

Autoreferat

1. Imię i nazwisko: **Krzysztof Szopa**
2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe lub artystyczne ó z podaniem podmiotu nadaj cego stopie , roku ich uzyskania oraz tytuł rozprawy doktorskiej:

Licencjat: Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, **2006**; *Źsenolity w granitoidach: typologia, geneza oraz ich rola w ewolucji magm granitoidowych*

Magister geologii: Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, **2008**; *Źszliry z rejonu Gerlachu i Mieguszwieckich Szczytów (Tatry Wysokie) - studium porównawcze*.

Doktor Nauk o Ziemi: Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, **2013**; *Źfosforany granitoidów tatrza Źskich*.

3. Informacja o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych lub artystycznych:
 - a) **01.02.2012** r. do **19.06.2013** r.; Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, **asystent**;
 - b) **01.10.2013** r. do **nadal**; Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski w Katowicach (poprzednia nazwa: Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach); **adiunkt**.
4. Omówienie osiągnięć, o których mowa w art. 219 ust. 1 pkt. 2 Ustawy.

I WSTĘP

Na osiągnięcia naukowe składa się pięć recenzowanych prac naukowych, które zostały przygotowane i opublikowane po otrzymaniu stopnia naukowego doktora. Prace wchodzące w skład osiągnięcia naukowego zostały opublikowane w recenzowanych czasopismach znajdujących się na tzw. liście JCR - Web of Science (wykaz czasopism naukowych posiadających współczynnik wpływu IF) i znajdujących się na liście Czasopism Punktowanych MNiSW. Przedstawione artykuły, wchodzące do omawianego

osi gnia, mają od 70 do 140 punktów (punktacja z drugiego kwartału 2021 r.). W czterech artykułach jestem pierwszym autorem, a w jednym jestem drugim autorem. Mój wkład w przygotowanie poszczególnych publikacji wynosi od 55 % do 80% i jest szczególnie przedstawiony poniżej. Lista artykułów wchodzących w skład mojego oświadczenia naukowego (ON) została przedstawiona chronologicznie, od najstarszego do najnowszego.

[ON1] Szopa K., Wędyka R., Chew D., 2014. LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (southern Poland). *Geologica Carpathica*, 65 (4), 273-284.

IF (2014): **0,761**

IF (2021): **1,699**

Punktacja MNiSW (2014): **20**

Punktacja MEiN (2021): **70**

[ON2] Szopa K., Brachaniec T., Krzykowski T., 2015. Preliminary EMPA and XRD investigation on detrital minerals from the Tramberk Limestone in the Czech Republic. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 276 (2), 201-212.

IF (2014): **0,785**

IF (2021): **0,981**

Punktacja MNiSW (2014): **20**

Punktacja MEiN (2021): **70**

[ON3] Gawda A., Szopa K., Chew D., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J., 2018. Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses. *Chemical Geology*, 484, 191-209.

IF (2014): **3,618**

IF (2019): **3,362**

Punktacja MNiSW (2014): **40**

Punktacja MEiN (2021): **140**

[ON4] Szopa K., Skreczko S., Chew D., Krzykawski T., Szymczyk A., 2020. Multi-Tool (LA-ICPMS, EMPA and XRD) Investigation on Heavy Minerals from Selected Holocene Peat-Bog Deposits from the Upper Vistula River Valley, Poland. **Minerals**, 10 (1), 9.

IF (2014): **1,11**

IF (2019): **2,250**

Punktacja MNiSW (2014): **25**

Punktacja MEiN (2021): **100**

[ON5] Szopa K., Sałacińska A., Gumsley A., Chew D., Petrov P., Gawda A., Zagórska A., Deput E., Gospodinov N., Banasik K., 2020. Two-Stage Late Jurassic to Early Cretaceous Hydrothermal Activity in the Sakar Unit of Southeastern Bulgaria. **Minerals**, 10 (3), 266

IF (2014): **1,11**

IF (2019): **2,250**

Punktacja MNiSW (2014): **25**

Punktacja MEiN (2021): **100**

Wszystkie powyższe osiągnięcia naukowe (ON1-5) były recenzowane przez przynajmniej dwóch specjalistów z danej dziedziny. Informacja o recenzentach (imienna lub anonimowa) jest uwzględniona w części spożytkowania w danym osiągnięciu naukowym.

Zasadniczym celem przeprowadzonych przeze mnie badań naukowych składających się na główne osiągnięcia naukowe, jest wskazanie użyteczności datowania wybranych minerałów akcesorycznych w różnych typach skał. Przedstawione w osiągnięciach naukowych przypadki skał były za każdym razem inne i zawierały różne minerały umożliwiające do datowania metodą U-Pb. Stąd zastosowanie metod datowania procesów

geologicznych w moich pracach można na podzielić na dwie grupy: odnoszące się do skał magmowych i metamorficznych (np. w celu wskazania wieku umiejscowienia plutonu, zmian metamorficznych czy hydrotermalnych) oraz odnoszące się do pochodzenia i ewolucji skał osadowych (np. wskazanie materiału alimentacyjnego oraz zmian wtórnych współzależnej tego osadu).

Umiejscowienie procesu geologicznego w czasie, jest fundamentalną czynnością stosowaną w dzisiejszej petrologii i geochemii. W ostatnich dwóch dekadach nastąpił ogromny progres w badaniach geochronologicznych, szczególnie w odniesieniu ich wykorzystania jako wskaźników petrogenetycznych, ilości procesów i zmian dotyczących danego skały, oraz warunków charakteryzujących miejsce alimentacyjne materiału detrytycznego (np. akcesorycznych minerałów ciękich).

Tabela 1. Lista najczęściej stosowanych minerałów i systemów izotopowych stosowanych w geochronologii. W tabeli przedstawiono także temperatury zamknięcia danego układu izotopowego.

<i>Minerał</i>	<i>Metoda</i>	<i>Temperatura (°C)</i>
Cyrkon	U-Pb	>1000
Granat	U-Pb	800
Allanit	U-Pb	750
Monacyt	U-Pb	750
Granat	Sm-Nd	600
Tytanit	U-Pb	600
Apatyt	U-Pb	550
Muskowit	Rb-Sr	500
Muskowit	K-Ar	420
Biotyt	K-Ar	330
Mikroklin	K-Ar	240-170

Datowanie radiometryczne procesów geologicznych (zwane także datowaniem bezwzględnym) bazuje na rozpadzie promieniotwórczym, podczas którego niestabilny dany izotop traci część masy i energii poprzez emisję promieniowania w postaci cząstki lub fali elektromagnetycznej, dając izotopy stabilne (potomne). Każdy taki rodzaj reakcyjny jest charakterystyczny dla danego systemu izotopowego oraz ma inny czas połowicznego rozpadu

promieniotwórczego ($T_{1/2}$). Najczęściej stosowane metody izotopowe wykorzystują następujące systemy: ^{87}Rb - ^{87}Sr ($T_{1/2} = 48,8$ mld lat), ^{40}K - ^{40}Ar (i ^{40}Ca ; $T_{1/2} = 12,8$ mld lat), ^{147}Sm - ^{143}Nd ($T_{1/2} = 106$ mld lat), ^{238}U - ^{206}Pb ($T_{1/2} = 4,47$ mld lat), ^{235}U - ^{207}Pb ($T_{1/2} = 0,7$ mld lat), ^{232}Th - ^{208}Pb ($T_{1/2} = 14$ mld lat). Utyczność metod izotopowych zależy od danego systemu izotopowego oraz minerału, który taki system może zachować. Poniżej, w tabeli 1 zestawiono minerały w datowaniu radiometrycznym wraz z możliwościami do zastosowania systemami izotopowymi.

Najbardziej precyzyjnymi w określaniu wieku są metody izotopowe, lecz wymagają zastosowania specjalistycznego sprzętu, takiego jak np. LA-ICP-MS (ang. **L**aser **A**blation **I**nductively **C**oupled **P**lasma **M**ass **S**pectrometry), TIMS (ang. **T**hermal **I**onization **M**ass **S**pectrometry) czy SHRIMP (ang. **S**ensitive **H**igh-**R**esolution **I**on **M**icroprobe) (np. Sylvester, 2001; Parrish et al., 2003; Schaltegger et al., 2015).

Modyfikacje i rozwój metod izotopowych doprowadziły do powstania tzw. metody datowania chemicznego skały, która, *de facto*, bazuje na założeniach metod izotopowych. CHIME (**C**hemical **T**h-**U**-total **P**b **I**sochron **M**ethod) została zaproponowana przez Suzuki i Adachi w 1991 roku. Opiera się ona na analizach mikrosondowych minerałów zasobnych w Th i/lub U, takich jak monacyt, cyrkon, allanit, ksenotym, itp. Metoda ta ulega niewielkim modyfikacjom (np. Suzuki & Adachi 1991; Suzuki & Adachi 1994; Williams & Jercinovic 2002; Williams i in. 1997; Williams i in. 2002; Cherniak i in. 2004; Cocherie & Albarede 2001; Cocherie & Legendre 2007; Montel 1993; Montel i in. 1996; Pyle i in. 2005), aczkolwiek podstawowe obliczenia, jest zawsze zależne od:

$$\frac{PbO}{W_{Pb}} = \frac{ThO_2}{W_{Th}} \left\{ \exp(\lambda_{232}t) - 1 \right\} + \frac{UO_2}{W_U} \left\{ \frac{\exp(\lambda_{235}t) + 137,88 \exp(\lambda_{238}t)}{138,88} \right\}$$

gdzie:

PbO- zawartość PbO [% wag.];

ThO₂- zawartość ThO₂ [% wag.];

UO₂- zawartość UO₂ [% wag.];

W_{Pb}- masa molekularna Pb wynosząca 224 dla minerałów Th-tych oraz 222 dla minerałów U-tych;

W_{Th}- masa molekularna Th;

W_U- masa molekularna U;

λ_{232} - stała rozpadu; $4,9475 \cdot 10^{-11}$ /rok (Steiger & Jager, 1977);

λ_{235} - stała rozpadu; $9,8485 \cdot 10^{-10}$ /rok (Steiger & Jager, 1977);

λ_{238} - stała rozpadu; $1,55125 \cdot 10^{-10}$ /rok (Steiger & Jager, 1977).

W metodzie CHIME zakładamy, że minerał np. monacyt podczas wzrostu nie wchodzi do swojej struktury otworem (Scherrer i in., 2000) innego niż radiogeniczny. Przykładowy monacyt charakteryzuje się przez wysoką temperaturę zamknięcia układu (~900°C), powyżej której może dojść do ucieczki Pb (Cherniak i in., 2004), zbliżonej do temperatury zamknięcia układu w cyrkonie. Do obliczenia wieku przyjmuje się, że całkowity otwór jest pochodzenia radiogenicznego (tak samo jak w przypadku metod izotopowych U-Pb) (np. Suzuki & Adachi, 1991, 1994; Montel i in., 1996).

Metoda chemiczna jest obciążona większym błędem analitycznym niż metody izotopowe, lecz nie wymaga użycia tak specjalistycznego sprzętu, o ile wiek może być obliczony na podstawie analizy chemicznej uzyskanej za pomocą mikroskopy elektronowej. Oczywiście, należy pamiętać, że nie ma metody uniwersalnej i doskonałej, każda z nich ma swoje wady i zalety.

Dając dane skały należy wziąć pod uwagę wiele czynników, które wpłyną na ostateczny wiek procesu. Każdy typ i rodzaj skały, pomimo podobnego składu mineralogicznego powinien być rozpatrywany indywidualnie, w celu dobrania jak najlepszego systemu izotopowego do datowania oraz użycia tego minerału (nośnika danych pierwiastków/izotopu), co pozwoli na poprawną interpretację wieku. Należy pamiętać, że skały i zawarte w nich minerały mogą ulegać zmianom pod wpływem m.in. oddziaływania roztworów hydrotermalnych czy wietrzenia, co może zaburzyć systemy izotopowe i je sformułować. Mówimy wtedy o tzw. otwartym systemie izotopowym.

Ważnym, a nie najważniejszym czynnikiem determinującym możliwości zastosowania datowania izotopowego jest temperatura zamknięcia układu izotopowego (Tabela 1), powyżej której minerał staje się nieprzydatny do datowania procesu pierwotnego. Aby lepiej zobrazować problem, przytoczę apatyt jako nośnik systemu U-Pb. Eksperymentalne badania związane z dyfuzją otworem w apatycie (Watson i in., 1985; Cherniak i in., 1991) potwierdziły, że temperatura zamknięcia układu izotopowego dla typowych ziaren akcesorycznych apatytu ze skał krystalicznych skorupy ziemskiej wynosi 450 do 550 °C. Wyniki powyższych doświadczeń zostały potwierdzone obserwacjami terenowymi (Chamberlain & Bowring 2000; Schoene & Bowring 2006). Wnioski są także poparte obliczeniami krystalochemicznymi uwzględniającymi porowatość jonów (Dahl 1997) oraz danymi empirycznymi opartymi na datowaniu U-Pb dużych kryształów apatytu pochodzących z pegmatytów (Krogstad & Walker 1994). Apatyt jest stabilny chemicznie w warunkach facji amfibolitowej (tj. powyżej temperatury zamknięcia układu U-Pb). Uważa się, że w takich warunkach włączanie do struktury apatytu izotopów z szeregu U-Pb jest głównie kontrolowane przez dyfuzję

obj to ciow , a nie przez nowy wzrost, czy rekrytalizacj (Chamberlain & Bowring 2000) matrycy.

Cykl problemowy, tworzy niniejsz rozpraw habilitacyjn , stanowi zestaw artykułów traktuj cych o wykorzystaniu ró nych minerałów do rekonstrukcji warunków tworzenia si danej skały, odtworzenia potencjalnego materiału alimentacyjnego, rekonstrukcji paleogeograficznych badanego obszaru oraz wskazanie ilo ci epizodów hydrotermalnych/zmian postmagmowych zwi zanych z badan skał. Wyniki bada dotycz skał subwulkanicznych tzw. cieszy skiej prowincji magmowej, magmowych i metamorficznych masywu tatrza skiego, y typu alpejskiego z rejonu plutonu Sakar (Bułgaria), osadów klastycznych doliny Wisły, oraz osadów organochemicznych wapieni sztramberskich.

Niniejsze wprowadzenie stanowi ś przewodnikö po publikacjach wchodz cych w skład rozprawy, w którym omówione s ogólne założ enia teoretyczne przy wiecziej ce poni szym artykułom, oraz wnioski wypływaj ce z poszczególnych bada . Starano si natomiast unikn powtarzania, zaprezentowanych w poszczególnych pracach wyników, koncentruj c si jedynie na najwa niejszych problemach.

II METODY BADA

We wszystkich pracach wskazanych jako osi gni cie naukowe metody bada zostały podane i szczegó łowo scharakteryzowane w ka dym przypadku indywidualnie. W zwi zku ze specyfik materiału badawczego, w wi kszo ci wykazanych dzieł naukowych stosowano indywidualny tok badawczy, który zawierał n.in.:

- wykonanie szlifów cienkich i ich obserwacja mikroskopowa;
- separacj frakcji ci kiej (minerałów akcesorycznych);
- charakterystyk morfologii kryształów za pomoc wiatł widzialnego (binokular);
- charakterystyk morfologii kryształów za pomoc skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM);
- charakterystyka przekrojów kryształów za pomoc skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM)
- wykonanie analiz chemicznych minerałów w mikroobszarze za pomoc mikrosondy elektronowej;

-analiz izotopów U-Pb oraz wybranych pierwiastków lądowych za pomocą ablacji laserowej (LA-ICP-MS);

-analiz chemicznych skał

Dodatkowo, w uzasadnionych przypadkach stosowano analiz metod proszkowej dyfrakcji rentgenowskiej (XRD), analiz sitów (ziarnow) osadów klastycznych oraz analiz palinologicznych.

