

Uskok śródsudecki a regionalne strefy ścinania podatnych w Sudetach

Zbigniew Cymerman*

Uskok śródsudecki, jedna z najważniejszych dyslokacji w Sudetach Zachodnich, rozgranicza bloku karkonosko-izerski od metamorfiku kaczawskiego. Uskok ten, będąc systemem kruchych dyslokacji, nie jest ani regionalną strefą ścinania podatnego ani pozostałością szwu kolizyjnego ani też granicą terranów. Regionalne strefy ścinania podatnych, wcześniej powstałe w kompleksach metamorficznych wokół tego uskoku, nie są też strefami przesuwczymi. Uskok śródsudecki nie przedłuża się ku SE wzdłuż SW krawędzi metamorfiku siewigórskiego, ale kontynuuje się dalej od okolic Ciechanowic ku E jako uskok Domanowa. Rozwój uskoku śródsudeckiego został tylko w części zlokalizowany wśród waryscyjskich, heterogenicznych, podatnych stref ścinania. Charakterystyczną cechą tego uskoku jest jego bliska równoległość z przebiegiem uskoku normalnych dolnopermskich rowów ekstensyjnych. Kruchy uskok śródsudecki powstał podczas permu dolnego i był odnawiany podczas deformacji alpejskich.

Słowa kluczowe: analiza strukturalna, strefa tektoniczna, strefa uskokowa, ścinanie, uskok śródsudecki, Sudety

Zbigniew Cymerman — **Intrasudetic Fault and regional-scale ductile shear zones.** Prz. Geol., 46: 609–616.

S u m m a r y. In the Western Sudetes, the one of the most important dislocation is the Intrasudetic Fault, which separates the Karkonosze-Izera Block from the Kaczawa Metamorphic Complex. This fault being a complex system of brittle dislocations is neither a regional ductile shear zone nor a relict of collisional suture nor terrane boundaries. Regional ductile shear zones earlier developed in surrounding metamorphic complexes do not have a character of strike-slip displacement. The Intrasudetic Fault does not continue towards SE along the SW margin of the Sowie Góry metamorphic complex but continues further from Ciechanowice to the E as the Domanów Fault. The development of the Intrasudetic Fault was only partially located amongst the Variscan, heterogeneous ductile shear zones. The characteristic feature of this fault is almost parallelism with the trend of normal faults of the Early Permian extensional grabens. The brittle Intrasudetic Fault developed during the Early Permian and was rejuvenated during the Alpidic deformations.

Key words: tectonic elements, faults, fault zones, ductile shear zones, kinematics, structural analysis, Intrasudetic fault, Sudeten Mountains

Za jedną z najważniejszych dyslokacji w Sudetach uważany jest uskok śródsudecki (np. Gierwielaniec, 1956; Szałamacha, 1974, 1976), także określane jako: główny uskok śródsudecki (Berg, 1912; Don, 1984; Oberc, 1991), rozłam śródsudecki (Don, 1995), śródsudecka strefa dyslokacyjna (Aleksandrowski, 1995), lub jako główna sudecka dyslokacja diagonalna (Oberc, 1964, 1972). Od dziesięcioleci uskok śródsudecki był przedmiotem zainteresowania geologów, głównie ze względu na: 1) jego centralne położenie w Sudetach Zachodnich i 2) rozgraniczanie przez niego bloku karkonosko-izerskiego od struktury kaczawskiej (ryc. 1). Pytanie o znaczenie uskoku śródsudeckiego w rozwoju Sudetów powróciło na nowo w ostatnich latach, co było spowodowane rozpoznawaniem w Sudetach regionalnych stref ścinania (np.: Cymerman, 1993, 1994; Cymerman & Piasecki, 1994; Johnson i in., 1994; Aleksandrowski, 1995). Przez niektórych geologów uskok śródsudecki został nawet uznany za najważniejszą regionalną strefę ścinania w Sudetach (Johnson i in., 1994; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997). W świetle danych terenowych stwierdzenie to budzi jednak poważne wątpliwości. Dlatego też celem niniejszego artykułu jest rozpatrzenie, czy uskok śródsudecki może być uznany za regionalną strefę ścinania. Rozważania te rozpoczyna skrótowy przegląd dotychczasowych poglądów o uskoku śródsudeckim.

Historia poglądów na temat uskoku śródsudeckiego

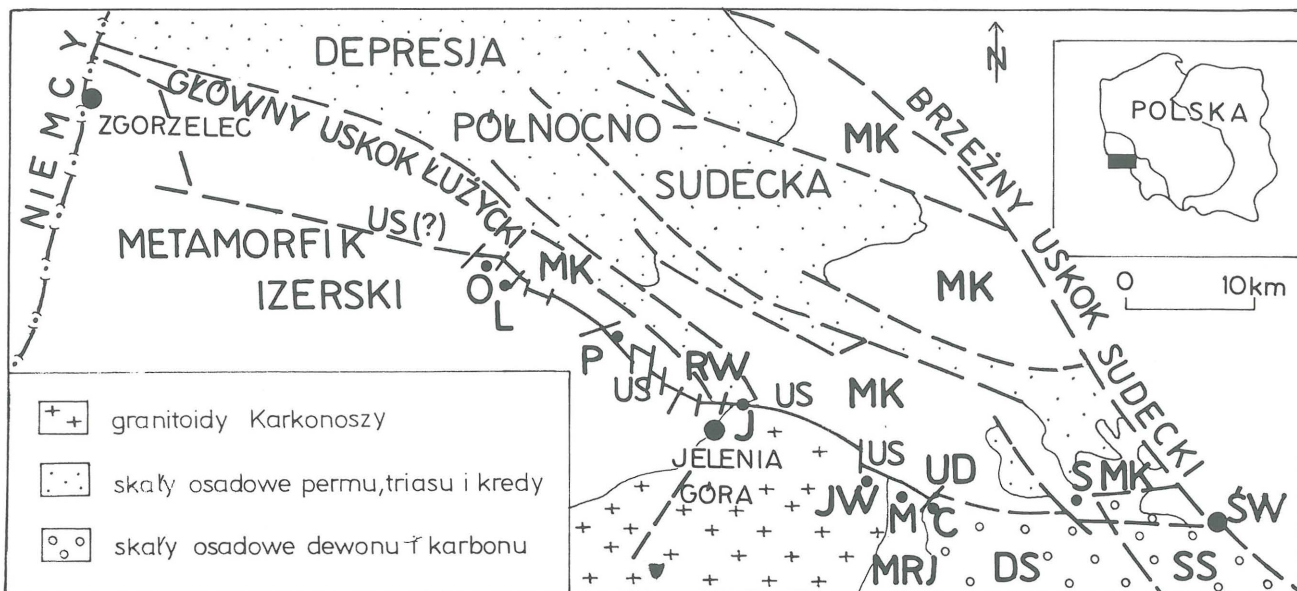
Już na początku bieżącego stulecia wybitny kartograf Berg (1912) wprowadził system dyslokacji, rozdzielających

blok karkonosko-izerski od metamorfiku kaczawskiego (ryc. 1). Uskok ten o dobrze określonym przebiegu zaznacza się od okolic Ciechanowic na wschodzie (ryc. 2) aż po rejon Gryfowa Śląskiego na zachodzie (Berg, 1935a, b). Także inni geolodzy niemieccy uznawali zgodnie istnienie i przebieg tej regionalnej dyslokacji w Sudetach, przynajmniej od Ciechanowic po Gryfów Śląski (np. Closs, 1922; Zimmermann, 1932, 1937).

