

Sudety w kenozoiku: od tektonicznej ekshumacji podłoża do współczesnej rzeźby – wnioski z termochronologii niskotemperaturowej

Artur Sobczyk¹



The Sudetes in the Cenozoic era: from tectonic bedrock exhumation to the modern landscape – insights from low-temperature thermochronology. *Prz. Geol.*, 73: 804–812; doi: 10.7306/2025.86

Abstract. Low-temperature thermochronology based on apatite and zircon (40–240°C) provides essential information on the evolution of the Sudetes during the Mesozoic and Cenozoic. AFT data from various areas of the Sudetes indicate intense cooling and basement exhumation during the Late Cretaceous–Paleogene (~90–45 Ma). The estimated mean exhumation rate during this period varied between 1.0 and 0.04 km/Ma. In the Cenozoic, there was a significant slowdown in tectonic processes and a decrease in the exhumation rate to <0.01 km/Ma. Results from numerical modelling of AFT data suggest that the folding of Cretaceous sediments in the Intra-Sudetic Synclinorium and the Upper Nysa Kłodzka Graben took place between 75 and 70 Ma. Thermochronology has also provided evidence of deep burial of the Sudetes in the Late Cretaceous, with the observed thermal reset suggesting that the thickness of the sedimentary cover may have reached up to 6 km. The development of the Sudetic landscape into a form similar to the present one did not occur earlier than after the Eocene, when the last phase of basement rock cooling and associated denudation of the Meta-Carpathian Swell was recorded. The final uplift of the Sudetic Block began in the Middle Miocene (15±5 Ma), and the total erosion over the past 90 million years reached 5–6 km.

Keywords: fission-track analysis, (U-Th)/He dating, thermal history modelling, tectonics, NE Bohemian Massif, SW Poland

Kenozoiczny etap geologicznego rozwoju Sudetów ze względu na ograniczony zapis w skałach i osadach stanowi wciąż niedostatecznie dobrze poznany fragment historii tektonicznej Polski (por. Teisseyre, 1960; Badura i in., 2004; Reicherter i in., 2008; Jarosiński i in., 2009). Pierwszym ważnym wydarzeniem ograniczającym rozwój bloku dolnośląskiego (*sensu* Żelaźniewicz i in., 2011) w mezo-kenozoiku była późnokredowo-paleogeńska inwersja basenowa (zob. Mazur i in., 2005). Była ona odpowiedzią na wielkoskalową konwergencję na osi Afryka–Iberia–Europa (Kley, Voigt, 2008), która warunkowała również wypiętrzanie śródkontynentalnych fragmentów Europy, w tym NE części Masywu Czeskiego (Kowalski, 2021; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022; Kowalski, Pacanowski, 2025). W okresie tym, ok. 70–40 mln lat temu, nastąpiła intensywna, tektoniczna ekshumacja podłoża na obszarze całych Sudetów (Sobczyk i in., 2020). Po wygaszeniu ruchów tektonicznych w eocenie nastąpił etap względnej stagnacji tektonicznej i długookresowego zrównywania rzeźby (Jahn, 1980). W tym czasie (późny eocen-oligocen) miała również powstać sieć rzeczna, z głównym wododziałem sudeckim, która wg Migonia i in. (2025) przetrwała w znacznej części do dziś. Paleogen był naznaczony także licznymi epizodami aktywności wulkanicznej, która została zapoczątkowana na obszarze Sudetów ok. 60 mln lat temu (Badura i in., 2005) i trwała z przerwami do pliocenu (rejon Łądko Zdroju; Pańczyk i in., 2023), a miejscami do środkowego plejstocenu (rejon Bruntál, Niski Jesionik; Cajz i in., 2012). Okres paleogeńskiej umiarkowanej aktywności tektonicznej bloku dolnośląskiego uległ zmianie w środkowym miocenie (ok. 15±1,5 mln lat; Sobczyk i in., 2024), w następstwie intensyfikacji procesów tektonicznych w północno-wschodniej części Masywu Czeskiego (Coubal i in., 2015) i w samych Sudetach (Sobczyk, Szczygieł, 2021). W Sudetach

skutkowało to m.in. nierównomiernym wypiętrzeniem podłoża, sięgającym miejscami 1 km (Sobczyk i in., 2024), rozwojem rzeźby warunkowanej tektoniką (Różycka, Migoń, 2017) i sedymentacją na bloku przedsudeckim osadów pochodzących z wynoszonych fragmentów bloku sudeckiego (Dyjur, 1993). Ten uproszczony zarys ewolucji Sudetów w ciągu ostatnich 100 mln lat nie jest jednak pozbawiony licznych komplikacji wynikających głównie z obecności znacznych luk sedymentacyjnych. Znajduje to swój wyraz m.in. w rozbieżnościach szacowanych rozmiarów długoterminowej denudacji pokredowej, dla której przyjmuje się wartości z zakresu od 2 do 6 km (por. Migoń, Danišik, 2012). W tym kontekście znaczny postęp przyniósł rozwój metod datowania skał bazujących na termochronologii niskotemperaturowej, które wniosły nowe dane do dyskusji nad rozwojem budowy geologicznej Sudetów, zwłaszcza w późnym mezozoiku i kenozoiku (zob. Danišik i in., 2010; Sobczyk i in., 2020).

Tradycyjnie do grona metod termochronologii niskotemperaturowej zalicza się datowanie trakowe (ang. *fission-track dating*, FT) i metodę helową (U-Th-Sm)/He (ang. *helium dating*; zob. Reiners i in., 2018). Ta ostatnia w najbardziej powszechnym wydaniu bazuje na datowaniu apatyty (AHe) i cyrkonu (ZHe). Na obszarze bloku dolnośląskiego badania trakowe zostały zapoczątkowane w latach 70. i 80. XX w. (Mochnačka, 1971; Jarmołowicz-Szulc, 1984; Przybyłowicz, 1986), a znaczne zwiększenie liczby prowadzonych badań termochronologicznych jest notowane od początku XXI w. Badania z zastosowaniem klasycznej już metody trakowej prowadzono w licznych lokalizacjach na obszarze Sudetów Zachodnich: masyw karkonosko-izerski (Jarmołowicz-Szulc, 1984; Martinek i in., 2006; Danišik i in., 2010; Sobczyk i in., 2015), metamorfik Rudaw Janowickich (Sobczyk i in., 2015) i synklinorium

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; artur.sobczyk@uwr.edu.pl; ORCID ID: 0000-0003-3829-561X

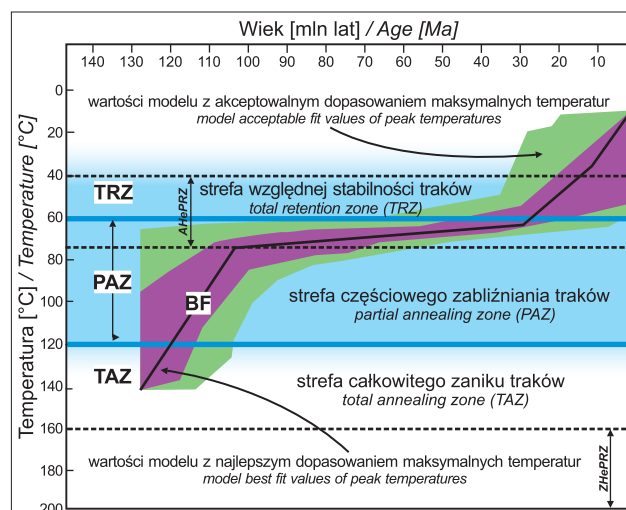
północnosudeckie (Sobczyk i in., 2018). W Sudetach Środkowych badaniami termochronologicznymi objęto: synklinorium śródsudeckie (Sobczyk i in., 2015, 2020; Botor i in., 2019; Powolny i in., 2022) oraz masyw Gór Sowich (Aramowicz i in., 2006). Z kolei z obszaru Sudetów Wschodnich raportowano wyniki datowania: kopuły orlicko-śnieżnickiej (Sobczyk i in., 2020), plutonu kłodzko-złotostockiego (Danišik i in., 2012) i strefy morawsko-śląskiej (Botor i in., 2017). Nieliczne z kolei lokalizacje doczekały się opracowań z użyciem metody helowej. Były to: masyw karkonosko-izerski (Danišik i in., 2010, Sobczyk i in., 2015), metamorfik Rudaw Janowickich (Sobczyk i in., 2015), synklinorium śródsudeckie (Sobczyk i in., 2015), pluton kłodzko-złotostocki (Danišik i in., 2012) i strefa morawsko-śląska (Botor i in., 2017). Badania termochronologiczne prowadzone na obszarze Sudetów dostarczają wielu nowych informacji do dyskusji nad wiekiem i genezą rzeźby tego obszaru (por. Migoń, Danišik, 2012; Sobczyk i in., 2020).

