



## Nowe doniesienia z wnętrza Ziemi

Anna Grabarczyk<sup>1</sup>, Janina Wiszniewska<sup>2</sup>, Michał Ruszkowski<sup>1</sup>



A. Grabarczyk



J. Wiszniewska



M. Ruszkowski

New reports from the Earth inside. *Prz. Geol.*, 67: 812–816.

*A b s t r a c t.* A new research has been done on the high pressure minerals from the Earth's Mantle Transition and Lower Zone. The Earth's Mantle extends from the "Moho" (Mohorovič) discontinuity down to a depth of 2,900 km and constitutes 83% of the Earth's volume and 67% of its mass. The mantle is further divided into two seismic regions: the upper and the lower mantle separated by a seismic zone of discontinuity at a depth of 670 km, which is also the maximum depth to which subducted lithospheric plates can reach. The additional discontinuity zone, i.e. a depth of 410 km together with a zone of 670 km, corresponds to the transformation site of the silicate mineral structure, which also affects the speed of propagation of

seismic waves. Mantle peridotite samples indicate that olivine is the main component of the uppermost part of the upper mantle, up to a depth of 410 km. At greater depths, down to 660 km, in the so-called Transition, transformation of olivine into its high-pressure polymorphs (wadsleyite and ringwoodite) showing a spinel structure, is observed. Experimental research data on natural bridgmanite ((Mg, Fe)SiO<sub>3</sub>), which exhibits a perovskite structure and is the main mineral of the lower mantle and the most common mineral in the Earth, have been presented. The problem of nitrogen and water amounts in the Earth's lower mantle and a content of new iron polymorphs in the Earth's core have also been discussed.

*Keywords:* Earth Mantle, Earth Core, bridgmanite, Ca-perovskite, ringwoodite, ferri-periclase.

W dniach 3–7 września 2018 r. w Moskwie odbyła się XXXV Międzynarodowa Konferencja pt. *Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018*. Jedną z jej sesji była w całości poświęcona najnowszym odkryciom i badaniom eksperymentalnym minerałów wysokociśnieniowych występujących w strefie pośredniej płaszczki ziemskiego (*Transition Zone*) i w dolnym płaszczku Ziemi. Celem niniejszego artykułu jest zapoznanie polskich geologów (naukowców i praktyków) z interesującymi, nowymi wynikami tych badań prowadzonych przez badaczy z Kanady, Japonii, Rosji i USA.

### BUDOWA PŁASZCZKA ZIEMI

Płaszcz ziemski, występujący od nieciągłości Mohoroviča<sup>3</sup> do głębokości aż 2900 km, stanowi łącznie 83% objętości i 67% masy Ziemi. Wyróżnia się w nim dwa poziomy sejsmiczne: płaszcz górny i płaszcz dolny, które są rozdzielone sejsmiczną strefą nieciągłości na głębokości 670 km (ryc. 1). Poziom ten jest jednocześnie maksymalną głębokością, do której docierają subdukujące płyty litosferyczne. Innej strefie nieciągłości, zlokalizowanej na głębokości 410 km (ryc. 1), odpowiadają miejsca transformacji struktur krzemianów, których obecność wpływa również na prędkość rozchodzenia się fal sejsmicznych (Wilson, 1989). Oliwin (Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>) jest głównym składnikiem najwyższej części górnego płaszczka, do głębokości 410 km

(Pearson i in., 2014). Poniżej, w tak zwanej strefie pośredniej (*Transition Zone*), do 660 km głębokości, obserwuje się przejście oliwinu w wysokociśnieniowe polimorfy o strukturze spinelu: wadsleyit i ringwoodytu (Wilson, 1989). Podobnym przemianom strukturalnym ulegają również pirokseny (ryc. 2).

