

9. Badania geochronologiczne

9.1 Wprowadzenie

Wulkaniczne skały wieku kenozoicznego spotykane są powszechnie w Europie centralnej, odsłaniając się w wielu miejscach Francji, Niemiec, Czech, Węgier i Polski (Fig. 9.1.1; por. np. Ziegler, 1995; Solecki, 2011;). Najbardziej wschodnią część tak zwanej środkowoeuropejskiej prowincji magmowej (Wimmenauer, 1974) tworzy kenozoiczny alkaliczny magmatyzm Masywu Czeskiego i jego północnego przedpola. Pola wulkaniczne generalnie są tutaj rozmieszczone w podłożu litosferycznym terranów, które przeszły zdarzenia tektonotermiczne 300 – 400 mln lat temu, w czasie orogenezy waryscyjskiej i które mają zwykle wyższy strumień ciepły i cieńszą litosferę niż otaczające je obszary. W eoceńskiej reaktywacji systemu permsko-karbońskich nieciągłości na tym obszarze, zasadnicze znaczenie miało nałożenie tektonicznych pól naprężeń wynikających z kolizji Iberii z resztą Europy (Kley i Voigt, 2008) oraz transmitowanych z frontu kolizji alpejskiej (; Jarosiński i in., 2009). W skali regionalnej widoczna jest ścisła korelacja pomiędzy czasem aktywności magmowej na północnym przedpolu Alp a zmianami regionalnego stresu tektonicznego (Wilson i Downes, 2004). Kierunek maksymalnego poziomego stresu w zachodniej i centralnej Europie rotował z NNE-SSW do NNW-SSE w ciągu późnego eocenu – wczesnego oligocenu, a w późnym oligocenie znalazł się na osi NW-SE (Schreiber i Rotsch, 1998). Dotychczasowe badania wskazują, że pasywna litosferyczna ekstensja nie była jedynym czynnikiem warunkującym generację i migrację magmy. Zmiany w orientacji regionalnego pola naprężeń tektonicznych odgrywały istotną rolę przy otwieraniu dróg migracji magmy po jej oderwaniu od płaszczka (Wilson i Downes, 2004; Ulrych i in., 2011).

Aktywność magmowa w całej centralno-europejskiej prowincji magmowej była powiązana z występowaniem systemu ryftowego o rozciągłości około 1100 km. Tradycyjnie łączono ją z pióropuszcami płaszczka (Wilson i Downes, 1991). Dane geofizyczne nie zawsze wspierają ten model. Stąd opracowano jego modyfikację rozciągający definicję diapira do lokalnych, pasywnych wzniesień częściowo roztopionego górnego płaszczka, które nie muszą manifestować się anomaliami termicznymi. Nazwaną ją modelem „gorących palców” (ang. *hot fingers*) (Wilson i Patterson, 2001).

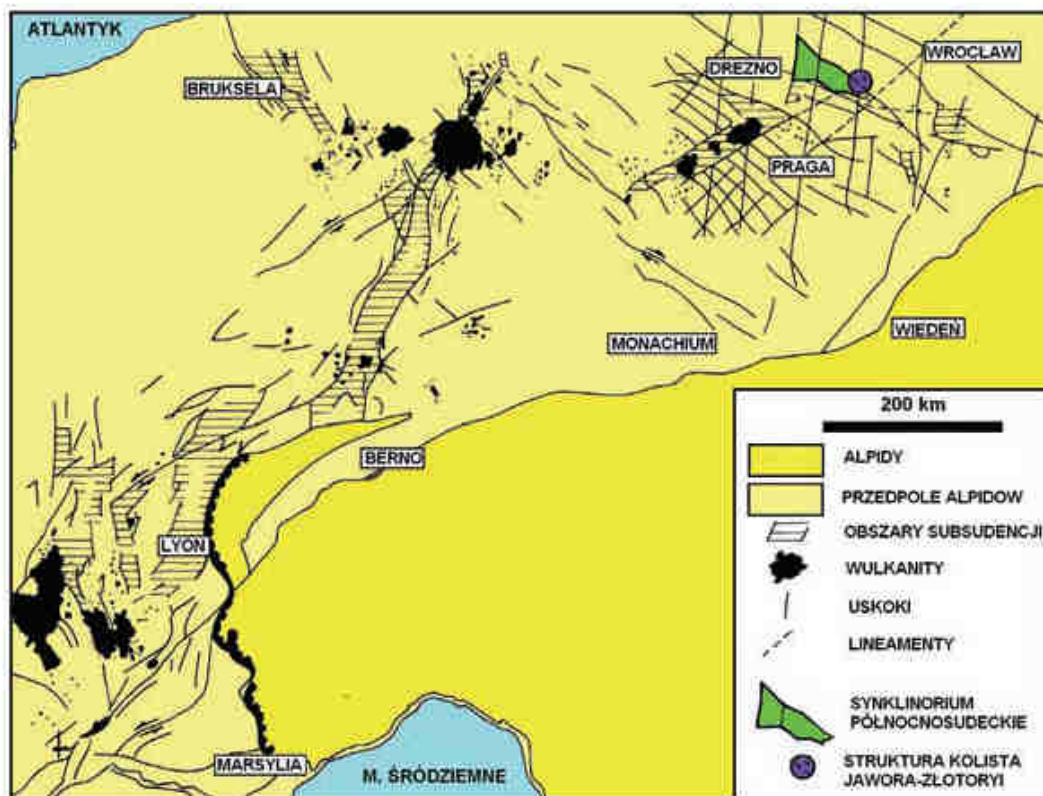


Fig. 9.1.1. Pozycja synklinorium północnosudeckiego na tle przedpola Alpidów (wg. Ziegler et. al. 1995 zmodyfikowane w: Solecki 2011).

Wysokorozdzielcza tomografia sejsmiczna wskazuje na przestrzenną, pozytywną korelację między występowaniem kenozoicznego wulkanizmu w centralnej części Europy, a zmniejszeniem grubości litosfery (Meier i in., 2016). Z cieńszą litosferą związane są także pionowe ruchy wznoszące podłoża skalnego i powstawanie ryftów intrakontynentalnych. Liczne obszary kenozoicznego wulkanizmu śródpłytowego rozciągają się pomiędzy górami Eifel a Dolnym Śląskiem, mniej więcej równoległe do frontu orogenu alpejskiego. Niektórzy autorzy wiążą występowania kenozoicznego pasa wulkanizmu bazaltowego na przedpolu alpidów ze strefą głęboko pogrążonej w wyniku alpejskiej subdukcji litosfery oceanicznej (Piromallo i in., 2001) a intensywność magmatyzmu z fazami podnoszenia się i obocznego rozprzestrzeniania islandzkiego pióropusza płaszcza (Wilson i Patterson, 2001). Różny dla różnych obszarów jest czas zakończenia głównych faz aktywności wulkanicznej. Dla Dolnego Śląska, opierając się na wynikach datowań K-Ar, przyjmuje się zamknięcie głównego etapu około 21 mln. lat temu (Badura i in., 2005). Ten sam czas przyjmowany jest dla Łużyc (Buchner i in., 2015), strefy Łaby (Ulrych i in., 2008), strefy uskoku Vogtland – Mariańskie Łącznie (Haase i Reno, 2008), a także Westerwaldu (Haase i in., 2004). Nieco młodszy wiek (19 mln. lat) przyjmuje się dla górnego Palatynatu (Rohrmüller i in., 2005). Tylko na obszarze Wysokiego Eiflu wiek ten jest wyraźnie starszy, gdyż wynosi 35 mln. lat

(Fekiacowa i in., 2007). Na wielu mniejszych polach wulkanicznych Niemiec, a także we wschodnich Morawach wygaszenie głównej fazy kenozoicznej aktywności wulkanicznej miało miejsce 11 – 18 mln lat temu. Na całym obszarze kenozoicznej prowincji wulkanicznej centralnej Europy pojedyncze ciała magmowe bywają znacznie młodsze, o wieku nie przekraczającym nawet 100 tys. lat (zachodni i wschodni Eifel; Jung i in., 2012).

Na masywie Bohemii wyróżniono trzy główne fazy magmatyzmu kenozoicznego, które powiązano z charakterystyką geochemiczną i mineralogiczną skał wulkanicznych, a także z etapami zmian orientacji stresu tektonicznego (Ulrych i in., 2011). W kolejności są to:

- okres przedryftowy (79 - 49 mln. lat) z kompresyjnym polem naprężeń (zob. też Cacace i in., 2009),
- okres synryftowy (42 – 16 mln. lat) z tensyjnym polem naprężeń (np. Birkenmajer i in., 1977),
- okres poryftowy (16 – 0,26 mln. lat) z trzema epizodami i zmiennymi polami naprężeń (16 – 6 mln lat, naprężenia kompresyjne; 6 – 0.9 mln. lat, naprężenia tensyjne; 0.9 – 0.26 mln. lat, naprężenia kompresyjne (np. Birkenmajer i in., 1977)

Najbardziej intensywny wulkanizm występował tam w okresie synryftowym. W tym czasie zaczęły powstawać rowy tektoniczne w systemie zorientowanej N-S tensji (34 -24 mln. lat). Ich aktywność kończyła się już w warunkach naprężeń tensyjnych zorientowanych NW-SE (Adamovic i Coubal, 1999; Rajchl i in., 2009).

W Polsce południowo-zachodniej znajdują się krańcowe fragmenty dwóch walnych, waryscyjskich szwów tektonicznych o przebiegu SW – NE, tj. szwu Oceanu Reik i szwu saksoturyńsko-moldanubskiego. Szwy te kończą się na linii tektonicznej Łaby o przebiegu NW - SE, której częścią jest najprawdopodobniej strefa tektoniczna Odry. Między szwami waryscyjskimi wyróżniono pas astenosferyczny centralnej Europy (Meier i in., 2016), w którym się znajdują prawie wszystkie pola aktywności bazaltowej, z główną fazą wygasającą około 20 mln. lat temu. Należy podkreślić jednak, że największy stopień redukcji grubości skorupy ziemskiej, któremu towarzyszą najmłodsze zjawiska wulkaniczne, występuje na północ od tej strefy (m. in. góry Eifel), a także na południowy – wschód od niej, w pobliżu frontu deformacji alpejskich (Meier i in., 2016).

W zachodniej części Sudetów obszary występowania bazaltów związane są z rowem Ohře (Egeru) – dużą, młodą ekstensyjną strukturą tektoniczną, w NW części masywu czeskiego. Te i inne kenozoiczne wulkanity z rejonu Opola i Łądka Zdroju były przedmiotem datowań izotopowych metoda K-Ar (Birkenmajer i in., 2002a,b, 2004, Badura i in., 2005). W

pracach Birkenmajera i in. część dat K-Ar weryfikowano za pomocą polarności magnetycznej badanych próbek, dowiązywanej do globalnej skali zmian polarności pola geomagnetycznego w funkcji czasu. Większość przypadków prób takiej korelacji zakończyła się negatywnie tj. polarności magnetyczne na skali globalnej w miejscach o wieku K-Ar danej próbki nie odpowiadały polarnościami pozyskanym z niej. Oznacza to, że daty uzyskane metodą K-Ar nie odpowiadają rzeczywistemu czasowi powstawania intruzji. Tym niemniej cały ich dotychczasowy zbiór w większości lokuje się pomiędzy trzydziestoma paroma a dwudziestoma milionami lat. Nie upoważnia on jednak do wyróżnienia dwóch faz wulkanizmu w tym okresie (21-24.5 oraz 31.3-33.7 mln. lat), tak jak to uczynili Birkenmajer i Pecskey (2002) oraz Birkenmajer i in. (2002a,b, 2004). Starsze od oligocenu wieki K-Ar bazaltów (44,1 +/-7,7 mln. lat; 58,7 +/-5,9 mln. lat; 38,27 +/-1,55 mln. lat) nie są wiarygodne, na co wskazali również autorzy tych oznaczeń (Badura i in., 2005).

9.2 Materiał badawczy

Próbki kenozoicznych bazaltoidów zostały pobrane z całego obszaru Sudetów od Opolna Zdroju do Ligoty Tułowieckiej. Do opróbowania i dalszych szczegółowych badań wytypowano 23 najbardziej reprezentatywne i kluczowe odsłonięcia, w tym też czynne kamieniołomy i nieczynne wyrobiska. Na potrzeby realizacji projektu wyodrębniono pięć rejonów:

- Opolna – Zgorzelca (odsłonięcia: Opolno Zdrój - MST-5; Sulików - MST-6)
- środkowa część bloku przedsudeckiego (odsłonięcia: Rębiszów – MST-4; Góra Kamienista MST-3; Góra Skowron – MST-2; Bazaltowa Góra - MST-1; Żelazów MST-22; Gola Dzierżoniowska – MST-8; Gilów - MST-7; Kowalskie - MST-9; Targowica - MST-10; Dębowiec - MST-11, MST-12)
- opolskiego (odsłonięcia: Gracze – MST-14, MST-15, MST-16; Ligota Tułowiecka – MST-13)
- Łądko-Śnieżnika (odsłonięcia: Lutynia – MST-17, MST-18; Zalesi – MST-19; Czarne Urwisko – MST-20; Szary Kamień – MST-21)
- Karkonoszy (odsłonięcie: Śnieżne Kotły)

Szczegółowe zestawienie pobranych próbek wraz z opisem odsłonień zestawiono w tabeli 9.2.1, a miejsca lokalizacji zaznaczono na mapie Sudetów (Fig. 9.2.1).

Do interpretacji datowań izotopowych wykorzystano także archiwalne wyniki datowań termogeochronologicznych metodą Ar-Ar (odsłonięcia i kamieniołomy: Bukowa Góra, Grodziec, Męcinka, Lubień, Wilcza Góra, Strzegom – Góra Krzyżowa, Góra Św. Anny;

wierzenie Opolno Zdrój; Pańczyk 2014) wykonanych w ramach dotyczącego rozpoznania potencjału dla geotermii suchych, gorących skał (HDR).

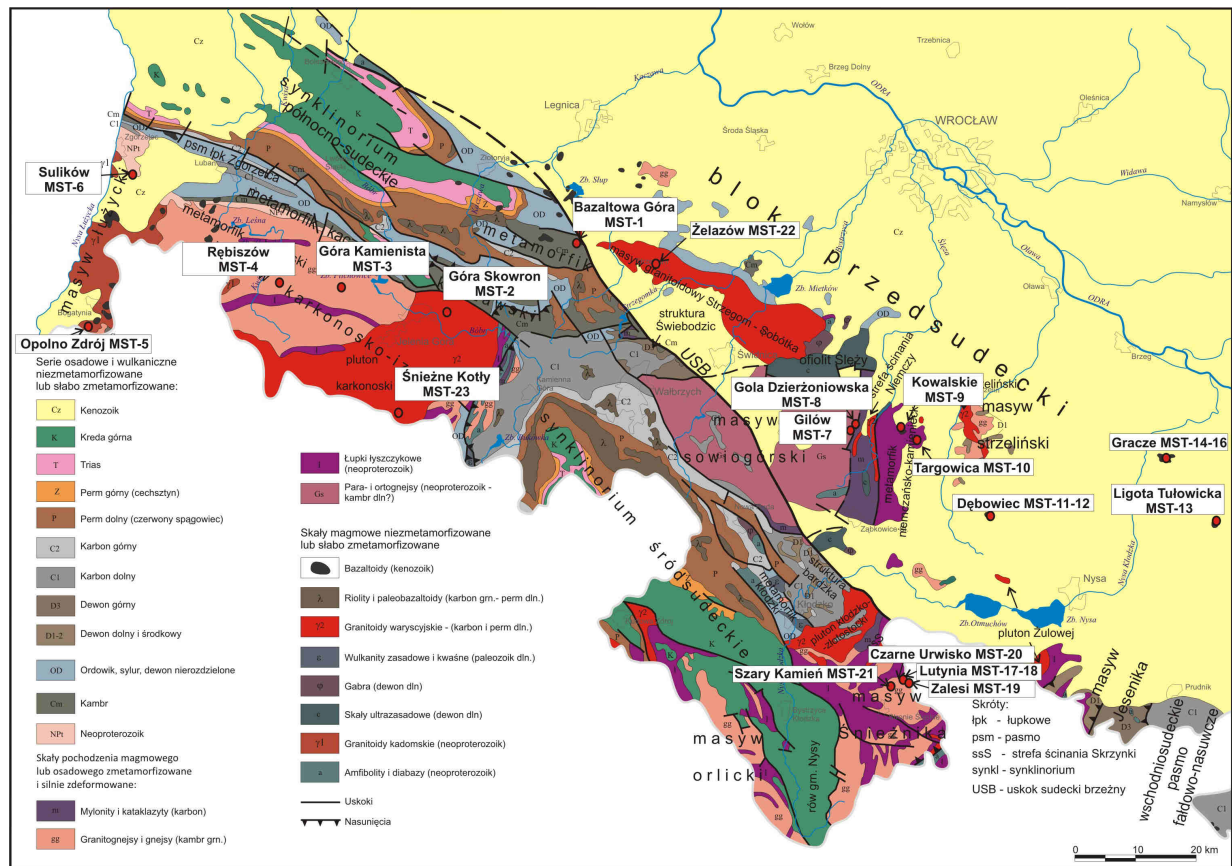


Fig. 9.2.1 Lokalizacja opróbowanych odsłonięć na tle mapy geologicznej Sudetów i ich przedpola (Sawicki, 1967, zmodyfikowane w: Aleksandrowski, 2017).

