

## Alpejska transpresja w Sudetach

Zbigniew Cymerman\*

*Neogeński wulkanizm i rozwój lokalnych struktur tektonicznych przemawiają za młodoalpejską deformacją w Sudetach. Porównanie rozwoju kruchych struktur (uskoki, nasunięcia, fałdy) z różnych obszarów sudeckich prowadzi do zauważenia podobieństwa w trzeciorzędowej ewolucji tektonicznej różnych części Sudetów. W szczególności, wszystkie zebrane dotychczas dane strukturalne wskazują na możliwość lewoskrętnej transpresyjnej deformacji w Sudetach podczas orogenezy alpejskiej.*

**Słowa kluczowe:** transpresja, naprężenia, uskoki, fałdy, trzeciorzęd, Sudety

Zbigniew Cymerman — **Alpine transpression in the Sudetes (SW Poland).** Prz. Geol., 47: 942–945.

*Summary. Neogene volcanism and the development of localization tectonic structures support a model of the Young-Alpine deformation in the Sudetes. Comparisons between brittle structures (faults, thrusts, folds) from different areas of the Sudetes are highlighted and it is clear that there are strong similarities regarding the Tertiary tectonic evolution of the different parts of the Sudetes. In particular, all collected so far structural data indicate a possibility of sinistral transpressional deformation in the Sudetes during the Alpine orogeny.*

**Key words:** transpression, stress, faults, folds, Tertiary, Sudetes

Podczas orogenezy alpejskiej, w wyniku deformacji laramijskich i młodoalpejskich w Alpach i Karpatach, doszło do uaktywnienia ruchów blokowych na obszarze epiwaryscyjskiej platformy środkowoeuropejskiej. Deformacje te, a zwłaszcza młodoalpejskie, objęły także obszar Masywu Czeskiego, w tym również Sudetów. Efektem deformacji młodoalpejskich są także ruchy neotektoniczne. Rozpoczęcie neotektonicznych ruchów epejrogenicznych na Dolnym Śląsku było różnie datowane przez badaczy: od późnego eocenu (Dyjur, 1983), wczesnego oligocenu (Oberc, 1975) lub neogenu (Dyjur, 1993); przetrwały one aż do czasów współczesnych (np. Dyjur, 1995; Badura, 1996).

Na przejawy alpejskich deformacji w Sudetach, obok danych geomorfologicznych, wskazują także dane strukturalne rozpoznane dotychczas w nielicznych miejscach. Są one położone na terenie depresji północnosudeckiej (Raciborowice i Osiecznica), depresji śródsudeckiej (Boguszów-Gorce) i rowu górnej Nisy Kłodzkiej (Zieleniec) (ryc. 1). Większość z tych danych strukturalnych była już wcześniej szczegółowo przedstawiana (Cymerman, 1990, 1998). W publikacjach tych znajduje się pełny materiał dokumentacyjny. W niniejszym artykule podjęto próbę zestawienia zarówno opublikowanych (Cymerman, 1990, 1998), jak i niepublikowanych (Cymerman, 1997) danych strukturalnych, zgromadzonych przez autora, które umożliwiają przedstawienie roboczej hipotezy o transpresyjnych (przesuwczo-nasunięciowych), jednak tylko lokalnie rozwiniętych, kruchych deformacjach podczas trzeciorzędu na obszarze Sudetów. Przejawy tych deformacji są zarejestrowane między innymi w skałach osadowych kredy górnej depresji północnosudeckiej i rowu górnej Nisy Kłodzkiej. Pozwala to wnioskować o pogórnokredowym wieku tych deformacji.

### Depresja północnosudecka

Na obszarze SE część depresji północnosudeckiej w nieczynnym kamieniołomie w Raciborowicach (ryc. 1)

