

Kopuła orlicko-śnieżnicka w świetle rozważań tektonicznych

Zbigniew Cymerman¹



The Orlica-Śnieżnik Dome in the light of tectonic considerations. Prz. Geol., 64: 814–830.

Abstract. The paper presents tectonic considerations on the geology of the Orlica-Śnieżnik Dome (OSD), based on the published geotectonic, structural and kinematic data and reports on the OSD geotectonic setting, relating to the evolution of the Variscan collisional belt. Further progress has been done in the recognition of the structure and evolution of the OSD, and for many decades the dominant structural geology has been replaced with multithreading researches. However, the current tectonic interpretations are matched against pre-established schemas of structural evolution of the OSD. The OSD is most likely a fragment of the Moldanubian Terrane with the Variscan collisional sutures. The dextral transpression in a general shear regime and with the participation of strain partitioning has formed a thrust sheet package with the dominant tectonic transport top-to-the NNE, N and NW, with the exception of the NE part of the OSD. The development of regional-scale ductile shear zones in the OSD took place during the progressive tectono-metamorphic evolution from about 360 to 335 Ma. These processes resulted from the highly oblique collision of the Moldanubian Terrane (with the OSD) with the Brunovistulicum on the east and the Tepla-Barrandian Terrane on the W, and with a frontal collision with the Central Sudetic Terrane on the N.

Keywords: geotectonic, structures, kinematics, ductile shearing, Orlica-Śnieżnik Dome, Variscan orogeny

Kopuła orlicko-śnieżnicka (KOŚ) jest szczególną jednostką geologiczną w mozaikowej budowie Sudetów (ryc. 1). Jej wyjątkowość wynika z kilku powodów. Przede wszystkim jak na dojrzały orogen jest dobrze odsłonięta, położona w NE części masywu czeskiego (MC) ma kluczowe znaczenie dla rozważań paleogeograficznych i modeli geotektonicznych dla całych waryscydlów. W tej jednostce występują skały powstałe w warunkach metamorfizmu wysokociśnieniowego (HP) i ultra-wysokociśnieniowego (UHP).

O ogromnym zainteresowaniu KOŚ świadczy liczba prawie 170 artykułów z ostatniego półwiecza (ryc. 2). W tym zestawieniu bibliograficznym nie uwzględniono artykułów i abstraktów z konferencji krajowych oraz zagranicznych, a także wielu prac regionalnych z działami o jej budowie geologicznej. Jest to największa liczba publikacji o jednej jednostce geologicznej z całego MC i waryscydlów europejskich. Można mówić o jej fenomenie na skalę europejską, a może i światową. Jeszcze dwadzieścia lat temu kopułę orlicko-śnieżycką badali przede wszystkim geolodzy strukturalni oraz w mniejszym stopniu petrologi. Obecnie dominują badania interdyscyplinarne z udziałem specjalistów z różnych dziedzin nauk geologicznych (ryc. 2).

W świetle tych rozważań mogłoby wynikać, że imponująca liczba publikacji o KOŚ przyczyniła się do dokładnego poznania zarówno jej budowy geologicznej, jak i ewolucji tektonometamorficznej. Podobną rolę odegrały dwie konferencje (2002 i 2012 r.) Grupy CETeG (Central European Tectonic Group), które odbyły się na terenie kopuły orlicko-śnieżyckiej. Spotkania te zorganizował Andrzej Żelaźniewicz, geolog strukturalny pracujący od 45 lat na obszarze KOŚ.

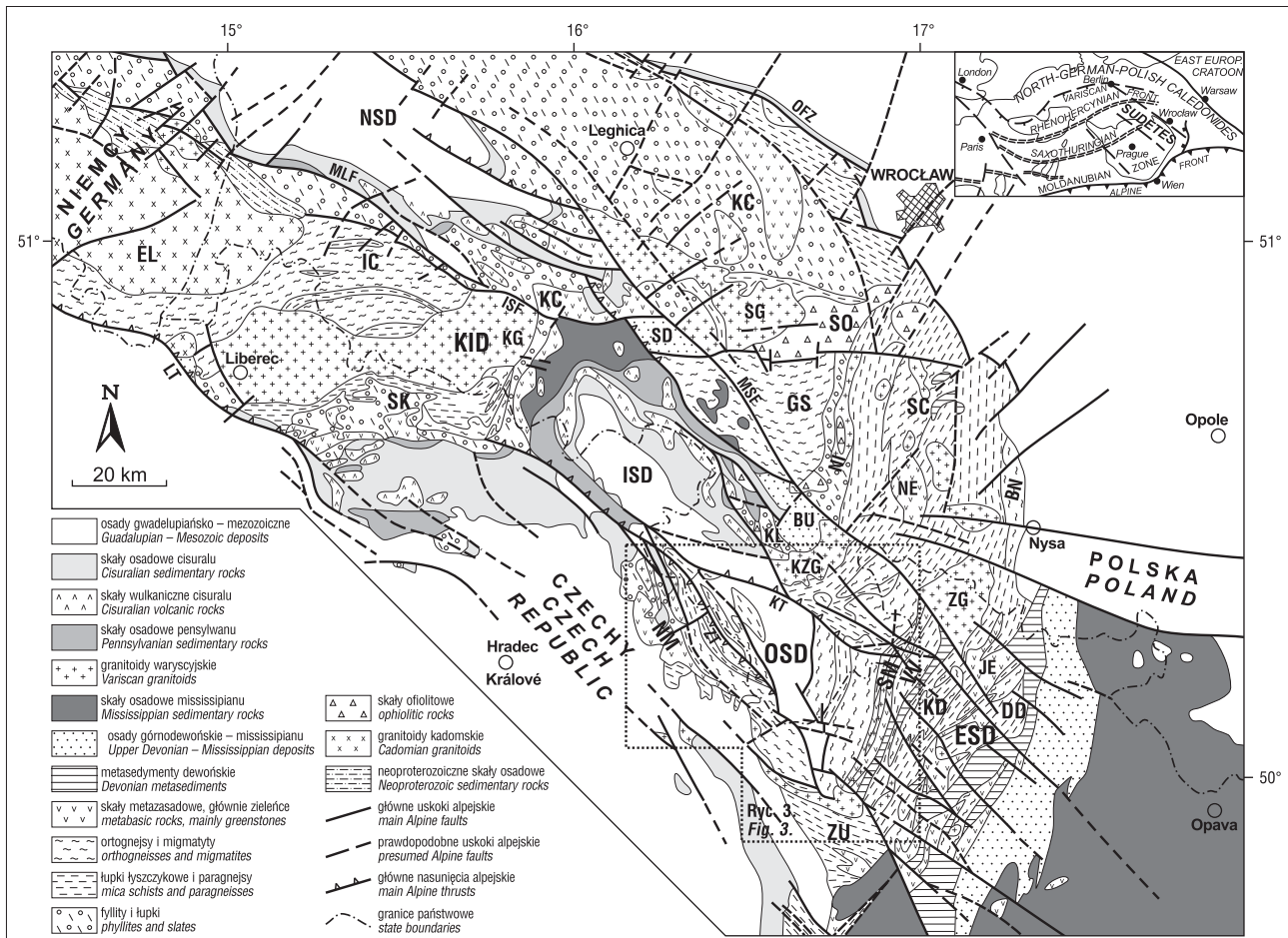
Do materiałów konferencyjnych CETeG w 2002 r. dołączono programowy artykuł trzech tektoników, który stanowił podsumowanie ówczesnego stanu wiedzy o KOŚ, ale tylko jej części wschodniej (Żelaźniewicz i in., 2002).

Omówiono tam głównie litologię, petrologię i oznaczenia radiometryczne skał. Zagadnienia tektoniczne zarysowano w kilku akapitach. Tekst ten wzorowano na uprzednim o litologii i tektonice KOŚ z końca lat 80. XX w. (Don i in., 1990). W przeglądzie *recent state of knowledge* o KOŚ (Żelaźniewicz i in., 2002) zabrakło wielu publikacji strukturalnych *sensu stricto*, m.in. serii artykułów Dumicza (1989a, b, 1990, 1991, 1993, 1995, 1998) czy Cymermana (1992, 1996, 1997). Dotyczy to szczególnie regionalnej monografii przedstawiającej w nowym świetle ewolucję tektoniczną całej kopuły orlicko-śnieżyckiej na podstawie analizy strukturalnej z elementami kinematyki (Cymerman, 1997). Monografia ta była także pominięta przez Żelaźniewicza przy omawianiu postępu wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003 w artykule programowym LXXIV Zjazdu PTG w Sudetach (Żelaźniewicz, 2003).

Do ponownego podsumowania stanu wiedzy o KOŚ doszło po 12 latach (Żelaźniewicz i in., 2014), nadal nie odniesiono się w nim do pomijanych publikacji z geologii strukturalnej z lat 90. XX w. Wyjątkiem jest monografia Cymermana (1997), której poświęcono dosłownie jedno zdanie o stwierdzeniu ponad dwudziestu łusek tektonicznych transportowanych na ogół ku północy i tworzących rozległy stos płaszczowinowy (imbrykacyjny) na obszarze całej kopuły. Pomimo tego Żelaźniewicz i inni (2014) stwierdzili, że architektura KOŚ pozostaje nadal niejasna, ale w dalszym ciągu nie odnieśli się do geotektonicznego modelu jej ewolucji przedstawionego przez Cymermana (1997).

Powyższy wstęp wskazuje na konieczność uzupełniającego komentarza do aktualnego *state of knowledge* o tej jednostce geologicznej. W niniejszej, z konieczności krótkiej, publikacji przedstawiono zestawienia oraz uwagi o strukturach i kinematyce KOŚ, a także podjęto rozważania geotektoniczne, które odnoszą się do waryscyjskiej ewolucji KOŚ.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Uproszczona mapa geologiczna Sudetów i bloku przedsudeckiego z zaznaczeniem głównych jednostek geologicznych. Kopuły: DD – Desny, ESD – wschodniosudecka, KD – Keprnika, KID – karkonosko-izerska, OSD – orlicko-śnieżycka; kompleksy metamorficzne: GS – Gór Sowich, IC – izerski, SC – Wzgórze Strzelińskich, SK – Karkonosze Południowych; masywy granitoidowe: EL – wschodniolużycki, KG – karkonoski, KZG – kłodzko-złotostocki, ZG – Żulowej; baseny sedymentacyjne: BU – bardzki, ISD – śródsudecki, NSD – północnosudecki, SD – Świebodzic; inne jednostki: BN – strefa ścinania Brzeg-Nysa, JE – amfibolity Jesennika, NE – amfibolity Niedźwiedzia, NI – strefa ścinania Niemczy, NM – pasmo Nové Město, SO – ofiolit Ślęży, ZU – jednostka Zábřeh; uskoki: ISF – śródsudecki, KT – nasunięcie Krosnowic, LT – nasunięcie lużyckie, MLF – główny uskok lużycki, MSF – brzeżny uskok sudecki, OFZ – strefa uskokuwa środkowej Odry, ZT – nasunięcie Zieleniec

Fig. 1. Simplified geological map of the Sudetes and Fore-Sudetic Block with indication of the main geological units. Domes: DD – Desna, ESD – East Sudetic, KD – Keprnik, KID – Karkonosze-Izera, OSD – Orlica-Śnieżnik; metamorphic complexes: GS – Góry Sowie, IC – Izera, SC – Strzelin Hills, SK – South Karkonosze; granitoid massive: EL – East-Lusatian; KG – Karkonosze, KZG – Kłodzko-Złoty Stok, ZG – Żulowa; sedimentary basins: BU – Bardo, ISD – Intrasudetic, NSD – Northsudetic, SD – Świebodzic, other units: BN – Brzeg-Nysa shear zone, JE – Jesennik amphibolites, NE – Niedźwiedź amphibolites, NI – Niemcza shear zone, NM – Nové Město Belt, SO – Ślęża ophiolite, ZU – Zábřeh Unit; faults: ISF – Intrasudetic, KT – Krosnowic Thrust, LT – Lusatian Thrust, MLF – Main Lusatian Fault, MSF – Marginal Sudetic Fault, OFZ – Middle Odra fault zone, ZT – Zieleniec Thrust

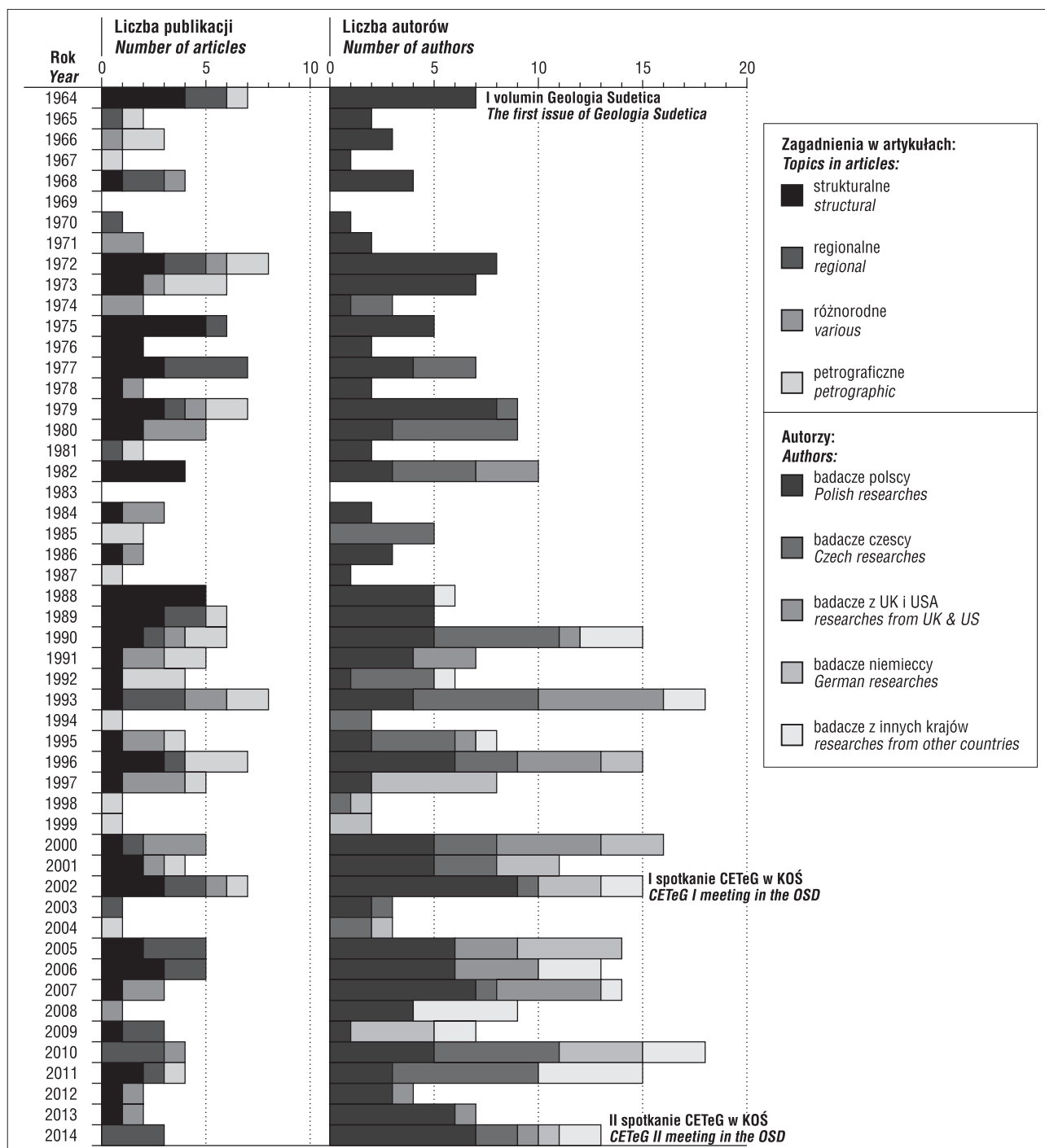
ROZWAŻANIA GEOTEKTONICZNE

Żelaźniewicz i inni (2014) wyróżnili pięć scenariuszy geodynamicznych dla kopuły orlicko-śnieżyckiej. Nie są one jednak różne, ponieważ wszystkie stanowią modele kolizyjne i terranowe związane z orogenezą waryscyjską. Różnią się one jedynie odmiennością terranów, które uczestniczą w waryscyjskiej kolizji w północno-wschodniej części MC. Podział na modele geotektoniczne dla KOS powinien być inny, ze wskazaniem przeciwstawnych modeli geotektonicznych: stabilistyczny (Żelaźniewicz, 1997) vs mobilistyczny (Cymerman i in., 1997; Aleksandrowski & Mazur, 2002; Chopin i in., 2012a, b).