Po drugiej wojnie światowej, niektórzy geolodzy polscy poddali w wątpliwość nawet istnienie samego uskoku śródsudeckiego. Gierwielaniec (1956) i Schmuck (1957) dopatrywali się wpływu termicznego izerskiej magmy granitowej i rozwoju procesów metasomatycznych w paleozoicznych skały struktury kaczawskiej. Teisseyre (1957) uważał, że dyslokacja śródsudecka nie istnieje w sensie wielkiej, regionalnej, ciągłej linii uskokowej. Później jeszcze wielokrotnie minimalizowano znaczenie uskoku śródsudeckiego, uznając, że przejścia metasomatyczne w łupkach krystalicznych, zaliczanych do struktury kaczawskiej, wykluczają genezę tektoniczną granicy tej struktury z metamorfikiem izerskim (np. Gorczyca-Skała, 1966; Smulikowski, 1966; Kuralowa, 1968; Teisseyre, 1967). Jednak inni badacze nadal mocno podkreślali znaczenie tego uskoku, jako jednej z najważniejszych dyslokacji w Sudetach (np. Oberc, 1964, 1972; Oberc-Dziedzic, 1966; Oberc-Dziedzic & Oberc, 1972; Szałamacha, 1971, 1976; Jerzmański, 1974).

Po tym okresie ożywionej dyskusji o charakterze i znaczeniu uskoku śródsudeckiego, przez następnych kilkanaście lat uskok ten nie był przedmiotem szerszego zainteresowania badaczy. Jednak w połowie lat osiemdziesiątych uskok śródsudecki powraca znowu do rozważań o ewolucji paleozoicznej Sudetów. Stało się to głównie za sprawą Dona (1984, 1985), który uznał uskok śródsudecki za dyslokację oddzielającą dwa bloki skorupowe o odmiennej ewolucji. Blok

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław



Ryc. 1. Schematyczna mapa przebiegu uskoku śródsudeckiego (US) oraz innych, głównych uskoków Sudetów Zachodnich; UD — uskoku Domanowa, DS — depresja śródsudecka, Mk — metamorfik kaczawski, MRJ — metamorfik Rudaw Janowickich, RW — rów tektoniczny Wlenia, SS — struktura Świebodzic; C — Ciechanowice, J — Jeżów Sudecki, JW — Janowice Wielkie, L — Lubomierz, M — Miedzianka, O — Olszyna Podgórska, P — Pilchowice, S — Struga, Sw — Świebodzice

Fig. 1. Schematic-map showing the trend of the Intrasedimentary Fault (US) and other important faults of the Western Sudetes; UD — Domanów Fault, DS — Intrasedimentary Depression, Mk — Kaczawa Metamorphic Complex, MRJ — Rudawy Janowickie Metamorphic Complex, RW — Wleń Graben, SS — Świebodzice Structure

południowy miał być skonsolidowany w czasie deformacji kaledońskich, natomiast północny — zdeformowany podczas orogenezy waryscyjskiej. Z czasem Don (1995) w każdym z tych bloków wydzielił segment kaledoński i waryscyjski.

Publikacje Dona (1984, 1985) skierowały uwagę niektórych badaczy na rolę tej dyslokacji w paleozoicznej ewolucji Sudetów. Jednym z nich był Oliver, który w czasie swoich pobytów w Sudetach (w drugiej połowie lat osiemdziesiątych) szczególnie interesował się tą dyslokacją, którą uznał za najważniejszą w Sudetach strefę ścinania podatnego. Jego magistrantka wyznaczyła pierwsze w Sudetach zwroty ścinania, wskazujące na lewoskrętne przemieszczanie typu przesuwczego z „górami” ku NW (Tait, 1986). Dane te uzyskano z gnejsów izerskich z okolic Pilchowic. Uskok śródsudecki, zinterpretowany jako strefa ścinania podatnego, został potem uznany nawet za kaledoński szew kolizyjny, powstały po zamknięciu Oceanu Tornquista (Oliver i in., 1993; Johnson i in., 1994). Wzdłuż tego uskoku dojdzie miało do akrecji kilku terranów w strefie lewoskrętnych przemieszczeń przesuwczych (dolnodewońskich?) o skali przekraczającej nawet 100 km (Oliver i in., 1993; Johnson i in., 1994).

Natomiast Matte prezentował pogląd, nie poparty jednak badaniami zwrotu ścinania (!), że uskoku śródsudecki jest prawoskrętną (późnokarbońską) przesuwczą strefę ścinania z przemieszczeniem ok. kilkudziesięciu kilometrów (Matte i in., 1990). Podobnie uważał także Aleksandrowski (1990), który na podstawie znanego z literatury schematu globalnych, prawoskrętnych przemieszczeń przesuwczych od Apalachów po Ural (Arthoud & Matte, 1977; Badham, 1982), przedstawił geotektoniczny model prawoskrętnych przemieszczeń przesuwczych w Sudetach. W modelu tym uskoku śródsudecki został uznany za jedną z trzech (obok uskoku środkowej Odry i Łaby), regionalnych, prawoskrętnych stref przesuwczych. W wyniku zakładanych przez tego geologa prawoskrętnych przemieszczeń przesuwczych, docho-

dzących do 300 km, miało dojść do tektonicznego połączenia struktury kaczawskiej, rzekomo pochodzącej z tzw. północnego pasma fyllitów (na południe od strefy renohercyńskiej), z blokiem izersko-karkonoskim, uznanym za fragment strefy saksońsko-turyngijskiej. Ta robocza hipoteza była potem jeszcze wielokrotnie przedstawiana przez tego Autora, przy zasadniczo niezmiennym założeniu o decydującym prawoskrętnym zwrocie przemieszczeń (ryc. 3), chociaż z czasem interpretacja ta została wzbogacona o trzyfazową sekwencję gómodewońsko-dolnokarbońskich przemieszczeń przesuwczych (Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997). Ostatnio Autor ten zmienia swoje poglądy o wielkość prawoskrętnych przemieszczeń (Aleksandrowski i in., 1997), sugerując przemieszczenia ok. jedynie dziesiątek km, czyli o jeden rząd wielkości mniejszy niż początkowo zakładał (Aleksandrowski, 1990). Przemieszczenia prawoskrętne miały być związane z drugim etapem deformacji (D_2), a lewoskrętne — z pierwszym (D_1) (ryc. 3). W czasie najmłodszego, lewoskrętnego etapu (D_3) miało dojść do powstania przesuwczych dupleksów w wyniku kilku kilometrowych przemieszczeń wzdłuż uskoku śródsudeckiego (Aleksandrowski i in., 1997).

Także Żelaźniewicz (1996, 1997) wystąpił ostatnio z jeszcze inną interpretacją, uważając strefę uskoku śródsudeckiego za jeden z ważnych, dolnoordowickich, normalnych uskoku listrycznych. Jako uskoku listryczny został on zinterpretowany na profilu sejsmicznym GB2A (np. Żelaźniewicz i in., 1997a, b). Powstanie takiego regionalnego uskoku listrycznego miało być związane z dolnoordowickim procesem ryftowania kadomskiej skorupy kontynentalnej. Uskoku ten tworzyć ma ramy i podłoże basenu kaczawskiego. Kinematyczna historia gnejsów izerskich w ujęciu tego geologa jest skrajnie skomplikowana i wielofazowa: 1) normalne uskokuwanie („góra” ku N); 2) lewoskrętne ścinanie przesuwcze, 3) transpresja prawoskrętna i 4) lewoskrętne przemieszczenia przesuwcze (Żelaźniewicz, 1996).