III WYNIKI BADAŃ

III.1 Pozycja stratygraficzna vs. dane izotopowe: problem wiekowy tzw. cieszyńskiej prowincji magmowej (CPM)

[ONI] Szopa K., Wodyka R., Chew D., 2014. LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (southern Poland). *Geologica Carpathica*, 65 (4), 273-284.

Głównymi produktami aktywności wulkanicznej w CPM są punkty, subwulkaniczne intruzje, których iniekcja odbyła się w nieskonsolidowane osady Basenu Śląskiego. Skały należące do CPM reprezentują szeroki gam skał intruzywnych, które dzielą się na dwie główne grupy: alkaliczne (cieszynit *sensu stricto*, pikryt, sjenit, lamprofir) i subalkaliczne (doleryt).

Większość prac naukowych, począwszy od pierwszego opisu cieszynitów (Hohenegger 1861) wskazuje wiek skał magmowych na dolny kred, jako zgodny z ich pozycją stratygraficzną, czyli dolnokredową. Wyjątkiem jest praca Koniora (1977), w której wskazane zostały dwa główne epizody magmowe datowane na kred i miocen. Późniejsze, bardziej szczegółowe dane radiometryczne $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ i $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (Tabela 2) dla amfibolu, piroksenu, flogopitu i biotyту (Lucińska-Anczkiewicz i in. 2002; Grabowski i in. 2003; Harangi i in. 2003) wskazały dolny kred jako czas powstania intruzji skał CPM. Mając na uwadze dostępne dane geochronologiczne i biostratygraficzne można by stwierdzić, że kredowy wulkanizm alkaliczny w zachodniej części basenów wewnątrz i zewnętrznych Karpackich rozpoczął się we wczesnej kredzie (ok. 100 Ma; Spiliak i in. 2011). W Europie środkowej dolnokredowe skały alkaliczne, które wykazują bliskie związki genetyczne i tektonomagmatyczne z CPM, występują w prowincji Mecsek-Alföld (południowe Węgry, Harangi & Árvai-Sós 1993, Harangi i in. 2003).

Tabela 2. Wiek izotopowy dla skał CPM; ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Luci ska-Anczkiewicz i in. (2002), ⁴⁰K/⁴⁰Ar, Grabowski i in. (2003), ⁴⁰K/⁴⁰Ar, Harangi i in. (2003) ⁴⁰K/⁴⁰Ar, Apatyt U-Pb za Szopa i in (2014).

Lokalizacja	Typ skały	Minerał	Wiek (Ma)
Boguszowice	Cieszynit	Amfibol	122.0±1.5* 122.4±1.1*
	Monczikit	Apatyt	103±20****
Mi dzyrzecze	Pikryt	Flogopit	126.4±1.8**, 133.4±1.8**
Lipowa	Monczikit	Apatyt	126.5±8.8****
Puńców	Cieszynit	Amfibol	111.7±1.8**, 97.0±1.8**, 99.4±1.6**, 89.9±3.5**, 96.3±3.7**
		Biotyt	134.9±2.0**, 137.9±2.0**
		Apatyt	119.6±3.2****
	Sjenit	Amfibol	120.4±1.3*
Rudów	Cieszynit	Amfibol	122.2±0.9*, 112.5±1.6**
wi toszówka	Doleryt	Piroksen	122.7±4.7***
Horni Bludovice	Basalt	Piroksen	122.4±6.4***
Novy Jiřin	Lamprofir	Amfibol	109.2±4.2***
Markov	Cieszynit	Amfibol/biotyt	109.8±4.6***
Stranik	Kamptonit	Amfibol	113.6±4.4***
filina	Kamptonit	Amfibol	128.3±5.6***
řivovice	Lamprofir	Biotyt	106.1±4.4***

W innych miejscach na świecie, skały ścieszynitowe o wieku mezozoicznego są rzadkie. Zostały udokumentowane w Gruzji (Lebedev i in. 2009), francuskich Pirenejach (Azambre i in. 1992; Storetvedt i in. 1999) i Rosji (Transbaikalia; Metelkin i in. 2004; Stupak i in. 2004). We wspomnianych obszarach, stwierdzona aktywność wulkaniczna miała miejsce w późnej kredzie (od 86 do 110 Ma).

Szacowany wiek skał należących do CPM waha się od 90 do 138 mln lat (Tabela 2), który jest dłuższy niż czas trwania aktywności magmowej prowincji Mecsek-Alföld na Węgrzech i porównywalny z zasięgiem kredowego wulkanizmu alkalicznego udokumentowanego w różnych jednostkach tektonicznych w Karpatach Zachodnich (ok. 140-125-100 Ma). Tak długi interwał czasowy (~ 40 Ma) dla formowania się relatywnie drobnych sili ścieszynitów jest nieprawdopodobny. Ponadto, zastosowane wcześniej metody izotopowe

i wykorzystane minerały mogą nosić cechy otwarcia systemu izotopowego. Doskonałym przykładem mogą być apatyty, które jest łatwo szeregować lub pirokseny, które mogą być analizowane jako kryształy niecałkowicie homogeniczne. W CPM została udokumentowana daleko posunięta magmowa amfibolizacja, która może być całkowicie lub tylko częściowo zmienia pierwotne kryształy piroksenów w amfibole (Wędyka 2010; Szopa i in. 2014).

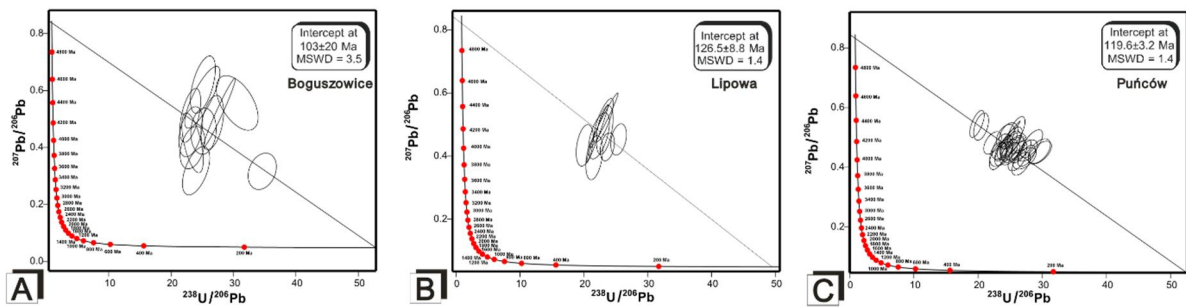


Figura 1. Diagramy Tera-Wasserburg określające wiek U-Pb apatytów z CPM uzyskane dzięki metodzie LA-ICP-MS (a - Boguszowice, b - Lipowa oraz c - Puńców) (Szopa i in. 2014).

Mając na uwadze powyższe, podjęto próbę datowania izotopowego wykorzystując minerał, który nie będzie nosić zmian wtórnych, a więc jego sygnatura izotopowa nie będzie naruszona (system zamknięty). Skład CPM charakteryzuje brak typowych minerałów akcesorycznych, które można datować. Brak w nich cyrkonu, monacytu czy ksenotymu. A wspomniane wcześniej apatyty, amfibole i pirokseny nie będą jednoznacznie wystarczające do uzyskania poprawnego wieku. Dla określenia wieku skał subwulkanicznych w Basenie Iłskim, wybrano apatyt i zastosowano metodę U-Pb. Apatyt w CPM charakteryzuje się jednorodnym składem chemicznym, jest wystarczająco duży aby poddać go ablacji laserowej oraz jest obecny, jako minerał akcesoryczny we wszystkich odmianach skał naleśanych do CPM- tym samym minerał ten spełnia kryteria aplikacyjności do datowania. Na podstawie uzyskanych danych, ich interpretacji oraz danych literaturowych, po raz pierwszy **ustalono interwał aktywności magmowej** w CPM obejmujący 128-103 Ma. Został **wskazane także główne maksimum aktywności magmowej** w przedziale 128-120 Ma. Uzyskane **dane potwierdziły jednoznacznie wiek** magmatyzmu w Basenie Iłskim, co zostało potwierdzone również dla skał CPM w Czechach ($\sim 120 \pm 10$ Ma; Matýsek i in. 2018), a także dodatkowo w innych lokalizacjach dla Polski (Brunarska & Anczkiewicz, 2018).

Uzyskane wyniki dane, od momentu ich opublikowania są wykorzystywane (cytowane) w kolejnych pracach dotyczących ewolucji Basenu Iłskiego oraz skał naleśanych do tzw. części prowincji magmowej.

III.2 Frakcja detrytyczna wapieni sztramberskich ó w poszukiwaniu miejsca alimentacyjnego

[ON2] Szopa K., Brachaniec T., Krzykawski T., 2015. Preliminary EMPA and XRD investigation on detrital minerals from the Tramberk Limestone in the Czech Republic. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 276 (2), 201-212.

Pomimo, i wapie sztramberski jest obiektem bada od ponad 100 lat (Salamon & Trz siok 2015 i literatura tam cytowana), jego wiek i pochodzenie s nadal szeroko dyskutowane, a nawet kontrowersyjne (np. Ko dziej 2015). Wychodnie wapieni sztramberskich wyst puj na czeskich Morawach, w pobl u granicy z Polsk , charakteryzuj si zmienn litologi . Oprócz typowych osadów w glanowych zawieraj tak e facje ska€ klastycznych (np. brekcje i zlepie ce). Te ska€ s spotykany tak e w Polsce w obr bie Karpat fliszowych (Ksi kiewicz 1971a, b; Morycowa 2008; Hess et al. 2011). Termin šwapienie sztramberskieö reprezentuje grup facji zwi zanych ze rodowiskami osadowymi, typowymi dla sedimentacji w glanowej p€tkich stref fotycznych, w tym, m.in. osady platformy w glanowej, rodowiska rafowe (Feldmann & Schweitzer 2009; Svobodová i in. 2011; Schneider i in. 2013). Brak skamienia€ ci przewodnich utrudnia datowanie, st d okre lenie šwapie typu sztramberskiegoö nie wi si ze stratygrafi , raczej odpowiada facji. Obecnie, uznaje si za uzasadnione, aby wiek tych wapieni odnosi do podobnych platform w glanowych zdeponowanych w pó nej jurze i wczesnej kredzie (g€wnie w tortonie i we wczesnym berriasie).

W niniejszym dziele naukowym zosta€ podj ta próba charakterystyki minera€w ci kich wyseparowanych z wapieni typu sztramberskiego, w celu wskazania potencjalnego obszaru ród€wego dla frakcji minera€w detrytycznych. Na potrzeby uzyskania materia€w detrytycznych pobrano 50 kg wapienia z kamienio€mu Lower Blücher (Czechy). Do analiz wybrano wapieie zapiaszczone oraz charakteryzowa€ si ewidentnie wi kszym ziarnem. Po kwasowaniu, z uzyskanego residuum otrzymano koncentrat minera€w detrytycznych. Minera€ te by€ reprezentowane przez frakcj ci k i lekk . W ród minera€w ci kich wyró niono: apatyt, monacyt, tytanit, rutył, cyrkon, chloryt, piroksen; oraz polimorf(y) Al₂SiO₅. Warto nadmieni , e niniejszy inwentarz frakcji ci kiej (nieautogenicznej) nie zosta€ potwierdzony dyfrakcj rentgenowsk , a jedynie za pomoc skaningowego mikroskopu elektronowego oraz mikrosondy elektronowej.

Cyrkon, który jest doskonałym wskaźnikiem miejsca alimentacyjnego, w badanych próbkach występował jako wrostki w kilku innych ziarnach minerałów. Pojedyncze ziarna tytanitu i apatytu nie przetrwały procesu przygotowania preparatu w postaci krążka z żywic epoksydowych. Jedynym minerałem, który mógł przetrwać do obliczenia wieku był monacyt-(Ce), do którego zastosowano metodę CHIME. W tym celu, za pomocą mikroskopy elektronowego, uzyskano skład chemiczny (uwzględniając całkowitą zawartość U, Th oraz Pb) w 22 punktach minerału. Dla 16 punktów skonstruowano izochrony wg. Suzuki i Adachi (1991), uwzględniając poprawki Scherrera i in. (1992) oraz zastosowano rozkład krzywej Gaussa za Montel i in. (1993). Uzyskany wiek średni 334 ± 5 Ma wraz z trzema subpopulacjami wiekowymi: 392 Ma, 353 Ma oraz 316 Ma wskazywał na przynajmniej częściowo materiał detrytyczny o wieku waryscyjskiego.

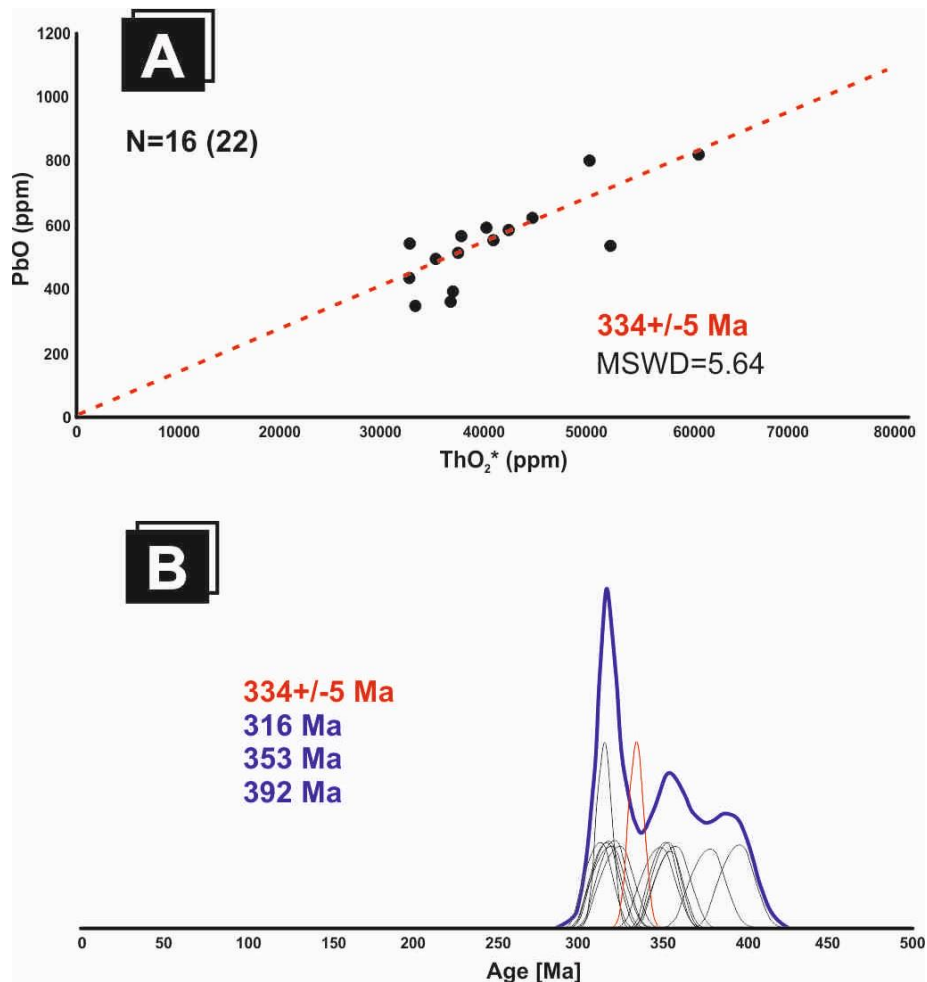


Figura 1. A) Wykres PbO vs. UO₂* dla ziarna monacytu z wapienia sztramberskiego. B) Histogram oparty na 16 punktowych analizach EMP wykonanych na jednym ziarnie metodą CHIME z poprawkami Montela (Montel i in., 1996). Trzy główne populacje wiekowe są wskazane jako ~390, 360 i 310 Ma. Średni wartościowy wiek wynosi 334 ± 5 lat (MSWD = 5,64). Całkowita liczba analiz punktowych EMP wykonanych na ziarnie monacytu wyniosła 22. n = liczba analiz punktowych przyjętych do

oblicze wieku. Diagramy za Szopa i in., 2015.

