

МАГНІТНО-МІНЕРАЛОГІЧНЕ ОБҐРУНТУВАННЯ НАМАГНІЧЕНОСТІ ВЕРХНЬОЇ МАНТІЇ ЗЕМЛІ. ОГЛЯД

Мета дослідження. Обґрунтувати, що джерела уже виявлених магнітних аномалій, довжини хвиль яких – перші тисячі кілометрів, можуть мати магнітно-мінералогічну природу унаслідок існування на мантійних глибинах магнітних мінералів, зокрема магнетиту, гематиту, самородного заліза, а також сплаву заліза та кобальту. Показати також, що зміна магнітних властивостей цих мінералів за рахунок термодинамічного та флюїдного режимів може спричиняти сучасні часові зміни довгохвильових магнітних аномалій. Згідно з численними роботами різних авторів, трансформації магнітних мінералів відбуваються в особливих тектонічних зонах верхньої мантії Землі, зокрема областях різних типів зчленування літосферних плит, рифтів, плюмів, тектонотермальної активізації тощо. Магнітними можуть бути ділянки верхньої мантії, температури яких нижчі від температури Кюрі магнетиту, наприклад, у зонах субдукції, кратонах та місцях з древньою океанічною літосферою. Окрім магнетиту та самородного заліза, потенційним джерелом магнітних аномалій верхньої мантії можуть бути оксиди заліза, зокрема гематит ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), який є домінантним оксидом у зонах субдукції на глибинах від 300 до 600 км. Експериментально зарубіжні дослідники довели, що в холодних субдукційних плитах гематит може зберігати свої магнітні властивості до перехідної зони мантії (приблизно 410–600 км). **Висновки.** Виконаний огляд попередніх досліджень вітчизняних та зарубіжних авторів дав змогу обґрунтувати на магнітно-мінералогічному рівні можливість існування на мантійних глибинах намагнічених порід, зокрема самородного заліза, та можливі їх зміни за рахунок термодинамічних факторів та флюїдного режиму. Експериментально зарубіжні дослідники довели, що у місцях занурення літосферних плит на мантійних глибинах тривалий час може зберігатися їх намагніченість, а також прогнозовано спостерігатися підвищення магнітної сприйнятливості за рахунок ефекту Гопкінсона поблизу температури Кюрі магнітних мінералів. **Практична значущість.** Отримана інформація про те, що мантія до глибин перехідної зони може містити магнітні мінерали та мати залишкову намагніченість, допоможе в інтерпретації як сучасних магнітних аномалій, так і палеомагнітних даних.

Ключові слова: магнітні аномалії; мантія; намагніченість; літосфера; магнітні мінерали.

Вступ

Згідно із дослідженнями [Fedorova, & Shapiro, 1998; Thébault, et al., 2010], магнітні аномалії від великих тектонічних структур можуть мати довжини хвиль в декілька тисяч кілометрів, які згідно зі сферичним гармонічним аналізом зазвичай характерні для поля ядра. Аналіз модуля індукції головного магнітного поля Землі (IGRF-12) дав змогу виділити в його складі “ядрову” (пов’язану з ядром Землі) і “корово-мантійну” (літосферну) компоненти [Орлюк та ін., 2017]. Остання має проміжні (між аномаліями ядра та земної кори) довжини хвиль (2500–4000 км) і дає підстави припустити наявність джерел на мантійних глибинах. Виявлено зв’язок цих аномалій із областями підвищеної сейсмічності літосфери Землі, які приурочені до геодинамічних зон певного типу, зокрема субдукційних зон, середньоокеанських хребтів тощо. Загалом на поверхні планети виділено більше ніж 15 мантійних

аномалій, які стабільні у просторі, але зазвичай характеризуються незначними часовими змінами поля ($dB_{IGRF}/dt = \pm 2-5$ нТл/рік). Зважаючи на постійність місця розташування цих аномалій та незначні часові зміни їх інтенсивності, перевагу можна віддати магнітомінералогічній природі джерел порівняно із варіантом їхньої струмової зумовленості. Над верхніми частинами сучасних субдукційних зон відомі також аномалії з довжинами хвиль 200–400 км. В роботі [Орлюк та ін., 2019] розглянуто магнітну аномалію субмеридіонального простягання з прогнозованим джерелом у верхній мантії (рис. 1). Аналіз сейсмографічних та геолого-геофізичних даних дав вказаним авторам підстави показати приуроченість її джерела до ряду різновікових субдукційних систем Західного і Центрального Середземномор’я, за рахунок розвитку яких були створені

сприятливі умови для формування вірогідного мантійного джерела Центрально-Європейської магнітної аномалії у вигляді області поширення первинних (у порівняно холодних слєбах і їх реліктах) і новоутворених ферімагнітних мінералів верхньої мантії під впливом флюїдів і процесів серпентинізації. Зауважимо, що дослідження природи сучасних корово-мантійних аномалій розширює можливості геомагнітного методу щодо вивчення їхніх давніх аналогів, адже зони зчленування Феноскандії та Сарматії (на протерозойському етапі), а також Східно-Європейського кратону (на палеозой-кайнозойському етапі розвитку) розвивалися за механізмами субдукційного та колізійного типів.

Мета досліджень

Зважаючи на стабільну приуроченість корово-мантійних аномалій до областей зчленування літосферних плит, верхньомантійні глибини їх джерел та незначні часові зміни, було прийнято достатньо обґрунтовану гіпотезу їх зумовленості магнітними мінералами та сучасною трансформацією останніх за рахунок термохімічних та флюїдних процесів [Орлюк, Пашкевич, 2012; Орлюк та ін. 2017, 2019; Drukarenko et al., 2019]. Отже, є потреба глибшого магнітомінералогічного обґрунтування можливості існування на мантійних глибинах намагнічених порід та можливої їх зміни за рахунок термодинамічних факторів та флюїдного режиму.