### NAJPOSPOLITSZY MINERAŁ NA ZIEMI

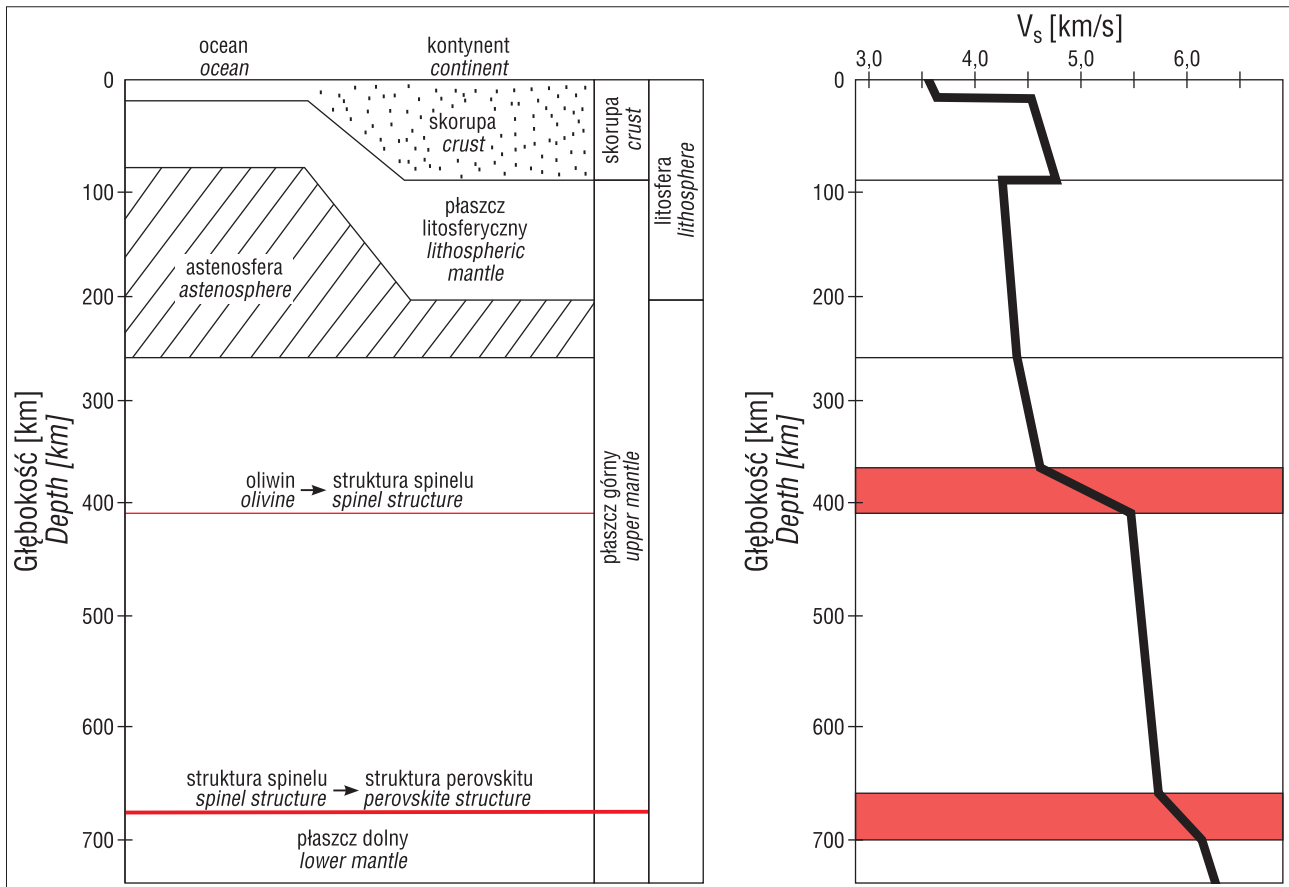
Zdecydowana większość prezentacji była poświęcona badaniom eksperymentalnym i danym dotyczącym naturalnego bridgmanitu. Bridgmanit ((Mg,Fe)SiO<sub>3</sub>) jest krzemianem o strukturze perovskitu (pole MgPv na ryc. 2), głównym minerałem dolnego płaszczka i jednocześnie najpospolitszym minerałem na Ziemi.

Ze względu na znaczną głębokość krystalizacji naturalny bridgmanit na powierzchni Ziemi jest spotykany niezwykle rzadko. Występuje on zwykle w postaci inkluzji w diamentach UHP w asocjacji z magnesio-wüstytem, ringwoodytem i Ca-perovskitem. Bridgmanit jest minerałem niestabilnym i w wyniku spadku ciśnienia ulega transformacji w piroksen. Mineral ten gromadzi nawet do 12,6% wag. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Kaminsky, 2012), i jak się przypuszcza, jest głównym nośnikiem tego pierwiastka (Noda i in., 2018). Glin może wchodzić w strukturę bridgmanitu w wyniku dwóch konkurujących mechanizmów: (i) stechiometrycznej wymiany

<sup>1</sup> Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; anna.grabarczyk@student.uw.edu.pl; ruszkowskimichal@wp.pl

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; janina.wiszniewska@pgi.gov.pl

<sup>3</sup> Nieciągłość Mohoroviča (Moho) – strefa oddzielająca skorupę ziemską od płaszczka górnego, znajdująca się na zmiennej głębokości 10–12 km poniżej skorupy oceanicznej i 30–50 km pod skorupą kontynentalną.



Ryc. 1. Główne strefy nieciągłości płaszcz górny i dolny do głębokości 700 km oraz wykres zmian prędkości fal S wraz z głębokością (Wilson, 1989)

Fig. 1. The major regions of the upper and lower mantle to a depth of 700 km and variation of S-waves velocity with depth (Wilson, 1989)

jonów  $Mg^{2+}_A + Si^{4+}_B = Al^{3+}_A + Al^{3+}_B$  (mechanizm Tschermaka) oraz (ii) niestechiometrycznej  $2Si^{4+}_B + O^{2-}_O = 2Al^{3+}_B + V_O$ , gdzie V oznacza wakans na pozycji tlenu. Wysoka zawartość Al i występowanie w asocjacji z ferro-peryklastem jest cechą charakterystyczną bridgmanitu pochodzącego z dolnego płaszczu.