Celem niniejszego artykułu jest przegląd aktualnego stanu badań geologicznych nad kenozoikiem Sudetów, bazujący na najnowszych danych płynących z metod radioizotopowych opartych na termochronologii niskotemperaturowej. W tekście opisano główne osiągnięcia uzyskane w tej dziedzinie w ciągu ostatnich kilkunastu lat, ze szczególnym uwzględnieniem wniosków z datowania trakowego apatyty, które są istotne dla lepszego zrozumienia kenozoicznego etapu rozwoju bloku sudeckiego.

TERMOCHRONOLOGIA NISKOTEMPERATUROWA – ZARYS METODYKI BADAŃ

Termochronologia niskotemperaturowa (ang. *low-temperature thermochronology* – LTT) to grupa geochronologicznych metod badawczych, która należy do radiometrycznych metod pośredniego datowania skał (zob. Reiners i in., 2018; Malusa, Fitzgerald, 2019). Wynika to z faktu, że bazują one na szeregu rozpadu promieniotwórczego uranu, a jednocześnie powstałe w jego następstwie produkty (np. traki, izotopy ^4He) są zależne od temperatury skał, która warunkuje ich stabilność (ryc. 1). Termochronologia niskotemperaturowa znajduje szerokie zastosowanie m.in. w tektonice (np. tempo ekshumacji podłoża, wiek deforma-

cji kruchych), sedymentologii (analiza proveniencji), geologii złożowej (historia termiczna basenów) i geomorfologii (ewolucja rzeźby). Jej główną zaletą jest mały zakres temperatur zamknięcia (ang. *closure temperature*) poszczególnych minerałów, który w przypadku apatyty i cyrkonu wynosi 40–240°C (tab. 1). Ten fakt sprawia, że datowanie skał bazujące na metodach termochronologii niskotemperaturowej umożliwia odtwarzanie ewolucji płytkich horyzontów litosfery, zazwyczaj w przedziale głębokościowym ~1 do 6 km. Tym samym jest to narzędzie, które jako jedno z nielicznych umożliwia dyskusję zagadnień pozostających na styku geologii, geomorfologii i klimatu.



Ryc. 1. Przykładowy model numeryczny historii termicznej skał opracowany w programie HeFTy (Ketcham, 2005) i zakresy temperatury warunkującej stabilność systemu, określone metodą datowania trakowego apatyty i helową (U-Th)/He: **BF** – linia najlepszego dopasowania modelu; **AHePRZ** – strefa częściowej retencji helu w apatytyce; **ZHePRZ** – strefa częściowej retencji helu w cyrkonie

Fig. 1. Representative numerical model of rock thermal history prepared in HeFTy program (Ketcham, 2005) and temperature ranges controlling system stability for the apatite fission-track and (U-Th)/He methods: **BF** – best-fit model line; **AHePRZ** – apatite helium partial retention zone; **ZHePRZ** – zircon helium partial retention zone

Tab. 1. Typowe zakresy temperatury zamknięcia i strefy częściowej retencji oraz zablźniania traków różnych minerałów, określone metodą helową (U-Th-[Sm])/He i trakową (FT). Strefa PRZ została wyznaczona dla ziaren o efektywnej średnicy 60 μm i tempie chłodzenia 10°C/Ma (na podstawie: Wolf i in., 1996; Farley, 2002; Guenther i in., 2017)

Table 1. Typical closure temperature ranges and partial retention and annealing zones for different mineral in the (U-Th-[Sm])/He and and fission-track (FT) methods. The PRZ zone is given for grains with an effective diameter of 60 μm and a cooling rate of 10°C/Ma (based on: Wolf et al., 1996; Farley, 2002; Guenther et al., 2017)

Mineral Mineral	Metoda / Method			
	(U-Th-[Sm])/He		FT	
	Temperatura zamknięcia Tc Closure temperature Tc	Strefa częściowej retencji helu (PRZ) Helium partial retention zone (PRZ)	Temperatura zamknięcia Tc Closure temperature Tc	Strefa częściowego zablźniania traków (PAZ) Fission-track partial annealing zone (PAZ)
Apatyt Apatite	~70°C	~47–73°C	~110–120°C	~60–120°C
Cyrkon Zircon	~183°C	~117–159°C	~230–350 °C	~210–300°C
Tytanit Titanit	~199°C	~121–159°C	~240–350 °C	~265–310°C

Analiza trakowa

Chociaż traki zostały odkryte już pod koniec XIX w. (Baumhauer, 1894; za Liskera i in., 2009), intensywny rozwój metody trakowej rozpoczął się dopiero na początku lat 60. XX w. (Price, Walker, 1963; Fleischer i in., 1964; Wagner, 1966). Metoda trakowa bazuje na zjawisku powstawania śladów zniszczeń (ang. *track*) w następstwie samorzutnego rozszczepiania (ang. *fission*) jąder atomowych niestabilnych izotopów (głównie uranu ^{238}U) wchodzących w skład sieci krystalicznej minerałów lub szkliwa, w procesie tzw. eksplozji jonowej (ang. *ion spike explosion*; Wagner, Van den Haute, 1992). Powstały trak ma inicjalną długość ok. 17 μm i cechuje go wrażliwość na zmiany temperatury, co umożliwia m.in. rekonstruowanie historii termicznej skał w czasie. W metodzie trakowej bada się skracanie długości traków wraz ze wzrostem temperatury. W skrajnych przypadkach dochodzi do całkowitego zaniku traków, w procesie nazywanym zabliznianiem traków (ang. *fission-track annealing*). Strefa częściowego zablizniania traków apatyty (ang. *partial annealing zone* – PAZ) jest definiowana jako przedział temperatur 60–120°C (ryc. 1). Powyżej górnej granicy PAZ (~120°C dla apatyty) traki całkowicie zanikają (ang. *total annealing zone* – TAZ), a system ulega tzw. resetowi termicznemu. W temperaturze poniżej 60°C traki są stabilne (ang. *total retention zone* – TRZ).

Ważnym kryterium w badaniach trakowych jest rozkład statystyczny długości traków, która jest kontrolowana przez temperaturę, a w mniejszym stopniu przez skład chemiczny, strukturę kryształu i ciśnienie (Carlson i in., 1999; Barbarand i in., 2003). Rozkład długości traków zamkniętych (ang. *confined tracks*) umożliwia między innymi rekonstrukcję historii termicznej skał i wnioskowanie na temat zmian temperatury podłoża skalnego w czasie z uwzględnieniem regionalnych danych geologicznych (zob. Malusá, Fitzgerald, 2019).

Datowanie metodą helową (U-Th)/He

Metoda datowania (U-Th-[Sm])/He (w skrócie U-Th/He) bazuje na procesie rozpadu radioaktywnego uranu (^{238}U , ^{235}U), toru (^{232}Th) i samaru (^{137}Sm), co prowadzi do powstania stabilnych izotopów helu (^4He). Jest to jedna z najwcześniej opracowanych technik pozwalających na określanie wieku skał (Rutherford, 1905; za Liskera i in., 2009). W latach 80. XX w. zaproponowano jej zastosowanie w termochronologii niskotemperaturowej (Lippolt i in., 1982), a badania eksperymentalne umożliwiły opracowanie precyzyjnych metod ekstrakcji i pomiaru zawartości helu (Zeitler i in., 1987; Farley i in., 1996). Stosunkowo niska temperatura (ok. 75°C) dyfuzyjnego usuwania helu z sieci krystalicznych różnych minerałów (temperatura zamknięcia systemu) sprawia, że metoda helowa umożliwia dokumentowanie ostatnich etapów chłodzenia najwyższych warstw litosfery. Charakter zjawiska dyfuzji helu w ziarnach mineralnych sprawia, że końcowa zawartość He w próbce ulega zmianie wraz ze wzrostem temperatury w określonym zakresie (ryc.1), nazywanym strefą częściowej retencji helu (ang. *helium partial retention zone* lub He PRZ; Farley, 2002). Poniżej granicy tej strefy system uzyskuje względną stabilność (ang. *helium total retention zone* – He

TRZ), natomiast powyżej zachodzi szybka dyfuzja helu (ang. *helium total diffusion zone* – He TDZ).