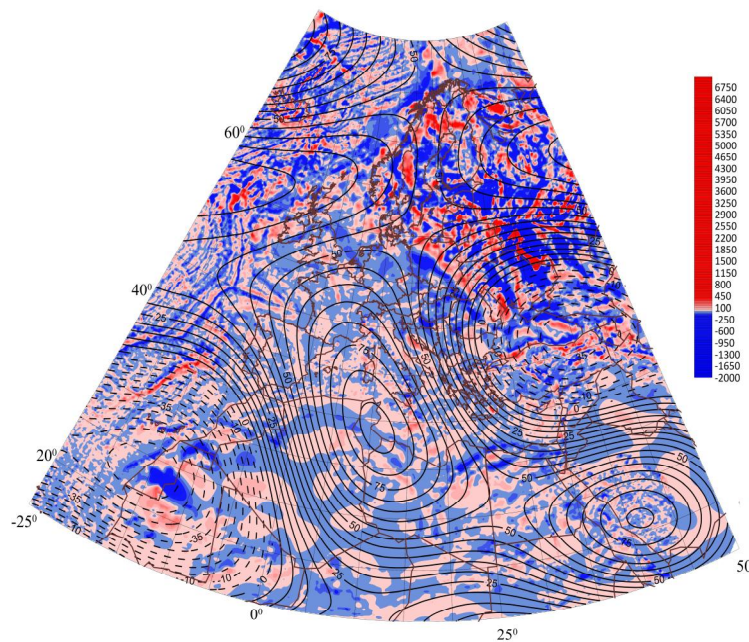


Рис. 1. Схема зіставлення Центрально-Європейської корово-мантійної аномалії (ізолінії, нТл) [Орлюк та ін., 2019] з аномальним магнітним полем за WDMAM [Dyument, J., et. al, 2016]. Коричневі лінії – контури берегових ліній

Магнітні мінерали. У природі існує понад десяток феро-ферімагнітних мінералів, які можуть слугувати носіями намагніченості порід, що створюють аномалії геомагнітного поля. Однак за вертикальним розрізом літосфери максимальна кількість мінеральних різновидів приурочена до верхньої її частини, зокрема й ґрунтового покриву [Gadigov, et al., 2018; Меньшов та Сухорада, 2017]. Передусім це гідроксиди заліза (лепідокрокіт, гетит, гідрогетит), що переходять у гематит і магеміт із втратою води, а в межах нафтогазоносних та вугленосних областей і провінцій у відновних умовах можуть з’являтися магнетит, самородне залізо і сульфід заліза, такі як пірит, піротин, грейгіт. З глибиною кількість різновидів мінералів – носіїв намагніченості літосфери різко зменшується і може бути пов’язана з низкою рудних мінералів і продуктами їх руйнування [Петромагніт-ная..., 1994; Рябов и др., 1985; Геншафт и др., 2000]:

титаномагнетит ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$); магнетит (Fe_3O_4) вторинний; ільменіт ($FeTiO_3$); ферошпінелі – мінерали групи шпінелі (утворюють безперервні ряди твердих розчинів: магнетит (Fe_3O_4), ульвошпінель (Fe_2TiO_4), яacobсеніт ($MnFe_2O_4$), треворіт ($NiFe_2O_4$), магнезіоферит ($MgFe_2O_4$), магеміт (αFe_2O_3), франклініт ($ZnFe_2O_4$)); піротин (FeS_{1+x}); залізо самородне ($\alpha-Fe$); сплави металів, зокрема заліза і кобальту, заліза і міді, заліза і нікелю.

Головними мінералами, які можуть зберігати магнітні властивості, є: магнетит Fe_3O_4 з температурою Кюрі $T_c = 585^\circ C$ (вище від якої втрачає магнітні властивості), гематит ($T_c = 700^\circ C$), самородне залізо $\alpha-Fe$ ($T_c = 760^\circ C$) та сплав заліза і кобальту ($T_c = 1121^\circ C$). Це також можуть бути сплави заліза з нікелем та міддю, що сформувались у високовідновних умовах [Wasilewski, & Warner, 1988].

Первинними феромагнітними мінералами магматичних порід нормальної залізистості є титаномагнетити, кристалізація яких починається за $T < 1100^\circ\text{C}$ і тиску $P_{\text{заг}} < 13\text{--}15$ кбар. За $T \approx 1200^\circ\text{C}$ і $P_{\text{заг}}$ до 20 кбар, можливо, кристалізуються ще титанисті фази – до 86 % – ульвошпінелі, а також з'являються інші ферошпінеліди із великим вмістом Al_2O_3 , Cr_2O_3 та MgO [Петромагнитная..., 1994]. Подальше підвищення температури і тиску призводить до кристалізації мінералів зі структурою типу гранатів замість шпінелідів. У породах мантиї ультраосновного складу замість титаномагнетитів є хромшпінеліди з низьким вмістом титану. В системі з підвищеною лужністю у разі збільшення $f\text{O}_2$ на 1–2 порядки починається заміщення ільменіту рутилом і за 50 кбар рутил кристалізується за вищої температури, ніж ільменіт. Це означає, що в умовах глибокої верхньої мантиї ($P > 30$ кбар, $T > 1250^\circ\text{C}$) рутил передує кристалізації ільменіту. Отже, порядок кристалізації для рутил-ільменітової системи допомагає виявити породу, що сформувалася в підкорових умовах.