Jednak niektórzy badacze nie uważają uskoku śródsu-

deckiego ani za regionalną strefę ścinania podatnego ani za granicę terranów (Cymerman & Piasecki, 1994; Cymerman i in., 1997; Seston i in., 1997). Ze względu na podobieństwo geochemiczne bazaltów typu WPB z zachodniej części struktury kaczawskiej i zachodniego fragmentu metamorfiku Rudaw Janowickich oraz skał metabazytowych — o charakterze MORB-u — z jednostki Leszczyńca (metamorfik Rudaw Janowickich) i Dobromierza (struktura kaczawska), uskoku śródsudecki jest uznany przez tych badaczy za jedynie lokalny, kruchy w charakterze uskok, o lewoskrętnej składowej przesuwce ok. kilku kilometrów.

Powyższy przegląd jasno pokazuje, że uskoku śródsudecki i jego rola w paleozoicznej ewolucji Sudetów budzi na nowo wiele kontrowersji i przeciwstawnych opinii (Oliver i in., 1993; Johnson i in., 1994; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Żelaźniewicz, 1996, 1997; Żelaźniewicz i in., 1997a, b). Źródłem tych rozbieżnych opinii jest coraz powszechniejsze uznawanie uskoku śródsudeckiego za regionalną strefę ścinania podatnego. Czy jest to jednak uzasadnione w świetle dostępnych danych kartograficznych i nowych badań strukturalno-kinematycznych z najbliższych okolic uskoku śródsudeckiego?

Kruchy uskoku czy podatna strefa ścinania?

Uskok jest strukturą planarną powstałą w wyniku rozerwania ciągłości domeny skalnej i przesunięcia rozspojonych części (skrzydeł) wzdłuż powierzchni uskokowej (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994). Uskoki są dzielone pod względem reologicznym na dwa typy: kruche i podatne. Rozwój tych ostatnich prowadzi do powstania stref ścinania podatnego.

Strefa ścinania — to przestrzeń (strefa) wysokiej koncentracji odkształcenia w przewodzie podatnego, wzdłuż której — zasadniczo bez przerwania ciągłości osrodka skalnego — nastąpiło wzajemne przemieszczanie wewnętrznie nieodkształconych lub znacznie słabiej odkształconych fragmentów tego osrodka (np. Aleksandrowski, 1992). Jak wynika z powyższego zestawienia definicji, uskok — w przeciwieństwie do strefy ścinania — charakteryzuje się rozerwaniem ciągłości skały. Dlatego uskoki (struktury kruche) i strefy ścinania (struktury podatne, ciągliwe) są odrębnymi grupami struktur planarnych.

Strefy ścinania podatnego są domenami charakteryzującymi się akumulacją dużego odkształcenia w stosunku do skał osłony oraz niekoaksjalnym typem progresywnej deformacji zbliżonej do ścinania prostego (rotacyjnego) (np. Hanmer & Passchier, 1991; Passchier & Trouw, 1995). Materiałowym produktem procesów ścinania podatnego są skały mylonityczne, z więźbą powstałą w wyniku krystaliczno-plastycznej deformacji. Natomiast materiałowym produktem procesów ścinania kruchego (uskokowania) są kataklazyty i brekcje tektoniczne.

O kruchym charakterze uskoku śródsudeckiego świadczą przede wszystkim jego obraz intersekcyjny oraz kruchy charakter skał uskokowych. I chociaż produktów kruchego ścinania, tak jak i samego uskoku śródsudeckiego nie znamy z powierzchniowych odsłoneń, to z dostępnych materiałów wiertniczych można wnioskować o rozwoju m.in. brekcji tektonicznych, lokalnie zmineralizowanych barytem, fluorytem i podrzędnie — siarczkami metali (np. Jerzmański, 1974; Szałamacha, 1976; Sroga, 1994). W strefie uskoku śródsudeckiego występują także żyły ryolitowe, zorientowane prawie równoległe do jego przebiegu (np. Szałamacha, 1974, 1976).

Kruchy charakter uskoku śródsudeckiego jest najwyraźniej zaznaczony na granicy masywu granitoidowego Karkonoszy ze strukturą kaczawską na odcinku od Jeżowa Sudeckiego po okolice Janowic Wielkich. Kontakt jest tam ostry, a uskoku śródsudecki przebiega prawie prostoliniowo. Cloos (1922) zakładał, że jego powierzchnia zapada pod kątem ok. 75° ku S (Jeżów Sudecki) i znacznie stromiej — ale ku N — w okolicy Janowic Wielkich. Kontaktowi temu, od strony struktury kaczawskiej, towarzyszą brekcje tektoniczne silnie zmineralizowane barytem i fluorytem, dobrze rozpoznane z okolic Jeżowa Sudeckiego (Szałamacha, 1976; Sroga, 1994). Wymienieni badacze uważają, że złożo barytu w Jeżowie Sudeckim powstało na przecięciu uskoku śródsudeckiego z głównym uskokiem lużyckim (ryc. 1). Uskok Jeżowa Sudeckiego jest równoległy zorientowany do uskoku śródsudeckiego i położony kilkaset metrów na północ od niego (Szałamacha, 1976). Uskok ten jest najprawdopodobniej jednym z całego systemu, równoległych dyslokacji tworzących cały system uskoków, określanych umownie jako uskoku śródsudecki. Być może uskoku Jeżowa Sudeckiego, rozpoznany licznymi wierceniami poszukiwawczymi, a który charakteryzuje się występowaniem licznych stref kataklazytów, mikrobrekcji i glinki tektonicznej (Szałamacha, 1976; Sroga, 1994), stanowi najbardziej północny uskoku z całego systemu równoległych dyslokacji. Wzdłuż tego uskoku występują też żyły i soczewy górnokarbońsko-dolnopermickich ryolitów, wydłużonych zgodnie z jego przebiegiem.

Podobny kruchy charakter uskoku śródsudeckiego, a raczej całego systemu uskokowego, opisano z doliny przełomowej Bobru w Górach Ołowianych (ryc. 2), między Janowicami Wielkimi i Ciechanowicami (Szałamacha, 1974). W rejonie tym na obszarze metamorfiku Rudaw Janowickich opisano trzy, równoległe strefy tektoniczne, o przebiegu NW—SE i stromo nachylone ku NE z kataklazytami, brekcjami tektonicznymi i glinką tektoniczną. W najbardziej południowej z tych stref tektonicznych stwierdzono żyłę barytu o miąższości prawie 3 m (Szałamacha, 1974).

Jednak najbardziej o kruchym charakterze uskoku śródsudeckiego świadczy przede wszystkim sam jego przebieg na obszarze Sudetów i jego ostre przecięcie późnoorogenicznego, waryscyjskiego granitu Karkonoszy (Pin i in., 1987). Jak wynika z analizy szczegółowych map geologicznych (np. Berg, 1912, 1935a, b; Zimmermann, 1932, 1937) uskoku śródsudecki jest strukturą dyslokacyjną, charakteryzująca się rozerwaniem ciągłości granic litologicznych.

Przebieg uskoku śródsudeckiego

Uskok śródsudecki, wyznaczający granicę tektonostratygicznych domen o odmiennej litologii, najwyraźniej zaznacza się pomiędzy strukturą kaczawską a blokiem karkonosko-izerским. Uskok ten uwidacznia się jedynie w obrazie kartograficznym od okolic Olszyny Podgórskiej i Lubomierza, poprzez okolice Jeżowa Sudeckiego aż po rejon Ciechanowic na wschodzie (ryc. 1, 2). Tak zdefiniowany uskoku śródsudecki dochodzi do prawie 50 km długości.