Żelaźniewicz (1997) zakładając, że Sudety w paleozoiku rozwijały się jedynie na kadomskiej skorupie kontynentalnej, neguje ich ewolucję z udziałem mozaiki terranów. W ten sposób próbuje obalić interpretacje ewolucji tej

jednostki z pozycji teorii tektoniki płyt, a zwłaszcza modeli terranowych. Odrzucił on *a priori*:

- obecność w Sudetach regionalnych, wewnątrzskorupowych stref ścinania podatnego (Rajlich, 1987; Cymerman, 1992, 2000; Cymerman & Piasecki, 1994; Parry i in., 1997), opisywanych wcześniej z innych części MC (Schulmann, 1990; Fritz & Neubauer, 1993);
- procesy subdukcji paleozoicznej skorupy oceanicznej i jej obdukcji z największym reliktem paleozoicznej sekwencji ofiolitowej (ofiolitu Ślęży) w waryscydach środkowoeuropejskich (Majerowicz & Pin, 1992; Kryza & Pin, 2010);
- nadsubdukcyjny, paleozoiczny magmatyzm typu łuku wyspowego (Oliver i in., 1993; Kröner & Hegner, 1998);
- przejawy metamorfizmu wysokociśnieniowego związanego ze strefami waryscyjskiej subdukcji (Kryza i in., 1996).



Ryc. 2. Liczba publikacji o KOŚ w latach 1964–2014 z podziałem na zagadnienia strukturalne, regionalne, różnorodne tematycznie i petrograficzne (lewa kolumna) oraz liczba autorów z podziałem na badaczy z różnych krajów. Zestawienie nie obejmuje artykułów i abstraktów z licznych konferencji krajowych i zagranicznych oraz różnych prac regionalnych, w których znajdują się rozdziały omawiające budowę geologiczną KOŚ

Fig. 2. The number of publications from the OSD in years 1964–2014 with the division into structural, regional, various and petrographic issues (left column) and the number of authors from the division into researchers from different countries. Statement does not include articles and abstracts from numerous national and international conferences and various regional publications, which contain chapters discussing the geological structure of the OSD

Przy takich założeniach (Żelaźniewicz, 1997, 2003) nie można akceptować modeli geotektonicznych z paleozoiczną subdukcją i obdukcją litosfery oceanicznej w Sudetach oraz akrecji różnych terranów litostratygraficznych w NE części z MC (Cymerman & Piasecki, 1994; Cymerman i in., 1997; Aleksandrowski & Mazur, 2002; Chopin i in., 2012a, b; Mazur i in., 2015).

Ze względu na skomplikowanie i wielowątkowość zagadnień odnoszących się do modeli mobilistycznych w Sudetach w niniejszym artykule są one jedynie zarysowane. Szczegółowe ich omówienie będzie przedmiotem osobnej publikacji. W orogenicznych pasmach kolizyjnych występują zwykle „egzotyczne” jednostki, które są określane jako „podejrzone” terrany (Coney i in., 1980). Rozpo-

znanie terranów prowadzi do pytania w jaki sposób zostały one „zadokowane” w architekturę strefy orogenicznej (Keppie, 1993; Housen & Beck, 1999). Poniżej przedstawiono próbę odpowiedzi na kluczowe pytania odnośnie modeli geotektonicznych dla kopuły orlicko-śnieżyckiej. Do jakiego terranu litostratygraficznego może być ona zaliczona? Jakiego charakteru są jej granice? Jaka była paleozoiczna historia jej akrecji?

KOŚ zaliczano do różnych terranów litostratygraficznych masywu czeskiego, ale najczęściej uznawano za NNE kontynuację terranu moldanubskiego (Cymerman, 1991; Cymerman i in., 1997; Aleksandrowski & Mazur, 2002; Mazur i in., 2005; Chopin i in., 2012a) lub jego części, czyli jednostki (terranu) Gföhl (Matte i in., 1990; Hrouda i in., 2013). Alternatywna interpretacja zakłada, że kopuła jest najbardziej SE częścią terranu sakso-turyngijskiego (Franke, 2000, 2014). Była także wydzielana jako południowa część domeny lugijskiej (Lugian; Schulmann & Gayer, 2000; Kröner i in., 2001; Štípská i in., 2001, 2004). Jako element Lugicum włączano ją w skład grupy terranów Lugodanubicum (Kalvoda & Babek, 2010) lub terranu Moldanubian-Lugian (Edel i in., 2003). Mazur i inni (2012, 2015) zaliczali KOŚ do terranu centralno-sudeckiego, stanowiącego fragment waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej. Schulmann i inni (2014) sugerowali, że kopuła stanowi element jednostki allochtonicznej dolnej płyty masywu czeskiego, bez rozróżniania na domeny moldanubskie i sakso-turyngijskie. Z tych rozważań wynika, że nie ma jednoznacznej odpowiedzi, do jakiego terranu litostratygraficznego należy KOŚ. Próba prawidłowej odpowiedzi zależy od rozpoznania charakteru i genezy jej granic (ryc. 3).

Granice kopuły orlicko-śnieżyckiej są dobrze wyznaczone kartograficznie, dotyczy to zwłaszcza jej wschodniego obrzeża (Don i in., 2003). Czy mogą być one uznane za granice terranów? Za takie przyjmuje się przede wszystkim szwy kolizyjne, wyrażone występowaniem stref ofiolitów i (lub) skał HP–UHP, melanżu tektonicznego, a także skał uskokowych (Coney i in., 1980; Keppie, 1993; Housen & Beck, 1999). W świetle różnorodnych danych wydaje się, że prawie wszystkie skraje KOŚ można uznać za granice terranów litostratygraficznych. Wyjątek to północno-wschodnia – oddzielona alpejskim, sudeckim uskokiem brzeżnym od bloku przedsudeckiego (ryc. 1, 3).

Najlepiej zdefiniowana granica terranów o cechach typowych dla strefy szwu kolizyjnego znajduje się na wschodzie KOŚ, gdzie kontaktuje z terranem morawskim, reprezentowanym przez kompleks wschodniosudeckiego pasma nasunięć (ryc. 3), a zaliczanym do terranu Brunovistulianu. Takim waryscyjskim szwem kolizyjnym jest strefa Starého Města (SSM). Skały SSM zinterpretowano jako produkt kambro-ordowickiego ryftingu kontynentalnego (Parry i in., 1997; Kröner i in., 2000; Štípská i in., 2001; Jastrzębski, 2012; Jastrzębski i in., 2013). W amfibolity SSM o cechach MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*; Floyd i in., 1996) synorogenicznie intrudowały tonality o wieku ok. 340 mln lat (Parry i in., 1997). Cymerman i inni (1997) uznali prawoskrętną strefę ścinania Nyznerova w SSM jako granicę terranów moldanubskiego i morawskiego. Jastrzębski (2012) powrócił do tradycyjnej interpretacji nasunięcia moldanubskiego z przemieszczeniami ku wschodowi podczas głównych faz deformacji (D_1 i D_2), związanych z czołową kolizją i subdukcją płyty Brunovi-

stulianu ku zachodowi, marginalizując znaczenie prawoskrętnej transpresji na wschodniej granicy kopuły.

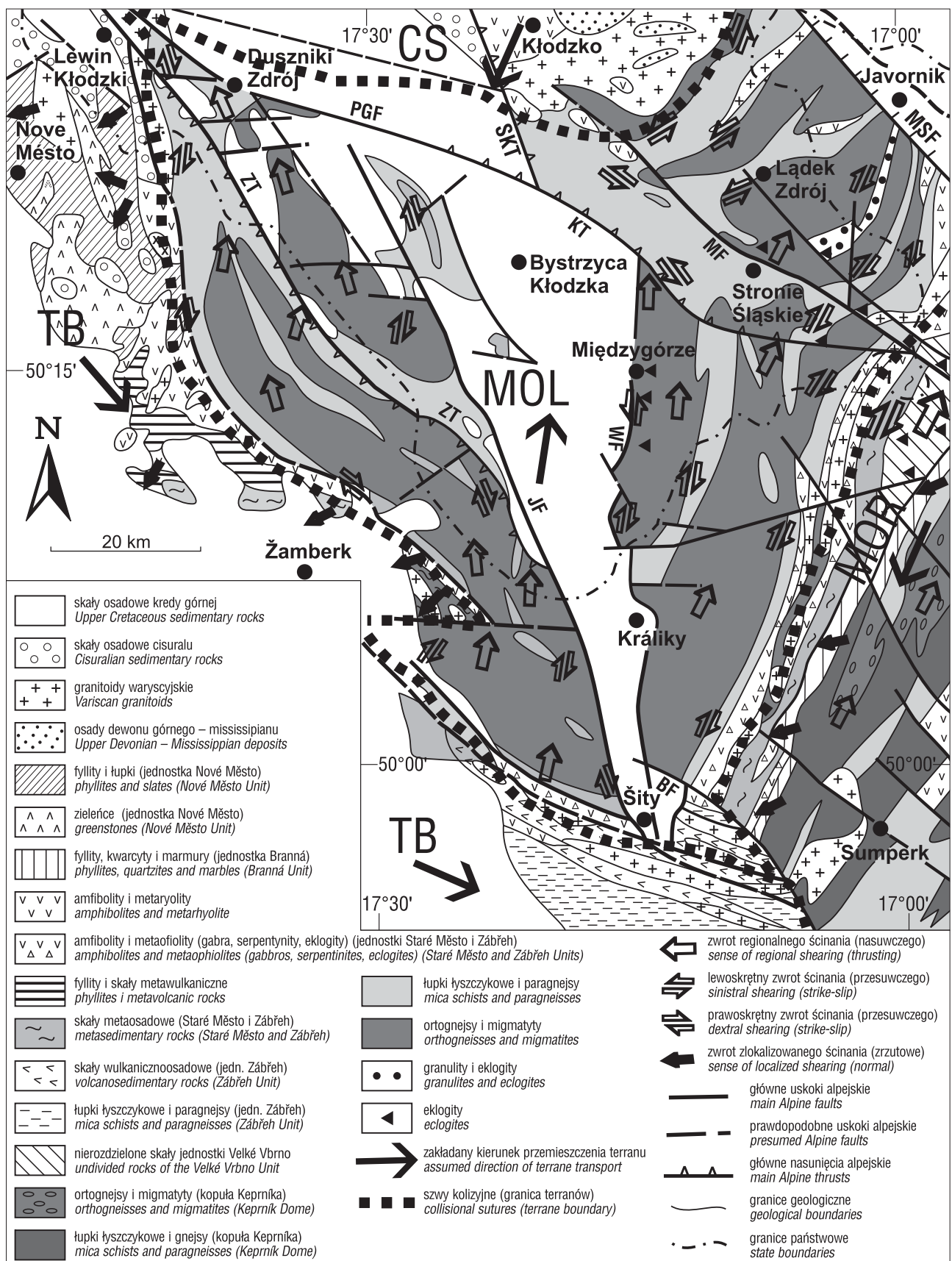
Pozostałe granice KOŚ są trudniejsze do geotektonicznej interpretacji. Na zachodzie graniczy ona ze strefą Nového Města (SNM), zaliczaną do terranu Teplá-Barrandianu (Cymerman, 1991, 1997, 2000; Mazur i in., 2005; Ilnicki, 2013). W przeciwieństwie do SSM, gdzie jest zgodność przebiegu granic geologicznych i struktur tektonicznych oraz ewolucji tektonometamorficznej, SNM cechuje się odmienną orientacją struktur tektonicznych i innym rozwojem tektonometamorficznym (Fajst, 1976; Opletal i in., 1980). Zachodnią granicą kopuły ma być uskoc Olešnice-Uhřinov o cechach regionalnego nasunięcia (*op. cit.*). Mazur i inni (2005, 2012, 2015) przyjmowali podobną interpretację z nasuwaniem SNM na KOŚ (tab. 1) mimo braku: wiarygodnych danych strukturalnych dokumentujących takie regionalne nasunięcie i inwersji stopnia metamorfizmu. Ilnicki (2013) dla metabazytów SNM zakładał kadomską subdukcję i przejście magmatyzmu supra-subdukcyjnego do śródpłytowego, a jednocześnie przyjął taki sam czas (370–330 mln lat) dla procesów tektonometamorficznych z waryscyjskimi fazami deformacji D_1 , D_2 i D_3 , podobnie jak w modelu Chopina i innych (2012a, b).

Ze względu na słaby stopień odsłonięcia pozostałe granice KOŚ są jeszcze trudniejsze do geotektonicznej interpretacji. System alpejskich nasunięć i uskoków (m.in. uskoc Bušina) oddziela południową część KOŚ od jednostki Zábřehu (Buriánek i in., 2009). Północna część tej jednostki wykazuje litologiczne podobieństwo do skał SSM (Don i in., 2003). Z kolei północna granica KOŚ z terranem centralnosudeckim (TCS; Mazur i in., 2012) jest najlepiej rozpoznana wzdłuż lewoskrętnej strefy ścinania Złoty Stok–Trzebiešzowice (SSZST; Cymerman, 1996, 1997). Do lewoskrętnych przemieszczeń doszło tam w wyniku frontalnej kolizji terranu moldanubskiego z subdukcją, prawdopodobnie ku SSW, terranem centralnosudeckim (*op. cit.*).

Na ogół wszystkie granice kopuły orlicko-śnieżyckiej można uznać za szwy kolizyjne z relikdami silnie rozczłonkowanej tektonicznie sekwencji ofiolitowej. Czas rozpoczęcia subdukcji, a zwłaszcza kierunek subdukcji skorupy oceanicznej, a także kontynentalnej, w wymienionych powyżej strefach szwów kolizyjnych wokół KOŚ jest słabo rozpoznany (tab. 1). Obecna pozycja szwów kolizyjnych niekoniecznie odzwierciedla oryginalną geometrię kolidujących brzegów różnych terranów.