Виникнення та трансформація мінералів заліза можуть відбуватися за рахунок реакцій відновлювальних флюїдів із різними сполуками заліза і гірськими породами за узагальненою схемою: $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \text{FeO} \rightarrow \text{Fe}$ [Орлюк, 1999; Орлюк та Пашкевич, 2012, Флюїдний режим..., 1977; Гантимуров, 1982; Лыкасов и др., 2013]. У такому разі в області низьких тисків і температур ($P = 1 \div 10$ кбар, $T = 600^\circ\text{C}$) стійким є парагенезис $\text{Fe}\text{--}\text{Fe}_3\text{O}_4$, а за високих значень з'являється слабкомагнітний в'юстит – FeO [Кадик и др., 1990; Goncharov et al., 2012]. Варто також зазначити, що запропоновані трансформації сполук заліза можуть відбуватися в зворотному напрямку в разі зміни окисно-відновного режиму. Крім такої перекристалізації магнітних мінералів за рахунок зміни окиснювально-відновного режиму, можливе збагачення глибинних порід магнетитом і самородним залізом за рахунок привнесення заліза флюїдом із низьким рН. Наявність самородного заліза та міді та їх тісна асоціація у шлаколаві базальтів Волині може свідчити про раннє відновлення сульфідів заліза та міді за достатньо високих температур, тобто про їх магматичне походження. Про це також можуть свідчити шароподібна форма утворень нікелю та заліза [Квасница, Косовский, 2006].

Згідно з роботами [Frost, & McCammon, 2008; Wasilewski, & Warner, 1988; Dunlop, et al., 2010; Kletetschka, et al., 2002; Blakely, et al., 2005; Ferré, et al., 2014], трансформації магнітних мінералів відбуваються в особливих тектонічних зонах верхньої мантиї Землі, зокрема областях різних типів зчленування літосферних плит, рифтів, плюмів, тектоно-термальної активізації тощо. У роботі [Ishii, et al., 2019] проведено дослідження, яким доведено, що за нижню межу верхньої мантиї на глибині 660 км відповідає реакція рінгвудит \rightarrow феропериклаз + бриджманіт, що розглядається як

результат постшпінельного переходу. Сейсмічний розрив (стрибок) відбувається лише в межах 2 км, що відповідає різниці тиску всього у 0,1 ГПа. Отримані результати можуть пояснити цю різку межу, а також можна припустити, що розподіл адіабатичних вертикальних потоків між верхньою та нижньою мантиями можна відобразити на основі різкості цієї межі [Ishii, et al., 2019].

Визначення $f\text{O}_2$ верхньої мантиї дає підстави припускати стійкість магнетиту над в'юстит–магнетитовою буферною зоною [Петромагнитная, 1994; Frost, & McCammon, 2008; Goncharov, et al., 2012]. Згідно з цим магнітними можуть бути ділянки верхньої мантиї, температури яких нижчі від температури Кюрі магнетиту, наприклад, у зонах субдукції, кратонах та місцях з древньою океанічною літосферою. За дослідженнями [Ferré, et al., 2014], феромагнітна фаза верхньої мантиї ($T_c = 600^\circ\text{C}$, шар близько 30 км) представлена стехіометричним магнетитом.

Для мантийних ксенолітів характерні чисті магнетитові включення в олівіні та піроксені, які були утворені в рівноважних умовах з іншими силкатами. Мантийні ксеноліти вважають основними джерелами інформації щодо намагніченості мантиї [Kurenko, et al., 2019]. Формування такого магнетиту пов'язують з пізньою стадією підняття в умовах фугитивності кисню [Ferré, et al., 2013]. Це підтверджують дослідження зразків ксенолітів Камчатки, в зернах шпінелі яких спостерігається збільшення Fe^{3+} від ядра до кромки згідно зі зростанням фугитивності кисню $f\text{O}_2$, що пов'язано з впливом субдукційних флюїдів пізньої стадії. Такі окиснювальні флюїди можуть спостерігатись на мантийних глибинах і пояснюють наявність магнетиту в інших зразках ксенолітів. Вкраплення мінеральних фаз, складених залізом, таких як магнетит або ільменіт, можуть бути сформовані в олівінах та піроксенах у мантийних умовах, під час піднімання ксенолітів, крекінгу та метасоматозу.

Автори [Knafelc et al., 2019] досліджували процеси окиснення зразків олівіну за температур 600 та 900°C . Результати показали швидке окиснення та перетворення олівіну за обидвох значень температури, причому спостерігалось утворення магнетиту та гематиту зі зміною властивостей із парамагнітних до феромагнітних. Незмінні мантийні ксеноліти, що містять магнетит, розглядають як такі, що сформувались у холодних тектонічних режимах у мантиї, а не в результаті окиснення під час або після піднімання. Залежно від температури та швидкості підйому магм їх окиснення з утворенням магнітних мінералів триває від кількох хвилин до декількох днів.

Для мантийних перидотитів характерні процеси серпентинізації, завдяки яким утворюється магнетит. У процесі експериментальних досліджень та моделювання [Malvoisin, et al., 2012] припускали утворення магнетиту лише за температури понад 200°C . Під час утворення магнетиту

спостерігаються зміни магнітних властивостей у породі. Незмінні перидотити є слабкомагнітними, тоді як серпентинізовані перидотити мають залишкову намагніченість завдяки значному вмісту магнетиту.