Otwartą sprawą pozostaje jego dalsza kontynuacja zarówno ku zachodowi, jak i wschodowi. Na temat zachodniej kontynuacji uskoku śródsudeckiego istnieją dwie, odrębne grupy poglądów. Niektórzy zakładają kontynuację tego uskoku dalej ku NW, gdzie na terytorium Niemiec przedłuża się on jako główny uskoku lużycki (np. Aleksandrowski, 1990, 1995). Ponieważ geolog ten zakładał przemieszczenie przesuwce nawet ok. 300 km, sam uskoku śródsudecki byłby



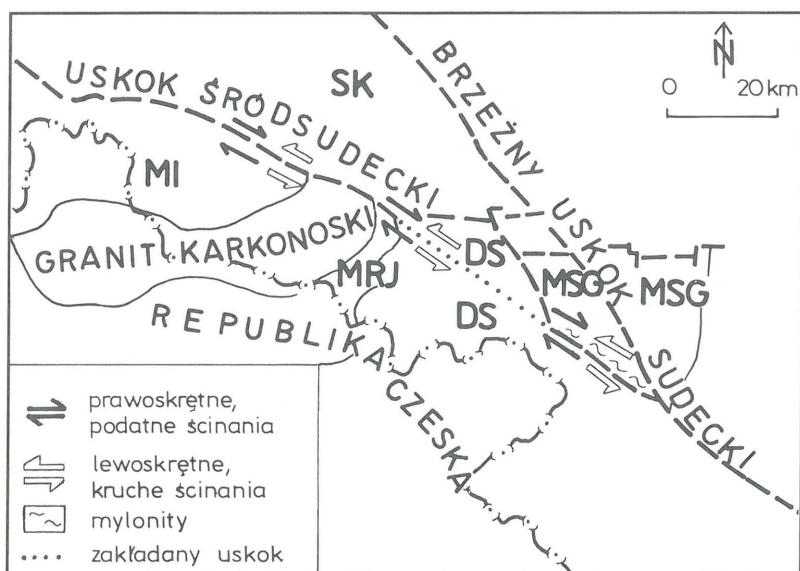
Ryc. 2. Dolina Bobru założona na uskoku śródsudeckim, rozdzielającym metamorfik kaczański (Góry Ołowiane), położony na północ od Bobru, od kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich. Okolice Miedzianki i Ciechanowic

Fig. 2. Bóbr River valley located in a region of the Intrasudetic Fault, which is dividing the Kaczawa Metamorphic Complex (Góry Ołowiane Mts.) situated northward of the Bóbr River from the Rudawy Janowickie Metamorphic Complex. Miedzianka and Ciechanowice vicinities

o co najmniej 200 km za krótki, dlatego też konieczne było połączenie uskoku śródsudeckiego z głównym uskokiem łżyckim, czasem określanym także jako uskoki północno-łżycki. Na szczegółowych mapach geologicznych brak jednak takiego połączenia. Druga koncepcja zakłada wygaszanie uskoku śródsudeckiego w okolicach Żgorzelca (lub jego kontynuacji ku zachodowi jako uskoku śródłżyckiego), natomiast główny uskoki łżycki zanikać miałby w górnokredowym rowie Wlenia (ryc. 1) (Zimmermann, 1937; Oberc, 1972). Ostatnia koncepcja wydaje się znacznie bardziej wiarygodną w świetle dostępnych szczegółowych danych katrograficznych.

Przebieg uskoku śródsudeckiego na wschód od przełomowej doliny Bobru w okolicach Ciechanowic (ryc. 2) budzi jeszcze większe kontrowersje niż jego zachodnia kontynuacja. Istnieją tutaj aż trzy, odrębne grupy poglądów na temat tego przebiegu. Pierwsza z nich zakłada, że uskoki śródsudecki w Ciechanowicach skręca gwałtownie ku S i oddziela element Przybkowic (fyllity i zieleńce kaczańskie) od jednostki Leszczyńca (Berg, 1912; Kryza & Mazur, 1995; Aleksandrowski i in., 1997). Za takim rozwiązaniem przemawia konsekwencja w oddzielaniu przez ten uskoki struktury kaczańskiej od bloku karkonosko-izerskiego.

Druga, najliczniejsza grupa badaczy zakłada, że uskoki śródsudecki przedłuża się ku SE poprzez całą depresję śródsudecką (ryc. 3), a jego najbardziej wschodni fragment oddziela metamorfik sowiogórski od struktury bardzkiej (np. Closs, 1922; Oberc, 1964, 1972; Don, 1984, 1995; Jerzmański, 1974;

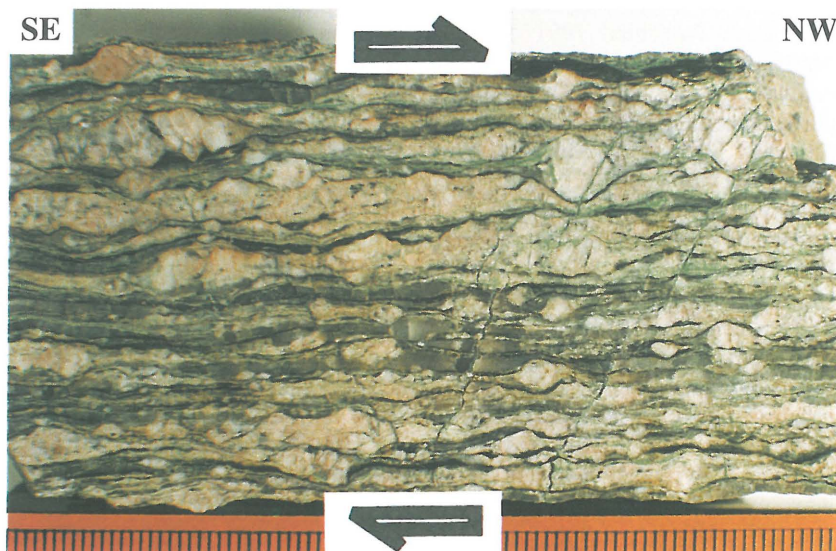


Ryc. 3. Uskoki śródsudecki zinterpretowany jako podatna, regionalna, strefa przesuwcza (według Aleksandrowskiego i in., 1997, uproszczony); MI — metamorfik izerski, MGS — metamorfik sowiogórski, SK — struktura kaczańska,

Fig. 3. Intrasudetic Fault interpreted as a regional ductile strike-slip zone (simplified after Aleksandrowski et al., 1997); MI — Iżera Metamorphic Complex, MGS — Sowie Góry Metamorphic Complex, SK — Kaczawa Metamorphic Complex

Ryc. 4. Gnejsy oczkowo-laminowane stromo zapadające ku NE. Ekstensyjny, prawoskrętny zwrot ścinania („górną” ku NW) wyznaczony przez liczne porfiroklasty typu σ i rzadkie — typu δ . Północno-wschodnia część metamorfiku izerskiego (okolice Gryfowa Śląskiego). Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji (prostopadła do foliacji i równoległa do lineacji ziarna mineralnego). Skala w mm

Fig. 4. Augen-laminated gneisses steeply dipping to the NE. Extensional, dextral sense of shearing (the top-to-the-NW) is indicated by numerous σ -type porphyroclasts and rare δ -type porphyroclasts. North-eastern part of the Iżera metamorphic complex (a vicinity of Gryfów Śląski). XZ-plane of strain ellipsoid (plane perpendicular to foliation and parallel to extensional lineation). Scale in mm





