

УДК 552.1:553.3

<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.37>

**ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО САМОРОДНЕ ЗАЛІЗО ЗА
ОПУБЛІКОВАНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ**

Шестопалова О.Є., Друкаренко В.В.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, м. Київ, Tory_D@ukr.net

**GENERAL INFORMATION ABOUT NATURAL IRON ACCORDING TO
PUBLISHED SOURCES**

Shestopalova O., Drukarenko V.

Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine, Kyiv, Tory_D@ukr.net

Only α -Fe modification of native iron is ferromagnetic unlike γ -Fe and δ -Fe modifications, with $T_c = 769^\circ\text{C}$ and is resistant to $T = 910^\circ\text{C}$. Pure iron was determined in samples of oceanic basalts (31% of cases), traps - 36%, hyperbasite - 75%. Most particles of metallic iron have the same shape, regardless of their origin, which indicates the uniformity of the primary magmatic conditions of their formation. According to precise mineralogical studies, the surface of the grains often has rims of other iron-bearing minerals. According to existing hypotheses, iron is carried from considerable depths by mantle plumes or is formed in magma under the action of reducing fluids associated with degassing processes, which sources occur in the "D" layer. One of the indicators of the process of deep degassing of the Earth and indicators of the composition of super-deep fluids is the release of prigogenites, which are formed as well along the crushing zones in the rocks of the crystalline basement of various regions of the Ukrainian Shield, etc.

Численні дослідження вітчизняних та зарубіжних авторів дають змогу обґрунтувати на магнітно-мінералогічному рівні можливість існування на мантійних глибинах намагнічених порід, в тому числі самородного заліза, та можливі їх зміни за рахунок термодинамічних факторів та флюїдного режиму. Так, трансформації магнітних мінералів відбуваються в особливих тектонічних зонах верхньої мантії Землі, зокрема областей різних типів зчленування літосферних плит, рифтів, плюмів, зон тектоно-термальної активізації та ін. Особливий інтерес в цьому контексті представляє самородне залізо, його властивості, мінералогічний склад та походження.

У природі відомі декілька модифікацій самородного заліза – α -Fe, γ -Fe та δ -Fe, серед яких феромагнітною є тільки α -Fe модифікація. Вона має температуру Кюрі $T_c = 769^\circ\text{C}$ та є стійкою до $T = 910^\circ\text{C}$. γ -Fe модифікація існує в інтервалі між 910 и 1400°C , δ -Fe – вище за 1400°C , обидві є парамагнітними [1]. В залежності від походження [2] – земного (телуричного) або космічного (метеорного) – мають різний склад. Телуричні мінерали родини Fe за складом близькі до умов рівноважної системи Fe-Ni (за атм T). Ферит ($\text{Ni} \leq 2,9$ атмосферних %, зрідка до $6,4$ атмосферних %) та аваруйт, представлений фазою змінного складу на основі Ni_3Fe з вмістом Ni від 73 до 92 ат.%(273K). Мінерали космічного походження відповідають за [2] – камаситу (Ni біля $6,4$ ат.%) та теніту ($\text{Ni} > 24$ ат.%), зі складом, який перебиває аваруйт. Ферит та камасит є магнітними. Магнітною є і заліzysta платина (Pt, Fe).

За даними термомагнітних та мікрозондових досліджень металічне залізо земного походження спостерігається у верхньомантійних гіпербазитах, винесених на поверхню у вигляді ксенолітів базальтовими лавами Антарктиди,

Монголії, Далекого Сходу (Примор'я), Сирії, Шпіцбергена, Вітимського плато; у Сибірських трапах Ангарської, Маймеча–Котуйської та Норильської провінцій та базальтах океанічного дна Атлантичного, Тихого, Індійського океанів та Червоного моря [3]. Головний вклад у намагніченість гіпербазитів вносять залізовміщуючі парамагнітні мінерали, такі як олівін і піроксен. T_c заліза отримана для 14 зразків з 50, концентрація якого варіює від 0,0001 до 0,0003% [3]. У породах трапових формацій металічне залізо є характерним для субінтрузивних тіл. Його концентрація варіює від 0,0001 до 0,0055%. Розподіл точок Кюрі подібний до їх розподілу у гіпербазитах та знаходиться в інтервалі 705-775 °С, з максимумом в інтервалі 765-775 °С. Розподіл металічного заліза в океанічних базальтах не відрізняється від інших земних порід, однак частинки заліза утворюються до виливу лави, з умовами утворення подібними до таких у гіпербазитах та трапах. Металічне залізо визначено у половині з досліджених зразків з концентрацією 0,0002 – 0,0018%.