Лабораторні дослідження 1500 зразків порід переважно з мафічних та ультрамафічних тіл з глибин 60–200 км та температур від 750 до 950 °C Західного гнейсового регіону Норвегії (зона субдукції, де розташована велика ділянка відкритої континентальної кори площею 28000 км², яка зазнала занурення у нижньому девоні на глибину

більше ніж 60 км), зокрема мантійних перидотитів, показали наявність незначної кількості первинного магнетиту в останніх [McEnroe, et al., 2018]. На рис. 2 наведено діаграму розподілу магнітної сприйнятливості, густини та визначеного вмісту магнетиту в досліджуваних породах – мантійних перидотитах (MP); породах, що зазнали високих тисків (переважно еклотити з глибин до 60 км – HP); породах, що зазнали ультрависоких тисків (від 2 до 4 ГПа) – UHP та гранатових корона-габро (умовні позначення див. на рис. 2).

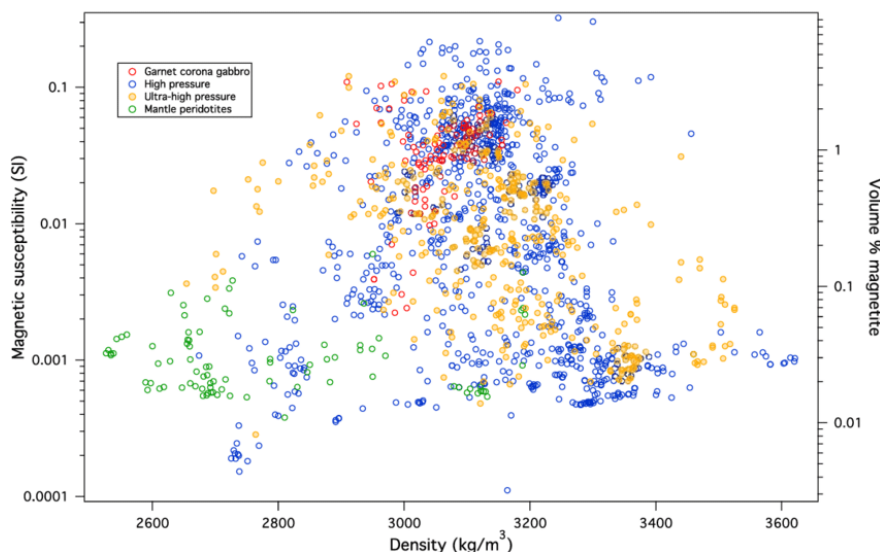


Рис. 2. Магнітна сприйнятливість (ліва вісь) та визначений вміст магнетиту (права вісь) як функція густини [McEnroe et al., 2018]

Автори вважають наявність магнетиту в мантійних перидотитах незвичним явищем і припускають, що сучасна намагніченість зумовлена пізнішим низькотемпературним процесом їх серпентинізації. У численних зразках з надвеликих глибин, які, як вважають вищезазначені автори, перебували під впливом високих та надвисоких тисків (до 4 ГПа), де обмежений доступ до каталізаційних флюїдів та деформацій, також виявлено магнітні оксиди, серед яких магнетит, розчинений титаногематит та гемойльменіт. На думку авторів, це свідчить про те, що їх магнітні фази збереглися навіть за еклотит-фаціальних умов.

Всередині P-T-області існування феромагнітних мінералів їх утворення визначається, передусім, температурою та окиснювальними умовами (фугитивність кисню – fO_2). У “металічній” термодинамічній зоні умов утворення феромагнітних мінералів, окрім мінералів силікатної зони, може з’являтися вільне металічне залізо. Зазвичай вважають, що ця зона міститься в мантії поблизу ядра та в ядрі Землі. Межа між “силікатною” та “металічною” зонами приблизно відповідає буферу залізо-фаяліт. В роботах [Мельник, Стебновская, 1976; Орлюк, 1999] на підставі огляду численних публікацій показано характер розподілу заліза й умов формування та подальшого існування феромагнітних мінералів, зокре-

ма самородного α -Fe. α -Fe трапляється у перидотитах, серпентинітах, гранітах, кам’яному вугіллі, у болотних залізних рудах [Штейнберг, Лагутина, 1984; Королєв и др., 2013]. Ця модифікація заліза може міститись у низах кори та верхній мантії завдяки низькій фугитивності кисню та відновному характеру геохімічної обстановки. За геохімічними даними така фугитивність для земних умов характерна для глибин 60–100 км [Маракушев, Генкін, 1972]. Зі зростанням тиску стійкість самородного заліза поширюється в області вищих значень відносного хімічного потенціалу кисню. Поряд з цим у сильно відновному середовищі за наявності графіту паразитизис Fe та C є стабільним за порівняно низького та помірного тиску тільки у низькотемпературній області. Тобто у низах кори та верхній мантії за інших рівних умов більша кількість заліза повинна тяжіти до зон порівняно низьких тисків (зон розтягу). До відновлення α -Fe може призводити також взаємодія відновлювальних флюїдів з різними сполуками заліза та гірськими породами [Гантимуров, 1982]. Також можна припустити можливість існування у верхній мантії стабільних древніх областей з наявністю металічного заліза ранньоархейського віку, оскільки первинна верхня мантія містила значні його кількості. Природне самородне залізо з’являється у вивержених,

метаморфічних та осадових породах у специфічних відновних умовах, наприклад, на контактні магматичної породи з вугіллям. У роботі [Печерський, 2016] визначено, що частинки металічного заліза містяться у ксенолітах верхньомантіїних гіпербазитів, океанічних базальтах, сибірських трапах і подібні за формою, складом і розміром. Глобальне поширення самородного заліза без домішок нікелю, але з домішками кремнію, алюмінію, магнію пов'язують із верхньомантіїними та коровими породами. Автори [Квасниці, Косовський, 2006] припускають, що природне залізо Волині є вторинним мінералом базальтової магми, що утворився під час відновлення оксидів заліза. Про це свідчить висока концентрація марганцю в титаномангнетиті та хроміті з базальтів Волині. Високий вміст марганцю у залізі може вказувати на залишковий магматичний розплав як на їх первинне джерело, в якому містились рудні елементи. Отже, можна припустити наявність самородного заліза у разі існування відновлювальних умов у певних областях верхньої мантії.

