

Dr Magdalena Matusiak-Małek
Instytut Nauk Geologicznych
Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska
Uniwersytet Wrocławski
Pl. M. Borna 9
50-204 Wrocław

ZAŁĄCZNIK 2a

Autoreferat przedstawiający opis dorobku i osiągnięć naukowych habilitantki
(w języku polskim)

Wrocław, lipiec 2018

1. Imię i nazwisko: **Magdalena Matusiak-Malek**

2. Posiadane dyplomy i stopnie naukowe:

- **Stopień naukowy doktora nauk o Ziemi**, w dyscyplinie geologii nadany uchwałą Rady Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w dniu 3.09.2010.

Tytuł rozprawy doktorskiej: „Peridotitic xenoliths from the Cenozoic lavas of the Złotoryja, Jawor and Łądek Zdrój vicinities (Lower Silesia)”.

Promotor: prof. dr hab. Jacek Puziewicz (Uniwersytet Wrocławski)

Recenzenci: prof. dr hab. E. Słaby (ING PAN), prof. M. Coltorti (Uniwersytet w Ferrarze, Włochy)

- **Dyplom magistra geologii** uzyskany w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w dniu 22.06.2006

Tytuł pracy magisterskiej: „Petrologia enklaw oraz otaczającego je bazaltu z kamieniołomu Winna Góra koło Jawora”.

Promotor: prof. dr hab. Jacek Puziewicz.

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych

- **1.10.2010 – 30.09.2011** – zatrudnienie w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego na stanowisku asystenta
- **1.10.2011 – obecnie** – zatrudnienie w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego na stanowisku adiunkta

4. Wskazanie osiągnięcia wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz.U. 2016 r. poz.882 ze zm. W Dz. U. z 2016 r. poz. 1311.)

a) Tytuł osiągnięcia naukowego/artystycznego:

Jako osiągnięcie naukowe wynikające z ustawy o stopniach naukowych i tytule naukowym (art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r., Dz.U. 2016 r. poz.882 ze zm. W Dz. U. z 2016 r. poz. 1311.) przedstawiam monotematyczny cykl sześciu publikacji pod zbiorczym tytułem:

„Budowa i ewolucja geochemiczna płaszcza litosferycznego Ziemi podścielającego północną krawędź Masywu Czeskiego”

b) Spis publikacji wchodzących w skład osiągnięcia naukowego:

- **P1) Matusiak-Malek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Grégoire M., Benoit M., Klügel A. (2014). Two contrasting lithologies in off-rift subcontinental lithospheric mantle beneath Central Europe - the Krzeniów (SW Poland) case study. *Journal of Petrology*, 55, 1799-1828.**

Mój udział procentowy w powstanie tej pracy wynosił 50%. Mój wkład polegał na przygotowaniu koncepcji badań, wykonaniu badań terenowych, wykonaniu analiz metodą EMP (*Electron Microprobe*, mikrosonda elektronowa) i LA-ICPMS (*Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry*; spektroskopia mas sprzężona z plazmą wzbudzaną indukcyjnie z przystawką do ablacji laserowej), opracowaniu danych chemicznych, przygotowaniu głównych założeń interpretacji i przygotowanie manuskryptu wraz z figurami i tabelami.

Impact Factor (IF) na rok wydania: 4,424

Liczba cytowań *Web of Science* (WoS): 8

- **P2) Puziewicz J., Matusiak-Malek, M., Ntaflos, T., Grégoire, M., Kukula A. (2015). Subcontinental lithospheric mantle beneath Central Europe. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1913-1924**

Mój udział procentowy w powstanie tej pracy wynosił 30%. Mój wkład polegał na zestawieniu opublikowanych i nieopublikowanych analiz chemicznych minerałów, przygotowanie ilustracji i korekcie manuskryptu. Jestem wyłącznym autorem części poświęconej geotermobarometrii oraz ewolucji płaszcza po okresie ryftowania skorupy.

IF na rok wydania: 2,133

Liczba cytowań WoS: 11

- **P3) Kukula, A., Puziewicz, J., Matusiak-Malek, M., Ntaflos, T., Buchner, J., Tietz, O. (2015). Depleted subcontinental lithospheric mantle and its tholeiitic melt metasomatism beneath NE termination of the Eger Rift (Europe): the case**

study of the Steinberg (Upper Lusatia, SE Germany) xenoliths. Mineralogy and Petrology, 109, 761-787

Mój udział w powstanie tej pracy wynosił 20%. Mój wkład polegał na pracy nad interpretacją danych, szczególnie warunków ciśnienia i temperatury (PT) powstania skał oraz nad ustaleniem medium metasomatycznego. Ponadto brałam prace w pisaniu i korekcie manuskryptu.

IF na rok wydania: 1,180

Liczba cytowań WoS: 4

- **P4) Matusiak-Malek, M., Ćwiek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., (2017) Thermal and metasomatic rejuvenation and dunitization in lithospheric mantle beneath Central Europe - The Grodziec (SW Poland) case study. Lithos, 276, 15-29.**

Mój udział w powstanie tej pracy wynosił 45%. Mój wkład polegał na opracowaniu koncepcji badań, wykonaniu badań terenowych, wykonaniu części analiz składu chemicznego minerałów metodą EMP, redukcji danych LAICPMS, interpretacji danych i przygotowaniu manuskryptu wraz z figurami i tabelami.

IF na rok wydania: 3,857

Liczba cytowań WoS: 4

- **P5) Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., Kukula, A., Wojtulek, P.M., (2017) Origin and evolution of rare amphibole-bearing peridotites from Wilcza Góra (SW Poland), Central Europe. Lithos, 286-284, 302-323.**

Mój udział w powstanie pracy wynosił 60%. Mój wkład polegał na opracowaniu koncepcji badań, wykonaniu badań terenowych, wykonaniu analiz metodą EMP i części analiz LAICPMS, opracowaniu i redukcji danych, interpretacji danych i przygotowaniu manuskryptu wraz z figurami i tabelami.

IF na rok wydania: 3,857

Liczba cytowań WoS: 2

- **P6) Ćwiek, M., Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., (2018) Lithospheric mantle beneath NE part of Bohemian Massif and its relation to overlying crust: new insights from Pilchowice xenolith suite, Sudetes, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 107,1731-1753**

Mój wkład w powstanie pracy wynosił 35%. Mój wkład polegał na opracowaniu koncepcji badań, interpretacji danych i przygotowaniu treści manuskryptu.

IF na rok wydania: 2,276

Liczba cytowań WoS: 0

c) Omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników.

I) WPROWADZENIE W PROBLEMATYKĘ BADAWCZĄ OSIĄGNIĘCIA NAUKOWEGO

Zasadność prowadzenia badań geologicznych płaszcza Ziemi

Płaszcz Ziemi rozciąga się pomiędzy skorupą i jądrem planety i stanowi największą jej część, zarówno pod względem masy jak i objętości. Dzieli się on na płaszcz górny, strefę przejściową oraz płaszcz dolny. Płaszcz górny stanowi strefę, gdzie materia z wnętrza Ziemi wchodzi w interakcje z materią pochodzącą z jej powierzchni. W obrębie górnego płaszcza zachodzą procesy wpływające na dynamikę powierzchni całej planety - dryft płyt litosfery oraz występowanie związanych z nim stref ryftowych i subdukcji, trzęsienia Ziemi i tworzenie się magm. Oczywiście jest więc, że dobra znajomość budowy i ewolucji płaszcza Ziemi, a szczególnie jego stropowej części – tzw. płaszcza litosferycznego, jest kluczowa do prawidłowej interpretacji procesów geologicznych rządzących naszą planetą.

Rodzaje próbek skał płaszcza Ziemi – zalety i ograniczenia

Bezpośrednie badania skał płaszcza nie są możliwe, ze względu na głębokość na jakich zalegają: (średnio) 8 km pod oceanami i 32 km pod kontynentami. Dlatego też badanie skał płaszcza *in situ* możliwe jest jedynie przy użyciu metod geofizycznych.

Bezpośrednie badania skał płaszcza możliwe są jednak lokalnie, w miejscach gdzie jego duże fragmenty są wydźwignięte tektonicznie w formie ofiolitów (np. Semail w Omanie, Troodos na Cyprze) lub masywów perydotytowych (np. Ronda w Hiszpanii, Lherz we Francji). Badania prowadzone na dużych ciałach perydotytowych, pozwalają na określenie zależności przestrzennej pomiędzy różnymi odmianami skalnymi budującymi płaszcz, odtworzenie procesów tektonicznych zachodzących w płaszczu, określenie stopnia zubożenia skał płaszcza a także wpływu czynników metasomatycznych na skład chemiczny skał (Kelemen et al., 1990; Garrido i Bodinier, 1999; Le Roux et al., 2007; Bodinier et al., 2008, Morgan et al., 2008 itp.). Duże masywy perydotytowe związane są jednak ze specyficznymi warunkami tektonicznymi (np. strefy kolizji), przez co są stosunkowo mało rozpowszechnione; ponadto, są one zwykle dotknięte procesami metamorfizmu retrogresywnego, co może utrudniać interpretację danych geochemicznych. Innym źródłem materiału do bezpośrednich badań skał płaszcza są tzw. ksenolity – fragmenty skał płaszcza o średnicy od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, wynoszone na powierzchnię przez zasilające erupcje wulkaniczne magmy maficzne. Ksenolity są szeroko rozpowszechnionym składnikiem alkalicznych skał wulkanicznych, szczególnie w środowiskach kontynentalnych, dlatego też umożliwiają badania skał płaszcza w regionach od dłuższego czasu stabilnych tektonicznie. Ponadto, szybkie wynoszenie ksenolitów na powierzchnię w czasie erupcji (kilka do kilkudziesięciu godzin; O'Reilly i Griffin, 2011, Demouchy et al., 2006, Klügel et al., 1997) pozwala uniknąć ich niskotemperaturowego metamorfizmu (serpentyzacji). Praca z ksenolitami ma jednak poważne ograniczenie – płaszcz jest opróbowywany przypadkowo i nierównomiernie, dlatego też zwykle nie można stworzyć jego kompletnej charakterystyki geometrycznej i geochemicznej. Dodatkowymi ograniczeniami są często również niewielkie rozmiary próbek pozwalające na przeprowadzenie tylko wybranych prac

analitycznych. Pomimo powyższych ograniczeń, ksenolity skał płaszcza są w wielu regionach jedynym źródłem informacji o tej ważnej części naszej planety.

Budowa górnego płaszcza Ziemi

Płaszcz Ziemi dzieli się na płaszcz górny i płaszcz dolny, które oddzielone są od siebie tzw. strefą przejściową. Płaszcz górny oddzielony jest od skorupy strefą Mohorovičića (Moho) charakteryzującą się skokowym wzrostem prędkości fal sejsmicznych i gęstości skały. Głębokość występowania strefy Moho pod SW Polską szacuje się na ok. 30-35 km (Majdański et al., 2006). Płaszcz górny rozciąga się od strefy Moho do głębokości 410 km i zbudowany jest z oliwinu, piroksenów, fazy glinonośnej (zależnie od ciśnienia: plagioklaz, spinel lub granat) i podrzędnych ilości innych minerałów (m.in. amfiboli, mik, siarczków, apatytu). Płaszcz górny dzieli się na płaszcz litosferyczny i niżej leżącą astenosferę, które różnią się od siebie własnościami mechanicznymi i sejsmicznymi: płaszcz litosferyczny jest sztywny, a prędkości rozchodzenia się w nim fal sejsmicznych rosną wraz z głębokością, natomiast astenosfera jest ciałem plastycznym, podlegającym konwekcji i charakteryzującym się obniżonymi prędkościami fal sejsmicznych. Granica pomiędzy płaszczem litosferycznym a astenosferycznym (*LAB – Lithosphere Asthenosphere Boundary*) pod SW Polską występuje na głębokości od 80 do 120 km (Puziewicz et al., 2011; Majorowicz et al., 2018). Dolna granica astenosfery nie jest dobrze zdefiniowana. Na głębokości 410 km (górna granica strefy przejściowej) następuje kolejny skokowy wzrost prędkości fal sejsmicznych, związany z przejściem fazowym oliwinu w wadsleit, a na jeszcze większych głębokościach w ringwoodyt. Kolejne przejścia fazowe (i wzrost prędkości fal sejsmicznych) następuje na głębokości 660 km, która uznawana jest za dolną granicę górnego płaszcza. Płaszcz dolny jest silnie heterogeniczny, ale dominującymi fazami tam występującymi są perowskity i ferroperyklaz. Granica pomiędzy płaszczem a jądrem zewnętrznym zlokalizowana jest na głębokości 2900 km.

Procesy wpływające na skład chemiczny płaszcza litosferycznego Ziemi

Płaszcz Ziemi powstał w okresie tworzenia się planety w wyniku dostarczania z kosmosu materiału meteorytowego (chondrytowego) i późniejszej frakcjonacji tego materiału. Zakłada się, że ten tzw. płaszcz pierwotny miał skład lherzolitu (oliwin + ortopiroksen + klinopiroksen + faza glinonośna, np. McDonough i Sun, 1995). Od tego czasu skład chemiczny płaszcza, a szczególnie płaszcza litosferycznego, ulega ciągłej ewolucji geochemicznej. Dwa najważniejsze procesy kształtujące skład chemiczny płaszcza to jego wytapianie i metasomatyzm.