Ze względu na szeroki zakres temperatur szczególnie wartościowych informacji dostarczają tzw. badania multi-termochronologiczne, w których jedną próbkę skalną poddaje się datowaniu trakowemu apatyty i datowaniu helowemu (U-Th-Sm)/He apatyty i cyrkonu (por. Danišik i in., 2012). Uzyskiwane w ten sposób dane są implementowane do modeli numerycznych (por. ryc. 1) i dostarczają szczegółowych informacji na temat historii chłodzenia skał w czasie (zob. Vermeesch, Tian, 2014).

PRZEGLĄD TERMOCHRONOLOGICZNYCH BADAŃ SUDETÓW

Analiza wyników datowań metodą trakową (AFT) apatyty z obszaru bloku sudeckiego wskazuje na dominację późnokredowo-paleogeńskich wieków (ok. 90–45 mln lat) chłodzenia podłoża (ryc. 2). Najmłodsze wieki AFT, w przeważającej części kenozoiczne, odnotowano dotychczas w masywie Gór Sowich (57–43 mln lat; Aramowicz i in., 2006), Górach Żłoty (81–39 mln lat; Danišik i in., 2012) i granitowej części Rudaw Janowickich (56–51 mln lat; Sobczyk i in., 2015). Starsze, późnokredowe etapy chłodzenia skał dotyczą m.in. Karkonoszy (90–82 mln lat; Danišik i in., 2010), metamorfiku Rudaw Janowickich (105 mln lat; Sobczyk i in., 2015) i Gór Izerskich (121–63 mln lat; Jarmołowicz-Szulc, 1984). Wiek chłodzenia morawsko-śląskiego pasma fałdowego we Wschodnich Sudetach (Niski Jesionik; czes. Nizký Jeseník) zawiera się w przedziale między 151 a 48 mln lat (Botor i in., 2017). Z kolei dla wychodni permskich wulkanitów niecki śródsudeckiej uzyskano jurajskie oznaczenia AFT (182–161 mln lat; Powolny i in., 2022), interpretowane jako zapis spilityzacji, niezwiązany bezpośrednio z ekshumacją podłoża.

Datowania z użyciem metody helowej na obszarze bloku sudeckiego przeprowadzono dotychczas zaledwie w kilku lokalizacjach i obejmowały one zarówno datowania apatyty (AHe), jak i cyrkonu (ZHe). Wyniki datowań cyrkonu metodą helową (ZHe) ujawniają szeroki przedział wieków chłodzenia – od ok. 300 do 80 mln lat. Z obszaru Sudetów Zachodnich i Środkowych jest raportowany wiek masywu karkonosko-izerskiego – w zakresie 296–98 mln lat (Danišik i in., 2010; Sobczyk i in., 2015) – i synklinorium śródsudeckie – 299–181 mln lat (Sobczyk i in., 2015). W Sudetach Wschodnich uzyskane wieki ZHe w pobliżu sudeckiego uskoku brzeźnego w Górach Żłoty były w przedziale 105–79 mln lat (Danišik i in., 2012), natomiast skały metamorficzne w rejonie Niskiego Jesionika na obszarze Czech dały wieki 303–233 mln lat (Botor i in., 2017). Datowania AHe wykonane na obszarze masywu karkonosko-izerskiego wskazują, że chłodzenie nastąpiło 87–79 mln lat temu (Danišik i in., 2010), a w Górach Żłoty – 96–48 mln lat temu (Danišik i in., 2012).

DYSKUSJA

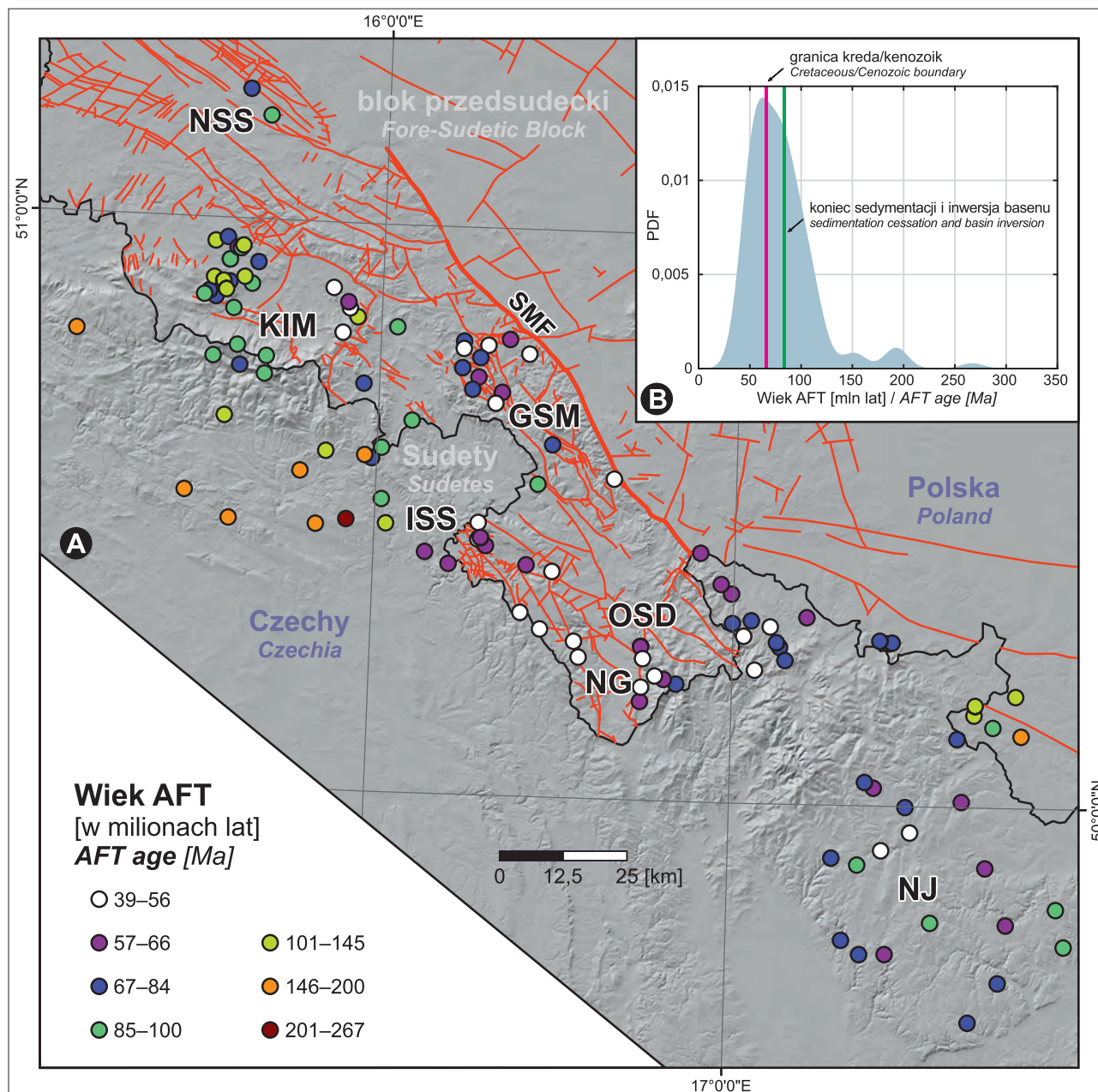
Badania z zastosowaniem termochronologii niskotemperaturowej dostarczają cennych informacji o powaryscyjskiej ewolucji bloku dolnośląskiego. W tej grupie najwięcej opublikowano dotychczas wyników datowań metodą trakową apatyty (AFT) skał z rejonu Sudetów, ponad 120 ozna-

czeń (ryc. 2). W artykule zaprezentowano najważniejsze wnioski płynące z tych badań.