Jaka była paleozoiczna historia akrecji KOŚ w mozaikowej budowie Sudetów? W tym miejscu powstają pytania o ilość, wiek, rozmiary i rozmieszczenie paleozoicznych oceanów i (lub) mórz, a także o lokalizację, czas oraz kierunek stref subdukcji w MC.

Nie ma jednoznacznie ustalonej liczby zamkniętych oceanów na terenie masywu czeskiego. Franke (2000) uważał, że istniały tam dwa oceany (Saxothuringian i Moldanubian) z subdukcją ku zachodowi. Schulmann i inni (2009), ze względu na podobieństwa granulitów oraz skał HP–UHP w strefach Saxothuringianu i Moldanubianu, sugerują tylko jedną subdukcję w MC – Saxothuringianu ku wschodowi pod terran Teplá-Barrandianu. Część subdukowanych skał, dziś obecnych w Saxothuringicum, została ekshumowana z powrotem wzdłuż kanału subdukcji, ale



Ryc. 3. Uproszczona mapa geologiczna KOŚ z granicami litostratygraficznych terranów oraz z elementami kinematyki waryscyjskiej. Terrany: CS – centralno-sudecki (środkowo-sudecki; Góry Sowie-Kłodzko); MOL – moldanubski (z KOŚ); MOR – morawski (morawsko-śląski); TB – Teplá-Barrandian; uskoki: BF – Bušina, JF – Jagodnej, MF – Młynowca, MSF – brzeżny uskók sudecki, PGF – Pstrážna-Gorzanów, WF – Wilkanowa; nasunięcia: KT – Krosnowic, SKT – Ścinawki-Krosnowic, ZT – Zieleńca
Fig. 3. Simplified geological map of the OSD with boundaries of lithostratigraphic terranes and with Variscan kinematics elements. Terranes: CS – Central-Sudetic (Góry Sowie-Kłodzko); MOL – Moldanubian (with OSD); MOR – Moravian (Moravian-Silesian); TB – Teplá-Barrandian; faults: BF – Bušin, JF – Jagodna, MF – Młynowiec, MSF – Marginal Sudetic Fault, PGF – Pstrážna-Gorzanów, WF – Wilkanów; thrusts: KT – Krosnowice, SKT – Ścinawka-Krosnowice, ZT – Zieleńiec

Tab. 1. Zakładane strefy subdukcji (szwów kolizyjnych) na granicach KOŚ wg różnych autorów (na podstawie opublikowanych przekrojów)
Table 1. The assumed subduction zones (sutures) at the borders of the OSD according to various authors (based mostly on published cross-sections)

Lokalizacja strefy subdukcji <i>Location of subduction zone</i>	Kierunek subdukcji <i>Direction of subduction</i>	Czas subdukcji <i>Time of subduction</i>	Uwagi <i>Comments</i>	Autor/autorzy <i>Author(s)</i>
Na E od KOŚ strefa Starého Města <i>E of the OSD Staré Město Belt</i>	ku W pod KOŚ <i>W-ward under the OSD</i>	ordowik–dewon <i>Ordovician–Devonian</i>	przekroje W–E <i>W–E cross-sections</i>	Borkowska i in., 1990
	ku W pod KOŚ <i>W-ward under the OSD</i>	ordowik–dewon <i>Ordovician–Devonian</i>	brak przekroju <i>lack of cross-section</i>	Don i in., 1990
	ku E i SE (pod BV) <i>E- and SE-ward (under the BV)</i>	ordowik–dewon <i>Ordovician–Devonian</i>	brak przekroju <i>lack of cross-section</i>	Matte i in., 1990
	ku W pod KOŚ (MOL) <i>W-ward under the OSD (MOL)</i>	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	przekroje W–E i blokdiagram <i>W–E cross-sections & block-diagram</i>	Cymerman, 1997
	ku W pod KOŚ <i>W-ward under the OSD</i>	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	przekrój W–E <i>W–E cross-section</i>	Schulmann & Gayer, 2000
	ku W pod KOŚ (podłoże kadomskie) <i>W-ward under the OSD (Cadomian basement)</i>	mississipp <i>Mississippian</i>	przekroje W–E i blokdiagram <i>W–E cross-sections & block-diagram</i>	Murtezi, 2006
	ku WNW pod KOŚ <i>W-ward under the OSD</i>	przed późnym dewonem <i>pre-Late Devonian</i>	przekroje bez orientacji <i>cross-sections with no orientation</i>	Jastrzębski, 2012
	ku ESE (pod TB) <i>ESE-ward (under the TB)</i>	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	przekrój WNW–ESE <i>WNW–ESE cross-section</i>	Chopin i in., 2012a
	ku W pod KOŚ (W Sudety; SX) <i>W-ward under the OSD (W Sudetes; SX)</i>	przed późnym dewonem <i>pre-Late Devonian</i>	przekrój W–E <i>W–E cross-section</i>	Jastrzębski, 2009; Jastrzębski i in., 2013
	ku NW pod KOŚ (MOL) <i>NW-wards under the OSD (MOL)</i>	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	przekrój NW–SE <i>W–E cross-section</i>	Babuška & Planerová, 2013
ku E (pod BV) <i>E-wards (under the BV)</i>	dewon <i>Devonian</i>	przekroje bez orientacji <i>cross-sections with no orientation</i>	Janoušek i in., 2014	
Na S od KOŚ jednostka Zábřehu <i>S of the OSD Zábřeh Unit</i>	ku N i NE pod KOŚ (SX) <i>N- and NW-ward under the OSD (SX)</i>	dewon <i>Devonian</i>	brak przekroju <i>no cross-section</i>	Faryad & Kachlik, 2013
Na W i SW od KOŚ jednostka Nového Města <i>W and SW of the OSD Nové Město Belt</i>	brak kierunku subdukcji; bieg N–S <i>no subduction direction; N–S strike</i>	orogeneza waryscyjska <i>Variscan Orogeny</i>	brak przekroju <i>no cross-section</i>	Mazur i in., 2005
	kadomia (SX) podsuwana ku E pod Awalonię (Brunia) <i>Cadomia (SX) E-ward underthrusting Avalonia (Brunia)</i>	środkowo-dewońskie zamykanie oceanu Rhei <i>Middle Devonian closure of the Rheic Ocean</i>	przekrój W–E <i>W–E cross-section</i>	Mazur i in., 2012
	orogen kadomski; ku SW pod kontynentalna skorupę Gondwany <i>Cadomian orogen; SW-ward under Gondwana continental crust</i>	wczesny do środkowego kambru <i>Early to Middle Cambrian</i>	brak przekroju, blokdiagram nieorientowany <i>no cross-section, unoriented blockdiagram</i>	Ilnicki in., 2013
Na N i NW od KOŚ kłodzki kompleks strukturalny (CST) <i>N and NW of the OSD Kłodzko structural complex (CST)</i>	brak kierunku subdukcji; bieg W–E <i>no subduction direction; W–E strike</i>	dewon środkowy <i>Middle Devonian</i>	brak przekroju <i>no cross-section</i>	Wojciechowska, 1995
	kadomski łuk; ku S pod KOŚ <i>Cadomian arc; S-ward, under the OSD</i>		przekrój N–S <i>N–S cross-section</i>	Mazur i in., 2005
	magmowy łuk kadomski <i>Cadomian magmatic arc</i> Kadomia (SX) podsuwana ku E pod Awalonię <i>Cadomia (SX) E-ward, underthrusting Avalonia</i>	oregeneza kadomska <i>Cadomian Orogeny</i> orogeneza waryscyjska <i>Variscan Orogeny</i>	przekrój N–S <i>N–S cross-section</i> przekrój W–E <i>N–S cross-section</i>	Mazur i in., 2015
Kłodzki kompleks strukturalny i strefa ścinania Złoty Stok–Trzebiezowice <i>Kłodzko structural complex and Złoty Stok–Trzebiezowice shear zone</i>	ku S pod KOŚ (MOL) <i>S-ward under the OSD (MOL)</i>	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	przekrój N–S <i>N–S cross-section</i>	Cymerman, 1997

BV – terran Brunovistulicum; CST – terran centralno-sudecki (Gór Sowich–Kłodzka), MOL – terran moldanubski, SX – terran sakso-turyngijski, TB – terran Teplá-Barrandian
 BV – Brunovistulicum Terrane; CST – Central Sudetic (Góry Sowie–Kłodzko) Terrane, MOL – Moldanubian Terrane, SX – Saxo-Thuringian Terrane, TB – Teplá-Barrandian Terrane

część z nich przemieszczała się dalej ku wschodowi pod granicą dolnej skorupy – górnego płaszcza pod Teplá-Barandianem i Moldanubianem – i została ekshumowana w wyniku fałdowania skorupy w strefie Moldanubianu (Chopin i in., 2012a, b; Schulmann i in., 2014).

Z powyższych skrótowych rozważań widać znaczne rozbieżności interpretacyjne ewolucji geotektonicznej KOŚ i jej najbliższego otoczenia. Obok danych geofizycznych, dane strukturalne, a zwłaszcza kinematyczne są kluczowe do prawidłowej odpowiedzi o kierunku subdukcji wokół niej (tab. 1).

ROZWAŻANIA KINEMATYCZNE

Orientacja elementów liniowych w kierunku transportu tektonicznego jest interpretowana jako wynik ścinania podatnego w reżimie deformacji niekoaksjalnej (Passchier & Trouw, 1996). Penetratywna lineacja elongacyjna L_e , występująca na powierzchni foliacji mylonitycznej S_m , jest wyznaczona przez kierunkowe uszeregowanie wydłużonych ziaren mineralnych. Lineacja L_e jest w przybliżeniu równoległa do osi X (rozciągania) elipsoidy odkształcenia końcowego. Z kinematycznego punktu widzenia jest lineacją typu „a” (Cymerman, 1992, 1996, 1997), a nie jak przyjmowano lineacją typu „b” (Teisseyre, 1973; Żelaźniewicz, 1978, 1988; Don i in., 1990; Dumicz, 1990). Żelaźniewicz (1988) przyjął, że rozwój lineacji roddingowej (L_e) w gnejsach śnieżnickich jest wynikiem koaksjalnej deformacji. Zakładał on – ponieważ lineacja L_e jest równoległa do osi fałdów F_2 , to musi być równoległa do osi Y końcowej elipsoidy odkształcenia. W świetle literatury przedmiotu jest to nieakceptowane założenie (Hanmer & Passchier, 1991; Passchier & Trouw, 1996). Dumicz (1995) zaliczył lineacje L_e w KOŚ do typu intersekcyjnego (L_3), powstała z przecinania się różnowiekowych foliacji S_1 i S_3 . Jednakże taka konstrukcyjna lineacja L_3 nie ma żadnego znaczenia kinematycznego. Interpretacja ta jest także w sprzeczności z zakładaną genezą lineacji L_3 , powstała w wyniku koaksjalnej deformacji (Dumicz, 1990, 1991, 1993).

W skałach KOŚ występują w różnych skalach i stopniu intensywności rozwoju wskaźniki zwrotu ścinania i transportu tektonicznego. Obserwacje tych wskaźników kinematycznych wykonuje się w płaszczyźnie prostopadłej do foliacji S_m i równoległej do lineacji L_e , czyli w płaszczyźnie XZ elipsoidy odkształcenia końcowego (Hanmer & Passchier, 1991). W zmylonityzowanych skałach kopuły najliczniej występują struktury asymetryczne typu S–C, asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C’, porfiroklasty typu σ i δ , rybokształtne łuszczyki oraz fałdy asymetryczne typu F_b i załomowe $F_{p\acute{o}zne}$ (Cymerman, 1997).

Kierunek transportu tektonicznego w KOŚ jest w skali regionalnej dobrze udokumentowany na podstawie analizy wskaźników kinematycznych (tab. 2). Analiza kinematyczna z KOŚ przedstawia dominujący zwrot podatnego ścinania „strop” ku NNE, N i NW, z wyjątkiem NE części KOŚ i SSZST, gdzie doszło do lewoskrętnych przemieszczeń ze zwrotem „strop” ku SSW i SW.

Deformacja w pasmach orogenicznych jest powszechnie skoncentrowana w strefach ścinania podatnego, których miąższości dochodzą do wielu kilometrów, jak w przypadku mylonitycznych skał z KOŚ. Zrozumienie kinematyki ruchu w strefach ścinania jest warunkiem wyjaśnienia klu-

czowych aspektów ewolucji tektonicznej skorupy ziemskiej, jak również rozszyfrowania kinematycznego znaczenia więzby w zdeformowanych skałach. Od wykonania pierwszej analizy wirowości w mylonitach (Passchier, 1987) dokonano znaczącego postępu w rozwoju praktycznych metod tej analizy (Passchier & Urai, 1988; Bailey & Eyster, 2003; Xypolias, 2010), jest to powiązane z licznymi pracami teoretycznymi o kinematyce ruchu skał (Means i in., 1980; Passchier, 1998; Iacopini i in., 2010).

Wyzwaniem pozostaje efektywne wykorzystanie danych strukturalnych do obliczania kinematyki ruchu (analizy wirowości). Zastosowanie modeli ruchu do zdeformowanych skał jest trudniejsze, niż rozwój nowych – kinematycznych, ponieważ nie łatwo jest ilościowo ustalić składnik deformacji końcowej i komponent rotacji w skałach mylonitycznych. Symetria deformacji w strefach ścinania była tradycyjnie uważana za jednoskośną (monoklinalną), a foliacja mylonityczna S_m wyznaczała główną płaszczyznę XY końcowej elipsoidy odkształcenia. Niemniej jednak dzięki modelowaniom dokumentowano w strefach deformacji odkształcenia o symetrii trójskośnej (Jones & Holdsworth, 1998; Jiang i in., 2001).

Ze względu na złożoność zagadnień kinematycznych, a zwłaszcza analizy wirowości (*vorticity analysis*), w niniejszej publikacji zostały one jedynie zarysowane. Szczegółowe omówienie zagadnień analizy wirowości, nie przedstawianych dotychczas w polskiej literaturze, będzie przedmiotem odrębnych publikacji.

Chociaż zdeformowane skały doświadczyły złożonych ścieżek odkształcenia, które mogą nie być w pełni zarejestrowane w strukturach, to analiza odkształcenia i wirowości dostarcza wiarygodnych ograniczeń o charakterze deformacji. Ilościowy pomiar składowych ścinania prostego i czystego dla deformacji końcowej jest definiowany przez średnią liczbę kinematycznej wirowości W_m , przy czym dla ścinania czystego $W_m = 0$, a dla ścinania prostego $W_m = 1$. Równy udział ścinania prostego i czystego występuje przy wartości $W_m = 0,81$.