Bridgmanit występujący w diamentach ma #Mg (liczbę magnezową) między 0,88 a 0,95. Dane eksperymentalne nie wskazują jednak na obecność tak wysokomagnezowego bridgmanitu, co może świadczyć o niestabilności bridgmanitu bogatego w Fe i jego szybki rozpadu na ferro-peryklast (szereg mieszany z magnezio-wüstytem) i  $SiO_2$ . Zmienność #Mg może być kontrolowana przez zmienną zawartość Al w  $MgSiO_3$ . Istnieje bowiem pozytywna korelacja między Al i  $Fe^{3+}$ . Oznacza to, że stabilność bridgmanitu o różnych proporcjach Fe i Mg jest uzależniona od zawartości Al (Bobrov i in., 2018).

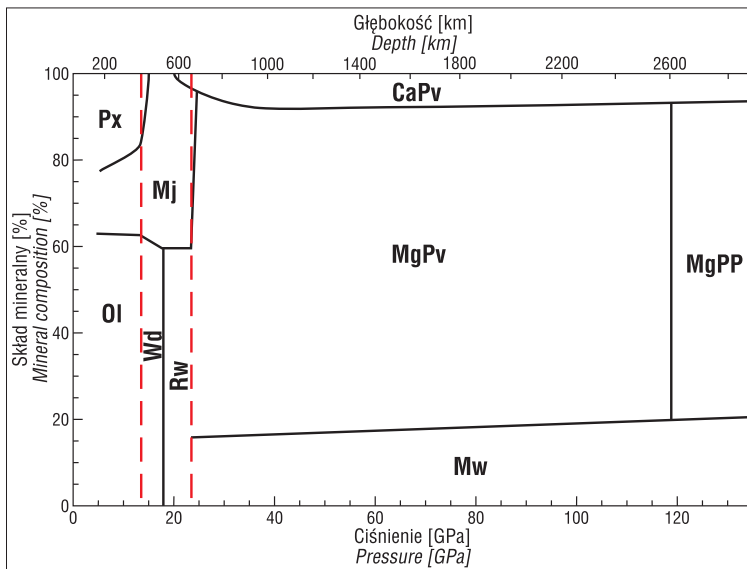
Według modelu Ringwooda (1991) zawartość Cr, Ti i Na w płaszczu jest bardzo niewielka (0,42% wag.  $Cr_2O_3$ , 0,2% wag.  $TiO_2$ , 0,57% wag.  $Na_2O$ ), jednak nawet małe koncentracje tych pierwiastków mogą znacząco wpływać na właściwości fizyczne bridgmanitu i przede wszystkim odzwierciedlać głębokość jego tworzenia. Jak pokazują uzyskane wyniki badań eksperymentalnych, wbudowywanie Cr wskazuje na powstawanie bridgmanitu na głębokościach typowych dla dolnego płaszczu, podczas gdy wzbogacenie w Ti i Na oznacza wpływ procesów związanych z subdukcją skorupy oceanicznej.

Syntetyczny bridgmanit z zawartością  $Cr_2O_3$  do 10,35% wag. został otrzymany przy ciśnieniu 23 GPa

i w temperaturze 1600°C. Otrzymane kryształy o składzie  $(Mg_{1-x}Cr_x)(Si_{1-x}Cr_x)O_3$ , gdzie  $x = 0,07$  ( $^{XII}A^{2+VI}B^{4+X^{2-}}_3$ ) są charakteryzowane przez podstawienia zarówno Mg (pozycja A) i Si (pozycja B) według reakcji  $Mg^{2+} + Si^{4+} = 2Cr^{3+}$ , co skutkuje skróceniem odległości <A-O> i wydłużeniem <Y-O> w stosunku do wartości typowo obserwowanych dla  $MgSiO_3$ .

Większą zawartość sodu (1,53% wag.  $Na_2O$ ) zarejestrowano w bridgmanicie syntetyzowanym przy ciśnieniu 24 GPa i w temperaturze 1700°C w układzie piroksen-oliwin-węglany.