występują liczne struktury fałdowe (Cymerman, 1998), które powstały w wyniku zafałdowania utworów wapienia muszlowego. Wśród dominujących tam fałdów asymetrycznych, na ogół o formach koncentrycznych i o stałej wergencji ku SSW, obserwuje się czasami odspojenia przegubowe, wywołane działaniem poziomego ściskania, a także nieliczne inicjalne struktury nasunięciowe z przemieszczaniami skrzydła wiszącego ku SSW. Deformacjom fałdowym uległy także występujące w pobliżu Raciborowic skały osadowe kredy górnej (np. Cymerman, 1998). Podobne morfologicznie struktury fałdowe stwierdzono również w Osiecznicy w NW części depresji północnosudeckiej (ryc. 1). Analiza fałdów mezoskopowych oraz makrofałdów (np. synkliny Grodzka) za obszaru tej depresji umożliwia ustalenie elipsoidy regionalnego pola naprężeń. Oś największego głównego naprężenia  $\sigma_1$  jest tam zorientowana w kierunku NNE–SSW. Na ten sam kierunek kompresji (NNE–SSW) wskazują także nieliczne, inicjalne nasunięcia z przemieszczeniami skrzydła wiszącego ku SSW.

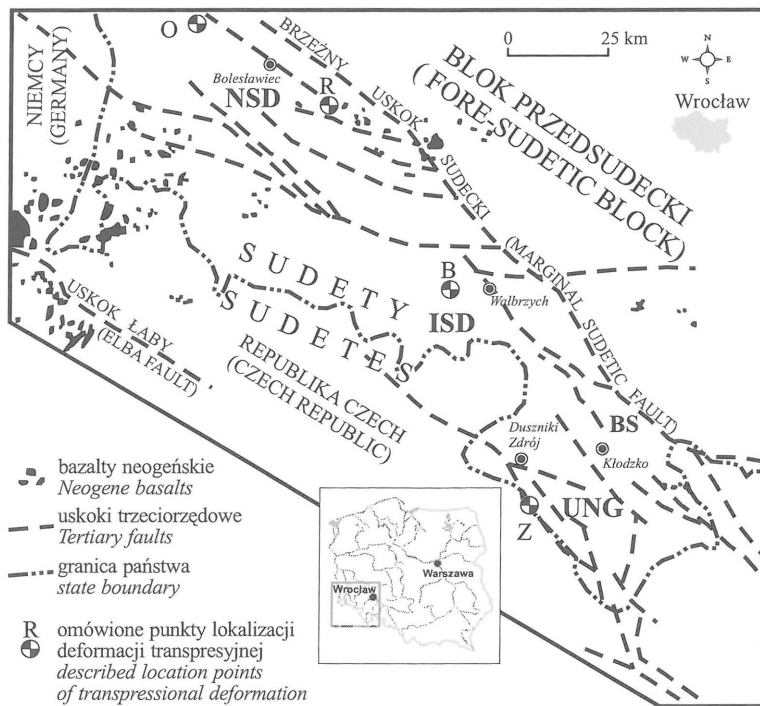
### Rów górnej Nisy Kłodzkiej

Na zachodnich peryferiach rowu górnej Nisy Kłodzkiej zostało rozpoznane nasunięcie Zieleńca (ryc. 1). Rozwój tego nasunięcia związane z reżimem młodoalpejskiej transpresji w Sudetach Środkowych (Cymerman, 1990). Do nasunięcia skrzydła wiszącego, zbudowanego ze skał metamorficznych (seria strońska), na górnokredowe skały osadowe skrzydła zrzuconego doszło w wyniku działania największego naprężenia głównego  $\sigma_1$  zorientowanego w kierunku WSW–ENE. Do rozwoju podobnych, pogórnokredowych nasunięć o zbliżonej orientacji ich przebiegu (w kierunku NNW–SSE), doszło jeszcze w kilku innych miejscach na obrzeżach górnokredowego rowu górnej Nisy Kłodzkiej, między innymi w Krosnowicach i Młotach (Dumicz, 1964; Fistek & Gierwielaniec, 1964; Cwojdziański, 1979).

### Depresja śródsudecka — masyw Chełmca

W środkowej części depresji śródsudeckiej występuje wybitnie zaznaczony w morfologii terenu masyw porfiryowy Chełmca. W południowej części tego masywu, w okoli-

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



Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna; B — Boguszów–Gorce, BS — struktura bardzka, ISD — depresja śródsudecka, NSD — depresja północnosudecka, O — Osiecznica, R — Raciborowice, UNG — rów Górnej Nysy Kłodzkiej, Z — Zieloniec