Jednym z wielu sposobów ustalenia wirowości jest metoda $R_{(XZ)}/\Theta$ (Fossen & Tikoff, 1993; Bailey & Eyster, 2003). Wartość średniej wirowości W_m jest obliczana z zależności pomiędzy wskaźnikiem odkształcenia w płaszczyźnie XZ elipsoidy odkształcenia $R_{(XZ)}$ a kątem Θ pomiędzy granicą strefy ścinania i dłuższą osią X elipsy odkształcenia. Dla ruchu przy zachowanej objętości deformowanego ośrodka jego kątowa zależność (kąt Θ) z granicą strefy ścinania jest unikatowa dla danych wartości $R_{(XZ)}$ i W_m . Maksymalna oś X elipsoidy końcowego odkształcenia wraz z przyrostem odkształcenia rotuje ku granicy strefy intensywnych odkształceń i podąża jedną ze ścieżek deformacji, wyznaczonych dla różnych wartości W_m (ryc. 4B).

Metoda $R_{(XZ)}/\Theta$ jest najbardziej odpowiednia do zastosowania dla protomylonitów ($R_{(XZ)} < 15$), ponieważ przy silnym odkształceniu końcowym trudno jest dokładnie zmierzyć elipsę odkształcenia, a kąt Θ staje się bardzo mały, niezależnie od W_m . Do tej metody najlepiej nadają się mylonity o protolicie izotropowym, czyli ortognejsy śnieżnickie z KOŚ. Bailey & Eyster (2003) wykazali, że kąt Θ można wyznaczyć z kątowej różnicy między powierzchniami S i C, pod warunkiem, że powierzchnia C wykazuje małą zmienność w orientacji. Stwierdzili także możliwość

Tab. 2. Dane kinematyczne z KOŚ wg różnych autorów
Table 2. Kinematic data from the OSD according to various authors

Obszar badań kinematyki <i>Research area of kinematics</i>	Kierunek przemieszczeń [lineacja L_e] <i>Direction of displacement [L_e lineation]</i>	Zwrot przemieszczeń [strop ku ...] <i>Sense of displacement [top to-the-....]</i>	Czas przemieszczeń <i>Time of displacement</i>	Autor/autorzy <i>Author(s)</i>
Polska część KOŚ <i>Polish part of the OSD</i>	NNE–SSW, N–S, NW–SE	N, NNE, NNW (prawoskrętna transpresja / <i>dextral transpression</i>)	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	Cymerman, 1992
Strefa ścinania Złoty Stok - Trzebiezowice (ZSTSS) <i>Złoty Stok-Trzebiezowice shear zone (ZSTSS)</i>	NNE–SSW, NE–SW	SSW, SW (lewoskrętne przemieszcze- nia przesuwcze / <i>sinistral strike-slip</i>)	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	Cymerman, 1996
W i SW część KOŚ <i>W and SW part of the OSD</i>	W–E N–S	nie ustalono <i>not established</i> N	nie określono <i>not specified</i> waryscyjski / <i>Variscan</i>	Příkryl i in., 1996
Cały obszar KOŚ <i>Entire area of the OSD</i>	NNE–SSW, N–S, NW–SE	N, NNE, NNW oprócz NE części KOŚ <i>excluding the NE part of the OSD</i> (prawoskrętna transpresja / <i>dextral transpression</i>)	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	Cymerman, 1997
Strefa Staré Město (SMB) i E część KOŚ <i>Staré Město Belt and E part of the OSD</i>	NE–SW, NNE–SSW	NE, NNE (prawoskrętna transpresja / <i>dextral transpression</i>)	mississipp <i>Mississippian</i>	Schulmann & Gayer, 2000
NW i W część KOŚ <i>NW and W part of the OSD</i>	N–S, NNE–SSW, NNW–SSE	N, NNE, NNW	późny dewon–mississipp <i>Late Devonian–Mississippian</i>	Mazur i in., 2005
1. Kwaśne skały metawul- kaniczne z KOŚ (formacja strońska), 2. strefa ścina- nia ZSTSS <i>1. Acid metavolcanic rocks of the OSD (Stronie for- mation) and 2. ZSTSS</i>	1. N–S, NNE–SSW 2. NNE–SSW, NE–SW	1. N, NE; 2. SSW, SW (lewoskrętne przemieszcze- nia przesuwcze / <i>sinistral strike-slip</i>)	1. D ₃ 2. D ₃	Murtezi, 2006
Cały obszar KOŚ <i>Whole area of the OSD</i>	NNE–SSW (AMS data)	nie ustalono <i>not established</i>	nie określono <i>not specified</i>	Pressler i in., 2007
Marmury i łupki łyszcz- kowe ze E części KOŚ <i>Marbles and mica schists of the E part of the OSD</i>	N–S, NNW–SSE, NNE–SSW	N, NNE (prawoskrętna transpresja / <i>dextral transpression</i>)	D ₃	Jastrzębski, 2009; Jastrzębski i in., 2014
Cały obszar KOŚ <i>Entire area of the OSD</i>	N–S, NNW–SSE, NNE–SSW	N, NNW, NNW (prawoskrętna transpresja / <i>dextral transpression</i>)	D ₃	Jastrzębski i in., 2010, 2014
E część KOŚ (jednostka Międzygórze) <i>E part of the OSD (Międzygórze Unit)</i>	W–E N–S	E N	D ₂ orogeneza kadomska <i>Cadomian Orogeny</i> D ₃ orogeneza waryscyjska <i>Variscan Orogeny</i>	Redlińska-Marczyńska & Żelaźniewicz, 2011
Strefa Staré Město (SMB) i E część KOŚ <i>Staré Město Belt (SMB) and E part of the OSD</i>	W–E NNE–SSW	E NNE (prawoskrętna transpresja / <i>dextral transpression</i>)	D ₁ –D ₂ D ₃ –D ₄ ca. 340 Ma	Jastrzębski, 2012
E część KOŚ (jednostka Międzygórze) <i>E part of the OSD (Mię- dzygórze Unit)</i>	N–S	N	D ₂ ca 360–350 Ma	Chopin i in., 2012a; Štípská i in., 2012
W część KOŚ <i>W part of the OSD</i>	N–S, NNW–SSE, NNE–SSW	N, NNW, W, E, S	nie określono <i>not specified</i>	Żelaźniewicz i in., 2013

stosowania metody $R_{(XZ)}/\Theta$ do badań odkształcenia nieplanarnego i brak wymagań założenia stabilnego stanu ścieżki odkształcenia.

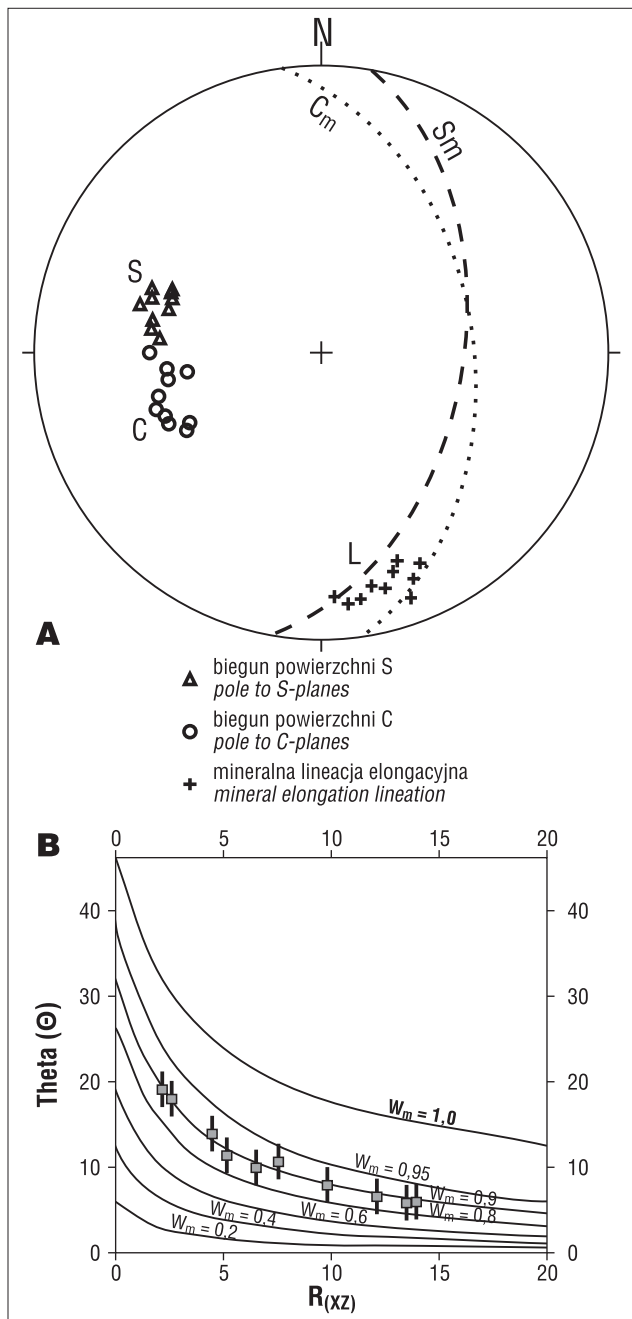
Do pierwszej analizy wirowości i odkształcenia w KOŚ wybrano odsłonięcie mylonitycznych ortognejsów śnieżnickich z jednostki Międzygórze, gdzie w różnych miejscach zmierzono orientacje powierzchni S i C (ryc. 4A). Pozwoliło to wyznaczyć kąt Θ dla każdej pary powierzchni S i C. W płaszczyźnie XZ zmierzono także maksymalną X

i minimalną Z oś porfiroklastów dla ustalenia wartości $R_{(XZ)}$ (ryc. 4B).

Analiza wirowości wykazała, że mylonityczne ortognejsy z jednostki Międzygórze doświadczyły odkształcenia nieplanarnego typu ścinania ogólnego ($W_m < 1$) podczas prawoskrętnej deformacji transpresyjnej. Deformacja ta doprowadziła do odkształcenia końcowego z wartościami $R_{(XZ)} = 14$, $\Theta = 6^\circ$ i średnią liczbą kinematycznej wirowości $W_m = 0,88$ (ryc. 4B). Dane te wskazują na dominację

składowej ścinania prostego w warunkach ścinania ogólnego w analizowanych gnejsach śnieżnickich.

Ścinanie ogólnie (Simpson & De Paor, 1993) jest deformacją, która odbiega od ścinania prostego i obejmuje podproste (*sub-simple*) i nadproste ścinanie (*super-simple*; De Paor, 1983). Podproste ścinanie opisuje deformację,

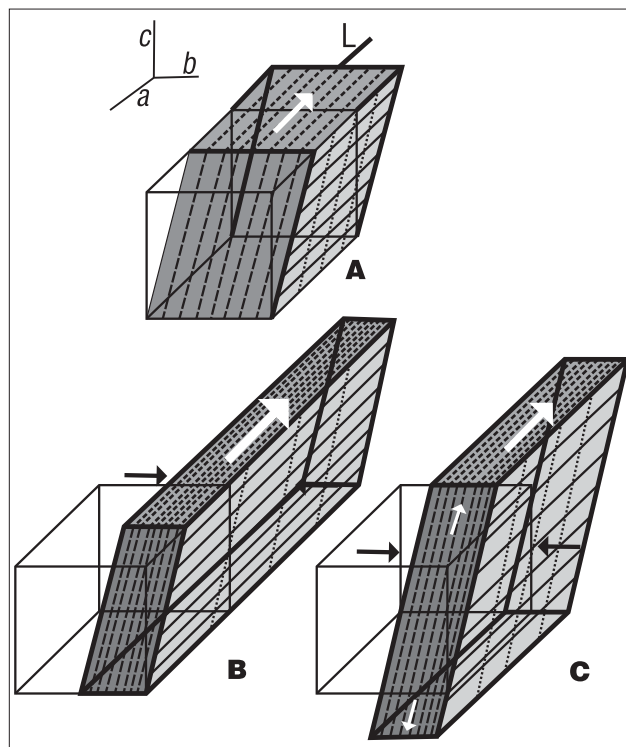


Ryc. 4. Przykład analizy wirowości i odkształcenia mylonitycznych ortognejsów z jednostki Międzygórze. **A** – projekcja równoobszarowa elementów więzby (struktury typu S–C), S_m – średnia orientacja powierzchni foliacji typu S, C – średnia orientacja powierzchni foliacji typu C; **B** – diagram $R_{(xz)}/\Theta$ dla mylonitycznych ortognejsów wykonany z zastosowaniem metody kąta S–C, średnia liczba wirowości $W_m = 0,88$

Fig. 4. Example of vorticity and strain analysis for mylonitic orthogneisses from the Międzygórze Unit. **A** – Equal area stereogram of fabric elements (S–C structures), S_m – mean S-plane foliation, C – mean C-plane foliation, lower hemisphere; **B** – $R_{(xz)}/\Theta$ diagram for mylonitic orthogneiss samples using the S–C angle method, mean vorticity number $W_m = 0.88$

która zawiera w sobie składniki ścinania prostego i czystego ($0 < W_m < 1$), podczas gdy nadproste ścinanie opisuje deformację, której składnik rotacyjności ($W_m < 1$) jest większy niż dla ścinania prostego (*op. cit.*). Ścinanie ogólne jest terminem opisującym każdą trójwymiarową deformację, która odbiega od czystego lub prostego ścinania, niezależnie od tego, czy końcowa elipsoidalna odkształcenia jest wydłużona, płaszczyznowa lub spłaszczona. Ścinanie ogólne nie odnosi się do współrzędnych geograficznych, natomiast deformacja transpresyjna, ze względu na jej składową przesuwczą, jest odnoszona do współrzędnych geograficznych.

Transpresja jest powszechnym sposobem deformacji ze względu na dominację skośnej konwergencji na brzegach płyt. Kinematyczne znaczenie transpresyjnych stref deformacji jest trojaki: (1) rejestrują one przesunięcia w litosferze na setki kilometrów, (2) doznają od 40 do 70% kontrakcji prostopadle do granic tych stref oraz (3) wskazują na znaczne wydłużenie tektogenu równoległe do orogenu. Klasyczny model transpresyjny (Sanderson & Marchini, 1984) zmodyfikowano przez wprowadzenie zmian objętości, boczne rozciąganie, asymetrię odkształcenia i heterogeniczność (porozdzielanie) odkształcenia, co doprowadziło do powstania różnych modeli transpresyjnych (Robin & Cruden, 1994; Jones & Holdsworth, 1998; Jiang i in., 2001).



Ryc. 5. Modele kinematyczne deformacji w strefach intensywnych odkształceń. **A** – ścinanie proste (ścinanie z odkształceniem płaszczyznowym); **B** – transpresja monoklinalna z ekstruzją równoległą do kinematycznej osi „a” (ścinanie z odkształceniem wydłużonym); **C** – transpresja monoklinalna z ekstruzją w kierunkach kinematycznych osi „a” i „c” (ścinanie z odkształceniem wydłużonym i spłaszczonym)

Fig. 5. Kinematic models for deformation in high strain zones. **A** – Simple shear (shear with plane strain); **B** – Monoclinic transpression with extrusion parallel to the kinematic axis “a” (shear with constrictional strain); **C** – Monoclinic transpression with extrusion in the direction of the kinematic axes “a” and “c” (shear with constrictional and flattening strain)

Rycina 5 przedstawia wybrane modele kinematyczne stref deformacji, różniące się ilością ekstensji i kontrakcji w obu kierunkach pionowym i poziomym. Obok modelu ścinania prostego (odkształcenie planarne) przedstawiono schematycznie model transpresji monoklinalnej z ekstruzją równoległą do kinematycznej osi „a” (ściananie z odkształceniem wydłużonym) oraz model transpresji monoklinalnej z ekstruzją w kierunkach kinematycznych osi „a” i „c” (ściananie z odkształceniem wydłużonym i spłaszczeniem). Modele te mogą mieć bardziej złożoną geometrię niż ta na ilustracjach. Deformacje transpresyjne wytwarzają złożone ścieżki odkształcenia, w którym zmieniają się główne osie elipsoidy odkształcenia, a wydłużenie liniowe może się rozwijać nawet prostopadle do kierunku tektonicznego.

