

GEODYNAMICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU RZEŻBY SUDETÓW

Jurand Wojewoda

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, Pl. Maksy Borna 9, 50-204 Wrocław

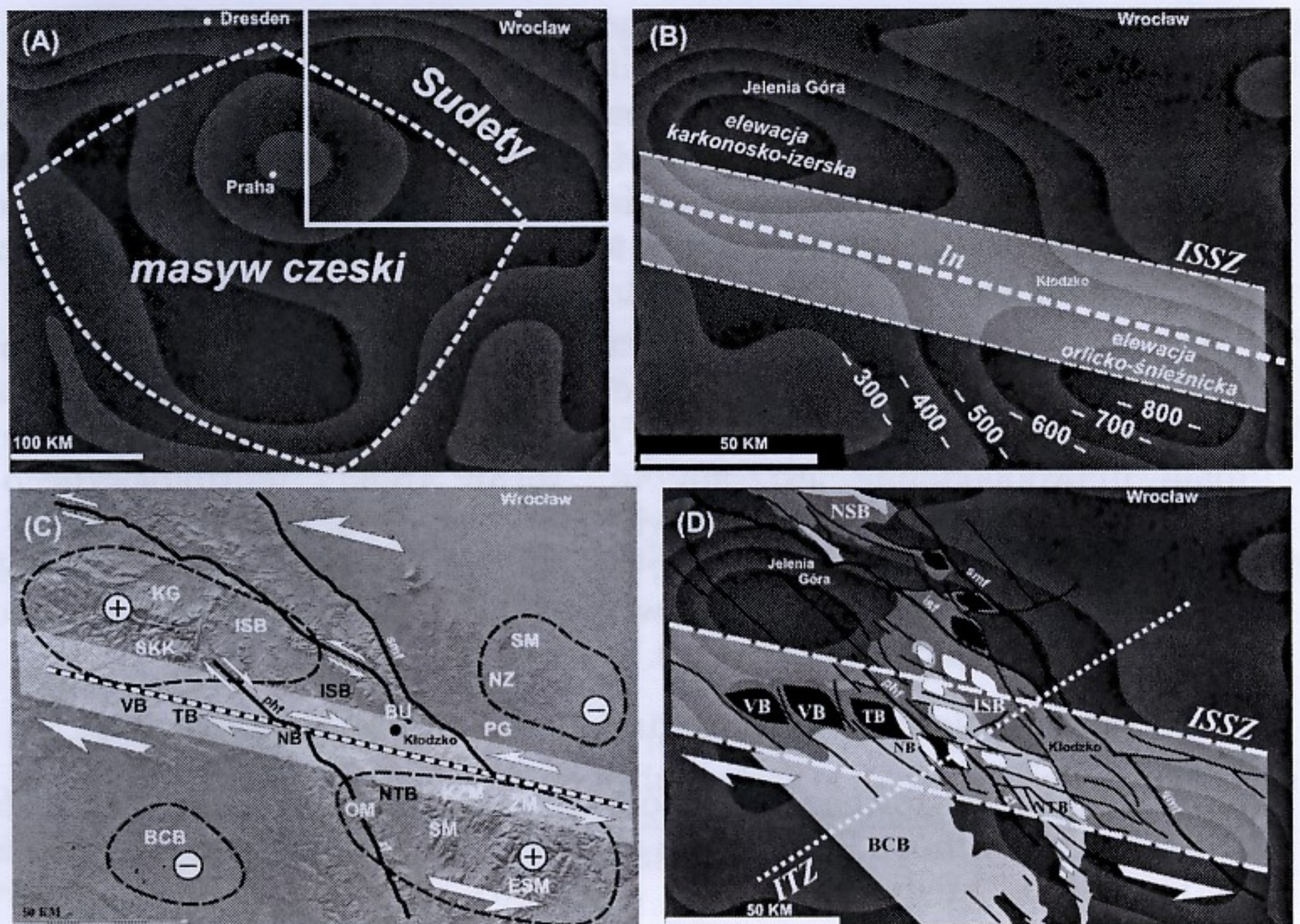
Trend morfologiczny obszarów masywu czeskiego i Sudetów

Przydatnym narzędziem opisu morfometrycznego są digitalne modele hipsometryczne (DEM). Ostatnio coraz częściej analiza obrazów DEM wykorzystywana dla oceny jest kinematyki obszarów aktywnych tektonicznie. Również w analizie morfometrycznej wybranych obszarów Sudetów DEM wykorzystane były z powodzeniem (Grygar i Jelínek, 2003; Wojewoda 2004, 2005 i 2007a, -b, -c, -d, -e, -f, -g).

Do analizy morfometrycznej wytypowany został obszar Sudetów blisko 23000 km² wyznaczony współrzędnymi: N-51°05'32", N-49°56'26", E-15°02'42" oraz E-17°37'57". Obszar ten nie obejmuje całych Sudetów, jak w definicji podanej przez H. Teisseyre (1957), ale ich znaczny fragment. Analiza wykonana została w oparciu o procedury dostępne w programie Microdem 2006.12.1.2 (Guth 2003 i 2006).