Розподіл точок T_c заліза подібне для земних та місячних базальтів. Спостерігається збільшення кількості зразків з T_c від 700 до 770 °С та максимумом у межах чистого заліза. Чисте залізо у зразках океанічних базальтів визначено у 31% випадків, у трапах – 36%, гіпербазитах – 75%. У метеоритах максимум T_c чистого заліза знаходиться в інтервалі 745-755 °С (27% випадків) та кількість його менша. Частки металічного заліза з $T_c = 730-760$ °С присутні і в осадових породах, причому в більшій кількості, ніж у гіпербазитах, трапах та базальтах [3].

Згідно мікрозондових досліджень [3] значна кількість часток заліза не вміщує домішок нікелю на відміну від метеорного Fe, де 92% часток складені Fe-Ni сплавом, зі вмістом нікелю від декількох відсотків до 50% , у тому числі шрейберзітом $(Fe, Ni, Co)_3 P$ та іншими інтерметалоїдами. Усі зразки мають домішки Si, Al та Cr, у деяких присутній Mn (в океанічних базальтах до 8-10%) який, зазвичай, спостерігається разом із Cr. Деякі частинки заліза базальтів та гіпербазитів вміщують домішки Ti та Mg, що може вказувати на контамінацію вміщуючих порід, титаномагнетиту та силікатів. Зазвичай метеорне залізо не містить домішок Ti. Більшість часток металічного заліза має одну й ту ж саму форму не залежно від походження, що вказує на одноманітність первинних магматичних умов їх утворення.

За [4] для земного Fe не характерні складні явища розпаду – двійники та зональна будова зерен. За формою виділень відомі суцільні маси, вкраплення у вигляді лусочок, зерен, сферул, дендритів, виділень неправильної форми, дрібних пилоподібних вкраплень, дрібних зерен та самородків різного розміру. Ферит та аваруїт у вигляді найдрібніших зерен ізометричної та пластинчастої форми відомі у ряді серпентинізованих масивів, де асоціюють з піротином, пентландитом, хизлевудитом, магнетитом, хромітом, іноді графітом (Швейцарія), самородною міддю, уайрауїтом (CoFe), магнетитом, пентландитом (Маскок, Канада). У річкових розсипах серпентинізованого масиву в окрузі Джозефін (південний захід штату Орегон, США) відомі джозефініти - гальки розміром до 10 см, які складаються з теніту (20-45%), аваруїту (55-75%) та невеликої кількості енстатиту або олівіну та андрадиту, утворення яких

пов'язують з ультраосновними розплавами великих глибин (ядро – мантія) [2]. Розглядаються вони як первинно-магматичні компоненти магми, так і в якості продукту відновлення залізовміщуючих утворень [5].

Самородне залізо магматичного походження пов'язане переважно з базальтовими розплавами. Найбільш відомі скупчення самородного заліза на узбережжі о. Діско (Західна Гренландія) та серед трапів Сибірської платформи, де самородне залізо спостерігається у вигляді каплеподібних сферул (діаметром до декількох мм) у субвулканічних тілах толеїтового складу. Скупчення Fe тяжіють до верхніх горизонтів інтрузій, які також вміщують вюстит, магнетит, теніт, когеніт, ільменіт, троїліт, халькопірит, графіт, кліфтоніт, породоутворюючі та деякі інші мінерали [6].

За прецизійними мінералогічними дослідженнями [5] самородне залізо з поверхні має кайми інших залізовміщуючих мінералів. Так, краплі заліза Овіфіаку (Гренландія) мають оболонки ільменіту. У Меллемфьорді (о.Діско) відомі орієнтовані зростання заліза з магнетитом, які утворюють складні структури. У габро-долеритах (Сибірські трапи) [7] навкруги зерен самородного заліза визначено присутність декількох різних за складом оболонок, що на наш погляд, є дуже важливим (при вивченні рудних мінералів не завжди застосовувались прецизійні методи досліджень). Дрібні кульки фериту, що обмежані каймами магнетиту, олівіну та інших мінералів, також відомі у протолочках гранодіритів, гранітів та гранітних пегматитів Кольського півострова [4].

За існуючими гіпотезами [6, 8] залізо, що спостерігається у вивержених породах (базитах та гіпербазитах), виноситься зі значних глибин мантійними плюмами, що підіймаються від межі з ядром та досягають подошви літосфери, виносячи розплави основного складу, або утворюється (відновлюється) у магмі під дією відновлювальних флюїдів – водню, вуглецю або органічною речовиною, захопленими розплавами в процесі інтрузії. За [Шестопалов та ін., 2018] відновлювальні флюїди є дериватами найглибших горизонтів геосфери (зовнішнє ядро – шар «Д» – нижня мантія). Провідну роль щодо процесів дегазації відводять мантійним плюмам, які є провідниками речовини (та енергії) від зовнішнього ядра Землі до її поверхні та визначають розміщення найкрупніших металогенічних та нафтогазоносних провінцій. В якості прикладу [Шестопалов та ін., 2018] наводиться пізньопротерозойський суперплюм, який існував під Сарматським палеоцитом. З розпадом суперплюму пов'язують виникнення системи нафтогазоносних басейнів та кристалічних масивів УЩ.

