W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 443–454. Warszawa, 2026

REKONSTRUKCJE HISTORII TEKTONOTERMALNEJ WYPIĘTRZONYCH OBSZARÓW POŁUDNIOWEJ POLSKI

7

Artur Sobczyk, Aneta Anczkiewicz, Dariusz Botor, Jan Barmuta

7.1. WSTĘP

Artur Sobczyk

Procesom tektonicznym nieodłącznie towarzyszą zmiany pola termicznego Ziemi, widoczne w przekształceniach rozkładu izoterm. Termochronologia niskotemperaturowa umożliwia rekonstrukcję – zwykle uwarunkowanej tektonicznie – historii termicznej skał, zapisywanej przez minerały wrażliwe na zmiany temperatury w przypowierzchniowych partiach litosfery (tutaj rozumianych jako nieprzekraczających głębokości 10 km). Termochronologiczny zapis spadków i/lub wzrostów temperatury skał umożliwia m.in. określanie wieku, czasu trwania i intensywności przypowierzchniowych procesów tektonicznych. Składają się one na historię tektono-termalną skał, która stanowi całokształt zjawisk i procesów, w tym w szczególności wydarzeń tektonicznych, zachodzących przy współudziale zmian temperatury skał.

Kształtowanie się warunków termicznych w ośrodku skalnym zależy przede wszystkim od gęstości strumienia cieplnego w danym miejscu Ziemi. Jego gęstość zależy od tempa i wielkości dopływu energii geotermicznej, na którą składają się głównie ciepło pochodzące z płaszcza ziemskiego oraz energia wytwarzana przez naturalną promieniotwórczość ośrodka skalnego. Deformacje tektoniczne, zarówno dysjunktywne, jak i ciągłe, prowadzą do zaburzeń rozkładu izoterm, głównie poprzez zmianę położenia (zwłaszcza głębokości) zaangażowanych w deformacje jednostek strukturalnych. Rodzaj ruchu i skala przemieszczenia, pozycja skał podłoża względem elementów topografii oraz rodzaj i natężenie procesów egzogenicznych należą do najważniejszych czynników warunkujących zmienność rozkładu izoterm. Procesy uskokowania powodują także lokalne zaburzenia kształtu powierzchni izotermicznych w strefach przyuskokowych, a tym samym prowadzą do układu izoterm, który nie nawiązuje bezpośrednio do topografii. Po ustaniu ruchów tektonicznych powrót do stanu niezaburzonego odbywa się w drodze relaksacji termicznej skał. Zwrócenie uwagi na powyższe zależności prowadzi do wniosku, że w sprzyjających warunkach możliwe jest rekonstruowanie przebiegu procesów tektonicznych w czasie na podstawie historii termicznej skał. Badaniami w tym zakresie zajmuje się termochronologia niskotemperaturowa, która obejmuje radiometryczne metody datowania skał przy użyciu minerałów wrażliwych na zmiany stosunkowo niskich, przypowierzchniowych temperatur. W tej grupie do współcześnie najczęściej stosowanych należą metoda trakowa (FT) oraz metoda helowa (U-Th-[Sm])/He (w skrócie (U-Th)/He). Głównymi minerałami wykorzystywanymi do określania tymi metodami wieku różnych procesów zachodzących w skałach są apatyt, cyrkon oraz tytanit, ze względu na odpowiednio dużą zawartość uranu i ich względnie powszechne występowanie w skałach. Termochronologia niskotemperaturowa jako technika datowania pośredniego umożliwia odczyt wskazań zegarów izotopowych zapisanych w poszczególnych minerałach, które odzwierciedlają różne procesy geologiczne zachodzące na różnych etapach „życia" skał, w tym zwłaszcza epizody aktywności tektonicznej. Ekshumacja skał może być wynikiem procesów zarówno *stricte* erozyjnych, w których znaczenie mają rzeźba terenu i warunki klimatyczne kontrolujące denudację, jak i procesów tektonicznych, związanych z efektami działania czynników endogenicznych, w tym zwłaszcza z przemieszczeniami skał w przestrzeni. W odniesieniu do procesów tektonicznych analiza wyników datowań termochronologicznych wskazuje na duże znaczenie zmiennej aktywności stref uskokowych w czasie, przy jednoczesnym udziale zmian gęstości strumienia cieplnego. W rejonach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie stref uskokowych, które w efekcie tarcia przyuskokowego odnotowują lokalny wzrost temperatury, możliwe jest termochronologiczne określanie wieku deformacji kruchych (por. Maino i in., 2015; Wölfler i in., 2015).

W tym rozdziale przedstawiono najważniejsze wnioski płynące z rekonstrukcji termochronologicznych wykonanych dla różnych regionów południowej Polski na podstawie datowania metodą trakową oraz helową. Ze względu na ograniczony zakres niniejszego opracowania, przedstawiono wyłącznie podstawowe informacje z zakresu metodyki termochronologii niskotemperaturowej, a po bardziej szczegółowe wyjaśnienie podstaw poruszanych zagadnień odesłano Czytelników do literatury przedmiotu (np. Wagner, Van den Haute, 1992; Reiners i in., 2018; Malusà, Fitzgerald, 2019).

7.2. PODSTAWY TERMOCHRONOLOGII NISKOTEMPERATUROWEJ

Artur Sobczyk

Termochronologia niskotemperaturowa zajmuje się analizą historii termicznej skał, rozpatrywanej zazwyczaj w zakresie temperatur ~40–240°C (tab. 1), z wykorzystaniem metod geologii izotopowej. Zarówno metoda trakowa, jak i helowa opierają się na wykorzystaniu procesów rozpadu promieniotwórczego zachodzących w obrębie różnych minerałów akcesorycznych. Do badań tymi metodami są wykorzystywane głównie minerały ciężkie, które po standardowej separacji mechanicznej i chemicznej są poddawane dalszej analizie zgodnie z ustandaryzowanymi procedurami badawczymi. Uzyskane wyniki pomiarów laboratoryjnych stanowią – w dalszej kolejności – podstawowy zbiór danych niezbędny do wykonania modelowania numerycznego historii termicznej skał. Modelowanie wykonywane jest zazwyczaj z wykorzystaniem specjalistycznego oprogramowania komputerowego, a do najczęściej stosowanych programów należą pakiety QTQt oraz HeFTy (por. Ketcham, 2005; Vermeesch, Tian, 2014). Efektem modelowania komputerowego danych termochronologicznych jest oszacowana metodami statystycznymi historia chłodzenia skał, stanowiąca podstawę interpretacji ewolucji budowy geologicznej i historii tektonicznej analizowanego masywu skalnego. Wnioskuje się o tym z uzyskanych tymi technikami informacji dotyczących wieku chłodzenia skał, rozumianego jako przedział czasu, w którym

TAB. 1. Typowe zakresy temperatury zamknięcia i strefy częściowej retencji oraz zabliźniania traków dla różnych typów minerałów w metodzie helowej (U-Th-[Sm])/He oraz trakowej (FT). Strefa He PRZ została podana dla ziaren o efektywnej średnicy 60 µm i tempie chłodzenia 10°C/milion lat. Opracowanie własne na podstawie: Wolf i in. (1996), Farley (2002) oraz Guenthner i in. (2017)

Minerał	Metoda	Temperatura zamknięcia T_c	Strefa częściowej retencji helu (PRZ)/ zabliźniania traków (PAZ)
Apatyt	(U-Th-[Sm])/He (AHe)	ok. 70°C	ok. 47–73°C
Apatyt	AFT	ok. 110–120°C	ok. 60–120°C
Cyrkon	(U-Th-[Sm])/He (ZHe)	ok. 183°C	ok. 117–159°C
Cyrkon	ZFT	ok. 230–350°C	ok. 210–300°C
Tytanit	(U-Th-[Sm])/He (SHe)	ok. 199°C	ok. 121–159°C
Tytanit	SFT	ok. 240–350°C	ok. 265–310°C

dana skała przeszła przez określony zakres temperatur, jednak bez możliwości wskazania bezwzględnego wieku utworzenia się danego minerału czy skały.

Metoda trakowa (ang. *fission track*) wykorzystuje zjawisko powstawania śladów zniszczeń (tzw. traków; ang. *tracks*) w ziarnach minerałów, powstających w następstwie rozszczepiania (ang. *fission*) jąder atomowych niestabilnych pierwiastków, głównie uranu ^{238}U, wchodzących w skład sieci krystalicznej minerałów lub szkliwa (fig. 1), w wyniku procesu opisywanego modelem impulsu eksplozji jonowej (ang. *ion spike explosion*). W modelu tym rozpad atomu ^{238}U prowadzi do powstania dwóch wysokoenergetycznych jąder atomów potomnych pierwiastków lżejszych, które przemieszczając się w obrębie minerału w przeciwnych kierunkach, tworzą linearne ślady zniszczenia, czyli traki.

Liczba traków powstałych w efekcie rozpadu atomu ^{238}U przyrasta w czasie, co umożliwia zastosowanie tego zjawiska w geochronologii. Procesowi spontanicznego rozszczepiania jąder atomowych podlegają również inne pierwiastki z szeregu aktynowców (np. Th, Pa, Np, Pu), jednakże nie występują one

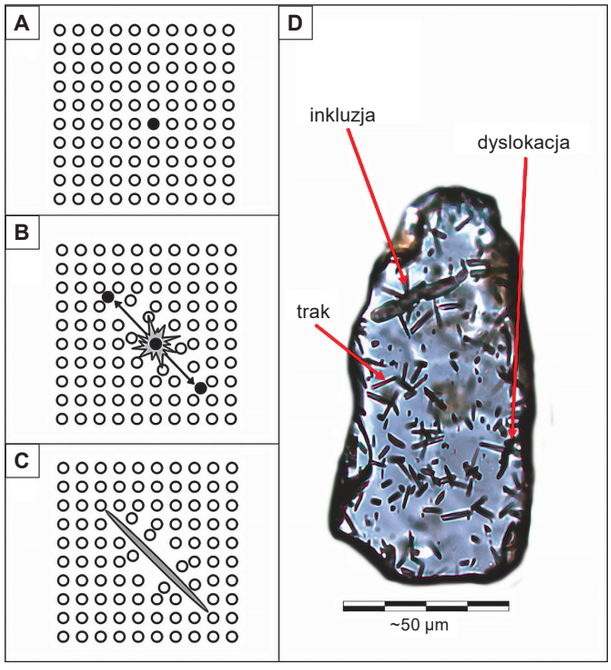


FIG. 1. Schemat ilustrujący powstawanie traków w efekcie zjawiska eksplozji jonowej: **A** atom ^{238}U w sieci krystalicznej minerału (czarny punkt); **B** samoistny rozpad jądra atomu ^{238}U prowadzi do powstania dwóch wysokoenergetycznych jąder atomowych potomnych pierwiastków lżejszych, przemieszczających się w przeciwnych kierunkach zgodnie z prawem Coulomba; **C** po ustaniu ruchu cząstek pozostaje ślad zniszczenia w krysztale – trak, długość początkowa ok. 17 µm (wg Gallaghera i in., 1998; zmodyfikowano); **D** spolerowane i wytrawione (w 5,5 M HNO_3) ziarno apatytu z granitów masywu karkonosko-izerskiego (Rudawy Janowickie, blok sudecki; Sobczyk i in., 2015). Ślady trawienia ujawniły traki w apatycie, a także dyslokacje w obrębie sieci krystalicznej oraz inkluzje mineralne

w minerałach w znaczących ilościach lub, jak w przypadku ^{235}U i ^{232}Th, mają zbyt długi czas połowicznego rozpadu. W obrębie poszczególnych ziaren mineralnych traki stanowią twory metastabilne, co oznacza, że w określonych warunkach może dochodzić do ich skracania, zmniejszania gęstości powierzchniowej i – w efekcie – zaniku. Proces ten jest nazywany zabliźnianiem traków (ang. *annealing* – dosłownie: wyżarzanie) i jest kontrolowany głównie przez temperaturę oraz w pewnych przypadkach przez skład chemiczny, strukturę kryształu lub ciśnienie (Carlson i in., 1999; Barbarand i in., 2003). Zależność czas–temperatura (t–T) kontrolująca zjawisko skracania i zabliźniania traków sprawia, że parametr długości traków ma podstawowe znaczenie przy określeniu historii termicznej próbki. Zazwyczaj strefa częściowego zabliźniania traków (ang. *partial annealing zone* – PAZ) dla apatytu w metodzie trakowej jest definiowana jako odpowiadająca przedziałowi temperatur 60–120°C (Green, Durrani, 1977). Powyżej górnej granicy PAZ (ok. 120°C dla apatytu, ok. 240°C dla cyrkonu, ok. 350°C dla tytanitu) traki podlegają całkowitemu zanikowi, a system ulega tzw. resetowi termicznemu.

Metoda helowa bazuje na analizie produktów radioaktywnego rozpadu kilku różnych izotopów: uranu (^{238}U i ^{235}U), toru (^{232}Th) oraz samaru (^{147}Sm), a także stabilnego helu (^{4}He). Możliwości jej zastosowania w badaniach geologicznych sięgają początku XX wieku (Lisker i in., 2009), a swój rozkwit przeżywa ona od lat 90. XX w. (Farley i in., 1996; Wolf i in., 1996), głównie za sprawą znacznego postępu w zakresie metodyki pomiarowej. Datowania (U-Th-[Sm])/He, oparte na retencji helu w obrębie ziaren mineralnych apatytu i cyrkonu, umożliwiają rekonstrukcję historii termicznej dla temperatur w zakresie ok. 40–200°C (tab. 1). Poszczególne rodzaje minerałów, datowane różnymi metodami (AFT – ang. *apatite fission track*, ZFT – ang. *zircon fission track*, AHe – ang. *apatite helium*, ZHe – ang. *zircon helium*), charakteryzują się odmiennym zakresem czułości wyrażonym temperaturą zamknięcia systemu, czyli wartością, poniżej której izotopy potomne pozostają w minerale i nie podlegają dyfuzji (Dodson, 1973). Charakter zjawiska dyfuzji helu sprawia, że oznaczony wiek He próbki spada wraz ze wzrostem temperatury w określonym zakresie nazywanym strefą częściowej retencji helu (ang. *helium partial retention zone* lub He PRZ). Poniżej granicy tej strefy system uzyskuje względną stabilność (ang. *helium total retention zone* lub He TRZ), natomiast powyżej zachodzi szybka dyfuzja (ang. *helium total diffusion zone* lub He TDZ).