Fig. 1. Localization sketch-map; B — Boguszów–Gorce, BS — Bardo Structure, ISD — Intra-Sudetic Depression, NSD — North-Sudetic Depression, O — Osiecznica, R — Raciborowice, UNG — Upper Nysa Kłodzka Graben, Z — Zieloniec

cach Boguszowa–Gorców, występują żyły barytowe. Żyły te są zlokalizowane wzdłuż systemu dyslokacji o przebiegu NW–SE wyznaczonych rozwojem ryolitowych brekcji tektonicznych. System tych dyslokacji uważano za fragment uskoku śródsudeckiego (Dziedzic, 1961) lub za część tzw. głównej sudeckiej dyslokacji diagonalnej (Oberc, 1964). Jednak późniejsze badania nie potwierdziły istnienia tam jednej, walnej dyslokacji, a mineralizację barytową powiązano z rozwojem lokalnych stref uskokuwowych (np. Bossowski & Czernski, 1988).

W południowej części masywu Chełmca była czynna do 1997 r. kopalnia barytu. W ostatnim roku jej istnienia, autor wykonał szczegółowe badania tektoniczne na nieobudowanych odcinkach korytarzy na poziomach XI i XIX (Cymerman, 1997). W badaniach tych uwzględniono także kinematyczną i dynamiczną analizę uskokuw (np. Dupin i in., 1993; Cymerman & Krzyż, 1993; Choi i in., 1996). Rozpoznano tam 81 powierzchni mezoskopowych uskokuw z rysami ślizgowymi (ryc. 2). Na ich podstawie określono zwrot przemieszczeń (strzałki na ryc. 2); wskazują one na dominację uskokuw odwróconych, rzadziej — normalnych.

Orientacje osi naprężeń głównych ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) otrzymano z analizy uskokuw za pomocą tzw. metody wyszukiwania wektorów własnych (ang. *eigenvector search method*) (np. Volmmer, 1990), która jest w części oparta na zmodyfikowanej metodzie inwersji prostej (Angelier, 1979). W wyniku analizy uskokuw wykonanej dla tej kopalni otrzymano następujące orientacje osi naprężeń:  $\sigma_1$  —  $38/18^\circ$ ;  $\sigma_2$  —  $279/56^\circ$ ;  $\sigma_3$  —  $138/28^\circ$  (ryc. 2). Wyznaczona orientacja osi  $\sigma_1$  (maksymalnej kompresji) jest zoriento-

wana pod małym kątem w kierunku NE, natomiast oś najmniejszego naprężenia  $\sigma_3$  jest prawie równoległa do przebiegu tzw. głównej dyslokacji na terenie kopalni barytu.

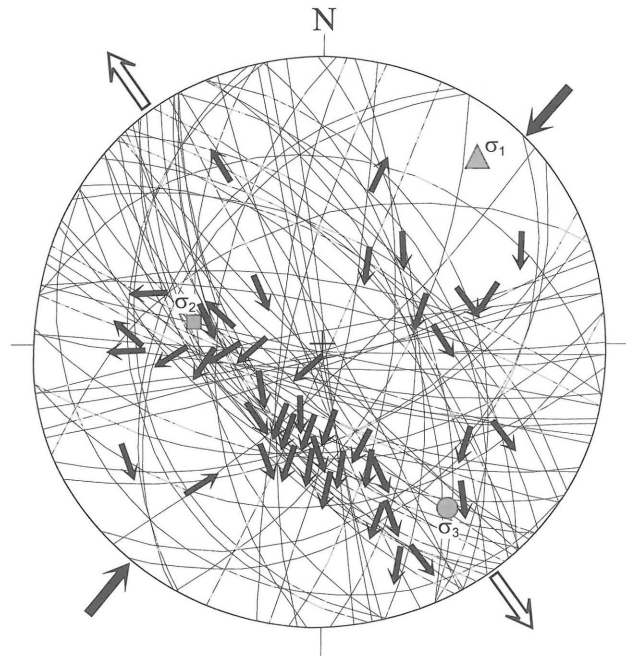
Wśród dominującego systemu uskokuw o orientacji w kierunku NW–SE stwierdzono: 38 uskokuw odwróconych, 5 lewoskrętnych i 2 prawoskrętne. W grupie uskokuw o biegach NE–SW rozpoznano 14 uskokuw normalnych oraz jeden — prawoskrętny. Wśród uskokuw południkowych stwierdzono 4 prawoskrętne, 2 inwersyjne i jeden normalny. W systemie uskokuw równoleżnikowych rozpoznano: 5 uskokuw normalnych, 3 inwersyjne i 2 lewoskrętne. Występujące tutaj systemy uskokuw są zbliżone do systemów uskokuw rozpoznanych z terenu kopalni węgla kamiennego niecki wąłbrzyskiej (Olszewski, 1979).

