

WYZWANIA POLSKIEJ GEOLOGII

3. POLSKI KONGRES GEOLOGICZNY

Przewodnik do wycieczek kongresowych

Redakcja: **Jurand Wojewoda, Aleksander Kowalski**



WYCIECZKA 2.2

ROLA POŁUDNIOWO-SUDECKIEJ STREFY ŚCINANIA W EWOLUCJI SUDETÓW THE ROLE OF THE INTRASUDETIC SHEAR ZONE IN EVOLUTION OF THE SUDETES

Lider: **Jurand Wojewoda**

Prowadzący: **Jurand Wojewoda, Aleksander Kowalski**

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Geologii Strukturalnej i Kartografii Geologicznej,
ul. Cybulskiego 32, 50-204 Wrocław;
e-mail: jurand.wojewoda@uwr.edu.pl; aleksander.kowalski@uwr.edu.pl

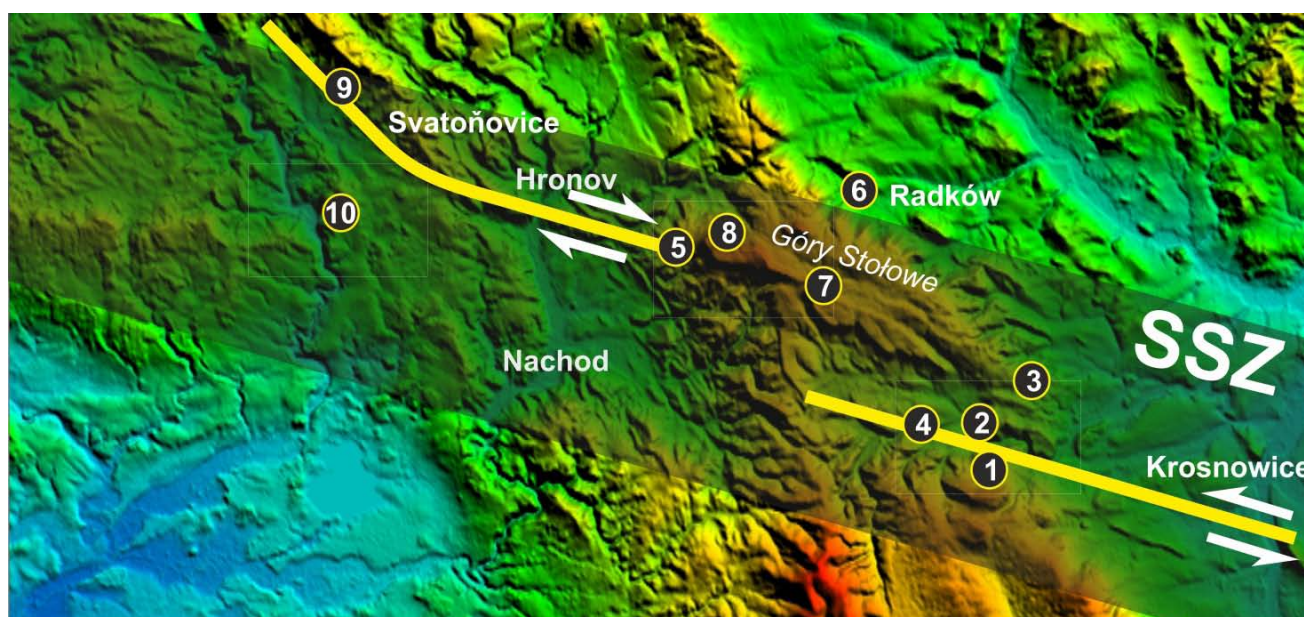
WSTĘP

Jurand Wojewoda

Tematem wiodącym tej wycieczki będzie środkowo-sudecki segment tzw. południowo-sudeckiej strefy ścinania (SSZ) i związane z nią zjawiska strukturalne, sedimentologiczne oraz geomorfologiczne. Planowanych jest 10 stanowisk, które najbardziej reprezentatywnie dokumentują obecność i charakter strukturalny SSZ (ryc. 1).

Rozpoczęte przez lidera tej wycieczki w latach 80-tych XX wieku badania różnowiekowych osadów w Sudetach i na obszarach przyległych, łączą sedimentologiczne rozpoznanie procesowo-środowiskowe z interpretacją procesów geodynamicznych szeroko rozumianego północnego obrzeżenia masywu czeskiego. Już pierwsze efekty takiego podejścia dały zaskakujące wyniki, czasem o szerokim oddźwięku międzynarodowym (m.in. Aleksandrowski i inni, 1986; Jerzykiewicz i Wojewoda, 1986; Wojewoda, 1987; Wojewoda i Mastalerz, 1989). Prace kontynuowane w latach 90-tych dostarczyły kolejnych przesłanek na temat ścisłego powiązania rodzaju osadów i ich miejsc gromadzenia się

oraz dzisiejszego występowania, a ewolucją najważniejszych obszarów basenowych w Sudetach (m.in. August i inni, 1995; Mastalerz i Wojewoda, 1990, 1991, 1993; Wajsprych i inni, 1997; Wojewoda i Burliga, 1996; Wojewoda 1997). Początek XXI wieku przyniósł kilka odpowiedzi na temat zarówno syndepozycyjnej geodynamiki podłoża basenów różnego wieku, jak i późniejszej, często wieloetapowej przebudowy utworów osadowych (m.in. August i Wojewoda, 2005; Blecha i inni, 2008; Burliga i inni, 2008; Don i Wojewoda, 2004 a, b, 2005; Wojewoda, 2007 a, c; 2008 a, b). W osadach różnego wieku odkryte zostały zjawiska świadczące bezpośrednio o kilku okresach szczególnej aktywności sejsmotektonicznej obszaru Sudetów (m.in. Wojewoda, 2008 c; Wojewoda i Burliga, 2008) w tym o znaczącej współczesnej aktywności geodynamicznej (m.in. Wojewoda 2007 b, 2009 a, b; Cacoń i inni, 2009; Kaczorowski i Wojewoda, 2011). Szczególnie spektakularne dla tych najmłodszych oddziaływań geodynamicznych okazały się liczne ślady deformacji koryt/dolin współczesnych rzek sudeckich (m.in. Wojewoda, 2003, 2004, 2005, 2006 a, 2007 b), gdyż pozwalają one na pośrednie szacowanie, zarówno wielkości, jak i kie-



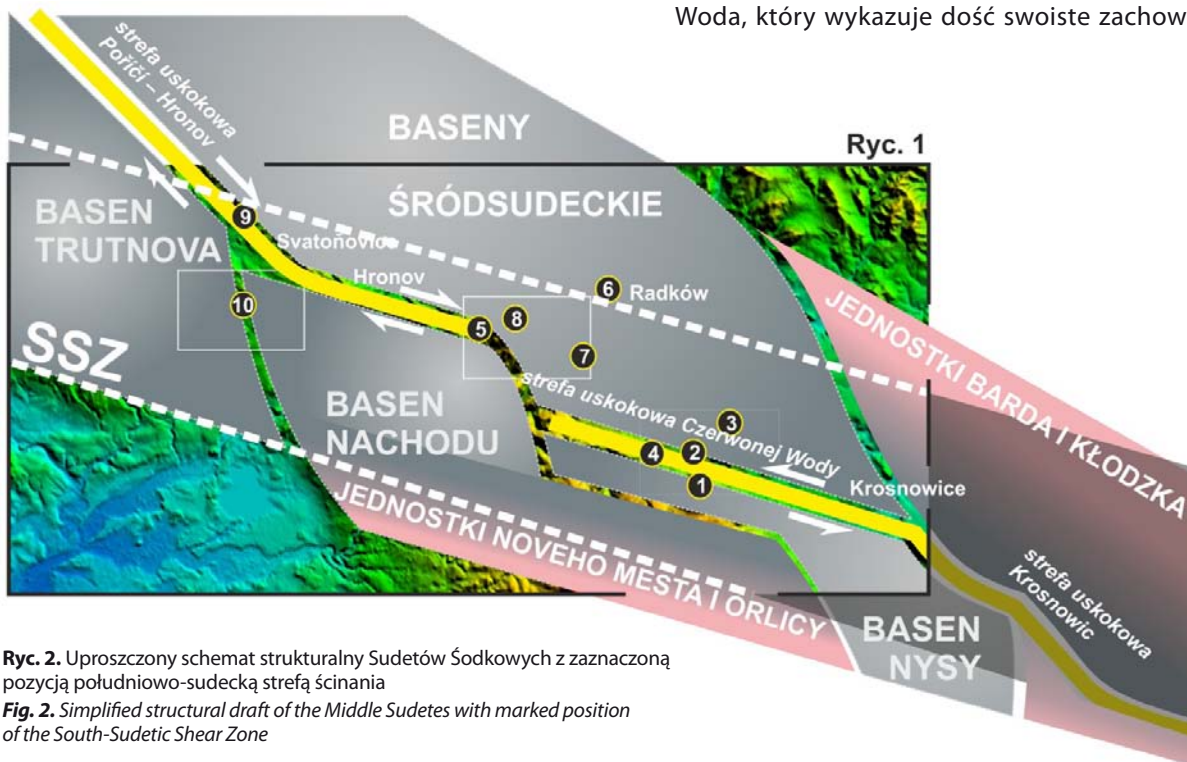
Ryc. 1. Schemat rozmieszczenia stanowisk z zaznaczoną pozycją południowo-sudeckiej strefy ścinania
Fig. 1. Location of excursions stops with marked position of the South-Sudetic Shear Zone

runku przemieszczeń bezpośredniego podłoża. Trwające przez blisko 35 lat prace kartograficzne pozwoliły dla wielu obszarów odwzorować bardzo dokładny kontekst geologiczno-strukturalny większości w/w zjawisk i procesów (m.in. Wojewoda i inni, 2011).

Tak wielowątkowe procedury badawcze pozwoliły po raz pierwszy w roku 2006 (Wojewoda, 2006 b) postawić tezę o istnieniu w Sudetach istotnych dla ewolucji całego tego obszaru stref ściśle powiązanych ze sobą geodynamicznie, które razem tworzą złożony, ale logiczny schemat kinematyczny (Wojewoda, 2007 b). System ten współtworzą baseny tzw. „południowosudeckiego ciągu basenowego” (SSBS, ang. South-Sudetic Basin Suite), obszar lokalnej kompensacji kinematycznej umownie nazwany „śródsudecką strefą tensji” (ISTZ, ang. Intrasudetic Tension Zone), południowo-sudecka strefa ścinania (SSZ, ang. South-Sudetic Shear Zone) oraz przyległe masywy krystaliczne

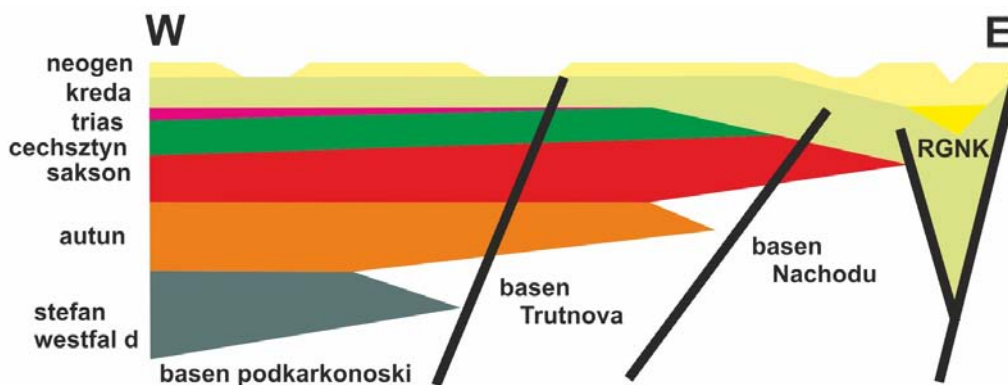
(ryc. 2). Trzeba podkreślić, że nazwa SSZ pierwotnie pojawiła się w literaturze jako śródsudecka strefa ścinania (ISZ, ang. Intrasudetic Shear Zone; Wojewoda, 2007 b), jednak z uwagi na istnienie w Sudetach innej bardzo ważnej dla rozwoju regionalnego dyslokacji o tradycyjnie utrwalonej nazwie „uskok śródsudecki” postanowiłem zmienić pierwotnie wprowadzoną nazwę, aby uniknąć ew. przekłamań nazewniczych.

SSZ stanowi największą tektoniczną strefę uskokową w Sudetach. Na całym obszarze występowania jej generalny przebieg, a tym samym większości dyslokacji o przesuwczym charakterze w jej obrębie, mieści się w przedziale azymutów $\sim 100-130^\circ - 280-310^\circ$. Jej początek na zachodzie wyznacza obszar masywu karkonoskiego. W środkowej części najbardziej wyrazistą i znaczącą w budowie geologicznej jest południowa granica synklinorium śródsudeckiego, którą wyznacza system dyslokacji o nazwie „strefa uskoków Poříčí-Hronov”. Strefa ta przedłuża się na terenie Polski i wyznacza bieg doliny potoku Czerwona Woda, który wykazuje dość swoiste zachowanie, gdyż



Ryc. 2. Uproszczony schemat strukturalny Sudetów Środkowych z zaznaczoną pozycją południowo-sudecką strefą ścinania

Fig. 2. Simplified structural draft of the Middle Sudetes with marked position of the South-Sudetic Shear Zone



Ryc. 3. Następnostwo wiekowe wypełnień basenów południowo-sudeckiego ciągu basenowego

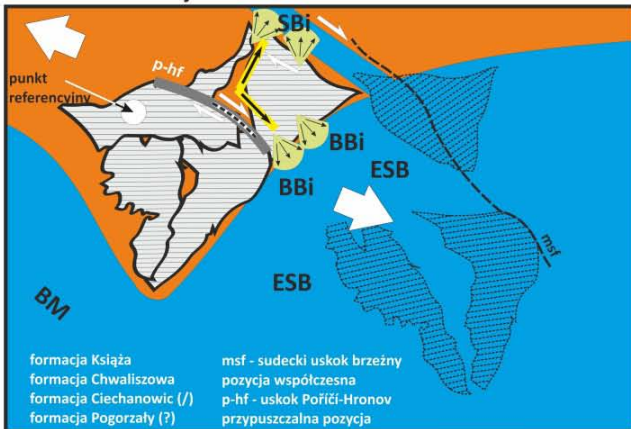
Fig. 3. Stratigraphy of infillings of the South-Sudetic Basins Suite

płynie wzdłuż... lokalnego wododziału! W miejscu tym system uskoków przesuwczo-zrutowych tworzy lokalny system rowów tektonicznych (Wojewoda, 2007 d). Dalej na wschodzie do strefy tej można z całą pewnością zaliczyć uskoki Krosnowic, Babilonu oraz Kletna (por. Don i inni, 2003 a, b; Don i Gotowała, 2008 a, b), a może nawet niektóre dyslokacje jeszcze dalej sięgające na wschód (np. Grygar i Jelinek, 2003).

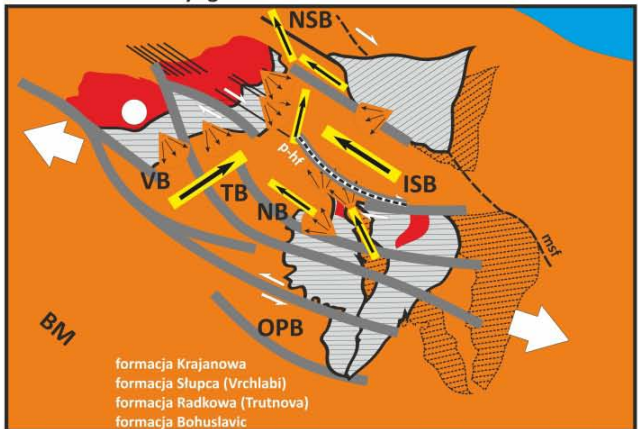
Bezpośrednio z SSZ związany jest system basenów sedymentacyjnych (SSBS), który na zachodzie rozpoczyna się basenami przedkarkonoskimi (b. Mnichovo Hradiště, b. Trutnova). W środkowym segmencie to basen Nachodu, z dwoma wyraźnymi i częściowo niezależnie rozwijającymi

się zapadliskami (zapadlisko Žernova i zapadlisko Kudowy). Zakończenie południowo-sudeckiego ciągu basenowego stanowi rów Górnej Nysy Kłodzkiej – Králičky, który znajduje swoją kontynuację dalej na południowym wschodzie w postaci zapadlisk i rowów Górnej Morawy (por. Grygar i Jelinek, 2003). Wszystkie w/w jednostki mają charakterystyczny romboidalny kształt, typowy dla tzw. basenów z odciągania (ang. pull-apart basin). Ciekawe, że wiek utworów wypełniających te baseny wyraźnie wskazuje na ukierunkowaną ku wschodowi propagację basenów; właśnie w tym kierunku, osady najniższej występujące w profilach wypełnień basenów są jednocześnie stratygraficznie coraz młodsze (ryc. 3).