Do tej pory tylko w pojedynczych pracach analizowano minerały detrytyczne w wapieniach turbidytowych Karpat. Kwarc detrytyczny, kwarc autogeniczny i fragmenty skalenia odnotowano jedynie w osadach spływów podwodnych (Peszat, 1959, 1967). W wapieniach pieni skiego pasa skałowego, odnotowano sporadyczne występowanie minerałów detrytycznych (magmowych) i autogenicznych (np. Ti-magnetyt) (Lewandowski i in., 2006).

Prawie wszystkie minerały ciękie wyodrębnione z wapienia sztramberskiego mogą wskazywać na ich pochodzenie magmowe. Apatyt, cyrkon, monacyt, chloryt/biotyt, tytanit, piroksen oraz czarna lekkiej frakcji (skaleni, kwarc) są charakterystyczne m.in. dla skał typu granitu, diorytu, tonalitu, dolerytu oraz syenitu. Warto wspomnieć, że monacyt jest typowy dla granitów typu S i I (np. Förster, 1998). Z drugiej jednak strony, wszystkie trzy polimorfy Al_2SiO_5 są minerałami występującymi w skałach metamorficznych, głównie paragnejskich i łupkach metamorficznych, jak również w innych typach skał powstających w warunkach metamorfizmu regionalnego (np. Nabelek, 1997; Newton i Manning, 2008; Pyka i in., 2013). W aktualnych badaniach wapienia sztramberskiego wszystkie ziarna Al_2SiO_5 wydają się być reprezentowane przez kyanit (identyfikacja za pomocą XRD).

Platformy w granule z rafami typu sztramberskiego formowały się wzdłuż krawędzi Basenu Łódzkiego. Grzbiet Łódzki (Książkiewicz, 1971a, b) oddzielił Basen Łódzki od Basenu Magurskiego w wyniku rozpadu Platformy Północnoeuropejskiej na tym terenie (Olszewska & Wieczorek, 2001). Subsyzdencja dna w Basenie Łódzkim związana była z intrudowaniem skał tzw. cieszyńskiej prowincji magmowej występujących w Karpatach Zachodnich (Narbski, 1990).

Do tej pory, tylko jedna praca traktuje o minerałach ciężkich wyseparowanych z formacji Hradič (Cisownica). Ziarna diopsydu i kaersutytu znalezione w łupkach otaczających śliczyny zostały opisane przez Szczurowski (1961). Ich pochodzenie interpretuje się jako wynik podmorskiego wietrzenia skał subwulkanicznych. Jednakże skład mineralny skał pochodzących z CPM nie pasuje do inwentarza minerałów detrytycznych z wapienia sztramberskiego. Skały CPM nie zawierają kryształów cyrkonu ani monacytu. Kryształy apatytu w CPM są niezwykle wydłużone i mają inny skład (Szopa i in., 2014). Również jest również skład chemiczny chlorytu, piroksenu i tytanitu (Wędyka, 2010). Ponadto, CPM nie ma skał osłony metamorficznej, w której mogłaby występować jakakolwiek odmiana polimorficzna Al_2SiO_5 .

Minerały detrytyczne w wapieniu sztramberskim pochodzą najprawdopodobniej ze

skamagmowych i metamorficznych Masywu Czeskiego. Cyrkon, monacyt, apatyt, piroksen, tytanit, chloryt i kyanit to pospolite minerały z wieloma odmianami chemicznymi w różnych skałach Masywu Czeskiego (np. Sattran & Klomínský, 1970; Klomínský & Dudek, 1978; Adková i in., 1984; Liew i in., 1989; Jelinek & Dudek, 1993; Bowes & Kosler, 1993; Breiter, 1994; Janoušek i in., 2004).

Uzyskane wyniki są pierwszym i jak dotąd jedynym kompletnym zestawem danych dotyczących minerałów detrytycznych z wapieni sztramberskich. Sugerowane miejsca alimentacyjne są w tym zakresie dla korelacji potencjalnych grzbietów, które mogą ulegać erozji w Basenie Łódzkim.

III.3 Holistyczny model ewolucji masywu Tatr

[ON3] Gawda A., Szopa K., Chew D., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J., 2018. Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses. *Chemical Geology*, 484, 191-209.

Trzon krystaliczny Tatr utworzyła poligeniczna intruzja granitoidowa wraz z kompleksem skał metamorficznych. Trzon magmowy masywu tatrzańskiego powstał w wyniku wielokrotnych dostaw magmy w interwale od ~370 do ~340 Ma, co zostało wykazane na podstawie datowania U-Pb cyrkonu (Gawda i in., 2014; Gawda i in., 2016 i literatura tam cytowana). Kompleks metamorficzno-magmowy Tatr Zachodnich, który stanowi osłonę tzw. granitu Rohańskiego, budują głównie skały metaosadowe z przewarstwieniami amfibolitów (zmetamorfizowanych bazaltów) (por. Rabowski, 1938; Kahan, 1969; Pawlica 1918), których geneza została potwierdzona mineralogicznie i geochemicznie (Burda, 1995; Gawda & Cebulak, 1999; Gawda, 2001).

Osłona metamorficzna intruzji tatrzańskiej odsłania się w części zachodniej po obu stronach masywu i charakteryzuje się dwoma etapami migmatyzacji datowanymi na: 365 Ma i 359 Ma (Burda i Gawda, 2009). Kompleks metamorficzny składa się głównie ze skał dycych metapelitami i metapsamitami (paragnejsy i łupki łuszczykowe) występującymi w asocjacji z trzema typami amfibolitów (Gawda i in., 2000). Dwie pierwsze jednostki amfibolitów reprezentują domeny oceaniczne i powstały ok. 560 i ok. 500 Ma; oszacowano na podstawie datowania U-Pb cyrkonu (Gawda i in., 2016; 2017). Trzecia jednostka amfibolitowa zawiera

w swoim składzie mineralogicznym granat (Gawda i in., 2000) i prawdopodobnie reprezentuje eklogity będące produktem metamorfizmu retrogresywnego (Burda i in., 2015). Mając na uwadze geochemię, głównie dystrybucję pierwiastków lądowych (np. REE) oraz skład izotopowy Sr-Nd, protolit amfibolitów najstarszych (560 Ma) odpowiada bazaltom typu MORB (Gawda i in., 2017), natomiast odmiana młodsza (500 Ma) amfibolitów prawdopodobnie reprezentuje bazalty tholeitowe, które intrudowały w skały skorupy kontynentalnej. Ten typ amfibolitów wykazuje zróżnicowanie cech kontaminacji skorupowej (Gawda i in., 2000; Gawda i in. al., 2016).

Krystalizacja i umiejscowienie tatrzańskiego plutonu waryscyjskiego były związane ze strefami ścinania, ulokowanymi w kierunku NW-SE, które odzwierciedlają historię deformacji osłony metamorficznej. Można zatem stwierdzić, że umiejscowienie tych plutonów było syntektonicznie (Kohut i Janak, 1994; Gawda i Szopa, 2011). Osłona metamorficzna charakteryzuje się zróżnicowaniem litologicznym i stopniem metamorfizmu (np. Gawda et al., 2000; Gawda i Burda, 2004; Burda i Gawda, 2009). Jest ona w różnym stopniu podatna pod względem ścinania, których wiek został udokumentowany za pomocą datowania syngenetycznie tworzącego się muskowitu metodą K-Ar na 343 - 298 Ma (Deditius, 2004). Tworzenie się wspomnianych stref ścinania było związane z zamknięciem Oceanu Rhei i tworzeniem przyzmy akrecyjnej. Następnie, w procesach postoregenicznym doszło do ich wypiętrzenia masywu (por. Gawda i in., 2014; Moussalam i in., 2012). Obecne rozmieszczenie jednostek krystalicznych w obrębie bloku tatrzańskiego jest wynikiem oddziaływania orogenezy alpejskiej, która jednocześnie nie odpowiada za powstanie pasa fałdowego Karpat Zachodnich.

Tatry są relatywnie wysoko wydźwigniętym blokiem. Południowa i centralna część bloku zbudowana jest ze skał krystalicznych. Zachodnie, północne i północno-wschodnie części regionu tatrzańskiego są przykryte przez osady mezozoiczne oraz młodsze. Skały osadowe występują na trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich występują w formie płaszczowin: wierzchowej, regłowej dolnej (płaszczowina krifniańska) oraz regłowej górnej (płaszczowina choczańska).

W niniejszym oświadczeniu naukowym (ON3), przeanalizowano cztery próbki amfibolitów. Dwie z nich były reprezentowane przez masywne amfibolity, a dwie kolejne to amfibolity, które wykazywały cechy retrogresji. Dodatkowo przeanalizowano próbkę paragnejsu z kontaktu z tzw. pospolitym granitem tatrzańskim. Wszystkie próbki pochodzą z kompleksu metamorficznego Tatr Zachodnich, zarówno z części północnej i południowej.

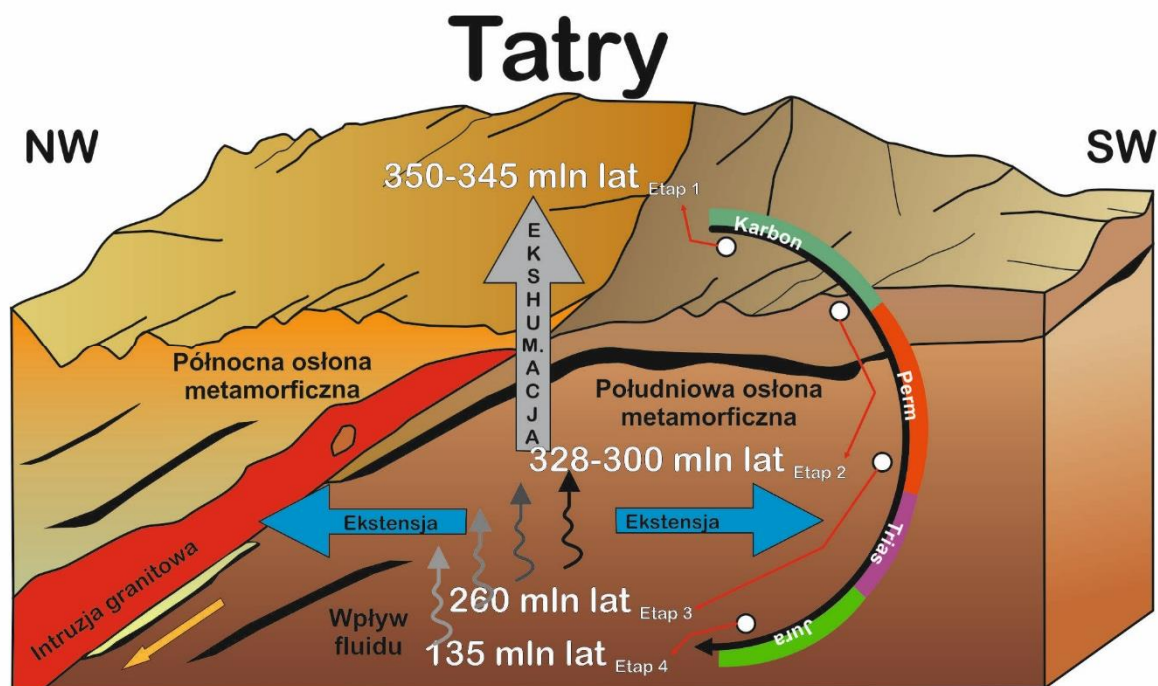


Figura 3. Schemat pokazujący ewolucję masywu tatrzańskiego na podstawie datowania cyrkonu, apatyty i tytanitu. Bazując na datowaniu U-Pb możemy wyróżnić cztery główne etapy związane z ewolucją omawianego masywu. Są to: 1) etap związany z krystalizacją i umiejscowieniem plutonu, 2) etap ekshumacji, oraz dwa etapy (3 i 4) zmian hydrotermalnych (Gawda i in., 2018).

Osiągnięciem naukowym było stworzenie modelu holistycznego ewolucji masywu tatrzańskiego, od momentu wystąpienia procesów metamorfizmu i jego punktu kulminacyjnego, a do momentu zapoczątkowania procesu ekshumacji masywu. W tym celu użyto kryształów apatyty, tytanitu i cyrkonu wyreparowanych ze skał osłony metamorficznej jako potencjalnych nośników systemu izotopowego U-Pb- uytecznego do datowania. Minerale użyte do badań charakteryzują się różnymi temperaturami zamknięcia układu systemu izotopowego (tabela 1). W badanym materiale, tylko jedna próbka (człono osłony metamorficznej) była zasobna w cyrkon. Obwódki zewnętrzne cyrkonu dały wiek konkordantny U-Pb 346 ± 6 Ma, natomiast obwódki wewnętrzne wykazały jeden epizod (konkordantny) ale znacznie starszy, dający wiek 385 ± 8 Ma. Inne cyrkonów były zmetamiktizowane. Apatyt uzyskany z trzech próbek pochodzących z południowej części osłony metamorficznej wykazał wiek U-Pb z interwałem $350-340$ Ma (a) $351,8 \pm 4,4$ Ma, b) $346,7 \pm 5,9$ Ma oraz c) $342,6 \pm 7,1$ Ma). Tytanit uzyskany z części osłony metamorficznej ujawnił wiek U-Pb $345,3 \pm 4,5$ Ma. Uzyskany wiek ok. 345 Ma jest interpretowany jako punkt kulminacyjny metamorfizmu i zarazem początek jednoczesnej ekshumacji całego masywu Tatr.

Zakończenie krystalizacji i wypiętrzenie cokoła krystalicznego Tatr Zachodnich miało miejsce w ostatnim etapie orogenezy waryscyjskiej. Apatyt pochodzi z północnej części osłony metamorficznej zachowanego wiek (U-Pb) wychłodzenia ok. 345 Ma, który był równoważony z wiekiem U-Pb tytanitu i cyrkonu z tej samej jednostki. Duże różnice związane z temperaturami zamknięcia układu U-Pb dla analizowanych minerałów, wskazują relatywnie bardzo szybkie tempo chłodzenia. Punkt kulminacyjny metamorfizmu, po którym nastąpiła natychmiastowa ekshumacja całego bloku Tatr Zachodnich, nastąpił ok. 345 Ma. Jest to proces, który został zapisany głównie w północnej części badanej osłony metamorficznej. Pierwotny wiek apatyty z części południowej, w wyniku oddziaływania hydrotermalnego (waryscyjskiego), oraz na skutek późniejszych zmian (perm i kreda) został zatarty. Zresetowanie układu izotopowego (ok. 260 Ma) w południowej części osłony metamorficznej było spowodowane przez generację i umiejscowienie granitów permskich (typ A). Ponadto, apatyt o wieku (U-Pb) mezozoicznym stwierdzony w amfibolicie pochodzi z części południowej osłony metamorficznej, był prawdopodobnie zresetowany w wyniku oddziaływania termicznego orogenezy kimeryjskiej.

Niniejsze osiągnięcia naukowe **przedstawia pierwszy pełny model ewolucji masywu tatrzańskiego**, od momentu powstania, po zmiany wtórne, **odtworzony przy udziale** danych wiekowych z **apatytu, tytanitu i cyrkonu**.