Rosyjscy naukowcy (Bobrov i in., 2008) analizowali również rodzaj zachowania się atomów sodu w układach eksperymentalnych z udziałem bridgmanitu. Spodziewali się oni takiego zachowania Na, jak miało to miejsce w majorycie ( $Mg_4Si_4O_{12}$ ), czyli spadku jego ilości w strukturze wraz ze wzrostem stopnia parcjalnego wytapiania. Okazało się, że tendencja ta jest jednak odwrotna – zawartość Na wzrasta wraz ze wzrostem temperatury. Co więcej, istnieje korelacja pomiędzy zawartością Na i Al oraz między Na i  $Fe^{3+}$ , co może być tłumaczone różnym zachowaniem tych pierwiastków w czasie podstawiania w strukturze bridgmanitu. Al ma tendencję do zastępowania Mg (pozycja B), pozostawiając wolne miejsca na pozycji A dla Na. Większe jony  $Fe^{3+}$  skutecznie utrudniają inkorporację Na w strukturę minerału. Badania pokazują, że metasomatoza wywołana procesem alkaliczno-węglanowym w dolnej części strefy pośredniej może powodować miejscowe wzbogacenie w Na, a bridgmanit może być istotnym nośnikiem



**Ryc. 2.** Dystrybucja minerałów w zależności od głębokości; Px – piroksen, Mj – majoryt, Ol – oliwin, Wd – wadsleyt, Rw – ringwoodyt, CaPv – Ca-perovskit, MgPv – Mg-perovskit, MgPP – Mg-post perovskit, Mw – magnezio-wüstyt

**Fig. 2.** Depth distribution of minerals; Px – pyroxene, Mj – majorite, Ol – olivine, Wd – wadsleyite, Rw – ringwoodite, CaPv – Ca-perovskite, MgPv – Mg-perovskite, MgPP – Mg-post perovskite, Mw – magnesio-wüstite

tego pierwiastka w dolnej strefie pośredniej (Bobrov i in., 2008).

W wyniku syntezy w warunkach p,T: 20 GPa i 1600°C otrzymano również bridgmanit o wysokiej zawartości TiO<sub>2</sub> (25,2% wag.). Jak stwierdzono, tak duże ilości Ti mogą wyraźnie stabilizować bridgmanit w warunkach niższego ciśnienia niż panującego w dolnym płaszczu (Bobrov i in., 2018).

### AZOT W PŁASZCZU ZIEMSKIM

Azot stanowi istotny składnik atmosfery, będąc jednocześnie istotnym budulcem życia. Ponadto mógł on mieć istotny wpływ na klimat na wczesnym etapie rozwoju naszej planety.

Jego znaczenie w dolnym płaszczu nadal pozostaje jednak zagadką. W porównaniu z innymi lotnymi pierwiastkami jest on zubożony w azot. Gdzie więc mógł podziać się zagubiony azot? Jak się okazuje może być wbudowywany w strukturę minerałów takich jak: bridgmanit (5–50 ppm N), peryklaz i stiszowit. Badania eksperymentalne potwierdziły, że peryklaz może włączać 50 razy więcej azotu niż bridgmanit, a co za tym idzie – stanowić główny rezerwuaz azotu w płaszczu. Co więcej, stiszowit, który powstaje w czasie pograżania skał osadowych skorupy oceanicznej zasobnej w SiO<sub>2</sub> w strefie subdukcji, również wbudowuje więcej azotu niż bridgmanit. Oznacza to, że większa część azotu jest transportowana do płaszczu dolnego przez ten minerał w czasie procesu subdukcji (ryc. 3). Ukrycie azotu w dolnym płaszczu jest więc efektem nie tylko gromadzenia tego pierwiastka w oceanie magmy na wczesnym etapie formowania się Ziemi, ale także wynikiem transportowania pewnych ilości azotu do wnętrza Ziemi w wyniku subdukcji. Są to pierwsze badania potwierdzające

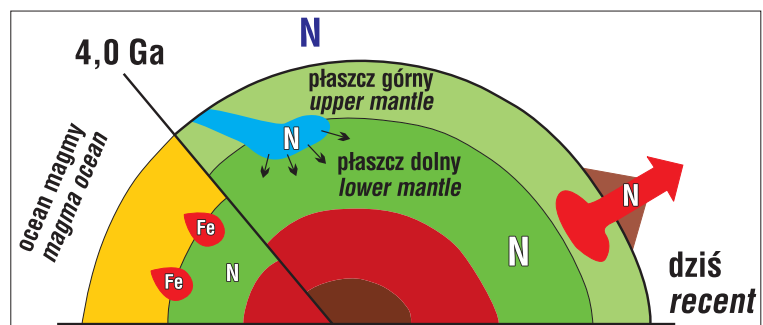
możliwość inkorporowania azotu w strukturę minerałów dolnego płaszczu (Fukuyama i in., 2018).

### OBECNOŚĆ WODY W DOLNYM PŁASZCZU

Doniesienia o obecności wody w płaszczu Ziemi nie są nowością. W 2014 r. Person i in. opublikowali w *Nature* artykuł o odkryciu inkluzji zasobnego w H<sub>2</sub>O ringwoodytu w diamencie. Wyniki prac eksperymentalnych wskazywały jednak na obecność wody na tych głębokościach już dużo wcześniej.