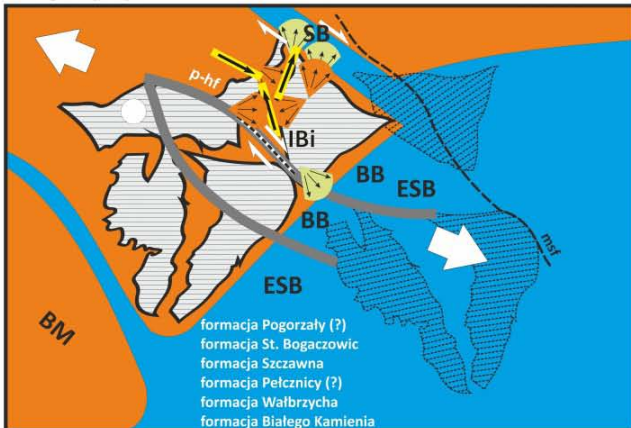
fran-famen-turnej



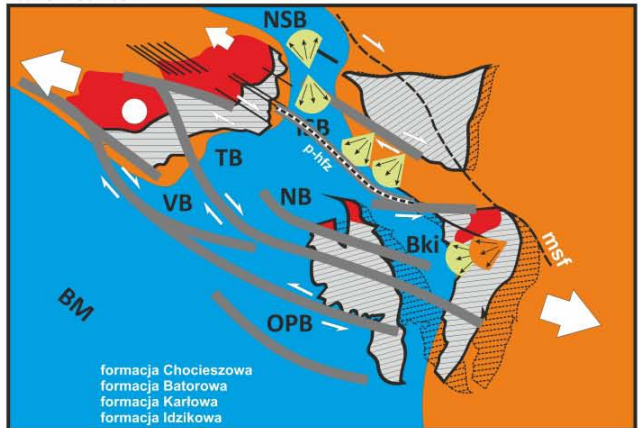
autun-sakson-turyng



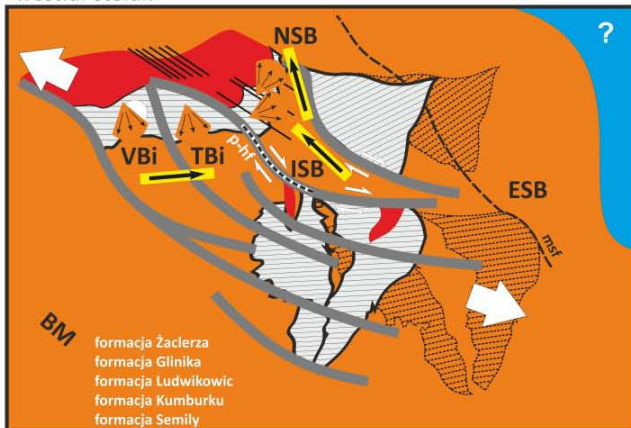
wizen-namur



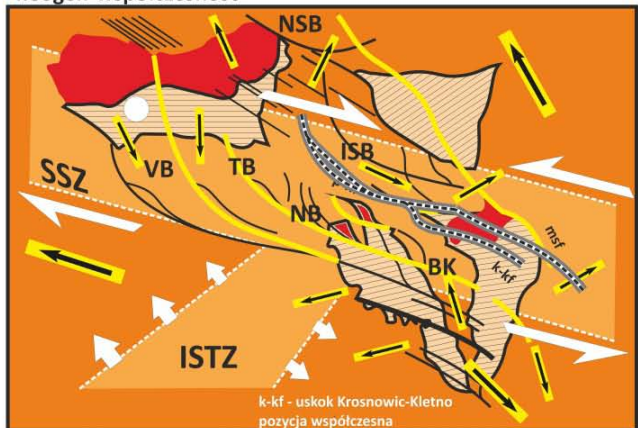
turon-santon



westfal-stefan



neogen-współczesność



Ryc. 4. Schemat rozwoju Sudetów oparty na kryteriach tektoniczno-sedymentologicznych i znaczącym udziale południowo-sudeckiej strefy ścinania
Fig. 4. Scheme of evolution of the Sudetes based on the tectono-sedimentological criteria and important role of the South-Sudetic Shear Zone

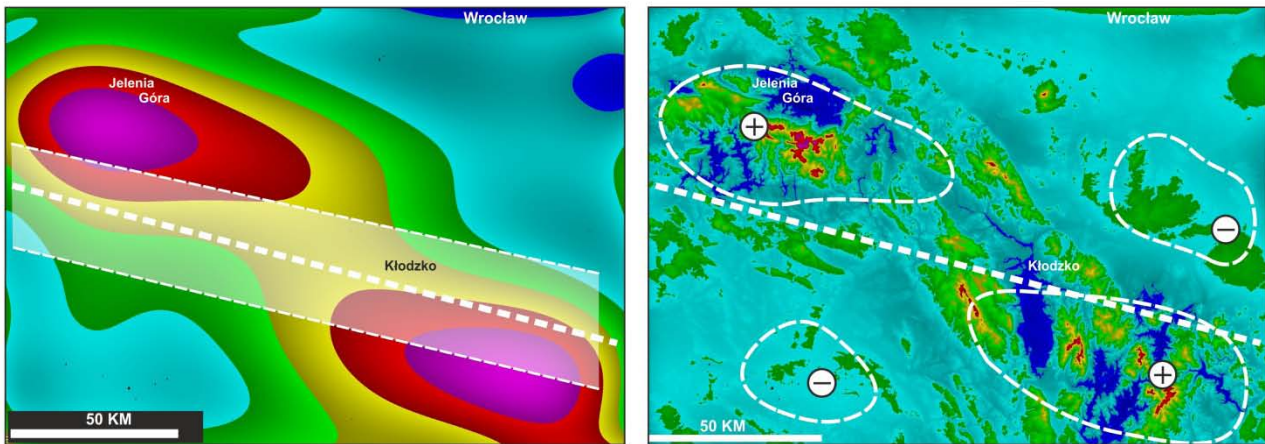
Ekstensyjny model powstania basenów sudeckich

Wyjaśnienia wymaga pojęcie „basen sudecki”, gdyż często jest ono nadużywane lub ma przypisane zbyt szerokie znaczenie. Otóż pod tym pojęciem należy rozumieć te obszary pokryte/wypełnione osadami w Sudetach, które mają wyraźne granice strukturalne (lub facjalne), i które zawierają w osadach (wulkanitach) je wypełniających zapis, np. w inwentarzu skalnym, skał występujących w Sudetach. Sudetach, jako formującej się lub uformowanej na konkretnym etapie struktury geologicznej. Materiał osadowy może również pochodzić spoza obszaru umownie nazywanego Sudetami. W takich sytuacjach, zanim przyjmemy jakiś alternatywny, np. tektoniczny mechanizm „dotarcia” materiału do basenu, trzeba wykluczyć naturalny transport osadu wynikający z wiarygodnego schematu paleogeograficznego dla danego okresu. Trzeba również zawsze pamiętać o możliwości wielokrotnej „przeróbki” materiału osadowego w trakcie ewolucji paleogeograficznej danego obszaru (ang. recycling).

Wymienione we wstępie prace i dokumentacja pozwoliły po raz pierwszy w roku 2009 w Polsce, a w roku 2011 na forum międzynarodowym, przedstawić prawdopodobny schemat ekstensyjnej ewolucji basenów sudeckich (Wojewoda, 2009 b; 2011). W zasadzie, przedstawione wtedy schematy pozostają (z niewielkimi poprawkami) do dzisiaj aktualne (ryc. 4). Schemat wyraźnie preferuje SSZ, jako główną oś postorogenicznego (w rozumieniu orogenu fałdowego?) rozwoju basenów sudeckich.

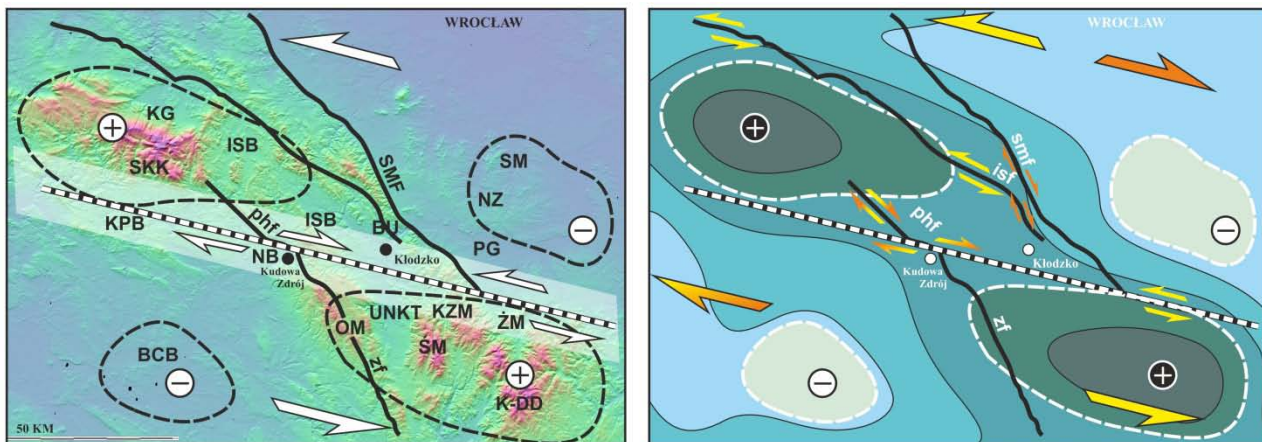
Aktywność neotektoniczna SSZ i implikacje hydrologiczne

Wcześniej, w 2007 roku (Wojewoda, 2007 b) opublikowany został schemat strukturalno-geodynamiczny SSZ (wtedy jeszcze pod nazwą ISZ). Schemat ten opierał się na analizie morfometrycznej wykonanej z użyciem, jak się wtedy wydawało – zdjęć satelitarnych o wysokiej rozdzielczości (SRTM), w tym na numerycznym modelu powierzchni (DEM) o rozdzielczości 30 m. Wtedy po raz



Ryc. 5. Mapa powierzchni trendu morfologicznego 8-stopnia (z lewej) i mapa różnicowa, na której wraca uwagę przewaga ujemnych, poprzecznych do linii neutralnej anomalii, które przemawiają za regionalną tensją w kierunku $\sim (110^\circ - 290^\circ)$ (z prawej) (wg Wojewoda 2007 b, zmienione)

Fig. 5. 8th trend surface of morphology (left) and differential map, which draws attention to the advantage of negative transverse to a neutral line anomalies, which is supported by the regional tension towards $\sim (110^\circ - 290^\circ)$ (right) (after Wojewoda 2007 b, changed)



Ryc. 6. Regionalne jednostki i struktury geologiczne (lewa, wyjaśnienia symboli w tekście), oraz interpretacja kinematyczna możliwej aktywności neotektonicznej w Sudetach (prawa) (wg Wojewoda 2007 b, zmienione)

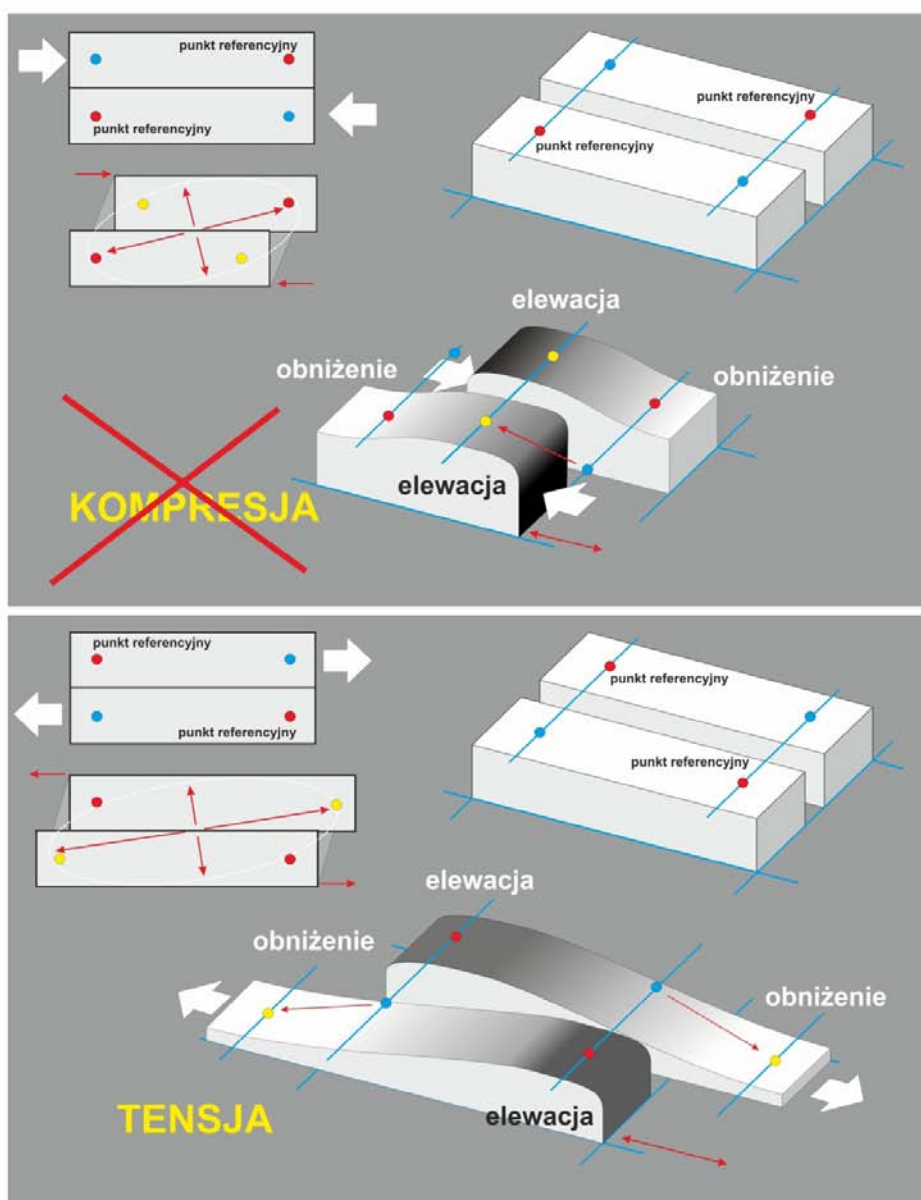
Fig. 6. Regional geological units and structures (left, explanations of symbols in text), and kinematic interpretation of the possible neotectonic activity in the Sudetes (right) (after Wojewoda 2007 b, changed)

pierwszy swoje możliwości ujawnił znakomity program strukturalno-morfometryczny autorstwa Prof. Gutha – MIC-RODEM. Uzyskane w tym programie powierzchnie trendu różnego stopnia oraz powierzchnie różnicowe ukazały Obszar Sudetów, jako znaczących rozmiarów kontrsymetryczną strukturę powierzchni, w której elewacje i depresje regionalne występują na przemian względem SSZ (ryc. 5, 6). Obszar przyjęty do analizy ma ok. 23 000 km² i wyznaczają go następujące koordynaty: N51°05'32", N49°56'26", E15°02'42" oraz E17°37'57".

Jak się okazuje w Sudetach zaznaczają się w odwzorowaniu na powierzchni trendu dwie wyraźne elewacje i obniżenia. Elewacje – karkonosko-izerska i śnieżnicko-orlicka, których punkty szczytowe są zlokalizowane odpowiednio N50°46'24"–E15°29'24" oraz N50°07'24" – E17°13'07", różnią się maksymalną wysokością zaledwie o ok. 10 m! Co więcej, linia osiowa tak wyznaczonej strefy rozdzielającej elewacje i obniżenia po przeciwnej stronie, ma orientacyjny bieg 115°–295°, zmierzona wzdłuż niej, na dystansie 180 km (!)

maksymalna deniwelacja wynosi zaledwie 60 m (!). Sytuacja taka sygnalizuje, że od momentu rozpoczęcia się formowania dzisiejszego schematu morfotektonicznego Sudetów, wzdłuż tej osi nie dochodzi do znaczących odkształceń poprzecznych. Podobne zachowania są powszechnie znane lub modelowane w warunkach prostego ścinania, gdzie główna powierzchnia ścięcia, po jej uformowaniu się, staje się powierzchnią w przewodzie neutralną, o niewielkich naprężeniach poprzecznych (por. Christie-Blick i Biddle, 1985; Naylor i inni, 1986; Allen i Allen, 1990; Gölke i inni, 1994; Neugebauer, 1995; Bertoluzza i Perotti, 1997; Sims i inni, 1999). Tym samym wszelkie objawy deformacji poprzecznych w obrębie takiej powierzchni/strefy mają charakter indywidualny, związany z lokalnym niedopasowaniem orientacji powierzchni aktywnych w strefie względem głównego kierunku przemieszczenia (np. zjawiska typu pop-up, pull-apart, czy struktury kwiatowe).