Późnokredowo-paleogeńska ekshumacja tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego

Uzyskane modele numeryczne rozkładu historii termicznej t-T (por. ryc. 1) skał z rejonu sudeckiego wskazują na zdecydowaną przewagę późnokredowo-paleogeńskich (~90–45 mln lat) wieków chłodzenia. Podobny dominujący

udział kredowo-paleogeńskiego etapu chłodzenia skał został udokumentowany również z obszaru środkowych Niemiec (masyw reński, Las Turyński, Harz), a odnotowane na tym obszarze wypiętrzanie było dwuetapowe (von Eynatten i in., 2021). Pierwsza faza wypiętrzania, u schyłku kredy, miała być efektem tektoniki kompresyjnej, realizowanej głównie poprzez systemy uskoku odwrotnych i nasunięć. Natomiast dla drugiej fazy, młodszej o ok. 10–20 mln lat, jako podstawowy mechanizm kontrolujący ekshumację podłoża zaproponowano długofalowe

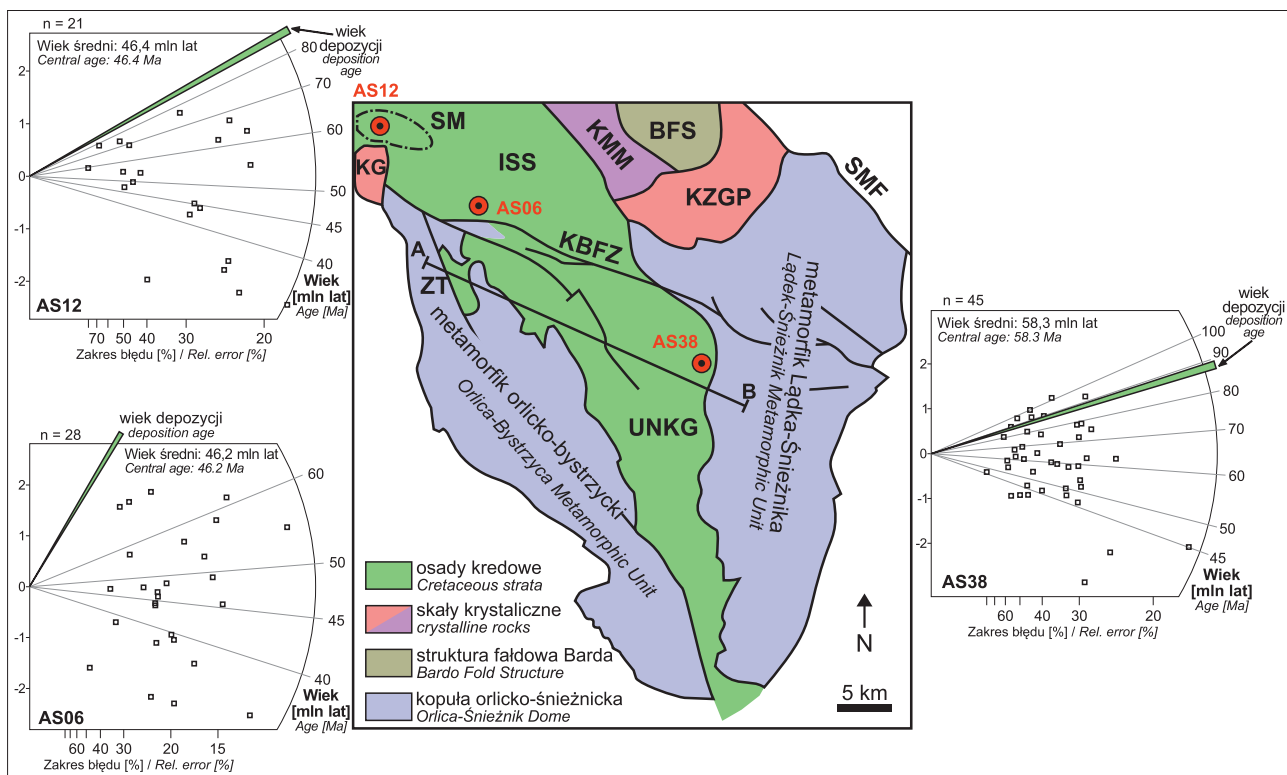


Ryc. 2. Średnie wieki chłodzenia skał w Sudetach na tle numerycznego modelu terenu (A) i ich rozkład statystyczny (funkcja gęstości prawdopodobieństwa – PDF) wyznaczone na podstawie datowania traktowego apatyty (AFT) m.in. wg Botor i in., 2017, 2019; Danišik i in., 2010, 2012; Sobczyk i in., 2015, 2020 (B): GSM – masyw Gór Sowich, ISS – synklinorium śródsudeckie, KIM – masyw karkonosko-izerski, NG – rów Nysy, NJ – Niski Jesionik, NSS – synklinorium północnosudeckie, OSD – kopuła orlicko-śnieżnicka, SMF – sudecki uskoku brzeżny. Sieć uskoku (czerwone linie) według *Mapy geologicznej Polski 1:500 000* (Marks i in., 2022)

Fig. 2. Central cooling ages of the rocks for the Sudetes area superimposed on the numerical terrain model (A) and their statistical distribution (probability density function, PDF), determined based on apatite fission-track dating (AFT) e.g. after Botor et al., 2017, 2019; Danišik et al., 2010, 2012; Sobczyk et al., 2015, 2020 (B): GSM – Sowie Mts. Massif, ISS – Intra-Sudetic Synclinorium, KIM – Karkonosze-Izera Massif, NG – Nysa Graben, NJ – Lower Jesenik Mts., NSS – North-Sudetic Synclinorium, OSD – Orlicka-Śnieżnik Dome, SMF – Sudetic Marginal Fault. Fault network (red lines) according to the *Geological Map of Poland 1:500,000* (Marks et al., 2022)

(250–300 km) wypiętrzenie typu kopułowego. Procesami odpowiedzialnymi za wypiętrzenie typu kopułowego miały być ścienianie litosfery i dynamiczna zmiana topografii na skutek wznoszenia się astenosfery pod Środkową Europą. Na obecnym etapie rozpoznania, ze względu na ograniczoną liczbę danych, model ten wymaga dalszych badań w celu weryfikacji jego poprawności, szczególnie w relacji do danych z Sudetów. Etap szybkiego chłodzenia i ekshumacji masywu karkonosko-izerskiego udokumentowano w przedziale między 90 a 75 mln lat, przy czym tempo tych procesów uległo znacznemu spowolnieniu w kenozoiku (Danišik i in., 2010). Średnie tempo ekshumacji Karkonoszy w późnej kredzie oszacowano na ok. 0,15 km/mln lat, z możliwymi krótkimi okresami gwałtownego przyspieszenia do 1 km/Ma. Z kolei w kenozoiku tempo ekshumacji miało wynosić zaledwie 0,007 km/mln lat. Wskazywano także, że w rejonie Gór Żółtych najbardziej intensywne ekshumacja podłoża nastąpiła 85–70 mln lat temu, a poszczególne bloki tektoniczne były wynoszone w tempie ~0,3 km/mln lat (Danišik i in., 2012). Z kolei dane AFT z Sudetów Środkowych i Wschodnich wskazują

na nieznacznie młodszy udokumentowany etap chłodzenia, co istotne, zarówno podłoża krystalicznego (masyw granitowy Kudowy, kopuła orlicko-śnieżnicka), jak i skał osadowych górnej kredy (synklinorium śródsudeckie w rejonie Gór Stołowych, rów górnej Nysy Kłodzkiej; ryc. 3). Na tym obszarze faza najbardziej intensywnej ekshumacji podłoża nastąpiła u schyłku kredy i na początku kenozoiku, z okresem kulminacyjnym 75–63 mln lat temu (Sobczyk i in., 2020). Średnie tempo ekshumacji kopuły orlicko-śnieżnickiej w tej fazie oszacowano na 0,04 km/mln lat, z możliwym wzrostem do 0,15 km/mln lat w fazie orogenezy alpejskiej (ok. 65–45 mln lat; Sobczyk i in., 2020). Intensyfikacja procesów tektonicznych w trakcie późnokredowej inwersji basenowej miała również doprowadzić do sfałdowania osadów kredowych i rozwoju wielu nasunięć (zob. Kozdrój, 2014). Bazując na wynikach modelowania numerycznego ścieżek chłodzenia (t-T) zaproponowano, że do sfałdowania osadów górnej kredy doszło w wąskim przedziale czasu – 75–70 mln lat temu (kampan–mastrycht; Sobczyk i in., 2020; ryc. 4).