Tabela 9.2.1 Zestawienie pobranych prób bazaltoidów z podaniem lokalizacji i uwagami.

| L.p. | Akronim | Lokalizacja | Ilość prób | Informacje | |
|------|---------|--|------------|--------------------------------|--|
| | | | | Szczegółowe dane lokalizacyjne | Uwagi dodatkowe |
| 1. | MST-1 | Bazaltowa Góra 367 m n.p.m., stary kamieniołom, rejon Myśliborza | 2 | 51°0'42,9" 16°8'6,3" | Dwie próby (dwie odmiany litologiczne) z nieczynnego kamieniołomu, słupy bazaltowe |
| 2. | MST-2 | Góra Skowron koło Dziwiszowa, nieczynny | 1 | 50°54'59,9" 15°48'32,4" | Bazalt lekko przeobrażony |

| | | | | | |
|-----|--------|--|---|----------------------------|--|
| | | kamieniołom | | | |
| 3. | MST-3 | Góra Kamienista – kamieniołom bazaltu | 2 | 50°56'19,4" 15°31'18,4" | Dwie próbki z bloków skalnych, czynny kamieniołom |
| 4. | MST-4 | Rębiszów, Góra Wygorzel, kamieniołom bazaltu | 1 | | Próbka z kamieniołomu |
| 5. | MST-5 | Opolno Zdrój, droga na Jasną Górę, kamieniołom w lesie | 1 | | |
| 6. | MST-6 | Sulików, Ognista Góra, czynny kamieniołom | 2 | | |
| 7. | MST-7 | Gilów III, nieczynny, stary kamieniołom | 1 | 50°43'56,8" 16°46'29,8" | Bazalt z bloków (fragmenty słupów) zwietrzeliny |
| 8. | MST-8 | Gola Dzierżoniowska, stary kamieniołom | 2 | 50°44'48,5" 16°47'58,2" | Próbki ze słupa bazaltowego |
| 9. | MST-9 | Kowalskie, zapełzły kamieniołom | 1 | 50°43'40,7" 16°55'20,9" | Kamieniołom przed przejazdem kolejowym |
| 10. | MST-10 | Targowica, II poziom eksploatacyjny, ściana NE | 2 | | Dwie próbki z wyrobiska, po świeżym strzale |
| 11. | MST-11 | Dębowiec I, stary kamieniołom (z jeziorkiem) | 2 | 50°35'54,8" 17°07'14,7" | Odslonięcie za jeziorkiem, w stropie widoczne skały piroklastyczne, próbki lawy porowatej i masywnej |
| 12. | MST-12 | Dębowiec II, stary kamieniołom | 1 | 50°36'05,6" 17°07'23,4" | Ściana bazaltu masywnego (10 m), w górnej części profilu 1 - 1,5 m utworów piroklastycznych przykrytych 4-m warstwą lessów |
| 13. | MST-13 | Ligota Tułowicka, | 1 | | Lekko przeobrażony, |

| | | kamieniołom | | | próbka z rumoszu |
|-----|--------|--|---|----------------------------|--|
| 14. | MST-14 | Gracze, kamieniołom, poziom IX, ściana W | 2 | 50°41'04,0" 17°33'32,4" | Najgłębsza część kamieniołomu |
| 15. | MST-15 | Gracze, kamieniołom, poziom VII, ściana N | 1 | 50°41'04,0" 17°33'32,4" | |
| 16. | MST-16 | Gracze, kamieniołom, poziom V, ściana N | 1 | 50°41'04,0" 17°33'32,4" | |
| 17. | MST-17 | Lutynia, G. Szwedzkie Szańce, kamieniołom, dolny pokład | 1 | 50°21'34,7" 16°54'39,9" | Dolny pokład, skały bardziej masywne (dolny potok lawowy) |
| 18. | MST-18 | Lutynia, G. Szwedzkie Szańce, kamieniołom, górny pokład | 1 | 50°21'34,7" 16°54'39,9" | Górny pokład, skały bardziej porowate (górny potok lawowy) |
| 19. | MST-19 | Zalesi, zapętlony kamieniołom na granicy polsko-czeskiej | 1 | 50°21'18,5" 16°55'18,7" | Skała lekko przeobrażona |
| 20. | MST-20 | Lutynia, Czarne Urwisko, NW ściana | 1 | 50°21'27,8" 16°53'31,7" | Słupy bazaltowe |
| 21. | MST-21 | Szary Kamień | 1 | | Próbka pobrana przy strzelnicy z rumoszu |
| 22. | MST-22 | Żelazów/Żółkiewka, stare wyrobisko, Zach. ściana na szczycie pagórka w lesie | 1 | 50°58'35,6" 16°17'41,5" | Skała lekko przeobrażona |
| 23. | MST-23 | Śnieżne Kotły | 1 | | Z rumoszu pod ścianą |

9.3 Metody badawcze

Badania geochronologiczne skał wulkanicznych z obszaru Dolnego Śląska obejmowały w pierwszym etapie analizę petrograficzno-mineralogiczną i badania chemiczne skał. Głównym celem analizy petrograficzno-mineralogicznej było określenie litologii, tekstury, składu mineralnego i rodzaju przeobrażeń skały, natomiast wyniki analizy chemicznej posłużyły do klasyfikacji geochemicznej skał. Na podstawie wyników tych analiz zostały wytypowane próbki do badań geochronologicznych, które były ostatnim etapem prac

badawczych. Do datowań zostały wybrane najmniej przeobrażone, najbardziej reprezentatywne dla wytypowanych obszarów badawczych skały wulkaniczne.

Badania petrograficzno-mineralogiczne przeprowadzono dla wybranych 23 prób skał. Przygotowano z nich odkryte preparaty mikroskopowe (szlify), z których po wstępnie przeprowadzonych obserwacjach w mikroskopie optycznym wytypowano 17 do szczegółowych badań z użyciem skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM-EDX). Badania petrograficzno-mineralogiczne wraz z dokumentacją fotograficzną wykonano w świetle przechodzącym z użyciem mikroskopu NIKON ECLIPSE LV100 POL z wykorzystaniem oprogramowania NIS-Elements AR 2.20. W kolejnym etapie analizy mineralogiczno-petrograficznych przeprowadzono wstępne badania przeglądowe w skaningowym mikroskopie elektronowym LEO 1430, który jest wyposażony w detektor dyspersji energii (EDS) Oxford ISIS 300 (Laboratorium Analiz w Mikroobszarze PIG-PIB). Obserwacje mikroskopowe i w świetle elektronów wtórnie rozproszonych (obrazy BSE) pozwoliły wytypować 19 prób do dalszych analiz termogeochronologicznych metodą Ar-Ar.

Próby do badań chemicznych zostały przygotowane zgodnie ze standardową procedurą przygotowania prób (23 próby + ślepa próba). Pobrane w terenie próby skał zostały przycięte do rozmiaru umożliwiającego włożenie jej do kruszarki (przecinarka stolikowa wyposażona w tarcze diamentowe, aby uniknąć kontaminacji Fe i Pb), a następnie oszlifowane na polerze przy zastosowaniu tarcz diamentowych w celu usunięcia zwietrzałych powierzchni i wszelkich substancji, które mogłyby kontaminować próbę. Przed rozpoczęciem kruszenia, szczęki kruszarki (stosuje się wykonane z węgla wolframu), były dokładnie oczyszczane. Pierwszy wsad materiału do kruszenia służył do doczyszczenia szczęk kruszarki z potencjalnych substancji kontaminujących był usuwany. Skruszona skała była mielona do uzyskania wymaganej wielkości ziarna czyli 0,067mm w młynku agatowym, który uprzednio był wyczyszczony piaskiem kwarcowym (średnica ziaren 0,5 mm) i umyty wodą destylowaną i alkoholem etylowym. Na każdym etapie przygotowania prób do badań chemicznych próbki były kwartowane.

Tabela 9.3.1 Zestawienie pobranych prób i wykonanych badań

| L.p. | Akronim | Ilość prób | Badania | | | |
|------|---------|------------|------------------------|-----|-------------------|------------------------|
| | | | Analizy petrograficzne | SEM | Analizy chemiczne | Datowania metodą Ar-Ar |
| 1. | MST-1 | 2 | X | X | X | X |

| | | | | | | |
|-----|--------|---|---|---|---|---|
| 2. | MST-2 | 1 | X | X | X | X |
| 3. | MST-3 | 2 | X | X | X | X |
| 4. | MST-4 | 1 | X | X | X | |
| 5. | MST-5 | 1 | X | X | X | X |
| 6. | MST-6 | 2 | X | X | X | X |
| 7. | MST-7 | 1 | X | | X | X |
| 8. | MST-8 | 2 | X | X | X | X |
| 9. | MST-9 | 1 | X | | X | X |
| 10. | MST-10 | 2 | X | X | X | X |
| 11. | MST-11 | 2 | X | | X | X |
| 12. | MST-12 | 1 | X | X | X | |
| 13. | MST-13 | 1 | X | | X | |
| 14. | MST-14 | 2 | X | X | X | X |
| 15. | MST-15 | 1 | X | X | X | X |
| 16. | MST-16 | 1 | X | | X | X |
| 17. | MST-17 | 1 | X | X | X | X |
| 18. | MST-18 | 1 | X | | X | X |
| 19. | MST-19 | 1 | X | X | X | X |
| 20. | MST-20 | 1 | X | X | X | X |
| 21. | MST-21 | 1 | X | X | X | |
| 22. | MST-22 | 1 | X | X | X | X |
| 23. | MST-23 | 1 | X | X | X | X |

W oparciu o obserwacje makroskopowe, wybrano najmniej przeobrażone próbki skał wulkanicznych z każdego z opróbowywanych odsłoneń do analiz chemicznych obejmujących zarówno pierwiastki główne jak i śladowe. Analizy chemiczne całych skał z uprzednim stopieniem z boranem litu zostały wykonane w laboratorium ACMELab w Kanadzie. Pierwiastki główne zostały oznaczone metodą emisyjnej spektrometrii atomowej ze

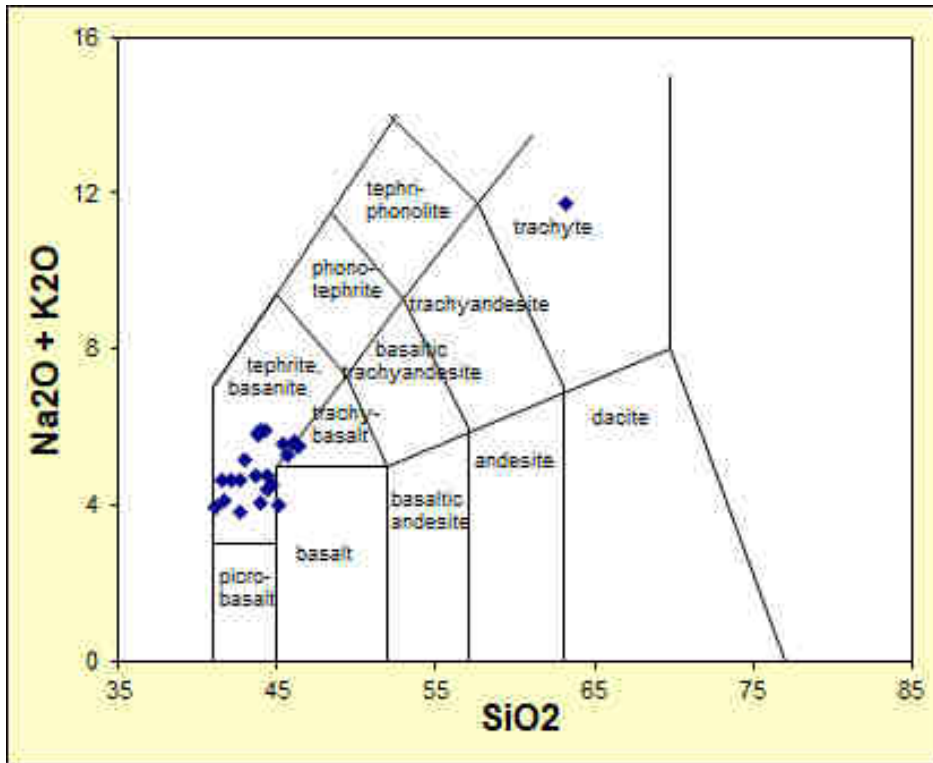
wzbudzeniem plazmowym (ICP-AES), natomiast pierwiastki śladowe (Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr) metodą emisyjnej spektrometrii atomowej ze wzbudzeniem plazmowym (ICP-MS).

Badania geochronologiczne metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ zostały przeprowadzone na całych skałach w Laboratorium Geochronologicznym Uniwersytetu w Lund (Szwecja). Wybrane próbki (19 sztuk) były napromieniane wraz ze wzorcem (TCR sanidynem, 28.34 Ma; Renne i in. 1998) w cyklu 24-godzinnym w reaktorze badawczym Oregon State. Pomiary, po 5 tygodniowej przerwie, zostały wykonane z wykorzystaniem spektrometru masowego Micromass 5400. Próbki były stopniowo podgrzewane z użyciem 50 W CO_2 lasera. Wiek, tzw. „plateau age”, był wyliczany z zastosowaniem kryteriów zaproponowanych przez Dalrymple i Lamphere (1971), z wykorzystaniem programu przygotowanego przez Al Deino z Berkeley Geochronology Center, USA.

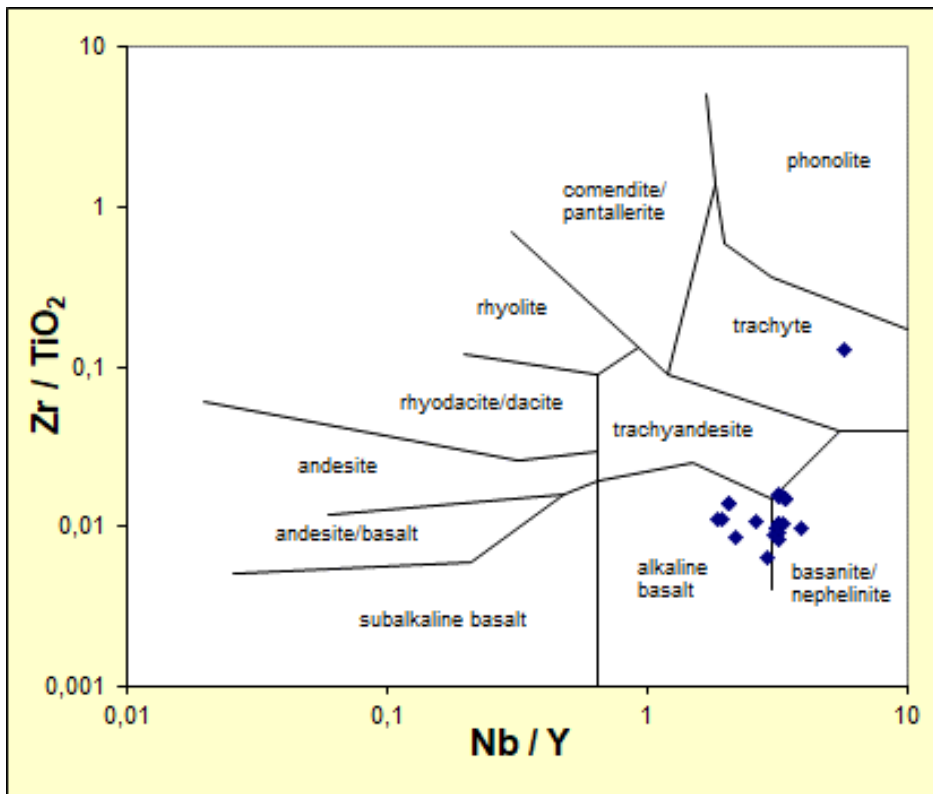
9.4 Wyniki badań

9.4.1 Wyniki badań petrograficzno-geochemicznych

Kenozoiczne skały wulkaniczne z rejonu Sudetów charakteryzuje się zawartością krzemionki na poziomie ok. 42 % wag. (od 39,76 do 61,4 %). Wyniki analiz chemicznych zamieszczone są w załączniku 9.4.1. Na diagramie TAS (Fig. 9.4.1.1a), badane skały wulkaniczne plasują się w polu bazanitów z wyjątkiem dwóch próbek lokujących się w polu trachybazaltów i jednej próbki w polu trachitów (Opolno Zdrój, MST-5). Natomiast na diagramie klasyfikacyjnym Winchester'a i Floyd'a (1977, fig. 9.4.1.1b i tabela 9.4.1.1) opartym o zawartości pierwiastków śladowych badane skały plasują się w polu alkalicznych bazaltów, bazanitów i jedna próbka w polu trachitów (Opolno Zdrój, MST-5). Skały pochodzące z odsłoneń z Bazaltowej Góry (MST-1), Gilowa (MST-7), Goli Dierżoniowskiej (MST-8), Targowicy (MST-10), Dębowca (MST-11 i MST-12) a także z Żelazowa (MST-22) są alkalicznymi bazaltami. Pozostałe skały wulkaniczne tj. z Góry Skowron koło Dziwiszowa (MST-2), Góry Kamienistej (MST-3), Rębiszowa (MST-4), Sulikowa (MST-6), Kowalskich (MST-9), Ligoty Tułowickiej (MST-13), kamieniołomu w Graczach (MST-14, MST-15, MST-16), Lutyni (MST-17, MST-18), Zalesi (MST-19), Czarnego Urwiska (MST-20), Szarego Kamienia (MST-21) i Śnieżnych Kotłów (MST-23) plasują się w polu bazanitów.



a.



b.