To, że kulminacje elewacji znajdują się na niemal identycznej wysokości pozwala przypuszczać, że ich for-



Ryc. 7 Schemat pokazujący istotę różnic sposobu i skutków deformacji w warunkach ukierunkowanej tensji i kompresji

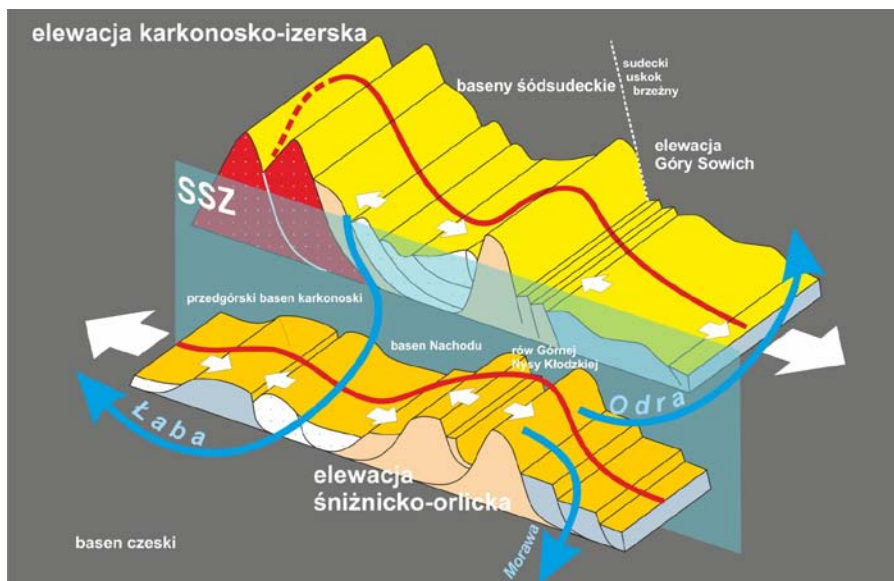
Fig. 7. Diagram showing the essence of the differences in the way, and the effects of the deformation in terms of targeted tension and compression

mowanie się jest następstwem rozciągania, a nie ściskania w blokach po obydwu stronach zasadniczej strefy ścinania (ryc. 7). Tym samym elewacje stanowią nie aktywnie „wypiętrzający” się fragment bloku, jak często jest postulowane w pracach regionalnych, zarówno tektonicznych, jak i geodynamicznych, lecz stanowią pasywne relikty pierwotnej pozycji stropu bloku sprzed okresu jego rozciągania. Trudno zgodzić się, że elewacje zostały w jakiś dziwny sposób „wypiętrzone” na dokładnie tę samą wysokość, w zupełnie dwu różnych domenach tektonicznych Sudetów...

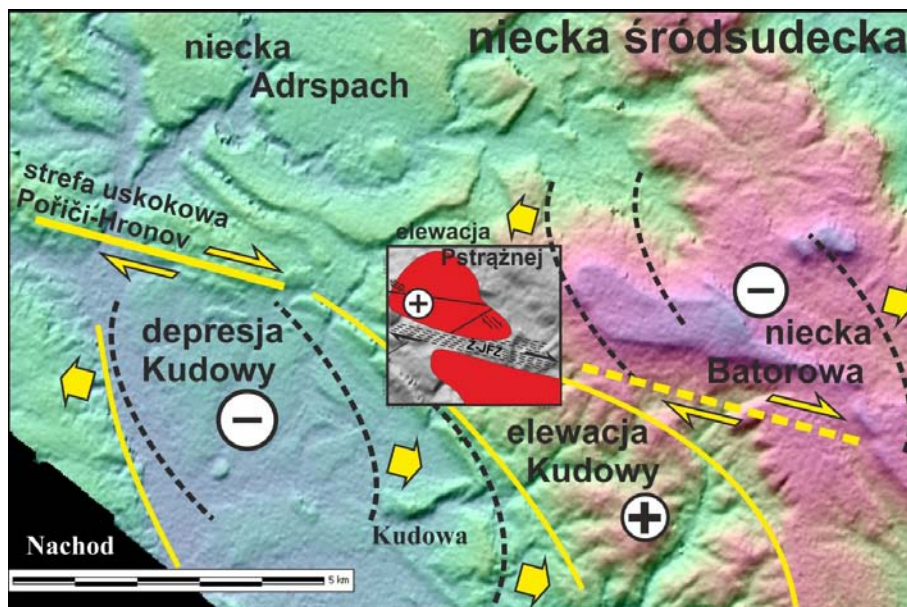
Przedstawiona możliwość neotektonicznego rozwoju geodynamicznego i geomorfologicznego Sudetów dość dobrze nawiązuje do dzisiejszej sieci rzecznej Sudetów. Ta jest zdominowana przez 3 rzeki (Odrę, Łabę oraz Morawę), których powstanie i ukierunkowanie odpływu wyraźnie nawiązuje bardziej do schematu odkształcenia tensyjnego

dwu bloków rozdzielonych powierzchnią ścinania (SSZ) (ryc. 8). Co więcej, schemat taki wyjaśnia pozorną sprzeczność względnych przemieszczeń przesuwczych w różnych częściach SSZ, a w szczególności łatwo tłumaczy obecność poprzecznych do SSZ stref tensji, na przykład śródsudeckiej strefy tensji (ISTZ).

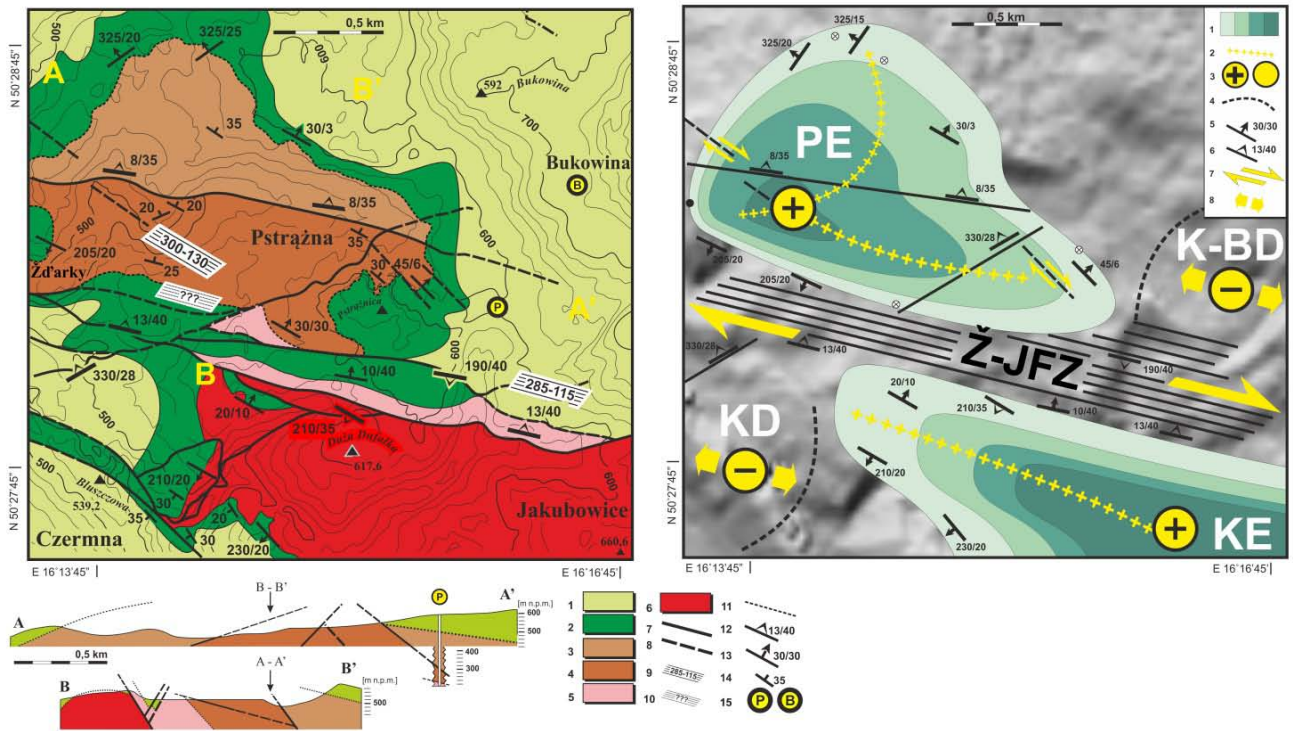
Warto podkreślić, że podobne zachowania w mniejszej skali obserwuje się w wielu miejscach w sąsiedztwie SSZ. Przykładem może być chociażby tzw. kopuła Żďarky-Pstrązna (Wojewoda, 2009 a), gdzie również po obydwu stronach strefy uskokuwej Poříčí-Hronov, dalej ku wschodowi - uskoku Jakubowic (bieg strefy: $130^\circ - 310^\circ$), występują kontrsymetrycznie dwie wyraźne elewacje – wspomniana wyżej kopuła Żďarky-Pstrązna i masyw granitoidowy Kudowy (stanowisko 5, ryc. 9, 10).



Ryc. 8. Schemat wyjaśniający istotę geodynamicznych uwarunkowań regionalnych dla rozwoju sieci rzecznej w Sudetach
Fig. 8. Diagram explaining the essence of the regional geodynamic conditions for the development of river network in the Sudetes



Ryc. 9. Rozmieszczenie elewacji i obniżen w sąsiedztwie strefy uskokuwej Poříčí-Hronov (wg Wojewoda, 2009 a; zmienione)
Fig. 9. Distribution elevations and depressions in the vicinity of the Poříčí-Hronov Fault Zone (after Wojewoda, 2009 a; changed)



Ryc. 10. Mapa geologiczna i przekrój okolic Pstrążnej (lewa), interpretacja kinematyczna i geodynamiczna powstania kontrasymetrycznych elewacji i obniżeń

Fig. 10 Geological map and cross-section of the Pstrązna (left) as well as kinematic and geodynamic interpretation of alternately occurring opposite to each other elevations and depressions

OPIS STANOWISK

STANOWISKO NR 1

Osuwisko na górze Złota

Lokalizacja: Szczytna (Góry Bystrzyckie)

Współrzędne GPS (WGS 84):

50°23'59.4579"N 16°27'22.9859" E

Omawia: Aleksander Kowalski*

*stanowisko połączone z wycieczką „Wybrane osuwiska Dolnego Śląska i ich związek z budową geologiczną”

Pierwsze z prezentowanych podczas wycieczki stanowisk położone jest na górze Złota, w okolicach miejscowości Szczytna, w Górach Bystrzyckich, na południowych zboczach doliny Bystrzycy Dusznickiej. Złota (639,5 m n.p.m.) to izolowane wzniesienie o kształcie asymetrycznej kopuły, w górnej części zbudowane z piaskowców kwarcowych górnej kredy (górne piaskowce ciosowe; górny turon/koniak). Niższe partie wzniesienia budują mułowce wapniste ogniwa mułowców ze Szczytnej (ryc. 11 a; środkowy/górny turon; Wojewoda, 1986). Na północnych stokach Złotej rozwinęło się osuwisko o powierzchni 0,1326 km². Terenowe prace kartograficzne i analizy geomorfometryczne wykazały, że na osuwisko składają się dwa niezależne obszary osuwiskowe (zachodni i wschodni; ryc. 11 a), związane z różnymi procesami przemieszczeń grawitacyjnych. Obszar zachodni związany jest z osuwiskiem rotacyjnym i wyraźną skarpgą osuwiskową o wysokości do 48 m i śred-

nim nachyleniu do 38° (ryc. 11 b). Koluwium osuwiskowe w części zachodniej wykazuje urozmaiconą rzeźbę, która obejmuje m.in. wyraźne wały osuwiskowe, nabrzmienia koluwialne i jezory osuwiskowe. Obszar wschodni osuwiska wiąże się z płytką niską osuwiskową, bez wyraźnie rozwiniętej skarpy głównej. Obszar ten związany jest z płytkimi osuwiskami translacyjnymi i ześlizgami w obrębie pokryw zwietrzelinowych. Rzeźba tej części koluwium jest słabo urozmaiconą – występują tu przede wszystkim nabrzmienia koluwialne i jezory osuwiskowe. Podstawowe analizy geomorfometryczne osuwiska na Złotej, z pominięciem części wschodniej, zostały przeprowadzone przez Różycką i innych (2015).

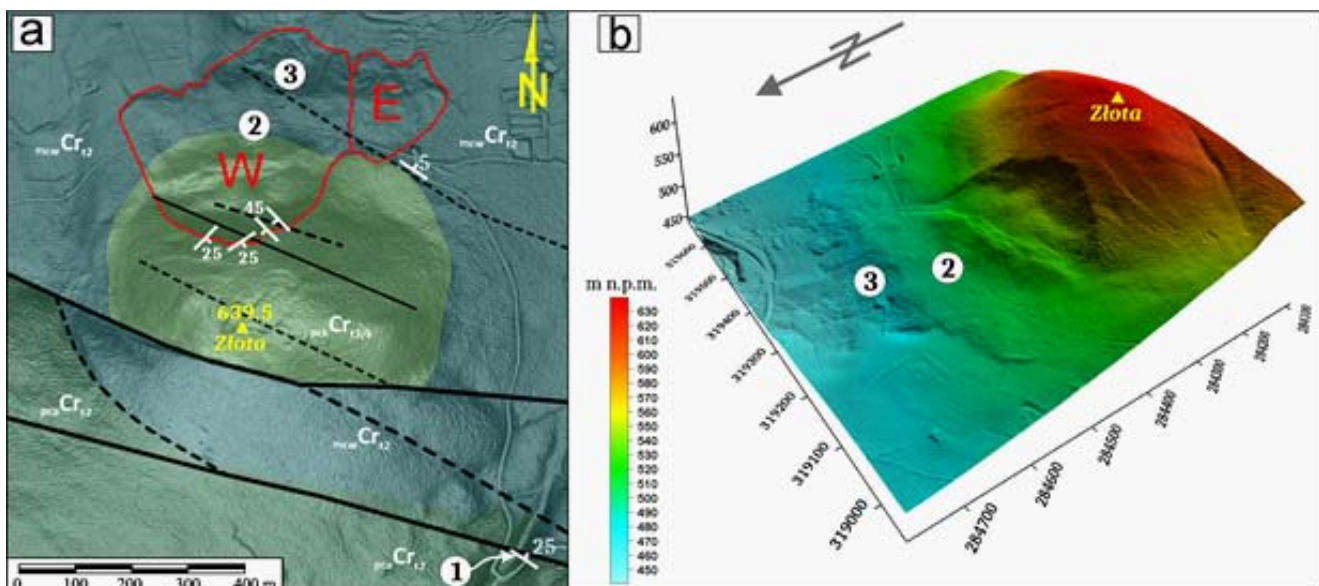
Osuwisko na Złotej rozwinęło się ponad uskoki zrzutowo-przesuwczymi i przesuwczymi, które tworzą tzw. *południowosudecką strefę ścinania* (Wojewoda, 2007 b). W okolicy miejscowości Szczytna i Polanica-Zdrój zespół uskoków, składających się na tą strefę określany jest mianem uskoków Pstrążnej-Gorzanowa (por. Cymerman, 2004). Dyslokacja ta rozdziela dwie jednostki tektoniczne – synklinorium śródsudeckie oraz rów Górnej Nysy Kłodzkiej.

1.1. Podłoże osuwiska, odsłonięcia w dolinie Księżego Potoku

Współrzędne GPS (WGS 84):

50°23'35.2262" N 16°27'46.3518" E

Na prawym brzegu głęboko wciętej doliny (do 40 m) Księżego Potoku, rozcinającej wschodnie zbocza góry Złota



Ryc. 11. Mapa geologiczna okolic osuwiska na górze Złota (autor: A. Kowalski); osuwisko zaznaczono czerwoną linią: W – zachodni obszar osuwiskowy, E – wschodni obszar osuwiskowy). Objaśnienia: *pccr₁₂* – piaskowce subarkozowe (środkowe piaskowce ciosowe, turon środkowy); *mcwCr₁₂* – mułowce wapniste (ogniwo mułowców ze Szczytnej, turon środkowy); *pccr_{13/k}* – piaskowce kwarcowe (górne piaskowce ciosowe, turon górny/koniak). Numerami zaznaczono stanowiska prezentowane podczas wycieczki (a); model 3D osuwiska (na bazie danych LiDAR o rozdzielczości 1 x 1 m) (b)

Fig. 11. Geological map of the Złota landslide area (author: A. Kowalski; landslide marked by red line: W – western landslide area, E – eastern landslide area). Explanations: *pccr₁₂* – subarkosic sandstones (middle jointed sandstones, Middle Turonian); *mcwCr₁₂* – calcareous mudstones (Szczytna Member, Middle Turonian); *pccr_{13/k}* – quartzose sandstones (upper jointed sandstones, Upper Turonian/ Coniacan). Trip stops are flagged by numbers (a); 3D model of the landslide (based on LiDAR data of 1x1 m resolution) (b).

ta, odsłaniają się piaskowce subarkozowe (tzw. środkowe piaskowce ciosowe, SPC, ryc. 12) i mułowce wapniste, zaliczane do środkowego i górnego turonu. Piaskowce nachylone są pod niewielkim kątem od 5 do 20° w kierunku północno-wschodnim i charakteryzują się obecnością gęstej sieci pionowych lub stromo nachylonych spękań o biegu ok. 270–320° oraz 130° (210–220°). Ze spękaniami związane są uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze. Na powierzchniach uskokowych występują lustra tektoniczne, podkreślone występowaniem rys ślizgowych, zadziorów i powłok rekrytalizacyjnych. Rysy ślizgowe na powierzchniach uskoków nachylone są pod kątem od 5 do 10°. Zadziory wskazują na przewagę lewoskrętnej składowej ruchu na uskokach o orientacji 270–320° (ryc. 12 a) oraz prawoskrętnej ruchu na powierzchniach w przybliżeniu prostopadłych (wysokokątowe spękania Riedla; R"; ryc. 12 b). W północno-wschodniej części odsłonięcia widoczny jest pionowy, tektoniczny kontakt piaskowców subarkozowych z mułowcami wapienistymi. W strefie kontaktu występują brekcje i mączki uskokowe.