Procesy wytapiania płaszcza rozumie się jako usunięcie z niego składników najbardziej mobilnych, głównie Al, Ca, Fe, REE (*Rare Earth Elements*). Składniki te tworzą stop maficzny, a pozostały restyt jest stopniowo zubażany w minerały bogate te składniki, głównie spinel i klinopiroksen. Jeśli ze skały o składzie pierwotnego płaszcza zostanie wyprowadzone w formie stopu 25% jego pierwotnej objętości, dochodzi do całkowitego usunięcia klinopiroksenu, a pierwotny lherzolit przechodzi w harzburgit. Tak wysokie stopnie wytopienia płaszcza są charakterystyczne dla środowisk oceanicznych lub supra-subdukcyjnych, gdzie tworzą się ogromne ilości stopów (np. Johnson et al., 1990; Niu, 1997; Hellebrand et al., 2002) lub dla wytopienia w archaiku, kiedy temperatura potencjalna

plaszczka Ziemi była znacznie wyższa (np. Griffin et al., 2003, Pearson i Wittig, 2014). W środowiskach kontynentalnych stopień wytopienia pierwotnego płaszczka jest zwykle znacznie niższy (do kilkunastu procent).

Istnieje wiele wskaźników petrograficznych i geochemicznych, na podstawie których można określić stopień wytopienia (zubożenia) płaszczka. Pierwszym z nich jest obecność lub brak w skale klinopiroksenu i spinelu. Należy jednak podkreślić, że w ostatnich latach wiele badań sugeruje, iż obydwie te fazy mogą mieć charakter wtórny (np. Malarkey et al., 2011; O'Reilly i Griffin, 2013, P1). Innymi wskaźnikami stopniaubożenia skały jest stosunek zawartości magnezu do żelaza w piroksenach ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{tot})$) i oliwiny ($Fo = Mg/(Mg + Fe^{tot})$; Arai, 1994), stosunek zawartości Cr do Al ($Cr\# = Cr/(Al + Cr)$) w spinelu (Hellebrand et al., 2001), a także zawartość Al_2O_3 w piroksenach (Upton et al., 2011). Wszystkie te wskaźniki dają informacje jedynie o względnym stopniu wytopienia, informacja o ilości odprowadzonego stopu możliwa jest do ustalenia na podstawie składu chemicznego całej skały (Herzberg, 2004) lub na podstawie zawartości REE w klinopiroksenie (np. Norman, 1998; przy założeniu, że klinopiroksen jest pierwotny).

Drugim, ważnym procesem wpływającym na skład chemiczny skał płaszczka jest proces metasomatozy (metamorfizmu allochemicznego), który prowadzi do ich wzbogacenia w składniki chemiczne. Procesy metasomatyczne zachodzą w wyniku reakcji skał płaszczka (zwykle zubożonego) z migrującymi mediami metasomatycznymi. Mediami metasomatycznymi mogą być stopy krzemianowe (pochodzące bezpośrednio z wytopiania skał pierwotnego lub wcześniej zmetasomatyzowanego płaszczka lub z wytopiania bądź dehydratacji subdukowanej płyty litosfery) lub karbonatytowe (pochodzące z wytopiania płaszczka bogatego w węglany lub z odmieszania magm krzemianowych i węglanowych).

Metasomatyzm skał płaszczka może mieć zróżnicowany charakter:

- metasomatyzm kryptyczny – reakcja metasomatyczna nie prowadzi do powstania nowych faz, a jedynie zmienia zawartość pierwiastków śladowych w minerałach budujących skałę (gł. w klinopiroksenie);
- metasomatyzm modalny – prowadzi do wprowadzenia do skały nowych faz, najczęściej amfibolu lub ciemnej miki (flogopitu), rzadziej rutylu, węglanów, siarczków czy korundu;
- metasomatyzm ukryty („*stealth*”, O'Reilly i Griffin, 2013) – jest to odmiana metasomatyizmu modalnego, w której nowo wprowadzona faza (zwykle klinopiroksen) jest tożsama z fazami, które są typowe dla niezmetasomatyzowanego płaszczka; do ukucia tego terminu w roku 2013 (Op. Cit.) nie uznawano powszechnie możliwości wtórnej genezy klinopiroksenu.

Skład chemiczny skał płaszczka jest zawsze wypadkową (zwykle licznych) epizodów wzbogacania i zubożania. Wszystkie wyżej opisane procesy prowadzą do silnej heterogeniczności skał płaszczka, która doskonale wyrażona jest w określeniu struktury płaszczka jako „babki marmurkowej” („*marble cake*”, Allègre i Turcotte, 1986). Celem pracy petrologa zajmującego się skałami płaszczka jest ustalenie ilości i przebiegu wydarzeń geochemicznych w płaszczku, które składają się na jego ewolucję w czasie.

Stan wiedzy o płaszczu litosferycznym Ziemi pod N krawędzią Masywu Czeskiego

Badania płaszcza Ziemi pod większością obszaru Polski możliwe są jedynie przy użyciu metod geofizycznych (np. Majdański et al., 2006; Wilde-Piórko et al., 2010; Puziewicz et al., 2017; Grad et al., 2018 i referencje tamże). Jedynym obszarem, gdzie możliwe jest bezpośrednie badanie skał płaszcza jest SW część Polski, głównie obszar województwa dolnośląskiego. Występują tam fragmenty paleozoicznej struktury ofiolitowej (np. Kryza i Pin, 2010; Wojtulek et al., 2016), ale jest to również obszar zamarłej, kenozoicznej aktywności wulkanicznej. Skały wulkaniczne z terenu SW Polski tworzą najbardziej wysunięty na wschód fragment kenozoicznej środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej (CEVP - *Central European Volcanic Province*, Wimmenauer, 1974), której powstanie związane jest bezpośrednio z tworzeniem się ryftów kontynentalnych w obrębie masywów waryscyjskich (ECRIS – *European Cenozoic Rift System*, Dézes et al., 2004). Kenozoiczny wulkanizm na terenie Polski jest związany z aktywnością w północnej części ryftu Egeru (Ohře), ale skały wulkaniczne tego wieku występują również wzdłuż systemu uskoku równoległych do północnej krawędzi masywu czeskiego (Sawicki, 1994). Na terenie Polski występowały trzy piki aktywności wulkanicznej: 36-26 mln lat, 22-18 mln lat – 5,5-1 mln (Pécskay i Birkenajer, 2013). Ok. 3% (P5) z ponad 300 znanych wystąpień skał wulkanicznych z SW Polski zawiera ksenolity skał ultramaficznych oraz megakryształy minerałów femicznych, które interpretuje się jako fragmenty płaszcza litosferycznego Ziemi.

Ksenolity skał ultramaficznych (enklawy) budziły w środowisku polskich geologów umiarkowane zainteresowanie (Chodyncka i Kapuściński, 1969; Białowska, 1980, 1993; Kozłowska-Koch, 1981; Smulikowski i Kozłowska-Koch, 1984; Bakun-Czubarow i Białowska, 2003 a, b). Badania tych skał opierały się głównie na opisie mikroskopowym, na analizie mokrej całości skał i (rzadziej) pojedynczych analizach składu chemicznego minerałów. Najważniejszym wnioskiem wypływającym z tych prac jest określenie skał ultramaficznych jako fragmentów płaszcza Ziemi, natomiast piroksenity zostały zinterpretowane jako kumulaty magm maficznych. Szczególną uwagę zwrócono na obecność w perydotytach licznych międzyziarnowych kieszeni stopu. Bardziej rozwiniętą interpretację składu chemicznego i izotopowego ksenolitów z Dolnego Śląska przedstawili Blusztajn i Shimizu (1994). Stwierdzili oni, że metasomatyzm skał płaszcza pod SW Polską zachodził w wyniku reakcji ze stopami karbonatytowymi (okolice Łądką Zdroju) i krzemianowego (okolice Lubania oraz Złotoryi). Nowsze publikacje były wynikiem mojej pracy doktorskiej (Matusiak-Malek et al., 2010) oraz dalszych prac prowadzonych przez zespół prof. J. Puziewicza (Puziewicz et al., 2011). Prace te, jak i późniejsze wykonywane były przy współpracy z zagranicznymi specjalistami, głównie prof. T. Ntaflosem (Uniwersytet Wiedeński, Austria) oraz prof. M. Grégoire (*Observatoire Midi Pyrénées*, Tuluza, Francja). W pracach tych zastosowano nowoczesne metody badawcze: mikrosondę elektronową (EMP – *Electron Microprobe*) oraz spektroskopię mas *in situ* (LA-ICPMS – *Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry*). Matusiak-Malek et al. (2010) zasugerowali, że stop metasomatyczny, który reagował ze skałami płaszcza pod wschodnią częścią polskiej części CEVP (okolice Łądką Zdroju) nie miał charakteru karbonatyty, ale raczej stopu krzemianowego zawierającego CO₂. Natomiast Puziewicz et al. (2011) ustalili, że płaszcz pod północnym przedłużeniem Rowu Egeru (okolice Lubania) uległ bardzo silnej przebudowie

(odmłodzeniu, *rejuvenation*) w wyniku syn-wulkanicznej reakcji ze stopem krzemianowym o składzie nefelinitu.

II) OMÓWIENIE OSIĄGNIĘCIA NAUKOWEGO

Główne cele badań przedstawionych w publikacjach zgłaszanych jako osiągnięcie naukowe

Głównym tematem prowadzonych przeze mnie badań naukowych jest petrologia i geochemia ksenolitów skał płaszcza litosferycznego podścielającego północną krawędź Masywu Czeskiego, głównie na obszarze SW Polski i E Niemiec. Głównymi celami moich badań było:

- opis składu mineralnego oraz tekstur skał płaszcza litosferycznego;
- określenie ciśnienia i temperatury (warunki PT), w jakich minerały budujące skały płaszcza litosferycznego znajdowały się w równowadze chemicznej;
- określenie stopnia zubożenia skał płaszcza;
- odtworzenie historii metasomatycznej skał płaszcza (typy reakcji, charakter medium metasomatycznych);
- znalezienie zależności przestrzennych lub czasowych pomiędzy fragmentami płaszcza o podobnej historii geochemicznej.

Petrologia i cechy teksturalne skał płaszcza pod N krawędzią Masywu Czeskiego

Ksenolity skał płaszcza występujące w kenozoicznych wulkanitach SW Polski i E Niemiec charakteryzują się niewielkim rozmiarem, zwykle nie przekraczającym średnicy 5 cm. W wielu lokalizacjach ksenolity współwystępują z megakryształami klinopiroksenu, rzadziej oliwinu (Matusiak-Małek et al., 2010, Puziewicz et al., 2011, Lipa et al. 2014). Wśród ksenolitów można wyróżnić dwie, współwystępujące grupy: perydotyty i piroksenity. Wśród perydotytów dominującą odmianą są harzburgity, podrzędnie występują dunity i lherzolity, wyjątkowo rzadko – wehrlity. Wszystkie perydotyty są perydotytami spinelowymi, choć niekiedy faza ta nie występuje w próbkach, albo jest silnie zmieniona przez reakcję z infiltrującymi stopami (Matusiak-Małek et al., 2010, 2013). Perydotyty z badanego obszaru charakteryzują się teksturą protogranularną z rzadkimi przejściami do porfiroklastycznej (Mercier i Nicolas, 1975). Tekstury kierunkowe występują sporadycznie.

Ze względu na pozycję tekstualną, w perydotytach można wyróżnić trzy grupy minerałów: I – zwykle duże kryształy budujące główną masę skały; II – lamelkowate odmieszania spinelu i piroksenów w piroksenach; III – drobnoziarniste agregaty międzyziarnowe (tzw. *melt pockets*; P1). Obecność znacznych ilości agregatów międzyziarnowych jest cechą charakterystyczną wszystkich perydotytów z badanego obszaru (Matusiak-Małek et al., 2010, Puziewicz et al., 2011; P1-P6). Spinel I tworzy niekiedy robaczkowate przerosty z klinopiroksenem (tzw. symplektyty; Matusiak-Małek et al., 2010; P1; P3; P5; P6) lub oliwinem i ortopiroksenem (P3).

Piroksenity występują w tylko niektórych lokalizacjach (P3, P5). Dominują klinopiroksenity i oliwinowe klinopiroksenity. Jedynie piroksenity z Wilczej Góry (P5) zawierają fazę uwodnioną – amfibol. Niemal wszystkie piroksenity charakteryzują się teksturą kumulatową.

Skład chemiczny minerałów budujących perydotyty

Ze względu na małe rozmiary ksenolitów wszelkie interpretacje geochemiczne dotyczące perydotytów z SW Polski i E Niemiec są oparte głównie na badaniach składu chemicznego minerałów.