Ryc. 3. Przykładowe diagramy radialne (koncepcja diagramów: Galbraith, 1990), prezentujące wieki trakowe pojedynczych ziaren mineralnych apatytów pochodzących z piaskowców kredowych synklinorium śródsudeckiego (AS06, AS12) i rowu górnej Nysy Kłodzkiej (AS38) na tle uproszczonej mapy geologicznej środkowo-wschodniej części bloku sudeckiego. Postsedymentacyjne wieki chłodzenia AFT wskazują na głębokie (rzędu 3–6 km) pogrzebanie obszaru bloku sudeckiego w trakcie późnokredowej transgresji morskiej i późniejszą tektoniczną ekshumację podłoża na przełomie kredy i kenozoiku (zob. Sobczyk i in., 2020). Objasnienia skrótów: **BFS** – struktura fałdowa Barda; **ISS** – synklinorium śródsudeckie, **KBFZ** – strefa uskokuwa Kamienny Grzbiet-Babilon, **KG** – masyw granitowy Kudowy, **KMM** – kłodzki masyw metamorficzny, **KZGP** – pluton granitoidowy Kłodzka-Złotego Stoku, **SM** – Góry Stołowe, **SMF** – sudecki uskoc brzeżny, **UNKG** – rów górnej Nysy Kłodzkiej, **ZT** – nasunięcie Zielenca

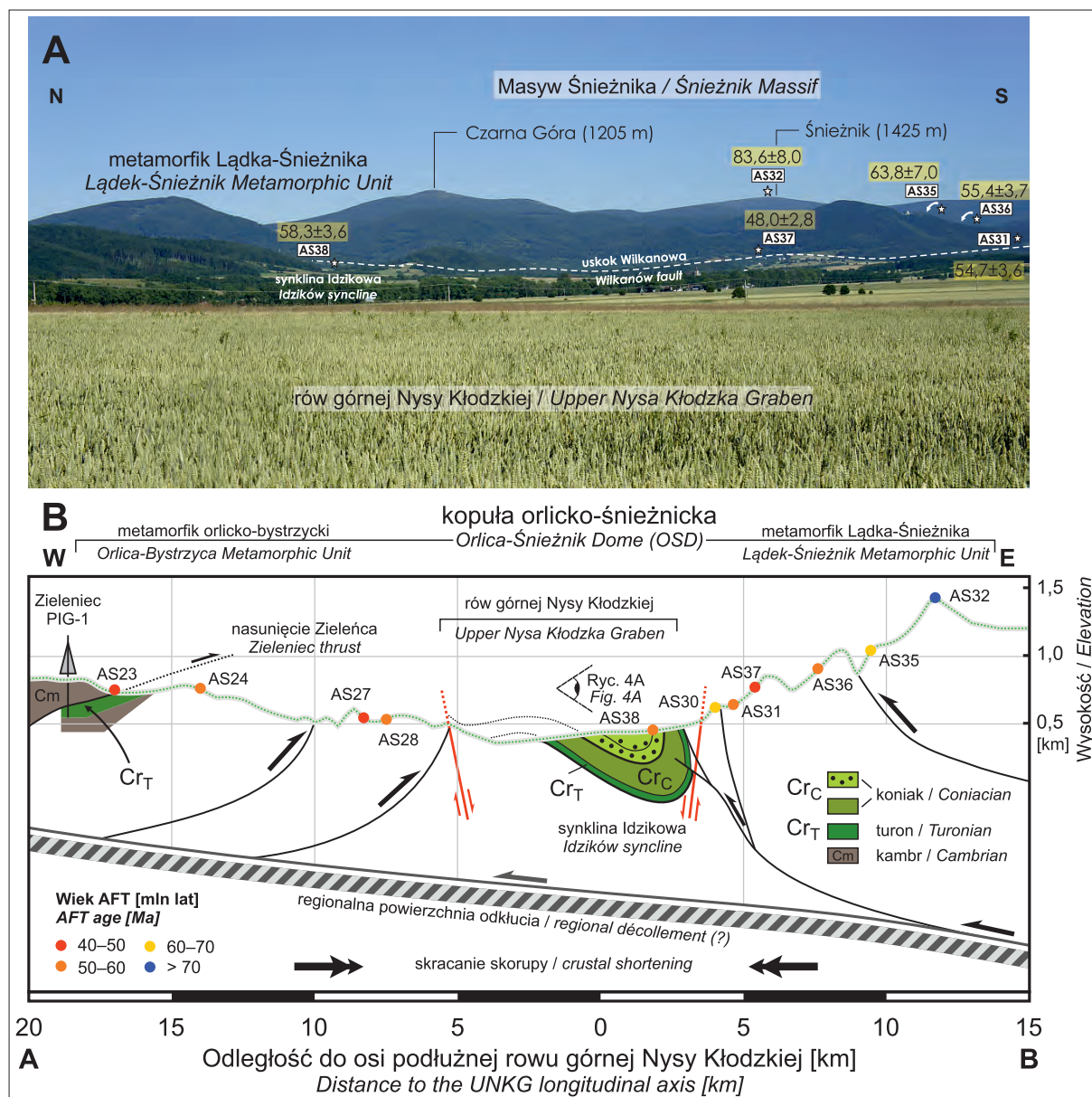
Fig. 3. Example radial plots (diagram concept after Galbraith, 1990) showing fission-track ages of individual apatite grains from Cretaceous sandstones of the Intra-Sudetic Synclinorium (AS06, AS12) and the Upper Nysa Kłodzka Graben (AS38) superimposed on the simplified geological map of the central-eastern Sudetic Block. AFT post-sedimentary cooling ages indicate deep (on the order of 3–6 km) burial of the Sudetic Block area during the Late Cretaceous marine transgression and subsequent bedrock tectonic exhumation at the turn of the Late Cretaceous and Cenozoic (for details see Sobczyk et al., 2020). Key to codes: **BFS** – Bardo Fold Structure, **ISS** – Intra-Sudetic Synclinorium, **KBFZ** – Kamienny Grzbiet-Babilon Fault Zone, **KG** – Kudowa Granite Massif, **KMM** – Kłodzko Metamorphic Massif, **KZGP** – Kłodzko-Złoty Stok Granite Pluton, **SM** – Stołowe Mountains, **SMF** – Sudetic Marginal Fault, **UNKG** – Upper Nysa Kłodzka, **ZT** – Zieleniec Thrust

Aktywność uskokowa w Sudetach

Osobną grupę zagadnień poruszanych w opracowaniach dotyczących termochronologii niskotemperaturowej stanowi tematyka aktywności tektonicznej poszczególnych stref uskokowych w Sudetach. Dane AFT uzyskane dla rejonu Rudaw Janowickich wskazują, że pomimo wyraźnych różnic w pozycji topograficznej analizowanych próbek skał, reprezentują one dwie odmienne populacje wieków (Sobczyk i in., 2015). Grupa pierwsza odzwierciedla chłodzenie podłoża granitowego w eocenie (56–51 mln lat), z kolei druga, pochodząca z rejonu wychodni skał okrywy

metamorficznej, wskazuje na ich schłodzenie w cenomanie (105 mln lat). Wyniki te dokumentują współwystępowanie na obszarze Rudaw Janowickich oddzielnych bloków tektonicznych, które przeszły odmienną historię tektonotermalną w późnej kredzie i zostały ze sobą zestawione tektonicznie w kenozoiku. Obserwacja ta stanowi ważny wkład do dyskusji nad rolą powaryscyjskiej tektoniki blokowej w końcowym ukształtowaniu budowy geologicznej Sudetów (zob. Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Badania termochronologiczne ukierunkowane na ocenę aktywności uskokowej w Sudetach były prowadzone także w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego (Aramowicz



Ryc. 4. A – Lokalizacja stanowisk poboru próbek i wyniki datowania trakowego apatytu (wieki w mln lat) z zachodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej i wschodniej części rowu górnej Nysy Kłodzkiej. **B** – Model ewolucji tektonicznej rejonu rowu górnej Nysy Kłodzkiej i kopuły orlicko-śnieżnickiej (lokalizacja profilu na ryc. 3) podczas późnokredowej i wczesnokenozoicznej inwersji tektonicznej na obszarze bloku sudeckiego z uwzględnieniem wyników datowania trakowego apatytu (za Sobczyk i in., 2020; zmienione)

Fig. 4. A – Results of fission-track dating of apatite (ages in Ma) for the western part of the Orlica-Śnieżnik Dome and the eastern part of the Upper Nysa Kłodzka Graben. **B** – Model of tectonic evolution of the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Orlica-Śnieżnik Dome (profile location in Fig. 3) during Late Cretaceous and Early Cenozoic tectonic inversion in the Sudetic Block area including apatite fission-track dating results (after Sobczyk et al., 2020; modified)

i in., 2006; Danišik i in., 2012), który jest uważany za młodą strukturę tektoniczną wielokrotnie reaktywowaną w kenozoiku (np. Oberc, Dyjor, 1969; Krzyszkowski, Bowman, 1997).