Doświadczenia przeprowadzone w warunkach UHP (*ultra-high pressure* – bardzo wysokie ciśnienie) wskazują, że ringwoodyt i wadsleyt (( $\gamma$ )-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> i ( $\beta$ )-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> odpowiednio), najbardziej powszechne minerały w strefie przejściowej, mogą zawierać wodę w ilościach ~3% wag. Jednak naturalny ringwoodyt tworzący inkluzje w diamencie zawierał tylko ok. ~1,5% wag. H<sub>2</sub>O (Pearson i in., 2014). Mimo to strefa pośrednia płaszczu jest mocno wzbogacona w wodę. Problem stanowi jednak estymacja ilości tego związku chemicznego w dolnym płaszczu.

Według Person'a i współautorów (2014) ogromne ilości wody obecne w strefie pośredniej (*Transition Zone*) płaszczu Ziemi nie występują jednocześnie w płaszczu górnym, zdominowanym przez występowanie oliwinu. Nośnikiem wody (grup –OH) są ( $\beta$ )-wadsleyit i ( $\gamma$ )-ringwoodyt (ryc. 2), które według badań eksperymentalnych, mogą gromadzić do 3% wag. H<sub>2</sub>O w swojej strukturze, w warunkach panujących w strefie pośredniej. W powyższej pracy opisano pierwsze ziemskie wystąpienie naturalnego ringwoodytu występującego jako inkluzja w diamencie (Juína, Mato Grosso, Brazylia). Wzbogacenie w wodę znalezione ringwoodytu stało się bezpośrednim dowodem na znaczne, co najmniej lokalne, uwodnienie strefy pośredniej płaszczu. Pochodzenie diamentu z tej strefy wskazuje, że przynajmniej część diamentonowych kimberlitów musi mieć swoje źródło na głębokościach powyżej 400 km. Ilość wody w badanym naturalnym ringwoodycie określono na min. 1,4–1,5% wag. Jednak ze względu na niedokładność pomiaru (spektroskopia FTIR) błąd oszacowano na nawet 50%. Jeśli przyjąć jednak zawartość wody w ringwoodycie na 1,4% wag., to w połączeniu ze składem mineralnym



**Ryc. 3.** Transport azotu do płaszczu dolnego przez subdukcję skorupy oceanicznej na wczesnym etapie ewolucji Ziemi

**Fig. 3.** Nitrogen transported via subducting slabs into the lower mantle in the early stage of the Earth's evolution



i rozpuszczalnością  $H_2O$  w majorycie i Ca-perovskicie można stwierdzić, że ilość wody w całej strefie pośredniej wynosi ok. 1% wag. Wartość ta jest zgodna z wartościami oszacowanymi na podstawie danych elektromagnetycznych (Pearson i in., 2014). Autorzy ci wskazują więc, że strefa pośrednia płaszczu, w przeciwieństwie do bezwodnego płaszczu górnego i dolnego, stanowi główny rezerwuuar wody we wnętrzu Ziemi. Stwierdzeniu temu przeczą jednak wyniki zaprezentowane w czasie konferencji.

Współcześnie uważa się, że głównymi składnikami dolnego płaszczu są bridgmanit  $(Mg,Fe)(Si,Al)O_3$  – stanowiący ok. 75% obj.;  $CaSiO_3$  perovskit (5% obj.) oraz ferro-peryklaz  $(Mg,Fe)O$  (20% obj.). Minerale te są uważane za bezwodne (NAMs – ang. *nominally anhydrous minerals*), a ilość wody w nich zgromadzona jest 10–15 razy mniejsza niż w strefie pośredniej. Nie można jednak powiedzieć, że wody w płaszczu dolnym nie ma. Podczas prezentacji *Existence of water in the lower mantle* (Inoue i in., 2018) wskazano na włączanie wodoru w strukturę bridgmanitu (zawierającego glin), głównego minerału dolnego płaszczu i jednocześnie najbardziej rozpowszechnionego minerału Ziemi. Ilość wody w bridgmanicie określono na ok. 0,8% wag., co daje niewyobrażalną zawartość wody w dolnym płaszczu, porównywaną pod względem objętości z ilością wody odpowiadającą 14 oceanom światowym (!). Bardzo zbliżony tytuł miało wystąpienie Kaminsky'ego (2018) – *Water in the Earth's lower mantle*, w którym autor podkreśla istnienie bezpośrednich dowodów na istnienie wody w dolnym płaszczu ziemskim (poniżej 660 km). Pogląd ten sformułował on na podstawie wyników badań inkluzji stopowych w diamentach zawierających strukturalne zanieczyszczenia wodorem. Również w NAMs wodór zajmuje miejsce wakansów w kryształach i jest wiązany ze strukturalnym tlenem, tworząc grupę hydroksylową. Najbardziej wiarygodne oszacowania ilości wody w minerałach dolnego płaszczu są zmienne: 1400–1800 ppm w bridgmanicie, 10–80 ppm w ferro-peryklazie oraz 20–150 ppm w stiszowicie, co daje średnią koncentrację wody w płaszczu dolnym na poziomie ok. 1500 ppm. Choć ilość ta wydaje się mała, to jednak, gdy weźmie się pod uwagę, że płaszcz dolny jest największą geosferą Ziemi, okazuje się, że jej ilość w płaszczu dolnym może być szacowana na ok.  $45,45 \times 10^{23}$  g, co daje  $3,3 \times$  masy oceanów, czyli ilość znacznie mniejszą niż ta wyliczona przez Inoue i in. (2018). Kaminsky (2018) podjął próbę określenia źródła obecności wody na takich głębokościach płaszczu, wskazując na uwodnione subdukujące płyty litosferyczne. Taka dodatkowa ilość wody może być zbilansowana przez dopływ z dolnego płaszczu do strefy przejściowej w wyniku parcjalnego wytapiania dolnej części dolnego płaszczu i uwalniania wody do stopu. Jednak głównym źródłem wody na głębokościach poniżej 660 km jest pierwotne jej uwięzienie na wczesnych etapach ewolucji Ziemi.