Fig. 9.4.1.1 Diagramy klasyfikacyjne skał wulkanicznych. A. Diagram TAS (La Maitre i in. 1998). B. Diagram klasyfikacyjny skał wulkanicznych (Winchester i Floyd 1977).

Tabela 9.4.1.1 Klasyfikacja geochemiczna badanych skał – zestawienie

| L.p. | Akronim | Lokalizacja | Klasyfikacja geochemiczna skał (Winchester i Floyd, 1977) |
|------|---------|--|---|
| 1. | MST-1 | Bazaltowa Góra | Alkaliczny bazalt |
| 2. | MST-2 | Góra Skowron koło Dziwiszowa | Bazanit |
| 3. | MST-3 | Góra Kamienista | Bazanit |
| 4. | MST-4 | Rębiszów, Góra Wygorzel, | Bazanit |
| 5. | MST-5 | Opolno Zdrój, droga na Jasna Górę, | Trachit |
| 6. | MST-6 | Sulików, Ognista Góra, | Bazanit |
| 7. | MST-7 | Gilów III, | Alkaliczny bazalt |
| 8. | MST-8 | Gola Dzierżoniowska, | Alkaliczny bazalt |
| 9. | MST-9 | Kowalskie | Bazanit |
| 10. | MST-10 | Targowica, II poziom eksploatacyjny, ściana NE | Alkaliczny bazalt |
| 11. | MST-11 | Dębowiec I, | Alkaliczny bazalt |
| 12. | MST-12 | Dębowiec II, | Alkaliczny bazalt |
| 13. | MST-13 | Ligota Tułowicka, | Bazanit |
| 14. | MST-14 | Gracze, kamieniołom, poziom IX, ściana W | Bazanit |
| 15. | MST-15 | Gracze, kamieniołom, poziom VII, ściana N | Bazanit |
| 16. | MST-16 | Gracze, kamieniołom, poziom V, ściana N | Bazanit |
| 17. | MST-17 | Lutynia, G. Szwedzkie Szańce, , dolny pokład | Bazanit |
| 18. | MST-18 | Lutynia, G. Szwedzkie Szańce, , górny pokład | Bazanit |
| 19. | MST-19 | Zalesi | Bazanit |
| 20. | MST-20 | Lutynia, Czarne Urwisko, NW | Bazanit |

| L.p. | Akronim | Lokalizacja | Klasyfikacja geochemiczna skal (Winchester i Floyd, 1977) |
|------|---------|--------------------|---|
| | | ściana | |
| 21. | MST-21 | Szary Kamień | Bazanit |
| 22. | MST-22 | Żelazów/Żółkiewka, | Alkaliczny bazalt |
| 23. | MST-23 | Śnieżne Kotły | Bazanit |

Alkaliczne bazalty charakteryzują się bardzo zróżnicowanymi teksturami (Fig. 9.4.1.2, 9.4.1.4, 9.4.1.5, 9.4.1.8). Dominują skały o teksturze porfirowej, masywnej, bardzo drobnokrystaliczne, niekiedy mikrokrytaliczne i drobnokrystaliczne. Skały o teksturze fluidalnej, podkreślone orientacją listewek plagioklazów tła i fenokryształów spotykane są sporadycznie. Tło skalne jest drobnokrystaliczne, zawiera głównie listewki plagioklazu, klinopirokseny, oliwiny i minerały nieprzezroczyste, pomiędzy którymi spotykane są relikty przeobrażonego (chlorytyzacja, karbonatyzacja) szkliwa. Występują fenokryształy oliwinu i klinopiroksenu (augit tytanowy), osiągające niekiedy nawet 2-3 mm długości. Oliwiny zarówno fenokryształy jak i drobne kryształy tła są niekiedy spękanne i przeobrażone (obwódki iddyngsytowe).

Bazanity (Fig. 9.4.1.2, 9.4.1.3, 9.4.1.4, 9.4.1.5, 9.4.1.6, 9.4.1.7, 9.4.1.8) charakteryzują się strukturą porfirową, spotykane są zarówno skały masywne, jak i porowate – często o teksturze migdałowcowej (pory wypełnione są kwarcem i chlorytami). Tło skalne jest zróżnicowane, od odmian mikrokrytalicznych do drobnokrystalicznych, zawiera w różnych proporcjach szkliwo (niekiedy intensywnie przeobrażone), oliwiny, nefelin, minerały nieprzezroczyste i klinopirokseny (augit tytanowy) i niekiedy pojedyncze listewki plagioklazu. Występują głównie fenokryształy klinopiroksenu, niekiedy oliwinu często z obwódkami iddyngsytowymi, sporadycznie zaś nefelinu.

Trachity (Fig. 9.4.1.3) charakteryzują się teksturą masywną, trachitową, drobnokrystaliczną. Zawierają kryształy sanidynu i nefelinu.

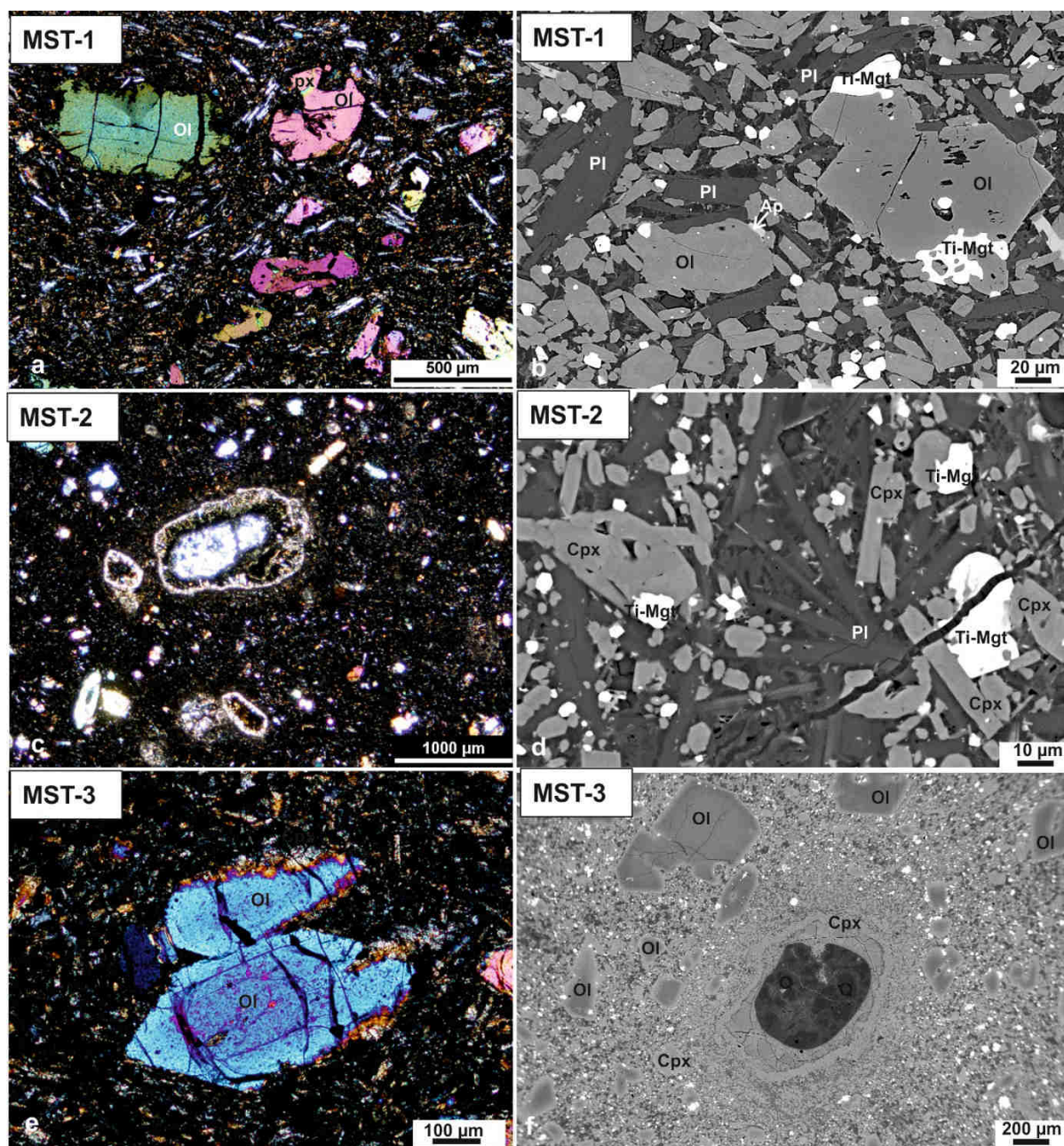


Fig. 9.4.1.2 Mikrofotografie bazaltoidów z obszaru Sudetów. a-b. Alkaliczny bazalt o teksturze fluidalnej z plagioklazami i oliwinami (Bazaltowa Góra, MST-1) a. Nikole skrzyżowane, b. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). c-d. Mikrokrystaliczny, porowaty bazanit w tle skalnym obecny jest klinopiroksen, plagioklasy, tytanomagnetyty. Pory wypełnione kwarcem i chlorytami (Góra Skowron koło Dziwiszowa, MST-2). c. Nikole skrzyżowane, d. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). e-f. Porfirowy, porowaty bazanit z fenokryształami oliwinu, tło skalne zbudowane z plagioklazów, klinopiroksenów, minerałów nieprzezroczystych. Pory wypełnione kwarcem (Góra Kamienista, MST-3). e. Nikole skrzyżowane, f. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). Użyte symbole (Kretz, 1983): Ap - apatyt, Cpx - klinopiroksen, Ol - oliwin, Q - kwarc, Pl - plagioklaz, Ti-Mgt - tytanomagnetyt.

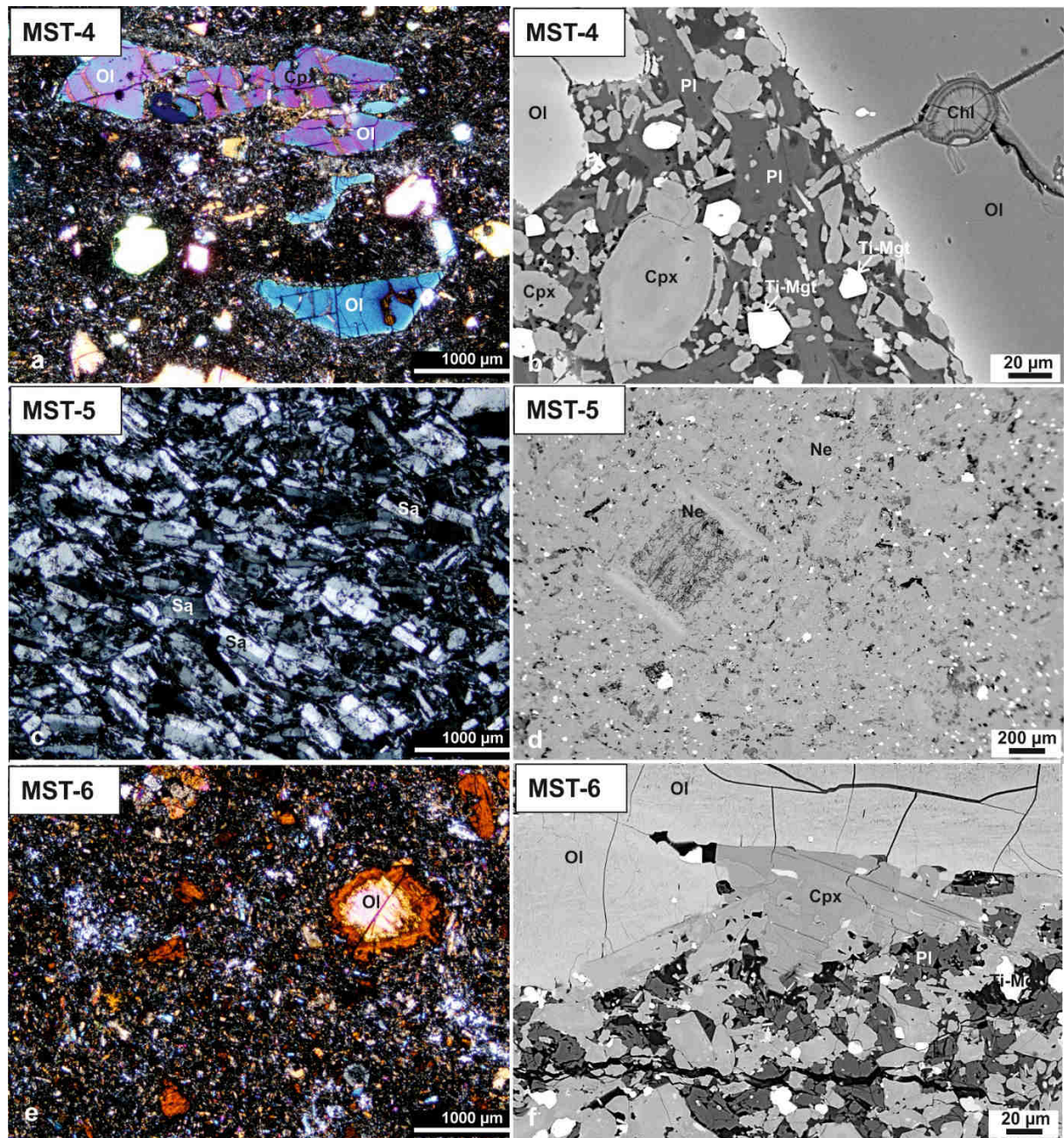


Fig. 9.4.1.3 Mikrofotografie bazaltoidów z obszaru Sudetów. a-b. Porfirowy bazanit z fenokryształami oliwinu i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z plagioklazu, klinopiroksenu i tytanomagnetytu (Rębiszów, MST-4) a. Nikole skrzyżowane, b. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). c-d. Trachit (Opolno Zdrój, MST-5). c. Nikole skrzyżowane, d. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). e-f. Porfirowy, bazanit z fenokryształami oliwinu z obwódkami idingsytu, tło skalne zbudowane z plagioklazów, klinopiroksenów, minerałów nieprzezroczystych (Sulików, MST-6). e. Nikole skrzyżowane, f. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). Użyte symbole (Kretz, 1983): Cpx - klinopiroksen, Ne - nefelin, Ol - oliwin, Pl - plagioklaz, Sa - sanidyn, Ti-Mgt - tytanomagnetyt.