7.3. HISTORIA TEKTONOTERMALNA POLSKI

7.3.1. Sudety i blok przedsudecki

Artur Sobczyk

Pierwsze badania z zakresu termochronologii niskotemperaturowej na obszarze bloku dolnośląskiego miały miejsce w latach 70. i 80. XX w. (Mochnacka, 1971; Jarmołowicz-Szulc, 1984; Przybyłowicz, 1986), natomiast znaczny ich rozwój nastąpił po 2000 r., wraz z ugruntowaniem podstaw metody trakowej oraz upowszechnieniem się metody helowej. Szczegółowe badania termochronologiczne były prowadzone w obrębie masywu karkonosko-izerskiego (Jarmołowicz-Szulc, 1984; Martinek i in., 2006; Sobczyk i in., 2015), plutonu Karkonoszy (Danišík i in., 2010; Sobczyk i in., 2015), synklinoriów północnosudeckiego (Sobczyk i in., 2018) oraz środsudeckiego (Sobczyk i in., 2015; Botor i in., 2019; Sobczyk i in., 2020; Powolny i in., 2022), masywu Gór Sowich (Aramowicz i in., 2006), rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Danišík i in., 2012a; Botor i in., 2019; Sobczyk i in., 2020), kopuły orlicko-śnieżnickiej (Sobczyk i in., 2020), plutonu kłodzko-złotostockiego (Danišík i in., 2012a), strefy morawsko-śląskiej (Botor i in., 2017) oraz w obrębie monokliny przedsudeckiej (Sobczyk i in., 2013). Analiza regionalna wyników datowań apatytów metodą trakową (AFT) z obszaru bloku sudeckiego (fig. 2) wskazuje na zdecydowaną przewagę późnokredowo-paleogeńskich (ok. 45–90 mln lat) wieków chłodzenia podłoża krystalicznego (por. Sobczyk, 2025). Najmłodsze, późnokredowo-neogeńskie wieki chłodzenia skał podłoża krystalicznego raportowano dotychczas dla systemu AFT (T_c ok. 110–120°C) z masywu Gór Sowich (43–57 mln lat; Aramowicz i in., 2006), Gór Złotych w rejonie sudeckiego uskoku brzeżnego (39–81 mln lat; Danišík i in., 2012a) oraz granitowej części Rudaw Janowickich (51–56 mln lat; Sobczyk i in., 2015). Nieco starsze etapy chłodzenia odnotowano w zbudowanej z granitów części Karkonoszy (82–90 mln lat; Danišík i in., 2010), metamorfiku Rudaw Janowickich (105 mln lat; Sobczyk i in., 2015), metamorfiku Gór Izerskich (63–121 mln lat; Jarmołowicz-Szulc, 1984) oraz w Niskim Jeseniku w obrębie morawsko-śląskiego pasma fałdowego (48–151 mln lat; Botor i in., 2017). Z kolei oznaczenia AFT uzyskane dla wulkanitów permskich z niecki środsudeckiej (161–168 mln lat), interpretowane są jako wiek spilityzacji, niezwiązany bezpośrednio z ekshumacją skał podłoża, podnoszoną w innych opracowaniach (Powolny i in., 2022).

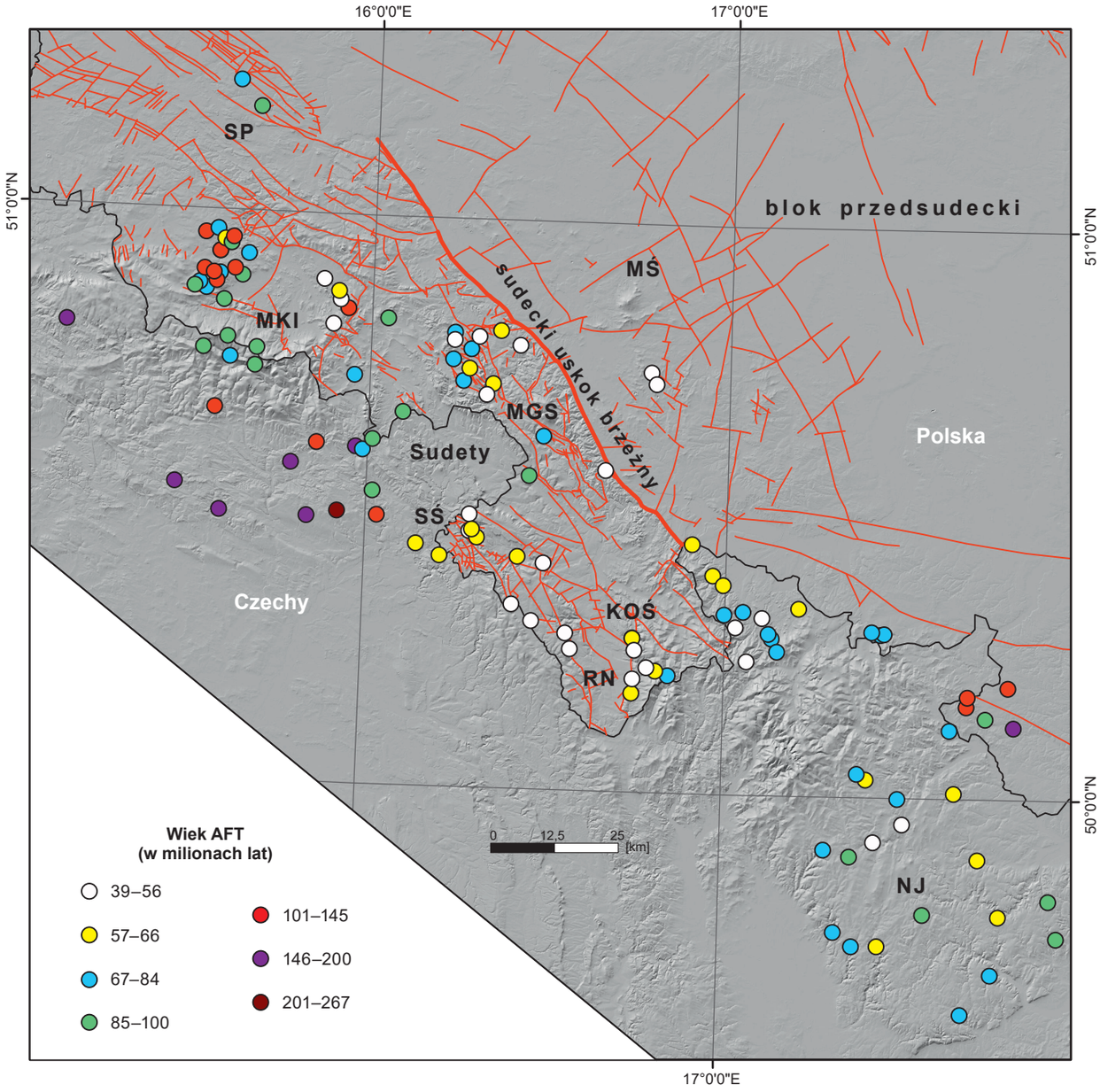


FIG. 2. Średnie wieki chłodzenia skał dla rejonu Sudetów, wyznaczone na podstawie datowań trakowych apatytu (AFT) według różnych autorów (szczegóły w tekście), przedstawione na tle numerycznego modelu terenu (wg Sobczyk, 2025; zmodyfikowano). Objaśnienia: KOŚ – kopuła orlicko-śnieżnicka; MGS – masyw Gór Sowich; MKI – masyw karkonosko-izerski; MŚ – masyw Ślęży; NJ – Niski Jesenik; RN – rów Nysy; SP – synklinorium północnosudeckie, SŚ – synklinorium śródsudeckie. Sieć uskoków według Mapy geologicznej Polski 1:500 000 (Marks i in., 2022)

Wykonane dotychczas dla rejonu bloku sudeckiego badania z użyciem metody helowej prowadzone były dla apatytu (AHe) oraz cyrkonu (ZHe), dla których temperatury zamknięcia systemu wynoszą odpowiednio ok. 70 i 180°C (tab. 1). Badania prowadzone z użyciem metody ZHe wykazały następujące wieki chłodzenia: masyw karkonosko-izerski 98–296 mln lat (Danišík i in., 2010) i 100–271 mln lat (Sobczyk i in., 2015); synklinorium śródsudeckie 181–299 mln lat (Sobczyk i in., 2015); Góry Złote w rejonie sudeckiego uskoku brzeżnego 79–105 mln lat (Danišík i in., 2012a); Niski Jesenik w obrębie morawsko-śląskiego pasma fałdowego 233–303 mln lat (Botor i in., 2017). Z kolei nieliczne oznaczenia apatytu metodą AHe wykazały dla masywu karkonosko-izerskiego wieki chłodzenia 79–87 mln lat (Danišík i in., 2010) oraz 48–96 mln lat dla Gór Złotych w rejonie sudeckiego uskoku brzeżnego (Danišík i in., 2012a).

Badania z użyciem metod termochronologii niskotemperaturowej dostarczają ważnych przesłanek na temat powaryscyjskiej ewolucji tektonotermalnej bloku dolnośląskiego, której dokładna rekonstrukcja nie była dotychczas możliwa przy użyciu innych metod badawczych. Wśród analizowanych skał na szczególną uwagę zasługują osady górnej kredy, dla których wykazano postsedymentacyjny reset termiczny z temperaturami przekraczającymi 110°C (Botor i in., 2019; Sobczyk i in., 2020). W modelowaniu numerycznym historii termicznej skał bloku dolnośląskiego na podstawie metod termochronologicznych przyjmowane są zazwyczaj następujące założenia (za Sobczyk i in., 2020): (1) początek chłodzenia skał waryscyjskiego podłoża ok. 300 ±20 mln lat temu przy temperaturze 160 ±20°C, co zapewnia całkowite wyzerowanie systemu AFT, (2) położenie skał podłoża blisko powierzchni terenu dla okresu późnokredowej transgresji morskiej na obszarze Sudetów – 110 ±20 mln lat temu oraz temperatury rzędu 30 ±20°C, (3) uśredniony gradient geotermiczny na poziomie 30°C/km, (4) średnią aktualną temperaturę skał na powierzchni 5 ±5°C. Wyniki przeprowadzonego modelowania numerycznego z zastosowaniem powyższych parametrów są interpretowane m.in. jako zapis głębokiego pogrzebania skał w późnej kredzie, pod nadkładem przekraczającym miejscami 3 km grubości. Na podobną historię termiczną wskazują także prace z obszaru synklinorium północnosudeckiego, gdzie dla skał osadowych permu udokumentowano późnokredowe wieki chłodzenia (68–92 mln lat), przy maksymalnych paleotemperaturach rzędu 110–140 ±10°C (Sobczyk i in., 2018). Z kolei różnowiekowe skały osadowe synklinorium śródsudeckiego (górny karbon–górna kreda) uległy schłodzeniu poniżej 120°C w okresie pomiędzy 89 a 60 mln lat temu (Botor i in., 2019). Osady kredowe synklinorium śródsudeckiego oraz rowu górnej Nysy Kłodzkiej uległy schłodzeniu poniżej izotermy 120°C między 58 (rów Nysy) a 46 mln lat temu (rejon Gór Stołowych) (Sobczyk i in., 2020). Obserwowana dla metody AFT znaczna dominacja późnokredowo-neogeńskiego epizodu chłodzenia wskazuje na intensywną ekshumację tektoniczną bloku sudeckiego, łączoną z powszechną dla wczesnego kenozoiku inwersją basenową (por. Sobczyk i in., 2020). Istotnych obserwacji dostarczyły również wyniki analiz ZHe dla cyrkonów z bloku dolnośląskiego, dla których odnotowano kredowe i młodsze wieki chłodzenia (por. Danišík i in., 2010, 2012a).