У роботі [Kiseeva, et al., 2018] в результаті експериментальних досліджень ступеня окиснення Fe у включеннях гранатів у алмазах, що зазнали ультрависоких тисків, виявлено, що літологічні різновиди зон субдукції значно окисненіші порівняно з

основними мантіїними масами, з діапазоном фугтивності кисню, що перевищує верхню межу стабільності заліза. За іншими результатами [Komabayashi, & Fei, 2010], наявне залізо зазнає фазових перетворень від магнітної кубічно-орієнтованої до немагнітної щільнозапакованої структури за тисків понад 10 ГПа та кімнатної температури або до немагнітної гране-орієнтованої кубічної фази за 4 ГПа.

Окрім магнетиту та самородного заліза (за певних умов до глибин 100 км), потенційним джерелом магнітних аномалій верхньої мантії можуть бути оксиди заліза. Зокрема гематит ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) є доміантним оксидом у зонах субдукції на глибинах від 300 до 600 км, які розділено термальним розкладанням магнетиту та кристалізацією магнетитової фази високого тиску глибше за 600 км. У роботі [Kupenko, et al., 2019] наведено результати дослідження намагніченості штучно синтезованого гематиту $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ за тиску до 90 ГПа (що приблизно відповідає глибинам 2000 км) і температури 1300 К. Показано, що залежно від тиску гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ залишається магнітним до температур 950–1200 К. На рис. 3 зображено схему магнітних фазових переходів Fe_2O_3 поліморфних модифікацій: $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, $\iota\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (Rd_2O_3), $\zeta\text{-Fe}_2\text{O}_3$ та $\eta\text{-Fe}_2\text{O}_3$, сформовану за результатами досліджень.

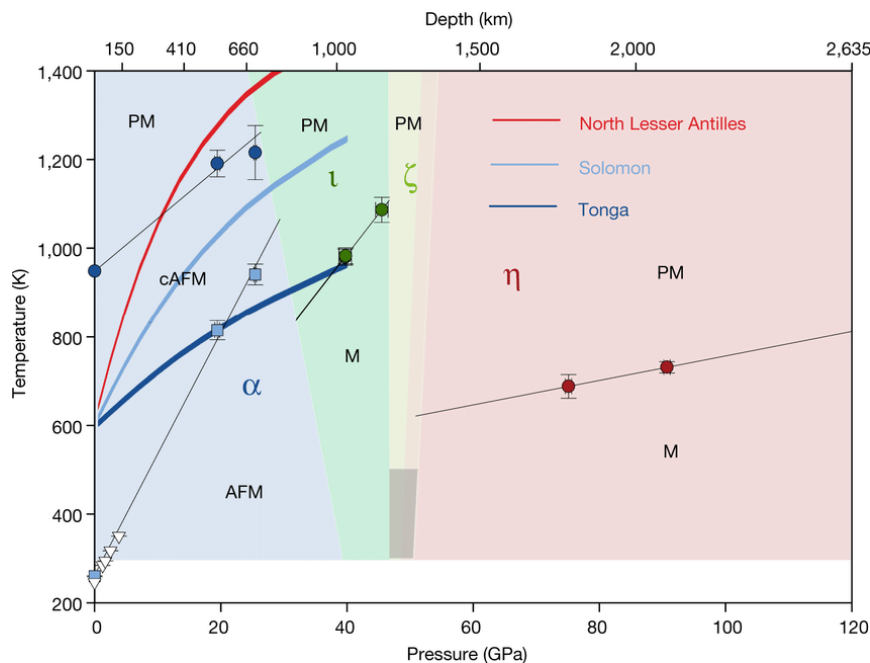


Рис. 3. Магнітна фазова діаграма для Fe_2O_3 :

Критичні температури за високих тисків та точки Нееля і Морино за навколишніх тисків позначено зафарбованими символами. Температури, що відповідають точкам Морино нижче за 4 ГПа, за нейтрон-дифракційними дослідженнями, – пустими трикутниками. Сіра область у стабільному полі $\zeta\text{-Fe}_2\text{O}_3$ -модифікації вказує на можливий діапазон критичних температур цієї фази. Кольорові лінії – РТ-профілі для субдукційних літосферних плит: холодних (світло-блакитна лінія, плита Соломонова моря), (синя лінія, плита Тонга) субдукційних плит та гарячих (червона лінія – північна частина Південно-Американської плити в районі розташування Малих Антильських островів). Тонкі прямі лінії – границі магнітних фазових переходів: PM – парамагнітний стан, AFM – антиферомагнітний стан, cAFM – антиферомагнітний стан зі спіновим обертанням, M – невизначений магнітний стан [Kupenko, et al, 2019]