Podstawowa klasyfikacja chemiczna perydotytów została stworzona na podstawie badań zestawu ksenolitów z Krzeniowa (P1; Fig. 1) i opiera się o zawartość cząsteczki forsterytowej (Fo) w oliwinie. Dalszy podział skał na podgrupy jest oparty na zawartości pierwiastków śladowych w klinopiroksenie (Fig. 1). Klasyfikacja ta doskonale sprawdza się w przypadku wszystkich perydotytów z SW Polski i E Niemiec (P1-P6), ale wchodzi także do użycia w literaturze ogólnościowej (np. Pelorosso et al., 2017).

Ze względu na zawartość Fo w oliwinie perydotyty dzielą się na grupy: **A – Fo₈₉₋₉₂** i **B-Fo₈₄₋₈₉**. Perydotyty zakwalifikowane jako grupa A odpowiadają charakterystyce typowego płaszcza rezydualnego, tzw. OSMA (*Olivie-Spinel Mantle Array*, Arai, 1994). Piroksenity zostały zaklasyfikowane jako **grupa C**.

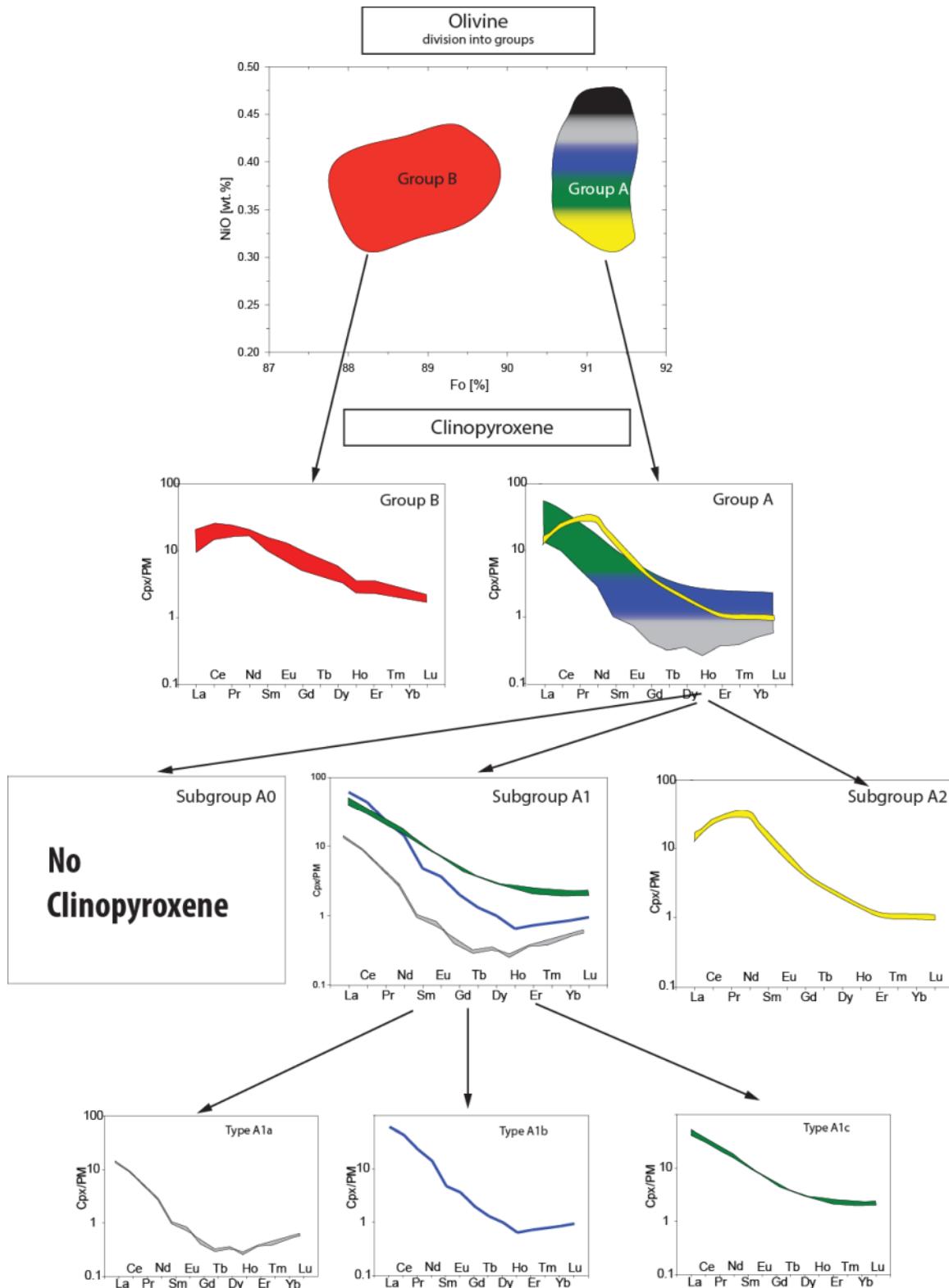


Fig. 1. Podział ksenolitów z Krzeniowa ze względu na skład chemiczny oliwinu i klinopiroksenu (P1)

Różnice pomiędzy grupami widoczne wyraźnie w składzie chemicznym oliwinu przekładają się na zróżnicowane wartości Mg# i zawartości pierwiastków głównych i śladowych w piroksenach. Zmienność składu chemicznego ortopiroksenu jest doskonale widoczna pomiędzy próbkami z różnych wystąpień. W skali regionalnej, w grupie A

widoczne są dwa trendy zmienności wartości $Mg\#$ względem zawartości Al: „poziomy” (Lutynia, Księginki, Wilcza Góra) i „pionowy” (Krzeniów, Steinberg, Grodziec; Fig. 2a), natomiast w skałach grupy B zależność ta jest nieznacznie negatywna (Fig. 2b). Zróżnicowanie w obrębie grup i pomiędzy grupami jest wyraźnie widoczne także w skali jednego odsłonięcia (Fig. 2c). Prace przedstawiane jako osiągnięcie naukowe, jako jedne z pierwszych w skali światowej zawierają i wykorzystują do interpretacji dane dotyczące zawartości pierwiastków śladowych w ortopiroksenie. Zwykle ortopiroksen jest silnie zubożony w LREE, ale w jednej z grup z Krzeniowa widoczne jest metasomatyczne wzbogacenie w te pierwiastki (P1).

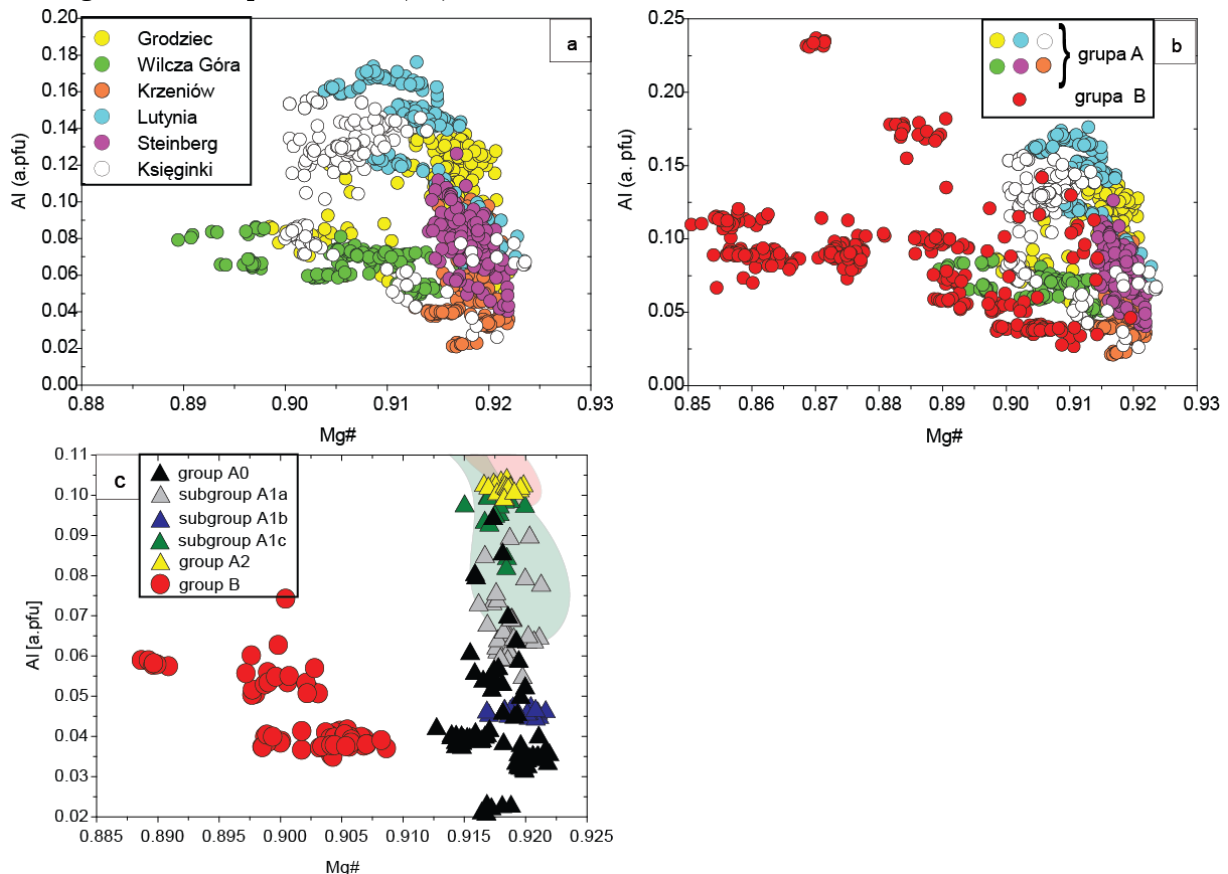


Fig.2. Wartość $Mg\#$ vs. zawartość Al w ortopiroksenie z perydotytów (a) grupy A, ze wszystkich zbadanych lokalizacji w SW Polsce i E Niemczech (P4)); (b) z grupy A i B ze wszystkich lokalizacji (zestawienie danych); (c) z Krzeniowa, z podziałem na grupy i podgrupy (P1).

W przypadku klinopiroksenu zróżnicowanie chemiczne w skali regionalnej widoczne jest głównie w silnie zmiennej wartości $Mg\#$: wartości te wahają się od 0,85 do 0,96; nie występują systematyczne różnice w zmienności zawartości pierwiastków głównych pomiędzy klinopiroksenem z grup A i B (P2, P4). Duża zmienność jest natomiast widoczna w zawartości pierwiastków śladowych, co najlepiej widoczne jest na podstawie REE: w grupie A wydzielić można diagramy o przebiegu U-kształtnym (wzbogacenie w LREE, zubożenie w MREE) oraz S-kształtnym (wzbogacenie w LREE, z ugięciem na Pr lub Nd), klinopiroksen w grupie B charakteryzuje się S-kształtnym przebiegiem diagramów REE (Fig. 1). Wartości $Mg\#$ w klinopiroksenie o U-kształtnym przebiegu diagramu REE są zawsze podwyższone (pow. 0,92).

Spinel występuje głównie w skałach grupy A, jego skład chemiczny wykazuje negatywną korelację pomiędzy wartościami Mg# (0.45-0.80) a Cr# (0.15-0.80). Nieliczne kryształy spinelu występujące w skałach grupy B są zwykle wzbogacone w Ti. W składzie chemicznym amfibolu również widać zróżnicowanie odpowiadające podziałowi na grupy A, B i C (P5).

Nieznaczna wielkość ksenolitów oraz niska modalna zawartość klinopiroksenu sprawia, że badania izotopowe klinopiroksenu są bardzo ograniczone. Niemniej jednak dostępne dane nie wskazują na żadne, systematyczne różnice w składzie izotopowym klinopiroksenu z grupy A i B (P1, P5). Skład izotopowy klinopiroksenu lokuje go w polu HIMU i jest zbliżony do składu maficznych skał wulkanicznych ze wschodniej części CEVP.

Warunki PT powstawania perydotytów.

Określenie bezwzględnych wartości ciśnienia, w jakich powstały perydotyt jest trudne ze względu na brak dobrze skalibrowanego, powszechnie stosowanego geobarometru. Dlatego większość danych barometrycznych ma charakter względny i opiera się na cechach mineralnych i teksturalnych skały. Ksenolity perydotytów z N krawędzi Masywu Czeskiego zawierają w swym składzie spinel, który jest stabilny w ciśnieniach 1,0-2,0 (2,4) GPa (Green i Ringwood, 1967; Klemme i O'Neill, 2000), co w przybliżeniu odpowiada głębokości na jakiej znajduje się Moho pod SW Polską (ok. 35 km, Majdański et al., 2006). W niektórych lokalizacjach (Lutynia, Matusiak-Malek et al., 2010, P1, P3) występują pojedyncze próbki zawierające symplektyty spinelowo-klinopiroksenowe powstające w wyniku rozpadu granatu podczas dekompresji lub podgrzewania (np. Falus et al., 2007). Dlatego też płaszcz podścielający N krawędź Masywu Czeskiego musiał przechodzić epizody wynoszenia, prawdopodobnie związane z kenozoicznym ryftowaniem skorupy (Špaček et al., 2013). Ponieważ przejście z pola stabilności granatu do spinelu następuje na głębokości ok. 50 – 70 km (Zibera et al., 2013), można uznać, że jest to maksymalna głębokość z jakiej pochodzą perydotyty na badanym obszarze (P2).