III.4 Piaski zasobne w minerały ciężkie jako wskaźnik zmian ewolucji sieci rzecznej: historia torfów z Bramy Morawskiej

[ON4] Szopa K., Skreczko S., Chew D., Krzykowski T., Szymczyk A., 2020. Multi-Tool (LA-ICPMS, EMPA and XRD) Investigation on Heavy Minerals from Selected Holocene Peat-Bog Deposits from the Upper Vistula River Valley, Poland. **Minerals**, 10 (1), 9.

Torfowiska są ważnymi składnikami tzw. krajobrazów tymczasowych, które powstają w określonych warunkach środowiskowych. Ponadto, są one związane z dedykowanymi typami roślinności. Torfowiska są uważane za scharżiwiałe zmieniającej się roślinności związanej zarówno z klimatem regionu, jak i ewolucją lokalnego ekosystemu. Taki zbiornik biogeniczny może być narażony na działanie czynników zewnętrznych, m.in. okresowych zmian hydrologicznych czy powodzi. W przypadku częstego zalewania torfowisk, do takiego systemu

może być dostarczony alochtoniczny materiał klastyczny (np. piaski).

Analiza minerałów ciężkich w osadach czwartorzędowych służy do określenia lokalnych zmian kierunku transportu (np. Racinowski 2010; Bateman & Catt, 2007), sposób transportu osadów, a także może świadczyć o charakterze procesów depozycyjnych (Yang i in. 2000, Hagedorn & Boenigk, 2007; Marcinkowski & Mycielska-Dowiga, 2013; Woronko i in. 2013). Dla dokładnej interpretacji minerałów ciężkich w osadach czwartorzędowych ważne jest określenie ich odporności na wietrzenie (zarówno chemiczne i fizyczne) (Dill, 2007; Komar 2017; Krzyszkowski, 2010).

W niniejszym ośrodku naukowym zastosowano ilościowe analizy minerałów detrytycznych z wykorzystaniem dyfrakcji rentgenowskiej, obrazowanie przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM), analizy w mikroobszarze (EMPA), a także datowanie apatytu U-Pb za pomocą ablacji laserowej sprzężonej ze spektrometrią mas (LA-ICP-MS). Tak dobrana metodologia, zapewniła optymalne zaplecze analityczne dla jakościowej i ilościowej charakterystyki minerałów ciężkich i lekkich z torfowiska, oraz określenia miejsca alimentacyjnego dla badanych faz mineralnych.

Ośrodek naukowy bazował na pięciu próbach piasków wzbogaconych w minerały detrytyczne (głównie ciężkie) ze stanowisk Mizerów oraz Strumień. Cech charakterystyczny badanych osadów była anomalna zawartość minerałów ciężkich, która sięgała 4%. Na podstawie obserwacji w mikroskopie optycznym, SEM, EMPA oraz XRD wyróżniono kilkanaście faz mineralnych, w tym: kwarc, epidot, staurolit, turmalin (drawit i schörl), granat, spinel, polimorfy Al_2SiO_5 (sylimanit, kyjanit, andaluzyt), amfibol (głównie hornblenda), cyrkon, piroksen (np. richteryt, diopsyd), perowskit, topaz, kordieryt, apatyt, monacyt, chromit, ilmenit, illit, chloryt, muskowit, tlenki elaza, siarczek elaza, rutil i syderyt. Z całego inwentarza mineralnego wybrano apatyt i monacyt do oznaczenia wieku. Zostały one wybrane z uzyskanych koncentratów frakcji ciężkiej, które posłużyły do późniejszych badań za pomocą XRD. Nie można było oznaczyć ilościowo apatyty i monacyty metodą dyfrakcji rentgenowskiej. Cyrkon, który występował licznie, reprezentował różnorodne populacje morfologiczne, odzwierciedlające prawdopodobnie odmienne miejsca alimentacyjne. W przypadku tego minerału, ze względu na jego możliwości z zastosowaniem jako geochronometru, oraz ilości populacji morfologicznych, postępowanie analityczne powinno uwzględnić kilkadziesiąt punktów do datowania.

Apatyt w badanym materiale był reprezentowany przez dwie populacje. Pierwszy typ apatyty to wydzielone kryształy lub ich fragmenty. Lokalnie ziarna apatyty wykazywały efekty abrazji, ale w większości przypadków ziarna posiadały ostre krawędzie i dobrze zdefiniowane

ciany kryształów. Ich wielkość waha się od ok. 10 μm do 80 μm. Drugi typ apatyty charakteryzowała siła pokrojem kulistym. Średnica ziaren tego typu wynosiła 40-50 μm. Oba typy użyto do określenia wieku U-Pb oraz charakterystyki dystrybucji REE. Typ pierwszy charakteryzowała siła rozkładem REE typowym dla apatytów wulkanicznych, z widoczną przewagą LREE nad HREE, ich silną frakcjonacją (średnia wartość $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 21,57$) oraz dodatnimi anomaliami Eu (średnia wartość $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,98$). Apatyt (typ 1) ujawnił wiek U-Pb ok. 116 ± 12 Ma (MSDW = 3,1). Datowanie drugiej populacji apatyty nie powiodło się. Jednak efekt chemiczny wskazywał na podstawie zawartości REE, silną frakcjonację (średnia wartość $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 56,47$), silne ujemne anomalie Eu (średnia wartość $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,94$) oraz anomalie Ce (średnia wartość $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,98$).

Drugi minerał wykorzystany do datowania metodą CHIME to monacyt. Ziarna monacytu, o średnicy 100 μm, zostały wcześniej wybrane z koncentratu mineralogicznego. Obserwacje BSE tekstur na wypolerowanych ziarnach wskazywały na ich submikroskopową, wewnętrzną (chemiczną) strefowość. Skład chemiczny pozwolił na zaklasyfikowanie badanego monacytu jako monacytu-(Ce) oraz pozwolił na obliczenie wieku metodą CHIME (Suzuki i Adachi, 1991, 1994; Montel i in., 1996). Wszystkie analizowane punkty ujawniły wiek waryscyjski. Średni wiek dla całej populacji punktów analitycznych wynosi 392 ± 3 mln lat (MSWD = 8,54). Wykorzystując rozkład krzywej Gaussa na histogramach wieku, wyznaczono trzy starsze subpopulacje (466 mln lat, 426 mln lat, 386 mln lat) i dwie młodsze (358 mln lat i 337 mln lat).

Mając na uwadze skład ilociowy i jakościowy minerałów na badanych torfowiskach można wskazać dwa różne obszary źródłowe: Tatry i Sudety. Tatry są przykładem złozonego masywu krystalicznego, składającego się z wielogenowej intruzji granitoidów, częściowo pokrytej jego metamorficznymi powłokami w części zachodniej (np. Gawda i in. 2016, 2018). Osłona metamorficzna tworzy gnejsy, łupki, amfibolity, a lokalnie także eklogity (por. Janák i in. 1996; Gawda i in. 2017, Burda i in. 2021). Masyw ten, podniesiony i ostatecznie ukształtowany w orogenezie alpejskiej (Anczkiewicz i in., 2015), może być źródłem minerałów detrytycznych (ciłkich), które są transportowane i erodowane, głównie za sprawą działania ciłkich rzek rozchodzących się w kierunku północnym i południowym. Wisła i Dunaj to największe rzeki, które transportują ziarna detrytyczne w tej części Karpat. Zespół minerałów detrytycznych, powstały w wyniku wietrzenia skał pochodzących z Tatr (trzon krystaliczny), jest zdominowany przez minerały magmowe, takie jak np. cyrkon, apatyt, szczyki, turmalin. Były one transportowane we wszystkich kierunkach od miejsca alimentacyjnego. Ponieważ osłona metamorficzna znajduje się głównie w części południowej (Tatry Zachodnie),

wszystkie detrytyczne ziarna reprezentowane przez minerały metamorficzne (m.in. kyanit, sillimanit, granat, staurolit, amfibole) są transportowane głównie w kierunku południowym (środkowym).

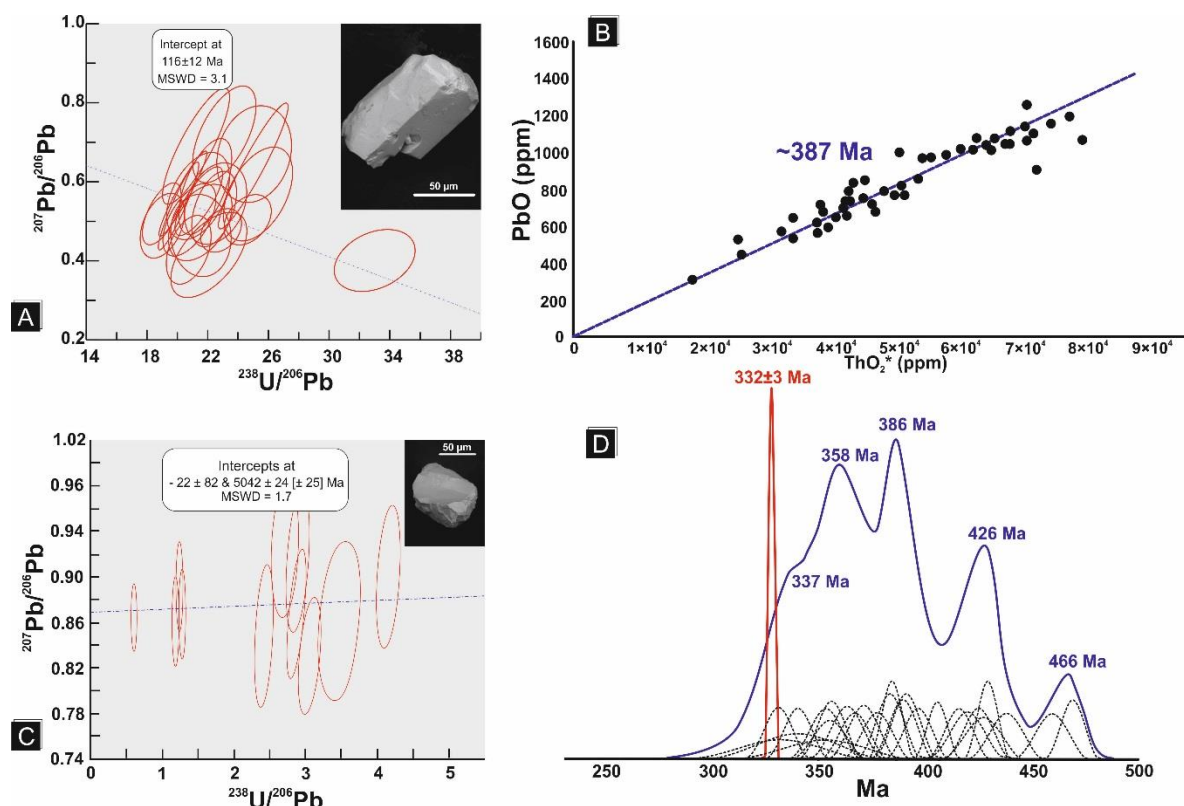


Figura 4. Populacje wiekowe apatyty (a- o wieku ok 120 Ma oraz b- niedaj czego się do datowania) i monacyty (wiek z przedziału 470-330 Ma) z frakcji minerałów detrytycznych z torfów Bramy Morawskiej (Szopa i in., 2020).

Masyw Czeski jest jednym z największych, nieprzerwanie eksponowanych obszarów zbudowanych ze skał krystalicznych orogenezy warwicyjskiej w Europie Centralnej. W Masywie Czeskim można wyróżnić kilka regionów różniących się litologią i wiekiem. Jednym z nich jest jednostka I sko-Morawska, która znajduje się najbliżej względem badanych stanowisk Masywu Czeskiego, jako obszar o budowie relatywnie złożonej pod względem geologicznym, obejmuje liczne typy intruzji granitoidów i jednostki metamorficzne. Najbardziej wysuniętą na wschód jej części jednostki I sko-Morawskiej są Góry Bardzkie, wchodzące w skład Masywu Kłodzko-Złotostockiego (Sudety środkowe). Cały masyw jest różnorodnych minerałach. Warto nadmienić, że w części wschodniej dominują minerały metamorficzne.

Trzecim najbliższym i możliwym obszarem alimentacyjnym dla badanego materiału mogą być skały asocjacji z tzw. cieszyńskiej prowincji magmowej. Skały CPM są odsłonięte między masywem czeskim (Sudety) a masywem tatrzańskim. Subwulkaniczne skały CPM są

umiejscowione w skalach osadowych powstałych w Basenie Śląskim i są unikalne dla Zachodnich Karpat Zewnętrznych. Prowincja magmowa ma szerokość od 15 do 25 km i rozciąga się w kierunku NE na obszarze ponad 100 km od rejonu Hranice na Morawach w Czechach, aż po Cieszyn i Bielsko-Białą w Polsce (Kotlina Śląska). CPA zawiera szeroki gamę skał intruzyjnych (porównaj opis w części dotyczącej ON1).

Mineralizacja jest jednym z najlepszych wskaźników pochodzenia materiału terygenicznego i określenia obszarów alimentacyjnych, zwłaszcza tych osadów, których pierwotne składniki, zwłaszcza te mniej odporne na warunki atmosferyczne, zostały wyeliminowane wcześniej w wyniku procesów np. wietrzenia. Na badanym obszarze najważniejszym czynnikiem determinującym transport minerałów detrytycznych była ewolucja doliny rzecznej. W Bramie Morawskiej i jej terenach przyległych, materiał gromadzony był w obrębie kilku faz transportowych. W początkowym etapie formowania się rzek, zwłaszcza w plejstocenie, główny odpływ zdominowany był przez praOdrę (Wojewoda i in., 1995), która na teren bloku przedsudeckiego wypływała z obecnego obszaru Wyżyny Śląskiej i Sudetów Wschodnich. Meandrując na przedpolu sudeckim, rzeka płynęła w kierunku północno-wschodnim. Jest możliwe, że w tym okresie tereny Sudetów środkowych były drenowane głównie w kierunku E i SE, a tylko niewielka ilość materiału rodkowo-sudeckiego niesiona była przez lokalne rzeki w aluwiach bezpośrednio na blok przedsudecki (tylko w jego wschodniej części).

Główne koryto praOdry w zachodniej części omawianego obszaru zostało przesunięte w kierunku północnym, prawdopodobnie poza linię obecnego koryta Odry. Natomiast na terenie bloku przedsudeckiego, ukłód lokalnych dolin rzecznych wypływających z Sudetów, został zmieniony i rzeki drenowały obszar górski w sposób wybiórczy (Dyjur, 1987; Piwocki, 1965; Walczak, 1954; Wojewoda i in. 1995).