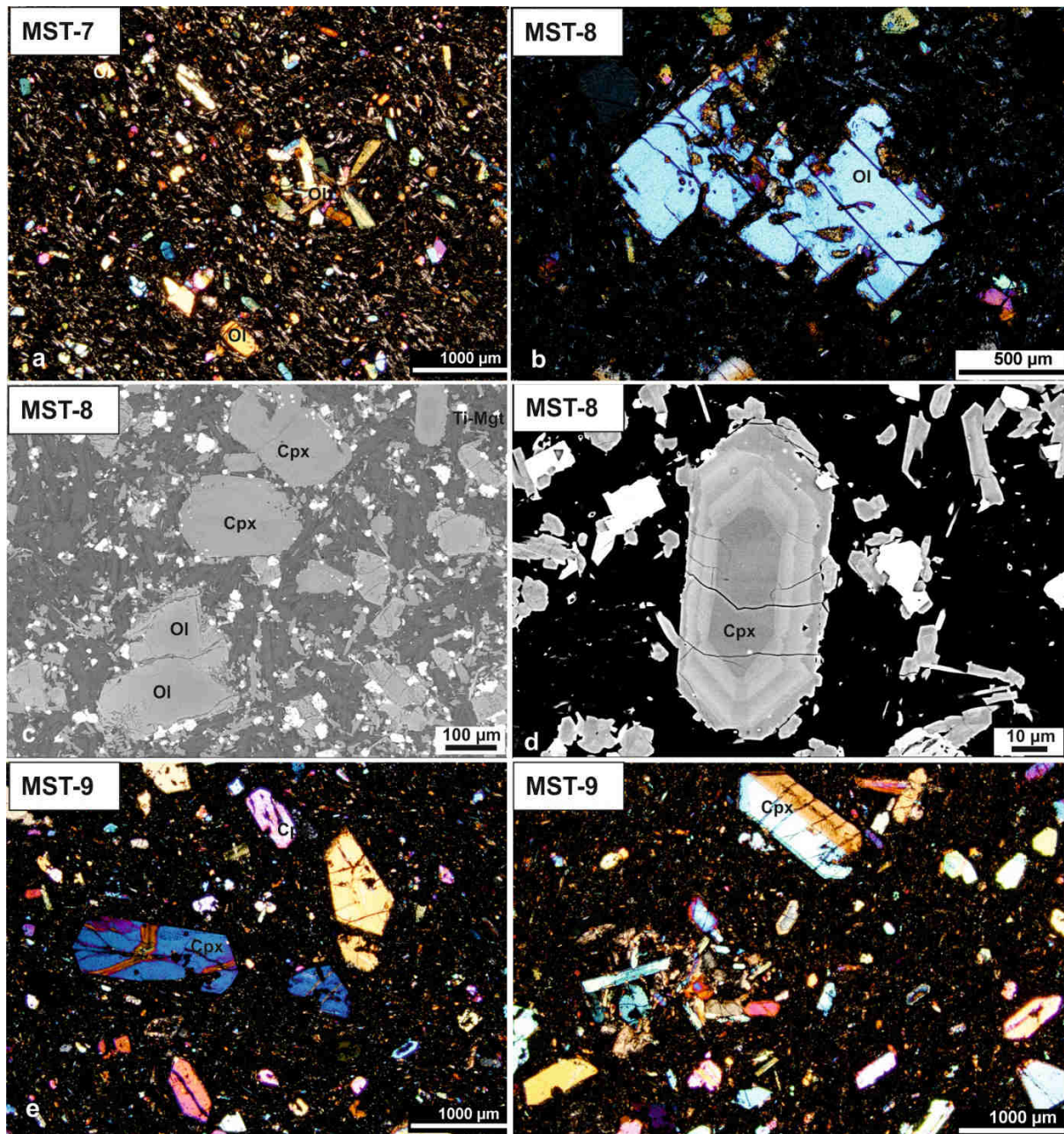


Fig. 9.4.1.4 Mikrofotografie bazaltoidów z obszaru Sudetów. a. Porfirowy alkaliczny bazalt z fenokryształami oliwinu i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z plagioklazu, oliwinu, klinopiroksenu, minerałów nieprzezroczystych, a także nieznacznie przeobrażonego szkliwa (Gilów III, MST-7) a. Nikole skrzyżowane. b-d. Porfirowy alkaliczny bazalt z fenokryształami oliwinu i klinopiroksenu. Tło skalne zawiera plagioklaz, klinopiroksen i oliwin, a także liczneminerały nieprzezroczyste (Gola Dzierżoniowska, MST-8). b. Nikole skrzyżowane, c-d. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). e-f. Porfirowy, bazanit z fenokryształami klinopiroksenu i oliwinu, tło skalne zbudowane z oliwinu i klinopiroksenu i nieznacznie przeobrażonego szkliwa (Kowalskie, MST-9). e-f. Nikole skrzyżowane. Użyte symbole (Kretz, 1983): Cpx - klinopiroksen, Ol - oliwin, Pl - plagioklaz, Ti-Mgt - tytanomagnetyt.

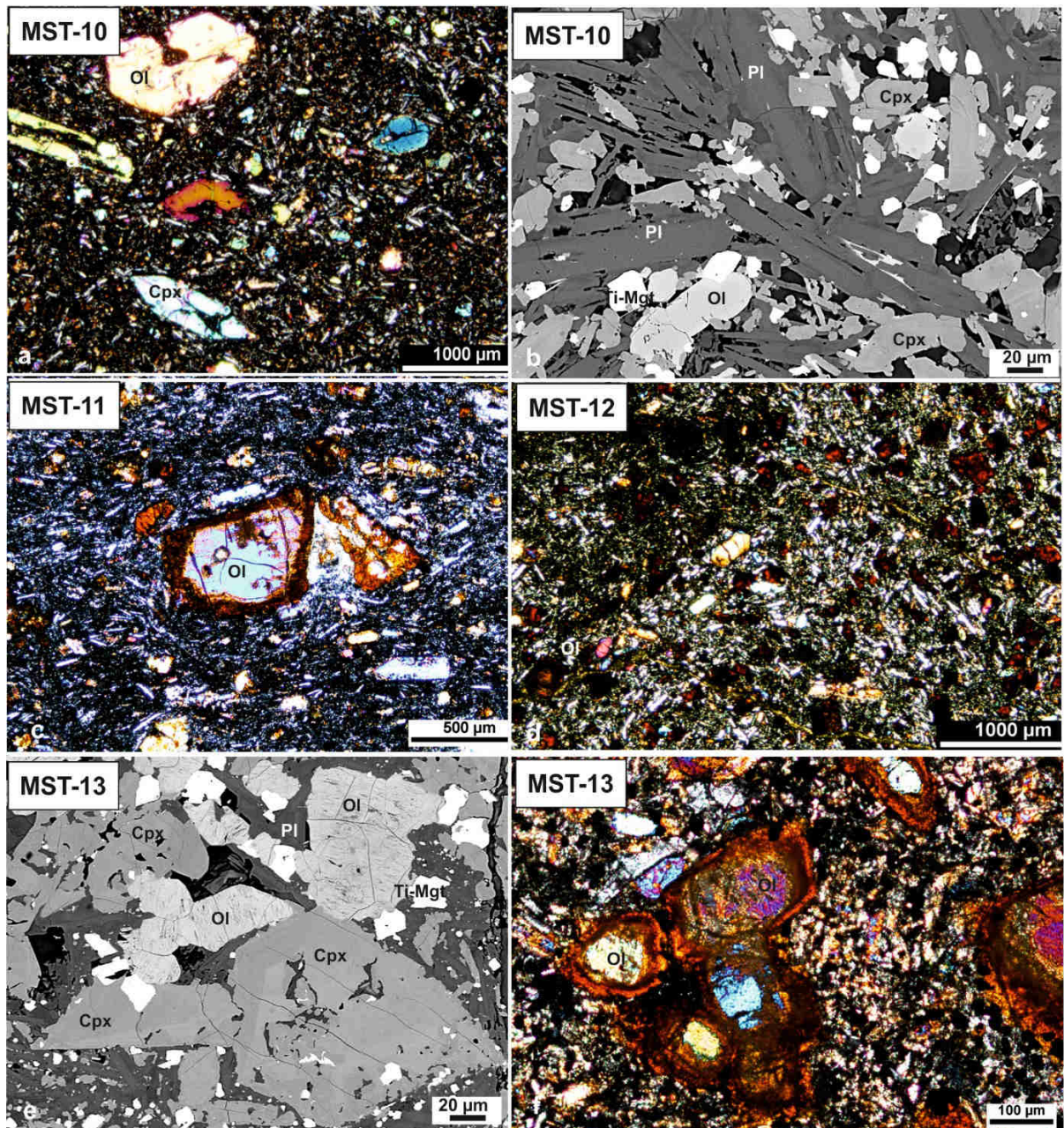


Fig. 9.4.1.5 Mikrofotografie bazaltoidów z obszaru Sudetów. a-b. Porfiryowy alkaliczny bazalt z fenokryształami oliwinu i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z plagioklazu, oliwinu, klinopiroksenu, minerałów nieprzezroczystych, a także nieznacznie przeobrażonego szkliwa (Targowica, MST-10). a. Nikole skrzyżowane. b. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). c. Porfiryowy alkaliczny bazalt z fenokryształami oliwinu z obwódkami idingsytu i podrzędnie klinopiroksenu. Tło skalne zawiera plagioklaz (przewaga), oliwin, klinopiroksen, a także minerały nieprzezroczyste (Dębowiec I, MST-11). c. Nikole skrzyżowane. d. Drobnokrystaliczny alkaliczny bazalt zawierający plagioklaz, intensywnie przeobrażony oliwin, i podrzędnie klinopiroksen, a także minerały nieprzezroczyste (Dębowiec II, MST-12). d. Nikole skrzyżowane. e-f. Porfiryowy, bazanit z fenokryształami klinopiroksenu i oliwinu intensywnie przeobrażonego z obwódkami idingsytu, tło skalne zbudowane z oliwinu i klinopiroksenu i nieznacznie przeobrażonego szkliwa (Ligota Tułowicka, MST-13). e. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). f. Nikole skrzyżowane. Użyte symbole (Kretz, 1983): Cpx - klinopiroksen, Ol - oliwin, Pl - plagioklaz, Ti-Mgt - tytanomagnetyt.

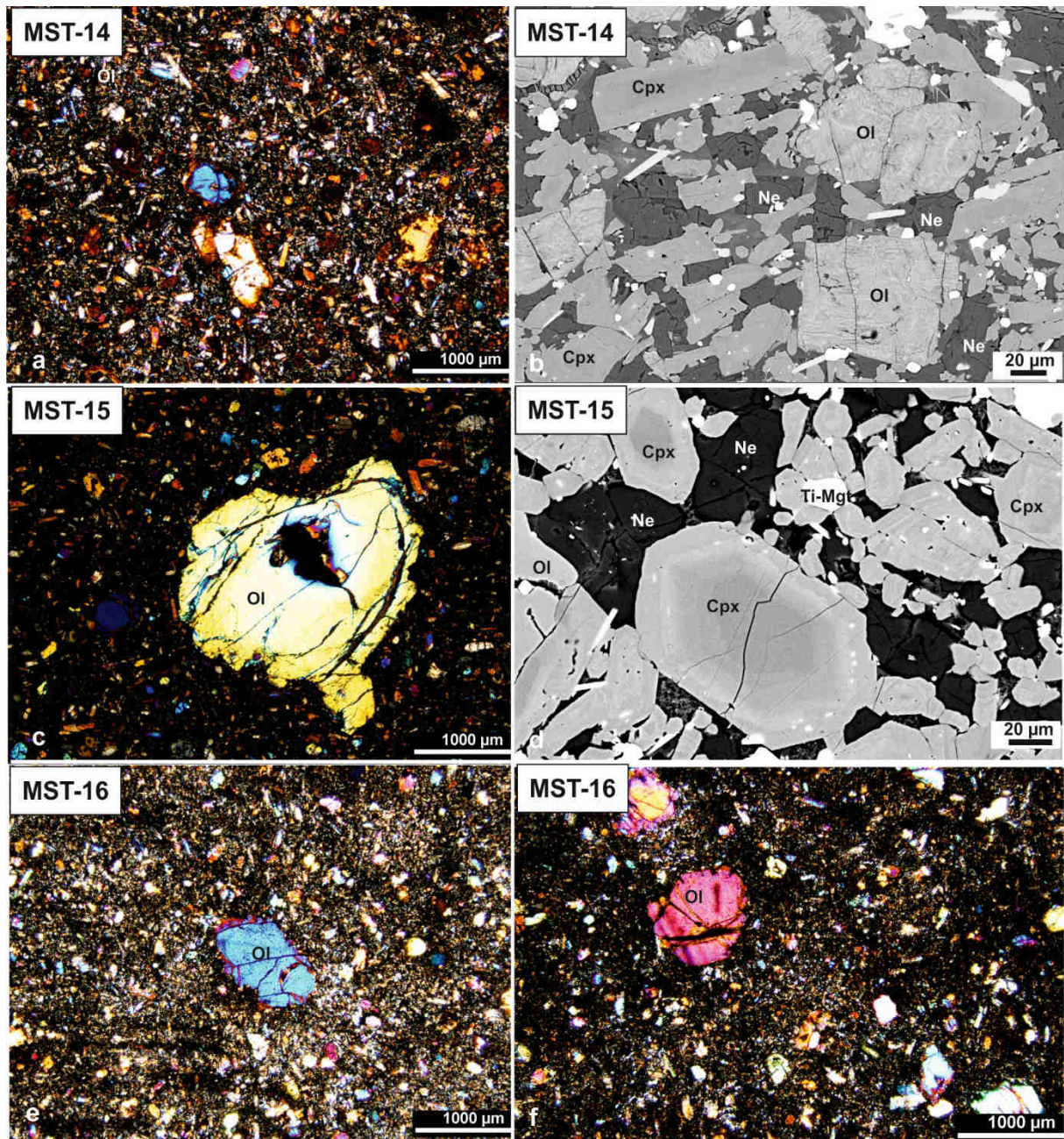


Fig. 9.4.1.6 Mikrofotografie bazaltoidów z obszaru Sudetów. a-b. Porfirowy, drobnokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwinu i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu (Gracze, MST-14) a. Nikole skrzyżowane. b. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). c-d. Porfirowy, drobnokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwinu i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu (Gracze, MST-15). c. Nikole skrzyżowane. d. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). e-f. Porfirowy, drobnokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwinu i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu (Gracze, MST-16) e-f. Nikole skrzyżowane. Użyte symbole (Kretz, 1983): Cpx - klinopiroksen, Ne - nefelin, Ol - oliwin, Ti-Mgt - tytanomagnetyt.

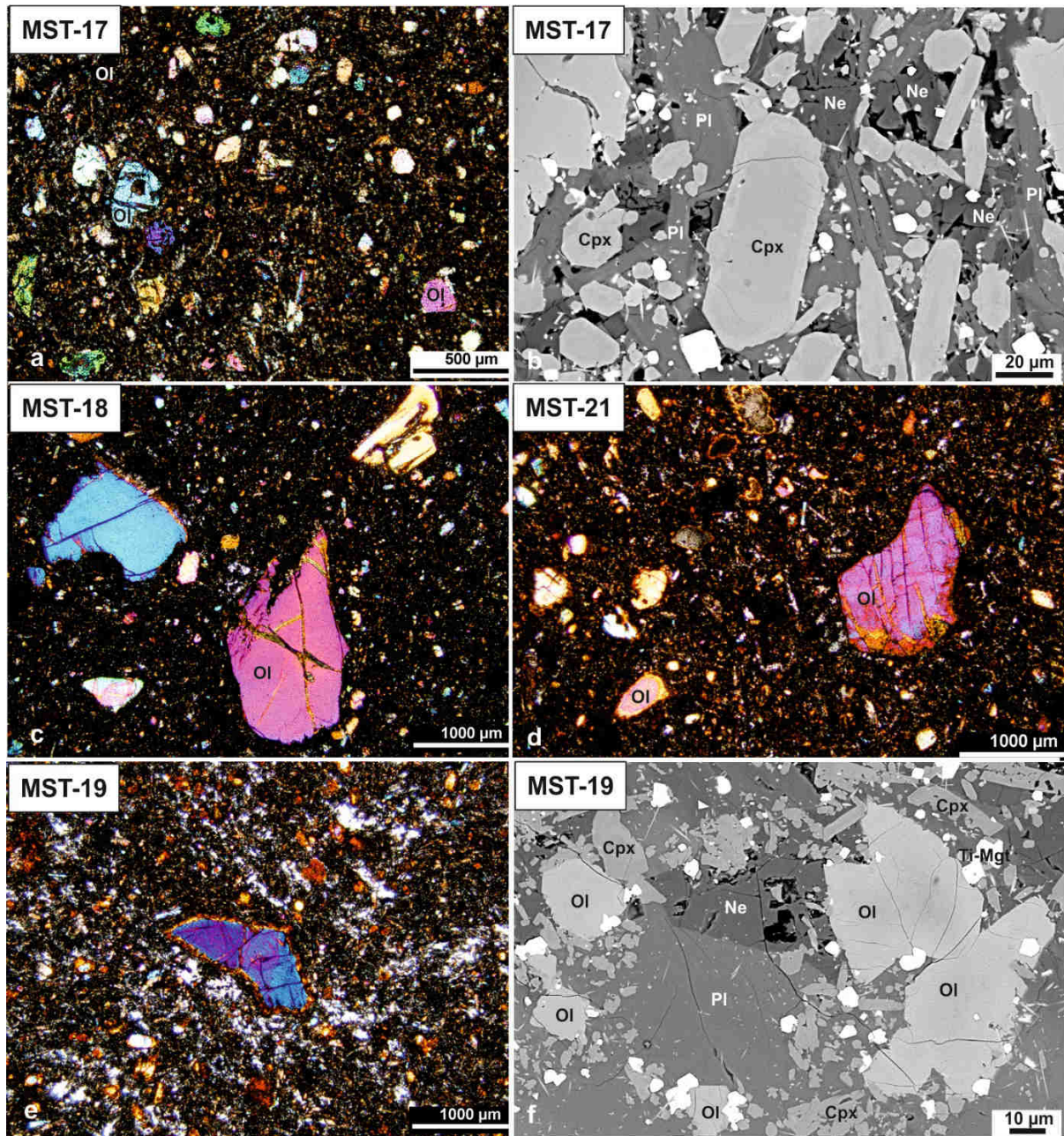


Fig. 9.4.1.7 Mikrofotografie bazaltoidów z obszaru Sudetów. a-b. Porfirowy, drobnokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwину i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, plagioklazu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu (Lutynia, MST-17) a. Nikole skrzyżowane. b. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). c. Porfirowy, mikrokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwину i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, plagioklazu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu, szkliwa (Lutynia, MST-18) c. Nikole skrzyżowane. d. Porfirowy, mikrokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwину i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, plagioklazu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu, szkliwa (Szary Kamień, MST-21) d. Nikole skrzyżowane. e-f. Porfirowy, drobnokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwину i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu (Zalesi, MST-19) e. Nikole skrzyżowane. f. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). . Użyte symbole (Kretz, 1983): Cpx - klinopiroksen, Ne - nefelin, Ol - oliwin, Ti-Mgt - tytanomagnetyt.