Prawoskrętna transpresja doprowadziła do heterogenicznego transportu domen strukturalnych KOŚ na rozczłonkowane pakiety sekwencji ofiolitowej i/lub łuku wyspowego TCS. Ta czołowa kolizja terranów była głównym powodem zmiany zwrotu transportu tektonicznego w N i NE części kopuły orlicko-śnieżyckiej, ale prawdopodobnie była także przyczyną szybszej ekshumacji jednostki Międzygórze z relikami eklogitów. Stopniowe przejście od penetracyjnego ścinania prostego (ryc. 5A) w dolnej skorupie do warunków deformacji transpresyjnej (ryc. 5B, C) w środkowej i górnej skorupie KOŚ ograniczyło dalsze tektoniczne jej pogrubianie. W warunkach transpresji przemieszczenia typu nasuwczno-przesuwczego, skracanie horyzontalne i pionowe pogrubianie skorupy działają synchronicznie i są ciągłym długotrwałym procesem orogenicznym. Procesy te odbywały się od ok. 360 do 335 mln lat temu w KOŚ (Skrzypek i in., 2014).

ROZWAŻANIA STRUKTURALNE

Dwie grupy badawcze geologów strukturalnych: Andrzeja Żelaźniewicza (PAN, Wrocław) i Karola Schulmanna (Strasburg, Praha) zdominowały w ostatnich kilkunastu latach badania strukturalne KOŚ, razem z petrologią, geochemią i oznaczeniami izotopowymi. Obydwie grupy naukowców, stosując takie same metody badawcze, różnią się przede wszystkim w interpretacjach tektonicznych kopuły orlicko-śnieżyckiej (tab. 3).

Grupa Żelaźniewicza konsekwentnie powtarza schemat sekwencyjnej deformacji w KOŚ, ustalony w latach 70. ub.w. (Żelaźniewicz, 1972, 1978; Teisseyre, 1973). Schemat ten, rozbudowany interpretacyjnie przez Dumicza (1979), zakłada najstarszą deformację (D_1) w warunkach tangencjalnej kompresji, po której doszło do wertykalnej kompresji (faza D_2) i późniejszej (fazy D_3 – D_6) różnie zorientowanej tangencjalnej kompresji. Dopiero w ostatniej dekadzie uznano, że regionalne podatne ścinania w KOŚ, związane z prawoskrętną transpresją (Cymerman, 1992, 1997), istnieją, ale ich rozwój powiązano tylko z fazą deformacji D_3 (Jastrzębski, 2005, 2009; Murtezi, 2006; Jastrzębski i in., 2010, 2013, 2014).

Schulmann i jego współpracownicy także w pewnym zakresie, ale z innych powodów, stają się zminimalizować znaczenie wewnątrzskorupowych stref ścinania podatnego w KOŚ. W niedawnej publikacji wprowadzono fazy międzytektoniczne (I_{1-2} i I_{2-3}) (Skrzypek i in., 2014). W czasie których (I) miał dominować „spokój tektoniczny” w środkowej części skorupy, podczas gdy w głębszych partiach miało dochodzić do deformacji. To zróżnicowanie tłumaczono lokalizowaniem intensywniejszego odkształcenia w

rozgałęziającej się sieci wokół słabo zdeformowanych domen i odnoszono do porozdzielania deformacyjnego w skali całego orogenu (Boutonnet i in., 2013). Interpretacja ta nawiązuje do modelu ekstruzyjnej tektoniki i elewacji skał z dolnej skorupy w konwergentnych orogenach (Thompson i in., 1997; Schulmann i in., 2002). W mikroskali wskazywano na brak rotacji porfiroblastów granatu w NE części KOŚ, co zinterpretowano jako wynik pasywnego płynięcia (Skrzypek i in., 2011a, b). Strefy ścinania miałyby znaczenie już podczas rozwoju horyzontalnej foliacji w czasie fazy D_1 (Štípská i in., 2004). Kompresja wertykalna z etapu D_1 miała poprzedzać horyzontalne skracanie z fazy D_2 . Ta interpretacja jest przeciwna do schematu wyznawanego przez grupę Żelaźniewicza. Co więcej, kluczowym miałyby być ścinanie czyste podczas fazy D_2 z rozwojem makroskopowych, pionowych fałdów, w skali nawet całej skorupy (Skrzypek i in., 2011a, b; Štípská i in., 2012; Chopin, 2012a, b). Podczas fazy D_3 miało dojść do zlokalizowanego rozwoju stref ścinania w wyniku wyciśnięcia litosfery (*op. cit.*). Procesy te wiązano z podsuwaniem skorupy sakso-turyngijskiej pod płytę Tepli-Barrandianu i oporu stawianego przez sztywny terran Brunovistulicum (Schulmann i in., 2009, 2014; Chopin, 2012a).

Tradycyjnie korelacje faz powstawania fałdów i więźby w KOŚ opierały się na podobieństwie ich morfologii i orientacji przestrzennej (tab. 3). Bezkrtyczne zastosowanie tych reguł może prowadzić do błędnych korelacji i ustalenia nierzeczywistej, nadmiernie przeinterpretowanej sekwencji deformacji. Tzw. polifazowe struktury fałdowe mogły się rozwijać w strefach ścinania w wyniku procesów heterogenicznej, niekoaksjalnej, progresywnej deformacji podczas pojedynczego, ale długotrwałego w czasie procesu deformacyjnego, powodując niepoprawną korelację struktur tektonicznych (Bell, 1978; Means i in., 1980; Lister & Williams, 1983; Hammer & Passchier, 1991).

Cymerman (1997) w świetle danych strukturalnych, kinematycznych, radiometrycznych i regionalnych przyjął, że progresywna deformacja jest cechą charakterystyczną warwycyjskiej ewolucji kopuły orlicko-śnieżyckiej. Rozbieżności interpretacyjne w rozwoju jej struktur ilustrują ścieżki deformacji dla historii odkształcenia na podstawie analizy wirowości. Zarówno deformacja progresywna (ryc. 6A), jak i sekwencyjna (ryc. 6B) doprowadziły do takiej samej deformacji końcowej, ale ich ścieżki są całkowicie odmienne. Z pierwszego przykładu analizy wirowości z KOŚ wynika, że doszło tam do progresywnej deformacji rotacyjnej układającej się zgodnie wzdłuż linii $W_m = 0,88$ (ryc. 4B, 6C). Nie uzyskano tam danych z wirowością wynoszącą $W_m < 0,7$. Zakładając deformację koaksjalną ($W_m = 0$), struktury z faz D_1 i D_2 należy umieścić na osi horyzontalnej i poprowadzić spekulacyjnie ścieżkę deformacji w czasie fazy D_3 do trajektorii $W_m = 0,88$ (ryc. 6C). Różnice interpretacyjne między progresywną a sekwencyjną deformacją uwidaczniają się jeszcze bardziej na wykresie $R_{(xz)}/W_n$, gdzie W_n jest neutralną liczbą wirowości (Passchier, 1988), która w pewnych warunkach odpowiada kinematycznej liczbie wirowości W_k (Trusdell, 1953; Hammer & Passchier, 1991).

Powszechnie w KOŚ fałdy typu F_a , należące do struktur otwartych i wąskopromiennych, na ogół niecylicydrycznych, o osiach w przybliżeniu równoległych do lineacji L_e , powstały podczas ścinania prostego, przy udziale składowej ścinania czystego, czyli w warunkach ścinania ogólnego (ryc. 7). Asymetria fałdów cylindrycznych typu F_b , o osiach zorientowanych prostopadle lub pod dużymi ką-

Tab. 3. Wybrane dane strukturalne z KOŚ wg różnych autorów, głównie sekwencje deformacji
Table 3. Selected structural data from the OSD according to various authors, mainly sequences of deformation

Lokalizacja badań strukturalnych <i>Location of structural studies</i>	Fazy deformacji [D] <i>Deformation phases [D]</i>	Struktury <i>Structures</i>	Orientacja struktur (azymuty osi fałdów <i>F</i> i/lub lineacji <i>L</i> oraz biegi foliacji <i>S</i>) <i>Orientation of structures (trend of <i>F</i> fold axis and/or <i>L</i> lineations and <i>S</i> foliation strikes)</i>	Reżim deformacji i/lub czas deformacji <i>Regime of deformation and/or time of deformation</i>	Autor / autorzy <i>Author(s)</i>
NW część KOŚ i NE część pasma Nové Město (NMB) <i>NW part of the OSD and NE part of the Nové Město Belt (NMB)</i>	D ₁ , D ₂ , D ₃ D ₄ D ₅ D ₆ D ₇	F ₁ , F ₂ , F ₃ S ₁ , S ₂ , S ₃ F ₄ F ₅ F ₆ F _{7a} , F _{7b} S _{7a} , S _{7b}	N–S, NE–SW W–E, NW–SE NE–SW NE–SW NW–SE WNW–ESE, W–E	nie określono <i>not specified</i>	Želažniewicz, 1972
E część KOŚ (rejon Śnieżnika) <i>E part of the OSD (Śnieżnik region)</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄ D ₅	F ₁ , L ₁ , S ₁ F ₂ , L ₂ , S ₂ F ₃ , L ₃ , S ₃ F ₄ , L ₄ , S ₄ F ₅	N–S, NNW–SSE, NNE–SSW N–S, NNW–SSE, NNE–SSW NE–SW NW–SE W–E	D ₁ i D ₂ – nasuwanie ku E (kompresja W–E) <i>D₁ and D₂ – eastward thrusting (W–E compression)</i>	Teisseyre, 1973
NW część KOŚ i NE część pasma Nové Město (NMB) <i>NW part of the OSD and NE part of the Nové Město Belt (NMB)</i>	D ₁ D ₂ , D ₃ D ₄ D ₅ D ₆	F ₁ , S ₁ F ₂ , F ₃ S ₂ , S ₃ F ₄ S ₄ F ₅ F ₆	różne / <i>various</i> N–S, NW–SE, NE–SW N–S, NNE–SSW WSW–ENE, W–E, WNW–ES E NW–SE SW–NE NW–SE	nie określono <i>not specified</i>	Želažniewicz, 1978
Polska część KOŚ <i>Polish part of the OSD</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄ D ₅	(F ₁), S ₁ F ₂ , L ₂ , S ₂ F ₃ , L ₃ , S ₃ F ₄ F ₅	kompresja tangencjalna (W–E) <i>Tangential compression (W–E)</i> horyzontalna tensja <i>Horizontal tension</i> pionowa kompresja <i>Vertical compression</i>		Dumicz, 1979
E część KOŚ (jednostka Międzygórze i Gierałtowa) <i>E part of the OSD (Międzygórze and Gierałtów units)</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄ D ₅	(F ₁), S ₁ F ₂ , L ₂ S ₂ F ₃ , L ₃ S ₃ (S ₂₊₃) F ₄ , L ₄ , S ₄ F ₅ , S ₅	N–S, NW–SE, NNE–SSW N–S, NW–SE, NE–SW NNE–SSW, N–E, NW–SE NE–SW, W–E NW–SE, N–S, NE–SW NE–SW NW–SE, NNW–SSE, N–S	kompresja W–E <i>W–E compression</i> pionowa kompresja <i>Vertical compression</i>	Dumicz, 1989
E część KOŚ <i>E part of the OSD</i>	D ₁ D ₂ D ₃	F ₁ , S ₁ , L ₁ F ₂ , L ₂ , S ₂ F ₃ , L ₃ , S ₃	N–S (nasuwanie ku E) <i>N–S (eastward thrusting)</i> poprzeczne fałdowanie <i>Transverse folding</i>	wczesnokaledoński <i>Early Caledonian</i> późnokaledoński <i>Late Caledonian</i>	Don [W:] Don i in., 1990
E część KOŚ (rejon Śnieżnika) i strefa ścinania Złoty Stok–Trzebiezowice (ZSTSS) <i>E part of the OSD (Śnieżnik region) and the Złoty Stok–Trzebiezowice shear zone (ZSTSS)</i>	D ₁ Orkadian D ₂ D ₃ Sudetic D ₄ Asturian D ₅ D ₆ D ₇	S ₁ , F ₁ S ₂ , F ₂ , L ₂ S ₃ , F ₃ , L ₃ S ₁₍₃₎ F ₄ , L ₄ S ₂₍₄₎ , F ₂₍₄₎ , L ₂₍₄₎ F ₅ , S ₃₍₅₎ , L ₃₍₅₎ F ₆₍₄₎ , L ₆₍₄₎ F ₇₍₅₎	główne fałdowanie <i>Main folding</i> N–S (nasuwanie ku E) N–S (<i>E-ward thrusting</i>) NW–SE	D ₁ –D ₂ cykl wczesnowaryscyjski <i>D₁–D₂ Early Variscan cycle</i> D ₃ –D ₄ cykl waryscyjski <i>D₃–D₄ Variscan cycle</i> D ₅ –D ₇ cykl późnowaryscyjski <i>D₅–D₇ Late Variscan cycle</i>	Dumicz [W:] Don i in., 1990
Cały obszar KOŚ <i>Entire area of the OSD</i>	deformacja progresywna i porozdzielanie deformacyjne <i>Progressive deformation and strain partitioning</i> deformacja późniejsza <i>Late deformation</i>	S mylonityczna, głównie typu S–C <i>Mylonitic S, mainly S–C-type</i> L _e (ekstensyjna) F _a F _b F _s pasemka ścinania typu C'; F _{późne} <i>Shear bands C'-type; F_{late}</i>	N–S, NNW–SSE, NNE–SSW, NE–SW N–S, NNW–SSE, NNE–SSW N–S, NNW–SSE, NNE–SSW W–E, NE–SW, NW–SE N–S, NNW–SSE, NNE–SSW różne / <i>various</i>	transpresja prawoskrętna; w NE części KOŚ – transpresja lewoskrętna <i>Dextral transpression; in the NE part of the OSD – sinistral transpression</i> ekstensja, ekshumacja <i>Extension, exhumation</i>	Cymerman, 1997

Tab. 3. Wybrane dane strukturalne z KOŚ wg różnych autorów, głównie sekwencje deformacji (cd.)
Table 3. Selected structural data from the OSD according to various authors, mainly sequences of deformation (cont.)