Тобто в холодних субдуктованих плитах гематит може зберігати свої феромагнітні властивості до границі верхня – нижня мантія (приблизно 600 км), а в гарячих плитах – щонайменше до верхньої границі перехідної зони мантії (410 км). Отже, у місцях занурення літосферних плит на мантійних глибинах тривалий час може зберігатися їх намагніченість, а також спостерігатися підвищення магнітної сприйнятливості за рахунок ефекту Гопкінсона поблизу температури Кюрі магнітних мінералів. Різке підвищення магнітної сприйнятливості гематиту поблизу його точки Кюрі пов'язано з магнітними перетвореннями другого порядку. Цей ефект називають ефектом Гопкінсона (за іменем першовідкривача цього явища у 1885 р) і максимальна його величина спостерігається у слабкому зовнішньому магнітному полі, де магнітна сприйнятливості χ зі збільшенням температури на декілька градусів (приблизно на 5–25 °C) поблизу температури Кюрі, зростає у багато разів [Kupenko, et al., 2019]. Згідно з [Kiss, et al., 2010] у магнітному полі Землі (близько 50 мкТл) магнітна сприйнятливості гематиту зростатиме щонайменше у десять разів. Ці автори зазначають, що глибини джерел магнітних та електричних аномалій можна пояснити ефектом Гопкінсона, тобто глибиною розташування магнітного фазового переходу другого порядку для гематиту. Незважаючи на все ще відкрите питання щодо реального існування цього феномену в земній корі, деякі останні лабораторні дослідження фізики твердого тіла роблять все допустимішим припущення про те, що зростання магнітної сприйнятливості під час магнітних фазових переходів можуть бути потенціальними джерелами геофізичних аномалій в земній корі [Kiss, et al., 2010].

У роботі [Dunlop, 2014] показано, що індуквана намагніченість магнетиту має псевдооднородну поведінку. Під час дослідження магнітної сприйнятливості кристалічних порід – габро та діабазів за високих температур, що містять біомодальну суміш грубозернистого магнетиту та ультратонкі його включення у плагіоклазі, виявлено подібні до однородної структури піки Гопкінсона. Автори роблять висновок про необхідність перегляду внеску океанічних габро у формування аномалій. Тобто, якщо ці породи мають такі самі підвищені значення χ за температур понад 500 °C, їх можна розглядати як важливіші джерела магнітних аномалій, ніж можуть довести дослідження зразків за кімнатної температури.

Існування ефекту Гопкінсона експериментально доведено в системі однородних штучно синтезованих частинок Sr-, (BaSr)_{0,5} – та Ba_{0,75}Ca_{0,25} – гексаферитів та в системі NiZn – феритових частинок. Основною характеристикою цієї системи є ефект Гопкінсона магнітної сприйнятливості поблизу температури Кюрі. Зафіксовані піки Гопкінсона автори пояснюють суперпарамагнітною релаксацією частинок у досліджуваних зразках [Slama, et al., 2017].

Звичайно, найбільшими значеннями ефекту Гопкінсона повинно характеризуватися чисте самородне

залізо. Згідно з термодинамічним режимом гарячих та холодних літосферних плит, в областях їх занурення можливі істотні відмінності глибин проявлення ефекту Гопкінсона для магнетиту, гематиту, самородного заліза та сплаву заліза та кобальту залежно від їх температур Кюрі. Зокрема, за різних термодинамічних режимів фазові переходи наведених вище мінералів з відповідними температурами Кюрі можуть відбуватися на мантійних глибинах в інтервалі 25–700 км. Надзвичайно цікаво, що вони можуть збігатися із глибинами таких фазових переходів корово-мантійної речовини [Сорохтин, Ушаков, 2002]: плагіоклазового лерцоліту в піроксеновий (25–40 км); піроксенового – у гранатовий (85–100 км); перекристалізацією олівину в шпінелеву фазу (400–420 км); розпаду силікатів на прості оксиди (650–690 км).

Практична значущість

Отримана інформація про те, що мантія до глибин перехідної зони може містити магнітні мінерали та мати залишкову намагніченість, допоможе в інтерпретації як сучасних магнітних аномалій, так і палеомагнітних даних.

Висновки

Виконаний огляд попередніх досліджень вітчизняних та зарубіжних авторів дав змогу обґрунтувати на магнітно-мінералогічному рівні можливість існування на мантійних глибинах намагнічених порід, зокрема самородного заліза, та можливі їх зміни за рахунок термодинамічних факторів та флюїдного режиму. Ці породи, як ми вже зазначали, можуть бути джерелами довгохвильових магнітних аномалій, що приурочені до областей зчленування літосферних плит та зон субдукції. Експериментально зарубіжні дослідники довели, що в холодних субдукційних плитах гематит може зберігати свої магнітні властивості до перехідної зони мантії (приблизно 410–600 км). Тобто у місцях занурення літосферних плит на мантійних глибинах тривалий час може зберігатися їх намагніченість, а також може прогнозовано спостерігатися підвищення магнітної сприйнятливості за рахунок ефекту Гопкінсона поблизу температури Кюрі магнітних мінералів.