Przyjmując uproszczony model chłodzenia w następstwie ekshumacji skał podłoża przy średnich temperaturach zamknięcia systemu helowego dla cyrkonu, konieczne do kompensacji zmian temperatury jest przyjęcie erozji ok. 5–6 km skał nadkładu. Uzyskane wyniki były interpretowane m.in. jako wskaźnik głębokiego pogrzebania obszaru bloku dolnośląskiego w trakcie późno-

kredowej transgresji morskiej, dla której zarówno zasięg lateralny, jak i miąższość skał nadkładu były większe od dotychczas zakładanych, a zagadnienie to zostało omówione m.in. w pracach Danišíka i in. (2010, 2012a) oraz Sobczyka i in. (2015, 2020). Najmłodsze odnotowane dotychczas epizody chłodzenia skał bloku dolnośląskiego reprezentują najwyższy eocen (39–40 mln lat temu) i są zbliżone wiekowo do etapu wulkanizmu bazaltowego dokumentowanego metodami K–Ar i Ar–Ar. Ten efekt świadczy na korzyść propozycji Danišíka i in. (2012a), którzy na podstawie wyników modelowania historii termicznej skał wskazują, że w późnym eocenie i oligocenie podłoże wschodniej części bloku sudeckiego zostało lokalnie podgrzane do temperatury poniżej 70°C w związku z aktywnością magmową, będącą następstwem otwarcia się rowu Egeru (Ohrzy; zob. też rozdział 8). Wspomniani autorzy sugerują również, że podczas kenozoicznej ekshumacji wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego doszło do wyniesienia bloku przedsudeckiego względem Sudetów, na co ma wskazywać brak znaczącej różnicy w rozkładach wieków AFT i AHe na obu skrzydłach uskoku. Sobczyk i in. (2020), wykorzystując modelowane historie termiczne skał dla rejonu kopuły orlicko-śnieżnickiej i rowu Nysy zakładają erozję rzędu 3–3,5 km na przestrzeni ostatnich 60–70 mln lat. Wskazuje to na średnie tempo ekshumacji podłoża bloku sudeckiego od późnej kredy na poziomie 0,04 km/mln lat, z prawdopodobnym wzrostem do ok. 0,15 km/mln lat w tzw. fazie subhercyńskiej (65–45 mln lat temu) orogenezy alpejskiej (*sensu* Kley, 2018). Ekshumacja tektoniczna podłoża w warunkach poziomej kompresji tektonicznej doprowadziła do sfałdowania osadów kredowych oraz rozwoju szeregu nasunięć między 89 a 83 mln lat (koniak–santon), wzdłuż których bloki skał metamorficznych zostały ponasuwane na podłoże kredowe, na co wskazują również dane otworowe (np. Kozdrój, 2014). Godne jest podkreślenia, że najmłodsza – neogeńska – faza aktywności tektonicznej rejonu sudeckiego nie znajduje swojego zapisu w danych termochronologicznych, co – zgodnie z dzisiejszą topografią Sudetów – potwierdza, że skala późnokenozoicznego wypiętrzenia poszczególnych bloków tektonicznych tego obszaru nie przekroczyła wartości 1,5 km.

7.3.2. Karpaty zewnętrzne

Aneta Anczkiewicz, Jan Barmuta

Karpaty zewnętrzne stanowią przykład pasma fałdowo-nasuwczego o charakterze naskórkowym (np. Książkiewicz, 1972; Unrug, 1979; Pescatore, Ślączka, 1984; Winkler, Ślączka, 1992; Roure i in., 1993; Zuchiewicz i in., 2001; Nemčok i in., 2006a, b, 2007; Gągała i in., 2012), powstałego na skutek inwersji basenów rozwiniętych wzdłuż północnej pasywnej krawędzi oceanu Tetydy alpejskiej (np. Konecný i in., 2002; Golonka i in., 2007). Przyjmuje się, że jednostki strukturalne (płaszczowiny) odpowiadają w przybliżeniu sekwencjom osadowym poszczególnych basenów lub ich części (np. Książkiewicz, 1972; Ślączka i in., 2006). Nasunięcie frontalne ma charakter diachroniczny i datowane jest na ok. 18 mln lat w części zachodniej (czeskiej), 14–13 mln lat w części centralnej (Polska) i mniej niż 8 mln lat w części (rumuńskiej) (Jiřiček, 1979; Nemčok i in., 2006b).

Prekursorem zastosowania metody trakowej dla obszaru Karpat zewnętrznych byli Van Couvering i in. (1981), którzy, wykorzystując tę metodę na cyrkonach (ZFT), oszacowali wieki cyrkonów z dwóch bentonitów z okolic Polany na 41,7 i 39,8 mln lat, oraz dwóch bentonitów ze Znamirowic na 34,6 i 28,9 mln lat, co jest zgodne z wynikami datowań glaukonitu K–Ar w Europie Zachodniej, na podstawie których wiek granicy eocen/oligocenu szacuje się na 37–38 mln lat. Wyniki zawarte w pracy Danišíka i in. (2008) opierają się jedynie na dwóch próbkach z cieszynitów, ale są to pierwsze dane z zastosowaniem metody zarówno AFT, jak i AHe w Karpatach zachodnich (Czechy). Otrzymane odpowiednio wieki AFT w zakresie 36,7 i 21 mln lat oraz AHe 18 i 9 mln lat przemawiają za wysoką denudacją postpanońską (ok. 2 km), która przeczy założeniu o panońskim tektonicznym spokoju i peneplenizacji. Różnice wieku datowań AFT i AHe między obiema próbkami odzwierciedlają ich odmienne pozycje morfostrukturalne w obrębie jednostki śląskiej. Anczkiewicz i Świerczewska (2008) zastosowały metodę AFT w połączeniu z metodą illit–smektyt na próbkach piaskowcowych wzdłuż linii przekrojowej Kraków–Zakopane (Golonka i in., 2007). Uzyskane wieki AFT z płaszczowiny magurskiej wykazały dość szeroki rozrzut wieków między 15,9 a 31,9 mln lat. Próbki z płaszczowiny śląskiej dały wieki 20,8 mln i 32,1 mln lat. Z kolei wieki AFT dla płaszczowiny dukielskiej oszacowano na 19,9, 20,6 i 156 mln lat. Wieki te zostały zinterpretowane jako całkowicie zresetowane, z wyjątkiem dwóch próbek. Jedna z nich, pochodząca z płaszczowiny magurskiej, dała wiek mieszany w granicach 30 mln lat, przy czym widoczny jest szeroki rozrzut wieków AFT pojedynczych ziaren od 100,3 do 6,7 mln lat. W połączeniu z bimodalnym rozkładem długości traków zamkniętych (ang. *confined tracks*) oraz ich średnią długością ok. 13 µm może to wskazywać na obecność różnych skał źródłowych oraz częściowe „resetowanie" po sedymentacji. Druga próbka z płaszczowiny dukielskiej zawierała dwie populacje wieków (154 i 21 mln lat) oraz normalny rozkład długości traków zamkniętych o średniej długości ok. 12 µm. Uwzględniając fakt, że strukturalnie głębiej położona próbka z płaszczowiny dukielskiej nie wykazywała istotnych oznak młodego „resetowania", natomiast strukturalnie wyżej położona próbka z płaszczowiny magurskiej była częściowo zresetowana, można wnioskować, że częściowe resetowanie miało miejsce przed powstaniem obecnego układu płaszczowin w zewnętrznych Karpatach. Niemniej jednak, obecność kilku młodych wieków w próbce z płaszczowiny dukielskiej sugeruje, że odmładzanie wieków AFT mogło być związane z procesem nasuwania. Wyznaczone paleotemperatury za pomocą metody illit–smektyt mieszczą się między 110 a 160°C, z wyjątkiem jednej próbki w rejonie płaszczowiny śląskiej, gdzie zakres paleotemperatury jest nieco niższy (75–115°C). Na tej podstawie stwierdzono, że obecny poziom erozji w badanej części zachodnich Karpat zewnętrznych osiągnął strefę całkowitego zabliźniania traków, co wskazuje na co najmniej 6 km ekshumacji (przyjmując gradient geotermiczny ok. 20°C/km dla fluoroapatytu). Dane te są zgodne z paleotemperaturami uzyskanymi metodą illit–smektyt. Starsze wieki AFT odnotowane w płaszczowinie magurskiej odnoszą się do wypiętrzenia tej płaszczowiny, natomiast młodszy wiek AFT z płaszczowiny dukielskiej odnosi się do wypiętrzenia zbiegającego się z nasunięciem płaszczowiny magurskiej poza jej przedpole.

W latach późniejszych pojawiły się prace termochronologiczne wykorzystujące metodę AFT i metody helowe na cyrkonach i apatytach, które przeprowadzono zarówno w polskiej, jak i ukraińskiej części Karpat zewnętrznych. Badania zostały uzupełnione o przekroje zbilansowane i proste modelowania strukturalne. Prace te pozwoliły na zgromadzenie obszernej bazy danych.

Dane ZHe z całych polskich Karpat zewnętrznych cechują się dużym rozrzutem wiekowym pojedynczych ziaren w zakresie 625–58 mln lat, z przewagą wieków pomiędzy 233–280 mln lat (Andreucci i in., 2013). Wyniki te są interpretowane jako wieki chłodzenia skał źródłowych dla osadów basenów karpackich, które ostygły poniżej ZHe PRZ w trzech głównych stadiach: przedwaryscyjskim, waryscyjskim i alpejskim. Dwie grupy wiekowe odnoszące się do triasu (245,9–207,7 mln lat) i późnej kredy–paleocenu (80–62,4 mln lat) mogą być powiązane, odpowiednio, z ekstensją powaryscyjską i wczesnoalpejską kolizją. Z kolei wieki AFT mieszczą się w przedziale od 32–7 mln lat (Mazzoli i in., 2010; Zattin i in., 2011; Andreucci i in., 2013) i razem z rozkładem długości traków zamkniętych wskazują na diachroniczną ekshumację badanego obszaru. Według autorów, pierwszy etap datowany na wczesny miocen odpowiada ekshumacji związanej z formowaniem nasunięć. Późniejsza faza ekshumacji (<10 mln lat), odnotowana przez autorów tylko w najbardziej wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych, została datowana na późny miocen i jest związana z postorogeniczną ekstensją i powstaniem uskoków normalnych o biegu zbliżonym do biegu nasunięć. Z kolei wieki AHe mieszczą się w przedziale 21–6 mln lat, co można interpretować jako następstwo chłodzenia i ekshumacji, które przemieszczały się stopniowo z zachodu na wschód (pomiędzy ok. 25 a 10 mln lat w sektorze zachodnim i między ok. 15 a 5 mln lat temu w sektorze wschodnim). Tempo pierwszego etapu ekshumacji obliczono na 0,4–1,1 mm/rok, a drugiego na 0,2–0,05 mm/rok. Najbardziej wewnętrzne części pasma fałdowo-nasuwczego osiągnęły temperatury pogrzebania wyższe niż całkowita temperatura resetu AHe i niższe niż minimalna temperatura ZHe PRZ. Zakładając stały i jednorodny gradient paleogeotermalny 18°C/km, pogrzebanie najbardziej wewnętrznych jednostek polskich Karpat zewnętrznych wynosiło od 3,6 do 8,6 km. Z kolei, w zewnętrznych strefach, pogrzebanie było mniejsze niż 3,6 km. Wyniki te zostały zestawione z poje-dynczymi cechami strukturalnymi, aby zrozumieć względną rolę nasunięć i uskoków normalnych. Cytowani autorzy wskazują, że po miocenie nie miały już miejsca żadne większe wydarzenia związane z ekshumacją; oznacza to, że wszelkie późniejsze procesy tektoniczne miały niewielki zasięg zarówno przestrzenny, jak i głębokościowy.

Wieki ZHe z części ukraińskiej Karpat zewnętrznych obejmują pojedyncze wartości w zakresie 450–30 mln lat (Andreucci i in., 2014; Roger i in., 2023), z których udało się wydzielić dwie populacje wiekowe (450–230 mln lat; 130–60 mln lat). Starsze wieki sugerują niepełny reset, ale jednocześnie określają czas chłodzenia dla obszaru źródłowego (Andreucci i in., 2014). Większość oszacowanych wieków AFT (fig. 3) została całkowicie zresetowana i mieści się w przedziale 12,9–6,2 mln lat (Andreucci i in., 2014; Nakapelyukh i in., 2018) oraz 20–11 mln lat (Roger i in., 2023); wieki częściowo zresetowane mieszczą się w przedziale 47,5–16 mln lat (Roger i in., 2023); minimalne wartości wieków częściowo zresetowanych wynoszą ok. 9,8 i 39,7 mln lat (Andreucci i in., 2014; Nakapelyukh i in., 2018) natomiast wieki nie zresetowane mieszczą się w przedziale 152–28 mln lat (Nakapelyukh i in., 2018). Z kolei całkowicie zresetowane wieki AHe z pojedynczych ziaren są bardzo zbliżone do wieków AFT w zakresie 10,7–5,6 mln lat (Andreucci i in., 2014) oraz 13,5–8,8 mln lat (Roger i in., 2023). Wyniki refleksyjności witrynitu zostały oszacowane