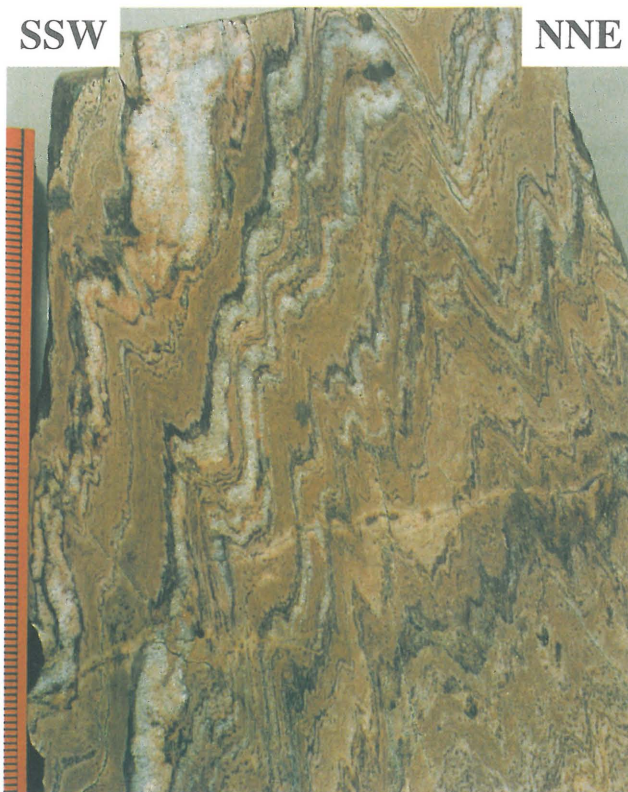
Ryc. 5. Przykłady fałdów z amfibolitów smużystych. Północna część metamorfiku Rudaw Janowickich (okolice Ciechanowice). Płaszczyzna YZ elipsoidy deformacji (prostopadła do foliacji i prostopadła do lineacji ziarna mineralnego). Skala — linijka o długości 17,5 cm.

Fig. 5. Examples of folds from streaking amphibolites. Northernmost part of the Rudawy Janowickie metamorphic complex (a vicinity of Ciechanowice). XZ-plane of strain ellipsoid (plane perpendicular to foliation and perpendicular to extensional lineation). A line ca. 17.5 cm as a scale



Ryc. 7. Przykład stromo zapadających ku SSW ortognejsów oczkowych. Ekstensyjny, lewoskrętny zwrot ścinania („góra” ku SSW) wyznaczony przez oczkowe i wrzecionowate w formie porfiroklasty typu σ . Płaszczyzna XZ elipsoidy deformacji (równoległa do foliacji i prostopadła do lineacji ziarna mineralnego). Południowo-wschodnia część metamorfiku sowiogórskiego. Skala w cm

Fig. 7. Example of augen gneisses steeply deeping to the SSW. Extensional, sinistral sense of shearing (the-top-to-the-SSW) well defined by eyed and spindle-like σ -type porphyroclasts. XZ-plane of strain ellipsoid (plane perpendicular to foliation and parallel to extensional lineation). South-eastern part of the Sowie Góry Mts



Szałamacha, 1976; Johnson i in., 1994; Aleksandrowski 1990, 1995; Aleksandrowski i in., 1997). Przy takim założeniu przebiegu tego uskoku był on interpretowany jako regionalna strefa przesuwczą albo 1) kaledońskiego, lewoskrętnego ścinania (Oliver i in., 1993; Johnson i in., 1994) albo 2) waryscyjskiego, prawoskrętnego ścinania (Aleksandrowski, 1990) albo 3) waryscyjskiego, zmiennego, prawoskrętnego i lewoskrętnego ścinania (Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in. 1997). Oberc (1991) za SE kontynuację uskoku śródsudeckiego uznał ostatnio prawoskrętny uskok Tłumaczowa–Siennej, a nie lewoskrętny uskok Głuszycy–Podlesia, oddzielający metamorfik sowiogórski od depresji śródsudeckiej.

Wreszcie ostatnia, trzecia grupa badaczy przyjmuje, że uskok śródsudecki od okolic Ciechanowice, gdzie jest przesunięty przez młodszy, poprzeczny, lewoskrętny uskok,

Ryc. 6. Przykłady zróżnicowanych struktur fałdowych w leptynitach z północnej część metamorfiku Rudaw Janowickich (okolice Miedzianki). Płaszczyzna YZ elipsoidy deformacji (prostopadła do foliacji i prostopadła do lineacji ziarna mineralnego). Skala w mm

Fig. 6. Examples of different folds from leptynitic rocks. Northern part of the Rudawy Janowickie metamorphic complex (a vicinity of Miedzianka). XZ-plane of strain ellipsoid (plane perpendicular to foliation and perpendicular to extensional lineation). Scale in mm

kontynuje się jako uskoki Domanowa dalej ku wschodowi, aż po okolice Strugi. Uskok ten prawdopodobnie kończy się w okolicy Świebodzic na brzeżnym uskoku sudeckim (ryc. 1). Ten prawie równoleżnikowy uskoki oddziela strukturę kaczawska od depresji śródsudeckiej (np. Teisseyre, 1966, 1971; Cymerman & Mastalerz, 1995). Temu stromemu uskokowi, być może nawet odwróconemu, towarzyszy pas ok. 100 metrowej szerokości brekcji tektonicznych i kataklazytów zieleńców jednostki Dobromierza (Cymerman & Mastalerz, 1995). Uskok ten był prawdopodobnie wielokrotnie odnawiany, ostatnio w kenozoiku, o czym świadczą m.in. wybitne zróżnicowanie w morfologii terenu. Teisseyre (1966, 1971) sugerował, że uskoki Domanowa był już czynny podczas dolnokarbońskiej sedymentacji w depresji śródsudeckiej i stanowił dla niej aktywną tektonicznie północną granicę. Ponieważ jednak, uskoki Domanowa na ogół przecina niezgodnie zlokalizowane strefy ścinania podatnych i podatno-kruchych w strukturze kaczawskiej, powstałe podczas dolnokarbońskiej deformacji w warunkach facji zieleńcowej (Cymerman & Mastalerz, 1995) jego rozwój jest późno- lub postwizeński.

Podobne relacje odnoszą się do pozostałej części uskoku śródsudeckiego. Uskok ten przecina pod małymi jednak kątami (od 0 do 30°) zlokalizowane, heterogeniczne, anastomozujące strefy ścinania podatnych i podatno-kruchych w metamorfikach izerskim, Rudaw Janowickich i w kaczawskim, powstałymi podczas dolnokarbońskiej deformacji. Z faktu tego wynika, że uskoki śródsudecki jest albo 1) młodszą strukturą dyslokacyjną od stref ścinania podatnych albo też 2) dyslokacją synchroniczną z rozwojem stref ścinania, ale powstałą w najwyższej, przypowierzchniowej części skorupy litosfery.

Strefy ścinania wokół uskoku śródsudeckiego

Strefy ścinania podatnych zostały rozpoznane w ostatnich latach w wielu miejscach w całych Sudetach (np. Cymerman & Piasecki, 1994; Cymerman, 1993), także w niektórych miejscach wokół uskoku śródsudeckiego (np. Cymerman, 1994; Kryza & Mazur, 1995; Żelaźniewicz, 1996). Strefy ścinania podatnych występują w skałach metamorficznych bloku karkonosko-izerskiego, a także w skałach epi-metamorficznych struktury kaczawskiej.

Na całym obszarze metamorfiku izerskiego (Cymerman, 1994; Żelaźniewicz, 1996, 1997) występują liczne, heterogeniczne, zlokalizowane i anastomozujące strefy ścinania podatnych w szerokim zakresie skal. Wcześniejsza sugestia o wzroście stopnia mylonityzacji (intensywności procesów ścinania rotacyjnego) w miarę zbliżania się do uskoku śródsudeckiego (Tait, 1986; Johnson i in., 1994) nie została potwierdzona w terenie. W obrębie całego metamorfiku izerskiego występują bowiem liczne strefy ścinania, odznaczające się intensywną deformacją typu ścinania prostego (ryc. 4), rozdzielające domeny o słabszej deformacji ścięciowej (Cymerman, 1994). Na szczegółowych mapach geologicznych tego metamorfiku widoczna jest makrosoczewkowa struktura całości kompleksu złożona z kilkusetmetrowej długości soczewkowych ciał granitoidowych „opływanych” przez mylonityczne ortognejsy oczkowe i laminowane.