Список літератури

- Гантимуров А. Ф. Флюїдний режим железо-кремниевых систем. Новосибирск: Наука, 1982. 69 с.
 Генштафт Ю. С., Цельмович В. А., Гапеев А. К. Кристаллизация высокотитанистой феррошпинели в силикатных расплавах при P-T условиях верхней мантии. *Палеомагнетизм и магнетизм горных пород*. Москва, 2000. С. 18–20.
 Кадик А. А., Луканин О. А., Портнягин А. Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабати-

- ческой декомпрессии ультрабазитов мантии. *Геохимия*. 1990. № 9. С. 1263–1276.
- Квасница И. В., Косовский Я. И. Самородное железо из базальтов Вольни (Украина). *Теория, история, философия и практика минералогии: материалы IV Международного минералогического семинара*, Сыктывкар, 2006. Геопринт, 122–123.
- Королев Э. А., Бахтин А.И., Шиловский О. П., Николаева В. М., Воробьев В. В., Осин Ю. Н., Бариева Э. Р. Находки самородного железа в пиритовых конкрециях среднеюрских отложений на территории Татарстана. *Ученые записки Казанского университета. Естественные науки*. 2013. Т. 155. Кн. 2. С. 182–189.
- Лыкасов А. А., Рысс Г. М., Власова И. С. Фазовые превращения при восстановлении шлака сульфидной медной плавки продуктами газификации углеродистых восстановителей при температуре 1320 К. *Вестник ЮУрГУ. Серия “Металлургия”*. 2013. Т. 13. № 1. С. 24–28.
- Маракушев А. А., Генкин А. Д. Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их нахождением в базитах, гипербазитах и в медно-никелевых сульфидных рудах. *Вестник МГУ. Геология*. 1972. № 5. С. 7–27.
- Мельник Ю. П., Стебновская Ю. М. Характер распределения железа и условия образования ферромагнитных минералов. Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976. С. 64–73.
- Меньшов О. І., Сухорада А. В. Основи теорії та методології геофізики ґрунтового покриву: перші результати практичного застосування. *Вісник КНУ Тараса Шевченка*. 2017. Т. 79. № 4. С. 35–39.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансформными разломами. *Геофизический журнал*. 2012. Т. 34. № 4. С. 224–234.
- Орлюк М. И., Марченко А. В., Роменец А. А. Пространственно-временные изменения геомагнитного поля и сейсмичность. *Геофизический журнал*. 2017. Т. 39. № 6. С. 84–105.
- Орлюк М. І., Пашкевич І. К., Марченко А. В., Роменец А. О. Корово-мантійна природа довгохвильової Центрально-Європейської магнітної аномалії. *Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища: збірник матеріалів конференції*. Під заг. ред. В. Ю. Максимчука. Львів: Растр-7, 2019. С. 143–146.
- Орлюк М. И. Магнитная модель земной коры юго-запада Восточно-Европейской платформы: дис. ... доктора геол. наук. Киев, 1999. 404 с.
- Петромагнитная модель литосферы. Под ред. Д. М. Печерского. Київ: Наук. думка, 1994. 176 с.
- Печерский Д. М. Распространенность железа внутри планет. *Геофизический журнал*. 2016. Т. 38. № 5. С. 13–25.
- Рябов В. В., Павлов А. А., Лопатин Г. Г. Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск: Наука, 1985. 169 с.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Развитие Земли. Москва: Изд-во МГУ, 2002. 506 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Москва: Наука, 1977. 210 с.
- Штейнберг Д. С., Лагутина, М. В. Углерод в ультрабазитах и базитах. Москва: Наука, 1984. 110 с.
- Blakely, B., Brocher, T. & Wells R. Subduction – zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology*, 2005, 33 (6), 445–448. doi 10.1130/G21447.1
- Drukarenko, V., Orlyuk M., Shestopalova O. Magneto-mineralogical substantiation of magnetization of the rocks of the lower crust and upper mantle. *Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment: Materials of XIIIth International Scientific Conference*, Kyiv, 12–15 November 2019, Kyiv, Ukraine. Conference CD-ROM Proceedings. DOI: 10.3997/2214-4609.201903209
- Dunlop, D., Ozdemir, O. & Costanzo–Alvarez, V. Magnetic properties of rocks of the Kapuskasing uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 2010, 183, 645–658.
- Dunlop D. High-temperature susceptibility of magnetite: a new pseudo-single-domain effect. *Geophysical Journal International*, 2014, 199, 707–716. doi: 10.1093/gji/ggu247
- Dyment, J., Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Thebault, E., & Catalan, M. World Digital Magnetic Anomaly Map version 2.0. *AGU Fall Meeting: Abstract GP13B-1310*, San Francisco, Calif., 2016. Retrieved from <http://www.wdmam.org>
- Fedorova, N. V. & Shapiro, V. A. Reference field for the airborne magnetic data. *Earth Planets Space*, 1998, 50, 397–404.
- Ferre, E. C., Friedman, S. A., Martin-Hernandez, F., Feinberg, J. M., Conder, J. A., Lonov, D. A. The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub – Moho magnetic sources. *Geophysical Research Letters*, American Geophysics Union, 2013, 40(1), 105–110. <https://doi.org/10.1029/2012GL054100>
- Ferré, E. C., Friedman, S. A., Martín-Hernández, F., Feinberg, J. M., Till, J. L., Ionov, D. A. & Conder, J. A. Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 2014, 624–625, 3–14.
- Frost, D. J. & McCammon, C. A. The redox state of Earth’s mantle. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2008, 36, 389–420.
- Gadirov V. G., Eppelbaum L. V., Kuderavets R., Menshov O., Gadirov K. Indicative features of local magnetic anomalies from hydrocarbon deposits: Examples from Azerbaijan and Ukraine. *Acta Geophysica*, 2018, 66(6), 1463–1483, DOI: 10.1007/s11600-018-0224-0.
- Goncharov, A. G., Ionov, D. A., Doucet, L. S. & Pokhilenko, L. N. Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: new data peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, 357–358. doi:10.1016/j.epsl.2012.09.016