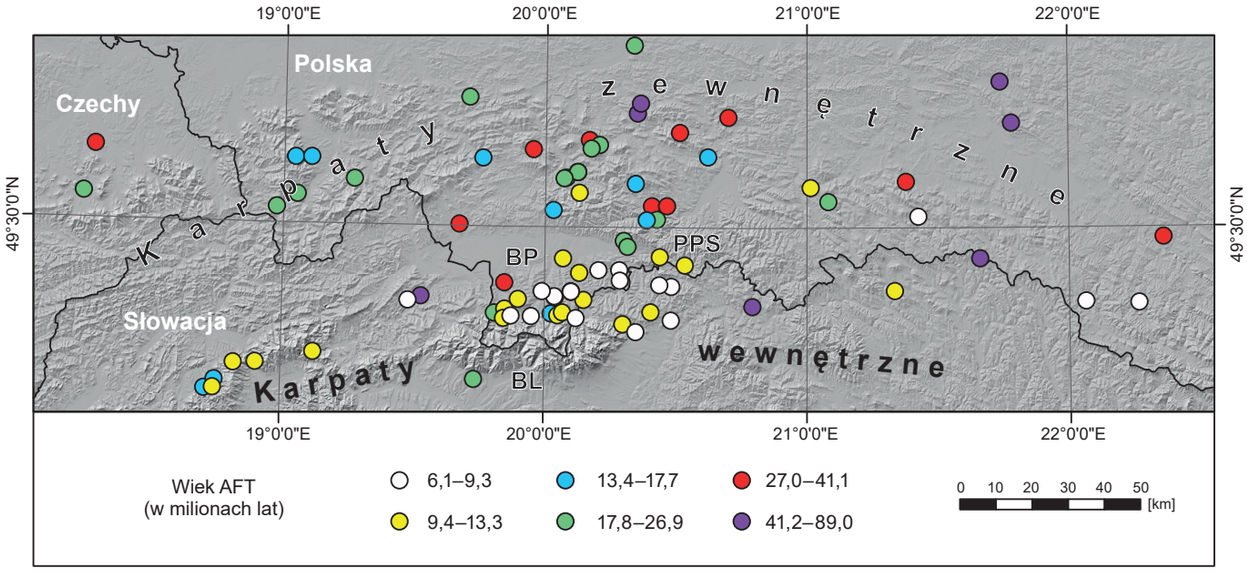


FIG. 3. Średnie wieki (± błąd 1 sigma) chłodzenia skał dla rejonu Karpat zewnętrznych i wewnętrznych, basenu podhalańskiego (BP) i liptowskiego (BL) oraz pienińskiego pasa skałkowego (PPS) wyznaczone na podstawie datowań trakowych apatytu według różnych autorów (szczegóły w tekście) na tle numerycznego modelu terenu

w zakresie 1,51–0,72% i wskazują na maksymalne pogrzebanie w centralnych jednostkach do ok. 170°C i 6 km. Chłodzenie i ekshumacja miały miejsce w trakcie pierwszego, „szybkiego" etapu między ok. 12 a 5 mln lat (tempo ekshumacji do ok. 1 mm/rok), po którym nastąpił „wolniejszy" etap od ok. 5 mln lat do chwili obecnej (tempo ekshumacji w granicach 0,5 mm/rok). Czas i tempo ekshumacji są zgodne z erozją po nasunięciu wzmocnioną przez wypiętrzenie izostatyczne. Natomiast według Nakapelyukh i in. (2018) najgłębsze skały we wnętrzu pasa fałdowo-nasuwczego zostały zerodowane, przetransportowane i ponownie osadzone w ciągu kilku milionów lat. Nasunięcie w kierunku przedpola przyspieszyło w późnej fazie skracania, zmieniając się z tempa ok. 13 km/mln lat (ok. 32–20 mln lat temu) do ok. 21 km/mln lat (20–12 mln lat temu). Dane dotyczące wieków AFT z wnętrza pasa fałdów i nasunięć sugerują, że od zakończenia skracania się przy ok. 12 mln lat, erozji uległ nadkład o miąższości do 6 km.

Najnowsze badania AFT przeprowadzone w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych (Barmuta i in., 2025) wykazały występowanie dwóch populacji wieków AFT. Pierwsza populacja wskazuje na występowanie wczesnomioceńskiej (~20 mln lat) ekshumacji w obrębie jednostek magurskiej i śląskiej, z kolei grupa druga, o wiekach AFT z przedziału 9–7 mln lat, ograniczona jest jedynie do płaszczowiny magurskiej. W przeciwieństwie do interpretacji podobnych wyników AFT ze wschodniej części płaszczowiny magurskiej (Mazzoli i in., 2010; Zattin i in., 2011; Andreucci i in., 2013), w tym przypadku późnomioceńskie wieki AFT (<10 mln lat) interpretowane są na podstawie danych sejsmicznych (Barmuta i in., 2021) oraz powierzchniowych badań strukturalnych (Barmuta i in., 2025), jako efekt ekshumacji związanej z formowaniem się dupleksów w obrębie jednostek przedmagurskich, poniżej nasunięcia magurskiego. Wyniki te znajdują potwierdzenie we wcześniejszych pracach (Świerczewska, 2005; Anczkiewicz, Świerczewska, 2008), w których wskazano na dwa epizody ekshumacji w obrębie płaszczowiny magurskiej. Pierwszy z nich był związany z akrecją, a drugi młodszy, aktywny co najmniej do wczesnego sarmatu, z nasuwaniem płaszczowiny na przedpole oraz powstaniem dupleksów w niżej leżących jednostkach okiennych, co doprowadziło do lokalnego wypiętrzenia i erozji. Przypuszcza się, że występowanie dupleksów może być związane ze strefami uskokowymi podłoża (Świerczewska, 2005; Barmuta i in., 2025).

7.3.3. Karpaty centralne (Tatry, basen podhalański)

Aneta Anczkiewicz

Na południu Tatry oddzielone są od fliszu Liptowa uskokiem podtatrzańskim, który zrzuca zarówno flisz paleogeński, jak i mezozoiczną pokrywę osadową zaangażowaną w płaszczowiny tatrzańskie. Od północy, na jednostkach płaszczowinowych Tatr niezgodnie zalegają osady fliszu podhalańskiego. Granica między Tatrami i fliszem podhalańskim ma charakter fleksury. Na wschodzie i zachodzie masyw tatrzański jest ograniczony przez uskoki przesuwcze (odpowiednio: choczański i Rużbachów), które były reaktywowane jako uskoki normalne w późnym miocenie (Sperner i in., 2002). Oba uskoki są częścią tzw. lineamentu myjawskiego (Bac-Moszaszwili, 1993). Uskok choczański ku NE przechodzi w wiązkę drobnych nasunięć w obrębie struktury południowo-zachodniego zakończenia Tatr (Koutek, 1935; Gorek, 1950; Jánov, 1988; Bac-Moszaszwili, 1993). Wczesne badania AFT przeprowadzone w latach 70. XX w. na obszarze Tatr (Burchart, 1972), głównie dotyczące skał krystalicznych, pomimo szerokiej rozpiętości wiekowej (od 10 do 37 mln lat) jednoznacznie wskazały na znaczący, paleogeński epizod wypiętrzenia masywu tatrzańskiego (fig. 4). Badania te przeprowadzono w polskiej części Tatr, na próbkach ze strefy płata Goryczkowej i w jego sąsiedztwie, a także na czterech próbkach z innych miejsc Tatr Zachodnich. Późniejsze badania AFT z Tatr Wysokich dały węższy przedział wiekowy od 10 do 15 mln lat (Král, 1977). Baumgart-Kotarba i Král (2002) uzyskali wieki zupełnie niezgodne z wcześniejszymi danymi, wskazujące na bardzo młody epizod termiczny ok. 2–7 mln lat, zdolny do zresetowania traków w apatytach. Wyniki te są trudne do oceny, gdyż zostały przedstawione bez żadnych danych analitycznych. Opisane powyżej wieki zostały przez cytowanych autorów zinterpretowane jako rezultat młodego wypiętrzania masywu Tatr. Jeśli wykluczyć potencjalne problemy metodyczne, rozpiętość uzyskanych rezultatów wskazuje na skomplikowaną i wieloetapową historię wypiętrzania Tatr lub na skomplikowany proces zabliźniania traków w tatrzańskich apatytach. Najnowsze badania (Králiková i in., 2014; Anczkiewicz i in., 2015; Śmigielski i in., 2016) skupiły się na wyjaśnieniu zróżnicowania wieków chłodzenia dla trzonu krystalicznego Tatr, co ma fundamentalne znaczenie dla odtworzenia historii wieloetapowego wypiętrzania masywu tatrzańskiego. Po raz pierwszy przeprowadzono analizę długości traków w celu dokładniejszego sprecyzowania historii termicznej masywu. Wprowadzono dodatkowe metody niskotemperaturowe, takie jak metoda helowa wykorzystująca apatyt i cyrkon (AHe, ZHe) oraz badania trakowe cyrkonów (ZFT), w celu opracowania dokładniejszej ścieżki t–T. Ponadto, podjęto próbę określenia nie tylko wieku, ale również tempa wypiętrzania i denudacji na podstawie profili pionowych na osi: (1) Morskie Oko–Mięguszowiecki Szczyt Czarny, (2) Morskie Oko–Rysy, (3) Hrebienok–Sławkowski Szczyt (fig. 4). Badaniom poddano zarówno skały krystaliczne, jak i skały mezozoicznej osłony osadowej (Anczkiewicz i in., 2015).

Całkowicie zresetowane wieki ZFT (76,8–55,2 mln lat) są wynikiem podgrzania trzonu krystalicznego do temperatur powyżej 240°C i tym samym świadczą o niskotemperaturowym metamorfizmie w czasie alpejskiej kolizji. Wieki ZHe (50,4–15,4 mln lat) zostały zresetowane w temperaturach przekraczających 150°C podczas pogrzebania przez osady fliszu podhalańskiego, sugerując tym samym nadkład skał o miąższości 5–9 km. Zarówno wieki AFT (37,0–9,3 mln lat), jak i AHe (18–14 mln lat) rejestrują chłodzenie w końcowej fazie wypiętrzania i rotacji Tatr. Różnice w danych są wynikiem różnych głębokości pogrzebania badanych skał, różnej miąższości nadkładu oraz zróżnicowanej ekshumacji, warunkowanej aktywnością lokalnych uskoków. Regionalny rozkład danych termochronologicznych sugeruje również asymetryczną ekshumację rozpoczynającą się na NW ok. 30–20 mln lat przy ogólnie niskim tempie chłodzenia (~1–5°C/mln lat) i kontynuującą się na południowy wschód w kierunku uskoku podtatrzańskiego oraz uskoku Rużbachów, z notowanym między 16 a 9 mln lat wzrostem tempa chłodzenia do ok. 10–

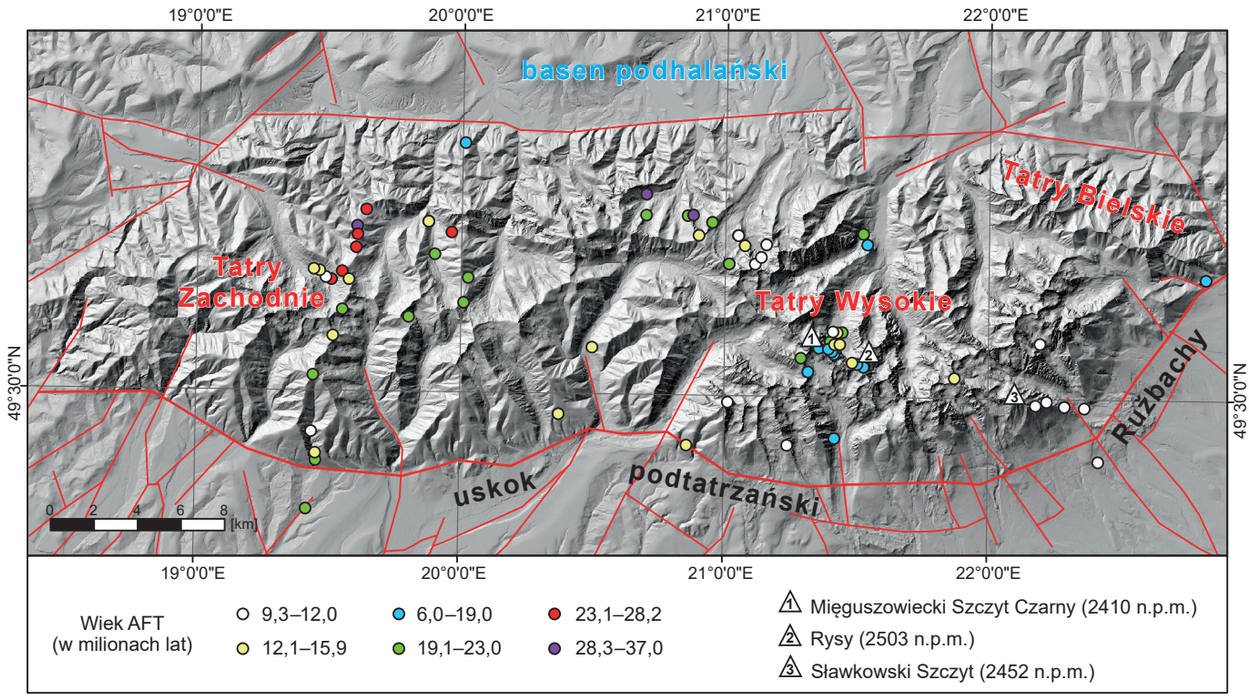


FIG. 4. Średnie wieki chłodzenia skał dla rejonu Tatr wyznaczone przy użyciu datowania trakowego apatytu wg różnych autorów (szczegóły w tekście) na tle numerycznego modelu terenu. Sieć uskoków za Szczygłem i in. (2024)

20°C/mln lat. Rozkład długości dla zmierzonych traków zamkniętych (13,9 do 12,7 μm) umożliwił określenie tempa wypiętrzania oraz czasu przebywania w strefie częściowego zabliźniania traków (PAZ; ok. 60–120°C). Na podstawie profili pionowych w Tatrach Wysokich, obejmujących takie wzniesienia, jak Sławkowski Szczyt i Rysy (Králiková i in., 2014; Anczkiewicz i in., 2015), obliczone tempo wypiętrzania wyniosło odpowiednio 350 i 200 m/mln lat. W połączeniu z rozkładem długości traków zamkniętych dla tych rejonów sugeruje to zmianę tempa wypiętrzania – poczynając od powolnego i wydłużonego okresu przebywania badanych próbek w strefie częściowego zabliźniania traków aż po szybkie wypiętrzanie. Natomiast współczynnik denudacji dla Mięguszowieckiego Szczytu Czarnego został oszacowany na 400–600 m/mln lat (Śmigielski i in., 2016). Mioceńskie wieki ZHe i AFT odnotowane w pobliżu głównego uskoku podtatrzańskiego potwierdzają jego aktywność w miocenie (i prawdopodobnie wcześniej), ale sugerują również dwukrotnie większą ekshumację (ok. 9 km) niż wcześniej zakładano. Dane AFT nie dostarczyły natomiast dowodów na przyspieszone chłodzenie w czwartorzędzie, co wskazuje, że erozja czwartorzędowa związana z tworzeniem się współczesnej topografii nie przekroczyła 3 km.