Datowanie AFT sudeckiego uskoku brzeżnego na odcinku sowiogórskim nie ujawniło znaczących różnic wieków chłodzenia obu skrzydeł uskoku (Aramowicz i in., 2006), jednak w południowym sektorze uskoku uzyskano odmienny obraz tego procesu (Danišik i in., 2012). Zastępowano, że fragment sudeckiego uskoku brzeżnego na odcinku Gór Złotych we wczesnej górnej kredzie wykazywał kinematykę typową dla uskoku normalnego, zrzucając blok przedsudecki względem Sudetów. Z kolei w okresie między 80 a 60 mln lat miał działać jak uskok odwrócony, gdzie blok przedsudecki był wynoszony względem Sudetów, a następnie po fazie inwersji basenowej na powrót został reaktywowany jako uskok normalny (Danišik i in., 2012). Obserwacja ta bezpośrednio nawiązuje do koncepcji Oberca (1972) o decydującej roli sudeckiego uskoku brzeżnego w ostatecznym ukształtowaniu współczesnego obrazu Sudetów.

Nowych danych na temat mezo-kenozoicznej aktywności tektonicznej Sudetów dostarczają również badania wykonane na obszarze synklinorium śródsudeckiego, kopuły orlicko-śnieżnickiej i rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Sobczyk i in., 2020). Datowania AFT wskazują, że późnokredowo-paleogeńska tektonika w tej części Sudetów została zapoczątkowana w santonie/kampanie we wschodniej części rowu Nysy i była realizowana przez systemy uskoków odwróconych i nasunięć. Od środkowego kampanu do paleocenu (~75–60 mln lat), w odpowiedzi na wzrastające, regionalne naprężenia tektoniczne o dominującej składowej poziomej (por. Sobczyk, Szczygieł, 2021), doszło do reaktywacji podłoża metamorfiku orlicko-bystrzyckiego w rejonie zachodniego obrzeżenia rowu Nysy i rozwoju systemu nasunięć wstecznych (m.in. nasunięcie Zieleńca; Sobczyk i in., 2020; ryc. 4).

Termochronologia niskotemperaturowa nie dostarcza istotnych danych do dyskusji o młodszej, neogeńskiej fazie aktywności tektonicznej Sudetów. Uzyskane daty termochronologiczne pozwalają jedynie wysnuć wniosek, że całkowite, późnokenozoiczne wypiętrzenie Sudetów nie przekroczyło 1,5 km (zob. Danišik i in., 2010; 2012; Sobczyk i in., 2015; 2020; Botor i in., 2019). Podobne wnioski są formułowane również odnośnie obszaru średniogórza niemieckiego, gdzie rozmiary późnokenozoicznego wypiętrzenia są szacowane na mniej niż 1 km (von Eynatten i in., 2021).

Głębokie pogrzebanie Sudetów w późnej kredzie

Badania termochronologiczne wykonane w ciągu ostatnich kilkunastu lat dostarczyły ważnych informacji do dyskusji nad paleogeografią bloku dolnośląskiego w okresie transgresji morza kredowego na obszar Sudetów. W tym kontekście szczególnego znaczenia nabierają obserwacje wskazujące na postsedymentacyjny reset termiczny osadów górnokredowych (ryc. 3). Datowania trakowe apatytów z piaskowców turońskich synklinorium śródsudeckiego poświadczają ich kenozoiczne wieki chłodzenia ($57,4 \pm 2,8$ mln lat – Danišik i in., 2012; $46,2 \pm 2,4$ mln lat i $46,4 \pm 3,7$ mln lat – Sobczyk i in., 2020). Również w koniackich

zlepieńcach idzikowskich we wschodniej części rowu Nysy (ryc. 4) jest zapisany wyraźny reset termiczny ($58,3 \pm 3,6$ mln lat – Sobczyk i in., 2020). Z kolei datowania AFT skał osadowych permu, triasu i karbonu synklinorium śródsudeckiego ujawniły wieki chłodzenia w zakresie od koniacu do eocenu ($89,1 \pm 7,1$ do $50,1 \pm 8,8$ mln lat; Botor i in., 2019). Datowanie helowe cyrkonów z piaskowców kredowych synklinorium śródsudeckiego ujawniło wieki chłodzenia w zakresie od 298 do 182 mln lat (Sobczyk i in., 2015). Stwierdzony w tym przypadku brak resetu termicznego cyrkonów sugeruje, że depozycja osadów w trakcie górnokredowej transgresji morskiej nie przekroczyła w tym rejonie 5,5–6 km. Podnoszone przez różnych autorów głębokie pogrzebanie Sudetów w późnej kredzie (Danišik i in., 2010; 2012; Sobczyk i in., 2015, 2020) rzuca również nowe światło na koncepcję tzw. wschodniej i zachodniej wyspy sudeckiej (Skoček, Valečka, 1983). W tym ujęciu zarówno zasięg, jak i rozmiary basenu osadowego funkcjonującego w Sudetach podczas późnej kredy były znacznie większe, a miąższość osadów mogła miejscami osiągać 6 km (zob. Danišik i in., 2012). Próbkę pochodzące z synklinorium śródsudeckiego (rejon Gór Stołowych) osiągnęły maksymalne temperatury – zbliżone do temperatury zamknięcia systemu trakowego w apatycie (~120°C) 82–45 mln lat temu (Sobczyk i in., 2020). Jednocześnie zbliżone wieki chłodzenia zarówno granitów masywu Kudowy (57–48 mln lat), jak i pobliskich piaskowców górnokredowych rejonu Gór Stołowych wskazują, że funkcjonujący wówczas basen sedymentacyjny zgromadził wypełnienie o miąższości ponad 3 km i obejmował zasięgiem większość bloku sudeckiego.

Długookresowa ewolucja rzeźby Sudetów

Termochronologia niskotemperaturowa dostarcza często jednych z nielicznych danych geochronologicznych do dyskusji nad długookresową ewolucją rzeźby Europy (Migoń, Danišik, 2012; Mouthereau i in., 2021). Zbiorcza analiza przestrzenna danych AFT (ryc. 2) wskazuje na istnienie na obszarze Sudetów dwóch obszarów schłodzonych między 90 a 83 mln lat bez udziału późniejszego resetu termicznego – są to odpowiednio najwyższe partie Karkonoszy (Sudety Zachodnie) i Masyw Śnieżnika (Sudety Wschodnie). Poprzecznie do tych elewacji na osi NE–SW (masyw Gór Sowich, synklinorium śródsudeckie) przebiega przez Sudety strefa, której wieki AFT wskazują na schłodzenie jej skał ok. 30 mln lat później (paleocen–eocen). Jedną z możliwych interpretacji uzyskanego rozkładu historii chłodzenia skał bloku sudeckiego jest rozwój w kenozoiku lokalnego wyniesienia biegnącego na osi NE–SW, m.in. przez masyw Gór Sowich, co mogłoby wpłynąć m.in. na zaburzenie rozkładu izoterm i opóźnioną w czasie termiczną relaksację podłoża. Morfologicznym przejawem istnienia lokalnego wyniesienia w tej strefie mógł być wał metakarpaccki (Teisseyre, 1960; Dyjor, 1981). Struktura ta powstała w kompresyjnym reżimie naprężeń o składowej N–S w odpowiedzi na rosnący orogen karpaccki i długofalowe deformacje litosfery środkowej Europy (Jarosiński i in., 2009). Wał metakarpaccki między eocenem a oligocenem objął swym zasięgiem m.in. Sudety, jednocześnie tworząc regionalny wododział biegnący na linii NE–SW przez cały blok dolnośląski. Rola tej struktury w ewolucji bloku dolnośląskiego i jej udział w historii

chłodzenia skał podłoża wymaga wciąż dalszych, szczegółowych badań (por. Badura, Przybylski, 2004; Zuchiewicz i in., 2007).