Powierzchnia trendu 8-stopnia wyznaczona dla obszaru masywu czeskiego w oparciu o zdjęcia SRTM 90 m wykazuje kształt typowy dla stabilnych płyt litosferycznych podlegających długotrwałej denudacji (por. Bense i in. 1998) i nie ujawnia żadnych szczególnych cech obszaru sudeckiego (ryc. 1a). Jednak po wyznaczeniu powierzchni trendu 8 stopnia oddzielnie dla obszaru Sudetów wyraźnie ujawniają się cechy lokalne. Powierzchnia wykazuje 2 elipsoidalne w zarysie elewacje, zlokalizowane na północnym zachodzie obszaru (*elewacja karkonosko-izerska*) oraz na południowym wschodzie (*elewacja orlicko-śnieżnicka*) (ryc. 1b). Centra elewacji mają współrzędne odpowiednio: N-50°46'24" – E-15°29'24" i N-50°07'24" – E-17°13'07". Ponadto, zaznaczają się dwie wyraźne depresje, jedna na południowym zachodzie i druga na północnym wschodzie, których centra mają współrzędne odpowiednio: N-50°05'41" – E-15°46'58" i N-50°29'39" - E-17°28'30".

Wykonano próby znalezienia takiej powierzchni pionowej, która po przecięciu z powierzchnią trendu 8-stopnia wyznaczy krzywą o najmniejszej maksymalnej amplitudzie między wartościami skrajnymi. Jak się okazało dla testowanego obszaru istnieje tylko jedna taka płaszczyzna. Jej bieg wynosi w przybliżeniu 115°-295°, a maksymalna amplituda odchylenia nie przekracza 60 m na dystansie ponad 180 km. Średnia wysokość dla tej linii wynosi ok. 418 m n.p.m. co jednocześnie stanowi



Ryc. 1. Schemat strukturalno-kinematyczny Sudetów. A - trend morfologiczny 8-go rzędu dla obszaru masywu czeskiego, B - trend morfologiczny 8-go rzędu dla obszaru Sudetów z zaznaczoną linią neutralną (ln) i śródsudecką strefą ścinania (ISSZ), C - główne uskoki, elewacje i obniżenia na tle DEM obszaru Sudetów, E - uskoki ramowe i jednostki basenowe (czarne - permo-mezozoiczne, białe - mezo-kenozoiczne) w Sudetach na tle powierzchni trendu morfologicznego 8-go rzędu. Objasnienia symboli: masywy: KG - masyw granitowy Karkonoszy, SKK - południowa osłona metamorficzna Karkonoszy, ISB - masyw granitowy Strzelina, NZ - jednostka metamorficzna Niemczy, OM - masyw Orlicy, KZM - masyw Kłodzka i Złotego Stoku, ZM - masyw granitowy Żulowej, ŚM - masyw Śnieżnika; ESM - masyw Wschodnich Sudetów; jednostki basenowe: BU - basen Barda, BCB - basen czeski, NSB - basen północnosudecki, ISB - basen śródsudecki, NTB - basen rowu Górnej Nysy Kłodzkiej, VB - podbasen Vrchlábi, TB - podbasen Trutnova, NB - basen Nachodu, PG - podbasen rowu Paczkowa; ISSZ - śródsudecka strefa ścinania, ITZ - śródsudecka strefa tensji.

średnią wysokość n.p.m. dla wytypowanego obszaru Sudetów. Linie tę umownie nazwano linią neutralną powierzchni trendu 8-stopnia. Wyznaczone wcześniej elewacje oraz depresje na powierzchni trendu 8-stopnia są zlokalizowane parami po przeciwnych stronach tak wyznaczonej linii.

Najważniejsze elementy strukturalne Sudetów a trend morfologiczny obszaru

Zestawienie głównych elementów budowy geologicznej na tle powierzchni trendu 8-stopnia obszaru Sudetów sugeruje wyraźny związek elewacji, depresji oraz linii neutralnej z pasem strukturalnym – *południowosudecką strefą ścinania* (ISSZ). W obrębie tego pasa występują charakterystyczne romboidalne zapadliska tektoniczne.

Dwie wspomniane wyżej elewacje na powierzchni trendu 8-stopnia oraz sąsiadujące z nimi obniżenia, obejmują obszary bardzo zróżnicowane litologicznie, zbudowane ze skał krystalicznych po osadowe. Tym samym mało prawdopodobne jest, aby te formy trendu morfologicznego w Sudetach powstały w następstwie selektywnej denudacji. Obszary te występują na tyle blisko siebie, że można również wykluczyć wpływ zróżnicowania klimatu zarówno w przeszłości, jak i obecnie na sposoby wietrzenia i erozji podłoża (ryc. 1c).