Strukturalne zanieczyszczenie diamentu wodorem to nie jedyny bezpośredni dowód na obecność  $H_2O$  w płaszczu dolnym. W 2016 r. Palot i in. opublikowali w *Lithos* wyniki dotyczące kryształów ferro-peryklazu w diamencie pochodzącym z São Luíz, Brazylia. W badanym ferro-peryklazie zaobserwowano obecność brucytu, a także magnesio-ferytytu. Odmieszania magnesio-ferytytu wskazują na zamknięcie ferro-peryklazu w diamencie na głębokościach dolnego płaszczu i następnie jego częściowy rozpad w warunkach retrogresywnych w czasie ekshumacji. Dowodem na rzeczywiste pochodzenie diamentu z głębokości dolnego płaszczu jest niska zawartość azotu

(poniżej limitu detekcji; wg oznaczeń micro-FTIR), niska zawartość  $Fe^{3+}$  oraz wysoka liczba magnezowa (#Mg), wynosząca  $84 \pm 8$  zawartego w diamencie ferro-peryklazu (Palot i in., 2016), jak również nieregularny kształt i brak zabarwienia samego diamentu (Kaminsky i in., 2001). Obecność brucytu w ferro-peryklazie świadczy o wpływie/interakcji fluidów uwięzionych w diamencie, które pochodzą z górnej części dolnego płaszczu. W czasie powolnego chłodzenia fluidy te powoli dyfundowały, powodując precypitację brucytu w warunkach strefy pośredniej lub górnego płaszczu. We wspomnianym artykule wysunięto również przypuszczenie na temat możliwego źródła wody w dolnym płaszczu, jako pochodzącej z rozpadu ringwoodytu podczas pogrążania subdukującej płyty litosferycznej.

## NOWE DANE Z JĄDRA ZIEMI

Żelazo stanowi 96% składu jądra wewnętrznego Ziemi. Nic dziwnego, że w ostatnim czasie zainteresowanie tym najpowszechniejszym na naszej planecie metalem wzrosło wraz z rozwojem metod badawczych. Dyferencjacja na metaliczne jądro i krzemianowy płaszcz następowała wraz z akrecją Ziemi w czasie formowania Układu Słonecznego. Ostatnie dwie dekady to czas intensywnych debat nad diagramami fazowymi żelaza; zidentyfikowano pięć polimorfów Fe: bcc ( $\alpha$  i  $\beta$ ), fcc ( $\gamma$ ), hcp ( $\epsilon$ ) oraz dhcp ( $\beta$ ). Najnowsze badania wskazują, że odmiana hcp jest co prawda stabilna przy ciśnieniu odpowiadającym wewnętrznemu jądru, ale przy znacznie niższych temperaturach. Przy ciśnieniu  $>200$  GPa i temperaturze  $>5000$  K stabilna jest natomiast nowo odkryta odmiana bcc-Fe (*cubic form*). Ma ona mniejszą gęstość i jest bardziej mobilna, przez co łatwiej dopasowuje się do panującego ciśnienia.

Wang i in. (2015) wskazują, że jądro wewnętrzne może mieć dwuwarstwową strukturę, gdzie forma hcp-Fe przypisana jest do części zewnętrznej, natomiast bcc-Fe jest bardziej typowa dla części wewnętrznej jądra wewnętrznego.