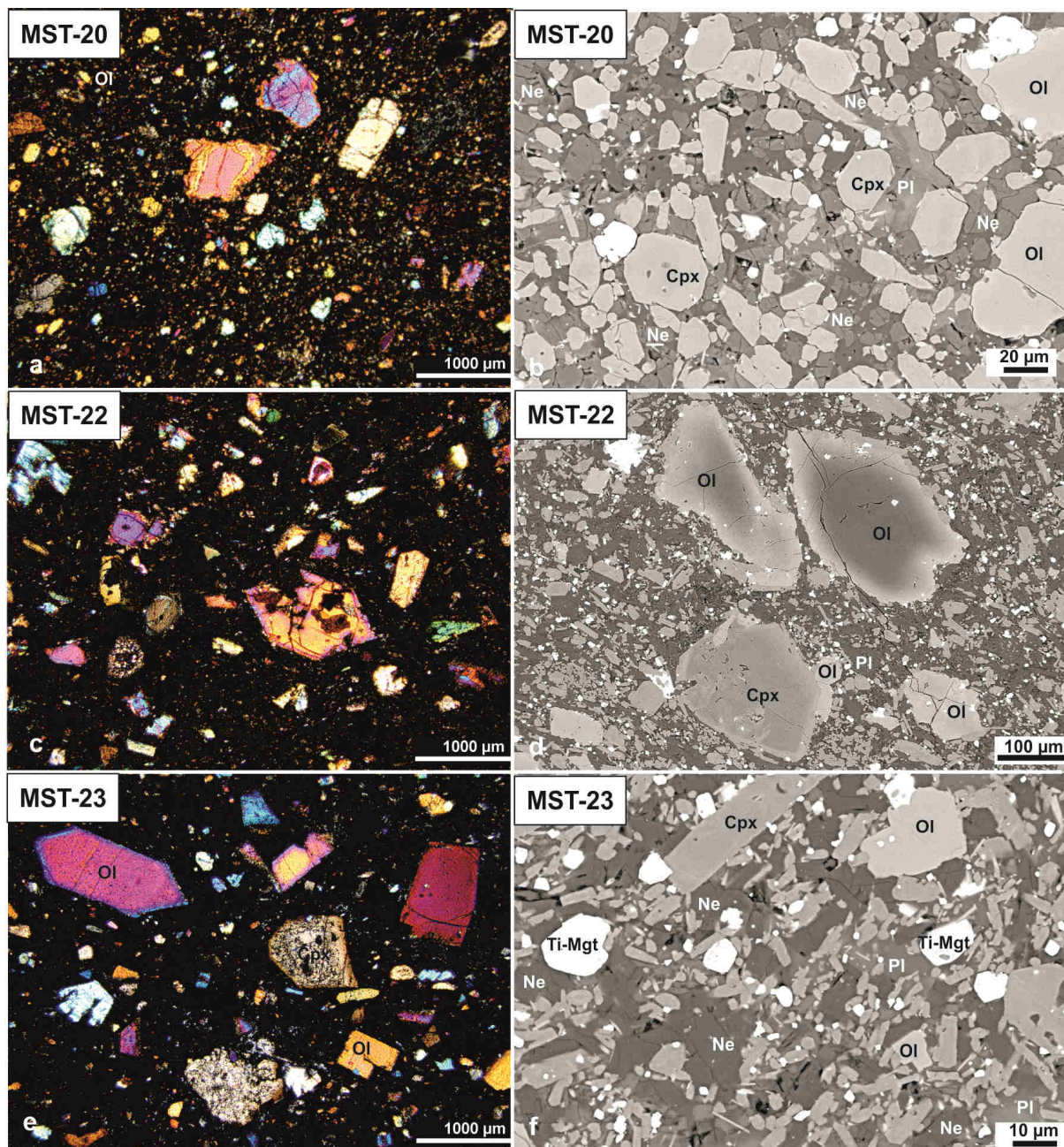


Fig. 9.4.1.8 Mikrofotografie bazaltoidów z obszaru Sudetów. a-b. Porfirowy, drobnokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwiny i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, plagioklazu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu (Czarne Urwisko, MST-20) a. Nikole skrzyżowane. b. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). c-d Porfirowy, mikrokrystaliczny alkaliczny bazalt z fenokryształami oliwiny i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z plagioklazu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu, szkliva (Żelazów, MST-22) c. Nikole skrzyżowane. d. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). e-f. Porfirowy, mikrokrystaliczny bazanit z fenokryształami oliwiny i klinopiroksenu, tło skalne zbudowane z nefelinu, plagioklazu, klinopiroksenu, tytanomagnetytu, szkliva (Śnieżne Kotły, MST-23), e. Nikole skrzyżowane. f. zdjęcie w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE). Użyte symbole (Kretz, 1983): Cpx - klinopiroksen, Ne - nefelin, Ol - oliwin, Pl - plagioklaz, Ti-Mgt - tytanomagnetyt.

9.4.2 Wyniki analiz geochronologicznych

Wyniki analiz geochronologicznych metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ zostały zestawione w Tabeli 9.4.2.1, a pełne dane wynikowe zamieszczone są w Załączniku 9.4.2.1. Wszystkie otrzymane wyniki zostały przedstawione na diagramach (Fig. 9.4.2.1-10).

Dla 15 próbek z 19-tu analizowanych, otrzymano bardzo dobre wyniki, z doskonale zdefiniowanym „*plateau age*” (powyżej 50% ^{39}Ar , często na poziomie powyżej 60%, a dla jednej analizowanej próbki sięgający 100%; Tabela 9.4.2.1). Dla jednej próbki możliwe jest zdefiniowanie „*pseudoplateau age*” (Żelazów -MST-22, 6 kroków, 37,9 % ^{39}Ar , średnia wartość MSWD – 1,7). Dla trzech próbek, nieznacznie przeobrażonych, nie było możliwe uzyskanie wiarygodnego wieku (Góra Skowron - MST-2; Góra Kamienista MST-3 i Kowalskie - MST-9). Obliczony wiek na podstawie *plateau* utworzonego z 33-43 % ^{39}Ar , w kolejnych krokach wygrzewania próbki, nie może być brany pod uwagę (wysoka wartość MSWD, prawdopodobieństwo 0).

Dla skał wulkanicznych pochodzących z rejonu Opolna – Zgorzelca, trachitu i bazanitu (odsłonięcia: Opolno Zdrój - MST-5; Sulików - MST-6) otrzymano wieki ok. 30 mln lat. Podobne wieki (ok. 29 mln lat) otrzymano dla próbek skał wulkanicznych (bazanitów) pobranych z rejonu opolskiego (kamieniołom Gracze MST 14-16).

Skały wulkaniczne, alkaliczne bazalty, pochodzące z obszaru środkowej części bloku przedsudeckiego (odsłonięcia: Bazaltowa Góra - MST-1; Żelazów MST-22; Gola Dzierżoniowska – MST-8; Gilów - MST-7; Dębowiec - MST-11) są znacznie młodsze. Uzyskane wyniki wskazują na 22-21 mln lat.

Najmłodszymi skałami wulkanicznymi okazały się te pochodzące z rejonu Łądka-Śnieżnika bazanity (odsłonięcia: Lutynia – MST-17, MST-18; Zalesi – MST-19; Czarne Urwisko – MST-20), ich wiek wynosi ok 4,6-4,8 mln lat. Jedna próbka z Karkonoszy (Śnieżne Kotły MST-23), pobrana z rumoszu, jest wieku 1,71 mln lat.

Tabela 9.4.2.1 Wyniki analiz geochronologicznych metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

| L.p. | Akronim | Uwagi | Ar-Ar | | | | |
|------|---------|------------------------------------|---------------------|--------------------|--------------|------|------|
| | | | Wiek \pm błąd mln | % ^{39}Ar | Ilość kroków | MSWD | p |
| 1. | MST-1 | | 22,61 \pm 0,19 | 63,2 | 11 | 0,8 | 0,59 |
| 2. | MST-2 | <i>Brak plateau</i> | 28,39 \pm 0,2 | 36,4 | 6 | 0,9 | 0,49 |
| 3. | MST-3 | <i>Brak plateau</i> | 26,9 \pm 0,4 | 43,4 | 10 | 6,3 | 0 |
| 4. | MST-5 | | 30,12 \pm 0,13 | 100 | 15 | 1,5 | 0,09 |
| 5. | MST-6 | | 30,32 \pm 0,16 | 78,4 | 12 | 1,3 | 0,21 |
| 6. | MST-7 | | 21,66 \pm 0,14 | 55,3 | 7 | 0,6 | 0,69 |
| 7. | MST-8 | | 21,41 \pm 0,13 | 55,5 | 7 | 1,7 | 0,11 |
| 8. | MST-9 | <i>Brak plateau</i> | 29,3 \pm 0,3 | 33,1 | 5 | 0,4 | 0,84 |
| 9. | MST-10 | | 21,28 \pm 0,13 | 53,8 | 8 | 1,3 | 0,26 |
| 10. | MST-11 | | 21,76 \pm 0,2 | 58,2 | 8 | 1,8 | 0,08 |
| 11. | MST-14 | | 29,23 \pm 0,16 | 66,3 | 9 | 1,4 | 0,18 |
| 12. | MST-15 | | 29,1 \pm 0,2 | 68,5 | 6 | 1,4 | 0,22 |
| 13. | MST-16 | | 29,41 \pm 0,18 | 54,5 | 4 | 0,7 | 0,57 |
| 14. | MST-17 | | 4,82 \pm 0,06 | 79 | 7 | 2 | 0,06 |
| 15. | MST-18 | | 4,75 \pm 0,06 | 95,6 | 11 | 1,7 | 0,08 |
| 16. | MST-19 | | 4,68 \pm 0,05 | 59,9 | 5 | 1,6 | 0,17 |
| 17. | MST-20 | | 4,63 \pm 0,05 | 81,5 | 9 | 1,4 | 0,19 |
| 18. | MST-22 | <i>Brak plateau, pseudoplateau</i> | 21,98 \pm 0,15 | 47,9 | 6 | 1,7 | 0,13 |
| 19. | MST-23 | | 1,71 \pm 0,08 | 55,8 | 5 | 1,3 | 0,27 |

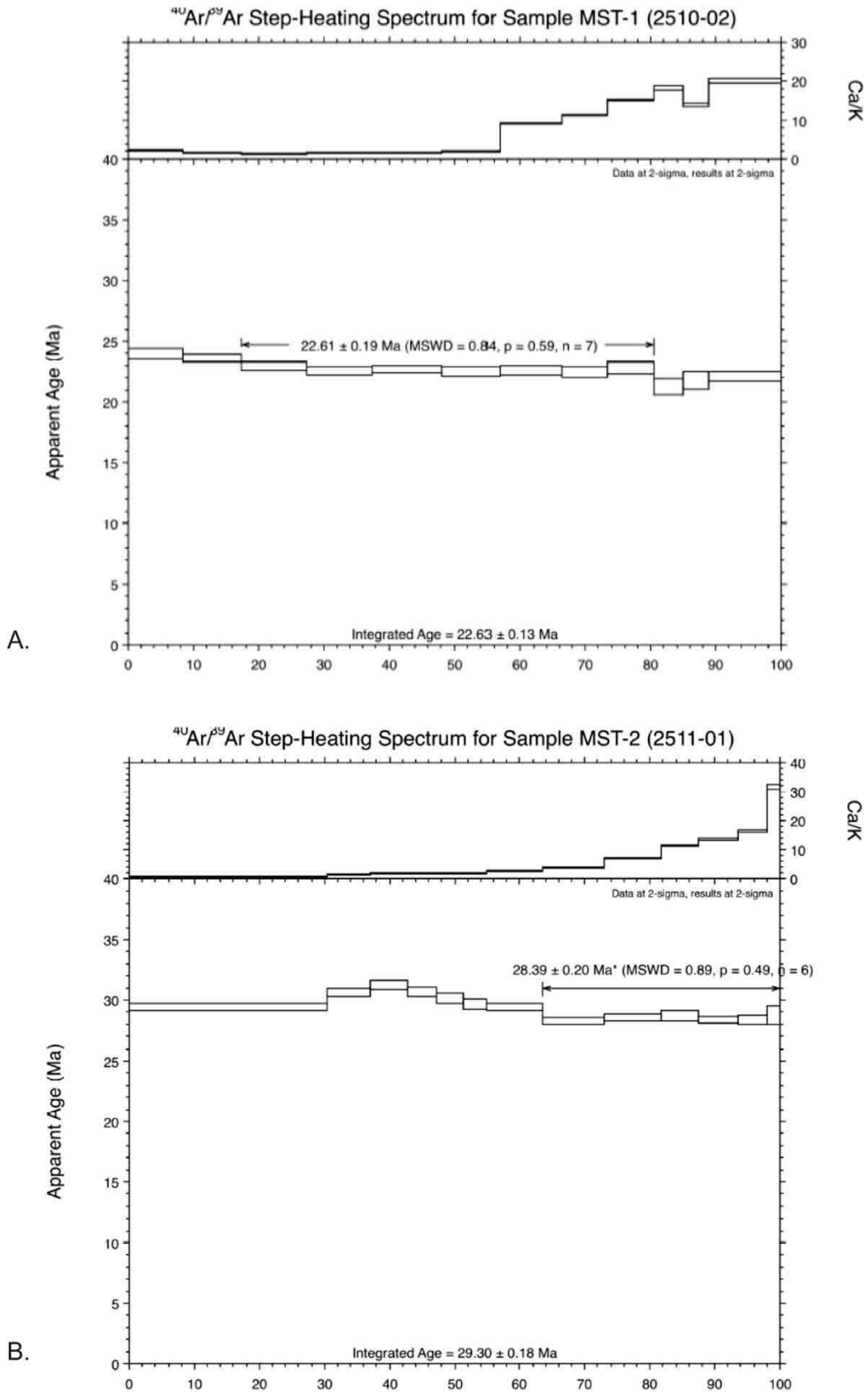


Fig. 9.4.2.1 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a. Bazaltowa Góra (MST-1); b. Góra Skowron koło Dziwiszowa (MST-2).

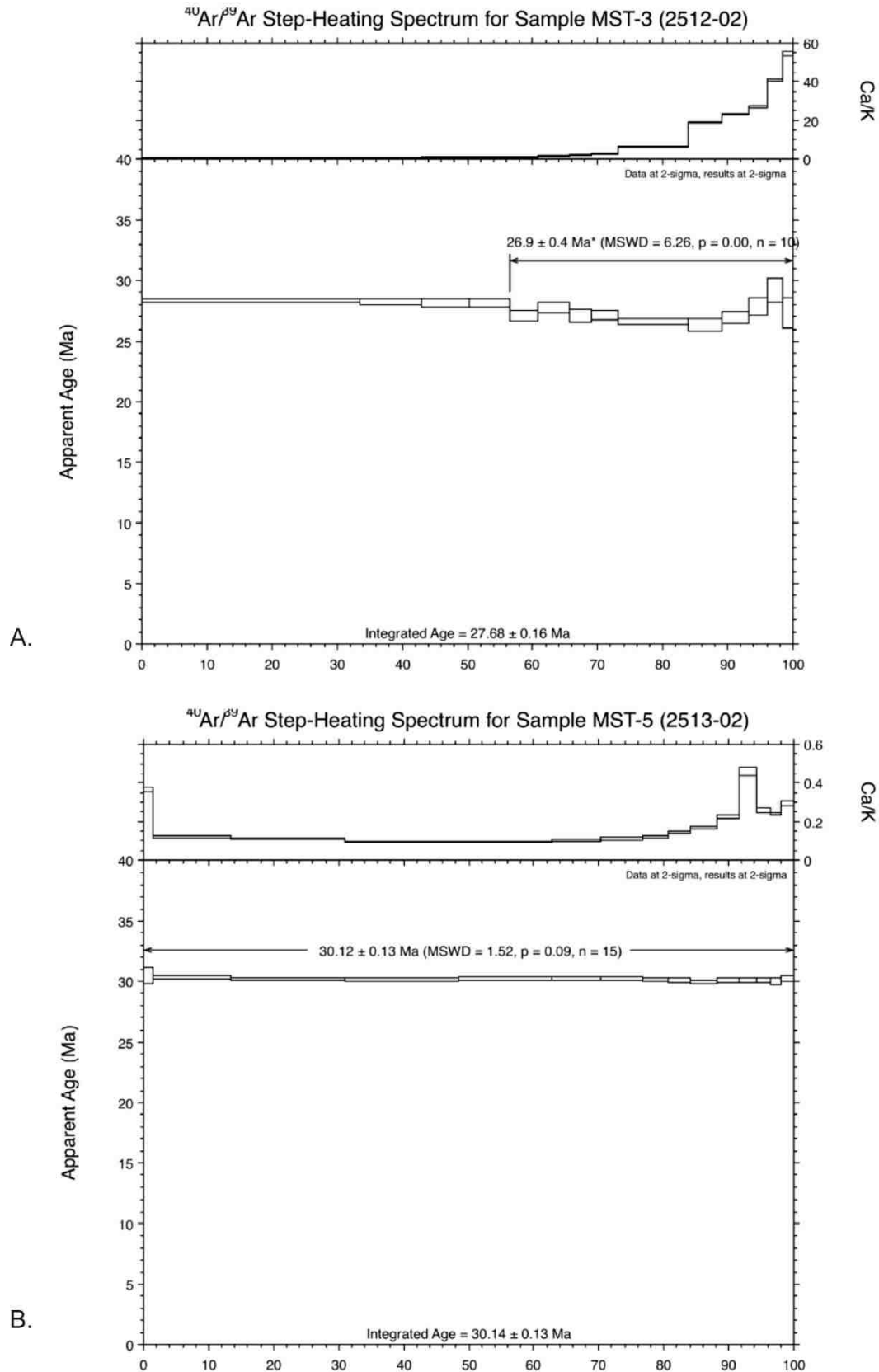


Fig. 9.4.2.2 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a . Góra Kamienista (MST-3); b. Opolno Źródź (MST-5).