Badania historii termicznej skał fliszowych w basenie podhalańskim i liptowskim (fig. 3) otaczającym Tatry były prowadzone metodą illit–smektyt (Kotulová i in., 2001; Kotarba, 2003) oraz metodami geochemii organicznej (Marynowski, Gawęda, 2005; Poprawa, Marynowski, 2005). Wiek diagenezy oszacowany metodą K–Ar dla illitu wskazuje na maksymalne pogrzebanie ok. 16–19 mln lat temu (Kotarba, 2003; Środoń i in., 2006) i tym samym paleotemperatury w zakresie 90–160°C, które to z kolei zostały potwierdzone wartościami refleksyjności witrynitu w zakresie 0,49–1,00% (Wagner, 2011). Szacowane paleotemperatury w zależności od czynników geologicznych, które mają wpływ na uwęglenie materii organicznej (Bostick, 1979; Sweeney, Burnham, 1990), mieszczą się w zakresie 90–140 (160)°C i rozkładają się mniej więcej identycznie jak zawartości procentowe smektytu.

Rejon basenu podhalańskiego do lat 80. XX w. nie był obiektem żadnych badań trakowych. Dopiero Van Couvering i in. (1981) wykonali pilotażową próbę badania ZFT (30,7 mln lat) na tuficie z basenu podhalańskiego w rejonie Wiercha Porońca. Należy zaznaczyć, że, jak dotąd, jest to jedyny wiek trakowy cyrkonów. Późniejsze badania trakowe opierały się głównie na apatycie. Botor i in. (2006, 2011) przedstawili częściowo zresetowane (ang. *mixed ages*) wieki AFT (30–20 mln lat) dla NW części niecki podhalańskiej, uzyskane z horyzontów pyłu wulkanicznego. Andreucci i in. (2013) określili wiek AFT na 24,5 ±7,3 mln lat i wieki helowe z trzech pojedynczych ziaren tej samej próbki w przedziale 10–15 mln lat. Późniejsza praca Anczkiewicz i in. (2013) koncentrowała się na określeniu pełniejszego obrazu ewolucji termicznej basenu podhalańskiego, oraz Magury Spiskiej (Słowacja). Otrzymane dane AFT dla Podhala i Spiszu (13,8–6,4 mln lat) wskazują na wieki znacznie młodsze od szacowanego eoceńsko-oligoceńskiego wieku stratygraficznego warstw, z których je pobrano, co wskazuje na temperatury postdepozycyjne przekraczające 100°C przy czasie podgrzewania >10^{6-7} lat oraz potwierdza wcześniejsze badania K–Ar. Wyjątek stanowią dwie próbki w zachodniej części basenu, które wykazały starsze wieki (31,0 i 26,9 mln lat) i zostały zinterpretowane jako wieki mieszane (ang. *mixed ages*), wskazujące na zbyt niską temperaturę, aby spowodować pełne zresetowanie traków. Zbliżony wiek otrzymano także z pilotażowej próbki z fliszu liptowskiego na południe od uskoku podtatrzańskiego (22,2 mln lat). Na podstawie wieków AFT (9,9–6,1 mln lat) z otworu wiertniczego Bukowina Tatrzańska PIG 1 otrzymanych z próbek pobranych co 500 m, dokonano oszacowania tempa ekshumacji na 400 m/mln lat. Rozkład wieków AFT w obrębie basenu podhalańskiego przedstawia się pasmowo, odzwierciedlając tym samym procentową zawartość pakietów smektytowych w illicie–smektycie, co wskazuje na wzrost paleotemperatur (160–135°C) oraz zwiększenie nadkładu w kierunku wschodnim. Wieki te również mogą odzwierciedlać wydarzenie termiczne w środkowym miocenie związane z wynoszeniem górnego płaszcza i aktywnym wulkanizmem (Danišik i in., 2012b). To dodatkowo przesuwa zasięg środkowomioceńskiego epizodu termicznego na północną krawędź bloku panońskiego i zapewnia dodatkowe źródło ciepła, a tym samym pomaga wyjaśnić podwyższony gradient paleogeotermiczny, postulowany w niektórych badaniach na podstawie współczynnika refleksyjności witrynitu i termometrii illitowo-smektytowej (Marynowski, Gawęda, 2005; Kępińska, 2006). Uskok biegnący wzdłuż Białego Dunajca, dzielący Podhale na wschodnie i zachodnie, nie odegrał znaczącej roli w czasie ekshumacji tego rejonu.

7.3.4. Pieniński pas skałkowy

Aneta Anczkiewicz

Pieniński pas skałkowy (PPS) stanowi silnie stektonizowany pas graniczny między Karpatami centralnymi a zewnętrznymi (fig. 3; Birkenmajer, 1985, 1986; Roca i in., 1995; Plašienka i in., 1997). Rozmiary i kształt PPS w obrazie kartograficznym wskazują, że jest on genetycznie związany z dyslokacją (lub zespołem dyslokacji) ciągnącą się przez tereny Karpat Zachodnich (Książkiewicz, 1972). Za tą hipotezą przemawia obecność paleogeńskich wulkanitów występujących wzdłuż pasa skałkowego, których wieki K–Ar mieszczą się w przedziale od 23,0–10,8 mln lat (Birkenmajer i in., 1987; Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000; Birkenmajer, 2003; Bukowski i in., 1997). Z kolei pojedyncze daty AFT uzyskane przez Tokarskiego i in. (2006) oraz Andreucciego i in. (2013) mieszczą się w zakresie 22–16 mln lat. Jeśli datowania K–Ar rzeczywiście odzwierciedlają wiek intruzji skał subwulkanicznych, daty AFT powinny być młodsze od dat K–Ar. Tymczasem sytuacja jest odwrotna i dane AFT są starsze. Można tę sytuację próbować wyjaśnić, kwestionując wiarygodność danych K–Ar lub AFT. Rozpiętość dat K–Ar uzyskanych dla andezytów jest bardzo znaczna i wynosi od 10 do 23 mln lat. Wskazuje to na problemy z zawartością ^{40}Ar i ^{40}K w badanych skałach, co zapewne jest związane z postkrystalizacyjnym zaburzeniem retencyjności Ar i/lub K. Andezyty często są dość silnie zmienione (Michalik i in., 2004), co na pewno miało wpływ na uzyskane daty. Również

dane AFT należy traktować ostrożnie ze względu na małą liczbę traków spontanicznych i tym samym niską dokładność oznaczenia wieku. Autorzy interpretują te dane jako czas intruzji, a rozbieżności mogą być powiązane z aktywnością hydrotermalną (Szeliga, Michalik, 2003). Przypuszcza się, że PPS był strefą paleosubdukcyjną, aktywną od późnej kredy i ponownie aktywowaną przez ruchy przesuwcze we wczesnym miocenie (Birkenmajer, 1986; Ratschbacher i in., 1993; Sperner i in., 2002). Uskoki oddzielające dziś PPS od otaczających go skał fliszowych płaszczowiny magurskiej i niecki podhalańskiej powstały w neogenie. Powierzchnie tych uskoków są niemal pionowe, a zwrot ich upadu waha się od północnych do południowych, co powoduje, że lokalnie formacje skałkowe leżą na skałach fliszowych lub odwrotnie. Wieki AFT uzyskane z piaskowców w obrębie PPS (fig. 3) mieszczą się w szerokim zakresie od 49,8 do 8,80 mln lat (Anczkiewicz, Świerczewska, 2008; Castelluccio i in., 2016), co, razem ze skróconą średnią długością traków na poziomie ok. 10 µm (odchylenie standardowe w zakresie od 2,58 do 1,85 µm), świadczy o długotrwałym pobycie tych skał w strefie PAZ. Wieki AHe zawierają się w węższym zakresie 11,6–7,9 mln lat, co w połączeniu z analizą wieków AFT wskazuje na lokalną kompresję i szybsze wypiętrzanie osadów PPS. Nie można jednak wykluczyć, że na zapis termochronologiczny wpływ miały częściowo procesy hydrotermalne (Birkenmajer i in., 2004).

W próbkach piaskowców pobranych z pozycji najbardziej skrajnych na linii wschód–zachód, wieki AFT 45 i 49 mln lat zostały rozpoznane jako częściowo zresetowane. Z kolei wieki AFT w pozostałych próbkach zostały całkowicie zresetowane. Wiek datowań piaskowców z PPS wskazuje na zróżnicowany przebieg wypiętrzania odzwierciedlony w różnych czasach chłodzenia. Biorąc pod uwagę błędy analityczne, przejście przynajmniej części skał PPS przez temperaturę zamknięcia dla apatytu mogło mieć miejsce 50 a 30 mln lat temu. Obecność odmiennych wieków AFT w bliskim sąsiedztwie wskazuje, że wypiętrzanie PPS było przynajmniej dwuetapowe i przypuszczalnie, podobnie jak w Tatrach, miało charakter blokowy.

7.3.5. Góry Świętokrzyskie

Dariusz Botor

Na obszarze Gór Świętokrzyskich wykonano badania termochronologiczne na próbkach piaskowców i bentonitów z utworów od dolnego ordowiku do dolnego karbonu, które zostały zebrane z odsłonięć powierzchniowych (Botor i in., 2018). Próbki te analizowano metodą trakową dla apatytu i metodą helową dla cyrkonów i apatytów. Generalnie, w strefie łysogórskiej utwory syluru i dewonu wykazały średnie wieki ZHe między 325 a 283 mln lat (Botor i in., 2018). Wieki ZHe są młodsze niż wiek stratygraficzny próbek, z których zostały pobrane, i są uważane za zresetowane, reprezentujące wieki schładzania waryscyjskiego. W strefie kieleckiej utwory ordowiku i syluru charakteryzują się wiekami ZHe od 417 do 374 mln lat. Wieki te zostały częściowo zresetowane podczas waryscyjskiego (późnokarbońskiego) zdarzenia termicznego. Średnie wieki ZHe (315–294 mln lat) dla utworów dewonu i karbonu dolnego z SW części strefy kieleckiej wykazały również znaczne zaawansowanie przeobrażenia termicznego. W Górach Świętokrzyskich wieki AFT (fig. 5) są znacznie młodsze niż wiek stratygraficzny skał. Średnie długości traków wahają się od 12,6 do 14,1 µm, a ich rozkłady są jednomodalne z relatywnie niskimi odchyleniami standardowymi. Próbki są w pełni zresetowane. Dane te wskazują na kontynuację schładzania utworów paleozoicznych w kredzie i kenozoiku.

Modelowania termiczne pomierzonych danych termochronologicznych wykazały, że późnopaleozoiczne zdarzenie termiczne (waryscyjskie) osiągnęło maksymalne temperatury ok. 130°C w strefie kieleckiej i ok. 180°C w strefie łysogórskiej (Botor i in., 2018). Schładzanie powaryscyjskie nastąpiło krótko potem. W mezozoiku nastąpił ponowny stopniowy wzrost temperatur do ok. 100–110°C, a więc był on niższy niż w paleozoiku, zwłaszcza w strefie łysogórskiej. Natomiast w rejonie SW jednostki kieleckiej wykazano jedynie ciągłe schładzanie przez cały mezozoik i kenozoik (Botor i in., 2018). Wyniki modelowania termicznego są zgodne z założeniem podwyższonego przepływu ciepła waryscyjskiego po obu stronach uskoku świętokrzyskiego (Botor i in., 2018). Cała sukcesja osadowa od kambru do dolnego karbonu została podgrzana już w karbonie, a schładzanie rozpoczęło się pod koniec karbonu. Wcześniejsze badania innymi metodami wykazały, że dojrzałość termiczna substancji organicznej skał dewonu i dolnego karbonu wzrasta w kierunku uskoku świętokrzyskiego (Bełka, 1990; Marynowski i in., 2002; Narkiewicz i in., 2010; Narkiewicz, 2017). Obserwacja ta sugeruje dużą skalę migracji roztworów wzdłuż uskoku w późnym karbonie. Adwekcyjny przepływ ciepła wzdłuż strefy uskokowej był już postulowany przez Poprawę i in. (2005), Narkiewicza i in. (2010) i Naglik i in. (2016). Dane termochronologiczne, wraz z niską dojrzałością termiczną materii organicznej zawartej w osadach mezozoicznych (Marynowski i in., 2002; Marynowski, Simoneit, 2009; Malec, 2015), przeczą występowaniu maksymalnych paleotemperatur wyłącznie w jurze lub kredzie, jak postulowali Poprawa i in. (2005) oraz Schito i in. (2017). Z kolei nowe dane sejsmiczne obrazują waryscyjski pas fałdowo-nasuwczy na SW skłonie wschodnioeuropejskiego kratonu w obrębie strefy Teisseyre'a-Tornquista, w pobliżu Gór Świętokrzyskich (Krzywiec i in., 2017a, b). W związku z tym można przypuszczać, że podgrzanie waryscyjskie mogło być wynikiem wspólnego wpływu tektonicznego pogrążania, wzrostu miąższości nadkładu skał osadowych oraz podwyższonego przepływu ciepła pod koniec karbonu. Ponadto wiele wcześniejszych badań sugerowało późnokaledońskie deformacje w Górach Świętokrzyskich na przełomie syluru i dewonu (np. Znosko, 1996; Kowalczewski i in., 1998; Gągała, 2015), które zgadzają się z wiekami ZHe (417–407 mln lat) uzyskanymi z utworów ordowickich i sylurskich w strefie kieleckiej. Najwcześniejsze dewońskie wieki ZHe mogą wskazywać na możliwe późnokaledońskie schładzanie, bez dodatkowego podgrzania waryscyjskiego. Ten wynik należy jednak traktować jedynie jako wstępny z powodu dużego rozrzutu pojedynczych wieków ziaren, zwłaszcza tych starszych niż wieki sedymentacyjne, oraz stosunkowo niskiej dojrzałości termicznej materii organicznej (Bełka, 1990; Marynowski, 1999; Narkiewicz i in., 2010).