Ewolucja górnego koryta Wisły spowodowała zmiany w transporcie i akumulacji minerałów ciężkich. Sieć hydrograficzna w Kotlinie Raciborsko-Owiścimskiej została całkowicie zmodyfikowana począwszy od pliocenu. (Paleo)działający Odrę/Wisłę, leżąca na obszarze periglacialnym Bramy Krakowskiej, przesuwała się na zachód podczas zlodowaceń (Lewandowski, 2003). Zarówno w pliocenie, jak i eopleistocenie sieć hydrograficzna ulegała modyfikacjom. Główny zbiornik wodny przestał istnieć, tworząc dolinę Odry, która stała się zlewnią dla Kotliny Karpackiej. Liczne modyfikacje drenacji spowodowane transgresjami lodowcowymi prowadziły do zmian w przepływie wody wszystkich rzek karpackich (w kierunku wschodnim). Współcześnie nie istnieją dopływy północnej Wisły (m.in. Pszczyńska, Gostynka) przeszły podobną ewolucję. Opisany obszar

Doliny Owiścimskiej leży na terenie zlodowacenia południowopolskiego (elsteriańskiego), z dwoma epizodami Saalian I (Lindner, 2001). Ochłodzenie klimatu w okresie Dryasa było przyczyną wzrostu akumulacji rzecznej na obszarze Karpat (Lindner, 2001). Widoczne zmiany w rejimie wodnym całej doliny Wisły nastąpiły na pograniczu wistulianu i holocenu. Następnie, coroczne powodzie, związane z roztopami zostały zastąpione bardziej powszechnymi powodzią powstającymi po obfitych opadach deszczu. Wszystkie rzeki zaczęły zmieniać swoje koryta, aby ewoluować w rzeki krótkie (Falkowski, 1967; Lindner, 2001). Starkel (1960, 1977b, 1981, 1983) wskazuje, że zmiany klimatyczne sprzyjały cyklicznym zalewom doliny Górnej Wisły w holocenie.

Podsumowując, ON4 **przedstawia pierwszy, szczegółowy charakterystyk minerałów ciękich z torfów zapadliska przedkarpackiego w Polsce.** Badane minerały ciękie wskazują trzy rodzaje alimentacyjne, które zostały potwierdzone składem mineralnym i uzyskanym wiekiem wybranych faz. **Wskazano obszary rodzowe.** Są to: Masyw Tatr, Masyw Czeski oraz skały związane z pierwotnym Basenem Śląskim. Nie można wykluczyć, że minerały detrytyczne jest związane z obszarami Półwyspu Fennoskandynawskiego, które mogłyby przetransportowane przez lodowce. Charakterystyka morfologii minerałów ciękich wskazuje na ich aluwialne pochodzenie, co z kolei świadczy o ograniczonym lub braku transportu eolicznego. Warto wspomnieć, że liczne ziarna minerałów mają charakterystyczne tekstury związane z rozpuszczaniem, co być może spowodowane długotrwałą stagnacją w środowisku zasobnym w wodę o zmiennym chemizmie. Transport badanego materiału związany był zarówno z rozwojem i ewolucją sieci rzecznej Odry (pra-Odry), jak i Wisły.

Warto nadmienić, że **jest to pierwsze opracowanie mineralogiczne torfów położonych w pobliżu Bramy Morawskiej**, która znajduje się pomiędzy pasmem Karpat (Masyw Tatr) na wschodzie, a Masywem Czeskim (Sudety) na zachodzie. Ponadto, wskazaliśmy wszystkie, geologicznie możliwe rodzaje minerałów detrytycznych. Dominującym miejscem alimentacyjnym są zapewne skały waryscyjskie masywu tatrzańskiego i czeskiego. Warto podkreślić, że wybrany obszar badań nigdy nie był badany pod względem geochemii, a także paleobotaniki.

III.5 Orogeneza kimeryjska czy alpejska? Datowanie U-Pb minerałów w hydrotermalnych z plutonu Sakar w Bułgarii

[ON5] Szopa K., Saccubba A., Gumsley A., Chew D., Petrov P., Gawda A., Zagórska A., Deput E., Gospodinov N., Banasik K., 2020. Two-Stage Late Jurassic to Early Cretaceous Hydrothermal Activity in the Sakar Unit of Southeastern Bulgaria. *Minerals*, 10 (3), 266

Półwysep Bałkański składa się z szeregu przeobrażonych terranów, które powstały głównie w fanerozoiku w wyniku licznych kolizji Gondwany z Baltik, następnie z Laurusją, a w ostatnim etapie proto-Afryki z proto-Europą (Dewey i in. 1973). W południowej Bułgarii wydzieliła się dwa główne masywy: Rodopy oraz Strandžica (Hsü i in., 1977). Na obszar ten składają się skały reprezentowane głównie przez silnie zdeformowane orto- i paragnejsy. Przeobrażony trzon przedwaryscyjski był wielokrotnie intrudowany przez granity waryscyjskie, które powstały w wyniku zderzenia Gondwany i Laurazji podczas tworzenia się Pangei (Carrigan i in. 2005). Później, wydarzenia związane z enigmatycznym epizodem wieku kimeryjskiego poprzedziły główne zderzenie Afryki i Europy podczas orogenezy alpejskiej (np. Engöör i in., 1988). Orogeneza kimeryjska (~ 200-150 Ma; Zanchi i in. 2006 i literatura tam cytowana) wystąpiła głównie na południu i wschodzie Bułgarii. Maksimum zmian tektonicznych związanych z ruchami kimeryjskimi udokumentowano w pasie pomiędzy Turcją a Azjrodoków (Engöör i in., 1988; Carrigan i in. 2005; Zanchi i in. 2006; Wilmsen i in. 2009; Angiolini i in., 2009). W innych miejscach np. w Europie, orogeneza kimeryjska jest jednak trudna do zidentyfikowania, głównie ze względu na późne zmiany związane z obecnością orogenezy alpejskiej (Cattò i in., 2018).

W północno-wschodniej Bułgarii, waryscyjski pluton Sakar intrudował obrabie cokoł krystalicznego wieku przed waryscyjskiego (Bonev i in. 2019), co skutkowało powstaniem licznych deformacji tektonicznych oraz skał metamorficznych, które w przeszłości interpretowano jako efekt działania orogenezy alpejskiej (Gerdjikov 2005). Wiele typów granitoidów należących do plutonu Sakar posiada liczne zmiany hydrotermalne (głównie albityzacja) o nieokreślonym wieku (Kamenov i in., 2010; Pristavova i in. 2019).

W niniejszym oświadczeniu naukowym [ON5], została podjęta próba określenia wieku U-Pb LA-ICPMS apatyty i tytanitu. Materiał badawczy został pobrany z hydrotermalnych typu alpejskiego, gdzie wspomniane minerały osiągnęły znaczne rozmiary i występują na tyle licznie,

e znajduj si w grupie minerałów skałtwórczych. Na podstawie uzyskanych danych mineralogicznych i geochronologicznych udokumentowano po raz pierwszy dwa epizody aktywności hydrotermalnej w plutonie Sakar (masyw Strandja), która uniknęła oddziaływaniu orogenezy alpejskiej.

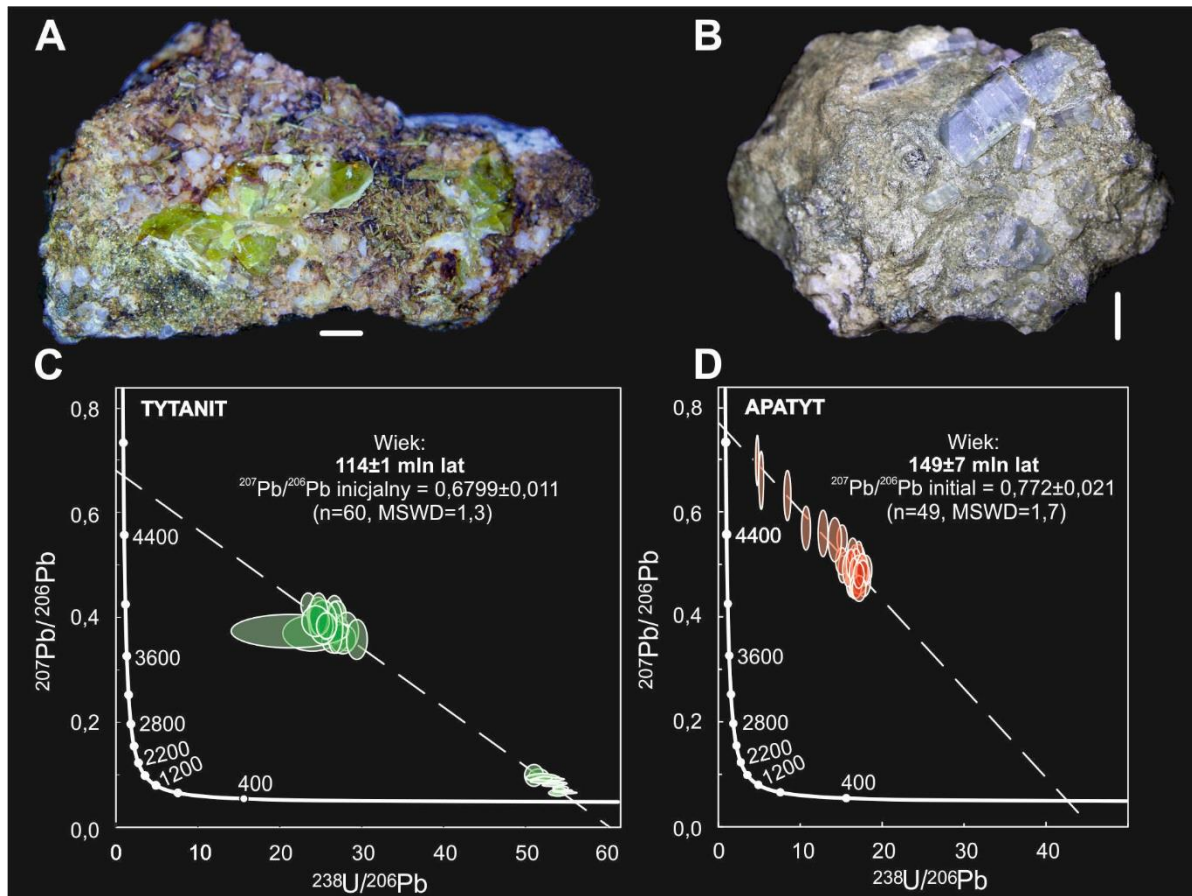


Figura 5. Tytanit i apatyt (wraz z uzyskanymi wiekami U-Pb) z typu alpejskiego z plutonu Sakar w Bułgarii (Szopa i in., 2020b).

Próbki skał do badań pobrano z kamieniołomu Kanarata nieopodal miejscowości Hlyabovo Topolovgrad (dystrykt Haskovo), w północno-wschodniej części plutonu Sakar. Wszystkie badane typy alpejskiego, miały od kilku centymetrów do ok. 1 m długości. Głównymi minerałami skałtwórczymi badanych typów są: albit, aktynolit, chloryt, apatyt i tytanit. Albit składa się z mlecznych do półprzezroczystych kryształów o zawartości cząsteczek anortytowej do 3,5% wag. Aktynolit bogaty w Mg tworzy różne odmiany bladezielonych do ciemnozielonych kryształów i występuje w postaci inkluzji w albitach. Chloryt był reprezentowany przez kryształy o składzie klinochloru-chamozytu-pennitu (klasyfikacja według Bailey (1980)). Błyszki chlorytu częściowo pokrywają albit i aktynolit i zwykle tworzą agregaty o długości do 300 μm. Mając na uwadze skład chemiczny chlorytu

zastosowano szereg geotermometrów (Cathelineau i Nieva (1985), Jowett (1991) oraz Karaniditis et al. (1987)), które ujawniły odpowiednio następujące zakresy temperatur: 298-340 °C, 286-329 °C i 272-300 °C. Apatyt tworzy kryształy w osnoksztalce, o barwie mlecznej do niebieskich, które zwykle były pryzmatyczne, o pokroju heksagonalnym. Sporadycznie odnotowywano również odmiany apatyty w formie płatek. Kryształy apatyty miały do 5-7 cm długości i charakteryzowały się w redukcji wskaźnikiem wydajności do szerokości 4:1. Wszystkie badane kryształy to fluorapatyt i były one homogeniczne pod względem składu chemicznego. Tytanit z tej samej asocjacji tworzy kryształy euhedralne, czysto zbliżone {221}. Kryształy tytanitu są barwy zielonej (od bladej do ciemnej) i sięgają do 2 cm długości. Kryształy tytanitu są homogeniczne pod względem składu chemicznego. Cechą charakterystyczną związaną z występowaniem tytanitu jest fakt, że nie był on przetransportowany przez żadnego towarzyszącego mu minerału. Ponadto, kryształy tytanitu zawierają liczne inkluzje chlorytu. Co więcej, obie fazy (apatyt i tytanit) nie tworzą między sobą przerostów, co *de facto*, byłoby kluczową informacją potrzebną w interpretacji wieku.

Jednorodność i wielkość ziaren apatyty i tytanitu w badanym materiale sprawia, że są one odpowiednie do datowania metodą U-Pb. W przypadku tytanitu uzyskano wiek 114 ± 1 Ma (MSWD = 1,3) i początkowy stosunek $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $0,6799 \pm 0,011$. Apatyt ujawnił wiek starszy 149 ± 7 Ma (MSWD = 1,7) i początkowy stosunek $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $0,772 \pm 0,021$.

Badane kryształy typu alpejskiego wykazują podobieństwo z systemami krystalizacji w skrajnych strefach orogenicznych związanych z procesami górotwórczymi wieku alpejskiego (np. Europa południowa; od rejonu Włoch, Grecji, przez Turcję i dalej, w kierunku Iranu i Chin (np. Mullis, 1988; Mullis i in., 1994; Elmans i in., 2011)). Występowanie omawianych kryształów jest związane z aktywnością hydrotermalną. Współwystępowanie dwóch minerałów o różnym wieku świadczy o dwóch epizodach krystalizacji. Z obliczonej temperatury chlorytu wynika, że najbardziej prawdopodobna temperatura dla aktywności hydrotermalnej wynosiła od 290 do 330 °C.

Marginalne strefy plutonu Sakar ($305\text{-}295$ Ma; (Bonev i in., 2019; Pristavova i in., 2019; Stampfoni i in., 2009) charakteryzują się albityzacją, co zostało udokumentowane przez Kamenov i in. (2010) oraz Pristavova i in. (2019), i co jest zgodne z obserwacjami skał kamieniołomu Kanarata. Uzyskane dane wiekowe, sugerują dwa epizody krystalizacji w Sakarze, albo jeden długotrwały (tj. około 35 Ma) epizod hydrotermalny, który trwa od późnej jury do wczesnej kredy. Mając na uwadze charakter procesu, oraz fakt, że datowano minerały o odmiennych temperaturach zamknięcia układu izotopowego (apatyt ok. 450-550 °C, a tytanit 660-700 °C), raczej wyklucza się

występuje tylko jednego epizodu hydrotermalnego. Co prawda albityzacja w kamieniu łupku Kanarata została udokumentowana przez Pristavova i in. (2019), jednak czas tego procesu nie został określony. Pojawiają się inne dane wiekowe dla zmian wtórnych w jednostce Sakaru z zakresu 144-111 Ma (głównie wieku K-Ar; Lilov, 1990; Skanderov i in., 1995; Skanderov i in., 1986; Boyadjiev & Lilov., 1972; Firsov, 1975; Peytcheva i in., 2016; Stampfli i in., 2001) są zgodne z otrzymanymi w niniejszym osiągnięciu naukowym. Podobny interwał wiekowy (półna jura do wczesnej kredy) jest również udokumentowany we wschodniej części masywu Strandzyskiego, gdzie dwuetapowy proces odkształcania plastycznego i kruchego został odnotowany przez Elmasa i in. (2011), wskazując dwa najbardziej prawdopodobne zakresy wiekowe: 156-143 Ma i 136-119 Ma.