Zagadnienie wieku uskokuw w masywie Chełmca i w jego otoczeniu pozostaje sprawą otwartą i dyskusyjną. Olszewski (1979) rozwój uskokuw w niecce wąłbrzyskiej wiązał z oddziaływaniem reżimu ekstensyjnego od końca dewonu aż po wyższy westfal, oprócz — według niego — najmłodszego południkowego systemu uskokuw. Natomiast według Pawłowskiej (1969) przejawy mineralizacji barytowej w masywie Chełmca były związane z ruchami starokimeryjskimi. Jednak, zdaniem autora, powstanie uskokuw w tym masywie może być związane z deformacjami alpejskimi. Świadczy o tym pośrednio pole naprężeń (orientacje osi naprężeń głównych), które zdaniem autora, było dość stałe podczas deformacji alpejskich w Sudetach, a które przyczyniło się do rozwoju struktur transpresyjnych na tym obszarze.

### Model deformacji transpresyjnej w Sudetach

Rozwój złożonego systemu uskokuw z okolic Boguszowa–Gorc można zinterpretować jako wynik deformacji transpresyjnej (*sensu* Sanderson & Marchini, 1984). Podczas takiego reżimu deformacji dochodzi do synchronicznego rozwoju struktur kompresyjnych (uskoki odwrócone, nasunięcia i fałdy) i ekstensyjnych (uskoki normalne, żyły, dajki i spękania ekstensyjne). Dominujące w okolicach Boguszowa–Gorców struktury kompresyjne typu nasunięć i uskokuw odwróconych zasadniczo o przebiegu w kierunku NW–SE powstały prostopadle do maksymalnej osi  $\sigma_1$  regionalnego naprężenia. Natomiast, system uskokuw normalnych przeważnie o przebiegu w kierunku NNE–SSW, powstał prostopadle do osi najmniejszego naprężenia  $\sigma_3$ . Z kolei południkowe uskoki przesuwcze mogą być — w zakładanym modelu tektonicznym — prawoskrętnymi ścięciami typu Riedla (R), a równoleżnikowe — ścięciami typu Riedel R' (ryc. 3).

Podobny reżim deformacji transpresyjnej mógł spowodować rozwój lokalnych (np. w Raciborowicach i Osiecznicy) struktur deformacyjnych w skałach osadowych depresji północnosudeckiej. Rozwinęły się tam zarówno struktury kompresyjne (uskoki odwrócone i fałdy) o przebiegu w kierunku NW–SE, jak i ekstensyjne (uskoki normalne i neogeńskie dajki bazaltowe) o przebiegu w kierunku NE–SW. Wyznaczona dla tych struktur oś naprę-