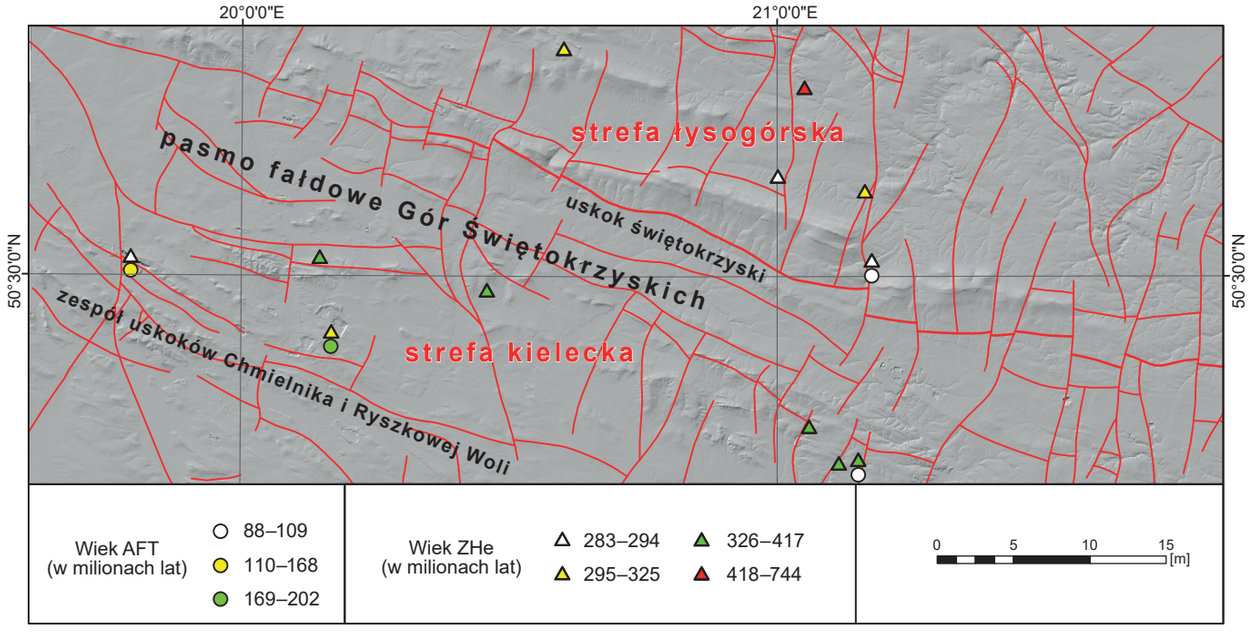


FIG. 5. Średnie wieki (±błąd 1 sigma) chłodzenia skał dla rejonu Gór Świętokrzyskich wyznaczone datowaniem trakowym apatytu (AFT) oraz helowe cyrkonu (ZHe) wg Botora i in. (2018) na tle cyfrowego modelu terenu. Sieć uskoków wg Mapy geologicznej Polski 1:500 000 (Marks i in., 2022)

Podsumowując, po późnowaryscyjskim schładzaniu nastąpił wzrost temperatury na większości obszaru Gór Świętokrzyskich w obrębie basenu polskiego, trwającego w mezozoiku, prawdopodobnie w wyniku pogrążania osadów w basenie polskim, postępującego aż do inwersji tektonicznej pod koniec kredy (Kutek, Głazek, 1972; Dadlez i in., 1995; Kutek, 2001; Lamarche i in., 2003a; Botor i in., 2018). Późnokredowa inwersja tektoniczna została udokumentowana przez dane termochronologiczne (Botor i in., 2018; Łuszczak i in., 2020), sugerujące szybkie schładzanie zarówno regionu łysogórskiego, jak i kieleckiego. W strefie łysogórskiej wychładzanie rozpoczęło się już w cenomanie do wczesnego kampanu (ok. 100–90 mln lat temu), w strefie kieleckiej w turonie (ok. 90 mln lat temu; Botor i in., 2018), a dla profilu Radwanów IG 1 w turonie do santonu (ok. 80–90 mln lat temu; Łuszczak i in., 2020). Jednak w SW części strefy kieleckiej wyniki modelowania termicznego pokazują stosunkowo stabilne schładzanie po późnowaryscyjskim zdarzeniu termicznym, z umiarkowanym tylko przyspieszeniem schładzania, które można przypisać inwersji w późnej kredzie (Botor i in., 2018). Duże różnice między wiekiami ZHe, AFT i AHe, potwierdzają powolne schładzanie utworów paleozoicznych podczas mezozoiku i kenozoiku w SW części Gór Świętokrzyskich. Uskok świętokrzyski miał wyraźny wpływ na rozkład dojrzałości termicznej materii organicznej, ustanowiony podczas waryscyjskiego etapu rozwoju Gór Świętokrzyskich (Poprawa, i in., 2005; Narkiewicz i in., 2010; Naglik i in., 2016), prawdopodobnie stanowiąc drogę dla roztworów hydrotermalnych. Jednakże podczas późnej kredy i najwcześniejszego paleogenu, przemieszczenia pionowe wzdłuż uskoku były prawdopodobnie zbyt małe, aby wpływać na rozkład dojrzałości, co sugerują modelowania termiczne (Botor i in., 2018). Dane dotyczące rozkładu dojrzałości termicznej w utworach przedpermskich w porównaniu do młodszych wskazują na decydującą rolę podwyższonego strumienia cieplnego w późnym paleozoiku w Górach Świętokrzyskich (por. Narkiewicz, 2017). Wydarzenie chłodzenia waryscyjskiego odnotowane przez dane ZHe oznacza zakończenie istotnego termicznego etapu, prawdopodobnie związanego z tektoniką waryscyjską szeroko udokumentowaną w Górach Świętokrzyskich (np. Lamarche i in., 1999, 2003a; Mizerski, 2004; Konon, 2006) i w sąsiednich obszarach (Krzywiec i in., 2017a, b). Zjawisko to mogło być spowodowane zwiększonym przepływem ciepła z wnętrza Ziemi, który był przynajmniej częściowo związany z cyrkulacją fluidów wzdłuż uskoku świętokrzyskiego (np. Narkiewicz i in., 2010). Wzrost temperatury dla większości obszaru Gór Świętokrzyskich w trakcie mezozoiku był z kolei związany z subsydencją bruzdy środkowopolskiej. Ostateczne gwałtowne ochłodzenie w późnej kredzie było wynikiem inwersji tektonicznej (Krzywiec, 2002; Lamarche i in., 2003a, b; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Botor i in., 2018).

7.3.6. Górnośląskie Zagłębie Węglowe

Dariusz Botor

W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (GZW) przeprowadzono badania termochronologiczne przy użyciu metody trakowej i helowej dla apatytów z utworów karbońskich (Botor, 2014). Średnie wieki trakowe apatytów (fig. 6) mieszczą się w przedziale od 259 (późny perm) do 103 mln lat (wczesna kreda), a średnia długość traków waha się od 11,7 do 13,7 μm (Botor, 2014). Wszystkie wieki trakowe są młodsze od wieku stratygraficznego analizowanych próbek, wskazując znaczne zaawansowanie procesów diagenetycznych. Próbki z zachodniej i środkowej części GZW mają wieki trakowe od późnego permu do środkowego/późnego triasu (259 do 214 mln lat). Jednomodalne rozkłady długości traków i ich średnie wartości wskazują na pojedyncze, względnie szybkie zdarzenie powaryscyjskiego wychładzania do temperatury poniżej 60°C, co jest zgodne ze znaczną erozją poinwersyjną utworów górnokarbońskich bezpośrednio po karbonie. W mezozoiku następowało znacznie wolniejsze wychładzanie. Natomiast próbki ze wschodniej i NE części GZW mają wieki trakowe od późnego triasu do wczesnej kredy (210 do 103 mln lat). Charakteryzuje je krótsza średnia długość traków i wyższe odchylenia standardowe, a także w przypadku części próbek bimodalny i/lub mieszany charakter rozkładów długości. Takie dane sugerują złożoną historię termiczną, z długotrwałym pobytem w strefie częściowego zabliźniania śladów (PAZ, 60–120°C) oraz potencjalnym wtórnym zdarzeniem termicznym skutkującym ponownym podgrzaniem utworów karbońskich. Z kolei wieki helowe apatytów w całym basenie są wczesnokredowe (144 do 108 mln lat), wskazując na wolne powaryscyjskie wychładzanie lub możliwe mezozoiczne podgrzanie skał karbonu, ale jedynie do temperatury nie większej niż 60–70°C. To spowodowało częściową dyfuzję helu i odmłodzenie wieków helowych w apatycie, ale równocześnie nie spowodowało znaczącego zabliźniania traków dla większości obszaru GZW. Jedynie w NE części GZW podgrzanie mezozoiczne mogło być nieco wyższe do temperatury rzędu 70–80°C, powodując nieznaczne odmłodzenie wieków trakowych, zwłaszcza przy długim okresie przebywania w strefie częściowego zabliźniania traków (60–120°C). Mezozoiczny impuls termiczny był przypuszczalnie spowodowany przez cyrkulację gorących roztworów związaną z procesami ekstensji. Powyższe zakresy temperatur i czas ich występowania świadczą, że uwęglenie węgli kamiennych w utworach górnokarbońskich GZW nastąpiło u schyłku okresu karbońskiego lub na przełomie karbonu i permu, gdyż temperatury osiągnięte w mezozoiku były niższe niż te osiągnięte pod koniec karbonu (Botor, 2014).

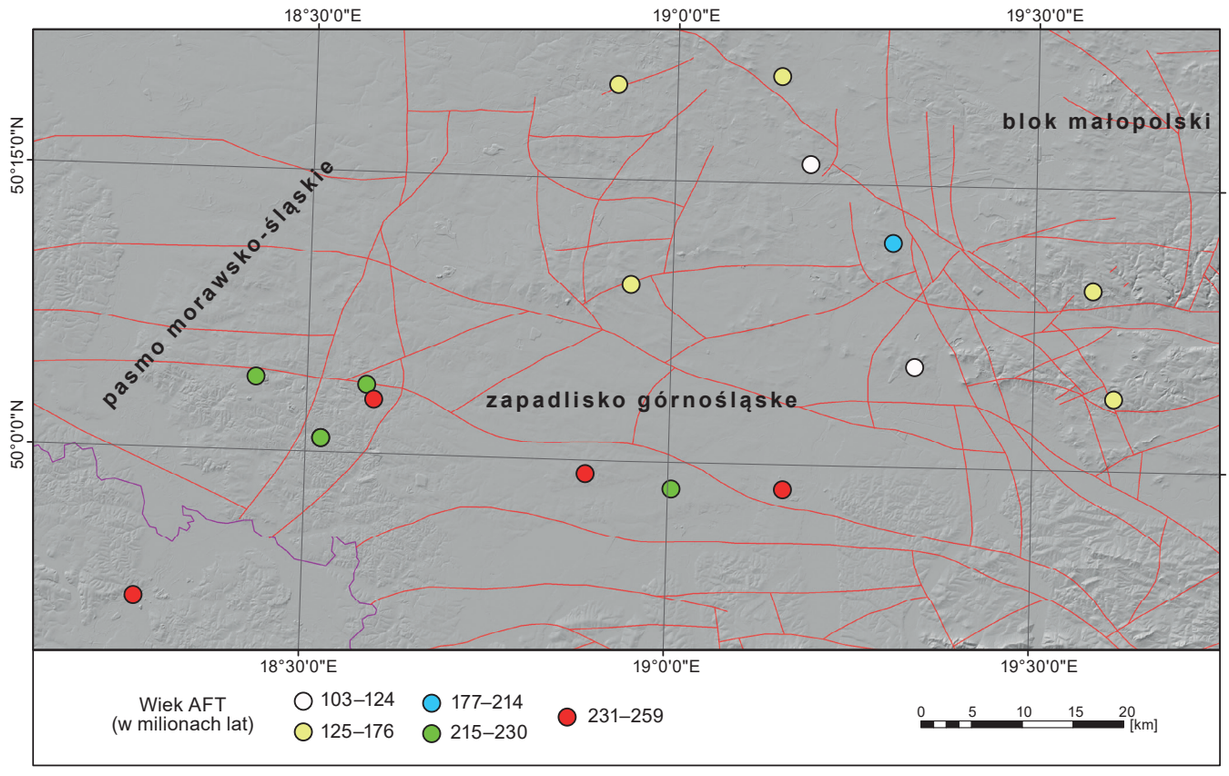
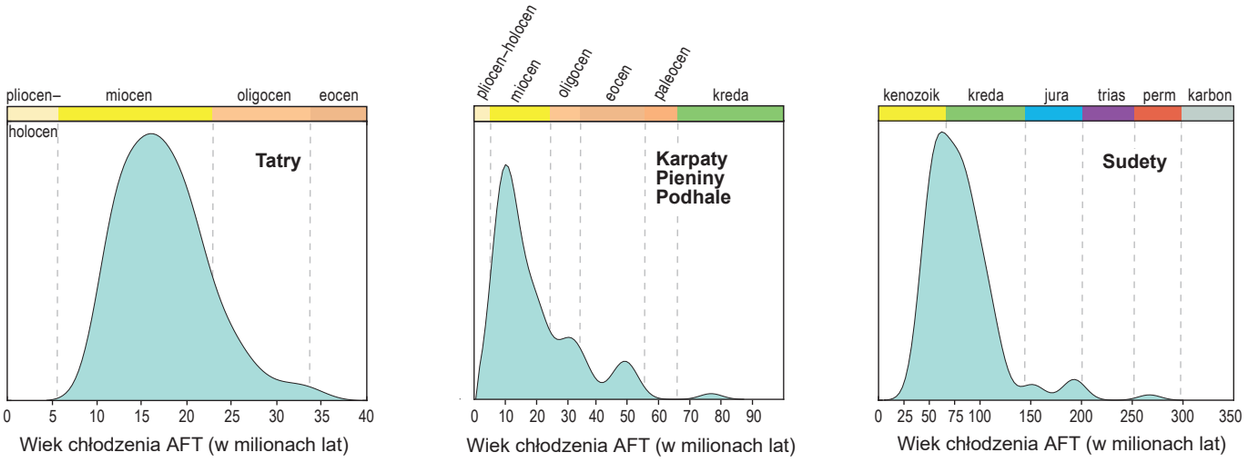