Średnia masa atomowa w jądrze to 49,3, w porównaniu do 55,85u dla Fe i 58,69u dla Ni. Jedynym sposobem na wyjaśnienie tej różnicy jest obecność w jądrze ziemskim pierwiastków lekkich, takich jak wodór, węgiel, tlen, krzem i siarka w ilości 10–20% mol., na co wskazywali już McDonough i Sun (1995). C i S są najbardziej prawdopodobnymi partnerami dla Fe i Ni, ponieważ eksperymentalnie udowodniono istnienie faz, które łączą w sobie te pierwiastki.  $Fe_7C_3$  to związek, który ostatnio wzbudził szczególne zainteresowanie po tym jak przeprowadzono szereg doświadczeń na dolomicie. Przy temperaturze 1500–2200°C i ciśnieniu 51–113 GPa dolomit reaguje z żelazem, tworząc diament, węgiel żelaza ( $Fe_7C_3$ ) i  $(Mg,Fe)O$ . Jako inkluzje w diamencie zidentyfikowano również istnienie innego węgliku żelaza, cohenitu  $(Fe,Ni)_3C$ . W dolnym płaszczu i jądrze możliwe jest istnienie również aż czterech rodzajów siarczków żelaza, a w tym: (i)  $Fe_7S$ , (ii)  $FeS$  i jego skondensowanej odmiany  $FeS_6$  o strukturze stabilnej powyżej 120 GPa i 3000 K, (iii)  $Fe_3S_2$ , prawdopodobnego składnika dolnego płaszczu, oraz (iv)  $Fe_2S$ , uważanego za komponent jądra wewnętrznego.

Najnowsze badania mineralogiczne przeprowadzone w warunkach UHP przyniosły nowe dane związane z dekompozycją wustytu, odwodornieniem (ang. *dehydrogenation*) goethytu i jego transformacją w  $FeO_2$  w dolnym płaszczu. Następnie, na granicy płaszczu-jądro, ma miejsce przejście do  $Fe_2O_3 + H_2O$ . To właśnie ten proces może być

przyczyną umieszczenia wodoru w jądrze zewnętrznym Ziemi i uformowania związku  $\text{FeH}_x$ . Zagadnienie obecności i ilości wodoru w jądrze ziemskim jest szczególnie interesujące z uwagi na fakt, że dane kosmochemiczne wskazują na 10 tys.  $\times$  większą zawartość tego pierwiastka w jądrze niż w ziemskiej hydrosferze. Podobnie w jądrze ziemskim zachowuje się inny gaz szlachetny – ksenon, który w temperaturach tam panujących wchodzi w reakcje zarówno z Fe, jak i z Ni, tworząc odpowiednio  $\text{XeFe}_3$  oraz  $\text{XeNi}_3$ . To pokazuje, że w ekstremalnych warunkach nawet pierwiastki tworzące kationy mogą przechwytywać elektrony, tworząc aniony. Ta właściwość może tłumaczyć zubożenie atmosfery ziemskiej w Xe w stosunku do chondrytów węglitych.

Pushcharovsky (2018) idzie o krok dalej i proponuje nowy model budowy głębokiego wnętrza Ziemi, dzieląc go aż na 6 części. Autor wydziela więc płaszcz środkowy na głębokościach 840–1700 km, który jest oddzielony od płaszcza górnego i dolnego strefami granicznymi o grubościach odpowiednio 170 i aż 500 km. Ta idea ma być potwierdzona istnieniem różnic w rozdzielaniu żelaza pomiędzy ferro-peryklaz i bridgmanit w obecnym dolnym płaszczu. Pierwsza, górna strefa dolnego płaszcza ma zawierać bogaty w  $\text{Fe}^{3+}$  bridgmanit, ferro-peryklaz i metaliczne Fe. Dolna część ma być natomiast zbudowana z wysokożelazowego ferro-peryklazu współistniejącego z bridgmanitem, zubożonym w Fe. Ta strefa ma być też prawie całkowicie wolna od metalicznego żelaza. Granica tych stref, na głębokości 1700 km, została pośrednio potwierdzona również w obrazie geofizycznym.

## WNIOSKI

XXXV międzynarodowa konferencja pt. *Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018* w Moskwie stanowiła ważne spotkanie naukowców z różnych krajów, na którym mogli dyskutować nowe koncepcje dotyczące budowy wewnętrznej naszej planety. Do najważniejszych prezentowanych tam wniosków naukowych należało stwierdzenie, że płaszcz ziemski występuje od nieciągłości Mohoroviča do głębokości 2900 km i stanowi 83% objętości i 67% masy Ziemi. Stwierdzono ponadto, że oliwin jest głównym składnikiem najwyższej części górnego płaszcza, do głębokości 410 km. Od głębokości 410 do 660 km, w tzw. strefie przejściowej płaszcz obserwuje się modyfikację oliwinu do jego wysokociśnieniowych odmian polimorficznych o strukturze spinelu: wadsleyitu i ringwooditu. Prezentowane badania wykazały, że głównymi składnikami dolnego płaszcza są bridgmanit, perovskit oraz ferro-peryklaz, przy czym bridgmanit jest jednocześnie najpospolitszym minerałem występującym w dolnym płaszczu Ziemi i zawiera ok. 0,8% wag. wody, a ringwoodyt i wadsleyit są najbardziej powszechnymi minerałami w strefie przejściowej i mogą zawierać wodę w ilościach ~3% wag. Takie zawartości wody w minerałach dolnego płaszcza dają w przeliczeniach ogromne ilości tego składnika w strefie przejściowej i dolnych częściach dolnego płaszcza. Dolny płaszcz jest zubożony w azot. Pewne ilości azotu są transportowane do wnętrza