Udokumentowane termochronologicznie szybkie chłodzenie podłoża Karkonoszy oraz Masywu Śnieżnika (ryc. 4) u schyłku kredy było interpretowane jako bezpośrednia przesłanka pozwalająca upatrywać w tym okresie początków rozwoju topografii Sudetów w kształcie zbliżonym do współczesnego (zob. Danišik i in., 2010; Sobczyk i in., 2020). W paleogenie jest upatrywany również początek procesów formowania głównych ram topograficznych Sudetów, kontrolujących rozwój sieci drenażu rzecznoego (Migoń i in., 2025), której rozwój w układzie zbliżonym do współczesnego byłby jednak możliwy dopiero po rozpadzie wału metakarpackiego w środkowym miocenie (Sobczyk i in., 2024). Biorąc pod uwagę wyniki modelowania historii termicznej skał bloku sudeckiego, jako początek rozwoju rzeźby można przyjąć przełom eocenu i oligocenu, przy czym jego ukształtowanie w ostatecznej formie należy wiązać z końcowym wypiętrzeniem Sudetów, które rozpoczęło się ok. 15 mln lat temu (Sobczyk i in., 2024). Przeprowadzone analizy termochronologiczne oraz wyniki modelowania numerycznego wskazują, że całkowita erozja skał nadkładu konieczna do kompensacji zmian temperatury podłoża bloku dolnośląskiego wyniosła ok. 5–6 km w ciągu ostatnich 90 mln lat.

PODSUMOWANIE

Badania prowadzone na obszarze bloku sudeckiego z użyciem metod termochronologii niskotemperaturowej dostarczają wielu nowych informacji o jego mezo- i kenozoicznej ewolucji. W uzyskanych datowaniach trakowych apatyty (AFT) dominujący udział mają wieki odpowiadające późnokredowo-paleogeńskiej fazie tektonicznej, co wskazuje na intensywne wynoszenie bloku sudeckiego związane z powszechną wówczas inwersją basenową. Duże znaczenie ma również, udokumentowane termochronologicznie, znaczne termiczne przegrzanie skał górnej kredy, co wskazuje, że całkowita miąższość osadów morza późnokredowego na obszarze Sudetów miejscami przekroczyła 3 km. Najmłodsze epizody chłodzenia bloku sudeckiego (40–39 mln lat) są wiekowo zbliżone do aktywności wulkanicznej i mogą wskazywać na potencjalne lokalne podgrzanie skał (zob. Danišik i in., 2012). Częściowo może być to również efekt zaburzenia pola temperatur w przypowierzchniowych warstwach litosfery w efekcie nacisków od rosnącego orogenu karpackiego i rozwoju wału metakarpackiego na obszarze Sudetów. Brak zapisu termochronologicznego późnokenozoicznego (miocen–pliocen) wypiętrzenia bloku sudeckiego sugeruje, że pionowe ruchy tektoniczne w neogenie nie przekroczyły 1,5 km, co pozostaje w zgodzie z danymi geologicznymi. Za pomocą termochronologii niskotemperaturowej wyróżniono również okresy wzmożonej aktywności tektonicznej niektórych stref uskoku w Sudetach, w tym sudeckiego uskoku brzeżnego (Danišik i in., 2012), wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego (Danišik i in., 2010; Sobczyk i in., 2015) oraz zespołu uskoku obramowujących rów górnej Nysy Kłodzkiej (Sobczyk i in., 2020).

Autor składa podziękowania Recenzentom pracy, A. Anczkiewicz i K. Gaidzikowi, za cenne uwagi merytoryczne i wskazówki techniczne, które pozwoliły znacząco ulepszyć pierwotną wersję tekstu.

LITERATURA

- ARAMOWICZ A., ANCZKIEWICZ A., MAZUR S. 2006 – Fission-track dating of apatite from the Góry Sowie Massif, Polish Sudetes, NE Bohemian Massif: implications for post-Variscan denudation and uplift. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 182: 221–229.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B. 2004 – Formacja poznańska. [W:] Peryt T.M., Piwocki M. (red.), *Budowa Geologiczna Polski, T. 1 – Stratygrafia cz. 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen*. Państw. Inst. Geol.: 71–133.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., ZUCHIEWICZ W. 2004 – Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 3 (135): 7–29.
- BADURA J., PECSKAY Z., KOSZOWSKA E., WOLSKA A., ZUCHEWICZ W., PRZYBYLSKI B. 2005 – New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2 (3), (139): 7–15.
- BARBARAND J., CARTER A., WOOD I., HURFORD T. 2003 – Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198: 107–137.
- BAUMHAUER H. A. 1894 – Die Resultate der Aetzmethode in der kristallographischen Forschung. W. Engelmann, Leipzig.
- BOTOR D., DUNKL I., ANCZKIEWICZ A., MAZUR S. 2017 – Post-Variscan thermal history of the Moravo-Silesian lower Carboniferous Culm Basin (NE Czech Republic – SW Poland). *Tectonophysics*, 712–713: 643–662.
- BOTOR D., ANCZKIEWICZ A.A., MAZUR S., SIWECKI T. 2019 – Post-Variscan thermal history of the Intra-Sudetic Basin (Sudetes, Bohemian Massif) based on apatite fission track analysis. *International Journal of Earth Sciences*, 108: 2561–2576.
- CAJZ V., SCHNABL P., PECSKAY Z., SKACELOVA Z., VENHODOVA D., SLECHTA S., CIZKOVA K. 2012 – Chronological implications of the paleomagnetic record of the Late Cenozoic volcanic activity along the Moravia-Silesia border (NE Bohemian Massif). *Geologica Carpathica*, 63 (5): 423–435.
- CARLSON W.D., DONELICK R.A., KETCHMAN R.A. 1999 – Variability of apatite fission-track annealing kinetics; Part I: Experimental results. *American Mineralogist*, 84: 1213–1223.
- COUBAL M., MÁLEK J., ADAMOVIČ J., ŠTĚPANČIKOVÁ P. 2015 – Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. *Journal of Geodynamics*, 87: 26–49.
- DANIŠIK M., MIGOŃ P., KUHLEMANN J., EVANS N.J., DUNKL I., FRISCH W. 2010 – Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. *Geomorphology*, 117: 78–89.
- DANIŠIK M., ŠTĚPANČIKOVÁ P., EVANS N.J. 2012 – Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multi-system thermochronology – an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, Central Europe). *Tectonics*, 31, TC2003.
- DYJOR S. 1981 – Ewolucja trzeciorzędowych przedgórskich rowów tektonicznych centralnych i wschodnich Sudetów. [W:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 3. Wyd. Geol., Warszawa: 155–181.
- DYJOR S. 1993 – Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Folia Quaternaria*, 64: 25–41.
- FARLEY K.A. 2002 – (U–Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47 (1): 819–844.
- FARLEY K.A., WOLF R.A., SILVER L.T. 1996 – The effect of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (21): 4223–4229.
- FLEISCHER R.L., PRICE P.B., SYMES E.M., MILLER D.S. 1964 – Fission track ages and track-annealing behaviour of some micas. *Science*, 143: 349–351.
- GALBRAITH R.F. 1990 – The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurement*, 17: 207–214.
- GLUSZYŃSKI A., ALEKSANDROWSKI P. 2022 – Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). *Solid Earth*, 13: 1219–1242.
- GUENTHNER W.R., REINERS P.W., DRAKE H., TILLBERG M. 2017 – Zircon, titanite, and apatite (U–Th)/He ages and age-eU correlations from the Fennoscandian Shield, southern Sweden. *Tectonics*, 36: 1254–1274.
- JAHN A. 1980 – Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czasopismo Geograficzne*, 51 (2): 129–154.