Deformacje środkowych piaskowców ciosowych i mułowców wapienistych na zboczach Księżego Potoku związane są z zespołem uskoków Pstrążnej-Gorzanowa. Strome powierzchnie uskoków i skośne do nich niskokątowe spękania Riedla (R') o biegu 270–320° wskazują na przesuwczy charakter przemieszczeń na tych uskokach. Występowanie osuwiska na górze Złota świadczy o neotektonicznej aktywności tej strefy.

1.2. Koluwium osuwiskowe, północne stoki góry Złota

Współrzędne GPS (WGS 84):

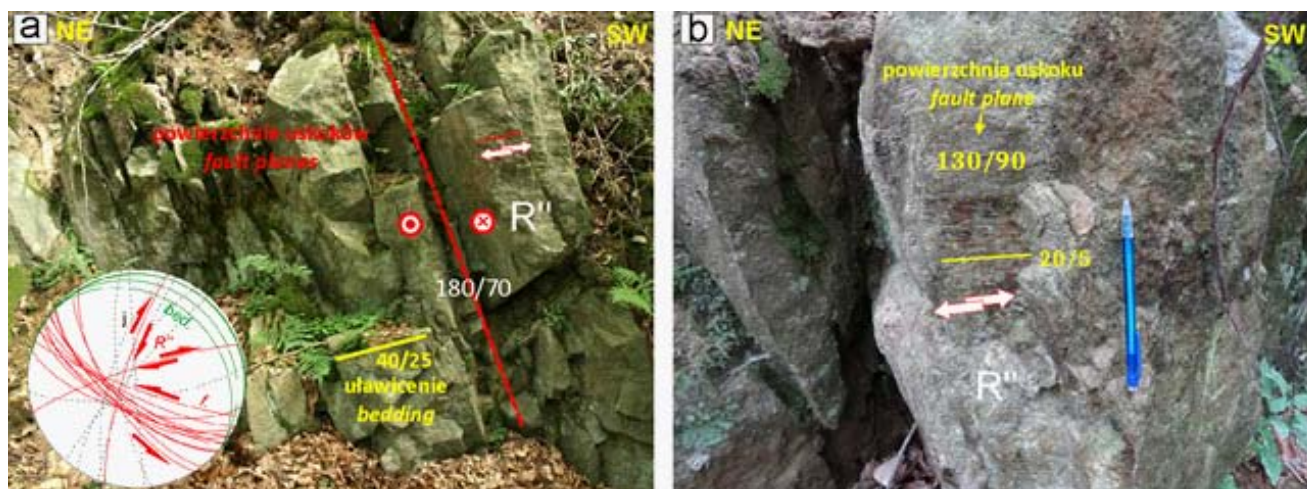
50°23'59.4579" N 16°27'22.9859" E

1.3. Zabudowania na obszarze koluwium osuwiskowego

Współrzędne GPS (WGS 84):

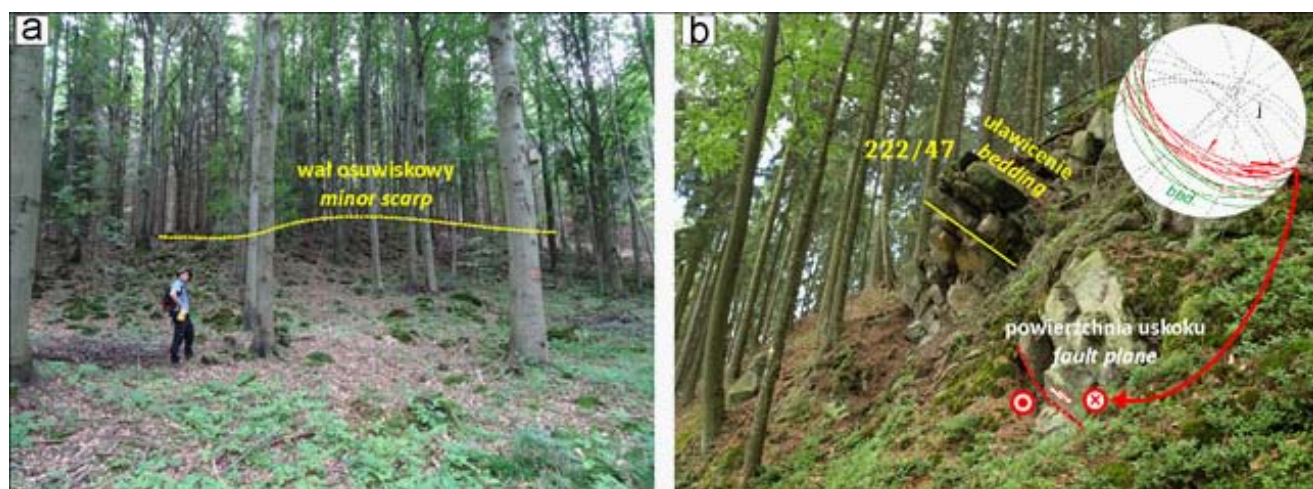
50°24'01.6490" N 16°27'22.7046" E

Przez środkową część koluwium osuwiskowego przebiega utwardzana droga leśna. Z drogi widoczne są północne (zewnętrzne) stoki wałów osuwiskowych, pokryte



Ryc. 12. Odsłonięcia piaskowców subarkozowych (środkowe piaskowce ciosowe) na prawym brzegu Księżego Potoku (stanowisko 1.1)

Fig. 12. Outcrops of the subarkosic sandstones (Middle Jointed Sandstones) from the right bank of the Księży Potok (stop 1.1).



Ryc. 13. Wał osuwiskowy (skarpa wtórna), widoczny z drogi leśnej (stanowisko 1.2) (a); Odsłonięcia piaskowców kwarcowych (górne piaskowce ciosowe) w skarpie osuwiska (b)

Fig. 13. Minor scarp of the Złota landslide, visible from the forest road (stop 1.2) (a); Outcrops of the quartzose sandstones (Upper Jointed Sandstones) in minor scarp of the landslide (b).

blokowiskami piaskowcowymi (ryc. 13 a) oraz nabrzmienia koluwalne występujące w niższych częściach stoku. Wały osuwiskowe mają długość ok. 300 m, wysokość do 25 m, przylegają do skarpy głównej osuwiska i stanowiły prawdopodobnie wtórne powierzchnie poślizgu w obrębie koluwium. Są one zbudowane z pakietów skalnych, które podczas ześlizgu uległy rotacji. Wskazuje na to wyraźne ugięcie zewnętrznych krawędzi wałów w kierunku północnym (por. ryc. 11) oraz ich schodowy układ. Na granicy wschodniego i zachodniego obszaru osuwiskowego występuje wyraźne, południkowe załamanie stoku, podkreślone przez ciek wodny odwadniający południowe, wewnętrzne stoki wałów osuwiskowych. Załamanie wynika ze zmiany głębokości, na jakiej znajduje się powierzchnia poślizgu osuwiska zachodniego i wschodniego.

Skarpa osuwiskowa na górze Żłota stanowi odsłoniętą, górną część głównej powierzchni poślizgu o kształcie cylindrycznym. W górnej części skarpy odsłaniają się piaskowce

kwarcowe (górne piaskowce ciosowe, GPC) nachylone pod kątem ok. 15° w kierunku południowo-wschodnim. We wschodniej części skarpy powierzchnie uławicenia są stromo nachylone (do ok. 47° ; ryc. 13 b), w kierunku południowo-zachodnim. Zmiana kierunku i kąta nachylenia ławic związana jest z obecnością uskoków stwierdzonych w podłożu osuwiska oraz z rotacją materiału skalnego wskutek procesów osuwiskowych.

Poniżej drogi leśnej, w obrębie jęzorzów osuwiskowych, znajdują się południowe zabudowania osiedla Szklana Góra w Szczytnej. W budynkach mieszkalnych posadowionych w obrębie koluwium (ryc. 14) nie występują zniszczenia typowe dla obszarów osuwiskowych (np. spękania murów, osiadanie budynków), co świadczy najprawdopodobniej o braku lub znikomej współczesnej aktywności tego osuwiska. Obecność zabudowań na tym obszarze jest jednak szczególnie niekorzystna, z uwagi na możliwość ponownego uaktywnienia ruchów masowych.



Ryc. 14. Zabudowania w obrębie dystalnej części koluwium osuwiskowego

Fig. 14. Buildings on the distal part of the landslide colluvium

STANOWISKO NR 2

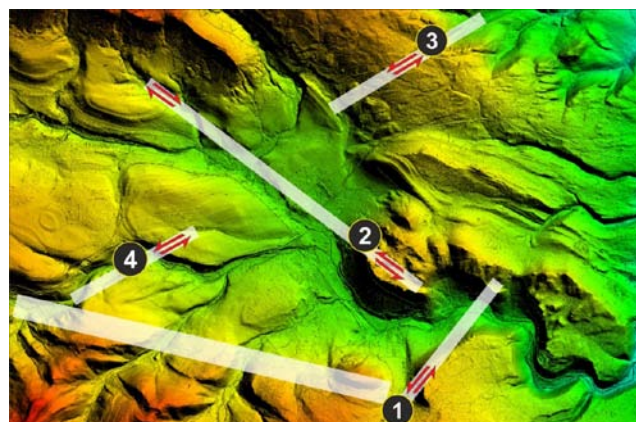
Szczytnik

Lokalizacja: Góra Szczytnik, Góry Stołowe,
skałka pod punktem widokowym
Współrzędne GPS (WGS84):
50°24'40"N 16°27'26"E

Omawia: Jurand Wojewoda

W małej skałce tzw. górnego piaskowca ciosowego (piaskowce Szczelińca-Skalniaka, wg Wojewoda (2001)) u podstawy punktu widokowego na Szczytniku (ryc. 15), niedaleko od wejścia na teren neogotyckiego zamku-pałacu Leśna Skała z 1837 roku, gdzie obecnie mieści się Dom Zakonny Misjonarzy Św. Rodziny, widoczne są dwa wskaźnikowe dla tektonicznej strefy przesuwczej zjawiska – powierzchnia uskokuwa (ryc. 16 a) oraz zestaw kilku otwartych struktur kwiatowych (ryc. 16 c). Orientacja powierzchni uskokuwej ($\sim 220^\circ/80^\circ$) i sprzężone z nią niskokątowe powierzchnie Riedla jednoznacznie wskazują na lewoskrętne przemieszczenie. Uławienie piaskowców jest niemal poziome, chociaż miejscami występuje war-

stwowanie przekątne w dużej skali, nachylone przeważnie ku południowi. Ciekawym zjawiskiem jest widoczne w odsłonięciu podatne odkształcenie warstw piaskowca z wyraźnie rozwiniętym własnym systemem niskokątowych powierzchni Riedla (ryc. 16 b).



Ryc. 15. Lokalizacja stanowisk w pierwszym dniu wycieczki na obszarze inwersji kinematycznej na uskokuach związanych z południowosudecką strefą ścinania

Fig. 15. Location of the first day trip stops on the area of kinematic inversion on faults related to the South-Sudetic Shear Zone



Ryc. 16. Powierzchnia prawoskrętnego uskoku przesuwczego z wyraźnie rozwiniętymi niskokątowymi powierzchniami ścinania Riedla (a); podatne ścinanie w piaskowcu wzdłuż powierzchni warstwowania (b); pozytywne (otwarte) struktury kwiatowe o osiach równoległych do powierzchni ścinania na uskoku przesuwczym (c)

Fig. 16. Right lateral strike-slip fault with well developed low angle Riedel's shers (a); ductile shearing along the surface of the sandstone stratification (b); set of positive (open) flower structures with axes parallel to the fault strike (c)

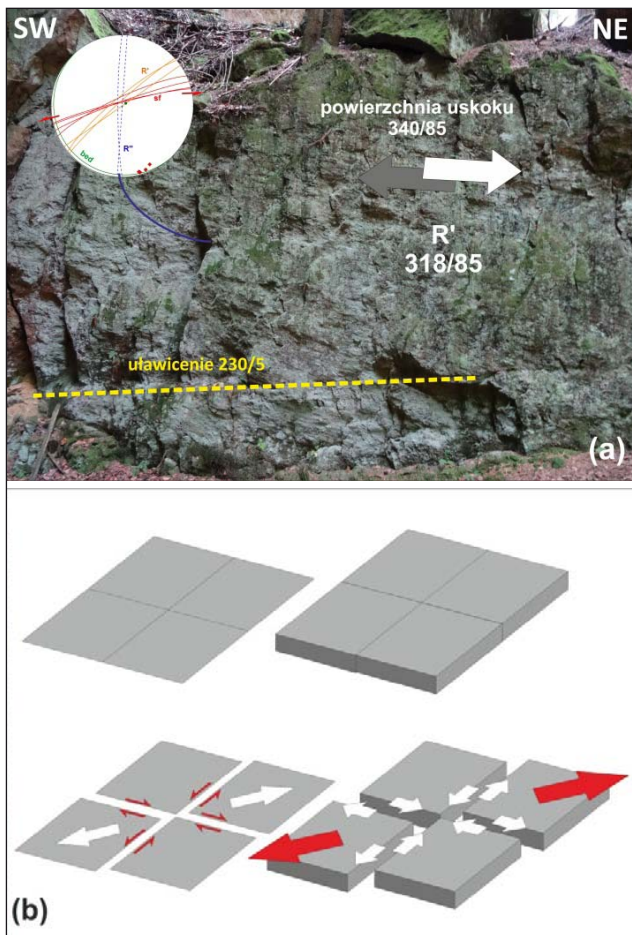
STANOWISKO NR 3

Strefa ścinania

Lokalizacja: Próg Radkowa, Chocieszów
Współrzędne GPS (WGS84):
50°26'03"N 16°28'06"E

Omawia: Jurand Wojewoda

W starym, nieczynnym od ponad 70 lat kamieniołomie, eksploatowano tzw. środkowy piaskowiec ciosowy (piaskowiec Progu Radkowa wg Wojewody (2011)). Miejsce jest szczególne, gdyż skała w tym miejscu jest naturalnie silnie spękana, znacznie bardziej niż w pozostałych miejscach masywu piaskowcowego w Górach Stołowych (por. ryc. 15). Gęsta sieć spękań sprawia wrażenie kliważu. Pomimo tego widoczne w kamieniołomie powierzchnie uławicenia są niemal poziome i nie wykazują istotnych przemieszczeń, przynajmniej pionowych. Natomiast znajdujemy tu liczne



Ryc. 17. Jedna z pionowych powierzchni uskokowych, z wyraźnymi niskokątowymi spękaniem Reiedla. Kierunek przemieszczenia na tej powierzchni jest lewoskrętny, ale w ścianie od której wykonana została fotografia ten kierunek jest prawoskrętny (a); schemat wyjaśniający takie, pozornie przeciwstawne rozmieszczenie wskaźników kierunku transportu tektonicznego (b)

Fig. 17. One of the sub-vertical fault surfaces, with low-angle Riede's shears. Displacement is left-lateral, but on wall off which the photograph was taken a right-lateral direction is documented (a); Sketch on the right side explains these apparently contradictory arrangement direction of indicators of tectonic transport (b)

dowody na tektonikę przesuwczą (ryc. 17 a). Cała strefa ścinania ma szerokość do ok. 100 m. Interpretacja kinematyki nie jest jednak prosta. Czasem na dwu przeciwległych i blisko siebie położonych ścianach obserwujemy przeciwne kierunki przemieszczenia, co sugeruje, że zniszczenie odbywało się w obrębie izolowanych bloków, których kinematykę trzeba każdorazowo ustalać indywidualnie. W pewnym stopniu tłumaczy to schemat niszczenia na rycinie 17 b, który wydaje się o tyle wiarygodny, o ile deformacja skały w tym miejscu następowała niemal na pewno w warunkach sprawczej tensji. Świadczą o tym między innymi rekrytalizacja kwarcu na powierzchniach uskokowych, liczne lustra z rysami oraz impregnaty żelaziste.

STANOWISKO NR 4

Strefa ścinania

Lokalizacja: Skarpa w Dolinie Bystrzycy Dusznickiej, trasa ze Szczytnej do Dusznik
Współrzędne GPS (WGS84):
50°24'31"N 16°25'66"E

Omawia: Jurand Wojewoda

W kamieniołomie wyraźnie zaznaczają się ukośnice wchodzące w powierzchnię uskoku spękania Riedla. Lewoskrętny kierunek przemieszczenia na uskoku. Warto zauważyć, że uławicenie jest niemal poziome. Linia widocznego uskoku idealnie przedłuża się w miejsce obserwowane w stanowisku 4 (por. ryc. 15). Występujący w górnej części odsłonięcia piaskowiec należy do jednego z ogniw tzw. środkowego piaskowca ciosowego (piaskowiec ze Złotna, wg Wojewoda (2011)). Piaskowiec całkowicie wyklinowuje się w kierunku południowo-wschodnim (w głąb ściany kamieniołomu) w odległości ok. 400 m.