Ziemi w wyniku subdukcji skał osadowych. Jądro wewnętrzne Ziemi ma przypuszczalnie dwuwarstwową strukturę zbudowaną z dwóch odmian polimorficznych żelaza: formy hcp-Fe w części zewnętrznej, oraz formy bcc-Fe w części wewnętrznej jądra wewnętrznego. Średnia masa atomowa w jądrze wynosi 49,3, w porównaniu do 55,85u dla Fe i 58,69u dla Ni. Wyjaśnieniem tej różnicy jest obecność w jądrze ziemskim pierwiastków lekkich, takich jak wodór, węgiel, tlen, krzem i siarka, w ilości 10–20% mol.

## LITERATURA

- BOBROV A.V., LITVIN Y.U.A., BINDI L., DYMSHITS A.M. 2008 – Phase relations and formation of sodium-rich majorite garnet in the system  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Na}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$  at 7.0 and 8.5 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156 (2): 243–257.
- BOBROV A.V., MATROSOVA E.A., BINDI L., TAMAROVA A.P., PUSHCHAROVSKY D.YU., IRIFUNE T. 2018 – Minor elements in bridgmanite: experimental and natural data. *Proceedings of XXXV International Conference „Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018”*, Moscow, 3–7.09.2018. Mat. konf.
- FUKUYAMA K., KAGI H., INOUE T., SHINMEI T., KAKIZAWA S., TAKAHATA N., SANO Y. 2018 – Incorporation of the nitrogen into lower-mantle minerals from high P-T experiments under controlled Fe-FeO buffer. *Proceedings of XXXV International Conference „Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018”*, Moscow, 3–7.09.2018. Mat. konf.
- INOUE T., KAKIZAWA S., KURIBAYASHI T., NODA M., SAKAMOTO N., YURIMOTO H., SANO-FURUKAWA A., HATTORI T. 2018 – Existence of water in the lower mantle. *Proceedings of XXXV International Conference „Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018”*, Moscow, 3–7.09.2018. Mat. konf.
- KAMINSKY F.V., ZAKHARCHENKO O.D., DAVIES R., GRIFFIN W.L., KHACHATRYAN-BLINOVA G.K., SHIRYAEV A.A. 2001 – Superdeep diamonds from Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 734–753.
- KAMINSKY F. 2012 – Mineralogy of the lower mantle: A review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond. *Earth-Science Reviews*, 110 (1–4): 127–147.
- KAMINSKY F.V. 2018 – Water in the Earth's lower mantle. *Proceedings of XXXV International Conference „Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018”*, Moscow, 3–7.09.2018. Mat. konf.
- NODA M., KAKIZAWA S., INOUE T. 2018 – Al substitution mechanism in anhydrous bridgmanite as a function of Al content. *„Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018”*, Moscow, 3–7.09.2018. Mat. konf.
- PALOT M., JACOBSEN S.D., TOWNSEND J.P., NESTOLA F., MARQUARDT K., MIYAJIMA N., HARRIS J.W., STACHEL T., MCCAMMON C.A., PEARSON D.G. 2016 – Evidence for  $\text{H}_2\text{O}$ -bearing fluids in the lower mantle from diamond inclusion. *Lithos*, 265: 237–243.
- PEARSON D.G., BRENKER F.E., NESTOLA F., MCNEILL J., NASDALA L., HUTCHISON M.T., HUTCHISON S., MATVEEV K., MATHER G., SILVERSMIT S., SCHMITZ B., VEKEMANS B., VINCZE L. 2014 – Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. *Nature*, 507: 221.
- PUSHCHAROVSKY D. YU. 2018 – Fe in the Earth's core: new data and new ideas. *Proceedings of XXXV International Conference „Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits 2018”*, Moscow, 3–7.09.2018. Mat. konf.
- RINGWOOD A.E. 1991 – Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (8): 2083–2110.
- MCDONOUGH W.F., SUN S.S. 1995 – The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120 (3–4): 223–253.
- WANG T., SONG X., XIA H.H. 2015 – Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda. *Nature Geoscience*, 8 (3): 224.
- WILSON M. 1989 – Partial melting processes in the Earth's upper mantle [W:] *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.

Praca wpłynęła do redakcji 10.05.2019 r.

Akceptowano do druku 19.06.2019 r.