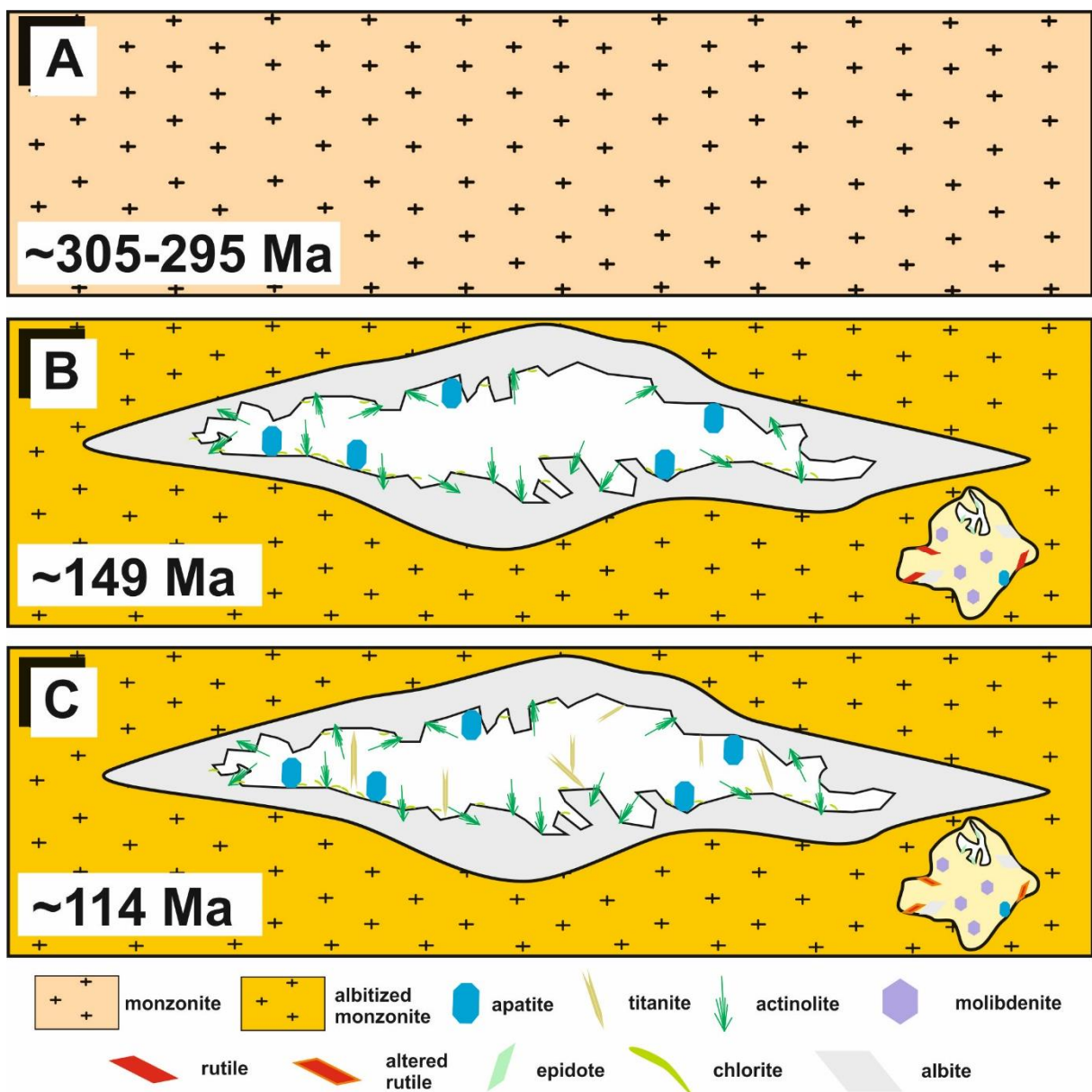


Figura 6. Schemat petrogenetyczny dla plutonu Sakar uwzględniający nowe epizody hydrotermalne scharakteryzowane w ON5.

Przedstawione dane wiekowe są komplementarne z innymi wydarzeniami regionalnymi, takimi jak udokumentowane zmiany hydrotermalne w masywie Rodopów (np. Gawda i in., 2018; Ballato i in., 2008), na północy w Karpatach (np. Gawda i in., 2018; Engör 1979) i na wschód w Turcji i Iranie (np. Okay i in. 2015), które są prawdopodobnie związane z orogenezą kimeryjską (np. Engör, 1979). Warto nadmienić, że orogeneza kimeryjska jest w większym stopniu udokumentowana w Azji środkowej, gdzie w tym czasie tarczy wysp oceanicznych podlegała subdukcji pod Azję przed kolizją z Indiami i tworzeniem się dorzecza Neotetydy (np. Engör, 1979). Ostatnie prace pokazują, że orogenezę kimeryjską rozciąga się znacznie dalej na wschód, w tym do Iranu, Turcji i nawet Bułgarii (np. Engör, 1979; Cattò i in. 1988; Okay i in., 2015).

Kolejnym etapem po orogenezie kimeryjskiej jest orogeneza alpejska, której produkty aktywnie są widoczne m.in. w Pirenejach, Alpach, Karpatach, Baskaniidach, Zagros i Himalajach. Stąd, rozróżnienie produktów działalności orogenezy kimeryjskiej i alpejskiej jest trudne, lub wręcz niemożliwe. Wydaje się, że jednostka Sakaru, podobnie jak w większym masywie Strandly (czyli E), uniknęła zmian związanych z orogenezą alpejską. Choćby to stadia orogenezy kimeryjskiej prawdopodobnie pokrywają się wiekowo z orogenezą alpejską *sensu lato*.

Reasumując, wiek U-Pb w badanym materiale jest interpretowany jako odrębne epizody krystalizacji (149±7 Ma dla apatyty i 114±1 Ma dla tytanitu). Stanowi **one pierwszy dowód na istnienie dwóch etapów** aktywności hydrotermalnej i są **równowiekowe z orogenezą kimeryjską**. Wiek uzyskany w tym badaniu jest zasadniczo zbliżony z innymi danymi dotyczącymi wieku wschodniej części masywu Strandly, gdzie udokumentowano dwa etapy deformacji. ON5 wskazuje brak jakiegokolwiek alpejskiego ładu działalności orogenicznej w zachodniej części masywu Strandly, odróżniając go od sąsiednich Rodopów i Baskaniidów.

III.6 Podsumowanie-główne osiągnięcia badawcze

Moje główne osiągnięcia badawcze dotyczą rozwoju w zakresie aplikacyjnego datowania U-Pb minerałów oraz rozpoznania epizodów (procesów) zmian (pierwotnych i wtórnych) oraz odtwarzania wieku materiału alimentacyjnego w celu rekonstrukcji paleogeograficznych. Do najważniejszych osiągnięć metodologiczno-naukowych zaliczam: **-datowanie apatyty i tytanitu metodą U-Pb metodą LA-ICPMS**. Jest to nowa technika mająca na celu datowanie minerałów najczęściej akcesorycznych o niskiej zawartości uranu,

które również mają wysoką zawartość ołowiu nieradiogenicznego. Metoda ta rozwinęła się niedawno. Jednak dość szybko uległa polepszeniu i modyfikacjom. Stała się wkrótce rutyną przy udokumentowaniu i wprowadzeniu do zastosowania w laboratoriach przez Chew i in. (2014).

Jestem jednym z pierwszych badaczy w Polsce, który zaczął testować i aplikować do rozwiązywania problemów petrogenetycznych różnych skałek

-precyzyjne oznaczenie wieku magmatyzmu (tzw. cieszyńskiego) kredowego w Basenie

I skim. Próby określenia wieku wspomnianych skałek przez ostatnie dwie dekady nie dały ich właściwego wieku. Dobór niewłaściwych minerałów spowodował wskazanie nierealnego interwału czasowego (ok. 35 mln lat) dla relatywnie młodych ciał subwulkanicznych. **Dobór apatyty, jako jedynej fazy nie zmienionej, doprowadził do podania właściwego wieku skałek** tzw. Cieszyńskiej Prowincji Magmowej na 120 mln lat;

-uzyskanie frakcji detrytycznej z wapieni Sztramberskich i wskazanie potencjalnych miejsc alimentacyjnych dla frakcji ciemnej. Wykorzystałem te minerały, które mogłem w jakikolwiek relatywnie szybki i dostępny sposób wydatkować. **Chemiczne datowanie monocyty wskazało główny wiek waryscyjski (ok. 335 mln lat),** który wraz z innymi minerałami znalezionymi w badanej frakcji (m.in. minerały typowe dla skałek metamorficznych) wskazał **Masyw Czeski jako prawdopodobne źródło materiału, które ówczesne nie było erodowane na jednym z grzbietów Basenu Śląskiego;**

-przedstawienie holistycznego i zarazem kompletnego modelu ewolucji krystalicznej części masywu tatrzańskiego. Rekonstrukcja nie miałyby miejsca bez wnikliwej analizy petrologicznej i relacji poszczególnych minerałów akcesorycznych. To osiągnięte było możliwe poprzez rzadkie **datowanie praktycznie wszystkich dostępnych minerałów** (nie noszących cech zmian wtórnych): cyrkon, apatyt i tytanit. Ich temperatura zamknięcia i wzajemna relacja **pozwoleń do rekonstrukcji interwału ewolucji trzonu krystalicznego Tatr od 350 do 135 mln lat;**

-wykorzystanie dwóch minerałów (apatytu i monocyty) do wskazania lokalizacji materiału alimentacyjnego dla frakcji minerałów ciemnych związanych z depozycją aluwialną w obrębie warstw torfów. Studium pokazało **związek ewolucji sieci rzecznej pra-Odry i Wisły z dystrybucją minerałów detrytycznych (głównie należących do frakcji ciemnej);**

-użycie dwóch minerałów (tytanitu i apatyty) pełniących rolę skałotwórczą (co zazwyczaj jest czynnikiem wykluczającym użycie do datowania radiogenicznego) do datowania U-Pb. Badane skały pochodzą z typu alpejskiego znajdujących w plutonie Sankar. **Otrzymałem dwa, różne wieki dla apatyty (ok. 115 mln lat) i tytanitu (ok. 150 mln lat), które nie były odnotowane dla plutonu Sankar.** Ponadto, uzyskane wieki potwierdziły brak zmian

związanych z orogenezą alpejską.

IV.6 Literatura

1. **Anczkiewicz, A.; Daniśko, M.; Rodó, J., 2015.** Multiple low temperature thermochronology constraints on exhumation of the Tatra Mts. New implication for the complex evolution of the Western Carpathians in the Cenozoic. *Tectonics*, 34, 2296-2317, doi:10.1002/2015TC003952.
2. **Angiolini, L.; Jadoul, F.; Leng, M.J., Stephenson, M.H.; Rushton, J.; Chenery S.; Crippa, G., 2009.** How cold were the Early Permian glacial tropics? Testing sea-surface temperature using the oxygen isotope composition of rigorously screened brachiopod shells. *J. Geol. Soc.*, 166, 933-945.
3. **Azambre B., Rossy M., Albarède F. 1992.** Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain). *Eur. J. Mineral.* 4, 813-834.
4. **Bailey, S.W. 1980.** Structures of layer silicates: in *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*. In: Brindley, G.W.; Brown, G. (Eds.): Mineralogical Society, London, , 1-123
5. **Ballato, P.; Nowaczyk, N.R.; Landgraf, A.; Strecker, M.R.; Friedrich, A.; Tabatabaei, S.H., 2008.** Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, northern Iran, 27, *TC6001*.
6. **Bateman, R.M. & Catt, J.A. 2007.** Provenance and palaeoenvironmental interpretation of superficial deposits, with particular reference to post-depositional modification of heavy mineral assemblages. *Dev. Sedimentol.*, 58, 151-188, doi:10.1016/S0070-4571(07)58005-2.
7. **Bonev, N.; Filipov, P.; Raicheva, R.; Moritz, R., 2019.** Timing and tectonic significance of Paleozoic magmatism in the Sakar unit of the Sakar-Strandzha Zone, SE Bulgaria. *Int Geol Rev.*, 61(16), 1957-1979.
8. **Bowes, D.R. & Köler, J., 1993.** Geochemical comparison of the Subvolcanic Appinite Suite of the British Caledonides and the Durbachite Suite of the Central European Hercynides: Evidence for Associated Shoshonitic and granitic magmatism. - *Mineralogy Petrology*, 48, 47-63.
9. **Boyadjiev, S. & Lilov, P., 1972.** On the K-Ar dating of the South Bulgarian granitoids from Srednogorie and Sakar-Strandja Zones. *Proceedings of the Geological Institute*, ser.

- Geochemistry, Mineralogy, Petrography, 26(2), 121-220.
10. **Braun I., Montel J.M., Nicollet C., 1998.** Electron microprobe dating of monazite from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chem Geol*, 146, 65-85.
 11. **Breiter, K., 1994.** Variscan rare metal-bearing granitoids of the Bohemian Massif. In: Seltmann, R., Kämpf, H., Möller, P. (Eds): *Metallogeny of Collisional Orogens*, Czech Geological Survey, Prague, 91-95.
 12. **Brunarska, I. & Anczkiewicz R., 2019.** Geochronology and Sr-Nd-Hf isotope constraints on the petrogenesis of teschenites from the type-locality in the Outer Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 70, 222-240. 10.2478/geoca-2019-0013.
 13. **Burda J., 1995.** Migmatyty górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich. Rozprawa doktorska. Archiwum Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
 14. **Burda J. & Gawda A., 2009.** Shear-influenced partial melting in the Western Tatra metamorphic complex: Geochemistry and geochronology. *Lithos* 110, 373-385. doi:10.1016/j.lithos.2009.01.010
 15. **Burda, J., Gawda, A., Golonka, J., Majka, J., Wiedenbeck, M., Pyka, P., 2015.** Rheic Ocean history imprinted in zircon from metabasite: a case of the Western Tatra Mountains, Poland/Slovakia. *Mineralogia - Spec. Pap.* 44, 30.
 16. **Burda, J., Klötzli, U., Majka, J., Chew, D., Li, Q.-L., Liu, Y., Gawda, A., Wiedenbeck, M., 2021.** Tracing proto-Rheic - Qaidam Ocean vestiges into the Western Tatra Mountains and implications for the Palaeozoic palaeogeography of Central Europe. *Gondwana Research*, 91, 188-204.
 17. **Čadková, Z., Haková, M., Jakeš, P., 1984.** Katalog analýz regionální geochemické sítě. Czech Geological Survey, Prague.
 18. **Carrigan, C.W.; Mukasa, S.B.; Haydoutov, I.; Kolcheva, K., 2005.** Age of Variscan magmatism from the Balkan sector of the orogen, central Bulgaria. *Lithos*, 82(1-2), 125-147; doi:10.1016/j.lithos.2004.12.010.
 19. **Cathelineau, M. & Nieva, D. A., 1985.** chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 235-244.
 20. **Cattò, S.; Cavazza, W.; Zattin, M.; Okay, A.I., 2018.** No significant Alpine tectonic overprint on the Cimmerian Strandja Massif (SE Bulgaria and NW Turkey). *Int. Geol. Rev.*, 60(4), 513-529. doi:10.1080/00206814.2017.1350604
 21. **Chamberlain K.R. & Bowring A.B., 2000.** Apatite-feldspar U-Pb thermochronometer: a reliable, mid-range (~450C), diffusion-controlled system. *Chemical Geology*, 172, 173-