Ryc. 18. Ściana kamieniołomu w Dusznikach, jednocześnie powierzchnia uskoku przesuwczego

Fig. 18. Wall quarry in Duszniki and strike slip surface fault plane

STANOWISKO NR 5

Strefa ścinania

Lokalizacja: Skarpa w potoku bez nazwy, Pstrążna
Współrzędne GPS (WGS84):
50°28'08"N 16°26'24"E

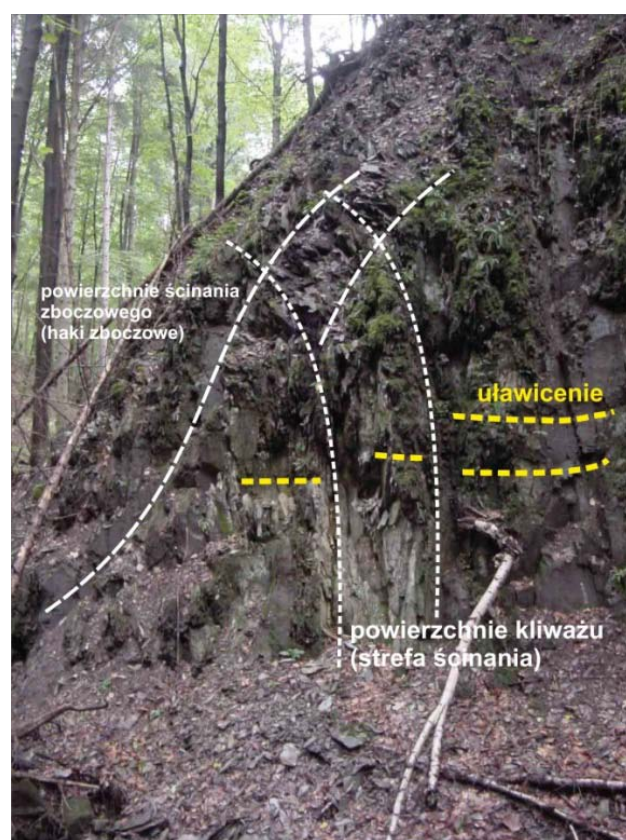
Omawia: Jurand Wojewoda

Stanowisko znajduje się u wylotu potoku bez nazwy do Czermnicy, która w Kudowie wpada do Potoku Kudowskiego. W stromej skarpi jaru widoczna jest gęsta sieć powierzchni spękań o cechach kliważu ścięciowego. Uławicenie skał jest niemal poziome, chociaż bardzo trudne do zidentyfikowania. Sytuację dodatkowo komplikuje deformacja zboczowa, która zafałdowuje kliważ. W przeszłości kliważ ścięciowy został mylnie zinterpretowany jako uławicenie, a że zapada ku południowi (pod skały metamorficzne jednostki Noveho Mesta oraz granitoidy Kudowy) wywnioskowano z tego, że mamy w tym miejscu dowód na uskoku inwersyjny i nasunięcie masywu granitowego Kudowy na kredę śródsudecką. Taką interpretację do dzisiaj można znaleźć na wszystkich mapach tego regionu wykonanych w różnych skalach i dla różnych potrzeb.

Podobne błędy interpretacyjne zjawisk tektonicznych na niemal całym południowym obrzeżeniu synklinorium śródsudeckiego skłoniły historycznie do uznania za fakt nasunięcia skał otaczających jednostek geologicznych na utwory osadowe synklinorium śródsudeckiego. Ma to ogromne konsekwencje w interpretacji geodynamiki całego obszaru Sudetów, gdyż wprowadza pojęcie tzw. kompresji laramijskiej, której *de facto* nie można wyprowadzić z jakichkolwiek powszechnych przesłanek.

Autorskie odwzorowanie budowy geologicznej okolic Pstrążnej przedstawiają ryciny 9 i 10, a szczegółowa interpretacja jest zawarta w artykule Wojewody (2009 b). Precyzyjna lokalizacja przy użyciu GPS, zastosowanie dokładnego podkładu w oparciu o DEM i wielokrotnie powtarzane pomiary uławicenia osadów, spękań i wskaźników transportu tektonicznego na powierzchniach znacząco weryfikują wcześniejsze interpretacje (por. ryc. 10). Zdaniem autora wychodnie karbonu w okolicach Pstrążnej tworzą elewację strukturalną o charakterze kopuły. Utwory kredy zalegają niezgodnie na karbonie i są nachylone we wszystkich kierunkach na zewnątrz od kopuły pod kątem

do 23° i tworząc tym samym radialną strukturę antyklinalną - brachyantyklinę. Łącznie, elewacja strukturalna Pstrążnej, masyw Kudowy, niecka Karłowa-Batorowa oraz tektoniczna depresja Kudowy tworzą złożoną strukturę regionalną sprzężoną ze strefami uskokowymi Żdarek-Jakubowice oraz Poříčí-Hronov. Stanowisko 5 znajduje się na styku tych stref, od strony synklinorium śródsudeckiego (por. ryc. 9 i 10). Obydwie strefy uskokowe wykazują wiele cech typowych dla stref przesuwczych o prawoskrętnym kierunku przemieszczenia. Trzeba podkreślić, że do takich cech należy m. in. współwystępowanie blisko siebie i na tym samym obszarze uskoków normalnych i inwersyjnych, struktur kwiatowych, kliważu ścięciowego oraz wąskich i wydłużonych ciał geologicznych (bloków), czasem o zupełnie różnej genezie i pochodzeniu.



Ryc. 19. Kliważ ścięciowy zdeformowany w wyniku procesów zboczowych
Fig. 19. Shear cleavage deformed by redeposition of weathered material

STANOWISKO NR 6
Powierzchnie ścinania podatnego

Lokalizacja: bloki piaskowcowe, Zalew w Radkowie
 Współrzędne GPS (WGS84):
 50°30'06"N 16°22'28"E

Omawia: Jurand Wojewoda

STANOWISKO NR 7
Powierzchnie ścinania, struktury ucieczkowe gazu

Lokalizacja: Białe Ściany, Góry Stołowe
 Współrzędne GPS (WGS84):
 50°27'35"N, 16°21'06"E

Omawia: Jurand Wojewoda

NIESPODZIANKA

STANOWISKO NR 8

Powierzchnie ścinania, ekstensometr tarczowy

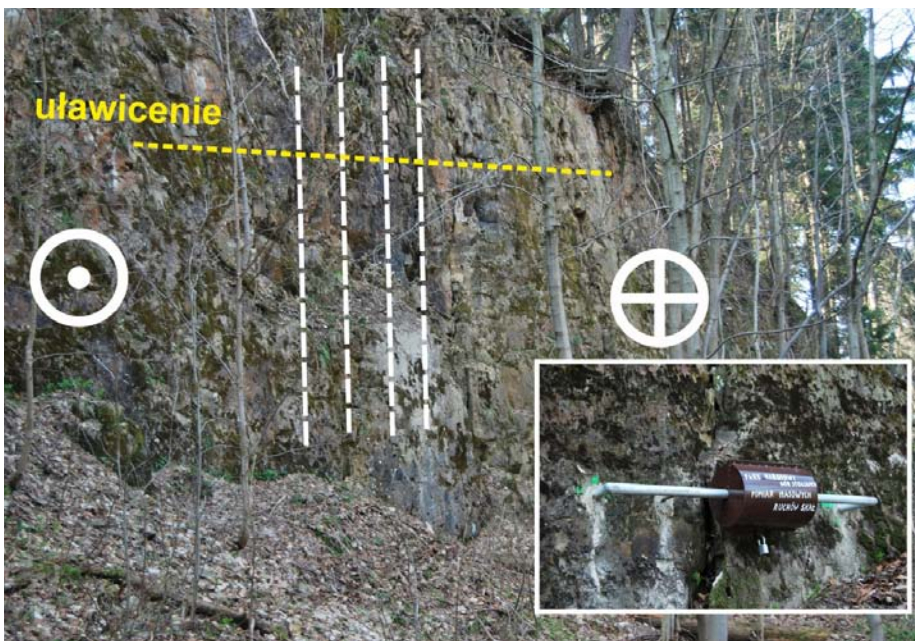
Lokalizacja:
 Masyw Skalniaka, droga z Karłowa do Ostrej Góry
 Współrzędne GPS (WGS84):
 50°28'50"N 16°18'50"E

Omawia: Jurand Wojewoda

Jest to miejsce analogiczne tego w stanowisku 5 i znajduje się po drugiej, północnej stronie Masywu Skalniaka. W tym miejscu rozpoczyna się przedłużenie strefy Poříčí-Hronov w system uskoków, które od nazwy potoku, który wzdłuż tego systemu uformował swoją dolinę, nosi nazwę systemu uskoków Czerwonej Wody (Wojewoda, 2007 d). W miejscu tym zainstalowany został ekstensometr tarczowy, początkowo w intencji pomiarów geodynamicznych, jednak jego lokalizacja w tym miejscu, raczej wyklucza taką możliwość z uwagi na przeważającą rolę odkształceń grawitacyjnych związanych ze stromą skarpą zbocza.



Ryc. 20. Zagadkowe powierzchnie ścinania, o charakterze inicjalnego ciosu w nieskonsolidowanym osadzie
Fig. 20. Mysterious shear surfaces induced within an unconsolidated sediment



Ryc. 21. Prawoskrętna strefa ścinania i ekstensometr tarczowy

Fig. 21. Clockwise fault shear zone and extensometer measuring scarp activity

STANOWISKO NR 9

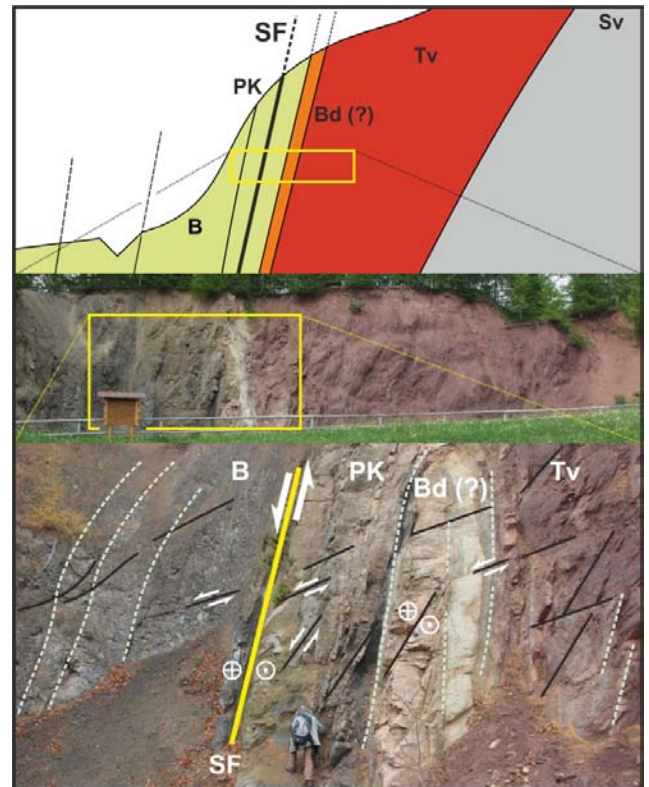
Uskok Porici-Hronov, granica synklinorium śródsudeckiego

Lokalizacja: Malé Svatoňovice
Współrzędne GPS (WGS84): 50°31'49"N 16°03'8"E

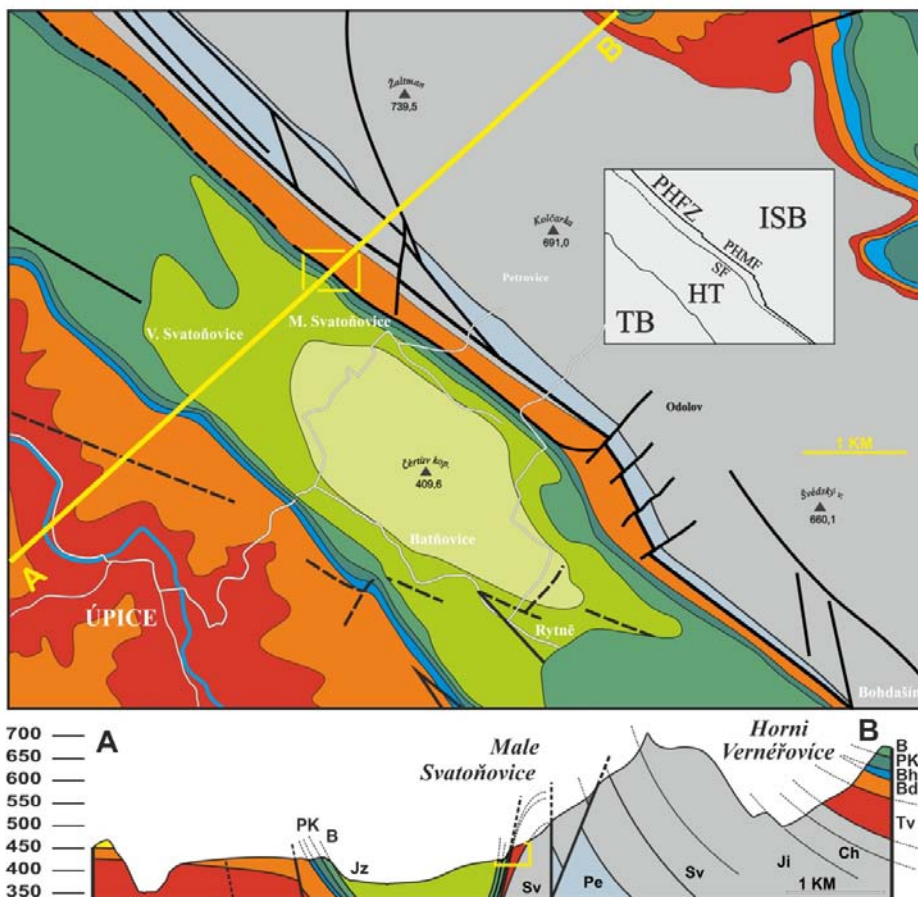
Omawia: Jurand Wojewoda

Stanowisko 9 znajduje się na południowej granicy synklinorium śródsudeckiego. Łatwo można tam dotrzeć z centrum Małych Svatoňovic idąc ścieżką w kierunku szkoły i cmentarza. Na łące, naprzeciw cmentarza łatwo można dostrzec wychodnie skał. Stanowisko to jest chronione prawnie, jako obiekt ważny dla kultury materialnej i nauki (ryc. 22).

W literaturze znane jest od dawna, a to ze względu na znakomitą ekspozycję, łatwy dostęp i ogromne znaczenie dla interpretacji geodynamicznej Sudetów. Stanowisko znajduje się na krawędzi zbrocza, które stanowi jednocześnie północny brzeg rowu Hronova. Ten ostatni jest wąskim zapadliskiem tektonicznym, o długości ok. 20 km i szerokości ok. 2 km, między miejscowościami Upice i Svatoňovice (ryc. 23). Ocenia się, że zrzut na jego północnym zboczu sięga 1,2 km (ryc. 25). Wypełniają go utwory kredy, których resztki jest również widoczna w stanowisku, na skrzydle podniesionym rowu.