- JARMOŁOWICZ-SZULC K. 1984 – Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. *Archiwum Mineralogiczne*, 39: 139–183.
- JAROSIŃSKI M., POPRAWA P., ZIEGLER P.A. 2009 – Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly*, 53 (1): 3–26.
- KETCHAM R.A. 2005 – Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 275–314.
- KLEY J., VOIGT T. 2008 – Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe, effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36: 839–842.
- KOWALSKI A. 2021 – Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 91: 37–66.
- KOWALSKI A., PACANOWSKI G. 2025 – A record of superimposed late- and post-Variscan regional-scale tectonic events at the NE margin of the Bohemian Massif: structural evolution of the Kamionki Graben (SW Poland, Sudetes). *Geological Quarterly*, 69, 6; <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1779>
- KOZDROJ W. 2014 – Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieloniec area, Sudetes. *Geologia Sudetica*, 42: 149–159.
- KRZYSZKOWSKI D., BOWMAN D. 1997 – Neotectonic deformation of Pleistocene deposits along the Sudetic Marginal Fault, southwestern Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 545–562.
- LIPPOLT H.J., BOSCHMANN KÄTHLER W., ARNDT H. 1982 – Helium und Uran in Schwarzwälder Bleiglanzen, ein Datierungsversuch. *Oberheinische Geologische Abhandlungen*, 31: 31–46.
- LISKER F., VENTURA B., GLASMACHER U.A. 2009 – Apatite thermochronology in modern geology, [W:] Lisker F., Ventura B., Glasmacher U.A. (red.), *Thermochronological Methods: From Palaeotemperature Constraints to Landscape Evolution Models*. Geological Society, London, Special Publications, 324: 1–23.
- MALUSA M.G., FITZGERALD P.G. (red.) 2019 – *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. Springer Verlag: 395.
- MARKS L., GRABOWSKI J., STĘPIEŃ U. (red.) 2022 – *Mapa geologiczna Polski 1:500 000: C – Mapa podłoża kenozoiku*. Wyd. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- MARTINEK K., SVOJTKA M., FILIP J. 2006 – Reconstructing post-Carboniferous history of the Krkonoše Piedmont Basin using detrital apatite fission-track data. *Geolines*, 20: 91–92.
- MAZUR S., SCHECK-WENDEROTH M., KRZYWIEC P. 2005 – Different modes of the Late Cretaceous-Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 782–798.
- MIGOŃ P., DANIŠÍK M. 2012 – Erosional history of the Karkonosze granite massif – constraints from adjacent sedimentary basins and thermochronology. *Geological Quarterly*, 56 (3): 440–454.
- MIGOŃ P., JANCEWICZ P., RÓŻYCKA M., SZYMANOWSKI M., 2025 – Drainage patterns in the Sudetes Mountains (Central Europe) – A clue to understanding polygenetic relief? *Geomorphology*, 473, 109637.
- MOCHNACKA K. 1971 – Próba oznaczenia wieku bezwzględnego granitu Kudowy metodą śladów rozpadu uranu. *Sprawozdania z posiedzeń Komisji Nauk Geologicznych PAN*, Oddz. w Krakowie, 14 (1): 304–307.
- MOUTHEREAU F., ANGRAND P., JOURDON A., TERNOIS S., FILLON C., CALASSOU S., CHEVROT S., FORD M., JOLIVET L., MANATSCHAL G., MASINI E., THINON I., VIDAL O., BAUDIN T. 2021 – Cenozoic mountain building and topographic evolution in Western Europe: impact of billions of years of lithosphere evolution and plate kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192 (1): 56.
- OBERC J., DYJOR S. 1969 – Uskok sudecki brzeżny. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 236: 41–142.
- OBERC J. 1972 – Sudety i obszary przyległe. *Budowa Geologiczna Polski*, vol. 4. Tektonika, cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- PAŃCZYK M., NAWROCKI J., ALEKSANDROWSKI P., PRZYBYLSKI B. 2023 – Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating data. *International Journal of Earth Sciences*, 112: 725–740.
- POWOLNY T., DUMAŃSKA-SŁOWIK M., ANCZKIEWICZ A.A., SIKORSKA-JAWOROWSKA M. 2022 – Origin and timing of spilittic alterations in volcanic rocks from Głuszyca Górna in the Intra-Sudetic Basin, Poland. *Scientific Reports*, 12 (1): 1–26.
- PRICE P.B., WALKER R.M. 1963 – Fossil tracks of charged particles in mica and the age of Minerale. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4847–4862.
- PRZYBYŁOWICZ W. 1986 – Uranium determinations in serpentinites from Lower Silesia (Poland) using fission track method. *Mineralogia Polonica*, 17 (2): 37–41.
- REICHERTER K., FROITZHEIM N., JAROSIŃSKI M., BADURA J., FRANZKE H.-J., HANSEN M., HÜBSCHER H. MÜLLER R., POPRAWA P., REINECKER J., STACKEBRANDT W., VOIGT T., VON EYNATTEN H., ZUCHIEWICZ W. 2008 – Alpine tectonics north of the Alps, [W:] McCann T. (red.), *The Geology of Central Europe*. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society, London, 1233–1285.
- REINERS P.W., CARLSON R.W., RENNE P.R., COOPER K.M., GRANGER D.E., MCLEAN N.M., SCHOENE B. 2018 – *Geochronology and Thermochronology*. John Wiley & Sons Ltd.: 480.
- RÓŻYCKA M., MIGOŃ P. 2017 – Tectonic geomorphology of the Sudetes Mountains (Central Europe) – review and re-appraisal. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87: 275–300.
- RUTHERFORD E. 1905 – Present problems in radioactivity. *Popular Science Monthly*, May: 1–34.
- SKOČEK V., VALEČKA J. 1983 – Palaeogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 44: 71–92.
- SOBCZYK A., SZCZYGIEL J. 2021 – Paleostress reconstruction of faults recorded in the Niedźwiedzia Cave (Sudetes): insights into Alpine intraplate tectonic of NE Bohemian Massif. *International Journal of Earth Sciences*, 110: 833–847.
- SOBCZYK A., DANIŠÍK M., ALEKSANDROWSKI P., ANCZKIEWICZ A. 2015 – Post-Variscan cooling history of the central Western Sudetes (NE Bohemian Massif, Poland) constrained by apatite fission-track and zircon (U-Th)/He thermochronology. *Tectonophysics*, 649: 47–57.
- SOBCZYK A., DURKOWSKI K., BOTOR D., SOBEL E.R. 2018 – Permo-Mesozoic to Cenozoic tectonothermal evolution of the North-Sudetic Synclinorium (Bohemian Massif, SW Poland). 16th International Conference on Thermochronology, Quedlinburg, Germany.
- SOBCZYK A., SOBEL E.R., GEORGIEVA V. 2020 – Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): Insights from apatite fission-track thermochronometry. *Terra Nova*, 32 (2): 122–133.
- SOBCZYK A., WOROBIEC E., OLKOWICZ M., SZCZYGIEL J. 2024 – Mid-Miocene onset of the NE Bohemian Massif (SW Poland, Europe) growth, landscape evolution and paleoenvironmental changes unraveled using paleokarst sediment palynology. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 640: 121127.
- TEISSEYRE H. 1960 – *Regionalna geologia Polski*, t. 3, z. 2, Sudety. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- VERMEESCH P., TIAN Y. 2014 – Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt. *Earth-Science Reviews*, 139: 279–290.
- VON EYNATTEN H., KLEY J., DUNKL I., HOFFMANN V.-E., SIMON A. 2021 – Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe – localized inversion vs. large-scale domal uplift. *Solid Earth*, 12: 935–958.
- WAGNER G.A. 1966 – Altersbestimmung an Tektiten und anderen natürlichen Gläsern mittels Spuren der spontanen Kernspaltung des Uran-238 (“fission track”-Methode). *Zeitschrift für Naturforschung*, 21A: 733–745.
- WAGNER G., VAN DEN HAUTE P. 1992 – Fission-track dating. *Dordrecht, Kluwer Acad.*: 285.
- WOLF R.A., FARLEY K.A., SILVER L.T. 1996 – Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (21): 4231–4240.
- ZEITLER P.K., HERCZEG A.L., MCDUGALL I., HONDA M. 1987 – U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2865–2868.
- ZUCHIEWICZ W., BADURA J., JAROSIŃSKI M. 2007 – Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. *Studia Quaternaria*, 24: 5–20.
- ŻELAZNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA, Z., KARKONOWSKI P.H., KONON A., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. (red.) 2011 – *Regionalizacja tektoniczna Polski*. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Praca wpłynęła do redakcji 16.05.2025 r.

Akceptowano do druku 18.05.2025 r.