За даними сейсмічної томографії постулюється [8] присутність нерівномірно розподілених у мантії (до межі з ядром) розігрітих зон, потоків (плюмів) ядерно-мантійної речовини, що розміщуються на різних рівнях, в тому числі доходять до літосфери. Корені плюмів знаходяться у рідкому ядрі, а основні їх джерела пов'язані із шаром «Д». На глобальні процеси накопичення тепла у шарі «Д» накладаються висхідні потоки водню, оклюдованого практично у безмежній кількості твердим залізо-нікелевим ядром (з домішками інших металів). Передбачається дуже складний хімічний склад шару «Д», в якому на фоні переважання Fe, C, Si та S присутня вся таблиця Менделєєва, у тому числі і

некогерентні елементи. Індикаторами режиму процесів глибинної дегазації Землі та показників складу суперглибинних флюїдів пропонується виділення нового генетичного типу природних мінеральних утворень - так званих пригоженітів, що утворюються в тому числі по зонах дроблення у породах кристалічного фундаменту різних регіонів Українського Щита та ін.

За вивченням мінеральних включень надглибинних алмазів [9], залежно від складу вихідного субстрату силікати верхньої мантії та перехідної зони у нижній мантії трансформуються у дві мінеральні асоціації. Ювенільну ультрамафічну (бриджманіт, CaSi-перовскіт, феропериклаз) та мафічну (бриджманіт, CaSi-перовскіт, SiO₂ та Al-фази). Вміст Fe ультраосновної мінеральної асоціації збільшується з глибиною, що відображає збільшення заліза в об'ємному складі нижньої мантії взагалі [10]. Мафічна мінеральна асоціація, вірогідно, утворюється локально при перекристалізації субдукованих літосферних плит.

За [10] основним джерелом метасоматичних процесів у нижній мантії є карбонатитовий розплав, який утворюється внаслідок часткового розплавлення мантійного матеріалу на межі ядро-мантія. «Карбонатитова мінеральна асоціація» включає карбонати, галіди, фториди, фосфати, сульфати, силікати, оксиди, сульфіді, прості речовини та леткі компоненти. Містить майже 50 мінеральних видів (джерело пригоженітів??). Домінують карбонати (натрокарбонати), галіди та фториди. Серед оксидів співіснують периклаз та вюстит, що вказує на утворення цієї асоціації на глибинах понад 2000 км. Деякі багаті на залізо (Mg,Fe)O включення в алмазах віднесені до найбільш глибинних утворень нижньої мантії.

Література

1. Печерский Д. М. (1985). Петромагнетизм и палеомагнетизм. Москва: «Наука», 126 с.
2. Годовиков А.А. (1983). Минералогия. Москва: «Недра», 647 с.
3. Печерский Д.М. (2016). Распространенность металлического железа внутри планет. Геофизический журнал, **38**, 5, 13-24.
4. Рамдор П. (1962). Рудные минералы и их сростания. Издательство иностранной литературы, Москва, 1132 с.
5. Штрюбель Г., Циммер З.Х. (1987). Минералогический словарь. Москва: «Недра», 494 с.
6. Шкодзинский В.С., Копылова А.Г. (2002). Роль мантийных плюмов в образовании скоплений самородного железа в базитах. Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск-Москва, 2002, 515 с.
7. Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. (1985). Самородное железо Сибирских траппов. Новосибирск: «Наука», 168 с.
8. Шестопалов В.М., Лукін О.Ю., Згоннік В.О., Макаренко О.М., Ларін Н.В., Богуславський О.С. (2018). Нариси дегазації Землі. Науково-інженерний центр радіогідрогеоекологічних полігонних досліджень. Інститут геологічних наук. Київ, 632 с.
9. Квасниця В.М. (2018). Алмазне вікно у нижню мантію Землі (відгук на книгу Ф.В. Камінського "Нижня мантія Землі. Склад і будова"). Мінералогічний журнал, **40**, 1, 93-97.
10. Kaminsky F.V. (2017). The Earth's Lower Mantle: Composition and Structure. Springer Int. Publ. AG, 340 p. DOI:10.1007/978-3-319-55684-0