- 200.
22. **Cherniak D.J.**, Watson E.B., Grove M., Harrison T.M., **2004**. Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, 829-840.
 23. **Chew D.**, Petrus J.A., Kamber B.S., 2014. UóPb LAóICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, 363, 1856199.
 24. **Cocherie A.** & Albarede F., **2001**. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 4509-4522.
 25. **Cocherie A.** & Legendre O., **2007**. Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, 93. 288-309.
 26. **Dahl P.S.**, **1997**. A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 3-4, 277-290.
 27. **Deditius A.**, **2004**. Characteristic and isotopic age of the muscovite blastesis from the mylonitic zones in the crystalline rocks of the Western Tatra Mountains. W: :Geologiaö. T. 16. Ed./ ukasz Karwowski, Wydawnictwo Uniwersytetu l skiego.
 28. **Dewey, J.F.** & Burke, K., **1973**. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.*, 81, 683-692.
 29. **Dill, H.G.**, **2007**. Grain morphology of heavy minerals from marine and continental placer deposits, with special reference to Fe-Ti oxides. *Sediment. Geol.*, 198, 1-27, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.11.002.
 30. **Dyjor, S.** **1987**. Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w m6dszym neogenie i eoplejstocenie. In *Problemy M6dszego Neogenu i Eoplejstocenu w Polsce*; Jahn, A., Dyjor, S., Eds.; Ossolineum: Wroc6w, Poland; 85-101.
 31. **Elmas, A.**; Yilmaz, I.; Yigitbas, E.; Ullrich, T., **2011**. A Late Jurassic-Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Massif, NW Turkey. *Int J Earth Sci.*, 100, 1251-1263.
 32. **Falkowski, E.**, **1967**. Ewolucja holoce skiej Wis6 na odcinku Zawichost-Solec i in yniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biul. Inst. Geol.*, 198, 57-142.
 33. **Feldman, M.R.** & Schweitzer E.C., **2009**. Revision of Jurassic Homoloidea De Haan, 1839, from the Ernstbrunn and Tramberk limestones, Austria and the Czech Republic. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie A für Mineralogie und Petrographie, Geologie und Paläontologie, Anthropologie und Prähistorie*, 11, 183-205.
 34. **Firsov, L.**, **1975**. On the age of South-Bulgarian granites in the Rhodopes, Srednogorie and Sakar-Strandja areas. *Geology and Geophysics*, 1, 27-34.
 35. **Förster, H.J.**, **1998**. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals

- in peraluminous granites in the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, part I: the monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *American Mineralogist*, 83, 258-272.
36. **Gaw da A., 2001.** Alaskity Tatr Zachodnich. Zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji w prakontynencie Karpat. Wyd. U ., Katowice 2001.
 37. **Gaw da, A. & Burda, J., 2004.** Evolution of metamorphism and deformation in the crystalline complex of the Tatra Mountains. *Geologia* 16, University of Silesia publishing House, 153-187.
 38. **Gaw da, A., Burda, J., Golonka, J., Klötzli, U., Chew, D., Szopa, K., Wiedenbeck, M., 2017.** The evolution of Eastern Tornquist-Paleoasian Ocean and subsequent continental collisions: a case study from the Western Tatra Mountains, Central Western Carpathians (Poland). *Gondwana Res.* 48, 134-152. doi: 10.1016/j.gr.2017.04.021.
 39. **Gaw da, A., Burda, J., Klötzli, U., Golonka, J., Szopa, K., 2016.** How many ocean floors? Geochemical and geochronological study of amphibolites from the Western Tatra Mountains (Central Western Carpathians). *Minerals, rocks and fluids: alphabet and words of planet Earth - 2nd European Mineralogical Conference Abstract Book*, 629.
 40. **Gaw da A. & Cebulak., 1999.**The origin of graphite in the crystalline basement of the Western Tatra Mts. *Geologica Carpathica*, 50, 4, 295-303.
 41. **Gaw da, A. & Szopa, K., 2011.** The origin of magmatic layering in the High Tatra granite, Central Western Carpathians - implications for the formation of granitoid plutons. *Earth Env. Sci. T. Royal Soc. Edinb.* 103, 129-144. doi: 10.1017/S1755691012010146
 42. **Gaw da, A., Szopa, K., Chew, D., 2014.** LA-ICP-MS U-Pb dating and REE patterns of apatite from the Tatra Mountains, Poland as a monitor of the regional tectonomagmatic activity. *Geochronometria*, 41(4), 306-314. doi: 10.2478/s13386-013-0171-0.
 43. **Gaw da, A.; Szopa, K.; Chew, D.; O'Sullivan, G.J.; Burda, J.; Klötzli, U.; Golonka, J., 2018.** Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses, *Chem. Geol.*, 484, 191-209.
 44. **Gaw da, A., Winchester, J.A., Kozłowski, K., Narbski, W., Holland, G., 2000.** Geochemistry and paleotectonic setting of the amphibolites from the Western Tatra Mountains. *Geol. J.* 35, 69-85.
 45. **Gerdjikov, I., 2005.** Alpine Metamorphism and Granitoid Magmatism in the Strandja Zone: New Data from the Sakar Unit, SE Bulgaria. *Turkish J Earth Sci.*, 14, 167-183.
 46. **Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szyduła A., Paszkowski M., Pécskay Z. & Wójtowicz A. 2003.** Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western

- Carpathians of Poland - constraints from 40K/40Ar ages and biostratigraphy. *Geol. Carpath.* 54, 6, 385-393.
47. **Hagedorn**, E.-M. & Boenigk, W., **2007**. The Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben based on heavy mineral analyses. *Neth. J. Geosci. Geol. En Mijnb.*, 87, 21-32. doi:10.1017/S001677460002401X.
 48. **Harangi SZ.** & **Árva-Sós E.**, **1993**. The Early Cretaceous volcanic rocks in the Mecsek Mts. (South Hungary). *Földtani Közlöni* 123, 129-165.
 49. **Harangi SZ.**, Tonarini S., Vasellio O. & Manetti P., **2003**. Geochemistry and petrogenesis of Early Cretaceous alkaline igneous rocks in Central Europe: implications for a long-lived EAR-type mantle component beneath Europe. *Acta Geol. Hung.* 46, 77-94.
 50. **Hess**, H., Salamon, M.A., Gorzelak, P., **2011**. Late Jurassic-Early Cretaceous (Tithonian-Berriasian) cyrtocrinids from south-eastern Poland. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Abhandlungen*, 260(1), 119-128.
 51. **Hohenegger L.**, **1861**. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien. Gotha, 1-50.
 52. **Hsü**, K.J.; Nachev, I.K.; Vuchev, V.T., **1977**. Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 3-4 ,245-256. doi:10.1016/0040-1951(77)90068-3.
 53. **Janák**, M.; O'Brien, P.J.; Hurai, V.; Reutel, C., **1996**. Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Lithos*, 39, 57-79. doi:10.1016/S0024-4937(96)00019-9.
 54. **Janoušek**, V., Braithwaite, C.J.R., Bowes, D.R., Gerdes, A., **2004**. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. - *Lithos*, 78, 67-99.
 55. **Jelínek**, E. & Dudek, A., **1993**. Geochemistry of subsurface Precambrian plutonic rocks from the Brunovistulian complex in the Bohemian Massif, Czechoslovakia. - *Precambrian Research*, 62, 103-125.
 56. **Jowett**, E., **1991**. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto). Abstract book, 16, A62.
 57. **Kamenov**, B.K.; Vergilov, V.; Dabovski C.; Vergilov I; Ivchinova L., **2010**. The Sakar batholith - petrology, geochemistry and magmatic evolution. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology (Sofia)*, 48, 1-37.
 58. **Khan S.**, **1967**. Prispěvek k litologii krystalických břidlic v Západných tatrách. *Acta Geol.*

- Geogr. Univ. Com., Geologica, 12, 47-59.
59. **Klomínský, J. & Dudek, A., 1978.** The plutonic geology of the Bohemian Massif and in the light of Variscan magmatism and metallogeny. -V stník eského Geologického Ústavu, 49: 149-157.
 60. **Kirkland, C.L., Yakymchuk, C., Hollis, J., Heide-Jørgensen, H., Danišák, M., 2018.** Mesoproterozoic exhumation of the Akia terrane and a common Neoproterozoic tectonothermal history for West Greenland. *Precambrian Res.* 314, 129-144.
 61. **Kohut, M. & Janak, M., 1994.** Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: Field relations and petrogenetic implications. *Geol. Carpath.*, 45(5), 301-311.
 62. **Kołodziej, B., 2015.** Geological context and age of the Třtamberk-type limestones from the Polish Outer Carpathians: an overview. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 276(2), 173-179.
 63. **Komar, P.D., 2017.** The entrainment, transport and sorting of heavy minerals by waves and currents. *Dev. Sedimentol.*, 58, 3-48. doi:10.1016/S0070-4571(07)58001-5.
 64. **Konior K., 1977.** Further comments on the age of teschenites. *Kwart. Geol.* 21, 499-513.
 65. **Kranidiotis, P. & MacLean, W.H., 1987.** Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, 82, 1898-1911.
 66. **Krogstad E.J. & Walker, R.J., 1994.** High closure temperatures of the U-Pb system in large apatites from the Tin Mountain Pegmatite, Black Hills, South Dakota, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58 18 , 3845-3853.
 67. **Krzyszowski, D., 2010.** Stratygrafia, petrografia i paleogeografia glin lodowcowych [Till stratigraphy, petrography and palaeogeography along the northwestern coastal region of Poland]. *Biul. Państwowego Inst. Geol.* 2010, 438, 51-91.
 68. **Ksiąkiewicz, M., 1971a.** On the origin of the Inwałd Limestone (Outer Carpathians Klippes). - *Bulletin Polish Academy of Science, Serie Science geologie, geographie*, 19, 91-99.
 69. **Ksiąkiewicz, M., 1971b.** On the origin of the Cieszyn Limestone in the Carpathian Flysch. - *Bulletin Polish Academy of Science, Serie Science geologie, geographie*, 19, 33-40.
 70. **Lebedev V.A., Sakhano V.G. & Yakusev A.I., 2009.** Late Cenozoic Volcanic Activity in Western Georgia: Evidence from New Isotope Geochronological Data. *Doklady Earth Sciences* 427, 819-825.
 71. **Lewandowski, J., 2003.** Plejstocen glacialny Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej i obszarów siedlisk. In X Konferencja Stratygraficzna Plejstocenu Polski; Rudy, Poland,

- 01-05.09.2003; Hasing, J., Lewandowski, J., Eds.; W&W: Sosnowiec, Poland, 2003; 25-26.
72. **Lewandowski**, M, Aubrecht, R., Krobicki, M., Matyja, B., Reháková, D., Sidorczuk, M., Wierzbowski, A., **2006**. Palaeomagnetism of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): evidence for low-latitude origin and palaeogeographic dispersion of the Upper Jurassic carbonates. *Volumina Jurassica*, 4, 56-58.
 73. **Lindner**, L.; Lamparski, Z.; Madeyska, T.; Marks, L.; Ró ycki, S.T., **1992**. Czwartorz d; Lindner, L., Ed.; Wydawnictwa PAE: Warszawa, Poland, 615-618.
 74. **Liew**, T.C., Finger, F., Höck, V., **1989**. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chemical Geology*, 76, 41-55.
 75. **Lilov**, P., **1990**. Rb-Sr and K-Ar dating of the Sakar granitoid pluton. *Geol. Balc.*, 20(6), 53-60.
 76. **Luci ska-Anczkiewicz** A., Villa I.M., Anczkiewicz R., l czka A., **2002**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. *Geol. Carpathica*. 53, 45-52.
 77. **Marcinkowski**, B.; Mycielska-Dowiga, E., **2013**. Heavy-mineral analysis in Polish investigations of Quaternary deposits: A review. *Geologos*, 19, 5-23. doi:10.2478/logos-2013-0002
 78. **Matýsek**, D., Jirásek, J., Skupien, P., Thomson, S., 2018. The fiermanice sill: new insights into the mineralogy, petrology, age, and origin of the teschenite association rocks in the Western Carpathians, Czech Republic. *International Journal of Earth Sciences*, 107. 10.1007/s00531-018-1614-x.
 79. **Metelkin** D.V., Gordienko I.V. & Xixi Zhao., **2004**. Paleomagnetism of Early Cretaceous volcanic rocks from Transbaikalia: argument for mesozoic strike-slip motions in Central Asian structure. *Russ. Geol. Geophy.* 45, 1404-1417.
 80. **Montel** J.M., **1993**. A model for monazite /melt equilibrium and application to the generation of granitic melts. *Chem. Geol.*, 110 127-146.
 81. **Montel** J.M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provast A., **1996**. Electron microprobe dating of monazites. *Chem. Geol.*, 131, 37-53.
 82. **Morycowa**, E., **2008**. Korallowce Scleractinia z wapieni egzotycznych typu sztramberskiego Polskich Karpat Zewn trznych. - In: KROBICKI, M. (Eds): *Geologia, Utwory prze 6mu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*, Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanis 6wa Staszica w

- Krakowie (AGH), 34(3/1): 129-137; Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne, Kraków.
83. **Moussallam**, Y., Schneider, D.A., Janak, M., Thoni, M., Holm, D.K., **2012**. Heterogeneous extrusion and exhumation of deep-crustal Variscan assembly: Geochronology of the Western Tatra Mountains, northern Slovakia. *Lithos* 144-145, 88-10; doi: 10.1016/j.lithos.2012.03.025.
 84. **Mullis**, J., **1988**. Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*; Frey, M., Ed.; Blackie: London, UK, 162-199.
 85. **Mullis**, J.; Dubessy, J.; Poty, B.; O'Neil, J., **1994**. Fluid regimes during late stages of a continental collision: Physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 58, 2239-2267.
 86. **Nabelek**, P.I., **1997**. Quartz-sillimanite leucosomes in the high-grade schists, Black hills, South Dakota: a perspective on the mobility of Al in high-grade metamorphic rocks. *Geology*, 25(11), 995-998.
 87. **Narbski**, W., **1990**. Early rifts in the evolution of western part of the Carpathians; geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. *Geologica Carpathica*, 41, 521-528.
 88. **Newton**, R.C. & Manning, C.E., **2008**. Solubility of corundum in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - $NaCl$ at 800C and 10 kbar. *Chemical Geology*, 249(3-4), 250-261.
 89. **Okay**, A.I.; Altiner, D.; Kiliç, A.M., **2015**. Triassic limestone, turbidites and serpentinite-the Cimmeride orogeny in the Central Pontides. *Geol. Mag.*, 152, 460-479.
 90. **Olszewska** B. & Wiczeorek J., **2001**. Jura sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 52, 217-228.
 91. **Parrish**, R. R. ; Noble, Stephen R., **2003**. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution δ Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 183-213.
 92. **Pawlica** W., **1918**. Garbchowskie skały wapienno-krzemianowe. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego*, 13, 107-130.
 93. **Peszat**, C., **1959**. Silification of Cieszyn Limestones at Leszna Górna near Cieszyn (Western Carpathians). *Geological Quarterly*, 3(4), 965-975.
 94. **Peszat**, C., **1967**. The lithological development and conditions of sedimentation of The Cieszyn Limestones. - *Prace Geologiczne PAN*, 44, 1-111.
 95. **Peytcheva**, I., Georgiev, S.; von Quadt, A., **2016**. U/Pb ID-TIMS dating of zircons from