Powaryscyjska kinematyka obszaru Sudetów a trend morfologiczny obszaru

Zapadliska zlokalizowane w zachodnim segmencie ISSZ (*basen Vrchlabi* [KB], *basen Trutnova* [TB], *basen Nachodu* [NB]) wypełnione są utworami permu-triasu, kredy i neogenu (ryc. 1d). Kształt zapadlisk sugeruje prawoskrętny reżim przesuwaczy, a utwory permu i neogenu nawiązują zmiennością facjalną do ram zapadlisk (Martinek i in. 2006, Wojewoda 2006 i 2007a). Z kolei zapadliska w segmencie wschodnim występują przede wszystkim na obszarze *rowu Górnej Nysy Kłodzkiej* (NTB), są wypełnione utworami kredy i neogenu i wskazują na lewoskrętny kierunek przemieszczeń (Wojewoda 2005). Sinistralny zwrot przemieszczeń podłoża potwierdza się w miejscach, gdzie współcześnie obserwujemy wyraźne anomalie kształtu doliny Nysy Kłodzkiej ponad udokumentowanymi strefami uskoku (Wojewoda, 2004, 2005).

Przesuwaczy charakter ISSZ dokumentują liczne zjawiska strukturalne niższego rzędu występujące w jej obrębie. W osiowej części ISSZ biegnie równoległy do osi uskoku ramowy basenu Nachodu (*uskok Žďárky-Jakubowice*), który stanowi naturalne przedłużenie *strefy uskoku Poříčí-Hronov* (phf). Zjawiska strukturalne udokumentowane ostatnio w obrębie tego uskoku jednoznacznie potwierdzają prawoskrętny charakter uskoku oraz związek *kopuły strukturalnej Pstrążnej* i *granitoidu Kudowy* z tym uskoku (Wojewoda 2007b).

W obrębie ISSZ występuje niemal cały główny masyw Gór Stołowych. Wspomniany wyżej uskoku ramowy zapadliska Kudowy przedłuża się w kierunku wschodnim i na obszarze Gór Stołowych wyznacza południową granicę *rowu tektonicznego Czerwonej Wody* o osi równoległej do ISSZ

(Wojewoda 2007g). Rów tworzy podłużne obniżenie w osi wododziału Gór Stołowych i wyznacza granice doliny potoku Czerwona Woda. W obrębie rowu występują niewielkie romboidalne obszary podwyższonej akomodacji wypełnione utworami neogenu. Jednym z takich obszarów jest Wielkie Torfowisko Batorowskie, gdzie od plejstocenu odbywa się sedymentacja fitogeniczna (Marek 1998). Kształt zapadlisk, zniszczenia nawierzchni dróg ponad czynnymi współcześnie uskokami i wskaźniki kinematyczne w skałach podłoża sugerują przesuwczy charakter uskoków ramowych rowu Czerwonej Wody, prawoskrętny w segmencie zachodnim i lewoskrętny w segmencie wschodnim. Taką pozornie niespójną kinematykę w obrębie tej samej strefy uskokowej można wytłumaczyć obecnością regionalnej strefy ekstensji w Sudetach Środkowych (*śródsudecka strefa tensji* [ITZ] – Wojewoda 2007e), która przecina ukośnie centralną część rowu Czerwonej Wody (ryc. 1d).

Literatura:

- Bense, V., Hooijboer, A. and Brokx, W., 1998, Morphotectonic and hydrogeomorphic control on the hydrogeology of the Buffelsrivier catchment a hydrogeologic case study on the Great Escarpment in Namaqualand, South Africa, Vrije Universiteit, Amsterdam. 102.
- Grygar, R., Jelinek, J., 2003, Upper Morava and Nysa Pull-apart Grabens: Implication for Neotectonic Dextral Transtension on Sudetic Faults System, Geolines, n. 16, s. 35-36.
- Guth, P.L., 2003, Eigenvector analysis of digital elevation models in a GIS: Geomorphometry and quality control: in Evans, I.S., Dikau, R., Tokunaga, E., Ohmori, H., and Hirano, M., eds., Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives: Terrapub Publishers, Tokyo, s. 199-220.
- Guth, P.L., 2006, Geomorphometry from SRTM: Comparison to NED: Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, special issue based on Shuttle Radar Topography Mission-Data Validation and Applications Workshop, Reston, VA, 14 June 2005, vol. 72, n. 3, s. 269-277.
- Marek, S., 1998, Rozwój Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w świetle badań biostraty grafi cznych. Szczeliniec, n. 4, s. 49-88.
- Martínek, K., Blecha, M., Daněk, V., Franců, J., Hladíková, J., Johnová, R., Uličný, D., 2006, Record of palaeoenvironmental changes in a Lower Permian organic-rich lacustrine succession: Integrated sedimentological and geochemical study of the Rudník member, Krkonoše Piedmont Basin, Czech Republic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 230, n. 1-2, s. 85-128.
- Teisseyre, H., 1957, Regionalna Geologia Polski, Sudety, Tom III (Utwory Przedkenozoiczne), Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków. 438 s.
- Wojewoda, J., 2004, Geodynamic interpretation of anomalies in the orientation of the upper segment of the Nysa Kłodzka river, Geolines, vol. 17, s. 103-106.
- Wojewoda, J., 2005, "Wydarzenia" w systemie dolinnym górnego odcinka Nysy Kłodzkiej i ich interpretacja neotektoniczna, [w:] Referaty wygłoszone na