Ryc. 22. Lokalizacja odsłonięcia i interpretacja kinematyczna zjawisk
Fig. 22. Location of destination and interpretation of kinematics



Ryc. 23. Mapa geologiczna i przekrój fragmentu rowu Hronova i obszarów przyległych

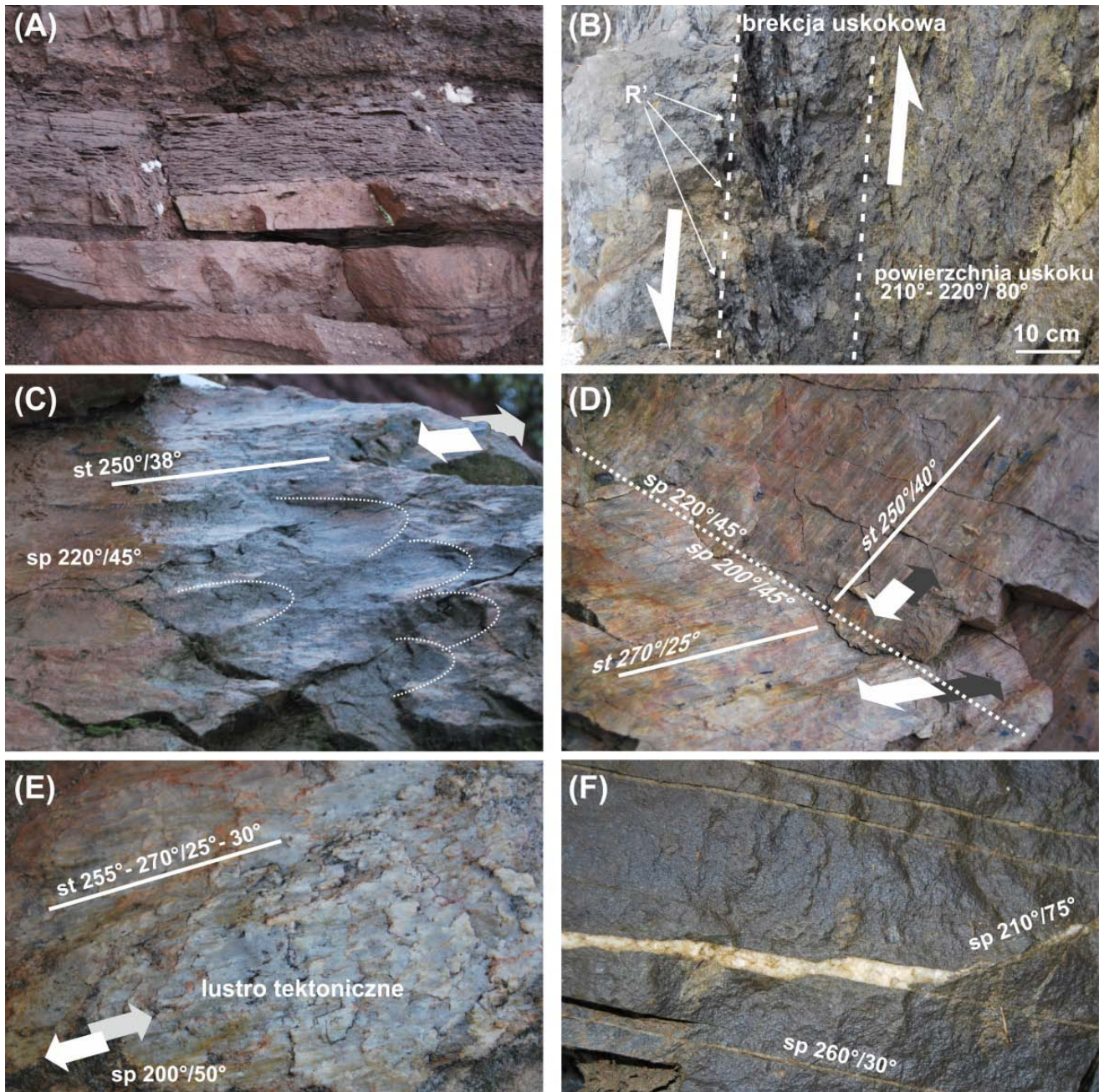
Fig. 23. Geological map and cross section of the Hronov Trough and neighbouring areas

Symbole

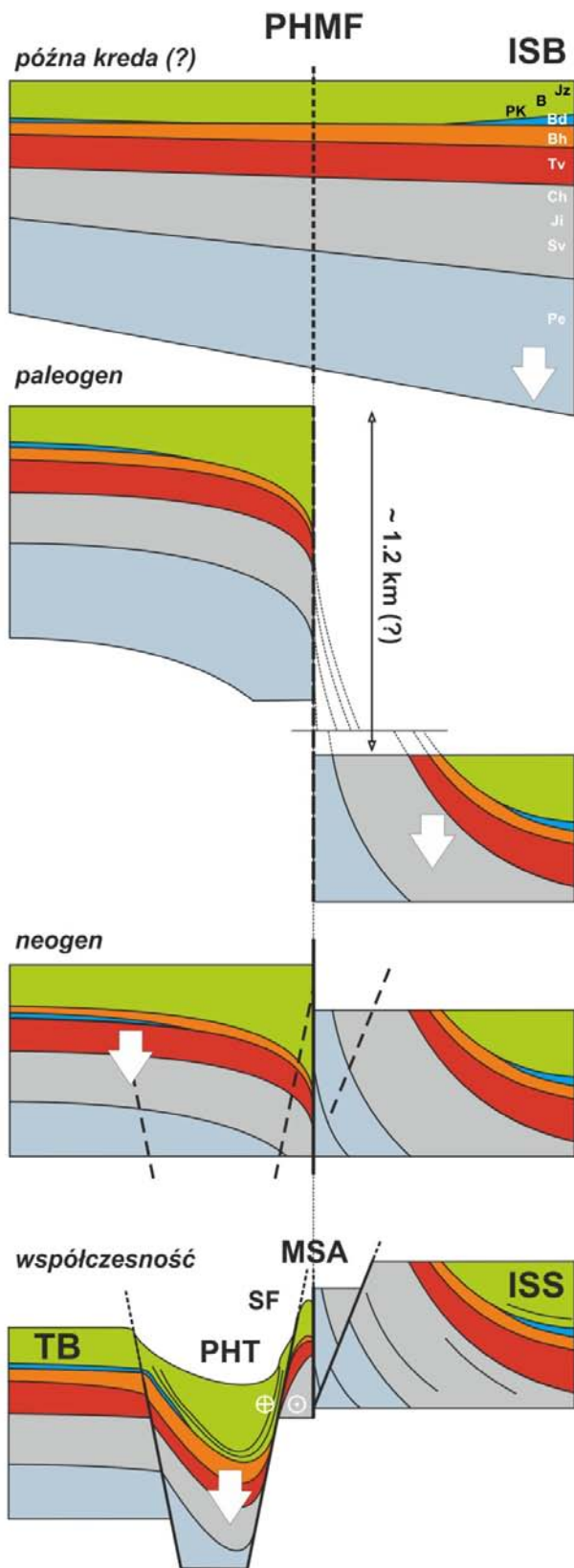
Na rycinach od 22 do 26 zaznaczone są symbolami oraz ramkami wszystkie najważniejsze dla kompleksowej interpretacji sytuacji geologicznej, jaką mamy w odsłonięciu.

PHMF – główny uskoku Poříčí-Hronov, **SF** – uskoku Svatoňovic, **ISB** – basen śródsudecki, **ISS** – synklinorium śródsudeckie, **TB** – basen Trutnova, **HT** – rów Hronova; **Pe** – ogniwo Petrovic, **Sv** – formacja Svatoňovic, czerwonoszare osady heterolityczne (westfal **D** – stefan **A**); **Tv** – formacja

Trutnova, czerwono-brunatne piaskowce i zlepieńce (dolny perm); **Bh** – formacja Bohuslavice (czerwonoszare heterolity, turyng); **Bd** – formacja Bohdašín (?) – drobnoziarniste piaski ilaste i zlepieńce kaolinowe (zwietrzelina???, odpowiednio triasowa i/lub wczesnokredowa); **PK** – formacja Peruca-Koryčan, piaskowce, zlepieńce (górny cenoman); **B** – formacja Bilej Hory, pyłowce krzemionkowe (dolny turon); **Ji** – formacja Jizery, wapienne mułowce i ilowce (środkowy turon); **sp** – powierzchnie ślizgowe; **st** – lineacja; **fp** – powierzchnia uskokowa



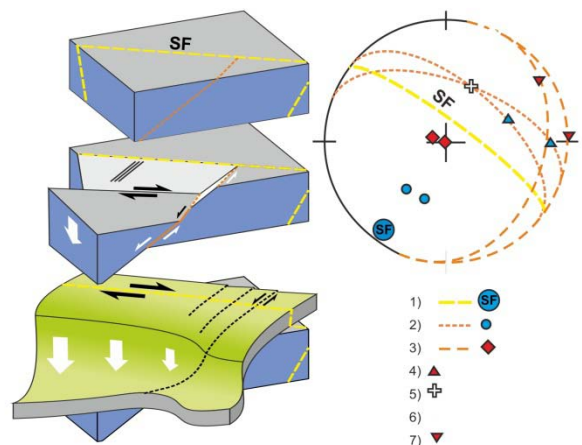
Ryc. 24. Zjawiska strukturalne – wskaźniki kinematyczne ruchu tektonicznego i ich interpretacja
Fig. 24. Structural features – kinematic indicators of tectonic movement and their interpretation



Ryc. 25. Fazy rozwoju struktury geologicznej pogranicza synklinorium śródsudeckiego i basenu Trutnova

Fig. 25. Development phases of the geological structure of the border area between the Intrasudetic Synclinorium and Trutnov Basin

Schematy ewolucyjne przedstawione na rycinach 25 i 26 wynikają wprost z interpretacji i układu przestrzennego zjawisk strukturalnych w stanowisku Svatoňovice. Oczywiście, można je zaakceptować, o ile poprawnie zostały zinterpretowane m.in. wskaźniki kierunku ruchu udokumentowane pomiarami. W powiązaniu z obrazem kartograficznym obszaru między Upicami i Svatoňovicami, można przyjąć, że dotychczasowe interpretacje, o rzekomym nasunięciu w tej części uskokuw Poříčí-Hronov oraz Svatoňovic, nie są niczym podparte. Zarówno powstanie rowu Hronova, jak i wyraźnie przesuwczy charakter powierzchni uskokuwych wskazuje na ewidentnie transtensyjny, prawoskrętny reżim przesuwczy w trakcie formowania się struktury tego fragmentu Sudetów.



Ryc. 26. Model powstania i ewolucji strukturalnej rowu Hronova w następstwie przesuwczo-zrutowej aktywności uskokuw Poříčí-Hronov
Fig. 26. Model of the Hronov Trough formation and structural evolution due to strike-slip and down-slip movements on the Poříčí-Hronov faults

STANOWISKO NR 10**Kamieniołom Krákorka (U Devěti křížů)**

Lokalizacja: Červený Kostelec (Republika Czeska)
Współrzędne GPS (WGS84):
50° 29' 27"N, 16° 03' 22"E

Omawiają: Aleksander Kowalski, Jurand Wojewoda

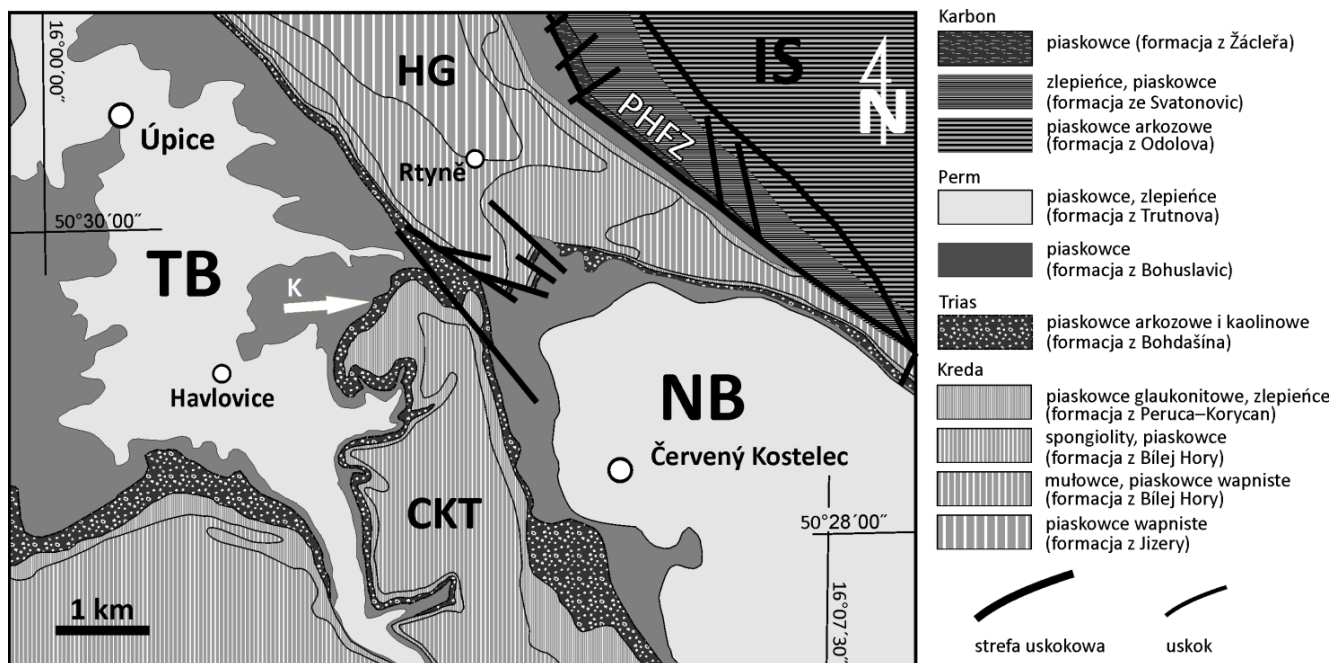
Skały osadowe dolnego i środkowego triasu oraz górnej kredy, eksploatowane w kamieniołomie Krákorka, występują w Sudetach na stosunkowo niewielkim obszarze. Rozpoznane i opisane zostały głównie na elewacjach morfologicznych lub strukturalnych. W synklinorium śródsudeckim znane są z rejonu tzw. antykliny Łącznej (por. Kowalski, 2016), która rozdziela brachysynklinę Krzeszowa i Adršpach, oraz z rejonu elewacji Teplic (okolice miejscowości Bohdašín), która rozdziela niekę Adršpach od niecki Polic. Osady te znane są również z odsłoneń i wyrobisk górniczych w obrębie południowosudeckiej strefy ścinania (por. stanowisko nr 10; Malé Svatoňovice). Jednak najlepiej osady triasu zostały udokumentowane na elewacji morfologicznej rozdzielającej baseny Nachodu (NB) i Trutnova (TB; ryc. 28). Obszar ten znany jest jako „U Devěti křížů” i znajduje się między miejscowościami Červený Kostelec i Úpice. Obszar stanowi jednocześnie lokalne obniżenie strukturalne – zapadlisko Červeného Kostelca (CKT), które jest przedłużeniem rowu Hronova (HG) w kierunku południowo-wschodnim. W kamieniołomie o nazwie Krákorka eksploatowane są piaskowce kwarcowo-kaolinowe o charakterystycznej oddzielności płytowej (ryc. 29 a).

W kamieniołomie Krákorka osłaniają się utwory triasu i kredy (por. Uličný, 2004). W dolnej części kamieniołomu,

poniżej poziomu eksploatacji występują najmłodsze osady sukcesji permskiej w Sudetach. Jest to formacja z Bohuslavic, zaliczana do turyngu (Holub, 1972). Tworzą ją heterolityczne, w przewadze zlepieńcowate osady jeziorne i rzeczne (m.in. Wojewoda i Mastalerz, 1989; Wojewoda, 2007 b). Utwory triasu zaliczane do formacji z Bohdašina, zalegają niezgodnie lub prawie zgodnie na osadach permskich. Kamieniołom założony jest w stropowej partii formacji z Bohdašina. Dolna i środkowa część formacji, wykształcona w postaci średnioziarnistych piaskowców arkozowych o różowym zabarwieniu i jest interpretowana jako typowe osady fluwialne (Prouza i inni, 1985; Mroczkowski i Mader, 1985). Ich miąższość dochodzi do 60 m. Górną część profilu tworzą piaskowce kwarcowo-kaolinowe o wyraźnej oddzielności płytowej. Ich występowanie ogranicza się jednak wyłącznie do pogranicza basenów Trutnova i Nachodu. Z powodu wyraźnie różniącej się litologii tych osadów określono je jako ogniwo piaskowców z Barchovin (wg Holub, 1972). Do dzisiaj w literaturze stosowana jest nieformalna nazwa „piaskowców z Devět křížů” (Holub, 1966; Uličný, 2004). Warto nadmienić, iż sama granica pomiędzy stropem formacji z Bohdašina a ogniwem piaskowców z Devět křížů nie jest ostra i obejmuje silnie skaolinizowane gruboklastyczne osady o nieustalonym wieku.

Najwyższą część sukcesji osadowej, która odsłania się w kamieniołomie Krákorka stanowią morskie, klastyczne utwory górnej kredy (ryc. 29 b), które współtworzą formację z Peruca-Koryčan. Są one zaliczane do dolnego i górnego cenomanu. Nad nimi natomiast, na obszarach przyległych do strefy u Devěti křížů, np. w rowie Hronova występują drobnoziarniste osady wapienno-krzemionkowe formacji z Bílej Hory, które są zaliczane do dolnego turonu.

Strukturalną odrębność utworów osadowych okolic Červeného Kostelca i Havlovic zauważył już Petrascheck (1933). Opisał je jako piaskowce płytowe (niem. *Platten-*



Ryc. 28. Mapa geologiczna okolic Červeného Kostelca (na podstawie: Prouza, 1988). Objasnienia: CKT – zapadlisko Červeného Kostelca, HG – rów Hronova, IS – synklinorium śródsudeckie, K – kamieniołom Krákorka, NB – basen Nachodu, TB – basen Trutnova, PHFZ – strefa uskoku Poříčí-Hronov
Fig. 28. Geological map of Červený Kostelec area. Explanations: CKT – Červený Kostelec Trough, HG – Hronov Graben, IS – Intrasudetic Synclinorium, K – Krákorka Quarry, NB – Nachod Basin, TB – Trutnov Basin, PHFZ – Poříčí-Hronov Fault Zone

sandsteines), występujące tylko w wąskim, leśnym pasie „*Neunkreuzener*” i zaliczył je do triasu. Ich występowanie właśnie w tym miejscu, wiązał z brzegiem synklinorium śródsudeckiego. Według Petraschecka, skały o podobnej litologii, również skaolinizowane i zaliczane do pstręgo piaskowca, odsłaniają się w okolicach Chełmska Śląskiego i Kochanowa (brachysynklina Krzeszowa), w środkowo-zachodniej części synklinorium śródsudeckiego.

W późniejszych pracach poglądy na pozycję stratygraficzną dolnej i środkowej części formacji z Bohdašina nie zmieniały się (Tásler, 1966; Holub, 1966; Prouza i inni, 1985), a sama sukcesja, na podstawie analogii z przyległymi obszarami, była zgodnie interpretowana jako osady okresowych rzek roztokowych (Mroczkowski i Mader, 1985; Prouza i inni, 1985).