Do określenia warunków temperaturowych w płaszczu litosferycznym można zastosować wiele geotermometrów, najbardziej wiarygodne z nich oparte są na równowadze chemicznej pomiędzy współwystępującymi klinopiroksenem i ortopiroksenem (Brey i Köhler, 1991; Liang et al., 2013). W przypadku perydotytów z badanego obszaru, zastosowanie tego typu termometrów jest niekiedy niemożliwe, ze względu na brak klinopiroksenu. Ponadto, w wielu przypadkach (np. P1, P3, P6) pirokseny nie znajdują się w równowadze chemicznej, co przejawia się np. dużymi różnicami w wartościach Mg#. W takich przypadkach, nawet jeśli równowaga geochemiczna występuje na poziomie pierwiastków śladowych (P1), uzyskane wyniki charakteryzują się dużym zakresem i są uznawane za niewiarygodne. Inny, szeroko stosowany geotermometr (Witt-Eickshen i Seck, 1991) opiera się na składzie chemicznym ortopiroksenu w obecności spinelu. Jednak w tym przypadku barierą stosowności do skał z SW Polski i E Niemiec stanowi brak spinelu w wielu próbkach oraz wysoka zawartość Al i Cr na pozycji M1 w ortopiroksenie. Dlatego w pracach przedstawionych jako osiągnięcie naukowe stosowane jest szerokie spektrum geotermometrów, ustalające warunki temperaturowe różnych reakcji chemicznych w płaszczu. W wypadku wielu próbek, a nawet zestawów próbek z całej lokalizacji (P1, P2-P6), nie udało się ustalić wiarygodnej temperatury.

Temperatury wyliczone w oparciu o skład chemiczny piroksenów wahają się w przedziale od 850 do 1100°C, bez wyraźnych różnic pomiędzy grupami A i B. Wyniki oparte na składzie chemicznym ortopiroksenu są zbliżone lub nieznacznie wyższe. Widoczna jest jednak różnica w wysokości temperatur pomiędzy próbkami wyniesionymi w trakcie starszego (oligocenńskiego) i młodszego (mioceńskiego) epizodu wulkanizmu. Skład chemiczny piroksenów w skałach pochodzących ze starszych (P4, Puziewicz et al., 2011) wulkanitów ustalał się zwykle w temperaturze powyżej 1000°C, podczas gdy niższe temperatury są charakterystyczne dla skał wynoszonych przez młodsze wulkanity. W publikacji P4 sugeruje się więc, że płaszcz litosferyczny był w oligocenie silnie przebudowywany termicznie (odmładzany, *rejuvenate*). Skład chemiczny i izotopowy minerałów (patrz niżej) sugeruje jednoznacznie, że przebudowa ta była spowodowana podgrzewaniem płaszcza w trakcie długotrwałej migracji stopów maficznych. W późniejszych okresach wpływ termiczny migrujących stopów była znacznie mniejszy.

Powszechny brak równowagi chemicznej pomiędzy klinopiroksenem a ortopiroksenem jest jedną z cech charakterystycznych płaszcza litosferycznego pod N krawędzią Masywu Czeskiego (patrz poniżej). Najbardziej wyraźnym przejawem tego stanu są bardzo wysokie wartości Mg# w klinopiroksenie (P1, P3, Matusiak-Małek et al., 2010), zinterpretowane jako jeden z dowodów na wtórne pochodzenie klinopiroksenu. Brey et al. (1990) stwierdzili, że anomalnie wysokie wartości Mg# są przejawem stosunkowo niskiej temperatury krystalizacji klinopiroksenu (pon. ok. 850°C).

Pochodzenie klinopiroksenu w skałach płaszcza litosferycznego pod N krawędzią Masywu Czeskiego

Skład chemiczny klinopiroksenu, ze względu na wysokie wartości współczynników rozdziału dla pierwiastków śladowych (np. Adam i Green, 2006), jest podstawowym narzędziem służącym do odtworzenia procesów wytopiania i metasomatyizmu w płaszczu. Klinopiroksen w płaszczu podścielającym N krawędź Masywu Czeskiego jest stosunkowo mało rozpowszechniony, ale zwykle znajduje się w teksturalnej równowadze z pozostałymi

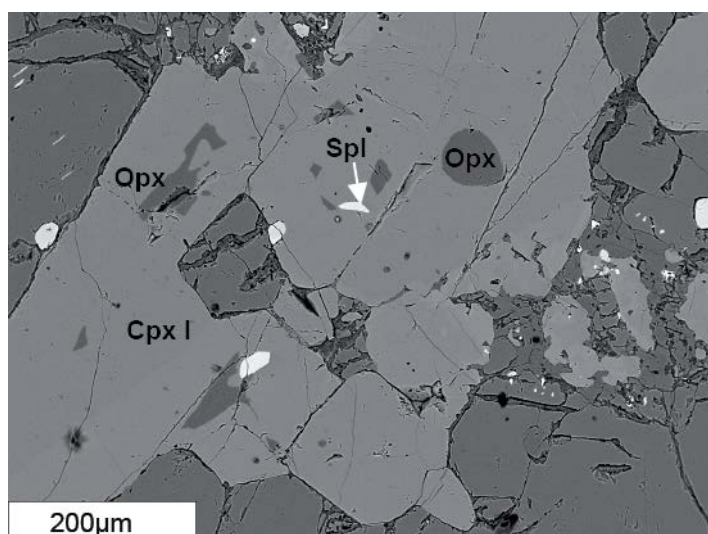


Fig. 3. Kryształ klinopiroksenu zamykający w sobie niewielkie, zwykle ostrokrawędziste relikty ortopiroksenu oraz spinelu (obraz BSE, P1).

fazami. Jego mała modalna zawartość wskazuje na silne zubożenie płaszcza w tym rejonie, jednak podrzędne ilości klinopiroksenu stwierdzono nawet w skałach, w których stopień zubożenia przekracza 25%. Obecność klinopiroksenu w tak zubożonych skałach sugeruje, iż został on wprowadzony do skały już po epizodzie wytopiania, a więc *de facto* jest fazą metasomatyczną. Na metasomatyczne pochodzenie klinopiroksenu wskazują ponadto:

- brak równowagi z ortopiroksenem względem wartości

Mg#, pierwiastków głównych (P1, P3, P6) i niekiedy śladowych (P3);

- brak typowych dla wytopienia zależności pomiędzy zawartościami pierwiastków (np. Na i Al.; P3, P5);

- częsty brak zubożenia w LREE (P1-P6);

- lokalnie występujące struktury sugerujące zastępowanie ortopiroksenu klinopiroksenem (P1; Fig. 3).

Tak więc, w większości próbek perydotytu z badanego obszaru, klinopiroksen jest fazą wtórną, metasomatyczną (metasomatyzm ukryty). Jedynie w próbkach, w których widoczne jest wyraźne zubożenie klinopiroksenu w HREE można uznać (P1, P3), że faza ta jest pierwotna. Jednak i w tym przypadku, wykorzystanie klinopiroksenu do odtworzenia stopnia wytopienia, może prowadzić do mylących wniosków, gdyż HREE też mogły podlegać wtórnemu wzbogaceniu.

Zubożenie płaszcza litosferycznego pod N krawędzią Masywu Czeskiego

Dominująca większość skał płaszcza z badanego obszaru to harzburgity zawierające niewielkie ilości klinopiroksenu lub zupełnie go pozbawione. Taki skład mineralny jednoznacznie wskazuje na wysoki stopień zubożenia skał. Wysoki stopień zubożenia, został zasugerowany również przez Matusiak-Malek et al. (2010). Na podstawie zawartości HREE w klinopiroksenie autorzy ustalili, iż płaszcz pod wschodnią częścią CEVP uległ 8-15% frakcjonalnego wytopienia. Jednak prace prezentowane jako dorobek habilitacyjny (P1-P6, powyżej) poddały pod wątpliwość przydatność klinopiroksenu jako narzędzia do określania stopnia zubożenia płaszcza litosferycznego w tym rejonie.

Za najdokładniejszy wskaźnik stopnia wytopienia perydotytów uznaje się zawartości poszczególnych pierwiastków (np. Mg, Al, Si) w całej skale. Próbkę skał płaszcza z N krawędzi Masywu Czeskiego są jednak zwykle zbyt małe do wykonania analizy chemicznej całej skały. W rzadkich przypadkach, kiedy analiza taka jest możliwa, jej wyniki są silnie skontaminowane przez fazy wchodzące w skład drobnoziarnistych agregatów (np. Kochergina et al., 2016). Dlatego też, nawet w przypadku posiadania danych z całej skały (np. P5), nie są one wykorzystywane do dalszych modeli.

Najważniejszym, mineralnym narzędziem do określania stopnia wytopienia skał płaszcza jest spinel. Negatywna korelacja pomiędzy wartościami Mg# a Cr# w spinel wskazuje na jego restytowe pochodzenie, a wartości Cr# wskazują na wytopienie w 9-18 % (model Hellebrand et al., 2001, wytopienie rzędu 18% jest maksymalną wartością dla której wyskalowano model). Jednak spinel jest fazą łatwo ulegającą wtórnym przemianom (np. w wyniku reakcji ze stopami metasomatycznymi) co przejawia się w wartościach TiO₂ przewyższających 0.50 % wag. (maksymalna zawartość w spinelu restytowym; Hellebrand et al., 2002). W niektórych lokalizacjach uznano nawet, że całość spinel mogła zostać wprowadzona metasomatycznie (P5). Dlatego też stopień wytopienia ustalony przy użyciu spinelu należy traktować jako przybliżony i względny.

W przypadku perydotytów z N części Masywu Czeskiego najlepszym wskaźnikiem stopnia wytopienia jest zawartość pierwiastków głównych w ortopiroksenie (algorytm wykorzystujący zawartość pierwiastków śladowych w tym mineralie nie został jeszcze opublikowany). W tym celu wykorzystywany jest założenie, że zawartości Al i Mg w ortopiroksenie w skałach rezydualnych są ze sobą negatywnie skorelowane (Herzberg, 2004).

Model przekładający to założenie na konkretne wartości (Upton et al., 2011), choć niedoskonały (C. Bonadiman, informacja ustna) daje pogląd na stopień wytopienia skał, który waha się od 15 do 35% (P1, P2, P4, P5, P6) w grupie A. Wartości te są bardzo wysokie i charakterystyczne dla środowisk oceanicznych, co może nieść za sobą poważne konsekwencje dla modeli regionalnej budowy litosfery pod orogenezą waryscyjską (np. Puziewicz et al., 2018). Zawartość Al i Mg w ortopiroksenie z grupy B odbiegają od wartości typowych dla wytopienia, dlatego też nie można ustalić stopnia zubożenia w tej grupie.

Czas intensywnego topnienia płaszcza w pod Masywem Czeskim szacuje się na ok. 500-600 mln lat temu, co pokrywa się z działaniem orogenezy kadomskiej (Kochergina et al., 2016). Jednak, ze względu na dużą kontaminację materiałem znajdującym się w międzyziarnowych kieszeniach stopu, określenie wieku zubożenia skał z terenu SW Polski i E Niemiec, jest niemożliwe.

Historia metasomatyczna płaszcza litosferycznego pod N krawędzią Masywu Czeskiego

Metasomatyzm jest ważnym krokiem w ewolucji płaszcza litosferycznego. Jego przejawy widoczne są w obecności faz metasomatycznych oraz w składzie chemicznym minerałów budujących płaszczy. Część zbadanych próbek (P1, P3-P6) nie zawiera żadnych śladów metasomatyizmu (Fig. 1). Fazy takie zostały uznane za reprezentantów fragmentów płaszcza, które po okresie wytapiania nie ulegały wzbogacaniu.

Perydotyty z SW Polski i E Niemiec są zwykle skałami nie zawierającymi faz uwodnionych, co wskazuje na ograniczone występowanie metasomatyizmu modalnego. Wyjątek stanowią skały z Wilczej Góry (P5) i Wołka (Nowak et al., 2010) zawierające do 5% obj. amfibolu (lokalnie na Wilczej Górze występują żyły zawierające do 19% amfibolu); śladowe ilości amfibolu stwierdzono też w ksenolitach z Lutyni (Blusztajn i Shimizu, 1994; Matusiak-Malek et al., 2010) i Krzeniowa (Białowolska, 1993).

Typem metasomatyizmu charakterystycznym dla badanego obszaru jest metasomatyzm kryptyczny, którego przejawem jest wzbogacenie faz budujących perydotyt (głównie klinopiroksenu) w pierwiastki śladowe. Na podstawie znormalizowanych zawartości pierwiastków śladowych w klinopiroksenie można ustalić rodzaj medium metasomatycznego, z którym reagowała skała.

Klinopiroksen z grupy A charakteryzujący się U-kształtnymi diagramami REE jest, względem pierwotnego płaszcza, silnie zubożony w Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, i wzbogacony w Th i U. Takie zawartości pierwiastków śladowych są zwykle interpretowane jako wyniki reakcji perydotytu ze stopem karbonatytowym (np. Coltorti et al., 1999; Ionov et al., 2002; Ackerman et al., 2013; Deng et al., 2017). W przypadku większości próbek U-kształtnego klinopiroksenu, nie występuje jednak wzbogacenie w Sr, które jest również typowe dla stopów karbonatytowych. Dlatego też, uważa się (P1-P6; Matusiak-Malek et al., 2010), że medium metasomatycznym nie był czysty karbonatyt, ale stop krzemianowy bogaty w CO₂.