Lokalizacja badań strukturalnych <i>Location of structural studies</i>	Fazy deformacji [D] <i>Deformation phases [D]</i>	Struktury <i>Structures</i>	Orientacja struktur (azymuty osi faldów F i/lub lineacji L oraz biegi foliacji S) <i>Orientation of structures (trend of F fold axis and/or L lineations and S foliation strikes)</i>	Reżim deformacji i/lub czas deformacji <i>Regime of deformation and/or time of deformation</i>	Autor / autorzy <i>Author(s)</i>
SW część KOŚ <i>SW part of the OSD</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄	(F ₁), S ₁ F ₂ , L ₂ S ₂ F ₃ , L ₃ S ₃ (S ₂₊₃) F ₄	N-S NE-SW, NW-SE N-S, NW-SE, NNE-SSW W-E NW-SE, N-S NE-SW	nie określono <i>not specified</i>	Dumicz, 1998
E część KOŚ i strefa Staré Město <i>E part of the OSD and Staré Město Belt</i>	D ₁ (<i>pre-Variscan</i>) D ₂	S ₁ S ₂ , F ₂ , L ₂ F ₃ , S ₃ , L ₃	prawie horyzontalnie <i>Sub-horizontal</i> NNE-SSW nasunięcia – strop ku NE <i>thrusts – top-to-the NE</i> NE-SW, N-S	prawoskrętna transpresja <i>Dextral transpression</i>	Schulmann & Gayer, 2000; Štípská i in., 2004
W część KOŚ i E część NMB <i>W part of the OSD and E part of the Nové Město Belt (NMB)</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄	F ₁ , L ₁ , S ₁ F ₂ , L ₂ , S ₂ F ₃ , L ₃ S ₄ L ₄	NW-SE NNW-SSE, N-S W-E NE-SW SW-SE	nasuwanie ku SE <i>SE-ward thrusting</i> prawoskrętne ścinanie <i>Dextral shearing</i> kompresja N-S <i>N-S compression</i> zlokalizowany poślizg normalny – strop ku SW <i>Localized normal-slip – top-to-SW</i>	Mazur i in., 2005
Kwaśne skały meta-wulkaniczne z KOŚ (formacja strońska) <i>Acid metavolcanic rocks of the OSD (Stronie formation)</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄ D ₅	S ₁ , F ₁ S ₂ , F ₂ , L ₂ mylonity S-C S-C <i>mylonites</i> L ₃ F ₄ , S ₄ F ₅ , L ₅ , S ₅	prawie pionowe <i>Sub-vertical</i> prawie horyzontalnie <i>Sub-horizontal</i> NE-SW, NW-SE, W-E prawie horyzontalnie <i>Sub-horizontal</i> NNE-SSW, N-S prawie pionowe <i>Sub-vertical</i>	kompresja W-E <i>W-E compression</i> pionowe spłaszczanie <i>Vertical flattening</i> podatne ścinanie <i>Ductile shearing</i>	Murtezi, 2006
Cały obszar KOŚ <i>Entire area of the OSD</i>		więźby i lineacje typu AMSAMS <i>fabrics and lineations</i>	NNE-SSW		Pressler i in., 2007
Marmury i łupki łyszczykowe (formacja strońska) ze E części KOŚ <i>Marbles and mica schists (Stronie formation) of the E part of the OSD</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄ D ₅	S ₁ , F ₁ S ₂ F ₂ , L ₂ S ₃ (S-C) L ₃ F ₄ , L ₄ F ₅ , S ₅	różne / <i>various</i> N-S, W-E, NW-SE, NE-SE N-S, NW-SE, NNE-SSW N-S N-S N-S, NW-SE NE-SW	kompresja W-E <i>W-E compression</i> pionowe spłaszczanie <i>Vertical flattening</i> podatne ścinanie <i>Ductile shearing</i> kompresja NE-SW <i>NE-SW compression</i> kompresja NW-SE <i>NW-SE compression</i>	Jastrzębski, 2009a, b
E część KOŚ (jednostka Międzygórze) <i>E part of the OSD (Międzygórze Unit)</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄	(F ₁), L ₁ , S ₁ F ₂ , L ₂ , S ₂ F ₃ , L ₃ S ₄ L ₄	NW-SE NNW-SSE, N-S W-E NE-SW SW-SE	D ₂ orogeneza kadomska <i>Cadomian Orogeny</i> D ₃ orogeneza waryscyjska <i>Variscan Orogeny</i>	Redlińska-Marczyńska, 2011; Redlińska-Marczyńska & Żelaźniewicz, 2011
NE część KOŚ (formacja strońska) <i>NE part of the OSD (Stronie formation)</i>	D ₁ D ₂ D ₃	S ₁ S ₂ F ₂ S ₃ F ₃	NE-SW prawie pionowe <i>NE-SW sub-vertical</i> NE-SW prawie horyzontalnie <i>Sub-horizontal</i> NE-SW	zginanie i pasywne powiększanie <i>Buckling & passive amplification</i> wycienianie <i>Thinning</i>	Skrzypek i in., 2011a, b

Tab. 3. Wybrane dane strukturalne z KOŚ wg różnych autorów, głównie sekwencje deformacji (cd.)
Table 3. Selected structural data from the OSD according to various authors, mainly sequences of deformation (cont.)

Lokalizacja badań strukturalnych <i>Location of structural studies</i>	Fazy deformacji [D] <i>Deformation phases [D]</i>	Struktury <i>Structures</i>	Orientacja struktur (azymuty osi fałdów F i/lub lineacji L oraz biegi foliacji S) <i>Orientation of structures (trend of F fold axis and/or L lineations and S foliation strikes)</i>	Reżim deformacji i/lub czas deformacji <i>Regime of deformation and/or time of deformation</i>	Autor / autorzy <i>Author(s)</i>
Strefa Staré Město <i>Staré Město Belt</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄	(F ₁), L ₁ , S ₁ F ₂ , L ₂ S ₂ F ₃ , L ₃ , S ₃ F ₄ , L ₄	NNE–SSW NNW–SSE, N–S NNE–SSW NE–SW N–S	kompresja W–E <i>W–E compression</i> nasuwanie ku E <i>E-thrusting</i> prawoskrętne ścinanie <i>Dextral shearing</i> kompresja W–E <i>W–E compression</i>	Jastrzębski, 2012; Jastrzębski i in., 2013
E część KOŚ (jednostka Międzygórze) <i>E part of the OSD (Międzygórze Unit)</i>	D ₁ D ₂ D ₃	L ₁ S ₁ F ₂ S ₂ F ₃ , L ₃ S ₃	N–S prawie horyzontalnie <i>Sub-horizontal</i> N–S prawie pionowe <i>Sub-vertical</i> N–S prawie horyzontalnie <i>Sub-horizontal</i>	klin akrecyjny <i>Accretionary wedge</i> skracanie W–E <i>W–E shortening</i> ekshumacja & wycienianie <i>Exhumation & thinning</i>	Chopin i in., 2012a; Štípská i in., 2012
W część KOŚ <i>W part of the OSD</i>	porozdzielanie deformacyjne <i>Strain partitioning</i>	S L	NE–SW; NNW–SSE, NW–SE NNW–SSE, N–S, ENE–WSW	dominujący reżim koaksjalny <i>Dominant coaxial regime</i>	Żelaźniewicz i in., 2013
Formacja Młynowca ze E części KOŚ <i>Młynowiec formation from the E part of the OSD</i>	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄	S ₁ , F ₁ S ₂ F ₂ , L ₂ S ₃ (S–C) L ₃ F ₄ , L ₄	różne / <i>various</i> N–S, W–E, NW–SE, NE–SE N–S, NW–SE, NNE–SSW N–S N–S N–S, NW–SE	skracanie W–E <i>W–E shortening</i> spłaszczanie <i>Flattening</i> transpresja ku NNE i prawoskrętne ścinanie <i>NNE-transpression and dextral shearing</i> kontynuacja transpresji ku NNE <i>Continuation of NNE-ward transpression</i>	Jastrzębski i in., 2014
NE część KOŚ <i>NE part of the OSD</i>	D ₁ I ₁₋₂ D ₂ I ₂₋₃ D ₃	S ₁ S ₂ F ₂ F ₃	prawie horyzontalnie <i>Sub-horizontal</i> prawie pionowe <i>Sub-vertical</i> NE–SW NW–SE, W–E	<c. 354 Ma 354–345 Ma 345–342 Ma 342–339 Ma 339–336 Ma	Skrzypek i in., 2014

Struktury: F – fałdy, S – foliacje, L – lineacje

I₁₋₂ – faza międzytektoniczna

Structures: F – folds, S – foliations, L – lineations

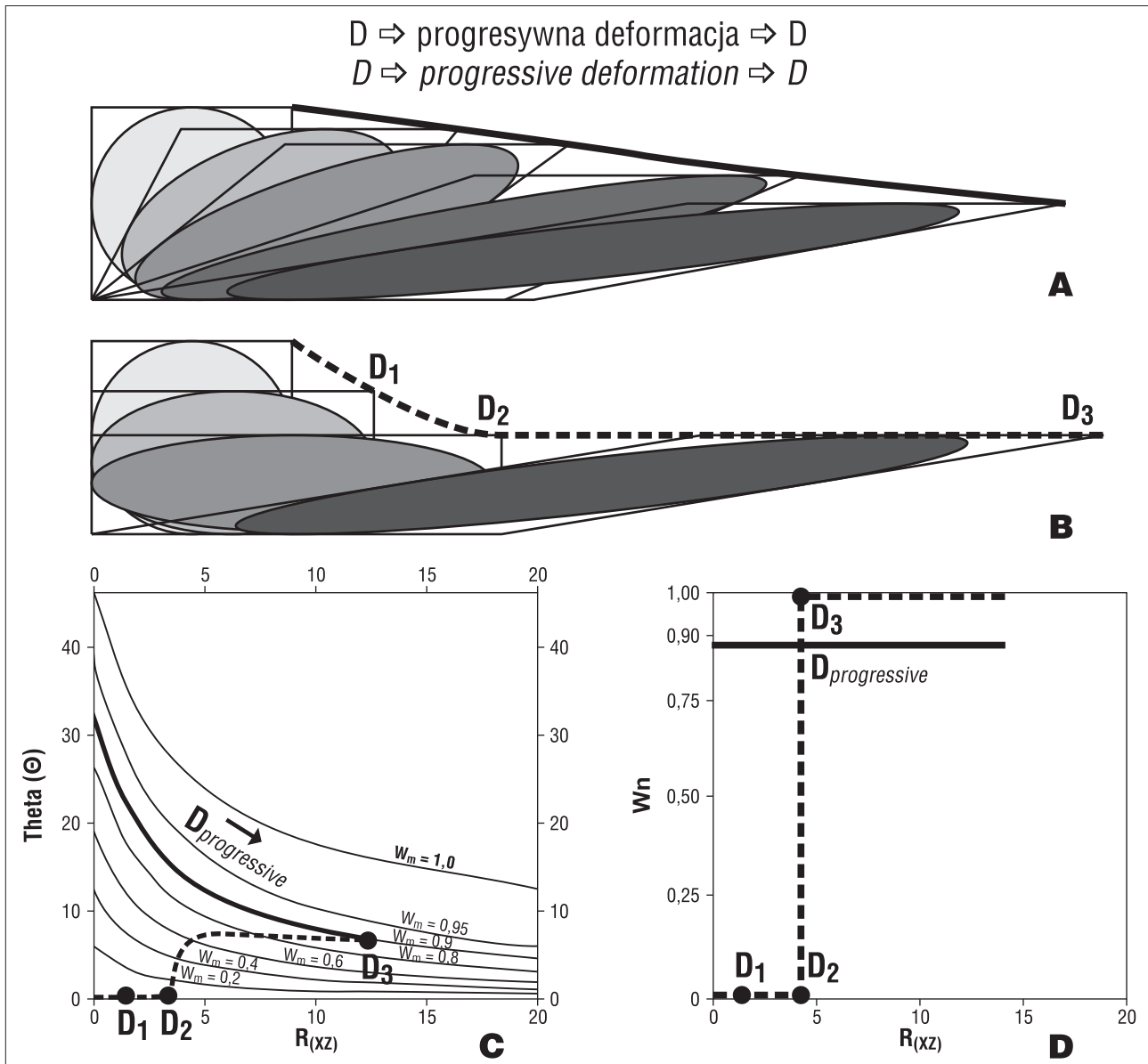
I₁₋₂ – Intertectonic phase

tami do lineacji L_e, jest zgodna kinematycznie z innymi wskaźnikami ścinania (Cymerman, 1997). Fałdy typu F_b mogą reprezentować wcześniejsze etapy w rozwoju podrzędnych, niecylicydrycznych fałdów futerałowych F_s, a także fałdów F_a.

Zgodność orientacji regionalnej lineacji L_e z osiami fałdów F_a nie jest w zgodzie z modelem deformacji sekwencyjnych z odrębnymi czasowo fazami tektonicznymi i „nakładaniem się” odmiennie zorientowanych elipsoid naprężenia. Taka zgodność jest cechą charakterystyczną domen strukturalnych zdeformowanych w wyniku progresywnej deformacji (Means i in., 1980; Tobisch & Patterson, 1988; Passchier & Trouw, 1996). Zgodność dominującego kierunku transportu tektonicznego, a także równoległość lineacji L_e z dużą częścią struktur fałdowych, chociaż o różnej morfologii, uznano za cechy wskazujące, że głów-

ne struktury tektoniczne w KOŚ powstawały w wyniku jednej długotrwałej deformacji progresywnej (Cymerman, 1997). Deformacja ta przebiegała ok. 354–336 mln lat temu (Skrzypek i in., 2014). Progresywna deformacja w KOŚ była zdominowana mechanizmem porozdzielania deformacyjnego (Cymerman, 1997).