Ze względu na swój wybitnie kruchy charakter uskoki śródsudecki nie może być rozpatrywany jako jedna z wielu, anastomozujących stref ścinania w obrębie metamorfiku izerskiego. Dlatego kruchy uskoki śródsudecki rozgranicza jedynie metamorfik izerski od kaczawskiego, co nie wyklucza możliwości lokalnego wykorzystania niektórych stref

ścinania podatnego podczas swojego rozwoju. Orientacja powierzchni regionalnej, mylonitycznej foliacji i granic litologicznych w metamorfiku izerskim przebiega prawie równoleżnikowo, za wyjątkiem północno-wschodniej części, gdzie występuje skrócenie tych powierzchni do kierunku NW-SE. Upady regionalnej foliacji mylonitycznej w ortognejsach i pasmach łupków łyszczykowych są skierowane ku N lub NE pod kątami rzędu 50–70° (Cymerman, 1994). Nie są to pionowe orientacje powierzchni foliacji wymagane dla rozwoju stref przesuwczych, które także powinny charakteryzować się poziomą orientacją lineacji z rozciągania (np. Hanmer & Passchier, 1991; Dadlez & Jaroszewski, 1994; Passchier & Trouw, 1995). Jednak lineacje tego typu, wyznaczone przez ukierunkowanie składników mineralnych, nachylają się na ogół ku NW pod kątami rzędu 20–30°. Wskaźniki zwrotu ścinania zdecydowanie dokumentują transtensyjny reżim deformacji z przemieszczaniem „góra” ku NW (ryc. 4).

Przytoczone dane strukturalno-kinematyczne zaprzeczają wprost nie tylko proponowanemu modelowi regionalnych, przemieszczeń typu przesuwczego (np. Aleksandrowski, 1990; Aleksandrowski i in., 1997), ale także sugestii Żelaźniewicza (1996) o dolnoordowickim ekstensyjnym reżimie deformacji i rozwojowi lineacji z rozciągania nachylonej ku NNE. Taka orientacja lineacji z rozciągania jest bardzo rzadka i występuje tylko w niewielkich blokach, być może zrotowanych. Lokalne zestromienie regionalnej foliacji mogło być wynikiem jej zafałdowania, a także wychylenia i/lub rotacji poszczególnych domen skalnych podczas rozwoju tzw. lewoskrętnych, kruchych dupleksów (Aleksandrowski i in., 1997) oraz stefańsko-dolnopermskiej ekstensji, dokumentowanej rozwojem licznych rowów i półrowów tektonicznych na obszarze struktury kaczawskiej.

Dość stała regionalna orientacja foliacji mylonitycznej i lineacji z rozciągania oraz dominujące lewoskrętne zwroty ścinania z „góra” ku NW, popierają model progresywnej deformacji z dominującą składową ścinania prostego (rotacyjnego). Model ten jest w sprzeczności ze schematami odrębnych faz deformacji, każda o zupełnie odmiennej kinematyce (np. Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Żelaźniewicz, 1996).

Penetratywna, główna foliacja typu złupkowacenia rekrytalizacyjnego w fyllitach kaczawskich przebiega na ogół tak samo jak foliacja mylonityczna w gnejsach izerskich (w kierunku NW-SE), ale w tych pierwszych zapada bardziej stromo (średnio ok. 60–70°) ku SW. Natomiast w gnejsach izerskich foliacja zapada na ogół pod umiarkowanymi kątami (średnio ok. 30–50°) ku NE. Lineacja z rozciągania (elongacyjna) w obydwu kompleksach metamorficznych zanurza się pod małymi lub średnimi kątami ku NW, czasami tylko ku SE. Zlokalizowane, ekstensyjne, asymetryczne pasemka ścinania typu C' występują licznie w łupkach zieleńcowych i fyllitach kaczawskich (Cymerman & Mastalerz, 1995). Wyznaczają one na ogół lewoskrętne przemieszczenia z „góra” ku NW, rzadko ku SW.

Na granicy metamorfiku Rudaw Janowickich i struktury kaczawskiej w rejonie doliny przełomowej Bobru (ryc. 2) występują lewoskrętne, kruche duplesy przesuwcze (np. element Przybkowic). Te lewoskrętne przemieszczenia, rzędu maksymalnie 2 km, odbywały się już po intruzji granitu karkonoskiego, na co wskazuje brak efektów termalnego metamorfizmu w sąsiednich zieleńcach kaczawskich (Kryza & Mazur, 1995; Aleksandrowski i in., 1997).

Powstanie uskoku śródsudeckiego wiązano ostatnio z podatnym, ekstensyjnym epizodem (D₂), szczególnie do-

brze rozpoznany w metamorfiku Rudaw Janowickich (Cymerman, 1996; Aleksandrowski i in., 1997). Na obszarze całego metamorfiku Rudaw Janowickich penetratywna foliacja zapada dość stromo ku E lub SE, natomiast tylko w północnej części — w kilkusetmetrowym pasie na kontakcie ze strukturą kaczawską (ryc. 2) — regionalna foliacja zorientowana jest w kierunku NW–SE i zapada stromo ku NE, czasem ku SW. W dolinie Bobru lineacja z rozciągania nachylona jest pod małymi lub umiarkowanymi kątami ku E lub SE. Lokalne zestromienie regionalnej foliacji mogło być spowodowane jej zafałdowaniem, a także wychyleniem i (lub) rotacją lewoskrętnych dupleksów oraz karbońskiej regionalnej ekstensji, odpowiedzialnej za rozwój depresji śródsudeckiej i kopuł metamorficznych typu *metamorphic core complex*, jak np. kopuły izersko-karkonoskiej.

W okolicach Miedzianki skały metamorfiku Rudaw Janowickich są intensywnie zafałdowane, o stromo zapadających powierzchniach osiowych. Lokalnie bardzo intensywnie rozwinięte struktury fałdowe charakteryzują się silnie zróżnicowaną morfologią — od fałdów izoklinalnych, symilarnych, wąskopromiennych aż po fałdy otwarte, bardzo często asymetryczne. Fałdy te, zafałdowujące regionalną, mylonityczną foliację, rozwinięte są zarówno w dominujących litologicznych amfibolitach warstewkowych (smużystych) (ryc. 5), jak i w leptynitach (ryc. 6). Osie tych fałdów są zorientowane prawie równoległe do lineacji ziarna mineralnego. Ze względu na intensywne zafałdowania foliacji mylonitycznej oraz rozwój przesuwczych dupleksów (rotacje i wychylenia domen skłanych), nie jest możliwe jednoznaczne określenie zwrotu ścinań w dolinie Bobru, pomimo że były wydane różne publikacje na ten temat (Kryza & Mazur, 1995; Aleksandrowski i in., 1997).