S-kształtne diagramy REE są typowe zarówno dla klinopiroksenu z grupy A jak i B. W obydwu tych grupach klinopiroksen jest zubożony w Ti, Zr i Hf, ale w grupie B głębokość ujemnych anomalii jest znacznie mniejsza. W żadnej z tych grup nie występuje widoczne wzbogacenie w Th i U, a znormalizowane zawartości Sr są anomalnie niskie. Taka charakterystyka składu chemicznego odpowiada skałom płaszcza reagującym z maficznym stopem krzemianowym (np. Zangana et al., 1997; Downes, 2001). Różnice w głębokości

ujemnych anomalii Ti, Zr i Hf tłumaczy się innymi proporcjami objętości stopu do skały – tam gdzie ilość stopu była duża – niedobór Ti i innych składników był mały (grupa B), natomiast przy mniejszej dostępności stopu powstawały głębsze ujemne anomalie (grupa A).

Klinopiroksen z grupy B charakteryzuje się podwyższoną zawartością Fe (+Mn, Ti). Przyczyną takiego nietypowego wzbogacenia może być geneza kumulatowa lub procesy metasomatyczne. Ponieważ perydotyty grupy B nie wykazują cech teksturalnych kumulatów a oliwin w nich występujący posiada lamelki deformacyjne (*kink bands*) typowe dla deformacji w płaszczu, uważa się, że grupa B powstała w wyniku metasomatyizmu skał płaszczu (P1-P6). Perydotyty bogate w Fe opisywano w masywach perydotytowych (np. Ackerman et al., 2009; Morgan et al., 2008; Sanfilippo et al., 2017). Liczne badania eksperymentalne pozwoliły na ustalenie, że takie wzbogacenie możliwe jest w wyniku reakcji perydotytu (w eksperymentach zwykle lherzolitu) ze stopami maficznym (zarówno alkalicznym jak i toleitytowym; Kelemen et al., 1990, Tursack i Liang, 2012, van der Bleeken et al., Mitchell i Grove, 2016). W takiej „kolumnie reakcyjnej” stop migruje ze źródła (np. żyły) przesączaając się przez skały płaszczu. Najbliżej źródła stopu pirokseny są rozpuszczane i następuje krystalizacja oliwinu bogatego w Fe. W ten sposób powstaje „wtórny dunit” (*replacive dunite*), który w masywach perydotytowych może stanowić do 20% objętości (Sanfilippo, informacja ustna; Kelemen et al., 1995). W większych odległościach od źródła, stop nasycza się w ortopiroksen, który przestaje być rozpuszczany i może rozpocząć się jego strącanie; ortopiroksen w tej strefie jest wzbogacony w Fe (Mg# niższe niż płaszczowe). Nasycenie w klinopiroksen następuje jako ostatnie, choć niewielkie jego ilości mogą występować nawet we „wtórnym duncie” (Batanova i Savaliev, 2009). Skład modalny (dunit stanowią 3-9% zbadanych próbek, w zależności od lokalizacji; P4) oraz wzbogacenie w Fe perydotytów grupy B sugeruje, że taka reakcja miała miejsce również w płaszczu litosferycznym pod N krawędzią Masywu Czeskiego. Migrujący stop miał skład bardzo zbliżony do alkalicznych magm ze wschodniej części CEVP, co wskazuje, iż metasomatyzm płaszczu prowadzący do powstania skał grupy B był bezpośrednio związany z kenozoicznymi procesami wulkanicznymi (P1, P3-P6). Taka interpretacja jest sugerowana również przez podobny skład izotopowy law i klinopiroksenu z ksenolitów.

W badaniach ksenolitów, perydotyty wzbogacone w żelazo były zwykle pomijane w interpretacjach. W literaturze światowej istnieje zaledwie kilka prac poświęconych takim ksenolitom (np. Ionov et al., 2005; Bianchini et al., 2010), a w niektórych pracach są one interpretowane jako kumulaty (Berger et al., 2005). Północna krawędź Masywu Czeskiego to pierwszy obszar, na którym stwierdzono powszechne występowanie wzbogacenia perydotytów w żelazo. Fakt ten zainteresował w ostatnim czasie innych naukowców, którzy zaczęli zauważać efekty wzbogacenia w żelazo w ksenolitach z innych części świata (Ntaflos et al., 2018; Woodland et al., 2018). W pracach przedstawionych jako osiągnięcie naukowe stosowane jest pojęcie „Fe-metasomatyzm/ metasomatyzm żelazisty”, co jest pewnym uproszczeniem, gdyż w wyniku tej reakcji wzrasta też zawartość innych pierwiastków. Jednak, ze względu na swą prostotę pojęcie to ma szansę przyjąć się w języku naukowym.

Pomimo pozornie znacznych różnic w historii metasomatycznej grup A i B, w pracach przedstawianych jako osiągnięcie naukowe postulują, iż *de facto* obie grupy powstały w trakcie tego samego epizodu metasomatycznego. Pierwotnym stopem metasomatycznym był alkaliczny krzemianowy stop maficzny zawierający nieznaczne ilości rozpuszczonego CO₂.

Główna masa stopu migrowała ku górze wylewając na powierzchnię w trakcie erupcji wulkanicznych, ale niewielkie jego ilości przesączały się przez skały płaszcza reagując z nim. Blisko źródła stopu reakcja była intensywna i prowadziła do wzbogacenia minerałów w Fe oraz lokalną krystalizację piroksenów (klinopiroksen o S-kształtnym przebiegu diagramów REE). W miarę oddalania się od źródła stopu (spadający stosunek ilości stopu do skały) powodującego powstanie perydotytów grupy B, jego wpływ na zubożony perydotyt malał. Stosunkowo niedaleko od źródła, medium metasomatyczne miało jeszcze charakter stopu krzemianowego, a jego reakcja ze zubożonym perydotytem nadal wprowadzała do skały wtórny klinopiroksen, którego charakterystyka geochemiczna była podobna do tego w grupie B (klinopiroksen grupy A, S-kształtne diagramy REE), jednak o wartościach Mg# typowych dla skał płaszcza. Wraz z oddalaniem się od źródła, ilość stopu zmniejszała się, a wzrastała koncentracja rozpuszczonego w stopie (początkowo w małych ilościach) CO₂; możliwe jest, że w dystalnych częściach tej „kolumny reakcyjnej” doszło do lokalnego odmieszania się stopu karbonatytowego (np. Dasgupta et al., 2006; Martin et al., 2013). Stop bardzo bogaty w CO₂, charakteryzuje się dużą mobilnością, co pozwalało na jego daleką migrację w płaszczu (Hunter i McKenzie, 1989; Minarik, 1998). Stopy alkaliczne bogate w CO₂ są ponadto pojemnymi nośnikami pierwiastków śladowych. Wraz z oddalaniem się od źródła, zawartość mniej niedopasowanych pierwiastków (np. HREE) w stopie spadała, gdyż wbudowywane były one w reagujący, pierwotny klinopiroksen (stop ulegał frakcjonacji). W ostatnich etapach reakcji (najdalej od źródła stopu, niska zawartość medium metasomatycznego, medium bogate w CO₂/karbonatytowe), wzbogaceniu ulegały tylko pierwiastki najbardziej niedopasowane (LREE). Te ostatnie etapy metasomatyizmu zachodziły prawdopodobnie w stosunkowo niskiej temperaturze (wysokie Mg# w klinopiroksenie; Brey i Köhler, 1990b). Charakterystyka geochemiczna wynikająca z wzbogacenia nakładała się w klinopiroksenie (i częściowo zacierала) charakterystykę powstałą w wyniku częściowego wytopienia. Taki mechanizm wzbogacenia zwany jest metasomatyzmem chromatograficznym (Navon i Stolper, 1989; Ionov et al., 2002).

Do tej pory, metasomatyzm chromatograficzny było opisywany z pojedynczych wystąpień, północna krawędź Masywu Czeskiego jest jednym z pierwszych obszarów na świecie, gdzie zjawisko to opisano w skali regionalnej (P1-P6).

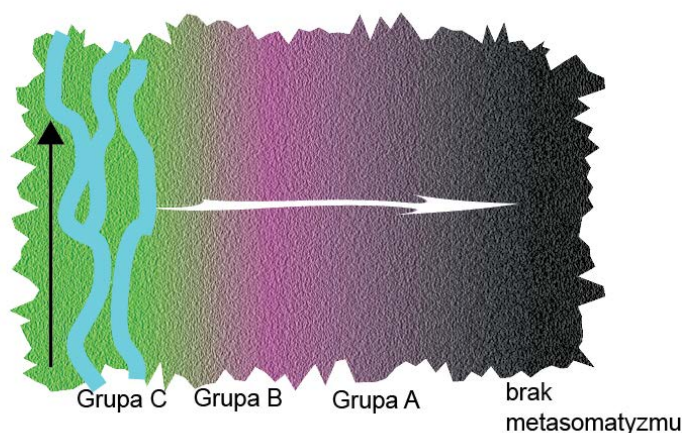


Fig.4. Model przedstawiający budowę płaszcza litosferycznego Ziemi pod N krawędzią Masywu Czeskiego (P5, zmodyfikowana).

Amfibol jest typową fazą metasomatyizmu modalnego. Jego powszechna obecność w skałach płaszcza z Wilczej Góry (P5) sugeruje, że medium metasomatyczne tam działające to, podobnie jak w innych wystąpieniach, stop krzemianowy wzbogacony w CO₂, ale również w wodę. Zawartość wody w amfibolu

wzrasta od grupy B do A, co sugeruje, że w reakcji chromatograficznej frakcjonacji ulega również woda.

Metasomatyzm skał płaszcza w wyniku reakcji z alkalicznym stopem krzemianowy prowadzi do wzbogacenia skały w pierwiastki niedopasowane (głównie LREE). Jedną z próbek ze Steinberg (P3) charakteryzuje się zubożeniem klinopiroksenu w te pierwiastki, co zostało zinterpretowane jako wynik reakcji ze stopem krzemianowym, ubogim w LREE. Podobne próbki są ogromną rzadkością w Masywie Czeskim (Matusiak-Malek et al., 2010 i nieopublikowane dane; Ackerman et al., 2014), ale ich obecność sugeruje możliwość lokalnej, bardzo ograniczonej aktywności stopów toleitowych. Taka reakcja może też być odpowiedzialna za obecność większej ilości modalnego ortopiroksenu w niektórych próbkach (P6).

Geneza kumulatów ultramaficznych i struktura płaszcza litosferycznego pod N krawędzią Masywu Czeskiego

Ksenolity skały ultramaficznych o teksturze kumulatowej (piroksenity) zaklasyfikowane są jako **grupa C** i występują wraz z ksenolitami w Grodźcu i Wilczej Górze (P4, P5). Charakteryzują się one niższymi zawartościami Fo (72-84) w oliwinie i Mg# w piroksenach (0.78-0.91) niż perydotyty. Zawartość pierwiastków śladowych w klinopiroksenie jest nieznacznie niższa niż ta w perydotytach grupy B, a przebieg diagramów REE jest identyczny. Temperatura ich powstania wynosi ok. 1200°C. Skały te zostały zinterpretowane jako kumulaty magm maficznych, które infiltrowały płaszcz litosferyczny powodując jego metasomatyzm, a więc są pierwszymi ogniwami „kolumny rekacyjnej”.

Zestawiając ze sobą wyniki badań ksenolitów z poszczególnych wystąpień można stworzyć ogólny model budowy płaszcza litosferycznego pod północną krawędzią Masywu Czeskiego. Zakłada on, że silnie zubożony płaszcz litosferyczny (harzburgit) jest poprzecinany licznymi strefami reakcji pomiędzy wznoszącym się stopem maficznym (zawierającym rozpuszczony CO₂) a perydotytem. Każda z tych stref charakteryzuje się dobrze zdefiniowaną zonalnością (Fig. 4): w centrum znajdują się wykrystalizowane pozostałości po stopie metasomatycznym (**grupa C**), dalej występuje strefa wzbogacenia w Fe oraz rozpuszczania i strącania piroksenów (**grupa B**); w jeszcze większej odległości od źródła stopu występuje zubożony perydotyt wzbogacony w trakcie reakcji ze stopem bogatym w CO₂ (**grupa A**). W poszczególnych wystąpieniach występują lokalne odmiany metasomatyizmu różniące się od ogólnego modelu np.:

- zawartością wody w stopie krzemianowym (P5)
- brakiem wykształcenia dystalnych części kolumny metasomatyizmu chromatograficznego (P5, P6)
- brakiem obecności niezmetamorfizowanego płaszcza (P4)
- obecnością metasomatyizmu wywołanego reakcją ze stopem toleitowym (P3).