Koncepcja porozdzielania deformacji odnosi się do koncentracji deformacji w odrębnych domenach skalnych (Bell, 1985). Dwa składniki wirowości, działające w ruchu mas skalnych, są wyrażone przez skręt i wirowość wewnętrzną (Means, 1990). Są one zmiennie porozdzielane podczas deformacji, wpływając bezpośrednio na sposób rozwoju i typ struktur (Lister & Williams, 1983; Passchier & Trouw, 1996). Mechanizm porozdzielania deformacji był także użyty do wydzielania domen zdominowanych przez ścinanie proste, ścinanie czyste i domeny pozbawio-



Ryc. 6. Ścieżki deformacji dla historii odkształcenia z KOŚ. Obydwie deformacje doprowadziły do takiej samej deformacji końcowej ($R_{(XZ)} = 14$; $\Theta = 6^\circ$; $W_m = 0,88$). Linia ciągła – deformacja progresywna, linia przerywana – deformacja sekwencyjna. **A** – deformacja progresywna; **B** – deformacja sekwencyjna (po ścinaniu czystym D_1 i D_2 następuje ścinanie proste D_3); **C** – diagram $R_{(XZ)}/\Theta$ ze ścieżkami deformacji zilustrowanymi na ryc. 4B; **D** – wykres $R_{(XZ)}/W_n$ ze ścieżkami deformacji

Fig. 6. Deformation paths for strain history from the OSD. Both deformation produce the same finite deformation ($R_{(XZ)} = 14$; $\Theta = 6^\circ$; $W_m = 0,88$). Solid line – progressive deformation, dashed line – sequential deformation. **A** – Progressive deformation; **B** – Sequential deformation (D_1 and D_2 pure shear followed by D_3 simple shear); **C** – $R_{(XZ)}/\Theta$ diagram with deformation paths illustrated in Fig. 4B; **D** – $R_{(XZ)}/W_n$ diagram with deformation paths

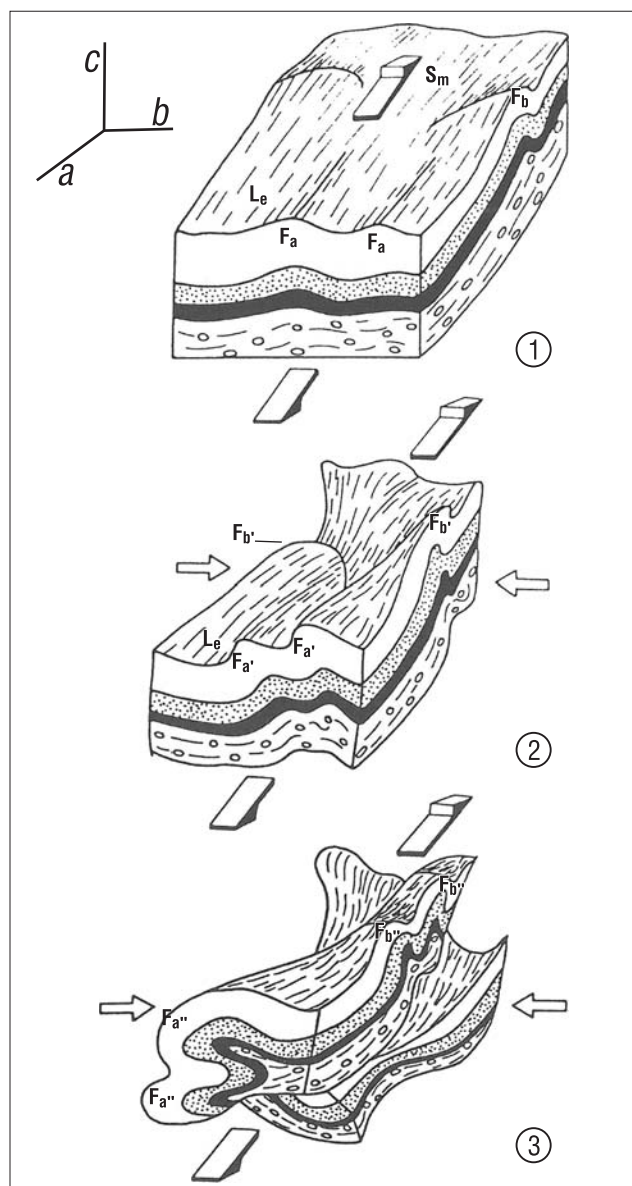
ne objawów deformacji (Bell i in., 2004; Bell & Bruce, 2007). Dlatego struktury danego typu nie powstaną wszędzie jednocześnie, ale są w różnym zakresie regulowane poroździelaniem deformacji.

Dotychczas nie ustalono jednoznacznie geometrii i charakteru poszczególnych jednostek tektonicznych KOŚ. Powszechnie zakładano, że formacja strońska tworzy synklinoria, a kompleks gnejsowy – antyklinoria (Don i in., 1990, 2003). Cymerman (1997) podzielił KOŚ na jednostki tektoniczne, zinterpretowane jako elementy nasuniętego pakietu łusek (imbrykacji). Podział ten powstał na podstawie dwóch kryteriów: że (1) dana jednostka jest zbudowana albo z kompleksu gnejsowego albo z kompleksu suparkrystalnego i (2) jednostki w danym kompleksie różnią się planem strukturalnym i/lub kinematycznym. Łuski te zde-

finiowano jako jednostki tektoniczne i określono ich trójwymiarowość. Strefy ścinania o przebiegach południkowych i stromych zapadach uznano za powierzchnie boczne łusek, natomiast strefy ścinania o przebiegach zbliżonych do równoleżnikowych – za ich powierzchnie frontalne.

Poparcie dla podziału KOŚ na allochtoniczne łuski Cymerman (1997) znajduje m.in. w danych petrologicznych z odmiennymi ścieżkami P-T dla skał HP z różnych jej części (Bröcker & Klemd, 1996). Także podział kopuły na cztery domeny różniące się strukturalnie oraz wykazanie siedmiu odmiennych ścieżek P-T-D dla metapelitów z różnych części KOŚ (Chopin i in., 2012a) wskazuje na wewnętrzną niejednorodność budowy KOŚ. Dodatkowo rozpoznanie trzech sukcesji z różnych środowisk tektonicznych w skałach suparkrystalnych KOŚ (Szczepański &

Ilnicki, 2014), a także formacji Młynowca w zachodniej jej części (Mazur i in., 2015), zidentyfikowanej wcześniej tylko w południowo-wschodniej części KOŚ (Don i in., 1990, 2003), potwierdza heterogeniczność budowy kopuły orlicko-snieżyckiej.



Ryc. 7. Model progresywnego rozwoju (od 1 do 3) różnego typu fałdów w reżimie ścinania ogólnego (wg Cymermana, 1997). Składowa ścinania prostego przyczynia się do powstania niecylintrycznych, izoklinalnych fałdów typu F_a z ich osiami ustawionymi równoległe lub nieco skośnie do mineralnej lineacji elongacyjnej (z rozciągania) L_e . Lokalny komponent skrócenia prawie prostopadłego do kierunku ścinania i perturbacje ruchu formują fałdy „ciągnięte” typu F_b , które progresywnie rotują ($F_b \rightarrow F_b' \rightarrow F_b''$) w kierunku ścinania i mogą w końcu utworzyć fałdy zbliżone do typu futerałowych

Fig. 7. Model of progressive development (from 1 to 3) of different types of folds in a general shear regime. Simple shear component contributes to the development of non-cylindrical, isoclinal F_a -type folds with their fold axes parallel or slightly oblique to the L_e mineral elongation lineation (by Cymerman, 1997). Local component of shortening sub-perpendicular to the shear direction and flow perturbations form “drag-like” F_b -type folds which progressively rotate ($F_b \rightarrow F_b' \rightarrow F_b''$) into the shear direction and may finally form sheath-like folds

PODSUMOWANIE

W podsumowaniu obecnego stanu wiedzy o KOŚ należy stwierdzić, że:

1. Uczyniono dalszy postęp w rozpoznaniu budowy i ewolucji KOŚ, a dominująca przez wiele dekad geologia strukturalna (*sensu stricte*) została zastąpiona wielowątkowością badawczą.

2. Aktualne interpretacje tektoniczne są dopasowywane do wcześniej ustalonych schematów ewolucji strukturalnej KOŚ, głównie przez liderów (Żelaźniewicz i Schulmann) dwóch rywalizujących twórczo grup badawczych.

3. KOŚ jest najprawdopodobniej fragmentem terranu moldanubskiego z granicami wyznaczonymi przez waryscyjskie szwy kolizyjne.

4. Dane kinematyczne dokumentują reżim prawoskrętnej transpresji z przemieszczeniami domen strukturalnych o zwrocie „strop” ku N i NNE, a w NW części KOŚ ku NW; tylko w NE części KOŚ i w SSZT doszło do lewoskrętnej przemieszczeń ku SSW i SW.

5. Prawoskrętna transpresja w reżimie ścinania ogólnego i z udziałem mechanizmów porozdzielania deformacyjnego utworzyła pakiet nasuniętych łusek w rodzaju megadupleksu.

6. Powstanie tej megastruktury ścięciowej odbywało się podczas progresywnej ewolucji tektonometamorficznej – ok. 360–335 mln lat.

7. Procesy te były wynikiem skośnej, prawie równoległej bocznej kolizji terranu moldanubskiego z Brunovistulicum na E i z terranem Tepla-Barrandianem na W oraz kolizji frontalnej z CST.

W niniejszych rozważaniach pominięto wiele zagadnień, które będą przedmiotem odrębnych publikacji. Do tych zagadnień należą: syn- do późnokinematyczne intruzje marginalnych granitoidów na granicach KOŚ, ekshumacje skał HP i UHP oraz wpływ zlokalizowanej alpejskiej tektoniki na obecny obraz struktur KOŚ.

Artykuł przygotowano w ramach działalności statutowej PIG-PIB podczas realizacji tematu „Pozycja tektoniczna eklogitów i granulitów a paleozoiczne szwy kolizyjne w Sudetach” pkt pl. 61.2601.1501.00.0. Pani Justynie Ciesielczuk dziękuję za wnikliwą recenzję.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P. & MAZUR S. 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan belt: the Sudetes, Bohemian massif. [W:] Winchester J., Pharaoh T. & Verniers J. (red.), Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 201: 237–277.
- BABUŠKA V. & PLOMEROVÁ J. 2013 – Boundaries of mantle-lithosphere domains in the Bohemian Massif as extinct exhumation channels for high-pressure rocks. *Gondwana Res.*, 23: 973–987.
- BAILEY C.M. & EYSTER E.L. 2003 – General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona. *J. Struct. Geol.*, 25: 1883–1893.
- BELL T.H. 1978 – Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. *Tectonophysics*, 44: 285–321.
- BELL T.H. 1985 – Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *J. Metamorph. Geol.*, 3: 109–118.
- BELL T.H. & BRUCE M.D. 2007 – Progressive deformation partitioning and deformation history: evidence from millipede structures. *J. Struct. Geol.*, 29: 18–35.
- BELL T.H., HAM A.P. & KIM H.S. 2004 – Partitioning of deformation along an orogen and its effects on porphyroblast growth during orogenesis. *J. Struct. Geol.*, 26: 825–845.
- BORKOWSKA M., CHOUKROUNE P., HAMEURT J. & MARTINEAU F. 1990 – A geochemical investigation of the age,

- significance and structural evolution of the Caledonian-Variscan granite-gneisses of the Śnieżnik metamorphic area (Central Sudetes, Poland). *Geol. Sudet.*, 25: 1–27.
- BOUTONNET E., LOUPE P.H., SASSIER C., GARDIEN V. & YANICK R. 2013 – Ductile strain rate measurements document long-term strain localization in the continental crust. *Geology*, 41: 819–822.
- BRÖCKER M. & KLEMD R. 1996 – Ultrahigh-pressure metamorphism in the Śnieżnik Mountains (Sudetes, Poland): P-T constraints and geological implications. *J. Geol.*, 104: 417–433.
- BURIÁNEK D., VERNER K., HANŽL P. & KRUMLOVÁ H. 2009 – Ordovician metagranites and migmatites of the Svratka and Orlice-Sněžník units, northeastern Bohemian Massif. *J. Geosci.*, 54: 181–200.
- CHOPIN F., SCHULMANN K., SKRZYPEK E., LEHMANN J., DUJARDIN J.R., MARTELAT J.E., LEXA O., CORSINI M., EDEL J.B., ŠTÍPSKÁ P. & PITRA P. 2012a – Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge: building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). *Tectonics*, 31, TC1013, <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002951>.
- CHOPIN F., SCHULMANN K., ŠTÍPSKÁ P., MARTELAT J.E., PITRA P., LEXA O. & PETRI B. 2012b – Microstructural and metamorphic evolution of a high-pressure granitic orthogneiss during continental subduction (Orlica-Sněžník dome, Bohemian Massif). *J. Metamorph. Geol.*, 30: 347–376.
- CONY P.J., JONES D.L. & MONGER J.W.H. 1980 – Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288: 329–333.
- CYMERMAN Z. 1991 – Czy w Sudetach są terrany? *Prz. Geol.*, 39: 450–457.
- CYMERMAN Z. 1992 – Rotational ductile deformations in the Śnieżnik metamorphic complex (Sudetes). *Kwart. Geol.*, 36: 393–420.
- CYMERMAN Z. 1996 – The Złoty Stok–Trzebiešowice regional shear zone: the boundary of terranes in the Góry Złote Mts. *Kwart. Geol.*, 38: 89–118.
- CYMERMAN Z. 1997 – Structure, kinematics and evolution of the Orlica-Sněžník Dome, Sudetes. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 156: 5–120.
- CYMERMAN Z. 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, 44 (1): 59–80.
- CYMERMAN Z. & PIASECKI M.A.J. 1994 – The Terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. *Geol. Quart.*, 38: 191–210.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A. & SESTON R. 1997 – Terrane and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 717–725.
- DE PAOR D.G. 1983 – Orthographic analysis of geological structures – I. Deformation theory. *J. Struct. Geol.*, 5: 255–278.
- DON J., DUMICZ M., WOJCIECHOWSKA I. & ŻELAŻNIEWICZ A. 1990 – Lithology and tectonics of the Orlica-Sněžník Dome, Sudetes: Recent state of knowledge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 159–188.
- DON J., SKÁCEL J. & GOTOWAŁA R. 2003 – The boundary zone of the East and West Sudetes on the geological map of the Velké Vrbno, Staré Město and Śnieżnik Metamorphic Units. *Geol. Sudet.*, 35: 25–59.
- DUMICZ M. 1979 – Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. *Geol. Sudet.*, 14 (2): 29–46.
- DUMICZ M. 1989a – Strefa tektoniczna Złoty Stok–Skrzynka w świetle analizy mezostrukturalnej metamorfizmu Łądko-Snieżnika. *Geol. Sudet.*, 23: 29–46.
- DUMICZ M. 1989b – Gnejsy śnieżnickie fałdu Wrzosówki (metamorfizm Śnieżnika). *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Min.*, 17: 139–147.
- DUMICZ M. 1990 – Następstwo serii gnejsowych masywu Śnieżnika w świetle analizy mezostrukturalnej wybranych obszarów jednostek geologicznych Międzygórze i Gieraltowa. *Geol. Sudet.*, 24: 139–189.
- DUMICZ M. 1991 – Stosunek eklogitów do serii gnejsowej jednostki Międzygórze w świetle analizy mezostrukturalnej. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Min.*, 19: 31–46.
- DUMICZ M. 1993 – The history of eclogites in the geological evolution of the Śnieżnik crystalline complex based on mesostructural analysis. *Geol. Sudet.*, 27: 21–64.
- DUMICZ M. 1995 – Problem zwrotu ruchu mas skalnych w ewolucji tektonometamorficznej metamorfizmu Śnieżnika. *Geol. Sudet.*, 29: 19–30.
- DUMICZ M. 1998 – Mesostructural and kinematic characteristics of core gneisses in western part of the Orlica-Sněžník Dome, West Sudetes. *Geol. Sudet.*, 31: 105–111.
- EDEL J.B., SCHULMANN K. & HOLUB F.V. 2003 – Anticlockwise and clockwise rotations of the Eastern Variscides accommodated by dextral lithospheric wrenching: Palaeomagnetic and structural evidence. *J. Geol. Soc., London*: 160: 209–218.
- FAJST M. 1976 – Nová diskordance v prekambriu Českého masivu. *Časopis pro Mineralogii a Geologii*, 21: 257–275.
- FARYAD S.W. & KACHLIK V. 2013 – New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. *J. Metamorph. Geol.*, 31: 63–82.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., CIESIELCZUK J., LEWANDOWSKA A., SZCZEPAŃSKI J. & TURNIAK K. 1996 – Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica – Śnieżnik dome, Bohemian massif: petrogenesis and palaeotectonic aspects. *Geol. Rund.*, 85: 225–238.
- FOSSEN H. & TIKOFF B. 1993 – The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear and volume change and its application to transtension and transpression tectonics. *J. Struct. Geol.*, 15: 413–422.
- FRANKE W. 2000 – The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate evolution. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 179: 35–61.
- FRANKE W. 2014 – Topography of the Variscan orogen in Europe: failed-not collapsed. *Inter. J. Earth Sci.*, 103: 1471–1499.
- FRITZ H. & NEUBAUER F. 1993 – Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. *Geol. Rund.*, 82: 556–565.
- HANMER S. & PASSCHIER C.W. 1991 – Sense indicators: a review. *Geological Survey Paper of Canada*, 90–117.
- HOUSEN B.A. & BECK M.E., Jr. 1999 – Testing terrane transport: An inclusive approach to the Baja B.C. controversy. *Geology*, 27: 1143–1146.
- HROUDA F., FARYAD S.W., FRANĚK J. & CHLUPÁČOVÁ M. 2013 – Magnetic fabrics in garnet peridotites-pyroxenites and host felsic granulites in the South Bohemian Granulites (Czech Republic): implications for distinguishing between primary and metamorphism induced fabrics. *Gondwana Res.*, 23: 956–972.
- IACOPINI D., CAROSI R. & XYPOLIAS P. 2010 – Implications of complex eigenvalues in homogeneous flow: a three-dimensional kinematic analysis. *J. Struct. Geol.*, 32: 93–106.
- ILNICKI S. 2013 – Metabazyty pasma Nového Města. *Archiwum Mineralogiae Monograph*, no 5.
- ILNICKI S., SZCZEPAŃSKI J. & PIN C. 2013 – From back-arc to rifted margin: Geochemical and Nd isotopic records in Neoproterozoic? – Cambrian metabasites of the Bystrzyckie and Orlickie Mountains (Sudetes, SW Poland). *Gondwana Res.*, 23: 1104–1121.
- JANOŮŠEK V., AICHLER J., HANŽL P., GERDES A., ERBAN V., ŽÁČEK V., PECINA V., PUDILOVÁ M., HRDLÍČKOVÁ K. MIXA P. & ŽÁČKOVÁ E. 2014 – Constraining genesis and geotectonic setting of metavolcanic complexes: a multidisciplinary study of the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). *Inter. J. Earth Sci.*, 103: 455–483.
- JAŚTRZĘBSKI M. 2005 – The tectonometamorphic evolution of the marbles in the Łądek-Sněžník Metamorphic Unit, West Sudetes. *Geol. Sudet.*, 37: 1–26.
- JAŚTRZĘBSKI M. 2009 – A Variscan continental collision of the West Sudetes and the Brunovistulian terrane: a contribution from structural and metamorphic record of the Stronie Formation, the Orlica-Sněžník Dome, SW Poland. *Inter. J. Earth Sci.*, 98: 1901–1923.
- JAŚTRZĘBSKI M. 2012 – New insights into the polyphase evolution of the Variscan suture zone: evidence from the Staré Město Belt, NE Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 149: 945–963.
- JAŚTRZĘBSKI M., STAWIKOWSKI W., BUDZYŃ B. & ORŁOWSKI R. 2014 – Migmatization and large-scale folding in the Orlica-Sněžník Dome, NE Bohemian Massif: Pressure-temperature-time-deformation constraints on Variscan terrane assembly. *Tectonophysics*, 630: 54–74.
- JAŚTRZĘBSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., MAJKA J., MURTEZI M., BAZARNIK J. & KAPITONOV I. 2013 – Constraints on the Devonian-Carboniferous closure of the Rheic Ocean from a multi-method geochronology study of the Staré Město Belt in the Sudetes (Poland and the Czech Republic). *Lithos*, 170–171: 54–72.
- JAŚTRZĘBSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., NOWAK I., MURTEZI M. & LARIONOV A.N. 2010 – Protolith age and provenance of metasedimentary rocks in Variscan allochthon units: U-Pb SHRIMP zircon data from the Orlica-Sněžník Dome, West Sudetes. *Geol. Mag.*, 147: 416–433.
- JIANG D., LIN S. & WILLIAMS P.F. 2001 – Deformation paths in high-strain zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate-boundary regions. *J. Struct. Geol.*, 23: 991–1005.
- JONES R.R. & HOLDSWORTH R.E. 1998 – Oblique simple shear in transpression zones. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 135: 35–40.
- KALVODA J. & BABEK O. 2010 – The margins of Laurussia in Central and Southeast Europe and Southwest Asia. *Gondwana Res.*, 17: 526–545.
- KEPPIE J.D. 1993 – Synthesis of Palaeozoic deformational events and terrane accretion in the Canadian Appalachians. *Geol. Rund.*, 82: 381–431.
- KRÖNER A. & HEGNER E. 1998 – Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Góry Sowie (Owl) Mts., Polish West Sudetes: evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. *J. Geol. Soc. London*, 155: 711–724.
- 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 Mountains and Orlice-Sněžník Complex). *Inter. J. Earth Sci.*, 90: 304–324.
- KRÖNER A., ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K. & JAECKEL P. 2000 – Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the north eastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 179: 175–197.