FIG. 6. Średnie wieki (± błąd 1 sigma) chłodzenia skał dla rejonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wyznaczone na podstawie datowania trakowego apatytu (AFT) (za Botorem, 2014) na tle numerycznego modelu terenu. Sieć uskoków według Mapy geologicznej Polski 1:500 000 (Marks i in., 2022)



7 Rekonstrukcje historii tektonotermalnej wypiętrzonych obszarów południowej Polski

FIG. 7. Wieki średnie chłodzenia skał podłoża (funkcja gęstości prawdopodobieństwa) dla obszaru południowej Polski wyznaczone datowaniem trakowym apatytu (AFT)

Wyniki modelowania numerycznego ewolucji termicznej dla próbek apatytowych wykazały, że analizowane utwory osiągnęły maksymalne temperatury jeszcze przed końcem okresu karbońskiego i/lub we wczesnym permie (Botor, 2014). Świadczy to o stosunkowo szybkim wychładzaniu utworów karbońskich po inwersji późnokarbońskiej poprzez perm i trias, z temperatur rzędu 90–110°C do wartości poniżej 60°C. Jedynie w NE części GZW utwory górnokarbońskie podlegały wolniejszemu schładzaniu podczas ery mezozoicznej. Tempo chłodzenia wahało się od 0,5 do 2,5°C na milion lat. Zatem wczesnokredowe wyniki datowań helowych mogą być wyjaśnione poprzez względnie szybkie (w permie–triasie) wychładzanie bezpośrednio po inwersji tektonicznej basenu górnokarbońskiego, a następnie ich wzrost, ale tylko do temperatur rzędu 60–70°C, gdyż uzyskane wieki trakowe nie zostały odmłodzone w tych próbkach. Alternatywnie, wieki helowe są zapisem znacznie wolniejszego wychładzania utworów karbonu już w obrębie samej strefy częściowej retencji helu (w zakresie 40–80°C). Co więcej, wyniki numerycznego modelowania historii termicznej wskazują na taki styl chłodzenia. W przypadku modelowanych danych wzrost temperatury w mezozoiku z pewnością nie przekroczył temperatur osiągniętych wcześniej, na przełomie karbonu i permu (Botor, 2014). Wyniki modelowań termicznych zostały także potwierdzone przez dane dotyczące dojrzałości termicznej materii organicznej (Botor, 2020). Możliwe powaryscyjskie wtórne podgrzanie skał karbońskich, dotyczące głównie NE części GZW, mogło być następstwem wzrostu regionalnego gradientu geotermicznego uwarunkowanego podniesieniem się strumienia cieplnego w efekcie ekstensji skorupy lub lokalnej aktywności hydrotermalnej (Botor, 2014, 2020).

Podsumowując, wyniki datowań apatytów metodą trakową i helową w GZW wykazały, że uwęglenie węgli było głównie kontrolowane przez termodynamiczne warunki podczas głębokiego waryscyjskiego pogrążenia w późnym karbonie (Botor, 2020). Utwory karbońskie GZW osiągnęły maksymalne wartości temperatur u schyłku karbonu tuż przed waryscyjską inwersją tektoniczną basenu. W skali regionalnej utwory karbońskie GZW nie doświadczyły już później (w mezozoiku lub kenozoiku) wyższych temperatur. Nie wyklucza to oczywiście, krótkotrwałych impulsów termicznych w zakresie temperatur znacznie poniżej 100°C bądź też lokalnych zjawisk związanych z ewentualnymi procesami hydrotermalnymi. Dlatego prawdopodobne, krótkotrwałe zdarzenie termiczne związane z migracją fluidów indukowaną przez procesy ekstensji, które miało miejsce w mezozoiku, nie odegrało istotnej roli w przeobrażeniu materii organicznej w utworach górnokarbońskich. Mogło ono jednak wpłynąć na remobilizację wcześniej powstałych zasobów metanu, a także inne procesy diagenetyczne (Botor, 2014, 2020).

7.4. PODSUMOWANIE

Artur Sobczyk

Analiza danych geochronologicznych uzyskanych z użyciem metod termochronologii niskotemperaturowej wskazuje, że poszczególne obszary południowej Polski w różnym czasie oraz z różną intensywnością ulegały chłodzeniu i wynoszeniu. Dla datowania ZHe najwcześniejsze sygnały przebudowy tektonotermalnej górnych warstw litosfery udokumentowano w Górach Świętokrzyskich oraz w Sudetach. Wskazują one odpowiednio na paleozoiczną (cykl kaledoński i waryscyjski) oraz permo-mezozoiczną (etap powaryscyjski) reaktywację podłoża. Najmłodsze wieki ZHe zostały udokumentowane na obszarze Tatr i wskazują na kenozoiczny etap wynoszenia podłoża. Wieki dla systemu helowego w apatycie (AHe) wskazują na kredowy (GZW) oraz późnokredowo-kenozoiczny (Góry Świętokrzyskie, Sudety) etap chłodzenia i wynoszenia skał podłoża południowej Polski. Najmłodsze, mioceńskie wieki chłodzenia AHe uzyskano dla rejonu Karpat, Pienin oraz Tatr. Zbiorcza analiza statystyczna wyników datowań trakowych apatytu przeprowadzona z obszaru południowej Polski (fig. 7) wskazuje, że główny epizod chłodzenia skał podłoża w Sudetach miał miejsce na przełomie kredy i paleogenu.

Efekt ten jest związany z powszechną w tym czasie tektoniką inwersyjną, co zostało również odnotowane w danych AFT z Gór Świętokrzyskich oraz lokalnie z GZW (nie uwzględnione na fig. 7 ze względu na zbyt małą próbkę statystyczną). Dla obszaru Tatr i Karpat główny epizod chłodzenia podłoża zapisany w danych AFT wystąpił odpowiednio ok. 17 i 10 mln lat temu. Dla obszaru Karpat zewnętrznych i centralnych rozrzuty wieków AFT są jednak znacznie większe i pierwsze sygnały chłodzenia pojawiają się już pod koniec kredy. Kontynuacja badań z wykorzystaniem metod termochronologii niskotemperaturowej w powiązaniu z danymi geologicznymi powinna w przyszłości umożliwić dalsze szczegółowe rozpoznanie historii aktywności tektonotermalnej Polski.

LITERATURA

Anczkiewicz A.A., Świerczewska A., 2008. Thermal history and exhumation of the Polish Western Outer Carpathians: evidence from combined apatite fission track and illite-smectite data. *W*: Proceedings from the 11th International Conference on Thermochronology (red. J.I. Garver, M.J. Montario): 1–4. Anchorage Alaska, Sept. 2008.

Anczkiewicz A.A., Środoń J., Zattin M., 2013. Thermal history of the Podhale Basin in the internal Western Carpathians from the perspective of apatite fission track analyses. Geologica Carpathica, 64: 141–151.

Anczkiewicz A.A., Danišík M., Środoń J., 2015. Multiple low-temperature thermochronology constraints on exhumation of the Tatra Mountains: New implication for the complex evolution of the Western Carpathians in the Cenozoic. Tectonics, 34: 2296–2317.

Andreucci B., Castelluccio A., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M., 2013. Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: discriminating the role of thrusting and post-thrusting extension. Tectonophysics, 608: 866–883.

Andreucci B., Castelluccio A., Corrado S., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M., 2014. Interplay between the thermal evolution of an orogenic wedge and its retro-wedge basin: an example from the Ukrainian Carpathians. Bulletin of the Geological Society of America, 127: 410–427.

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.

Bac-Moszaszwili M., 1993. Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 67–193.

Barbarand J., Carter A., Wood I., Hurford T., 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. Chemical Geology, 198: 107–137.

Barmuta J., Starzec K., Schnabel W., 2021. Seismic-scale evidence of thrust-perpendicular normal faulting in the Western Outer Carpathians, Poland. Minerals, 11, 1252.

Barmuta J., Seyedi A.S., Ratschbacher L., Starzec K., 2025. Structural and thermochronologic investigation across the Western Polish Outer Carpathians: a reconnaissance study. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 95: 45–61.

Baumgart-Kotarba M., Král J., 2002. Young tectonic uplift of the Tatra Mts. (fission track data and geomorphological arguments). Geologica Carpathica, 53.

Literatura

Bełka Z., 1990. Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data, Holy Cross Mountains, Poland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 118: 241–251.

Birkenmajer K. (ed.), 1985. Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). *W*: Carpathian-Balkan Geological Association, 13th Congress, Cracow, Poland. Guide to Excursion 2: 90–136. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 88: 7–32.

Birkenmajer K., 2003. Post-collisional Late middle Miocene (Sarmatian) Pieniny volcanic arc, Western Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 51: 79–89.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 1999. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 47: 155–169.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland: a supplement. Studia Geologica Polonica, 117: 7–25.

Birkenmajer K., Delitala M.C., Nicoletti M., Petrucciani C., 1987. K-Ar dating of andesite intrusions (Miocene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 35: 11–19.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Szeliga W., 2004. Age relationships between Miocene volcanism and hydrothermal activity at Mt Jarmuta, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 123: 279–294.

Bostick N.H., 1979. Organic petrography of nineteen rocks, a split analyzed in thirty different laboratories. 9th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology.

Botor D., 2014. Timing of coalification of the Upper Carboniferous sediments in the Upper Silesia Coal Basin (SW Poland) on the basis of apatite fission-track and helium dating. Gospodarka Surowcami Mineralnymi – Mineral Resources Management, 30: 85–104.

Botor D., 2020. Burial and thermal history of the Upper Silesian Coal Basin (Poland) constrained by maturity modelling – implications for coalification and natural gas generation. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 99–123.

Botor D., Dunkl I., Rauch-Włodarska M., von Eynatten H., 2006. Attempt to dating of accretion in the West Carpathian Flysch Belt: apatite fission track thermochronology of tuff layers. *W*: Proceedings of VI International Conference of the Central European Tectonic Studies. Zakopane 19–22.04.2006: 41–43. Geolines, Papers in Earth Sciences.

Botor D., Dunkl I., Rauch M., von Eynatten H., 2011. Timing of tectonic subsidence, accretion and exhumation of the Western Carpathian Flysch by apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology. European Geosciences Union General Assembly.

Botor D., Dunkl I., Anczkiewicz A.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., Dunkl I., Golonka J., Paszkowski M., Mazur S., 2018. Tectonothermal history of the Holy Cross Mountains (Poland) in light of low-temperature thermochronology. Terra Nova, 30: 270–278.

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.

Bukowski K., Dudek K., Wójtowicz A., Durakiewicz T., Hałas S., 1997. Hornblenda jako materiał do oznaczania wieku radiometrycznego metodą K-Ar. IV Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie Minerałów i Skał": 22–25. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.

Burchart J., 1972. Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. Earth and Planetary Science Letters, 15: 418–422.

Carlson W.D., Donelick R.A., Ketchman R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; I: Experimental results. American Mineralogist, 84: 1213–1223.

Castelluccio A., Mazzoli S., Andreucci B., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M., 2016. Building and exhumation of the Western Carpathians: new constraints from sequentially restored, balanced cross sections integrated with low-temperature thermochronometry. Tectonics, 35: 2698–2733.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., Van Wees J.D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Danišík M., Pánek T., Matýsek D., Dunkl I., Frisch W., 2008. Apatite fission track and (U-Th)/He dating of teschenite intrusions gives time constraints on accretionary processes and development of planation surfaces in the outer Western Carpathians. Zeitschrift für Geomorphologie, 52: 273–289.

Danišík 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.

Danišík M., Štěpančiková P., Evans N.J., 2012a. 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.

Danišík M., Kohút M., Evans N.J., McDonald B.J., 2012b. Eo-Alpine metamorphism and the 'mid-Miocene thermal event' in the Western Carpathians (Slovakia): new evidence from multiple thermochronology. Geological Magazine, 149: 158–171.

Dodson M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40: 259–274.

Farley K.A., 2002. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47: 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: 4223–4229.

Gallagher K., Brown R., Johnson C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. Annual Review of Earth and Planetary Science, 26: 519–572.

Gągała Ł., 2015. Late Silurian deformation in the Łysogóry Region of the Holy Cross Mountains revisited: restoration of a progressive Caledonian unconformity in the Klonów Anticline and its implications for the kinematics of the Holy Cross Fault (central Poland). Geological Quarterly, 59: 441–456.

Gągała Ł., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. Tectonophysics, 532–535: 223–241.

Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczypko N., Ślączka A., 2007. Plate-tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. AAPG Memoir, 84: 11–46.

Gorek A., 1950. Tektonické okná za západnom ukončeni Vysokých Tatier. Geologický sborník, 1: 67–69.

Green P.F., Durrani S.A., 1977. Annealing studies of tracks in crystals. Nuclear Track Detection, 1: 33–39.

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.

Jarmołowicz-Szulc K., 1984. Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. Archiwum Mineralogiczne, 39: 139–183.

Jánov I., 1988. Tectonic profiles of the Western Tatra Mts. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae. Geologica, 44: 187–192.

Jiříček R., 1979. Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. *W*: Tectonic profiles through the West Carpathians (red. M. Maheľ et al.): 205–214. Geologicky Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Ketcham R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58: 275–314.

Kępińska B., 2006. Thermal and hydrothermal conditions of the Podhale geothermal system. Studia, Rozprawy, Monografie IGSMiE PAN w Krakowie, 135: 1–112.

Kley J., 2018. Timing and spatial patterns of Cretaceous and Cenozoic inversion in the Southern Permian Basin. Geological Society, London, Special Publications, 469: 19–31.

Koutek J., 1935. Geologická mapa Prosečnianskych hor a přilehlých oblastí flyšových. Věstník Ústředního ústavu geologického, ČSR, 11: 115–127.

Kohút M., Sherlock S.C., 2003. Laser microprobe ^{39}Ar-^{40}Ar analysis of pseudotachylyte and host-rocks from the Tatra Mountains, Slovakia: evidence for late Paleogene seismic/tectonic activity. Terra Nova, 15: 417–424.

Kotarba M., 2003. Historia diagenezy illitu/smektytu w skałach ilastych Karpat Zachodnich (przekrój Kraków–Zakopane). Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek badawczy w Krakowie [rozprawa doktorska].

Kotulová J., Biroň A., Kotarba M., Uhlík P., Hurai V., Franců J., France E., 2001. Clays and thermal history of the Central Carpathian Paleogene basin. Abstracts, Conference of the Mid European Clay Group.

Konecný V., Kovác M., Lexa J., Sefara J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 105–123.

Konon A., 2006. Buckle folding in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 56: 375–405.

Kowalczewski Z., Jaworowski K., Kuleta M., 1998. Klonów Beds (uppermost Silurian-?lowermost Devonian) and the problem of Caledonian deformations in the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 42: 341–378.

Kozdrój W., 2014. Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieleniec area, Sudetes. Geologica Sudetica, 42: 149–159.

Král J., 1977. Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geologica Carpathica, 28: 269–276.

Králiková S., Vojtko R., Sliva L., Minar J., Fuegenschuh B., Kováč M., Hok J., 2014. Cretaceous–Quaternary tectonic evolution of the Tatra Mts (Western Carpathians): constraints from structural, sedimentary, geomorphological, and fission track data. Geologica Carpathica, 65: 307–326.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Berotti, K. Schulmann, S. Cloetingh). European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017a. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017b. Late Carboniferous thin-skinned compressional

Literatura

deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – correlations with the Variscides and the Appalachians. Geological Society of America Memoir, 213: 353–372.

Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski T. 4, Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kutek J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 186: 213–236.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–651.

Lamarche J., Mansy J.L., Bergerat F., Averbuch O., Hakenberg M., Lewandowski M., Stupnicka E., Świdrowska J., Wajsprych B., Wieczorek J., 1999. Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. Tectonophysics, 313: 171–186.

Lamarche J., Lewandowski M., Mansy J.L., Szulczewski M., 2003a. Partitioning pre-, syn-and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. Geological Society, London, Special Publications, 208: 159–184.

Lamarche J., Scheck M., Lewerenz B., 2003b. Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance. Tectonophysics, 373: 75–92.

Lisker F., Ventura B., Glasmacher U.A., 2009. Apatite thermochronology in modern geology. Geological Society, London, Special Publications, 324: 1–23.

Łuszczak K., Wyglądała M., Śmigielski M., Waliczek M., Matyja B.A., Konon A., Ludwiniak M., 2020. How to deal with missing overburden – investigating Late Cretaceous exhumation of the Mid-Polish anticlinorium by a multi-proxy approach. Marine and Petroleum Geology, 114, 104229.

Maino M., Casini L., Ceriani A., Decarlis A., Di Giulio A., Seno S., Setti M., Stuart F.M., 2015. Dating shallow thrusts with zircon (U-Th)/He thermochronometry – the shear heating connection. Geology, 43: 495–498.

Malec J., 2015. Dojrzałość termiczna utworów dewonu, karbonu i triasu masywu małopolskiego na podstawie wskaźnika CAI (*Colour Alteration Index*). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462: 29–39.

Malusà M.G., Fitzgerald P.G. (red.), 2019. Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Springer.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000: C – Mapa podłoża kenozoiku. Państwowy Instytut Geologiczny – 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.

Marynowski L., 1999. Thermal maturity of organic matter in Devonian rocks of the Holy Cross Mts. (Central Poland). Przegląd Geologiczny, 47: 1125–1129.

Marynowski L., Gawęda A., 2005. Correlation between biomarkers and thermal maturity of the organic matter from the Paleogene sedimentary rocks of the Podhale trough. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne. Prace Specjalne, 25: 329–332.

Marynowski L., Simoneit B.R., 2009. Widespread Upper Triassic to Lower Jurassic wildfire records from Poland: evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons. Palaios, 24: 785–798.

Marynowski L., Salamon M., Narkiewicz M., 2002. Thermal maturity and depositional environments of organic matter in the post-Variscan succession of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 46: 25–36.

Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M., 2010. Low-T thermo-chronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. Comptes Rendus – Geoscience, 342: 162–169.

Michalik M., Ladenberger A., Skublicki Ł., Warzecha M., Zych B., 2004. Petrological characteristics of the Pieniny andesites. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 24: 283–286.

Mizerski W., 2004. Holy Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. Przegląd Geologiczny, 52: 774–779.

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.

Naglik B., Toboła T., Natkaniec-Nowak L., Luptáková J., Milovská S., 2016. Raman spectroscopic and microthermometric studies of authigenic quartz (the Pepper Mts., Central Poland) as an indicator of fluids circulation. Spectrochimica Acta Part A Molecular and Biomolecular Spectroscopy, 173: 960–964.

Nakapelyukh M., Bubniak I., Bubniak A., Jonckheere R., Ratschbacher L., 2018. Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt. Tectonophysics, 722: 197–209.

Narkiewicz M., 2017. Comment on a paper by Schito et al. (2017) "Thermal evolution of Paleozoic successions of the Holy Cross Mountains (Poland)". Marine and Petroleum Geology, 88: 1109–1113.

Narkiewicz M., Resak M., Littke R., Marynowski L., 2010. New constraints on the Middle Palaeozoic to Cenozoic burial and thermal history of the Holy Cross Mts. (central Poland): results of numerical modeling. Geologica Acta, 8: 189–205.

Nemčok M., Pogácsás G., Pospíšil L., 2006a. Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian region in relation to the roll-back destruction of the lithosphere. AAPG Memoir, 84: 517–540.

Nemčok M., Krzywiec P., Wojtaszek M., Ludhová L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., 2006b. Tertiary development of the Polish and eastern Slovak parts of the Carpathian accretionary wedge: insights from balanced cross-sections. Geologica Carpathica, 57: 355–370.

Nemčok M., Dilov T., Wojtaszek M., Ludhová L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., 2007. Dynamics of the Polish and Eastern Slovakian parts of the Carpathian accretionary wedge: insights from palaeostress analyses. Geological Society, London, Special Publication, 272: 271–302.

Pescatore I., Ślączka A., 1984. Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and the Southern Appenines. Tectonophysics, 106: 49–70.

Plašienka D., Grecula P., Putis M., Hovorka D., Kováč M., 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. *W*: Geological evolution of the Western Carpathians (red. P. Grecula, D. Hovorka, M. Putis): 1–24. Mineralia Slovaca – Monograph, Bratislava.

Poprawa P., Marynowski L., 2005. Thermal history of the Podhale trough (northern part of the central Carpathian Paleogene basin) – preliminary results from 1-D maturity modelling. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, 25: 352–355.

Poprawa P., Żywiecki M., Grotek I., 2005. Burial and thermal history of the Holy Cross Mts. area: a preliminary results of maturity modelling. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, 26: 251–254.

Powolny T., Dumańska-Słowik M., Anczkiewicz A.A., Sikorska-Jaworowska M., 2022. Origin and timing of spilitic alterations in volcanic rocks from Głuszyca Górna in the Intra-Sudetic Basin, Poland. Scientific Reports, 12: 1–26.

Przybyłowicz W., 1986. Uranium determinations in serpentinites from Lower Silesia (Poland) using fission track method. Mineralogia Polonica, 17: 37–41.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.-G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemčok M., Nemčok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. Tectonophysics, 226: 471–483.

Reiners P.W., Carlson R.W., Renne P.R., Cooper K.M., Granger D.E., Noah M., McLean N.M., Schoene B., 2018. Geochronology and Thermochronology. John Wiley & Sons Ltd, Hoboken, NJ, USA

Roca E., Bessereau G., Jawor E., Kotarba M., Roure F., 1995. Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: constraints from the Bochnia-Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). Tectonics, 14: 855–873.

Roger M., de Leeuw A., van der Beek P., Husson L., Sobel E.R., Glodny J., Bernet M., 2023. Construction of the Ukrainian Carpathian wedge from low-temperature thermochronology and tectono-stratigraphic analysis. Solid Earth, 14: 153–179.

Roure F., Roca E., Sassi W., 1993. The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. Sedimentary Geology, 86: 177–201.

Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zülke R., Maystrenko Y., Fritzheim N., 2008. Permian to Cretaceous tectonics. *W*: The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 999–1030. Geological Society, London.

Schito A., Corrado S., Trolese M., Aldega L., Caricchi C., Cirilli S., Grigo D., Guedes A., Romano C., Spina A., Valentim B., 2017. Assessment of thermal evolution of Paleozoic successions of the Holy Cross Mountains (Poland). Marine and Petroleum Geology, 80: 112–132.

Sobczyk A., 2025. Sudety w kenozoiku: od tektonicznej ekshumacji podłoża do współczesnej rzeźby – wnioski z termochronologii niskotemperaturowej. Przegląd Geologiczny, 73 (9): 804–812.

Sobczyk A., Danišík M., Wojewoda J., Śliwiński W., Raczyński P., August C., 2013. Zircon (U-Th)/He thermochronology of the Permian Weissliegendes sandstone in the Fore-Sudetic Homocline (SW Poland). Mineralogia Special Papers, 41: 81.

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: 122–133.

Sperner B., Ratschbacher L., Nemčok M., 2002. Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: tectonics of the Western Carpathians. Tectonics, 21: 1–24.

Sweeney J.J., Burnham A.K., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. AAPG Bulletin, 74: 1559–1570.

Szczygieł J., Gradziński M., Grasemann B., Hercman H., Wróblewski W., Bella P., Littva J., Sala P., 2024. Tectonics or rebound: Pleistocene fault reactivation in the highest mountains of the Carpathians. Tectonophysics, 871: 230171.

Szeliga W., Michalik M., 2003. Contact metamorphism and hydrothermal alterations around andesite intrusion of the Jarmuta hill, Pieniny (Poland). *W*: XVIIth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Post-congress Proceedings.

Ślączka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia,

Literatura

and Ukraine: general geology. The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. AAPG Memoir, 84: 221–258.

Śmigielski M., Sinclair H.D., Stuart F.M., Persano C., Krzywiec P., 2016. Exhumation history of the Tatry Mountains, Western Carpathians, constrained by low-temperature thermochronology. Tectonics, 35: 187–207.

Środoń J., Kotarba M., Biroň A., Such P., Clauer N., Wójtowicz A., 2006. Diagenetic history of Podhale – Orava Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. Clay Minerals, 41: 751–774.

Świerczewska A., 2005. The interplay of the thermal and structural histories of the Magura Nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia. Mineralogia Polonica, 36: 91–144.

Tokarski A., Świerczewska A., Zuchiewicz W., Marton E., Hurai V., Anczkiewicz A., Michalik M., Szeliga W., Rauch-Włodarska M., 2006. Conference excursion 1: structural development of the Magura Nappe (Outer Carpathians): from subduction to collapse. Geolines. Papers in Earth Sciences, 20: 145–164.

Unrug R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 49: 3–21.

Van Couvering J.A., Aubry M.-P., Berggren W.A., Bujak J.P., Naeser C.W., Wieser T., 1981. The terminal Eocene event and the Polish connection. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 36: 321–362.

Vermeesch P., Tian Y., 2014. Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt. Earth-Science Reviews, 139: 279–290.

Wagner M., 2011. Petrologic studies and diagenetic history of coaly matter in the Podhale flysch sediments, Southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 173–183.

Wagner G., Van den Haute P., 1992. Fission-track dating. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.

Winkler W., Ślączka A., 1992. Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). Geologische Rundschau, 81: 371–382.

Wolf R.A., Farley K.A., Silver L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60: 4231–4240.

Wölfler A., Frisch W., Fritz H., Danišik M., Wölfler A., 2015. Ductile to brittle fault zone evolution in Austroalpine units to the southeast of the Tauern Window (Eastern Alps). Swiss Journal of Geosciences, 108: 239–251.

Zattin M., Andreucci B., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., 2011. Neogene exhumation in the Outer Western Carpathians. Terra Nova, 23: 283–291.

Znosko J., 1996. Tectonic style of the Early Palaeozoic sequences in the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 40: 1–22.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Jarosiński M., Márton E., 2001. Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. Stephan Mueller Special Publication Series, 3: 185–202.