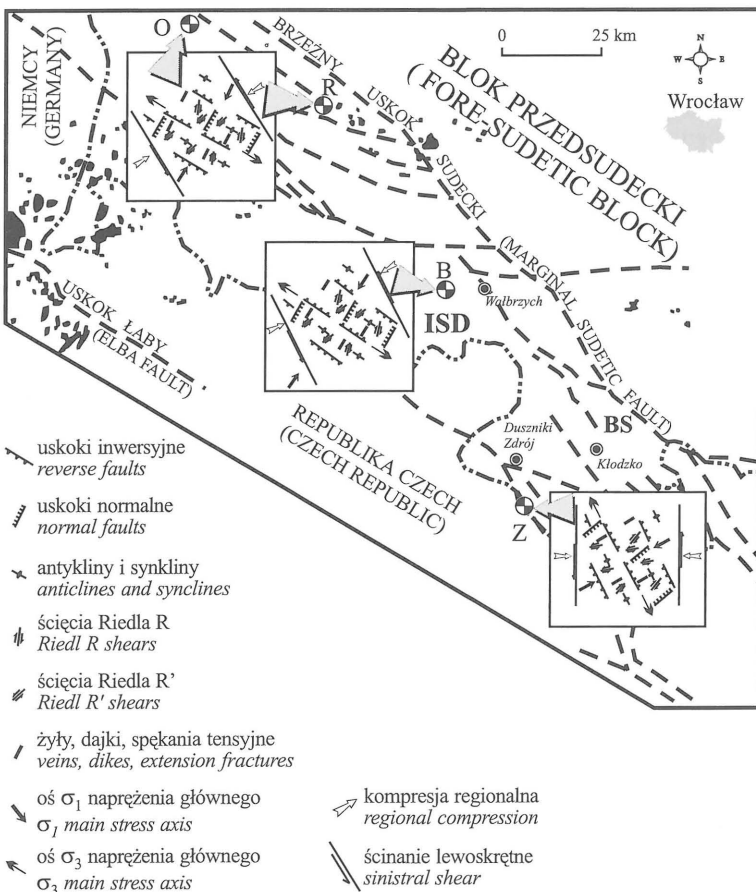


**Ryc. 2.** Diagram powierzchni uskokowych (łuki) z rysami ślizgowymi (strzałki) z osiami naprężeń głównych ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Górnokarbońskie porfiry. Kopalnia barytu w Boguszowie-Gorcach. Liczba pomiarów — 81. Półkula dolna, siatka Schmidta  
**Fig. 2.** Stereographic plot of fault planes (arcs) with slickensides (arrows) and main stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Upper Carbomiferous porphyroids. Barite-veins mine from Boguszów-Gorce. Number of faults — 81, lower hemisphere, Schmidt net

żenia głównego  $\sigma_1$  zorientowana jest w kierunku NNE–SSW (Cymerman, 1998). Oś naprężenia głównego  $\sigma_1$  — wyznaczona z orientacji zespołu ściągów komplementarnych stref kataklazy — przebiega prawie w tym samym kierunku (NE–SW) w płaszczyźnie poziomej (Solecki, 1994). Także przebiegi ciągów wulkanitów neogeńskich na obszarze całych Sudetów Zachodnich (np. Badura, 1996) wykazują dominację kierunku NE–SW. Zastanawiające są także dość zbliżone pomiary *in situ* osi obecnego maksymalnego horyzontalnego naprężenia ( $\sigma_1$ ) z okolic Frankfurtu nad Odrą, które wskazują na jego prawie południkową orientację (por. Zuchiewicz, 1995) z wyznaczoną orientacją osi naprężenia głównego  $\sigma_1$  z obszaru depresji północnosudeckiej. Może to świadczyć o tym, że współczesne pole naprężeń w sąsiedztwie depresji północnosudeckiej nie odbiega zasadniczo o więcej niż ok. 20–30° od trzeciorzędowego (neogeńskiego ?) pola naprężeń w pozostałej części Sudetów.

Orientacja regionalnej elipsoidy naprężenia z okresu trzeciorzędu jest jednak nieco (maksymalnie do około 30°) lewoskrętnie zrotowana w NW części Sudetów w stosunku do jej SE części. Takie skrócenie orientacji regionalnej elipsoidy naprężenia mogło być wywołane wieloma czynnikami, np. zróżnicowaniem reologicznym i mechanicznym poszczególnych poziomów strukturalnych i jednostek tektonicznych w Sudetach. Najprawdopodobniej jednak, to stwierdzone lewoskrętne skrócenie orientacji regionalnej, trzeciorzędowej elipsoidy naprężenia odzwierciedla interferencję pól naprężeń pochodzących z południa (Alpy) i z SE (Karpaty). Dodatkowo pola naprężeń w orogenie alpejskim były zmienne, związane z ich rotacjami. I tak, np. w regionie karpacko-panońskim doszło do późnoneogeńskiej, prawoskrętnej rotacji osi naprężenia  $\sigma_1$  o co

najmniej 40° (Csontos i in., 1992). Dla obszaru Karpat Zachodnich przyjmowana jest prawoskrętne rotacja pól naprężeń — nawet o 100° (Zuchiewicz, 1995). Z kolei Jarosiński (1997) opisuje dla tej części Karpat i sąsiedniego masywu górnośląskiego lewoskrętne rotację kierunku kompresji współczesnej, czyli podobną do trzeciorzędowej w Sudetach. Z drugiej jednak strony, wyniki pomiarów współczesnych naprężeń w obrębie autochtonu przed czołem nasunięcia fliszowego w Karpatach, a także pod nim — wskazują na obecną kompresję w kierunku NW–SE (Jarosiński, 1997), czyli prawie prostopadłą w Sudetach, uznaną tu za charakterystyczną dla deformacji alpejskich. Według Jarosińskiego (1997) regionalne pole naprężeń ulegało wielokrotnie przebudowie po kolizji neogeńskiej w Karpatach.