Masyw Czeski powstał w wyniku amalgamacji mikroplit litosfery w czasie orogenezy waryscyjskiej. Możliwe jest, że fragmenty płaszcza podścielającego poszczególne płyty różniły się od siebie pod względem składu chemicznego (np. Babuška i Plomerová, 2006). Zestawienie danych z perydotytów z tego rejonu pokazuje jednak, że w obrębie regionu nie występuje żadne, systematyczne zróżnicowanie składu chemicznego płaszcza zależne od

położenia geograficznego (P6). Może to wynikać z intensywnej przebudowy płaszcza litosferycznego w kenozoiku.

Opisana przeze mnie budowa płaszcza Ziemi pod N krawędzią Masywu Czeskiego różni się znacznie od płaszcza występującego pod południową częścią Rowu Egeru (Ackerman et al., 2013), ale także pod zachodnią częścią CEVP (Zangana et al., 1999; Downes, 2001, Lenoir et al., 2002; Witt-Eickschen et al., 2003). Różnice te wynikają prawdopodobnie z innej historii geologicznej jednostek (terranów) tworzących europejski orogen waryscyjski (np. Koner i Romer, 2013). Aby jednoznacznie określić zróżnicowanie w budowie skał płaszcza w skali europejskiej i ewentualnie powiązać je z historią poszczególnych jednostek geologicznych, prowadzone są badania w ramach projektu OPUS (UMO-2014/15/B/ST10/00095), w którym jestem głównym wykonawcą.

Najważniejsze osiągnięcia naukowe

Od początku mojej pracy naukowej zajmuję się badaniami skał płaszcza z obszaru SW Polski i E Niemiec. Od czasu obrony pracy doktorskiej udało mi się opisać i zinterpretować wiele nowych cech płaszcza.

Za największe osiągnięcia naukowe przedstawionego cyklu publikacji uważam:

- ustalenie warunków temperaturowych panujących w płaszczu litosferycznym w czasie kenozoicznej aktywności wulkanicznej (P1-P6) oraz podkreślenie różnic w stanie termicznym płaszcza w oligocenie i miocenie (P4);
- udokumentowanie wtórnego charakteru większości klinopiroksenu w płaszczu litosferycznym pod N krawędzią Masywu Czeskiego (P1-P6);
- udokumentowanie wysokiego stopnia wytopienia płaszcza w tym regionie (P1-P6);
- odtworzenie przebiegu procesów metasomatycznych w tym regionie, w tym: (1) udowodnienie wieloetapowego mechanizmu metasomatyizmu obejmującego metasomatyzm stopem krzemianowym oraz odmieszanym z niego stopem krzemianowym wzbogaconym w CO₂ (P1, P5); (2) udowodnienie powszechnego wzbogacenia skał płaszcza w Fe (P1-P6); (3) opisanie fragmentu płaszcza wzbogaconego w efekcie metasomatyizmu modalnego (P5)
- ustalenie ogólnej charakterystyki płaszcza w regionie i porównanie jej do cech typowych dla skał płaszcza w masywach perydytowych (P1-P6);
- wstępne opisanie zróżnicowania skał płaszcza w skali europejskiej (P2).

Literatura:

- Ackerman L., Medaris G. Jr., Petr Špacek, P., Ulrych, J. (2014). Geochemical and petrological constraints on mantle composition of the Ohre (Eger) rift, Bohemian Massif: peridotite xenoliths from the České Středohoří Volcanic complex and northern. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1957-1979
- Ackerman, L., Jelínek, E., Medaris Jr, G., Jezek, J., Siebel, W., Strnad, L. (2009). Geochemistry of Fe-rich peridotites and associated pyroxenites from Horní Bory, Bohemian Massif: Insights into subduction-related melt-rock reactions. *Chemical geology* 259, 152-167.
- Ackerman, L., Špaček, P., Magna, T., Ulrych, J., Svojtka, M., Hegner, E., Balogh, K. (2013). Alkaline and Carbonate-rich Melt Metasomatism and Melting of Subcontinental Lithospheric Mantle: Evidence from Mantle Xenoliths, NE Bavaria, Bohemian Massif. *Journal of Petrology*, 54, 1691-1723.
- Adam, J., Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basaltic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to mineralogy and petrology* 152, 1-17.
- Allegre, C. J., Turcotte, D. L. (1986). Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123-

127.

- Arai, S. (1994). Characterization of spinel peridotites by olivine - spinel compositional relationship: review and interpretation. *Chemical geology* 113, 191-204.
- Babuška, V., Plomerová, J. (2006). European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 158, 264-280.
- Bakun-Czubarow, N., Białowska, A. (2001). Clinopyroxene- and olivine megacrysts from basaltoids of the Łądek Zdrój area (SW Poland). *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne - Prace Specjalne*, 19, 23-25.
- Bakun-Czubarow, N., Białowska, A. (2003 a). Enclaves of black clinopyroxenites in the Księginki nephelinite near Lubań (Lower Silesia). In: Puziewicz, J. (ed.) Xth meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland. Głucholazy: Mineralogical Society of Poland, 35-37.
- Bakun-Czubarow, N., Białowska, A. (2003 b). Gabbroic enclaves from basaltoids of the Lubań and Złotoryja regions, Lower Silesia. Xth meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland. Głucholazy: Mineralogical Society of Poland, 32-34.
- Batanova, V.G., Savaliev, G.N. (2009). Melt migration in the mantle beneath spreading zones and formation of replacive dunites. *Russian Geology and Geophysics*, 50, 762-778.
- Berger, J., Féménias, O., Coussaert, N., Demaiffe, D. (2005). Magmatic garnet-bearing mafic xenoliths (Puy Beaunit, French Massif Central): P-T path from crystallisation to exhumation. *European Journal of Mineralogy* 17, 687-701.
- Białowska, A. (1980). Geochemiczna charakterystyka niektórych bazaltoidów Dolnego Śląska i ich ultramafitowych enklaw. *Archiwum Mineralogiczne* 36, 107-170.
- Bianchini, G., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Nowell, G. M., Pearson, D. G., Siena, F., Wilson, M. (2010). Mantle metasomatism by melts of HIMU eclogite components: new insights from Fe-lherzolite xenoliths (Calatrava Volcanic District, central Spain). *Geological Society, London, Special Publications* 337, 107-124.
- Blusztajn, J., Shimizu, N. (1994). The Trace-element Variations in Clinopyroxenes from Spinel Peridotite Xenoliths from Southwest Poland. *Chemical geology* 111, 227-243.
- Bodinier, J.-L., Garrido, C., Chanefo, I., Bruguier, O., Gervilla, F., (2008). Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49, 999-1025.
- Brey, G. P., Köhler, T. (1990 a). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Brey, G. P., Köhler, T. P., Nickel, E. H. (1990 b). Geothermobarometry in four-phase Lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. *Journal of Petrology* 31, 1313-1352.
- Chodyncka, L., Kapuściński, T. (1969). Enklawy skał ultrazasadowych w bazalcie z Grodzca (Dolny Śląsk). *Kwartalnik Geologiczny*, 13, 742-752 (in Polish)
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R. W., Siena, F., Upton, B. G. J. (1999). Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology* 40, 133-165.
- Dasgupta, R., Hirschmann, M. M. (2006). Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide. *Nature* 440, 659-662.
- Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F., Stern, C. (2006). Rapid magma ascent by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology*, 34, 429-432.
- Dèzes, P., Schmid, S. M., Ziegler, P., A. (2004). Evolution of the European Cenozoic Rift Systems: Interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1-33.
- Downes, H. (2001). Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith Suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe. *Journal of Petrology* 42, 233-250.
- Falus, G., Szabó, C., Kovács, I., Zajacz, Z., Halter, W. (2007). Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. *Lithos* 94, 230-247.
- Garrido, C., J., Bodinier, J.-L., (1999). Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for pervasive melt-rock reactions during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40, 729-754.
- Grad, M., Puziewicz, J., Majorowicz, J., Chrapkiewicz, K., Lepore, S., Polkowski, M., (2018). The geophysical characteristic of the lower lithosphere and asthenosphere in the marginal zone of the East European Craton. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1621-y> *International Journal of Earth Sciences*,
- Green, D. H., Ringwood, A. E. (1967). The genesis of basaltic magmas. *Contributions to mineralogy and petrology* 15, 103-190.
- Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Abe, N., Aulbach, S., Davies, R. M., Pearson, N. J., Doyle, B. J., Kivi, K. (2003). The origin and evolution of Archean lithospheric mantle. *Precambrian Research* 127, 19-41.

- Hellebrand, E., Snow, J. E., Hoppe, P., Hofmann, A. W. (2002). Garnet-field melting and late-stage refertilization in 'residual' abyssal peridotites from the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology* 43, 2305-2338.
- Herzberg, C. (2004). Geodynamic information in peridotite petrology. *Journal of Petrology* 45, 2507-2530.
- Hunter, R., H., McKenzie, D. (1989). The equilibrium geometry of carbonate melts in rocks of mantle composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 92, 347-356
- Ionov, D. A., Bodinier, J. L., Mukasa, S. B., Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* 43, 2219-2259.
- Ionov, D. A., Chaneff, I., Bodinier, J. L. (2005). Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites. *Contributions to mineralogy and petrology* 150, 335-353.
- Johnson, K. E., Dick, H. J. B., Shimizu, N. (1990). Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95, 2661-2678.
- Kelemen, P. (1990). Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase Relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, 31, 51-98.
- Kelemen, P., Shimizu, N., Salters, V. (1995). Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375, 747-753.
- Klemme, S., O'Neill, H., St., C. (2000). The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to mineralogy and petrology* 138, 237-248.
- Klügel, A., Hansteen, T. H., Schmincke, H.-U. (1997). Rates of magma ascent and depths of magma reservoirs beneath La Palma (Canary Islands). *Terra Nova*, 9, 117-121.
- Kochergina Yu.V., Ackerman L., Erban V., Matusiak-Malek M., Puziewicz J., Halodová P., Špaček P., Trubač J. and Magna T. (2016). Rhenium–osmium isotopic composition of mantle xenoliths from the Bohemian Massif and implications for the reliability of Os model ages in pervasively metasomatized mantle. *Chemical Geology*, 430, 90-107
- Kozłowska-Koch, M. (1981). Petrography of ultramafic nodules in the nephelinites from Księginiki near Lubań (Lower Silesia). *Archiwum Mineralogiczne* XXXVII.
- Kroner, U., Romer, R.L. (2013). Two plates - many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*, 24, 298-329.
- Le Roux, V., Bodinier, J.-L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J.-M., Vauchez, A., Riches, A.J.V. (2007). The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. *Earth Planetary Science Letters* 259, 599-612.
- Liang, Y., Sun, C., Yao, L. (2013). A REE-in-two-pyroxene thermometer for mafic and ultramafic rocks. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 102, 246-260.
- Lipa, D., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Matusiak-Malek, M., (2014). Clinopyroxene megacrysts from basanite from Ostrzyca Proboszczowicka in Lower Silesia (SW Poland). *Geosciences Notes* 2, 49-72.
- Majdański, M., Grad, M., Guterch, A., SUDETES 2003 Working Group. (2006). 2-D seismic tomographic and ray tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES 2003 experiment data. *Tectonophysics* 412, 249-269.
- Majorowicz, J., Śafanda, J., (2018) Lithosphere thickness from new heat-flow data of the Odra Variscan area, S-W Poland. *Pure and Applied Geophysics*, doi.org/10.1007/s00024-018-1941-7
- Malarkey, J., Wittig, N., Graham Pearson, D., Davidson, J. (2011). Characterising modal metasomatic processes in young continental lithospheric mantle: a microsampling isotopic and trace element study on xenoliths from the Middle Atlas Mountains, Morocco. *Contributions to mineralogy and petrology* 162, 289-302.
- Martin, L., Schmidt, M.W., Mattsson, H.B., Guenther, D. (2013). Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts and dry and H₂O-bearing systems at 1-3GPa. *Journal of Petrology*, 54, 2301-2338.
- Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T. (2013). Origin of intergranular aggregates in mantle xenoliths in Krzeniów basanite. *Geoscience Notes*, 1, 25-49.
- Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., Downes, H. (2010). Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian Massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. *Lithos* 117, 49-60.
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology* 120, 223-253.
- Mercier, J. C. C., Nicolas, A. (1975). Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology* 16, 454 - 487.
- Minarik, W. G. (1998) Complications to carbonate melt mobility due to the presence of an immiscible silicate melt. *Journal of Petrology*, 39, 1965-1973.