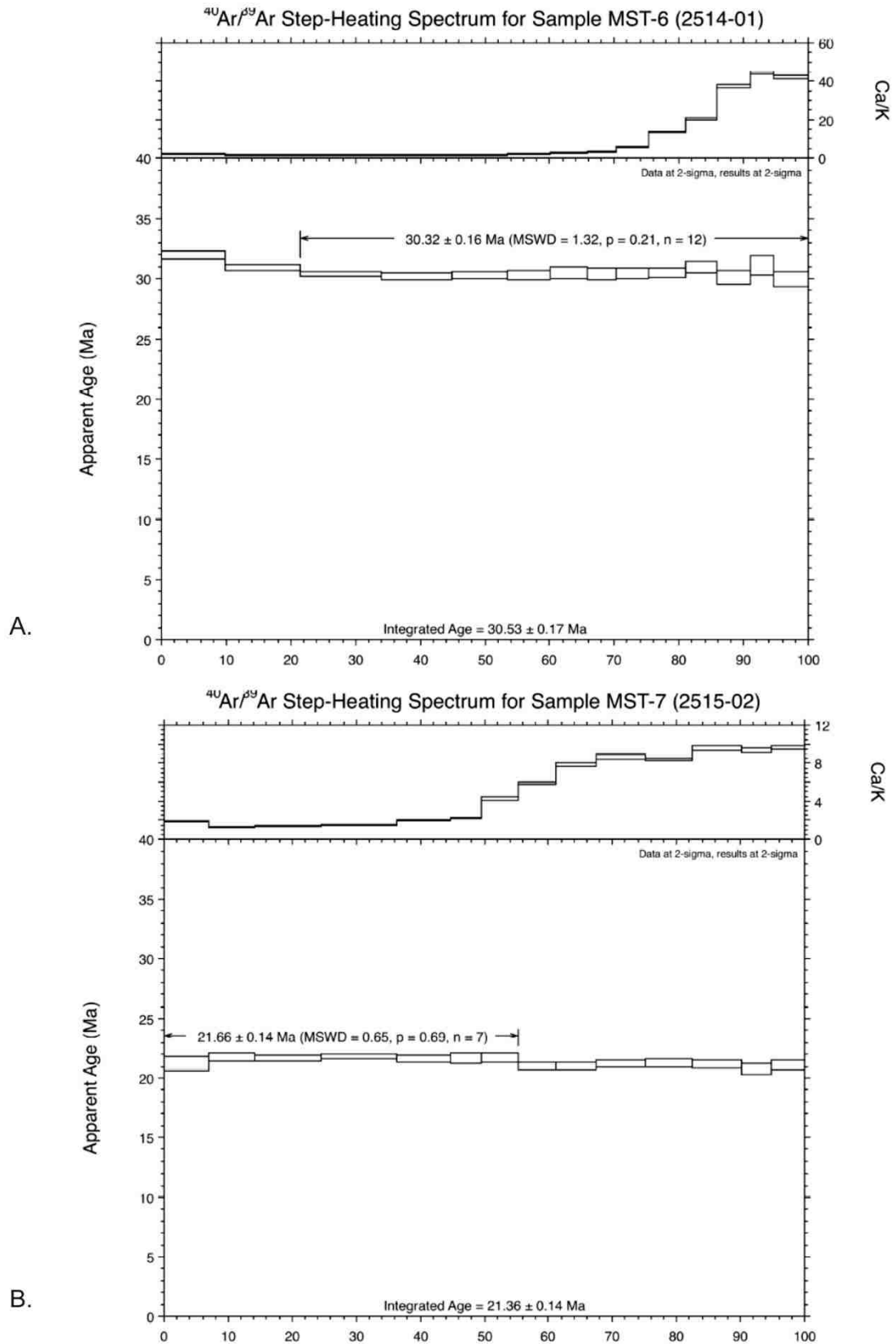


Fig. 9.4.2.3 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a . Sulików (MST-6); b. Gilów III (MST-7).

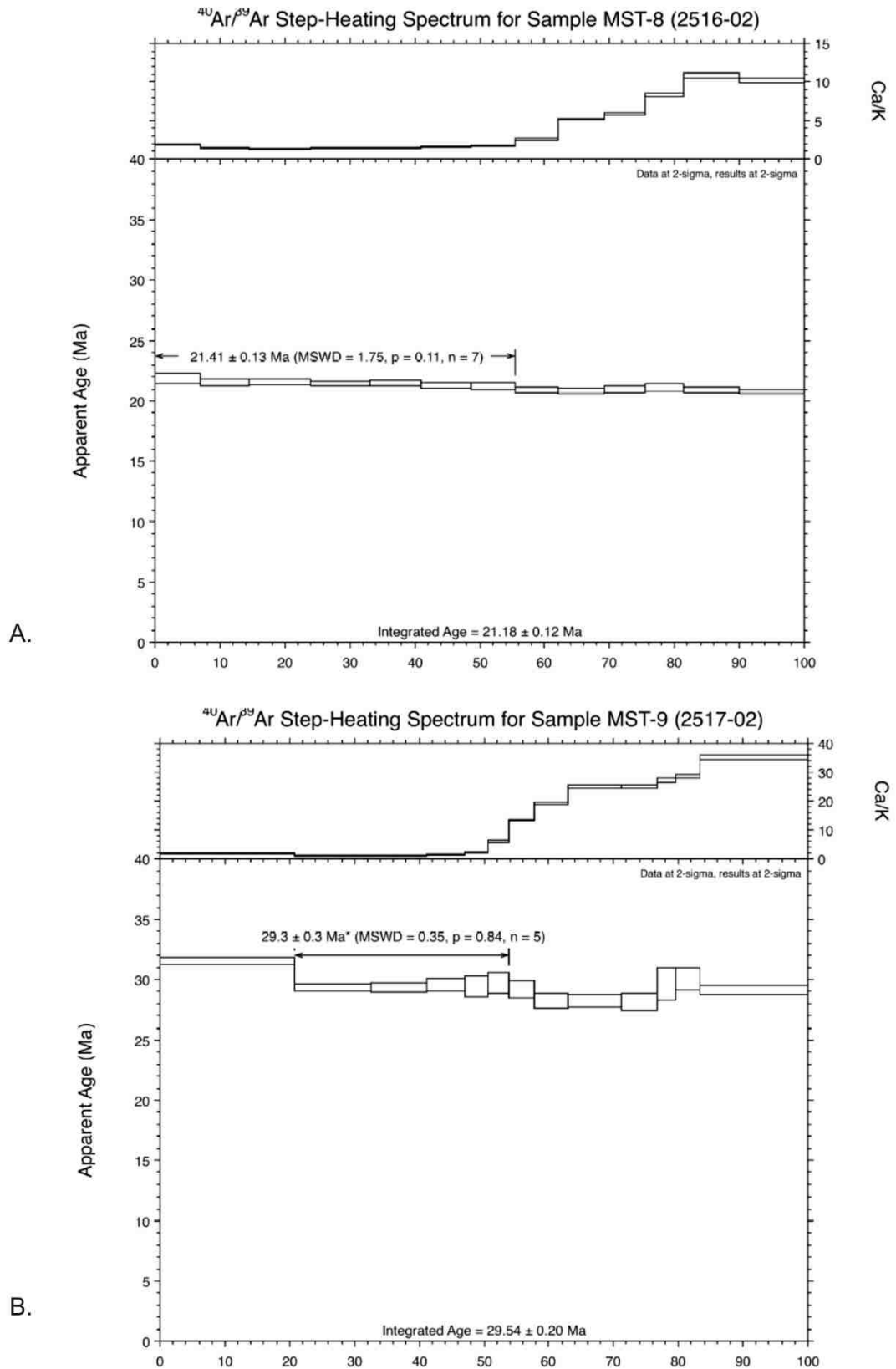


Fig. 9.4.2.4 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a. Gola Dzierżoniowska (MST-8); b. Kowalskie (MST-9).

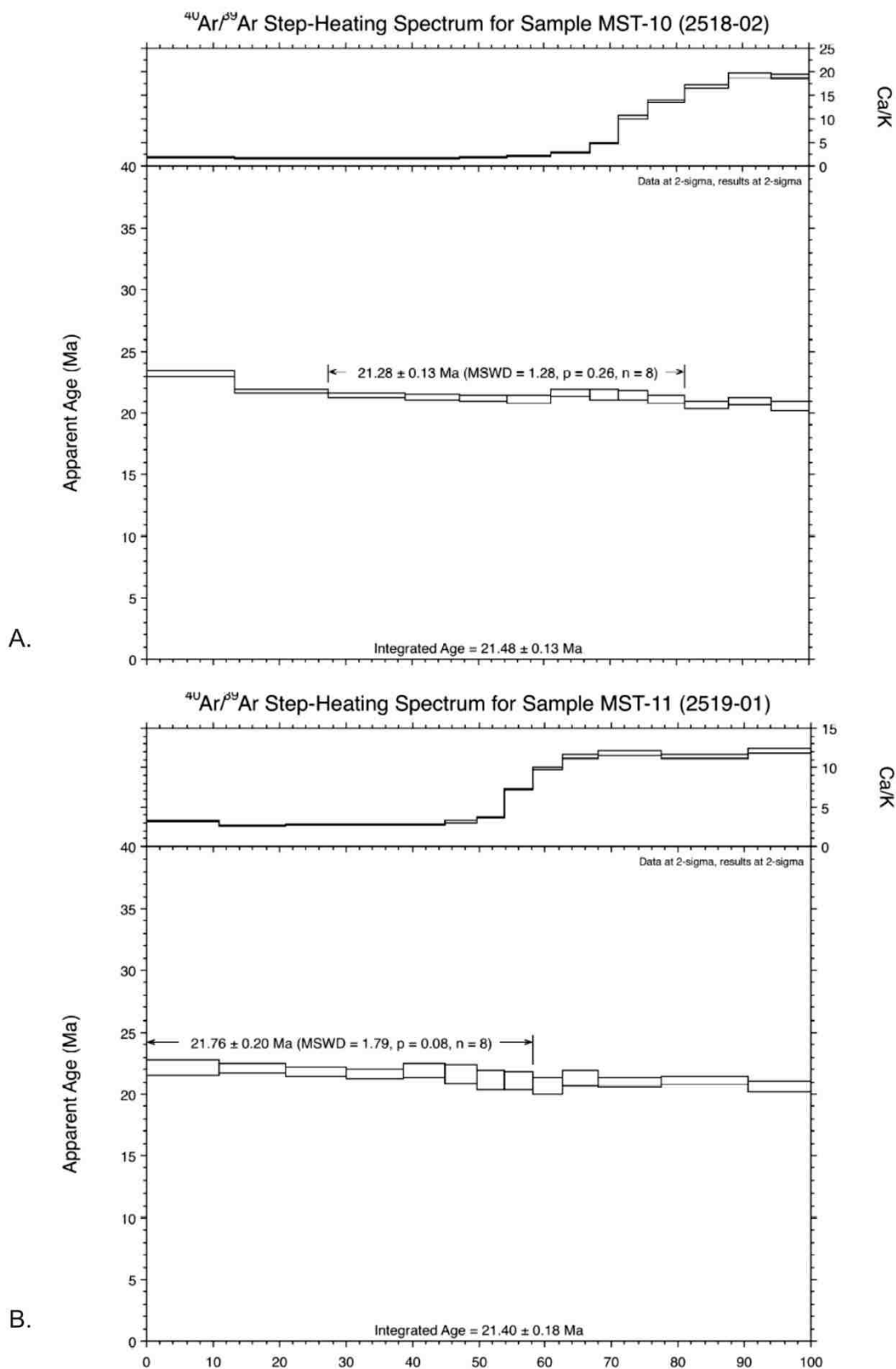


Fig. 9.4.2.5 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a. Targowica (MST-10); b. Dębowiec (MST-11).

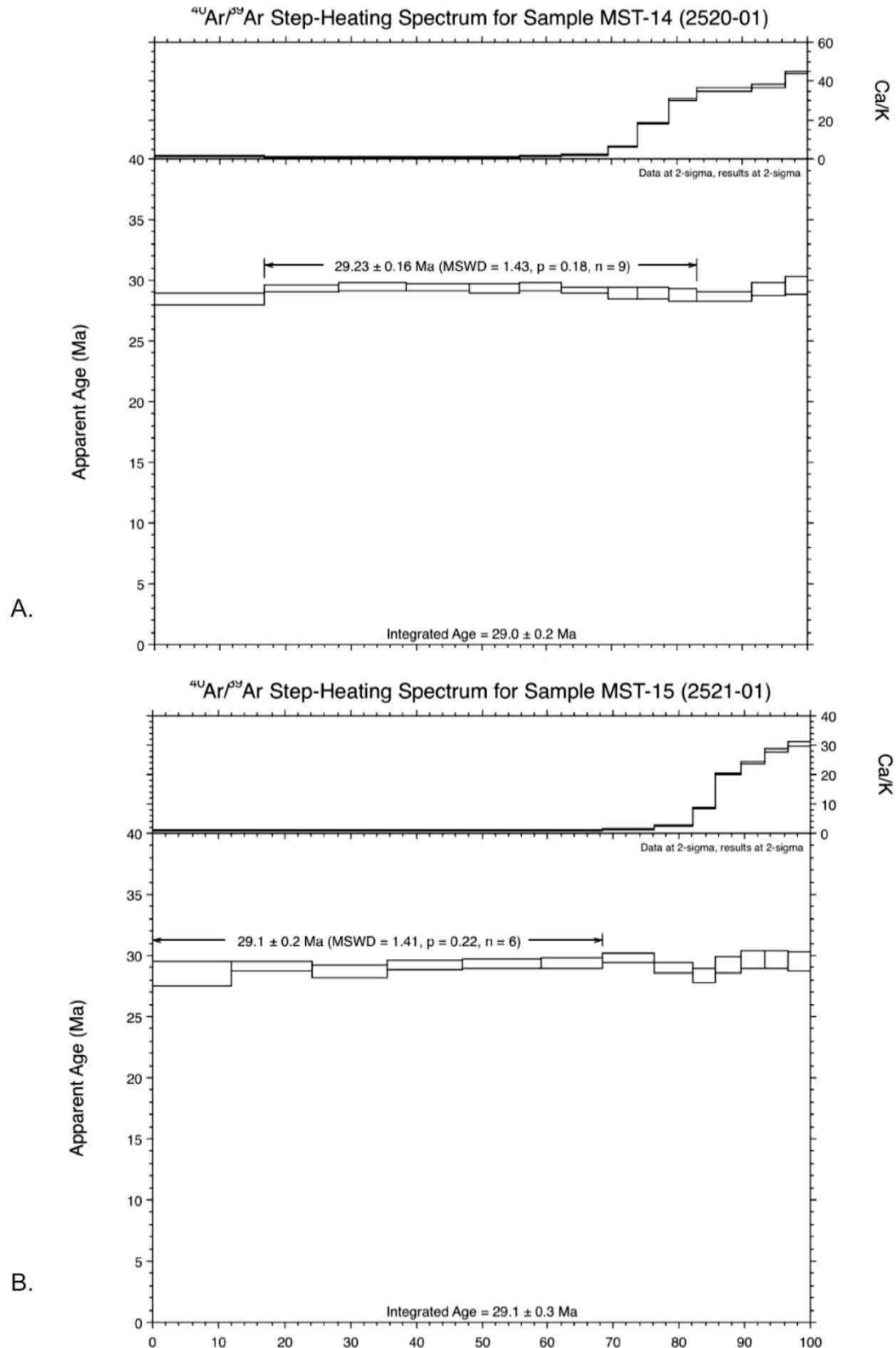


Fig. 9.4.2.6 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a . Kamieniołom Gracze, poziom IX (MST-14); b. Kamieniołom Gracze poziom VII (MST-15).