Wiek i geneza piaskowców eksploatowanych w kamieniołomie Krákorka pozostają dyskusyjne. Valín (1964) interpretował piaskowce kaolinowe jako osady pochodzenia jeziornego. Holub (1972) wyraził pogląd, że mogą to być osady morsko-plażowe. Pogląd ten nie został jednak podtrzymany w późniejszych opracowaniach. Vejlupek (1983), na podstawie zmian zabarwienia, orientacji ciosu i obecności glaukonitu w stropowych partiach kamieniołomu zasugerował kredowy wiek piaskowców z Devět křížů. Prouza (1985) określił środowisko sedimentacji tych osadów, jako płytkie jeziora lub rozległe równiny aluwialne. Jednocześnie stwierdził, że dzisiejsza pozycja i rozmieszczenie piaskowców kaolinowych, w odniesieniu do rozprzestrzenienia całej formacji z Bohdašina, jest wynikiem zmian w położeniu centrów depozycji. Mikuláš i inni (1991), na podstawie znalezisk kopalnych zwitków błotnych (ang. *mud scrolls*), zasugerowali możliwość sedimentacji piaskowców ogniwa z Devět křížů w warunkach suchego klimatu, nie wykluczając ich eolicznego pochodzenia. Zajíc (1998) na podstawie znalezisk tropu teropoda, zasugerował młodszy wiek dla całej formacji z Bohdašina, a już z pewnością dla jej stropowej części. Kompleksowa analiza sedimentologiczna utworów odsłoniętych w kamieniołomie została przeprowadzona przez Uličného (2004). Autor ten analizując wielkoskalowe warstwowania i towarzyszące im inne struktury sedimentacyjne uznał, że osady z Devět křížů powstały w środowisku eolicznym

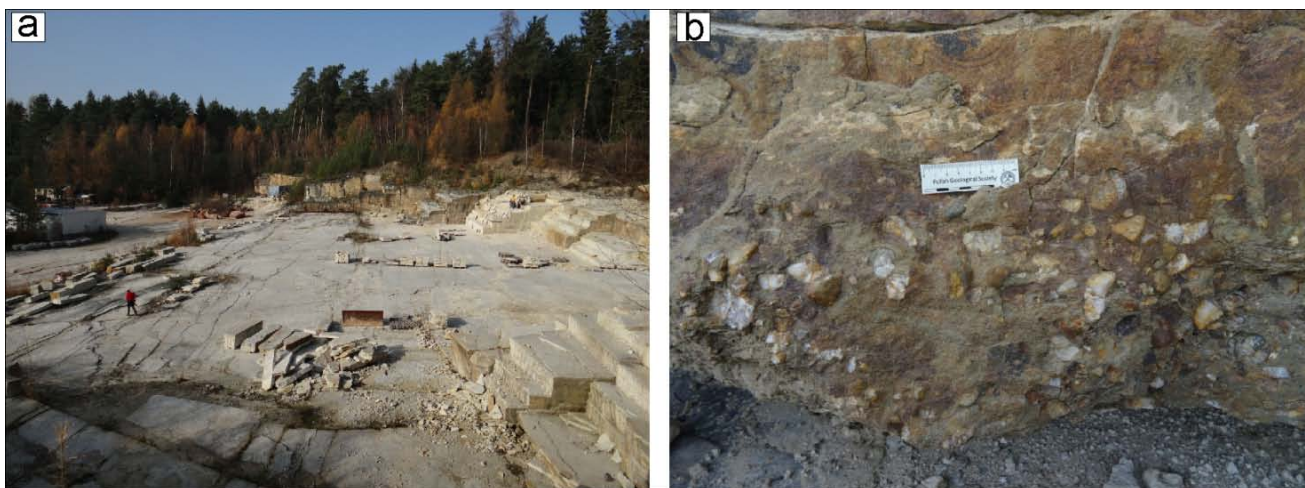
i stanowią zapis zmian klimatycznych w Europie Środkowej we wczesnym triasie.

Górna granica piaskowców z Bohdašina nie pokrywa się ze spągiem tzw. transgresywnych zlepieńców glaukonitowych (ryc. 29 b), występujących w górnej części kamieniołomu. Subtelna zmiana stopnia kompaktacji i barwy piaskowców eksploatowanych w kamieniołomie, z szarobiałej do żółtej, oraz pojawienie się glaukonitu, sugeruje obecność powierzchni niezgodności około 2 m poniżej zlepieńca tradycyjnie nazywanego zlepieńcem podstawowym. Potwierdzają to również struktury biogeniczne, w tym liczne skamieniałości śladowe z rodzaju *Thalassinoides*, *Arenicolites*, jak również przypuszczalne ślady korzeni, wskazujące na środowisko płytkomorskie (por. Mikuláš i Prouza, 1999). Struktury te występują w piaskowcach pod cienką (ok. 0,3 m) ławicą zlepieńców. Warto podkreślić, że luka czasowa między zachowanymi osadami z Devět křížů a wyżejległymi osadami górnej kredy wynosi ok. 142 Ma.

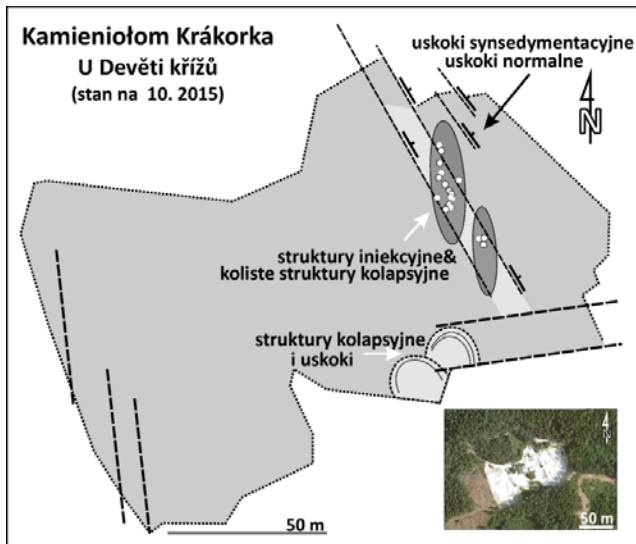
Mięszość kaolinowych piaskowców występujących w stropowej części formacji z Bohdašina sięga 15 m. Piaskowce eksploatowane w kamieniołomie Krákorka u Devět křížů, mają wyraźną płytową oddzielność i osiągają w tym miejscu grubość od 7,5 do 9,5 m (por. Uličný, 2004).

W kamieniołomie Krákorka zostały rozpoznane i opisane (Wojewoda i inni, 2016) liczne struktury deformacyjne związane z aktywnością tektoniczną i sejsmiczną obszaru zapadliska Červeneho Kostelca (ryc. 30). Do najbardziej spektakularnych należą cylindryczne struktury iniekcyjne i związane z nimi uskoki synsedymantacyjne (ryc. 31 a). Były one wcześniej opisywane jako wulkany piaszczyste (ang. *sand volcanoes*, por. Uličný, 2004).

Struktury iniekcyjne, występujące na stropowych powierzchniach ławic piaskowców, są wypukłe i mają owalne kształty. Ich średnica waha się od kilku centymetrów do 0,5 m, a grubość sięga 6 cm. Orientacja i rozmieszczenie tych struktur wskazuje na wyraźny związek przestrzenny z uskokami synsedymantacyjnymi (ryc. 31 a). Struktury iniekcyjne występują w wąskich pasach o długości do 50 m, które stanowiły najprawdopodobniej strefy wzmożonej migracji gazów i materiału piaszczystego, upłynnionego (ryc. 31 b) wskutek wstrząsu sejsmicznego w sąsiedztwie uskoków (por. Hurst i inni, 2011; Van Loon i Maulik, 2011).



Ryc. 29. Kamieniołom Krákorka (a); transgresywne zlepieńce glaukonitowe (górną kredą, formacja z Peruca-Koryčan) w górnej części kamieniołomu (b)
Fig. 29. Krákorka Quarry (a) and transgressive, glauconitic conglomerates (Upper Cretaceous, Peruc – Koryčany Formation) in the upper part of quarry (b)



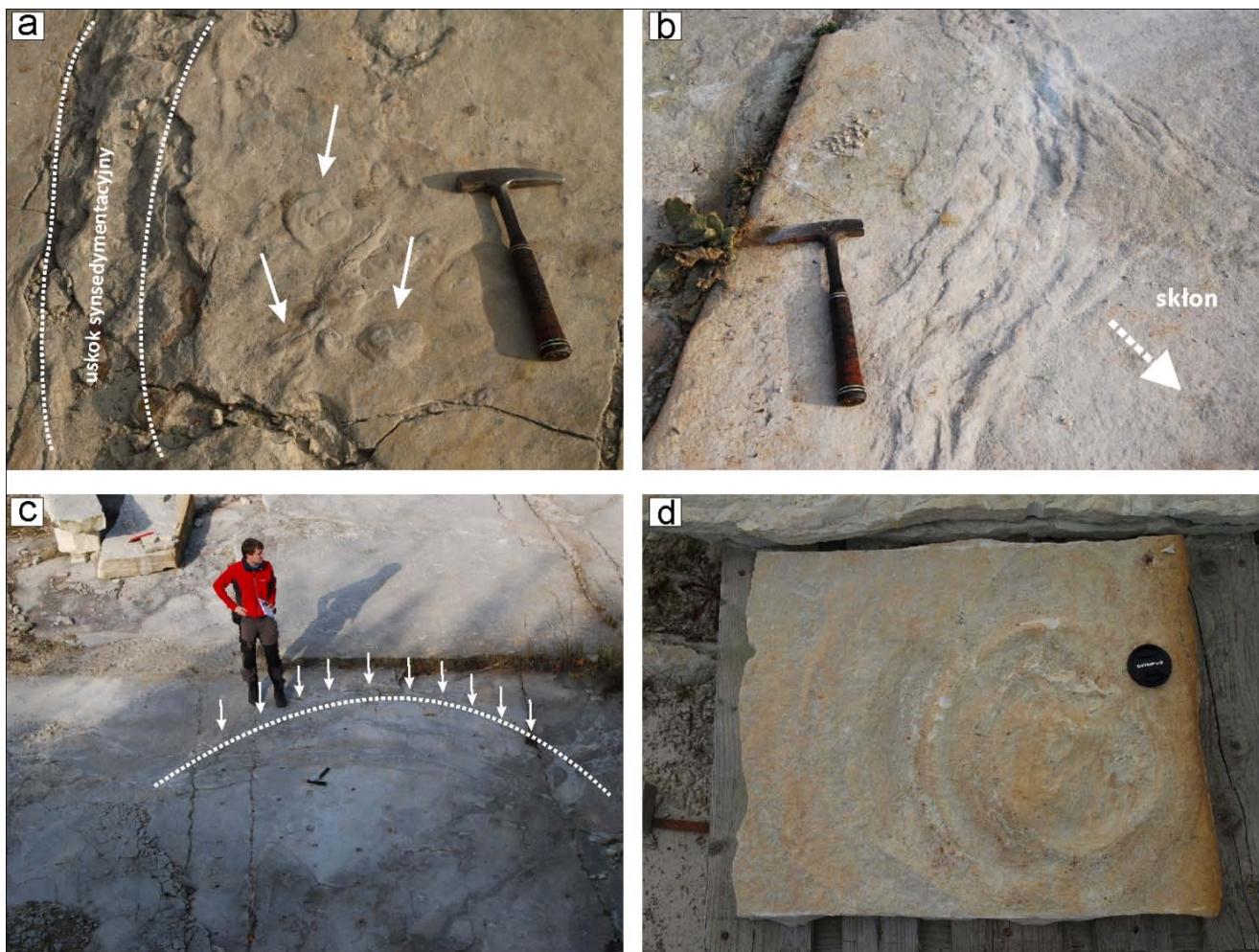
Ryc. 30. Rozmieszczenie synsedymantacyjnych struktur deformacyjnych i uskoku w kamieniołomie Krákorka

Fig. 30. Spatial distribution of synsedimentary deformation structures and faults in the Krákorka Quarry

Zachowanie struktur iniekcyjnych w bardzo dobrze wysortowanym osadzie było możliwe najprawdopodobniej dzięki matom mikrobialnym (Prave, 2002; Porada i Bouougri, 2007), które „stabilizowały” powierzchnię sedimentacji. Wskazują na to struktury zmarszczkowe (ang. *wrinkle structures*), występujące na powierzchniach warstwowań oraz znakomicie zachowane szczeliny z wysychania, które rozwinęły się w piaszczystym osadzie pomimo braku osadu frakcji pyłowej.

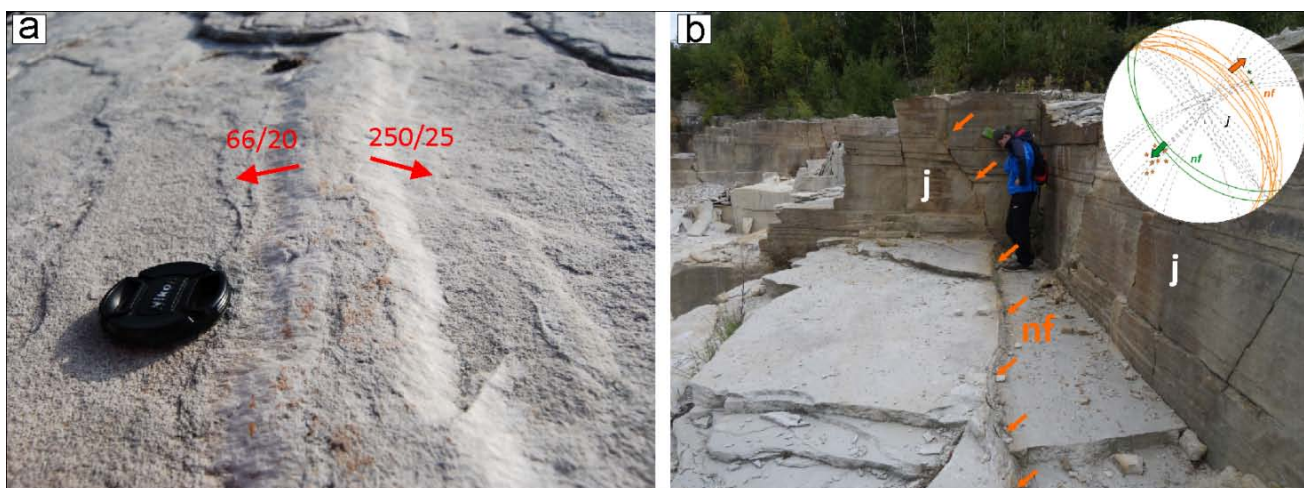
Kolejnym spektakularnym przejawem aktywności tektonicznej są cylindryczne struktury kolapsyjne (ang. *circular collapse structures*; ryc. 31 c) i współwystępujące z nimi uskoki. Średnica obserwowanych struktur przekracza 5 m, a ich głębokość sięga 25 cm. Składają się one z cylindrycznych stopni uskokowych nachylonych w kierunku południowo-zachodnim. Pierwotne nachylenie powierzchni sedimentacji w obrębie tych struktur potwierdza orientacja i rozmieszczenie riplemarków falowych.

W piaskowcach ogniwa z Devět křížů występuje regularna sieć spękań ciosowych o orientacji NW-SE oraz NE-SW, przecinających się pod kątem ok. 80–90° (por. ryc. 29 a),



Ryc. 31. Synsedymantacyjne struktury deformacyjne w piaskowcach ogniwa z Devět křížů; struktury iniekcyjne i uskoki synsedymantacyjne (a); zapis upłynnienia materiału piaszczystego w sąsiedztwie uskoku (b); struktura kolapsyjna w południowej części kamieniołomu (c); cylindryczna struktura kolapsyjna (d)

Fig. 31. Synsedimentary deformation structures in the Devět křížů sandstones; injection structures and synsedimentary faults (a); record of sand liquefaction closed to fault (b); collapse structure in the southern part of a quarry (c); collapse circular structure (d)



Ryc. 32. Powłoki rekrytalizacyjne na powierzchni niskokątowych, listrycznych uskoku normalnych (a); uskoku normalnego z wyraźnie zaznaczoną segmentacją. Diagram (dolna półkula) przedstawia orientację spękań ciosowych (j) oraz uskoku normalnych (nf) w piaskowcach ogniwa z Devět křížů (b)
Fig. 32. Quartz fibrous mineralization on the surfaces of a "double-sided" normal listric fault (a). Vertically segmented normal fault. Diagram (lower hemisphere) shows an orientation of joints (j) and normal faults (nf) in the Devět křížů sandstones (b)

spękań ekstensyjnych oraz uskoku normalnych. Najstarsze z uskoku powstały w słabo zlitfikowanym osadzie, o czym świadczy m.in. ich „segmentacja” (ang. *segmented faults*; ryc. 32 b), która związana jest z późnym etapem kompaktacji materiału piaszczystego (Stewart i Hancock, 1991; Childs i inni, 1996). Na powierzchniach niskokątowych uskoku normalnych występują bardzo często powłoki rekrytalizacyjne (ryc. 32 a), których brak jest na powierzchniach uskoku wysokokątowych.