- the Sakar-Strandzha Zone: New data and old questions about the Variscan orogeny in SE Europe. In Proceedings of Annual Conference of the Bulgaria Geological Society –Geosciences 2016; Publisher: Bulgarian Geological Society, Sofia, Bulgaria, 71-72.
96. **Piwocki, M., 1965.** Utwory trzeciorz dowe w okolicach Nysy. *Kwart. Geol.*, 9, 183-192.
 97. **Pristavova, S.; Tzankova, N.; Gospodinov N.; Filipov, P., 2019.** Petrological study of metasomatic altered granitoids from Kanarata deposit, Sakar Mountain, southeastern Bulgaria. *Journal of Mining and Geological Sciences (Sofia)*, 62(1), 53-61.
 98. **Pyka, P., Szopa, K., Gaw da, A., 2013.** Megacrysts of kyanite from Baranec Mt., Western Tatra Mountains, Slovakia. *Mineralogia*, 44(1-2), 35-41.
 99. **Pyle J.M., Spear F.S., Wark D.A., Daniel C.G., Storm L.C., 2005.** Contributions to precision and accuracy of monazite microprobe ages. *American Mineralogist*, 90, 547-577.
 100. **Rabowski F., 1938.** Uwagi tycz ce si tektoniki trzonu krystalicznego tatr. *Pa st. Inst. Geol., Biul.*, 4: 1-10.
 101. **Racinowski, R., 2010.** Niektóre problemy interpretacji wyników analiz mineralogicznych w badaniach osadów czwartorz dowych. *Przeł d Geol.*, 48, 354-359.
 102. **Salamon, M.A. & Trz siok, D., 2015.** The Tramberk-type limestones from Poland - Preface. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 276 147-149.
 103. **Sattran, V. & Klomínský, J., 1970.** Petrometallogenetic series of igneous rocks and endogeneous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. *Sborník Geologický V d, Loffisková Geologie-Mineralogie*, 12, 65-154.
 104. **Schaltegger, U.; Schmitt, A.K.; Horstwood, M.S.A., 2015.** UóThóPb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology* 402, 89-110.
 105. **Scherrer, N.C., Engi, M., Gnos, E., Jakob, V., Liechti, A., 2000.** Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80 (2), 93-105.
 106. **Schneider, S., Harzhauser, M., Kroh, A., Lukeneder, A., Zuchin, M., 2013.** Ernstbrunn Limestone and Klentnice beds (Kimmeridgian-Berriasian; Waschberg-fidánice Unit; NE Austria and SE Czech Republic): state of the art and bibliography. -*Bulletin of Geosciences*, 88(1), 105-130.
 107. **Schoene B. & Bowring, S.A., 2006.** U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the Ar-40/Ar-39 standard MMhb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 5, 615-630.
 108. **engör, A.M.C., 1979.** Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its

- implications. *Nature*, 279, 590-593
109. **engör**, A.M.C.; Altner, D.; Cin, A.; Ustaömer, T.; Hsü, K.J., **1988**. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. Geological Society, London, Special Publications, 27(1), 119-181; doi:10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09
 110. **Spi-iak** J., Pla-ienka D., Bucová J., Miku-T., Uher P., **2011**. Petrology and palaeotectonic setting of Cretaceous alkaline basaltic volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Quart.* 55, 27-48.
 111. **Stampfli**, G.; Mosar, J.; Favre, P.; Pillevuit, A.; Vannay, J.-C., **2001**. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/EastMediterranean connection. In *PeriTethys memoir 6: Peritethyan rift/wrench basins and passive margins*. Ziegler, P.; Cavazza, W.; Robertson, A.; Crasquinsoleau, S. IGCP 369. Mémoires du Museum Nationale d'Histoire Naturelle., 186, 51-108.
 112. **Starkel**, L., **1960**. Rozwój rze by Polskich Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr. Ig Pan*, 22, 239.
 113. **Starkel**, L., **1977**. Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys. *Studia Geomorphol. Carpatho-Balc.*, 11, 33-51.
 114. **Starkel**, L., **1981**. Stan bada nad histori doliny Wisy w pó nym glacie i holocenie. *Przeł d Geogr.*, 53, 3-16.
 115. **Starkel**, L., **1983**. The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years. In *Background to Palaeohydrology*; Gregory, K.J., Wiley, J., Eds.; Chichester, J. Wiley and Sons: Chichester, UK, 213-234.
 116. **Steiger**, R.H. & Jager, E., **1977**. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359-362.
 117. **Storetvedt** K.M., Márton E., Abranches M.C., Rother K., **1999**. Alpine remagnetization and tectonic rotations in the French Pyrenees. *Geol. Rundsch.* 87, 658-674.
 118. **Stupak** F.M. & Travina A.V., **2004**. The age of late mesozoic volcanogenic rocks of Northern Transbaikalia (estimated by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method). *Russ. Geol. Geophys.* 45, 280-284.
 119. **Suzuki** K. & Adachi M., **1991**. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tshubansowa paragneiss in the South Kitakami terrane, northeast Japan revealed by chemical Th-U-total Pb isochrone ages from monazite, zircon, and xenotime. *Geochem. J.* 25, 357-376.
 120. **Suzuki** K. & Adachi M., **1994**. The chemical Th-U-total P isochron ages of zircon and

- monazite from the Gray Granite of Hida terrane, Japan. *J Earth Sci., Nagoya Univ.*, 38, 11-37.
121. **Svobodová, M.,** TMVábenická, L., Skupien, P., Hradecká, L., **2011.** Biostratigraphy and paleoecology of the Lower Cretaceous sediments in the Outer Western Carpathians (Silesian Unit, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 62(4), 309-332.
 122. **Sylvester J., 2001.** Laser-ablation-ICPMS in the earth sciences: principles and applications. Mineralogical Association of Canada, Special Paper.
 123. **Szopa K.,** Brachaniec T., Krzykawski T., **2015.** Preliminary EMPA and XRD investigation on detrital minerals from the TMTramberk Limestone in the Czech Republic. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 276 (2), 201-212.
 124. **Szopa K.,** Sa^Łci ska A., Gumsley A., Chew D., Petrov P., Gaw da A., Zagórska A., Deput E., Gospodinov N., Banasik K., **2020.** Two-Stage Late Jurassic to Early Cretaceous Hydrothermal Activity in the Sakar Unit of Southeastern Bulgaria. *Minerals*, 10 (3), 266
 125. **Szopa K.,** Skreczko S., Chew D., Krzykawski T., Szymczyk A., **2020.** Multi-Tool (LA-ICPMS, EMPA and XRD) Investigation on Heavy Minerals from Selected Holocene Peat-Bog Deposits from the Upper Vistula River Valley, Poland. *Minerals*, 10 (1), 9.
 126. **Szopa, K.,** W^Łdyka, R. & Chew, D., **2014.** LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (southern Poland). *Geologica Carpathica*, 65(4), 273-284.
 127. **Walczak, W., 1954.** Pradolina Nysy i Plejstoce skie Zmiany Hydrograficzne Przedpolu Sudetów Wschodnich; *Prace Geograficzne 2*, PWN: Warszawa, Poland.
 128. **Watson E.B.,** Harrison T.M. & Ryerson F.J., **1985.** Diffusion of Sm, Sr, and Pb in fluorapatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 8, 1813-1823.
 129. **Williams M.,** Jercinovic M.J., Terry M., **1997.** Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, 27, 1023-1026.
 130. **Williams M.L. & Jercinovic M.J., 2002.** Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis. *J Struct Geol*, 24, 1013-1028.
 131. **Wilmsen, M.;** Fürsich, F.T.; Seyed Emami, K.; Majidifard, M.R.; Taheri, J., **2009.** The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21, 211-218. doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00876.x
 132. **W^Łdyka R., 2010.** The evolution of mineral composition of the Cieszyn magma province rocks. *Wydawnictwo Uniwersytetu łskiego*, 1-232.
 133. **Wojewoda, J.;** Migo , P.; Krzyszkowski, D. **1995.** Rozwój rze by i rodowisk

sedymencie w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze rowkowej części bloku przedsudeckiego: Wybrane aspekty. In Geologia i Ochrona środowiska Bloku Przedsudeckiego; Przewodnik LXVI Zjazdu PTG: Wrocław, Poland, 315-331.

134. **Woronko, B.**; Rychel, J.; Karasiewicz, M.T.; Ber, A.; Krzywicki, T.; Marks, L.; Pochocka-Szwarc, K., **2013**. Heavy and light minerals as a tool for reconstruction of depositional environments: An example from the Jałowiec site (northern Podlasie region, NE Poland). *Geologos*, 19, 47-66. doi:10.2478/logos-2013-0004.
135. **Yang, D.**; Yu, G.; Xie, Y.; Zhan, D.; Li, Z., **2000**. Sedimentary records of large Holocene floods from the middle reaches of the Yellow River, China. *Geomorphology*, 33, 73-88, doi:10.1016/S0169-555X(99)00111-7.
136. **Zanchi A.**; Berra F.; Mattei M.; Ghassemi M.R.; Sabouri J., **2006**. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *J. Struct. Geol.*, 28, 2023-2037. doi:10.1016/j.jsg.2006.06.020.

5. Informacja o wykazywaniu się istotnie aktywności naukowej albo artystycznej realizowanej w którejś z uczelni, instytucji naukowej lub instytucji kultury, w szczególności zagranicznej.

Nie dotyczy.

6. Informacja o osiągnięciach dydaktycznych, organizacyjnych oraz popularyzujących nauki lub sztuki.

a) **Osiągnięcia dydaktyczne:**

Wypromowanie 2 doktorów (jako promotor pomocniczy):

- 1) **Tomasz Brachaniec** (data obrony: 9 maja 2017): *Paraautochtoniczne polskie tektyty - charakterystyka geochemiczna i ich dystrybucja w osadach neogenu południowo-zachodniej Polski*
- 2) **Rafał Warchulski** (data obrony: 14 listopada 2017): *Studium geochemiczno-mineralogiczne szlaków hutniczych Zn-Pb Górnego Łąka*

Wypromowanie 3 licencjatów

- 1) **Krzysztof Brom** (data obrony: 30 września 2015): *Zdolność do bioakumulacji metali ciężkich w wybranych muszlach męskich.*

- 2) **Anna Wieczorek** (data obrony: 19 września 2016): *Redukcja wybranych nutrientów środowisk wodnych za pomocą bentonitu wzbogaconego w jony lantanu.*
- 3) **Katarzyna Musialik** (data obrony: 24 października 2016): *Charakterystyka strukturalna muszli kopalnych ramienionogów na wybranych gatunkach z Ogródzieca.*

Wypromowanie 2 inżynierów

- 1) **Kamil Linnert** (data obrony: 16 kwietnia 2021): *Mineralogia lekkiego kruszywa spiekanego LSA w aspekcie reaktywności z innymi składnikami betonu czy zaprawy*
- 2) **Monika Dizubek** (data obrony: 2 marca 2021): *Mineralogia cementów z wybranych obiektów historycznych okolic Cz. Stochowy, a ich właściwości wiążące i spajające*

Byłem recenzentem **14 prac dyplomowych** w latach 2013-2021. Jestem autorem i prowadzącym **trzy nowe przedmioty akademickie w języku angielskim**. Dwa z nich – *Petrology of sedimentary rocks* oraz *Contemporary trends in Earth Sciences* – skierowane dla studentów studiów magisterskich uzupełniających, a trzeci (*An introduction to Earth Sciences*) jest realizowany ze studentami odbywającymi zajęcia w ramach projektu Narodowej Agencji Wymiany Akademickiej.

- b) **Osiągnięcia organizacyjne**: organizacja 9 konferencji o zasięgu międzynarodowym; organizacja wieczoru z geologii na Uniwersytecie Śląskim w Katowicach. Najważniejsze i zarazem najbardziej prestiżowe konferencje o zasięgu międzynarodowym, które współorganizowałem to:

- **The 65 Annual Meeting Of ICCP, The 30 Annual Meeting Of TSOP, Sosnowiec, 25.08-4.09.2013, Polska**
- **PEG2015 7th International Symposium On Granitic Pegmatites, Książ, 17-21.06 2015, Polska**
- **EMC2021 (European Mineralogical Conference), 29.08-02.09.2021, Kraków, Polska (w trakcie organizacji);**

Szczególne informacje na temat organizacji konferencji naukowych znajdują się w załączniku 4.

- c) **Osiągnięcia popularyzujące naukę**: od ponad 10 lat prowadzę warsztaty i prelekcje dla młodzieży szkolnej (szkoły podstawowe oraz średnie) organizowane z inicjatywy Instytutu Nauk o Ziemi (wcześniej Wydziału Nauk o Ziemi) oraz **Muzeum Wydziału**

Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach (obecnie Muzeum Nauk o Ziemi).
Moja współpraca z Muzeum zaowocowała wydaniem albumów promującego Muzeum
w języku polskim i angielskim.

Szopa Krzysztof, Skreczko Sylwia, Brom Krzysztof R., (2016), Muzeum Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, album, Sosnowiec 2016, ss. 116. ISBN 978839340053.
Szopa Krzysztof, Skreczko Sylwia, (2018), Faculty of Earth Sciences Museum, University of Silesia in Katowice, album, Sosnowiec 2018, ss. 108. ISBN 978-83-948694-1-0.

Współpraca z Muzeum Nauk o Ziemi UŚ pod postacią warsztatów na bazie doświadczeń chemicznych skierowanych do młodzieży szkolnej zaowocowała wydaniem podręcznika zawierającego spis eksperymentów, które mogą być wykorzystywane w lekcjach pokazowych przez nauczycieli.

Szopa Krzysztof, (2011) Chemia kolorowa. Zbiór doświadczeń chemicznych przeznaczony dla lekcji pokazowych. Wydawnictwo B&K Studio, Sosnowiec 2011. ss, 102. ISBN 978-83-934005-0-8

Ponadto, brałem czynny udział w **Śląskim Festiwalu Nauki** (2016, 2017, 2018, 2019, 2020). Od roku 2017 współpracuję z ośrodkiem GEOsfer w Jaworznie organizując warsztaty, pokazy i prelekcje na szeroko rozumiane tematy związane z naukami o Ziemi. Działania popularyzatorskie w tym ośrodku spowodowały, że stałem się jej członkiem Rady Programowej.

W ramach osi programowej popularyzatorsko-edukacyjnej byłem współpracą ze Stowarzyszeniem Czyste Gliwice w latach 2018-2020. Na potrzeby walki z zanieczyszczeniem powietrza stworzyłem autorski projekt zajęć dedykowanych uczniom szkół podstawowych i średnich o tytule: *„Nawet smoki boją się smogu”*. Program objął miasto Gliwice i przyczynił się do wprowadzenia do programu nauczania w wielu szkołach elementów związanych z walką ze smogiem.

Popularyzatorski charakter przejawia się także w otrzymaniu licznych nagród takich jak: **grand prix Geologia w obiektywie 2018** i zajęcie II miejsca w **2019**, organizowanym przez **Ministerstwo Środowiska**, wyróżnienie w konkursie **6. Biennale Fotograficznego** Uniwersytetu Śląskiego *"Nauka - niemożliwe możliwym"*.

7. Oprócz kwestii wymienionych w pkt. 1-6, wnioskodawca może podać inne informacje, ważne z jego punktu widzenia, dotyczące jego kariery zawodowej.

Aktywność naukowa Kandydata została wielokrotnie doceniona poprzez otrzymanie wielu wyróżnień i nagród. Do najważniejszych należą:

2020: Nagroda JM Rektora U za działalność naukową w 2019 r.

2019: Nagroda JM Rektora U za działalność naukową w 2018 r.

2019: Otrzymanie Srebrnej Odznaki Zasługi dla Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach

2018: Stypendium Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyśszego dla Wybitnych Młodych Naukowców

2018: Nagroda JM Rektora U za działalność naukową w 2017 r.

2017: GEOLOGIA 2019 wyróżnienie *Ministerstwa Rodowiska* w kategorii młody naukowiec

2017: Nagroda JM Rektora U za działalność naukową w 2016 r.

2016: Nagroda JM Rektora U za działalność naukową w 2015 r.

2015: *Pro terrarum cognitione* nagroda naukowa **KNOW** 2014.

2015: Nagroda JM Rektora U za działalność naukową w 2014 r.

2013: Nagroda za najlepszą rozprawę doktorską przyznana przez **Polskie Towarzystwo Mineralogiczne**

Jestem także autorem szaty graficznej dla czasopisma naukowego *Acta Societatis Meteoriticae Polonorum*, w którym również pełnię rolę konsultanta języka angielskiego i recenzenta.

í í í í í ..í í ..í í í í í í í .

(podpis wnioskodawcy)