- Ishii, T., Huang, R., Myhill, R., Fei, H., Koemets, I., Liu, Z., Katsura, T. Sharp 660-km discontinuity controlled by extremely narrow binary post-spinel transition. *Nature Geoscience*, 2019, 12 (10), 1–4. DOI: 10.1038/s41561-019-0452-1
- Kiseeva, E., Vasiukov, D., Wood, B., McCammon, C., Stachel, T., Bykov, Dubrovinsky, L. Oxidized iron in garnets from the mantle transition zone. *Nature Geoscience*, 2018, 11(2), 144–147. DOI: 10.1038/s41561-017-0055-7
- Kiss, J., Prácer, E., Szarka, L., & Ádám, A. Magnetic phase transition and the magnetotellurics. *Magyar geofizika*, 2010, 51 (2), 1–15.
- Kletetschka, G., Wasilewski, P. & Taylor, P. The role of hematite-ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. *Tectonophysics*, 2002, 347, 167–177.
- Komabayashi, T. & Fei, Y. Internally consistent thermodynamic database for iron to the Earth's core conditions. *Journal of Geophysical research. Solid Earth*, 2010, 115, B3. <https://doi.org/10.1029/2009JB006442>
- Knafelc, J., Filiberto, J., Ferre, E., Conder, J., Costello, L., Crandall, J., Schwenzer, S. The effect of oxidation on the mineralogy and magnetic properties of olivine. *American Mineralogist*, 2019, Vol. 104, 694–702. DOI: 10.2138/am-2019-6829
- Kupenko I., G. Aprilis, D., Vasiukov, M., McCammon, C., Chariton, S., Cerantola, V., Kantor, I.... Sanchez-Valle, C. Magnetism in cold subducting slabs at mantle transition zone depths. *Nature*, 2019, Vol. 570 (7759), 102–106. DOI: 10.1038/s41586-019-1254-8
- Malvoisin, B., Carlut, J. & Brunet, F. Serpentinization of oceanic peridotites: 1. A high-sensitivity method to monitor magnetite production in hydrothermal experiments. *Journal of Geophysical research*, 2012, Vol. 117, B01104. doi:10.1029/2011JB008612
- McEnroe S. A., Robinson P., Church N. & Purucker M. Magnetism at Depth: A View from an Ancient Continental Subduction and Collision Zone. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2018, 4(19). <https://doi.org/10.1002/2017GC007344>
- Slama, J., Usakova, M., Soka, M., Dosoudil, R. & Jansarik, V. Hopkinson Effect in Soft and Hard Magnetic Ferrites. *16th Czech and Slovak Conference on Magnetism*, Košice, Slovakia, June 13–17. *Acta Physica Polonica A*, 2017, 131(4), 762–764. DOI: 10.12693/APhysPolA.131.762
- Thébault, E., Purucker, M., Whaler, K. A., Langlais, B. & Sabaka, T.J. The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere. *Space Sci Rev.* Springer Science+Business Media B.V. 2010. DOI 10.1007/s11214-010-9667-6
- Wasilewski, P. J. & Warner, R. D. Magnetic petrology of deep crustal rocks – Ivrea Zone, Italy. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1988, 87, 347–361.

M. I. ORLYUK, V. V. DRUKARENKO*, O. Ye. SHESTOPALOVA

Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, 32, Palladin Ave., Kyiv, 03680, Ukraine, тел. 0681190381, * e-mail: torydrukarenko@gmail.com

MAGNETO-MINERALOGICAL GROUNDS OF THE EARTH'S UPPER MANTLE MAGNETIZATION. OVERVIEW

The purpose of the study. It needs to substantiate that sources of magnetic anomalies with wavelengths of the first thousand kilometers detected at the present time might have a magneto-mineralogical origin due to the existence of magnetic minerals at the mantle depths, in particular magnetite, hematite, native iron, as well as iron alloys. It should be also shown that present temporal changes of long-wave magnetic anomalies should be induced by changes of the magnetic properties of these minerals due to thermodynamic and fluid modes. According to numerous authors, the transformations of magnetic minerals occur in special tectonic zones of the upper mantle of the Earth, in particular at junction zones of lithospheric plates of different types, rifts, plumes, tectonic-thermal activation, etc. Areas of the upper mantle with temperatures below the Curie temperature of magnetite can be magnetic, such as subduction zones, cratons, and regions with the old oceanic lithosphere. Iron oxides might be a potential source of magnetic anomalies of the upper mantle besides magnetite and native iron, in particular hematite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), which is the dominant oxide in subduction zones at depths of 300 to 600 km. It was proved experimentally by foreign researchers that in cold subduction slabs, hematite remains its magnetic properties up to the mantle transition zone (approximately 410–600 km). **Conclusions.** A review of previous studies of native and foreign authors has made it possible to substantiate the possibility of the existence of magnetized rocks at the mantle depths, including native iron at the magneto-mineralogical level, and their possible changes due to thermodynamic factors and fluid regime. It has been experimentally proven by foreign researchers that in subduction zones of the lithospheric slabs their magnetization might be preserved for a long time at the mantle depths, as well as increase of magnetic susceptibility may observed due to the Hopkinson effect near the Curie temperature of magnetic minerals. **Practical value.** Information about the ability of the mantle to contain magnetic minerals and to have a residual magnetization up to the depths of the transition zone was obtained. It should be used in the interpretation of both modern magnetic anomalies and paleomagnetic data.

Key words: magnetic anomalies; mantle; magnetization; lithosphere; magnetic minerals.

Надійшла 03.04.2020 р.