Uskoki normalne związane z deformacjami kruchymi mają orientację zbliżoną do uskoku synsedymentacyjnych i wiążą się z ich częściową reaktywacją. Kąty nachylenia powierzchni uskoku normalnych wynoszą od 35 do 65°. Uskoki normalne obserwowane w kamieniołomie mają bimodalną orientację (ryc. 32 b).

Wiek piaskowców kaolinowych, które występują między udokumentowanymi utworami pstręgo piaskowca i górnej kredy, mieści się w przedziale czasowym ok. 140 milionów lat, co oznacza, że osady te mogą być zarówno późnotriasowe, jurajskie, bądź wczesnokredowe. Ponieważ jednak piaskowce kaolinowe, na obszarze synklinorium północnosudeckiego, występują pod utworami wapienia muszlowego, najbardziej prawdopodobną jest teza o środkowotriasowym wieku (Wojewoda i inni, 2016) piaskowców ogniwa z Devět křížů na obszarze synklinorium śródsudeckiego. Najprawdopodobniej piaskowce kaolinowe stanowią zapis początkowego okresu transgresji morskiej na obszar dzisiejszych Sudetów na przełomie retu i wapienia muszlowego. Zapadlisko Červeneho Kostelca stanowiło wówczas, wąskie, okresowo zalewane obniżenie. W wyniku ekstensyjnego rozwoju basenu, w późnej kredzie w czasie transgresji morskiej, obszar stanowił pasywną elewację strukturalną. Związek wychodni piaskowców kaolinowych z obszarem współczesnych elewacji wskazuje jednoznacznie na migrację depocentrów w warunkach ekstensyjnych, w środkowej części basenu śródsudeckiego. Układ przestrzenny prezentowanych podczas wycieczki struktur (uskoku synsedymentacyjnych, struktur iniekcyjnych oraz kolapsyjnych) jest ściśle związany z topografią zapadliska Červeneho Kostelca w środkowym triasie i późnej kredzie.

Literatura

- Aleksandrowski, P., Śliwiński, W., Wojewoda, J., 1986.** Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin. [In:] A.K. Teisseyre (ed.) – 7th IAS Regional Meeting. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 9–29. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum.
- Allen, P.A., Allen, J.R., 1990.** Basin analysis: principles and application. Blackwell Sci. Publ., 451 p.
- August, C., Wojewoda, J., 2005.** Late Carboniferous weathering and regolith of the Kudowa Trough: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications. *Geologia Sudetica*, **36**: 53–66.
- Bertoluzza, L., Perotti, C.R., 1997.** A finite-element model of the stress field in strike slip basins: implications for the Permian tectonic of the Southern Alps (Italy). *Tectonophysics*, **280**: 185–197.
- Blecha, M., Burliga, S., Lojka, R., Martinek, K., Wojewoda, J., 2008.** Osady permskie basenu śródsudeckiego. [W:] J. Wojewoda (red.) – Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15-21.09.2008, Kudowa Zdrój. Materiały Konferencyjne, wycieczka B, ss. 61–83. WIND, Wrocław.
- Burliga, S., Martinek, K., Wojewoda, J., 2008.** Perm karkonoskiego basenu piedmontowego i basenu Nachodu. [W:] J. Wojewoda (red.) – Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15-21.09.2008, Kudowa Zdrój. Materiały Konferencyjne, wycieczka C, ss. 64–110. WIND, Wrocław.
- Cacoň, S., Wojewoda, J., Kaplon, J., 2009.** Geodynamic studies in the Góry Stołowe National Park area. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **6**: 230–238. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Childs, C., Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J.J., 1996.** Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, **18**: 1389–1397.
- Christie-Blick, N., Biddle, K.T., 1985.** Deformation and basin formation along strike-slip faults. *Special Publication Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **37**: 1–34.
- Cymerman, Z., 2004.** Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block. Warszawa, Państwowy Instytut Geologiczny.

- Don, J., Wojewoda, J., 2004 a.** Tektonika rowu górnej Nisy Kłodzkiej: sporne problemy. *Przegląd Geologiczny*, **52**: 883–886. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Don, J., Wojewoda, J., 2004 b.** Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben: Contentious Issues. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **1**: 173–178. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Don, J., Skacel, J., Gotowała, R., 2003 a.** The boundary zone of the East and West Sudetes on the 1:50 000 scale geological map of the Velke Vrbno, Stare Mesto and Śnieżnik Metamorphic Unit. *Geologia Sudetica*, **35**: 21–55 [objaśnienia].
- Don, J., Skacel, J., Gotowała, R., 2003 b.** Geological map of the ŚnieżnikMetamorphic Unit, Stare Mesto Zone and Velke Vrbno Dome. *Geologia Sudetica*, **35**: wklejka A1 + CD digital version.
- Don, J., Wojewoda, J., 2005.** Tektonika rowu górnej Nisy Kłodzkiej: sporne problemy – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, **53**: 212–221. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Don, J., Gotowała, R., 2008 a.** Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. *Geologia Sudetica*, **40**: 51–63. (Antydatowana z 2010).
- Don, J., Gotowała, R., 2008 b.** Tectonic Map of the Nysa Kłodzka Graben (Sudetes) - scale 1:50 000. *Geologia Sudetica*, **40**: Appendix. (Antydatowana z 2010).
- Gölke, M., Cloetingh, S., Fuchs, K., 1994.** Finite-element modeling of pull-apart basin formation. *Tectonophysics*, **240**: 45–57.
- Grygar, R., Jelinek, J., 2003.** Upper Morava and Nysa Pull-apart Grabens: Implication for Neotectonic Dextral Transtension on Sudetic Faults System. *Geolines*, **16**: 35–36.
- Holub, V., 1966.** Geologické Poměry Východního Podkrkonoší. Unpublished report, in Czech. Geofond ČR, Prague.
- Holub, V., 1972.** Permian of the Bohemian Massif. [W:] Falke, H. (ed.): *Rotliegend Essays on European Lower Permian*. Brill (Holland), pp. 137–188.
- Hurst, A., Scott, A., Vigorito, M., 2011.** Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, **106**: 215–246.
- Jerzykiewicz, T., Wojewoda, J., 1986.** The Radków and Szczeliniac sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). [In:] R.J. Knight, J.R. McLean (eds.) – *Shelf Sands and Sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir **11**: 1–15.
- Kaczorowski, M., Wojewoda, J., 2011.** Neotectonic activity interpreted from a long water-tube tiltmeter record at the SRC geodynamic laboratory in Książ, Central Sudetes, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **8**: 1–13.
- Kowalski, A., 2016.** Granica trias-kreda na obszarze brachysynkliny Krzeszowa i elewacji łącznej (synklinorium śródsudeckie). VI Polska Konferencja Sedymentologiczna, 28.06.-1.07.2016 r., Chęciny k. Kielc, ss. 161–162.
- Mastalerz, K., Wojewoda, J., 1990.** Stożek aluwialny Pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety. *Przegląd Geologiczny*, **38**: 363–370. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mastalerz, K., Wojewoda, J., 1991.** Stożek aluwialny Pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety: odpowiedź na dyskusję. *Przegląd Geologiczny*, **39**: 407–412.
- Mastalerz, K., Wojewoda, J., 1993.** Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene Pre-Kaczawa fan, SW Poland. [In:] M. Marzo, C., Puigdefabregas (eds.) – *Alluvial Sedimentation*. Special Publications Int. Ass. Sediment., **17**: 293–304. Blackwell Sci. Publications.
- Mikuláš, R., Prouza V., 1999.** The Cretaceous biogenic structures created in Triassic sandstones (Devět křížů at Červený Kostelec, NE Bohemia, Czech Republic). *Věstník Českého geologického ústavu*, **74**: 335–342.
- Mikuláš, R., Plička, M., Skalický, J., 1991.** A find of mud scrolls in Lower Triassic sandstone at the locality Devět křížů (NE Bohemia). *Věstník Ústředního ústavu geologického*, **66**: 247–249.
- Mroczkowski, J., Mader, D., 1985.** Sandy inland braidplain deposition with local aeolian sedimentation in the lower and middle parts of the Buntsandstein and sandy coastal braidplain deposition in the topmost Zechstein in the Sudetes (Lower Silesia, Poland). [W:] Mader, D. (ed.), *Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. Lect. Notes Earth Sci., Springer-Verlag, Berlin, **4**: 165–195.
- Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpestejn, C.H.K., 1986.** Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, **8**: 737–752.
- Neugebauer, J., 1995.** Structures and kinematics of the North Anatolia Fault zone Adapazari-Bolu region, northwest Turkey. *Tectonophysics*, **243**: 119–134.
- Petrascheck, W., 1933.** Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien (Österreichische Geologische Gesellschaft)*, **26**: 1–136.
- Porada, H., Bouougri, E., 2007.** „Wrinkle structures” – a critical review. [W:] *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Clastic Rock Record* (eds. J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann, O. Catuneau): pp. 135–144. Elsevier, Amsterdam.
- Prave, A.R., 2002.** Life on land in the Proterozoic: evidence from the Torridonian rocks of northwest Scotland. *Geology*, **30**: 811–814.
- Prouza, V., 1988.** Geologická Mapa ČSR. List 04-32, Broumov, 1:50000. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Prouza, V., Tásler, R., Valín, F., Holub, V. 1985.** Gravelly to sandy braidplain deposition in the Buntsandstein-facies Bohdašín Formation in Northeastern Bohemia (Czechoslovakia). [W:] Mader, D. (ed.), *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. Lecture Notes in Earth Sciences, **4**: 397–410.
- Różycka, M., Michniewicz, A., Migoń, P., Kasprzak, M., 2015.** Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR. *Geomorphometry for Geosciences*, **1**: 247–250.
- Sims, D., Ferrill, D.A., Stamatakos, J.A., 1999.** Role of a ductile décollement in the development of pull-apart basins: Experimental results and natural examples. *Journal of Structural Geology*, **21**: 533–554.
- Stewart, S.A., Hancock, P., 1991.** Scales of structural heterogeneity with neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *Journal of Structural Geology*, **13**: 191–204.
- Tásler, R., 1966.** Triassic. [W:] Svoboda, J., (ed.) *et al.*, *Regional Geology of Czechoslovakia, Part I: The Bohemian Massif*. Geological Survey Czechoslovakia, pp. 481–483.
- Uličný, D., 2004.** A drying-upward aeolian system of the Bohdašín Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and long-term palaeoclimate change. *Sedimentary Geology*, **167**: 17–39.
- Valín, F., 1964.** Litologie triasu v severovýchodních Čechách. *Věstník Českého geologického ústavu*, **39**: 459–462.
- Van Loon, A.J., Maulik, P., 2011.** Abraded sand volcanoes as a tool for recognizing paleo-earthquakes, with examples from the Cisuralian Talchir Formation near Angul (Orissa, eastern India). *Sedimentary Geology*, **238**: 145–155.

- Vejlupek, M., 1983.** Ke stratigrafické pozici devětikřížských pískovců. Věstník Českého geologického ústavu, **58**: 57–59.
- Wajsprych, B., Mastalerz, K., Porębski, S., Wojewoda, J., 1997.** Paleogeografia późnego dewonu i wczesnego karbonu na obszarze Sudetów Środkowych. [W:] J. Wojewoda (red.) – Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach". VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów. 26-28.09.1997, Lewin Kłodzki. Materiały Konferencyjne, ss. 76–97. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 1986.** Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin. [In:] A.K. Teisseyre (ed.) – 7th IAS Regional Meeting. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 31–52. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum.
- Wojewoda, J., 1987.** Sejsmotektoniczne osady i struktury w kredowych piaskowcach niecki śródsudeckiej. Przegląd Geologiczny, **408**: 169–175. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Wojewoda, J., 1997.** Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. [W:] J. Wojewoda (red.) – Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach. Tom I, pp. 81–96. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 2004.** Geodynamic interpretation of anomalies in the orientation of the upper segment of the Nysa Kłodzka river. [In:] M. Svojtka (ed.) – 2nd Central European Tectonics Group (CETG'2). 22-25.04.2004, Lučenec. Geolines, **17**: 103–106. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Wojewoda, J., 2005.** "Wydarzenia" w systemie dolinnym górnego odcinka Nysy Kłodzkiej i ich interpretacja neotektoniczna. [W:] J. Skoczylas (red.) – Referaty wygłoszone na posiedzeniach Oddziału Poznańskiego PTG, (2004). Tom 14, ss. 59–76. Instytut Geologii, Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu.
- Wojewoda, J., 2006 a.** Neotektoniczne przyczyny anomalii geometrii doliny Ścinawki, lewobrzeżnego dopływu Nysy Kłodzkiej. [W:] A. Wysocka, M. Jasionowski (red.) – Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. II Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'2), 20-23.06.2006, Zwierzyniec. Materiały Konferencyjne, p. 174.
- Wojewoda, J., 2006 b.** Południowosudecki ciąg basenowy (SSBS) i śródsudecka strefa tensji (ISTZ). [W:] A. Wysocka, M. Jasionowski (red.) – Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. II Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'2), 20-23.06.2006, Zwierzyniec. Materiały Konferencyjne, p. 175.
- Wojewoda, J., 2007 a.** Perm Basenu Nachodu. W: Wojewoda, J., (red.) – Review of Permian sedimentary successions of Boskovice Trough, Nachod Basin and Trutnov Basin. [W:] J. Wojewoda (red.) – Review of Permian sedimentary successions of Boskovice Trough, Nachod Basin and Trutnov Basin. *Sedimentologica*, **1**: 85–99. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 2007 b.** Neotectonic Aspect of the Intrasudetic Shear Zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **4**: 1–11. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Wojewoda, J., 2007 c.** Anomalie kształtu górnego odcinka doliny Ścinawy. *Czasopismo Geograficzne*, **78**: 83–104. Polskie Towarzystwo Geograficzne, Wrocław.
- Wojewoda, J., 2007 d.** The Czerwona Woda Creek: a tectonically controlled mountain river basin. In: 8th Czech-Polish workshop on recent geodynamics of the Sudeten and adjacent areas. 29-31.04.2007, Kłodzko. Abstracts, ss. 34–35. Wrocław University of Environmental and Life Sciences, Polish Academy of Sciences.
- Wojewoda, J., 2008 a.** Aluwialno-stożkowe osady czerwonego spągowca (sakson: artinsk-tatar) w synklinorium śródsudeckim (formacja z Radkowa/Trutnova). [W:] J. Wojewoda (red.) – Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15-21.09.2008, Kudowa Zdrój. Materiały Konferencyjne, ss. 66–83. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 2008 b.** Basen Nachodu. [W:] J. Wojewoda (red.) – Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15-21.09.2008, Kudowa Zdrój. Materiały Konferencyjne, ss. 86–97. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 2008 c.** Komory dyfuzyjne – przykład zróżnicowanej reologicznie reakcji osadu ziarnistego na wstrząs sejsmiczny. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 842–847. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Wojewoda, J., 2009 a.** Žďarky – Pstrážna Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí – Hronov Fault Zone (Sudetes). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **6**: 273–290. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Wojewoda, J., 2009 b.** The role of the Poříčí-Hronov Fault Zone in foundation of sudetic basins. [In:] 7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG'7), 13–16.05.2009, Pecs. Abstracts, s. 60.
- Wojewoda, J., 2011.** Extensional development of the Sudetic basins. *SEDIMENT 2011 - Sediments: Archives of the Earth System*, Leipzig, June 23–26, Abstracts, ss. 101–103.
- Wojewoda, J., Burliga, S., 1996.** Wiek i struktura południowego obrzeżenia obszaru Gór Stołowych. [W:] A. Ogorzałek (red.) – Środowisko Przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych. 11-13.10.1996, Kudowa Zdrój. Szczeliniec, **1**: 13–19. Wydawnictwo PNGS, Kudowa Zdrój.
- Wojewoda, J., Burliga, S., 2008.** Dajki klastyczne i brekcje sejsmotektoniczne w utworach permu basenu Nachodu. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 857–862. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Wojewoda, J., Mastalerz, K., 1989.** Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Przegląd Geologiczny*, **432**: 173–180. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Wojewoda, J., Migoń, P., Krzyszkowski, D., 1995.** Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. [W:] S. Cwojdzński (red.) – Geologia i Ochrona Środowiska Bloku Przesudeckiego. Przewodnik do LXVI Zjazdu PTG, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, pp. 315–331.
- Wojewoda, J., Białek, D., Bucha, M., Głuszyński, A., Gotowała, R., Krawczewski, J., Schutty, B., 2011.** Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych - wybrane zagadnienia (Geology of the Góry Stołowe National Park - selected issues). [W:] T. Chodak, C. Kabała, J. Kaszubkiewicz, P. Migoń, J. Wojewoda (red.) – Geoekologiczne Warunki Środowiska Przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych. WIND, Wrocław, ss. 53–96.
- Wojewoda, J., Rauch, M., Kowalski, A., 2016.** Synsedimentary seismotectonic features in Triassic and Cretaceous sediments of the Intrasudetic Basin (U Devěti křížů locality) – regional implications. *Geological Quarterly*, **60**: 355–364.
- Zajíc, J., 1998.** The first find of the dinosaurian footprint in the Czech Republic (the Krkonoše Piedmont Basin) and its stratigraphic significance. *J. Czech Geol. Soc.*, **43**: 273–275.