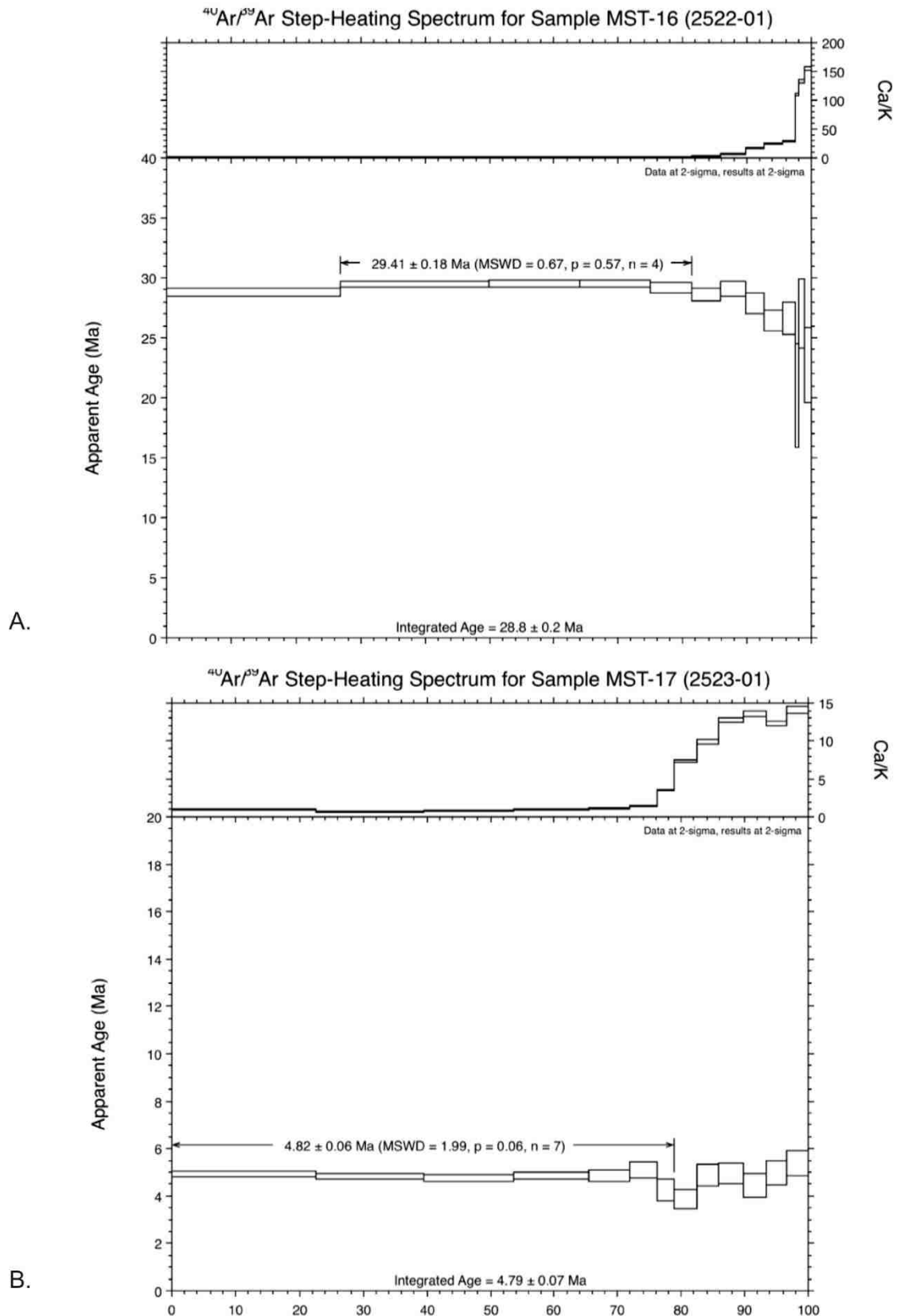


Fig. 9.4.2.7 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a . Kamieniołom Gracze, poziom V (MST-16); b. Lutynia, dolny pokład (MST-17).

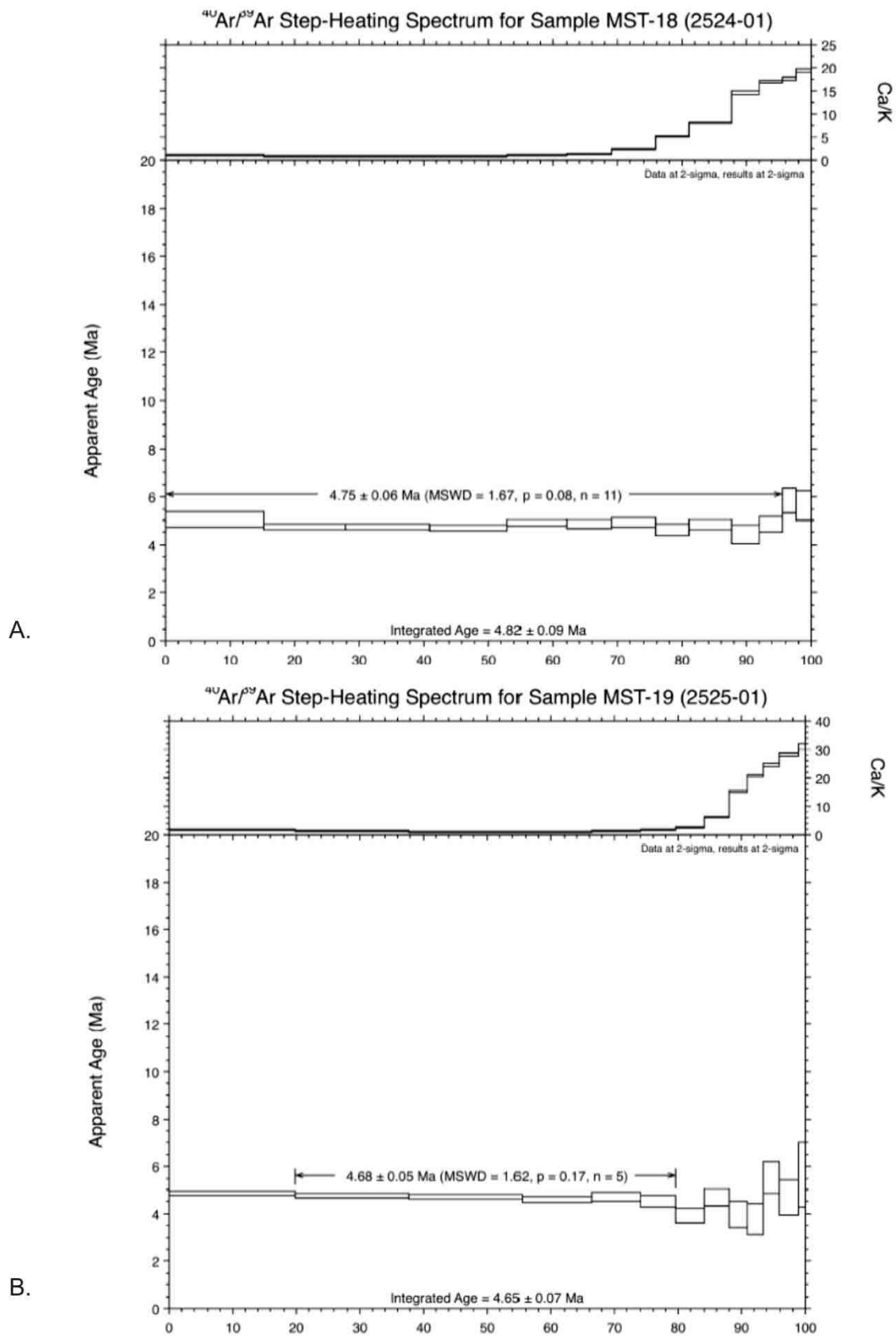


Fig. 9.4.2.8 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a . Lutynia, górny pokład (MST-18); b. Zalesi (MST-19).

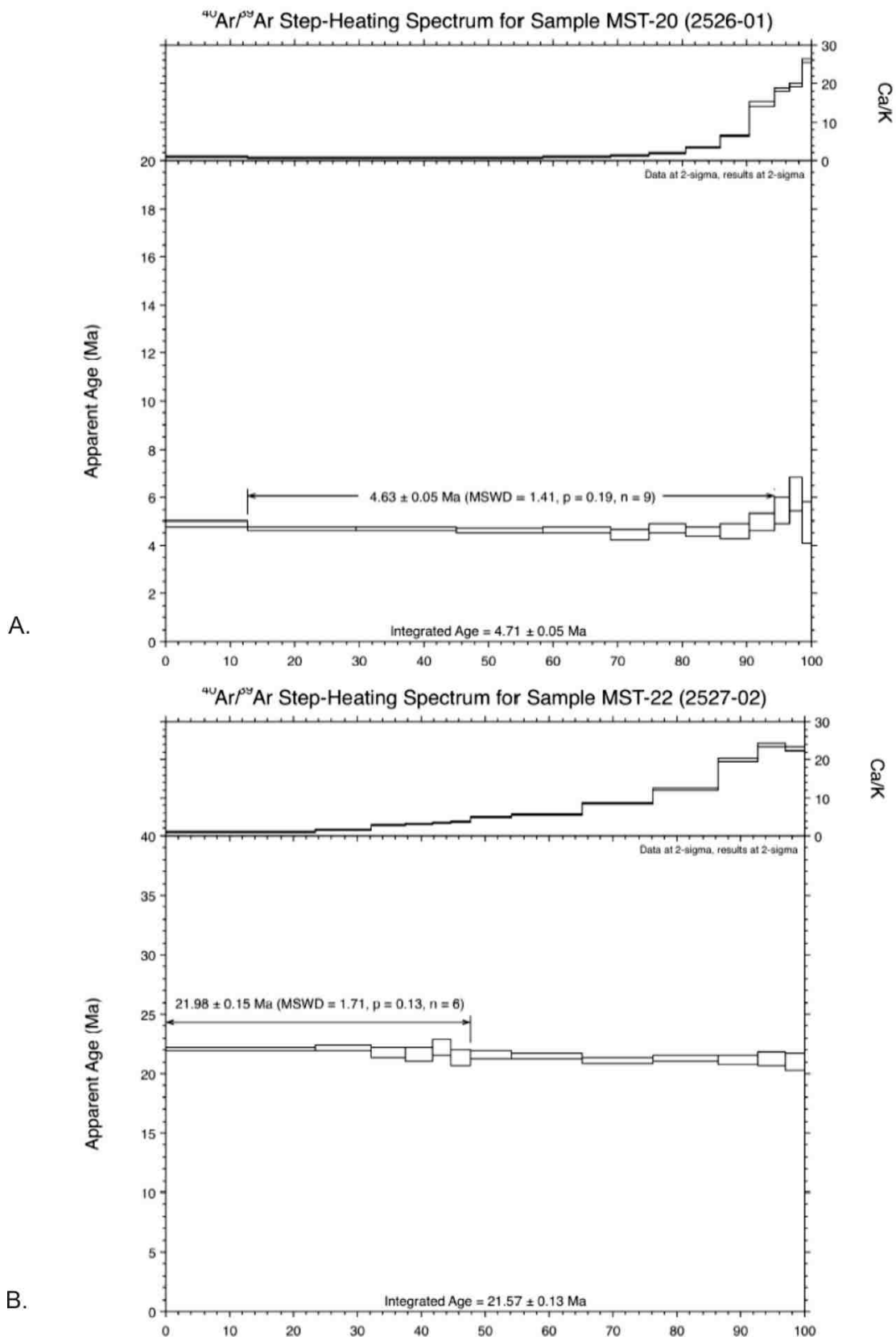


Fig. 9.4.2.9 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a. Czarne Urwisko (MST-21); b. Żelazno (MST-22).

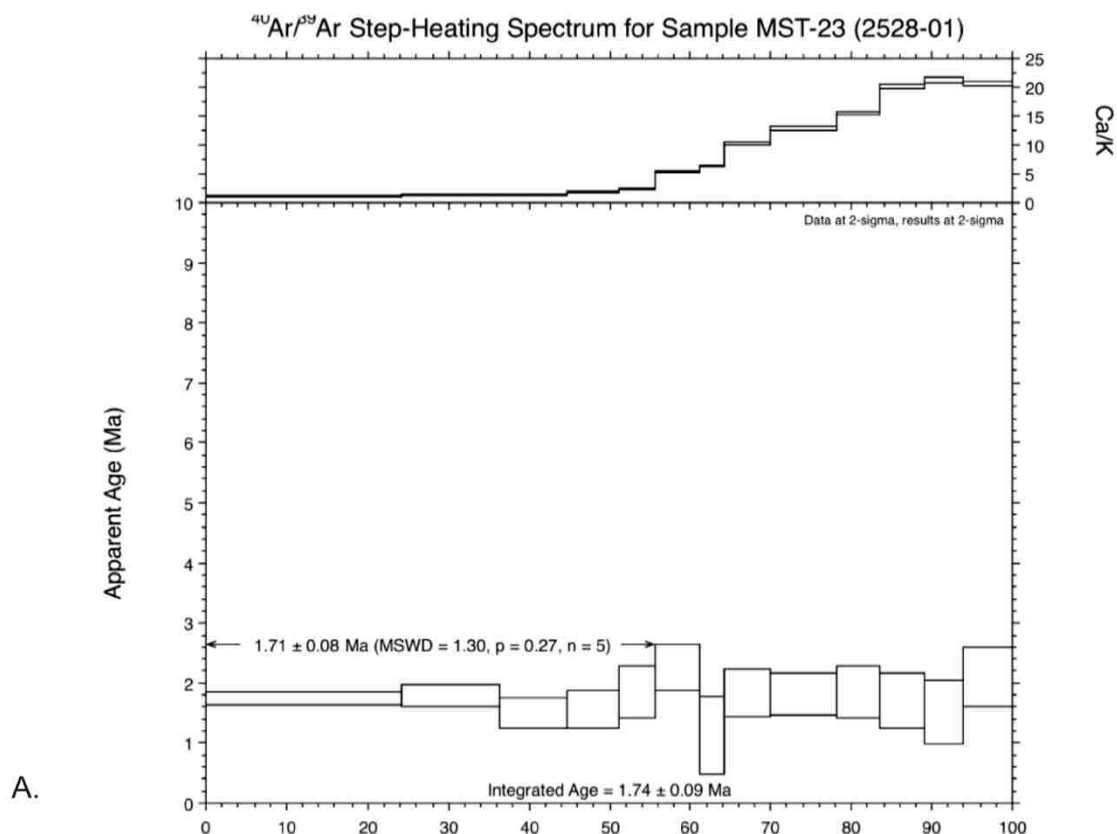


Fig. 9.4.2.10 Wyniki analiz termogeochronologicznych metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar skał wulkanicznych z obszaru Sudetów. a . Śnieżne Kotły (MST-23).

9.5 Podsumowanie

9.5.1 Datowanie kenozoicznych wulkanitów w SW Polsce za pomocą metody Ar-Ar

Pierwsze datowania tą metodą wykonano w ramach realizacji programu dotyczącego rozpoznania potencjału dla geotermii suchych, gorących skał (HDR) (Pańczyk, 2014). Ich wyniki (Figs. 9.5.1 i 9.5.2), lokalizacje zaznaczone kursywą) zostały dołączone do wyników datowań Ar-Ar uzyskanych w ramach realizacji tego projektu. Wszystkie wieki Ar-Ar ujęte w postaci graficznej (Fig. 9.4.1-10) są bardzo dobrej jakości. Wieki te wyznaczono w oparciu o duże zakresy kroków pomiarowych. Ich błędy pomiarowe są bardzo niewielkie. W niektórych lokalizacjach można je skonfrontować z wcześniejszymi wynikami datowań metodą K-Ar. Różnice dochodzą tutaj do prawie 6 mln. lat. Prezentowane tutaj wieki Ar-Ar grupują się w trzech bardzo wąskich przedziałach stratygraficznych (Fig. 9.5.1). Najstarszy zdefiniowano jako fazę rupelską (ok. 30 mln. lat), młodszy jako fazę akwitańską (ok. 21 mln. lat) i najmłodszy jako fazę zanciańską (ok. 4.7 mln. lat). Intruzja bazaltowa w Śnieżnych

Kotłach w Karkonoszach została wydatowana na 1,7 mln lat, ale ze względu na to, że jest to wynik otrzymany na jednej próbce pobranej z rumoszu, należy go traktować na tym etapie badań jedynie informacyjnie i w przyszłości potwierdzić, analizując dodatkowe dwie próbki z tego obszaru.