- KRYZA R. & PIN C. 2010 – The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. *Gondwana Res.*, 17: 292–305.
- KRYZA R., PIN C. & VIELZEUF D. 1996 – High-pressure granulites from the Sudetes (southwest Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt. *J. Metamorph. Geol.*, 14: 531–546.
- LISTER G.S. & WILLIAMS P.F. 1983 – The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92: 1–33.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1992 – The main petrological problems of the Mt. Ślęży ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I.*, 1992, 9/10: 989–1018.
- 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.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P. & SZCZEPAŃSKI J. 2005 – The presumed Tepla-Barrandian/Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. *Lithos*, 82: 85–112.
- MAZUR S., SZCZEPAŃSKI J., TURNIAK K. & MCNAUGHTON N.J. 2012 – Location of the Rheic suture in the eastern Bohemian Massif: evidence from detrital zircon data. *Terra Nova*, 24: 199–206.
- MAZUR S., TURNIAK K., SZCZEPAŃSKI J. & MCNAUGHTON N.J. 2015 – Vestiges of Saxothuringian crust in the Central Sudetes, Bohemian Massif: zircon evidence of a recycled subducted slab provenance. *Gondwana Res.*, 27: 825–839.
- MEANS W.D. 1990 – One-dimensional kinematics of stretching faults. *J. Struct. Geol.*, 12: 267–272.
- MEANS W.D., HOBBS B.E., LISTER G.S. & WILLIAMS P.F. 1980 – Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *J. Struct. Geol.*, 2: 371–378.
- MURTEZI M. 2006 – The acid metavolcanic rocks of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes): their origin and tectono-metamorphic evolution. *Geol. Sudet.*, 38: 1–38.
- 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.
- OPLETAL M., DOMEČKA K. & ČECH S. 1980 – Geologie Orlických hor. *Academia*, Prague: 1–202.
- PARRY M., ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K., HROUDA F., JEZEK J. & KRÖNER A. 1997 – Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 280: 61–81.
- PASSCHIER C.W. 1998 – Monoclinic model shear zones. *J. Struct. Geol.*, 20: 1121–1137.
- PASSCHIER C.W. 1987 – Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. *J. Struct. Geol.*, 9: 679–690.
- PASSCHIER C.W. 1988 – Analysis of deformation paths in shear zones. *Geol. Rund.*, 77: 309–318.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. 1996 – *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin: 1–280.
- PASSCHIER C.W. & URAI J.L. 1988 – Vorticity and strain analysis using Mohr Diagrams. *J. Struct. Geol.*, 10: 755–763.
- PRESSLER R.E., SCHNEIDER D.A., PETRONIS M.S., HOLM D.K. & GEISSMAN J.W. 2007 – Pervasive horizontal fabric and rapid vertical extrusion: Lateral overturning and margin subparallel flow of deep crustal migmatites, north-eastern Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 443: 19–36.
- PŘIKRYL R., SCHULMANN K. & MELKA R. 1996 – Perpendicular fabrics in the Orlické hory orthogneisses (western part of the Orlica-Śnieżnik Dome, Bohemian Massif) due to high temperature E-W deformational event and late lower temperature N-S overprint. *J. Czech Geol. Soc.*, 41: 156–166.
- RAJLICH P. 1987 – Varisztsche duktile Tektonik im Böhmischen Massie. *Geol. Rund.*, 73: 755–786.
- REDLIŃSKA-MARCZYŃSKA A. 2011 – Gierałtów versus Śnieżnik gneisses – what is the real difference? *Geologos*, 17: 71–96.
- REDLIŃSKA-MARCZYŃSKA A. & ŻELAŻNIEWICZ A. 2011 – Gneisses in the Orlica-Śnieżnik Dome, West Sudetes: a single batholithic protolith or a more complex origin? *Acta Geol. Polon.*, 61: 307–339.
- ROBIN P.Y. & CRUDEN A.R. 1994 – Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J. Struct. Geol.*, 16: 447–466.
- SANDERSON D.J. & MARCHINI W.R. 1984 – Transpression. *J. Struct. Geol.*, 6: 449–458.
- SCHULMANN K. 1990 – Fabric and kinematic study of the Bites orthogneiss (southwestern Moravia): result of large-scale north-eastward shearing parallel to the Moldanubian/Moravian boundary. *Tectonophysics*, 177: 229–244.
- SCHULMANN K. & GAYER R. 2000 – A model of an obliquely developed continental accretionary wedge: NE Bohemian Massif. *J. Geol. Soc. London*, 156: 401–416.
- SCHULMANN K., KONOPÁSEK J., JANOUŠEK V., LEXA O., LARDEAUX J.M., EDEL J.B., ŠTÍPSKÁ P. & ULRICH S. 2009 – An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *C. R. Geosci.*, 341: 266–286.
- SCHULMANN K., LEXA O., JANOUŠEK V., LARDEAUX J.M. & EDEL J.B. 2014 – Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European Variscides. *Geology*, 42: 275–278.
- SCHULMANN K., SCHALTEGGER U., JEZEK J., THOMPSON A.B. & EDEL J.-B. 2002 – Rapid burial and exhumation during orogeny: thickening and synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogen in western Europe). *Amer. J. Sci.*, 302: 856–979.
- SIMPSON C. & DE PAOR D.C. 1993 – Strain and kinematic analysis in general shear zones. *J. Struct. Geol.*, 15: 1–20.
- SKRZYPEK E., LEHMANN J., SZCZEPAŃSKI J., ANCKIEWICZ R., ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K., KRÖNER A. & BIAŁEK D. 2014 – Time-scale of deformation and intertectonic phases revealed by P-T-D-t relationships in the orogenic middle crust of the Orlica-Śnieżnik Dome, Polish/Czech Central Sudetes. *J. Metamorph. Geol.*, 32: 981–1003.
- SKRZYPEK E., ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K., LEXA O. & LEXOVA M. 2011a – Prograde and retrograde metamorphic fabrics – a key for understanding burial and exhumation in orogens (Bohemian Massif). *J. Metamorph. Geol.*, 29: 451–472.
- SKRZYPEK E., SCHULMANN K., ŠTÍPSKÁ P., CHOPIN F., LEHMANN J., LEXA O. & HALODA J. 2011b – Tectono-metamorphic history recorded in garnet porphyroblasts: insights from thermodynamic modelling and electron backscatter diffraction analysis of inclusion trails. *J. Metamorph. Geol.*, 29: 473–496.
- ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K., THOMPSON A.B., JEZEK 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.
- ŠTÍPSKÁ P., SCHULMANN K. & KRÖNER A. 2004 – Vertical extrusion and middle crust spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *J. Metamorph. Geol.*, 22: 179–198.
- ŠTÍPSKÁ P., CHOPIN F., SKRZYPEK E., SCHULMANN K., PITRA P., LEXA O., MARTELAT J.E., BOLLINGER C. & ŽÁČKOVÁ E. 2012 – The juxtaposition of eclogite and mid-crustal rocks in the Orlica-Śnieżnik Dome, Bohemian Massif. *J. Metamorph. Geol.*, 30: 213–234.
- SZCZEPAŃSKI J. & ILNICKI S. 2014 – From Cadomian arc to Ordovician passive margin: geochemical records preserved in metasedimentary successions of the Orlica-Śnieżnik Dome in SW Poland. *Inter. J. Earth Sci.*, 103: 627–647.
- TEISSEYRE H. 1973 – Geology of the Śnieżnik Mountain Group. [W:] *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. Wyd. Geol., Warszawa: 69–77.
- THOMPSON A.B., SCHULMANN K. & JEZEK J. 1997 – Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks in convergent orogens. *Geology*, 25: 491–493.
- TOBISCH O.T. & PATERSON S.R. 1988 – Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. *J. Struct. Geol.*, 10: 745–754.
- TRUESDELL C. 1953 – Two measures of vorticity. *J. Ratio. Mecha. Anal.*, 2: 173–217.
- WOJCIECHOWSKA I. 1995 – Geotektoniczna pozycja metabazytów metamorfiku kłodzkiego (wschodnia krawędź Bohemicum, Sudety, Polska). *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Min.*, 50: 65–76.
- XYPOLIAS P. 2010 – Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications. *J. Struct. Geol.*, 32: 2072–2092.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1972 – Some remarks on the deformation sequence in the northern part of the Orlica Mts. (Middle Sudetes). *Bull. Acad. Polon. Sci., Série de la Terre*, 20: 97–105.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1978 – Makroskopowe struktury tektoniczne w metamorfiku polskiej części Gór Orlickich. *Geol. Sudet.*, 13: 67–86.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1988 – Orthogneisses due to irrotational extension, a case from the Sudetes, Bohemian Massif. *Geol. Rund.*, 77: 671–682.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1997 – The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe. *Geol. Mag.*, 134: 691–702.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 2003 – Postępowanie z geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003. [W:] *Ciężkowski A., Wojewoda J. & Żelażniewicz A. (red.), Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu*. WIND, Wrocław: 7–16.
- ŻELAŻNIEWICZ A., JASTRZĘBSKI M., REDLIŃSKA-MARCZYŃSKA A. & SZCZEPAŃSKI J. 2014 – The Orlica-Śnieżnik Dome, the Sudetes, in 2002 and 12 years later. *Geol. Sudet.*, 42: 105–123.
- ŻELAŻNIEWICZ A., KROMUSZCZYŃSKA O. & BIEGAŁA N. 2013 – Quartz c-axis fabrics in constrictively strained orthogneisses: implications for the evolution of the Orlica-Śnieżnik Dome, the Sudetes, Poland. *Acta Geol. Pol.*, 63: 697–722.
- ŻELAŻNIEWICZ A., MAZUR S. & SZCZEPAŃSKI J. 2002 – The Łądek-Śnieżnik Metamorphic Unit. *Recent State of Knowledge. Geolines*, 14: 115–125.

Praca wpłynęła do redakcji 16.03.2015 r.
Aceptowano do druku 04.09.2015 r.