A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *J. Geol. Soc. London*, 157: 401–416.
- SESTON R., WINCHESTER J.A., PIASECKI M.A.J., CROWLEY Q.G. & FLOYD P.A. 2000 — A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc. London*, 157: 1155–1167.
- SMULIKOWSKI W. 1995 — Evidence for glaucophane-schist facies metamorphism in the East Karkonosze complex, West Sudetes, Poland. *Geol. Rundsch.*, 84: 720–737.
- ŠTÍPSKA P., SCHULMANN K., THOMPSON A.B., JEŽEK J. & KRÖNER A. 2001 — Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 332: 239–253.
- SUESS F.E. 1912 — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl.*, Wien, 78: 541–631.
- TAIT J.A., SCHÄTZ M., BACHTADSE V. & SOFFEL H. 2000 — Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. [In:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 179: 21–34.
- TIKHOMIROVA M. 2002 — Zircon inheritance in diatexite granodiorites and its consequence on geochronology — a case study in Lusatia and the Erzgebirge (Saxo-Thuringia, eastern Germany). *Chem. Geol.*, 191: 209–224.
- TURNAU E., ŻELAŹNIEWICZ A. & FRANKE W. 2002 — Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and tectonic implication. *Geol. Sudet.*, 34: 9–16.
- TURNIAK K., MAZUR S. & WYSOCZAŃSKI R. 2000 — SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-Śnieżnik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodin. Acta*, 13: 1–20.
- URBANEK Z., ŻELAŹNIEWICZ A., KEMNITZ H., HERMSDORF N. & LINNEMANN U. 1995 — VI. Western Sudetes (Lugicum). B. Stratigraphy. [In:] Dallmeyer R.D., Franke W. & Weber K. (eds.) *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin: 315–327.
- WAJSPRYCH B. 1986 — Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian-Carboniferous continental margin, Sudetes. [In:] Teisseyre A.K. (ed.) *IAS 7th Regional Meeting, Excursion Guidebook*. Ossolineum, Kraków-Wrocław: 141–164.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., CHOCYK M., HORBOWY K. & KOZDRÓJ W. 1995 — Geochemistry and tectonic environment of Ordovician meta-igneous rocks in the Rudawy Janowickie Complex, SW Poland. *J. Geol. Soc. London*, 152: 105–115.
- WINCHESTER J.A. & PACE TMR NETWORK TEAM 2002 — Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360: 5–21.
- ZIEGLER P.A. 1990 — Geological atlas of Western and Central Europe. 2nd edition. Shell Internationale Maatschappij B.V. Geological Society Publishing House, Bath.
- ZIEGLER P.A. & DÉZES P. 2005 — Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. *Int. J. Earth Sci.*, 94: 594–614.
- ZNOSOK J. 1981 — The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. de la Terre*, 29: 185–197.
- ŽABA J. & BĘDKOWSKI Z. 1995 — Nastęstwo mezoskopowych stref ścinania w NE części metamorfiku Śnieżnika (na przykładzie polimetamorfitów z kamieniołomu „Złoty Jar” w Złotym Stoku). [W:] Muszer A. (red.) *Góry Złote — geologia, okruszczenie, ekologia*. Materiały Konferencji Naukowej, Wrocław-Złoty Stok, 9–10 czerwca 1995 r. Uniwersytet Wrocławski, Wrocław: 20–27.
- ŻELAŹNIEWICZ A. & ALEKSANDROWSKI P. 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski: Polska południowo-zachodnia. *Prz. Geol.*, 56: 904–911.

Praca wpłynęła do redakcji 9.02.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 29.09.2009 r.