Skały z określonej fazy przywiązane są generalnie do konkretnego obszaru i mają swoista specyfikę składu geochemicznego. Okres powstawania wulkanitów z poszczególnych faz odpowiadał też swoistemu dla niego reżimowi naprężeń tektonicznych. I tak skały z najstarszej fazy są bazanitami i występują w okolicy Zgorzelca i Opola, gdzie dominują nieciągłości tektoniczne generalnie o kierunku N-S. Wyjątkiem jest tylko bazanit z odsłonięcia w Groźcu, które znajduje się poza obszarem zgorzeleckim, na zachodnich krańcach rozległego pasa wulkanicznego – Strzelin – Strzegom - Złotoryja (Fig. 9.5.2). Na obszarze tego pasa, w pobliżu brzeżnego uskoku sudeckiego o przebiegu NW-SE, znajdują się poza wspomnianym wyjątkiem wulkanity fazy akwitańskiej o składzie bazaltów alkalicznych, z wyjątkiem skał z odsłonięcia Wilcza Góra, które są bazanitami. Wyłącznie bazanitami są też skały fazy zancieńskiej z odsłonięć w pobliżu Łądka Zdroju. Jeśli generalna etapy ewolucji naprężeń tektonicznych w kenozoiku odtwarzane w różnych miejscach pasa waryscydw (Ulrych i in., 2011) uznamy za obowiązujące również na obszarze SW Polski, to możemy stwierdzić, że bazanity oligoceńskie powstawały w ekstensyjnym reżimie naprężeń tektonicznych o kierunku N-S, natomiast bazalty mioceńskie w takim też reżimie, ale o kierunku NW-SE. Nie trudno zauważyć, że wspomniane kierunki nawiązują generalnie do kierunków granic tektonicznych występujących w miejscach nagromadzenia skał magmowych danego wieku. Najprawdopodobniej uruchomione w warunkach ekstensyjnych nieciągłości tektoniczne równoległe do kierunku ekstensji były miejscem migracji magmy i powstawania jej intruzji.

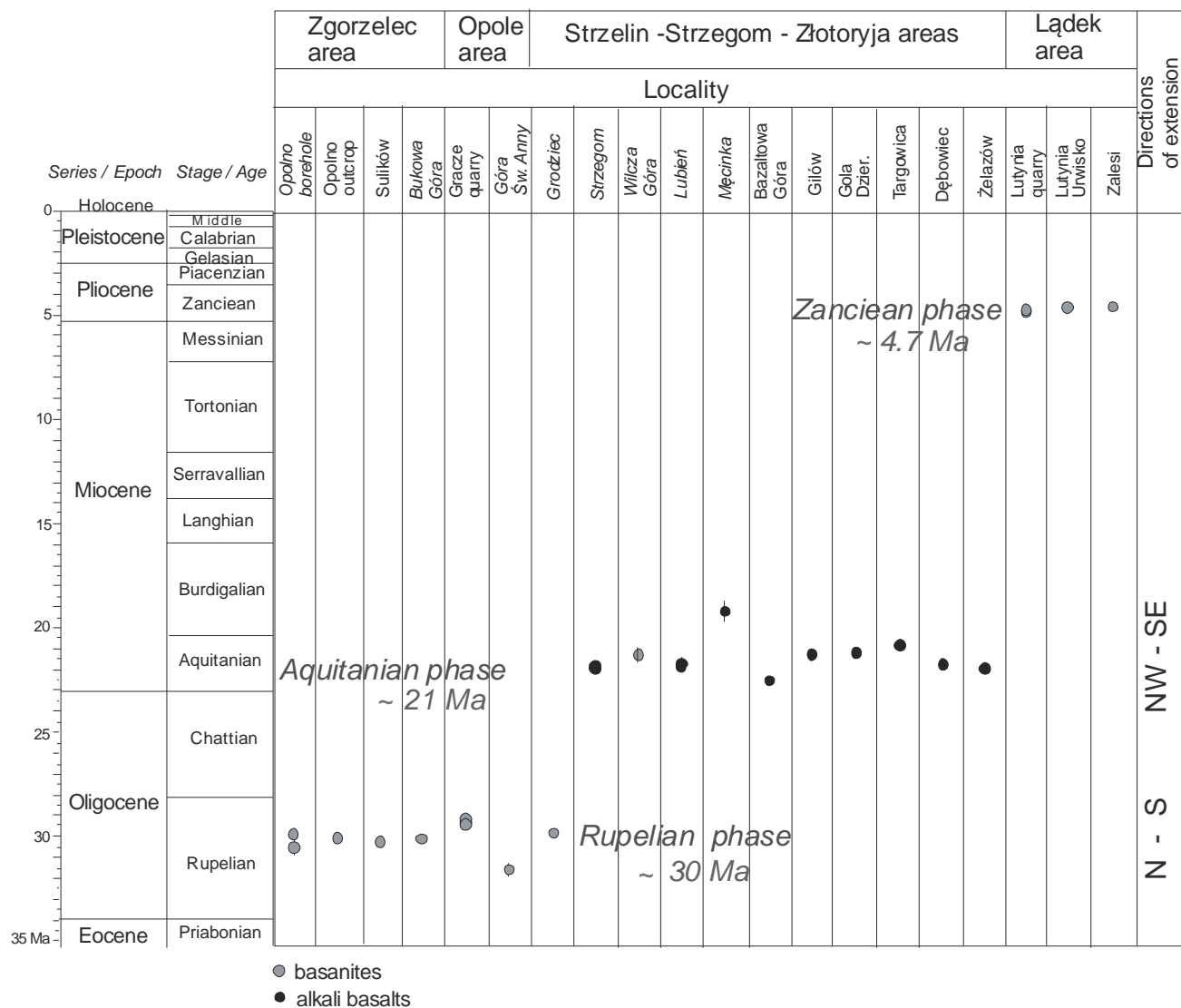


Fig. 9.5.1. Wyniki datowań metodą Ar-Ar kenozoicznych bazaltów i bazanitów z południowo-zachodniej Polski na tle tabeli stratygraficznej (IUGS 2015). *Kursywą zaznaczono lokalizacje badane wcześniej przez Pańczyk (2014).*

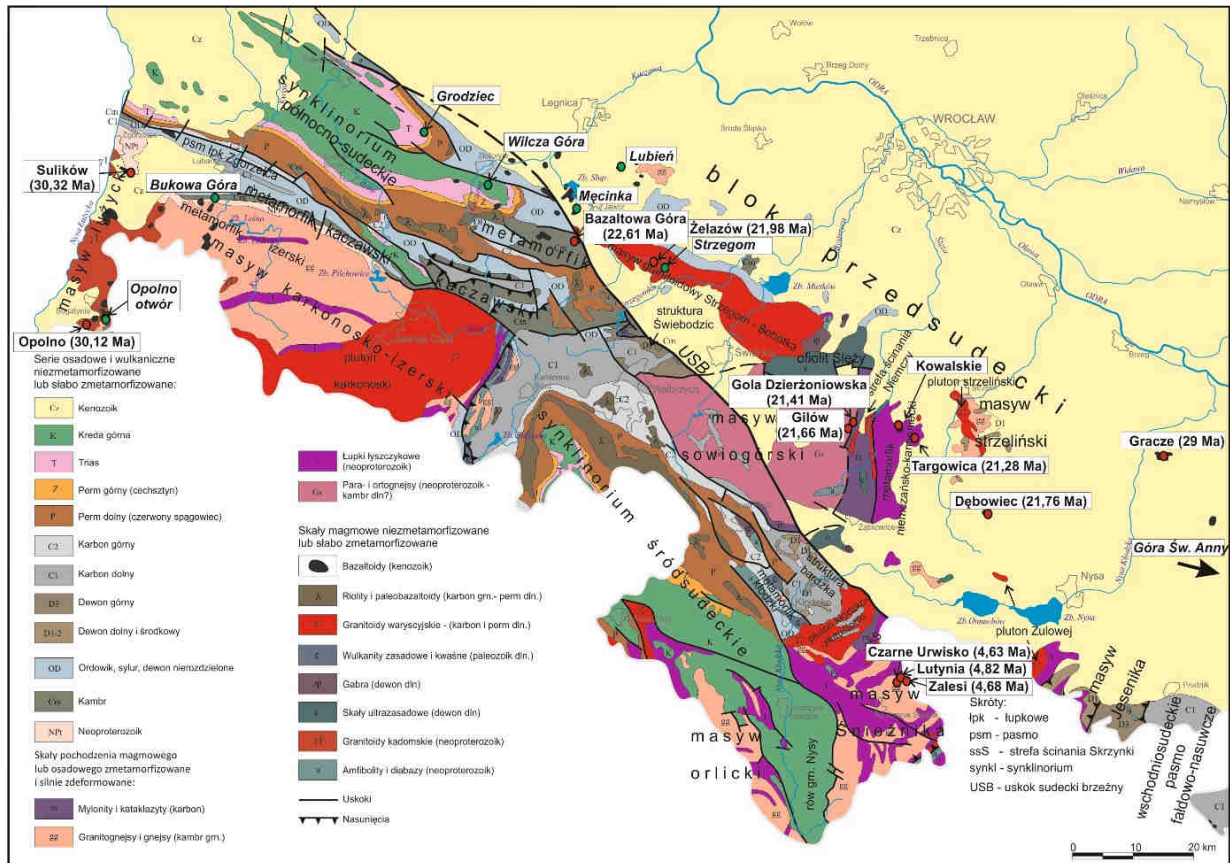


Fig. 9.5.2. Miejsca występowania bazaltów i bazanitów będących przedmiotem datowań Ar-Ar na tle mapy geologicznej Sudetów i ich przedpola (Sawicki, 1967, zmodyfikowane w: Aleksandrowski, 2017). Kursywą zaznaczone lokalizacje z archiwalnego opracowania Pańczyk (2014).

9.5.2. Aspekty geotermalne

Niestety, rozpoznanie za pomocą głębokiej tomografii sejsmicznej kenozoicznego pasa wulkanicznego (Meier i in., 2016) jest niewystarczające, aby w skali lokalnej móc stwierdzić, czy poszczególne jego fragmenty są związane ze przejawami ścienienia skorupy ziemskiej. Także dokładność pomiarów dla potrzeb obliczenia strumienia ciepłego oraz jego modyfikacja przez czynniki inne niż tektoniczne (ciepło radiogeniczne) jest niewystarczająca, aby zauważyć jakiegokolwiek zależności pomiędzy miejscem rozwoju wulkanizmu w SW Polsce a wielkością strumienia ciepłego, czy grubością skorupy ziemskiej. Niewątpliwym związkiem widoczny jest natomiast pomiędzy miejscem aktywności magmowej a reżimem naprężeń tektonicznym i systemem nieciągłości tektonicznych. Tam gdzie reżim jest ekstensyjny, a ekstensja równoległa do głęboko założonych nieciągłości tektonicznych, należy spodziewać się rozluźnień skorupy ziemskiej i migracji, jeśli nie magmy, to co najmniej ciepła z płaszcza ziemi. Obszary związane z młodym wulkanizmem, czy też tylko z wgłębną pionową migracją magmy, powinny być neotektonicznie wynoszone. Stąd, bez wątplenia, dla poszukiwań stref ze zwiększonym wpływem ciepła, z którymi mogą być

związane złoże wód termalnych, niezwykle istotne powinny być wyniki badań neotektonicznych, zmierzających do szczegółowego rozpoznania układów naprężeń, a także do identyfikacji miejsc i skali ruchów pionowych.

Literatura

- Adamovic J., Coubal M.**, 1999 - Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. *Geolines* **9**, 5-14.
- Aleksandrowski P.** (oprac.), 2017 - Mapa geologiczna Sudetów wg. L. Sawickiego 1967. W: *Atlas Geologiczny Polski*, Nawrocki J., Becker A. (red.). PIG-PIB, Warszawa.
- Badura J., Pecskey Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchewicz W., Przybylski B.**, 2005 - New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **2** (3) (139), 7-15.
- Birkenmajer K., Pecskey Z.**, 2002 - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole Region. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, **51**, 31-50.
- Birkenmajer K., Jeleńska M., Kądziołko-Hofmokr M., Kruczyk J.**, 1977 – Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland), based on K-Ar and paleomagnetic dating of Tertiary basalts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **XLVII**, 545-552.
- Birkenmajer K., Pecskey Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P.**, 2002a - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Foresudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **72**, 241-253.
- Birkenmajer K., Pecskey Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P.**, 2002b - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts., *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **72**, 119-129.
- Birkenmajer K., Pecskey Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P.**, 2004 - Radiometric dating of Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **74**, 1-19.

- Büchner J., Tietz, O., Viereck, L., Suhr, P., Abratis, M.,** 2015 - Volcanology, geochemistry and age of the Lausitz Volcanic Field. *International Journal of Earth Sciences*, **104** (8), 2057-2083.
- Cacace M., Bayer U., Marotta A.M.,** 2009 - Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic evolution of the Central European Basin System (CEBS): Constraints from numerical modelling. *Tectonophysics*, **470**: 105-128.
- Dalrymple G.B., Lamphere M.A.,** 1971 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K/Ar dating: a comparison with the conventional technique. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **12**: 300-308.
- Fekiacowa, Z., Mertz, D.F., Renne, P.R.,** 2007 - Geodynamic Setting of the Tertiary Hocheifel Volcanism (Germany), Part I: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. W: Ritter, J.R.R., Christensen, U.R. (eds.). *Mantle Plumes*, Springer, Berlin, Heidelberg, 185-206.
- Haase K.M., Reno A.D.,** 2008 - Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, central Europe. *Chemical Geology*, **257**, 195-205.
- Haase K.M., Goldschmidt B., Garbe-Schonberg C.D.,** 2004 - Petrogenesis of tertiary Continental Intra-plate Lavas from the Westerwald Region, Germany. *Journal of Petrology*, **45** (5), 883-905.
- Jarosiński M., Poprawa P. Ziegler P.A.,** 2009 — Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quart.*, **53** (1): 3–26.
- Jung, S., Vieten, K., Romer, R.L., Mezger, K., Hoernes, S., Satir, M.,** 2012 - Petrogenesis of Tertiary Alkaline Magmas in the Siebengebirge, Germany. *Journal of Petrology*, **53**, 2381-2409.
- Kley J., Voigt T.,** 2008 - Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, **36** (11), 839-842.
- Kretz R.,** 1983 - Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* **68**, 277-279.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B.,** 1989 - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of

Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 1-193.

Meier T., Soomro R.A., Viereck L., Lebedev S., Behrmann J.H., Weidle C., Cristiano L., Hanemann R., 2016 - Mesozoic and Cenozoic evolution of the Central European lithosphere. *Tectonophysics*, **692**, 58-73.

Pańczyk M. 2014 - Wyniki oznaczeń wieku skał bazaltowych. W: "Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce" (kier. A. Wójcicki). Opracowanie końcowe. NAG Warszawa.

Piromallo C., Vincent A.P., Yuen D.A., Morelli A., 2001 - Dynamics of the transition zone under Europe inferred from wavelet cross-spectrum of seismic tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **125**, 125-139.

Rajchl M., Uicny D., Grygar R., Mach K., 2009 - Evolution of basin architecture in an incipient continental rift; the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research* **21**, 269-294.

Renne P.R., Deino A.L., Walter R.C., Turrin B.D., Swisher C.C., Becker T.A., Curtis G.H., Sharp W.D. Jaouni A.-R., 1994 – Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, **22**: 783–786.

Rohrmüller J., Horn P., Peterek A., Teipel, A., 2005 - Specification of the excursion stops – first day: geology and structure of the lithosphere. Introduction. W: Kämpf, H. et al. (eds.). *The KTB Deep Crustal Laboratory and the western Eger Graben*. GeoErlangen 2005, Exkursion 25.-29.09 (2005), 46-50.

Schreiber U., Rotsch B., 1998 - Cenozoic block rotation according to a conjugate shear system in central Europe – indications from palaeomagnetic measurements. *Tectonophysics*, **299**, 111-142.

Solecki A., 2011 – Rozwój strukturalny epiwarwaryjskiej pokrywy platformowej w obszarze synklinorium północnosudeckiego. W Żelaźniewicz A., Wojewoda J., Ciężkowski W. (red.) – *Mezozoik i Kenozoik Dolnego Śląska*, WIND, Wrocław: 19-36.

Ulrych J., Dostal, J., Hegner E., Balogh K., Ackerman L., 2008 - Late Cretaceous to Paleocene melilitic rocks of the Ohre/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: insights into the initial stages of continental rifting. *Lithos*, **101**, 141-161.

Ulrych J., Dostal J., Adamovic J., Jelinek E., Spacek P., Hegner E., Balogh K., 2011 - Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos*, **123**, 133-144.

Wilson M., Downes H., 1991 - Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *Journal of Petrology*, **32**, 811-850.

Wilson M., Patterson R., 2001 - Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary – Quaternary volcanic province of western and central Europe. W: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (eds.). *Mantle Plumes: Their identification Through Time. Geological Society of America Special Paper*, **352**, 37-58.

Wilson M., Downes H., 2004 - Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society, London, Memoris*, **32**, 147-166.

Wimmenauer W., 1974 - The alkaline province of Central Europe and France. W: Sorensen, H. (ed.) *The alkaline rocks*. John Wiley and Sons, New York, 238-271.

Winchester J.A., Floyd P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325-343.

Ziegler P.A., Cloething S., Van Wess J.-D., 1995 – Geological Atlas of Western and Central Europe 1990. *Shell Int. Petrol. Co. and Geol. Sot. Publishing House, Bath*, 239 s.