- Mitchell, A.L., Grove, T. L. (2016) Experiments on melt-rock reaction in the shallow mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 107
- Morgan, Z., Liang, Y., Kelemen, P. (2008). Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, 7
- Navon, O., Stolper, E. (1987). Geochemical consequences of melt percolation: The upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology* 95, 285-307.
- Niu, Y. (1997). Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 38, 1047-1074.
- Nowak, M., Muszyński, A., (2010). Mineral assemblages in melt pockets from mantle xenoliths Wołek Hill (SW Poland). *Mineralogia - Special Papers*, 97-98.
- Ntaflos, T., Abart, R., Papadopoulou, M., Bjerg, E., Hauzenberger, C., (2018). Small- scale compositional heterogeneities within the lithospheric mantle underneath Comallo, N Patagonia, Argentina. 3rd European Mantle Workshop, Pavia, Italy
- O'Reilly, S., Griffin, W. L., (2011). Rates of magma ascent: Constraints from Mantle-Derived Xenoliths. In: *Timescales of Magmatic Processes: from core to atmosphere*. A. Dosseto, Turner, S.P., Van Orman, J.A. (eds.). Blackwell Publishing Ltd., Oxford
- O'Reilly, S., Griffin, W.L. (2013). Mantle metasomatism. *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*. Lecture Notes in Earth System Sciences, 471-533.
- Pearson, D.G., Wittig, N. (2014). The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere - evidence from mantle xenoliths. In: *Treatise on Geochemistry*, Elsevier.
- Pécskay, Z., Birkenmajer, K. (2013). Insight into the geochronology of Cenozoic alkaline basaltic volcanic activity in Lower Silesia (SW Poland) and adjacent areas. *Basalt 2013. Cenozoic magmatism in Central Europe*. Görlitz, Germany, 66-67.
- Pelorosso, B., Bonadiman, C., Coltorti, M., Melchiorre, M., Giacomoni, P.P., Ntaflos, T., Gregoire, M., Benoit, M. (2017) Role of percolating melts in Antarctic subcontinentla lithospheric mantle: New insights from Handler Ridge mantle xenoliths (N Victoria Land, Antarctica). *Special Papers of the Geological Society of America*, 526, 133-150
- Puziewicz, J., Czechowski, L., Krysiński, L., Majorowicz, J., Matusiak-Malek, M., Wróblewska, M. (2012). Lithosphere thermal structure at the eastern margin of the Bohemian Massif: a case petrological and geophysical study of the Niedźwiedź amphibolite massif (SW Poland). *International Journal of Earth Sciences* 101, 1211-1228.
- Puziewicz, J., Koepke, J., Grégoire, M., Ntaflos, T., Matusiak-Malek, M. (2011). Lithospheric Mantle Modification during Cenozoic Rifting in Central Europe: Evidence from the Księginki Nephelinite (SW Poland) Xenolith Suite. *Journal of Petrology* 53, 2107-2145.
- Puziewicz, J., Matusiak-Malek, M., Ntaflos, T., Gregoire, M., Kukula, A., Ćwiek, M., Kidas, K., Garrido, C., (2018). Architecture of mantle roots of European Variscan Orogen. 3rd European Mantle Workshop, Pavia, Italy.
- Puziewicz, J., Polkowski, M., Grad, M., (2017) Geophysical and petrological modeling of the lower crust and uppermost mantle in the Variscan and Proterozoic surroundings of the Trans-European Suture Zone in Central Europe. *Lithos*, 276, 3-14
- Sanfilippo, A., Tribuzio, R., Ottolini, L., Hamada, M. (2017). Water, lithium and trace element compositions of olivine from Ianzo South replacive mantle dunites (Western Alps): new constraints into melt migration processes at cold thermal regimes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 214, 51-72
- Sawicki, L. (1995). Geological map of Lower Silesia with adjacent Czech and German territories (without Quaternary deposits). Warszawa: Polish Geological Institute.
- Smulikowski, K., Kozłowska – Koch, M. (1984). Bazaltoidy Wilczej Góry koło Złotoryi (Dolny Śląsk) i ich enklawy. *Archiwum Mineralogiczne* 40, 53-104.
- Špaček, P., Ackerman, L., Habler, G., Abart, R., Ulrych, J., (2013). Garnet breakdown, symplectite formation and melting in basanite-hosted peridotite xenoliths from Zinst (Bavaria, Bohemian Massif). *Journal of Petrology*, 54, 1691-1723.
- Tursack, E., Liang, Y. (2012). A comparative study of melt-rock reactions in the mantle: laboratory dissolution experiments and geological field observations. *Contributions to mineralogy and petrology* 163, 861-876.
- Upton, B. G. J., Downes, H., Kirstein, L. A., Bonadiman, C., Hill, P. G., Ntaflos, T. (2011). The lithospheric mantle and lower crust-mantle relationships under Scotland: a xenolithic perspective. *Journal of the Geological Society* 168, 873-886.
- Van Den Bleeken, G., Müntener, Ulmer, P. (2010). Reaction processes between tholeiitic melt and residual peridotite in the uppermost mantle: an experimental study at 0.8 GPa. *Journal of Petrology*, 51, 153-183.
- Wilde-Piórko, M., Świeczak, M., Grad, M., Majdański, M. (2010). Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic

- terrane in Central Europe. *Tectonophysics* 481, 108-115.
- Wimmenauer W (1974). The alkaline province of Central Europe and France. In: Sørensen H (ed) *The alkaline rocks*. Wiley, London, 286-291
- Witt-Eickchen, G., Seck, H. A. (1991). Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology* 106, 431-439.
- Wojtulek, P., Puziewicz, J., Ntaflou, T. (2016). Melt impregnation in the mantle section of Śląska ophiolite. *Chemie der Erde*, 76, 299-308
- Woodland, A., Schreiter, C., Uenver-Thiele, L., (2018). Peridotite xenoliths from Montmaton, French Massif Central: first occurrences of Fe-Ti metasomatism. 3rd European Mantle Workshop, Pavia, Italy.
- Zangana, N. A., Downes, H., Thirlwall, M. F., Hegner, E. (1997). Relationship between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths (Ray Pic, Massif Central, France): An example of plume-lithosphere interaction? *Contributions to mineralogy and petrology* 127, 187-203.

5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych

Geneza megakryształów klinopiroksenu ze wschodniej części CEVP

Megakryształy klinopiroksenu są dość częstym składnikiem bazaltoidów wschodniej części CEVP. Mogą występować z ksenolitami (np. Księginki, Grodziec, Lutynia) albo samodzielnie (Ostrzyca Proboszczowicka, Alter Hutberg, Georgenberg). Geneza megakryształów jest dyskusyjna, choć dominują dwie hipotezy, mówiące że megakryształy to: 1) fragmenty skorupowych pegmatytów maficznych/ultramaficznych (np. Upton et al., 1999; Aspen et al., 1990; Schmidt et al., 2016); 2) wynik krystalizacji magm maficznych w wysokich ciśnieniach (np. Ashchepkov et al., 2011; Woodland i Jugo, 2007).

Dotychczas w literaturze opisano megakryształy z dwóch wystąpień ze wschodniej części CEVP – z Księginek (Puziewicz et al., 2011) i z Ostrzycy Proboszczowickiej (Lipa et al., 2014). Megakryształy z Księginek charakteryzują się stosunkowo wysokimi wartościami Mg# (0.78 – 0.82) i S-kształtnym przebiegiem diagramu REE. Megakryształy z Ostrzycy mają znacznie niższe Mg# (0.61 – 0.70), zawartość REE zmienia się według tych samych trendów, co w Księginkach, ale bezwzględne zawartości tych pierwiastków są wyższe. Ponadto, megakryształy z Ostrzycy zawierają liczne, duże wrostki apatytu. Geneza megakryształów z tych dwóch lokalizacji jest nieco odmienna: megakryształy z Księginek zinterpretowano jako wysokociśnieniowe precypitaty ze stosunkowo pierwotnych magm maficznych. Natomiast megakryształy z Ostrzycy są efektem krystalizacji wyewoluowanej magmy maficznej w ciśnieniach odpowiadających środkowej części skorupy.

Obecnie w końcowych fazach przygotowań znajduje się artykuł przygotowywany przy współpracy z prof. A. Woodlandem (Uniwersytet Goethego, Frankfurt n. Menem), w którym zestawione są dane z megakryształów z ośmiu wystąpień z SW Polski i E Niemiec (44 próbki; Matusiak-Malek et al., w przygotowaniu). W pracy tej, oprócz podstawowych metod analitycznych, zastosowano też spektroskopię Mössbauera, dzięki czemu możliwe było wykonanie dokładnych obliczeń ciśnienia krystalizacji megakryształów. Megakryształy z tego terenu charakteryzują się dużą zmiennością zawartości pierwiastków głównych (np. $\text{Cr}_2\text{O}_3=0 - 1.2\%$ wag.) i innych parametrów chemicznych (np. $\text{Mg\#}=76.80 - 91.40$). Wartości Mg# są negatywnie skorelowane z zawartościami REE, ale niemal wszystkie megakryształy mają S-kształtny przebieg diagramów REE. Nietypową cechą niektórych megakryształów z okolic Złotorii jest pozytywna anomalia w znormalizowanych zawartościach Zr i Hf. Wszystkie megakryształy zostały zinterpretowane jako precypitaty z magma maficznych, jednak

megakryształy z poszczególnych lokalizacji różnią się głębokością krystalizacji oraz charakterem magmy z której powstały: megakryształy o najwyższych Mg# powstały na granicy płaszcza i dolnej skorupy ze stosunkowo pierwotnych magm. Wraz ze spadkiem wartości Mg# megakryształy powstawały z coraz bardziej wyewoluowanych magm maficznych na coraz mniejszych głębokościach, niekiedy zapisana jest równoczesna krystalizacja ze skaleniem alkalicznymi i amfibolem. Megakryształy charakteryzujące się najwyższymi zawartościami Zr i Hf powstały (wraz z apatytem) w najwyższych partiach skorupy z krzemianowych magm alkalicznych skontaminowanych ok. 1% cyrkonu.

Jeden z megakryształów charakteryzuje się bardzo silnym zubożeniem w LREE i najwyższą wartością Mg#. Jego skład nie mógł jednak powstać w wyniku krystalizacji ze stopu toleitowego, ani nawet w wyniku metasomatyizmu perydotytu takim stopem. Dlatego uważam, że megakryształ ten reprezentuje dotąd nieopisaną domenę płaszcza litosferycznego.

Z tematyką megakryształów pośrednio powiązane jest zagadnienie genezy porfirokryształów w bazaltoidach. Porfirokryształy mogą być powiązane genetycznie z magmą, w której występują (porfirokryształy *sensu stricto*), powiązane, lecz nie bezpośrednio z tą magmą (antekryształy), lub niepowiązane (ksenokryształy; Streck, 2008). W pracy Goleń et al. (2015) dokonano analizy zestawu porfirokryształów z nefelinitem z Księginek. Na podstawie zróżnicowania teksturalnego i chemicznego wyróżniono pięć grup porfirokryształów. Trzy grupy to ksenokryształy wprowadzone do nefelinitu w wyniku dezintegracji ksenolitów skał ultramaficznych lub pośrednich, natomiast dwie grupy to antekryształy powiązane z magmą nefelinitową. Niezależnie od genezy, wszystkie porfirokryształy na pewnym etapie ewolucji znajdowały się w nierównowadze chemicznej z nefelinitem, co skutkowało powstaniem licznych, rozbudowanych struktur reakcyjnych: budowy pasowej, stref o strukturze gąbczastej, strefy rekrytalizacji. Większość reakcji pomiędzy porfirokryształami a stopem zachodziła w ciśnieniach skorupowych, ale ostatnie z nich zachodziły prawdopodobnie już po wylaniu się law na powierzchnię.

Prace poświęcone porfirokryształom i megakryształom pokazują metody odtwarzania ścieżki ewolucji i krystalizacji stopów.

Geneza drobnoziarnistych agregatów międzyziarnowych z ksenolitów skał płaszcza

Ksenolity skał płaszcza z N krawędzi Masywu Czeskiego charakteryzują obecnością licznych, drobnoziarnistych agregatów występujących pomiędzy kryształami budującymi główną masę perydotytu (teksturalna grupa 3, P1, w literaturze anglojęzycznej – *melt pockets*). Powstanie takich agregatów może być związane z:

- infiltracją stopów wynoszących ksenolity na powierzchnię (np. Shaw i Dingwell, 2008; Shaw i Klügel, 2003);
- infiltracją stopów metasomatycznych (np. Coltorti et al., 2000);
- topnieniem faz budujących perydotyt (np. Carpenter et al., 2002);
- rozpadem faz uwodnionych w wyniku reakcji z infiltrującymi stopami (np. Aliani et al., 2009)

W jednym ksenolicie mogą znajdować się agregaty powstające w wyniku działania różnych mechanizmów. Agregaty z ksenolitów z SW Polski i E Niemiec są zwykle zbudowane ze skalenia, oliwinu, klinopiroksenu i spinelu, ortopiroksen występuje wyłącznie

w jądrach ziaren klinopiroksenu; podrzędnie występują siarczki, apatyt, rhönit i szkliwo. Charakteryzują się one skomplikowanymi, zróżnicowanymi teksturami: występują ziarna ksenomorficznych klinopiroksenu i spinelu o robaczkowatych granicach, automorficzne, zwykle małe kryształy szkieletowego spinelu oraz automorficzne kryształy klinopiroksenu. Niekiedy drobnoziarniste struktury zbudowane z przerostów robaczkowatego klinopiroksenu i owalnych ziaren oliwinu występują w brzeźnych częściach ortopiroksenu budującego perydotyt.