Na zakończenie tych rozważań trzeba podkreślić, że badania stref ścinań podatnych dostarczają czasami niepewnych i przeciwstawnych informacji. Lokalną zmianę zwrotu generalnego, regionalnego kierunku ścinania można wytłumaczyć dyferencjalnymi ruchami ścinającymi i/lub procesami porozielenia deformacyjnego, a także wynikiem różnic cech reologicznych anizotropowych ośrodków skalnych. W strefach ścinania podatnego, w których kierunek zwrotu ruchu może zmieniać swoją orientację na względnie krótkich dystansach, może dojść do rozwoju zespołu struktur, które mogą zostać zinterpretowane jako efekt wieloetapowej deformacji. Perturbacje w ruchu (tempie przemieszczeń) na powierzchniach mylonitycznej foliacji podczas heterogenicznej deformacji rotacyjnej (niekoaksjalnej) prowadzić mogą do rozwoju asymetrycznych struktur o przeciwnym zwrocie ścinania, a także do rozwoju fałdów asymetrycznych o formach Z- i S-kształtnych, zafałdowujących powierzchnie foliacji mylonitycznej (ryc. 5, 6).

Należy pamiętać, że wskaźniki zwrotów ścinania dostarczają jedynie informacji określających względne przemieszczenia i zwrot transportu tektonicznego, przy czym zwrot przemieszczeń obserwowany w domenach skalnych reprezentować może (i na ogół reprezentuje) tylko końcowe etapy ścinania w strefach o długotrwałym rozwoju. Ostatecznie, dopiero oznaczenia izotopowe mogą precyzować zakres czasowy deformacji. O waryscyjskim rozwoju podatnych stref ścinań w bloku karkonosko-izerskim świadczą: 1) oznaczenia izotopowe biotyту (ok. 308, 302, 312, 338 Ma) i muskowitu (ok. 309, 299 Ma), wykonane metodą Ar/Ar (Steltenpohl, 1993, inf. ustna; Kelley & Oliver, 1994); 2) oznaczenia radiometryczne procesów regionalnej metamorfozy w kompleksie metamorficznym Rudawach Janowickich — ok. 340 Ma (Maluski & Potocka, 1996); oraz — w

pewnym stopniu — 3) podobny obraz strukturalnej i kinematycznej ewolucji metamorfiku izerskiego i waryscyjskiej struktury kaczawskiej.

Procesy regionalnej transtensji (D_2) zostały udokumentowane w metamorfiku izerskim z przemieszczeniami „góra” ku NW (Cymerman & Piasecki, 1994; Cymerman, 1994), a po drugiej stronie (wschodniej), tworzącej się wtedy (ekshumowanej) kopuły karkonosko-izerskiej z przemieszczeniami góra ku SE (Cymerman & Piasecki, 1994; Cymerman, 1996; Aleksandrowski i in., 1997). Natomiast, najmłodsze, prawoskrętne, niepenetratywne, zlokalizowane i cienkie strefy ścinań powstały na bardzo ograniczoną skalę podczas etapu D_3 , m.in. w okolicy Pilchowic. Te ostatnie procesy mogły być ściśle związane z późniejszą steffańsko-dolnopermską regionalną ekstensją i być może to one właśnie zapoczątkowały właściwy rozwój kruchego uskoku śródsudeckiego, który musiał być młodszy od intruzji granitoidów Karkonoszy.

Procesy karbońskiej regionalnej ekstensji stały się bezpośrednio przyczyną szybkiego obniżania się podłoża przyszłej depresji śródsudeckiej. Ten basen śródgórski powstawał na skrzydle zrzuconym regionalnej strefy ścinania normalnego w czasie od wizenu do namuru (Cymerman, 1996). Najstarsze, dolnokarbońskie osady molasy tego basenu leżą bezpośrednio na jednostce Leszczyńca i zostały wychylone (faza sudecka ?) w kierunku wschodnim do średnich wartości kątów upadu powierzchni warstwowania.

Podobne, ekstensyjne podatne uskokowanie zaznaczyło się w SW i S części metamorfiku sowiogórskiego (Cymerman, 1993). Rozwój pasów mylonitycznych, stref katakazy i brekcjonowania był związany tam z wynoszeniem metamorfiku sowiogórskiego w partię przypowierzchniowe. Reżim transtensyjnej deformacji został tam rozpoznany dla pasm mylonitycznych, najlepiej wyznaczonych przez oczkowe ortognejsy (ryc. 7). Przeważające dane kinematyczne z tych mylonitycznych gnejsów wskazują ogólnie na przemieszczanie „góra” ku S i SW na stromych powierzchniach foliacji zapadających ku S i SW (Cymerman, 1993). Jednak, w tych strefach mylonitycznych rozpoznano także lokalnie lewoskrętne przemieszczenia (Cymerman, 1993), którym niektórzy (Johnson i in., 1994) przypisują decydującą rolę w korelacji kaledońskich przemieszczeń wzdłuż uskoku śródsudeckiego. Ponieważ, zdaniem piszącego te słowa, uskok śródsudecki nie jest podatną strefą ścinania, a także ponieważ uskok ten nie przebiega wzdłuż SW krawędzi metamorfiku sowiogórskiego, rozważania na temat kinematyki tego metamorfiku nie są przedmiotem niniejszego artykułu i zasługują na odrębną publikację.

Wnioski

Uskok śródsudecki, będąc najprawdopodobniej systemem kruchych uskoczków nie jest regionalną strefą ścinania podatnego. Nie ma też dowodów, że jest on strefą szwu kolizyjnego czy też granicą terranów. Rozwój uskoku śródsudeckiego został tylko w części zlokalizowany wśród waryscyjskich, heterogenicznych, strefy ścinań podatnych.

Strefy ścinań podatnych, rozwinięte w kompleksach metamorficznych wokół uskoku śródsudeckiego, nie są strefami przesuwczymi ze względu na: 1) strome, a nie pionowe orientacje foliacji mylonitycznych, 2) mało- lub średniokątowe, a nie poziome nachylenie lineacji z rozciągania, 3) dane sejsmiczne wskazujące na geometrię uskoku listrycznego, w dodatku prawie płaskiego już na głębokości ok. 12–15 km.

Uskok śródsudecki kontynuuje się ku wschodowi jako równoleżnikowy uskok Domanowa i najprawdopodobniej