**Ryc. 3.** Model młodoalpejskiej transpresji dla Sudetów w oparciu o punktowe obserwacje opisane w tekście  
**Fig. 3.** Model of the Young-Alpine transpression for the Sudetes based on punctual observations described in the text

## Młodoalpejska czy laramijska deformacja w Sudetach

Zarówno laramijskie, jak i młodoalpejskie deformacje na obszarze epiwaryscyjskiej platformy Europy Środkowej były wywołane naprężeniami, przenoszonymi od przedgórze Alp i Karpat, gdzie doszło do rozwoju tektogenu kolizyjnego (np. Stackebrandt & Franzke, 1989; Ziegler i in., 1995). Naprężenia kompresyjne były przenoszone na znaczne odległości, a wywołane przez nie deformacje wewnątrzpłytkowe mogły występować jeszcze w odległości ponad 1600 km od frontu deformacyjnego (np. Zoback, 1992; Ziegler i in., 1995).

Beyer (1939) uważał, że dwie fazy tektoniczne charakteryzują rozwój depresji północnosudeckiej w Sudetach Zachodnich: (1) starsza — kimeryjska i (2) młodsza — laramijska. Jednak, badacz ten nie rozdzielał tektoniki laramijskiej od ruchów młodszych i rozpatrywał je łącznie jako pokredowa „tektonika późnosaksońska”. Z kolei Oberc (1972) podzielił deformacje późnosaksońskie na dwa etapy: (1) laramijskie (wczesnoalpejskie) z deformacjami typu kompresyjnego i (2) trzeciorzędowe, wielofazowe, o tektonice tensyjnej, wyrażonej powstaniem grawitacyjnych uskoków i erupcjami neogeńskich wulkanów. Jednakże w świetle przedstawionego powyżej modelu transpresyjnej deformacji wydaje się prawdopodobne, że w Sudetach mogły rozwijać się synchronicznie zarówno struktury kompresyjne, jak i ekstensyjne.

Analiza struktur tektonicznych z różnych części Sudetów wykonana za pomocą różnych analiz (paleonaprężeń, intersekcyjnej, strukturalnej i kinematycznej) prowadzić może do przyjęcia modelu transpresyjnej, prawdopodobnie lewoskrętnej, kruchej deformacji w Sudetach. Deformacja ta była wywołana transmisją naprężeń pochodzących z pobliskiego alpejskiego pasma orogenicznego (Alp i Karpat). Na zakończenie należy podkreślić, że obecnie nie jest możliwe oddzielenie deformacji laramijskich od młodoalpejskich na podstawie badania jedynie struktur tektonicznych rozwiniętych — w dodatku lokalnie — w skałach starszych od trzeciorzędu na obszarze Sudetów. Za wiekiem młodoalpejskich deformacji w Sudetach świadczy przede wszystkim zlokalizowany neogeński wulkanizm (ryc. 1, 3), sprzężony z rozwojem uskoków normalnych o przebiegach prostopadłych do kierunku osi naprężenia głównego  $\sigma_3$  (tensji). W świetle powyższych rozważań koniecznym są dalsze szczegółowe badania przejawów deformacji alpejskich w Sudetach, a zwłaszcza studia interdyscyplinarne.

Przede wszystkim dziękuję Panu Profesorowi Witoldowi Zuchiewiczowi za zaproszenie do udziału w ubiegłorocznej sesji neotektonicznej i zachęty do napisania niniejszego artykułu. Dziękuję również anonimowemu recenzentowi oraz pierwszemu recenzentowi Panu Doktorowi Markowi Jarosińskiemu za liczne, krytyczne uwagi oraz koledze Andrzejowi Bielowi za wykonanie rycin.