Skład chemiczny minerałów wchodzących w skład agregatów i stref dookoła ortopiroksenu charakteryzuje się ogromną zmiennością składu chemicznego (np. Matusiak-Malek et al., 2013). Niektóre, większe ziarna mają w swych jądrach zachowane cechy chemiczne minerałów budujących ksenolit, ich skład zmienia się ku brzegom, np. w oliwinie wzrasta zawartość Ca, w klinopiroksenie wzrasta zawartość Al i spada wartość Mg#. Niestety, zwykle małe rozmiary minerałów budujących ksenolity nie pozwalają na przeprowadzenie badań zawartości pierwiastków śladowych.

Uważa się (P1, P3-P6, Matusiak-Malek et al., 2013), że większość agregatów w ksenolitach z SW Polski powstało w wyniku reakcji perydotytu z infiltrującym stopem maficznym. Infiltracja następowała w płaszczu zaraz przed lub krótko po przechwyceniu ksenolitu przez wznoszący się stop bazaltoidowy. Infiltrujący stop częściowo zachowywał się w formie niezmienionej jako szkliwo, ale mógł również reagować z fazami budującymi perydotyt powodując niekiedy ich dekompozycję i powstanie stopu o nowym składzie, który mógł reagować z minerałami w innych rejonach ksenolitu (np. Shaw 1999). Na obwódkach niektórych przereagowanych faz widoczna jest częściowa rekrytalizacja, a obecność szkieletowego spinelu wskazuje na krystalizację ze stopów. Reakcje zachodziły krótko i były niecałkowite (zachowane są relikty faz pierwotnych), ponadto zachodziły podczas wynoszenia, a więc w warunkach zmniejszającego się ciśnienia. Tylko tak skomplikowany, wielowątkowy i wieloetapowy mechanizm mógł spowodować powstanie dużego zróżnicowanie składu chemicznego minerałów widocznego w agregatach.

W ksenolitach z Wilczej Góry (P5) występują drobnoziarniste struktury otaczające amfibol zbudowane z wydłużonych, ksenomorficznych kryształów klinopiroksenu, spinelu, szkliwa i rhönitu. Obecność tego ostatniego wskazuje na rozpad amfibolu w bardzo niskim ciśnieniu (Shaw, 2009). Jeszcze bardziej skomplikowana jest budowa i historia agregatów w ksenolitach z Grodzca (P4, w przygotowaniu). Opisano tam aż pięć głównych typów agregatów:

- typ 1 – zbudowany z klinopiroksenu, oliwinu i skalenia alkaicznego;
- typ 2 – zbudowany z dużych kryształów skalenia alkalicznego i richterytu; dodatkowo występują ortopiroksen, apatyt oraz ilmenit;
- typ 3 – zbudowany głównie z automorficznych kryształów skalenia alkaicznego, pomiędzy kryształami występują wolne przestrzenie (pory);
- typ 4 – zbudowany z klinopiroksenu, oliwinu, spinelu i miki barowej oraz apatyty;
- typ 5 – zbudowany z równolegle ułożonych kryształów klinopiroksenu, oliwinu i rhönitu.

Obecność rhönitu jasno sugeruje, że perydotyty z Grodzca, choć obecnie bezwodne, pierwotnie zawierały pewne ilości amfibolu, natomiast obecność richterytu w niektórych

agregatach sugeruje, że późne stop infiltrujące ksenolity mogły być uwodnione. Typ 4 agregatów sugeruje aktywność w płaszczu „egzotycznych” stopów ultra-alkalicznych.

Badania nad agregatami międzyziarnowymi pokazują, że struktury te mogą stanowić źródło informacji o procesach, zarówno pre- jak i syn-wulkanicznych, zachodzących w płaszczu. Dotąd nie odpowiedziano na pytanie, dlaczego ksenolity z SW Polski i E Niemiec zawierają anomalnie dużą (w stosunku do innych lokalizacji w obrębie CEVP) ilość agregatów międzyziarnowych. Odpowiedź na to pytanie będzie jednym z celów mojej dalszej pracy naukowej.

Budowa płaszcza litosferycznego pod północną Europą.

W roku 2015 otrzymałam zaproszenie od emerytowanego profesora Uniwersytetu w Edynburgu, prof. B. Uptona do współpracy przy badaniach ksenolitów skał płaszcza z terenu Szkocji, ze szczególnym uwzględnieniem ksenolitów z półwyspu Fife. W roku 2017 otrzymałam na ten cel środki w ramach projektu OPUS (UMO-2016/23/B/ST10/01905). W projekcie teren badań został poszerzony o całą południową Szkocję (terrany Midland Valley i Southern Uplands) oraz jej północną część (terran Hebrydzki), a także o skały z wulkanitów południowej Szwecji (region Skania). Tereny północnej Szkocji i południowej Szwecji podścielane są archaicznym płaszczem kratonów, odpowiednio, północnoatlantyckiego (NAC) i wschodnioeuropejskiego (EEC), które od archaiku (~2.5-0.9 mld lat) nie były poddawane poważniejszym procesom geologicznym. Natomiast płaszcz podścielający południową Szkocję został przebudowany w okresie orogenezy kaledońskiej. Ksenolity z tych trzech regionów są wyjątkowe, gdyż jako nieliczne w Europie pozwalają na badania skał płaszcza przebudowanego przed orogenezą waryscyjską. Głównymi pytaniami, na które będzie starał się odpowiedzieć realizowany projekt są:

- 1) Czy płaszcz archaiczny podścielający NAC jest w jakikolwiek sposób spowinowacony z równowiekowym płaszczem pod EEC?
- 2) Czy płaszcz „kaledoński” podścielający południową Szkocję jest homogeniczny?
- 3) Czy istnieją systematyczne zależności w zawartości metali pomiędzy dwoma podstawowymi litologiami w płaszczu: perydotytami i piroksenitami? I czy środowisko geotektoniczne, w którym te skały powstały ma wpływ na procesy metalogenezy?

Na obecnym etapie badań wykonane zostały wszystkie badania terenowe, przygotowano preparaty mikroskopowe i separaty minerałów, wykonano analizy składu chemicznego całych skał oraz wykonano liczne analizy składu chemicznego minerałów. Część poświęcona metalogenezie wykonywana jest przez dr H. Hughes z Uniwersytetu w Exeter (UK). Wstępne wyniki badań zostały przedstawione podczas konferencji międzynarodowych (np. Buczek et al., 2018; Mikrut et al., 2018).

Na obecnym etapie badań stwierdzono, iż:

- 1) płaszcz litosferyczny pod S Szwecją i N Szkocją nie wykazują cech typowych dla płaszcza kratonicznego (np. bardzo wysokiej zawartości Mg); w obydwu lokalizacjach skały płaszcza nie zawierają minerałów uwodnionych i wykazują cechy metasomatyizmu kryptycznego; w płaszczu pod S Szwecją widoczne są dwa typy perydotytów różniące się teksturą, składem chemicznym i przebiegiem procesów metasomatycznych.

2) skały płaszcz pod południowymi terranami Szkocji to głównie lherzolity poddawane ok 10-15 % wytopienia i poddane intensywnym procesom metasomatyizmu kryptycznego, prawdopodobnie przez stopy nadszubdukcyjne.

3) w S Szkocji występują bardzo liczne kumulaty piroksenitowe, natomiast pod S Szwecją dominują kumulaty norytowe; te typy skał sugerują intensywny "underplating" pod badanymi obszarami.

Budowa płaszcz litosferycznego pod Patagonią.

W roku 2013 zostałam zaproszona przez prof. T. Ntaflosa z Uniwersytetu Wiedeńskiego i prof. E. Bjerga z Uniwersytetu Nacional del Sur (Argentyna) do badań nad ksenolitami skał płaszcz i dolnej skorupy z trachybazaltu z Cerro Chenque w północnej Patagonii (Mündl et al., 2016). Wulkanizm w tym rejonie nie ma bezpośredniego związku z subdukcją płyt Nazca i Antarktycznej pod płytę Południowoamerykańską, ale ma charakter załukowy (Gorring et al., 1997) lub jest efektem oderwania się subdukującej płyty (*slab window*; Cande i Leslie, 1986). Skały płaszcz tam występujące to głównie harzburgity i dunity, natomiast skały dolnej skorupy to piroksenity i gabroidy. Skały płaszczowe charakteryzują się wysokim stopniem zubożenia, sięgającym 35%. Podobnie, jak w przypadku skał płaszcz z Polski, klinopiroksen wydaje się być fazą wtórną, wprowadzoną w wyniku działalności stopów krzemianowych, ale również karbonatytowych. Specyficzną cechą tych skał są bardzo wysokie zawartości Fo (~94%) w oliwnie w niektórych próbkach, sugerujące iż płaszcz pod N Patagonią jest silnie heterogeniczny i zawiera domeny o nietypowym, nie rozpoznanym jeszcze pochodzeniu. Natomiast piroksenity i gabroidy nie są powiązane genetycznie ze magmami alkalicznymi. Dotychczasowe wyniki badań zostały przedstawione w pracy magisterskiej mgr D. Kozdrowskiej (2015), jednak ze względu na nietypowe cechy tych skał wymagane były dodatkowe prace analityczne (np. badania izotopowe klinopiroksenu), które obecnie są na ukończeniu.

Literatura:

- Aliani, P., Ntaflos, T., Bjerg, E. (2009). Origin of melt pockets in mantle xenoliths from southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28, 419-428.
- Ashchepkov, I., V., André, L., Downes, H., Belyatsky, B.A., (2011). Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 14-37.
- Aspen, P., Upton, B.G.J., Dickin, A.P. (1990). Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali basalts: high-pressure syenitic debris from upper mantle sources? *European Journal of Mineralogy*, 2, 503-517.
- Buczko, D., Matusiak-Malek, M., Upton, B., Ntaflos, T., Puziewicz, J., Grégoire, M., (2018). Origin of non-peridotitic xenoliths and megacrysts from Loch Roag monchiquites (Outer Hebrides, UK) - Preliminary results. 3rd European Mantle Workshop, Pavia, Italy.
- Cande, S.C., Leslie, R.B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91, 471-496.
- Carpenter, R. L., Edgar, A. D. & Thibault, Y. (2002). Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineralogy and Petrology* 74, 149-162.
- Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Salvini, L. & Siena, F. (2000). Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 303-320.
- Goleń, M., Puziewicz, J., Matusiak-Malek, M., Ntaflos, T. (2015) Clinopyroxene phenocrysts from the Księginki nephelinite (SW Poland). *Geoscience Records*, 1-2, 1-15.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zitler, P.K., Ramos, V.A. Rubiolo, D., Fernandez, M.I. (1997). Neogen Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16, 1-

17.

- Lipa, D., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Matusiak-Malek, M., (2014). Clinopyroxene megacrysts from basanite from Ostrzyca Proboszczowicka in Lower Silesia (SW Poland). *Geosciences Notes* 2, 49-72.
- Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T. (2013). Origin of intergranular aggregates in mantle xenoliths in Krzeniów basanite. *Geoscience Notes*, 1, 25-49.
- Mikrut, J., Matusiak-Malek, M., Johansson, L., Ntaflos, T., Puziewicz, J., Grégoire, M. (2018). Diving beneath Craton - preliminary results on mafic and ultramafic xenoliths from Scania (S Sweden). 3rd European Mantle Workshop, Pavia, Italy
- Mündl, A., Ntaflos, T., Ackerman, L., Bizimis, M., Bjerg, E.A., Wegner, W., Hauzenberger, C.A. (2016). Geochemical and Os-Hf-Nd-Sr isotopic characterization of north patagonian mantle xenoliths: Implications for extensive melt extraction and percolation processes. *Journal of Petrology*, 57, 685-715.
- Puziewicz, J., Koepke, J., Grégoire, M., Ntaflos, T., Matusiak-Malek, M. (2011). Lithospheric Mantle Modification during Cenozoic Rifting in Central Europe: Evidence from the Księginki Nephelinite (SW Poland) Xenolith Suite. *Journal of Petrology* 53, 2107-2145.
- Schmidt, M.E., Schrader, C.M., Crumpler, L.S., Rowe, M.C., Wolff, J.A., Boroughs, S.P. (2016). Megacrystic pyroxene basalts sample deep crustal gabbroic cumulates beneath the Mount Taynor volcanic field, New Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 316, 1-11.
- Shaw, C. S. J. (1999). Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: Further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contributions to mineralogy and petrology* 135, 114-132.
- Shaw, C. S. J., Klügel, A. (2002). The pressure and temperature conditions and timing of glass formation in mantle-derived xenoliths from Baarley, West Eifel, Germany: the case for amphibole breakdown, lava infiltration and mineral - melt reaction. *Mineralogy and Petrology* 74, 163-187.
- Shaw, C. S. J., Dingwell, D. B. (2008). Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study. *Contributions to mineralogy and petrology* 155, 199-214.
- Shaw, C. S. J. (2009). Textural development of amphibole during breakdown reactions in a synthetic peridotite. *Lithos* 110, 215-228.
- Streck, M. J., (2008) Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy & Petrology*, 69, 595-622
- Upton, B.G.J., Hinton, R.W., Aspen P., Finch, A., Valley, J.W. (1999). Megacrysts and associated xenoliths: Evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland. *Journal of Petrology*, 40, 935-956
- Woodland, A.B., Jugo, P.J. (2007). A complex magmatic system beneath Devés volcanic field, Massif Central, France: evidence from clinopyroxene megacrysts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153, 719-731.