nie przedłuża się w kierunku zachodnim jako główny uskoki łuzycy. Nie ma też uzasadnienia regionalna interpretacja, że uskoki śródsudecki przedłuża się daleko ku SE wzdłuż SW krawędzi metamorfiku sowiogórskiego. Uskok śródsudecki, łącznie z uskokiem Domanowa nie jest dłuższy niż maksymalnie 60 km; dlatego też nie mogło dojść wzdłuż tego uskoku do wielkoskalowego (ok. 300 km) przemieszczenia.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1990 — Early Carboniferous strike-slip displacement at the northeast periphery of the Variscan belt in Central Europe. Int. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe (IGCP Program 233: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens). Göttingen-Giessen, Abstracts: 7–10.
- ALEKSANDROWSKI P. 1992 — Uskoki i strefy ścinania. [W:] Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej. (red. M. Mierzejewski). Instrukcje i metody badań geologicznych Państw. Inst. Geol., 51: 105–115.
- 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., 134: 727–739.
- ARTHAUD F. & MATTE P. 1977 — Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1305–1320.
- BADHAM J.P.N. 1982 — Strike-slip orogens — an explanation for the Hercynides. J. Geol., Soc., London, 139: 493–504.
- BERG G. 1912 — Geologische Karte von Preussen, 1 : 25 000, Blatt Kupferberg. Erläuterungen. Preuss. Geol. Landensanst. Berlin.
- BERG G. 1935a — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Altkemnitz. 1 : 25 000. Preuss. Geol. Landensanst. Berlin.
- BERG G. 1935b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Markklissa. 1 : 25 000. Preuss. Geol. Landensanst. Berlin.
- CLOOS H. 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebr. Bornträger, 8: 1–107. Berlin.
- CYMERMAN Z. 1993 — Pozycja tektoniczna jednostki sowiogórskiej — uwagi do modelu niezakorzenionych waryscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. Prz. Geol., 39: 450–457.
- CYMERMAN Z. 1994 — Strefy ścinania w metamorfiku izerskim, Sudety. Prz. Geol., 42: 264–270.
- CYMERMAN Z. 1996 — Transpresja i ekstensja w Rudawach Janowickich (Sudety Zachodnie). Prz. Geol., 44: 1211–1216.
- CYMERMAN Z. & MASTALERZ K. 1995 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1 : 25 000 arkusz Marciszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 1–57.
- CYMERMAN Z. & PIASECKI M. A. 1994 — The terrane concept in the Sudetes. Geol. Quart., 38: 191–210.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M. A. & SESTON R. 1997 — Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. Geol. Mag., 134: 717–725.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.
- DON J. 1984 — Kaledonidy i waryscydy Sudetów Zachodnich. Prz. Geol., 32: 459–468.
- DON J. 1985 — Model ekspansywnego rozwoju Sudetów Zachodnich w paleozoiku (propozycja). Prz. Geol., 33: 109–116.
- DON J. 1995 — Problem hercynidów i waryscydy w Sudetach. Prz. Geol., 43: 738–744.
- GIERWIELANIEC J. 1956 — Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Z badań Geol. na Dolnym Śląsku. Biul. Inst. Geol., 106: 61–118.
- GORCZYCA-SKAJA J. 1966 — Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts. and the Izera region. Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr., 14: 171–179.
- HANMER S. & PASSCHIER C. W. 1991 — Shear-sense indicators: a review. Geol. Surv. Canada, Spec. Paper 90–17: 1–72.
- JERZMAŃSKI J. 1974 — Główne dyslokacje sudeckie i ich znaczenie w metalogenezie regionu dolnośląskiego. Kwart. Geol., 18: 684–689.
- JOHNSTON J.D., TAIT J.A., OLIVER G.J. & MURPHY F.C. 1994 — Evidence for a Caledonian orogeny in Poland. Trans. Royal Soc., Edinburgh; Earth Sc., 85: 131–142.
- KRYZA R. & MAZUR S. 1995 — Uskok śródsudecki w strefie kontaktu wschodniej okrywy granitu Karkonoszy i metamorfiku Gór Kaczawskich. Pol. Tow. Miner., Pr. Spec., 6: 65–67.
- KURALOWA K. 1968 — Kontakt starszego paleozoiku Gór Kaczawskich z gnejsami izerskimi między Kościelnikami Średnimi i Olszyną Lubańską. Kwart. Geol., 12: 776–788.
- MALUSKI H. & PATOČKA F. 1997 — Geochemistry and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rychory Mountains complex (West Sudetes, Bohemian Massif): palaeotectonic significance. Geol. Mag., 134: 703–716.
- OBERC J. 1964 — Główna sudecka diagonalna dyslokacja i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. Kwart. Geol., 8: 478–490.
- OBERC J. 1972 — Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Inst. Geol., Warszawa.
- OBERC J. 1991 — System of main longitudinal strike-slip faults in the vicinity of the Sowie Góry Block. Geol. Quart., 35: 403–420.
- OBERC-DZIEDZIC T. 1966 — Kontakt krystaliniku izerskiego z paleozoikiem kaczawskim w okolicach Lubomierza. Z geologii Ziemi Zachodnich. T. 2: 139–167.
- OBERC-DZIEDZIC T. & OBERC J. 1972 — Wspólne elementy serii łupków proterozoicznych w bloku izerskim wschodnich Karkonoszy i Górach Kaczawskich. Biul. Inst. Geol., 259: 93–151.
- OLIVER G. J. H., CORFU U. & 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.
- OLIVER G.J. & KELLEY S. 1993 — ^{40}Ar / ^{39}Ar fusion ages from the Polish Sudetes: Variscan tectonothermal reworking of Caledonian protoliths. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 21: 321–344.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. 1995 — Microtectonics. Springer-Verlag. 1–282.
- PIN C., MIERZEJEWSKI M. & DUTHOU J.L. 1987 — Wiek izochronowy Rb/Sr granitu karkonoskiego z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta oraz oznaczenie stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w tymże granicie. Prz. Geol., 35: 512–517.
- SCHMUCK W. 1957 — Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. Acta Geol. Pol., 7: 105–114.
- SESTON R., WINCHESTER J.A., CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., FLOYD P.A. & HOLLAND J.G. 1997 — The significance of the Kaczawa Line and related major ductile dislocations in the Sudetes of SW Poland. Terra Nostra, 97: 126–129.
- SMULIKOWSKI W. 1966 — Some geological observations concerning the eastern part of the Izera gneiss complex (west Sudeten). Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr. 14: 247–252.
- SROGA C. 1994 — Dokumentacja geologiczna złoża barytu z fluorytem Jeżów Sudecki w kat.C2. Oprac. arch. CAG Warszawa, Wrocław: 1–132.
- SZAŁAMACHA M. 1971 — Uwagi o geologii i tektonice serii izerskiej i kaczawskiej w strefie ich kontaktu między Jeżowcem Sudeckim i Strzyżowcem. Kwart. Geol., 15: 1026–1027.
- SZAŁAMACHA M. 1974 — Mineralizacja strefy uskoku śródsudeckiego z rejonu Janowice Wielkich. Kwart. Geol., 18: 471–471.
- SZAŁAMACHA M. 1976 — O złożowej mineralizacji barytowo-fluorytowej w Jeżowie Sudeckim (Sudety Zachodnie). Kwart. Geol., 20: 215–240.
- TAIT J.A. 1986 — A new interpretation for the geology of the Pilchowice Zapor area, south-west Poland. Unpublished B. Sc Thesis. University of St. Andrews, Scotland: 1–84.
- TEISEYRE A. K. 1966 — Lower Carboniferous breccias on the northern margin of the Intrasudetic Basin. Bull. Acad. Pol., Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr., 14: 37–43.
- TEISEYRE A. K. 1973 — Carboniferous fans and fanglomerates in the central Sudetes. Marginal fault down faulting and sedimentation. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre. 21: 147–155.
- TEISEYRE H. 1957 — Tektonika kaledoniku kaczawskiego. [W:] Regionalna Geologia Polski, T. 3, Sudety: 1–300.
- TEISEYRE H. 1967 — Główne problemy tektoniczne w Sudetach. Prz. Geol., 15: 261–265.
- ZIMMERMANN E. 1932 — Geologische Karte von Preussen, 1 : 25 000, Blatt Altkemnitz. Preuss. Geol. Landensanst. Berlin.
- ZIMMERMANN E. 1937 — Geologische Karte von Preussen, 1 : 25 000, Blatt Hirschberg. Erläuterungen. Preuss. Geol. Landensanst. Berlin.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1996 — The Izera-Karkonosze Block and Main Intra-Sudetic Fault. [In:] Geology along the GB2A seismic profile (field guide). Europrobe Transeuropean Suture Zone. Workshop — Wrocław. Książ, 11–17 April, 1996.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1997 — The Sudetes as a Palaeozoic orogen in Central Europe. Geol. Mag., 134: 691–702.
- ŻELAŻNIEWICZ A., CWOJDZIŃSKI S., ENGLAND R.W. & ZIEN-TARA P. 1997a — Crustal structure in SW Poland in view of the GB-2 and GB-2A seismic transect results: Cadomian crustal subduction and delamination? Terra Nostra, 97/11: 161–166.
- ŻELAŻNIEWICZ A., CWOJDZIŃSKI S., ENGLAND R.W. & ZIEN-TARA P. 1997b — Variscides in the Sudetes and the reworked Cadomian orogen: evidence from the GB-2A seismic reflection profiling in southwestern Poland. Geol. Quart., 41: 289–308.