### Literatura

- ANGELIER J. 1979 — Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56: T15–T26.
- BADURA J. 1996 — Morfotektonika Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego. *Prz. Geol.*, 44: 1239–1243.
- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 1995 — Neotektoniczne aspekty rzeźby przedpola Sudetów Wschodnich. *Prz. Geol.*, 43: 762–766.
- BEYER K. 1932 — Das liegende der Kreide in den Nordsudeten. *N. Jb. f. Miner. Beil.* 69, B.: 450–508.
- BEYER K. 1939 — Die nordsudetische Rahmenfaltung. *Abh. Naturforsch. Ges. Grätz.*, 32: 121–172.
- BOSSOWSKI A. & CZERSKI M. 1988 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1 : 25 000, ark. Boguszów. *Wyd. Geol.*
- CHOI P.-Y., ANGELIER J. & SOUFFACHE B. 1996 — Distribution of angular misfits in fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, 18: 1353–1367.
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVATH F. & KOVAČ M. 1992 — Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208: 221–241.
- CWOJDZIŃSKI S. 1979 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Krosnowice. *Inst. Geol. CYMERMAN Z.* 1990 — Młodoalpejskie nasunięcie Zieleńca w Górach Orlickich (Sudety). *Prz. Geol.*, 38: 422–428.
- CYMERMAN Z. 1997 — Ocena możliwości składowania odpadów przemysłowych w kopalni barytu „Boguszów” — badania tektoniczne. *Arch. Oddz. Dolnośl., Państw. Inst. Geol. Wrocław.*
- CYMERMAN Z. 1998 — Młodoalpejskie fałdy w depresji północnosudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic. *Prz. Geol.*, 46: 348–354.
- CYMERMAN Z. & KRZYŻ A. 1993 — Tektoniczna analiza dynamiki uskoków z niektórych obszarów struktury bardzkiej (Sudety). *Prz. Geol.*, 41: 776–780.
- DUMICZ M. 1964 — Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. *Geol. Sudet.*, 1: 169–208.
- DUPIN J.-M., SASSI W. & ANGELIER J. 1993 — Homogenous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *J. Struct. Geol.*, 15: 1033–1043.
- DYJOR S. 1983 — Problemy wieku dolnej granicy i faz ruchów neotektonicznych w południowo-zachodniej Polsce. *Mater. III Kraj. Symp. pt. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, IV: 25–41. *Ossolineum, Wrocław.*
- DYJOR S. 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogene i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, 64:25–41.
- DYJOR S. 1995 — Young Quaternary and recent crustal movements in Lower Silesia, SW Poland. *Fol. Quatern.*, 66: 51–58.
- DZIEDZIC K. 1961 — Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. *Studia Geol. Pol.*, 6: 101–115.
- KRZYSZKOWSKI D., MIGOŃ P & SROKA W. 1995 — Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quatern.*, 66: 73–98.
- JAROSIŃSKI M. 1997 — Rozwarstwienie współczesnego pola naprężeń w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 45: 768–776.
- OBERC J. 1964 — Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinorium waryscyjsko-laramijskich. *Kwart. Geol.*, 8: 478–490.
- OBERC J. 1972 — Sudety i obszary przyległe. [W:] *Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika. cz. 2. Wyd. Geol.*
- OLSZEWSKI S. 1979 — Tektonika dysjunktywna w seriach górnokarbońskich niecki wałbrzyskiej. *Arch. Uniw. Wrocław, Wrocław.*
- PAWŁOWSKA J. 1969 — Mineralizacja barytowa w północnej części niecki śródsudeckiej. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- SANDERSON D.J. & MARCHINI W.R. 1984 — Transpression. *J. Struct. Geol.*, 6: 449–458.
- SOLECKI A. 1994 — Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Pr. Geol.-Miner., Uniw. Wrocław*, 44: 1–60.
- STACKEBRANDT W. & FRANZKE H.J. 1989 — Alpidic reactivation of the Variscan consolidated lithosphere: the activity of some fracture zone in Central Europe. *Z. Geol. Wiss.*, 17: 699–712.
- VOLLMER F.W. 1990 — An application of eigenvalue methods to structural domain analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 879–897.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WEES J.-D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7–59.
- ZOBACK M.L. 1992 — First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97: 11703–11728.
- ZUCHIEWICZ W. 1995 — Neotectonics of Poland: a state-of-the-art review. *Folia Quater.*, 66: 7–37.