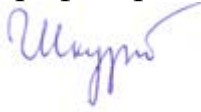


Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Фізичний факультет
Кафедра астрономії та космічної інформатики

«ДОПУЩЕНО ДО ЗАХИСТУ»
Зав. кафедри астрономії
та космічної інформатики

проф. Юрій ШКУРАТОВ



«_16_» травня 2025 р.

Оцінка «__добре__»

Голова ЕК

проф., Олександра ІВАНОВА



«_22_» травня 2025 р.

Бантюков Нікіта Сергійович

Картування покладів Mg-шпінелі південної частини Плато Аристарх за
даними Chandrayaan-1 M³

Кваліфікаційна робота на здобуття
освітньо-кваліфікаційного рівня
«Магістр» спеціальність
104 «фізика та астрономія»
освітньо-наукова програма
«астрономія та космічна інформатика»



(підпис студента)

Науковий керівник –
викладач кафедри астрономії
і космічної інформатики,
доктор філософії Є.С. Сурков



(підпис керівника)

Харків – 2025

АНОТАЦІЯ

Бантюков Н.С. Картування покладів Mg-шпінелі південної частини Плато Аристарх за даними Chandrayaan-1 M³. - Рукопис.

Дипломна робота за здобуття освітньо-кваліфікаційного рівня “Магістр” за спеціальністю 104 - “Фізика та астрономія”. - Харків: Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна, 2025. - 50 с.

У роботі представлено методику спектрофотометричної оцінки вмісту Mg-шпінелі на поверхні Місяця за даними гіперспектрального детектора Moon Mineralogy Mapper (M³) з апарата Chandrayaan-1. Основу методу становить статистичний зв'язок між вмістом шпінелі та спектральними співвідношеннями $S(950/750 \text{ нм})$ і $S(2650/1550 \text{ нм})$, змодельований за допомогою одномірної моделі розсіяння світла. Отримані параметри дозволили здійснити картування покладів шпінелі в південній частині Плато Аристарх. Виявлено локалізовані родовища шпінелі у кратері Аристарх, на його центральній вершині та стінках, а також у регіоні Голова Кобри. Проведено кластерний аналіз для оптичної класифікації реголіту. Отримані результати свідчать про складну геологічну будову регіону та різноманітне походження шпінелевих родовищ, які можуть бути пов'язані як з ударними, так і з вулканічними процесами.

Ключові слова: спектрофотометрія, мінералогія, шпінель, Місяць

ABSTRACT

Bantyukov N.S. Mapping of Mg-spinel deposits in the southern part of Aristarchus Plateau using Chandrayaan-1 M³ data. - Manuscript.

Graduation work for obtaining the educational qualification level - "Master" in the speciality 104 - "Physics and astronomy" - Kharkiv, 2025. - 50 p.

This work presents a spectrophotometric method for assessing Mg-spinel abundance on the lunar surface using hyperspectral data from the Moon Mineralogy Mapper (M³) onboard the Chandrayaan-1 spacecraft. The method is based on a statistical correlation between spinel content and spectral color ratios $C(950/750 \text{ nm})$ and $C(2650/1550 \text{ nm})$, established via a one-dimensional light scattering model. These parameters enabled mapping of spinel deposits in the southern part of the Aristarchus Plateau. Localized spinel-rich regions were identified within the Aristarchus crater, on its central peak and walls, as well as in the Cobra Head formation. A cluster analysis was performed to classify regolith into distinct optical types. The obtained results reveal a complex geological structure of the region and indicate that the origin of spinel deposits may be linked to both impact-related and volcanic processes.

Keywords: spectrophotometry, mineralogy, spinel, the Moon

ЗМІСТ

ВСТУП.	5
РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ДОСЛІДЖУВАНОЇ ДІЛЯНКИ ПОВЕРХНІ МІСЯЦЯ.	8
РОЗДІЛ 2. ДАНІ ДЕТЕКТОРУ МЗ.	10
РОЗДІЛ 3. ДИСТАНЦІЙНЕ ЗОНДУВАННЯ МІСЯЧНОЇ ШПІНЕЛІ З ВИКОРИСТАННЯМ СПЕКТРАЛЬНИХ ДАНИХ МЗ.	14
3.1 Загальна характеристики спектрів основних кінцевих мінералогічних членів місячної породоутворюючої системи.	14
3.2 Метод спектральної оцінки шпінелі за даними М ³	16
3.3 Зіставлення оптичних класів.	24
РОЗДІЛ 4. ІНТЕРПРЕТАЦІЯ СПЕКТРАЛЬНИХ РОЗПОДІЛІВ.	26
4.1 Дослідження покладів шпінелі з високою роздільною здатністю.	26
4.2 Мінералогія центральної вершини кратера Аристарх.	29
4.3 Поклади шпінелі в Голові Кобри.	34
4.4 Походження та взаємозв'язок покладів шпінелі півдня Плато Аристарх.	39
ВИСНОВКИ.	41
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.	43

ВСТУП

Шпінелі утворюють групу різноманітних за складом та оптичними властивостями мінералів із загальною формулою AB_2X_4 , де X-аніони - це, як правило, атоми кисню, розташовані катіонами A^{2+} та B^{3+} . До катіонів належать магній, залізо, алюміній, хром, титан та інші. Шпінелі зазвичай є акцесорним компонентом місячного реголіту, < 10 мас. % (Pieters et al., 2014). Серед низки типів шпінелей важливу роль у петрогенезі Місяця відіграють три: непрозора ульвошпінель ($TiFe_2O_4$), хроміт ($FeCr_2O_4$) та яскрава Mg-шпінель ($MgAl_2O_4$) (Prissel et al., 2014). Присутність непрозорих типів шпінелі в місячному реголіті була вперше виявлена на основі лабораторних аналізів зразків з колекцій Аполлона та місячних метеоритів (Roedder and Weiblen, 1972; Gross et al., 2014). Яскраві Mg-шпінелі були вперше виявлені на поверхні Місяця за даними, отриманими за допомогою Moon Mineralogy Mapper (M^3) на борту космічного апарату Chandrayaan-1 та Spectral Profiler на орбітальному апараті Kaguya (наприклад, Pieters et al., 2011, 2014; Sunshine et al., 2010, 2014; Dhingra et al., 2011; Sun et al., 2013; Yamamoto et al., 2013; Gross et al., 2014; Weitz et al., 2017).

Родовища Mg-шпінелі зазвичай складаються з невеликих ділянок площею менше кількох сотень квадратних метрів, які розташовані переважно на вершинах кратерів або краях улоговин по всій поверхні Місяця (наприклад, Pieters et al., 2014). Дослідження різних шпінельних регіонів були проведені в синусі Естум (Sunshine et al., 2010, 2014; Weitz et al., 2017), в кратерах Теофіл, Томпсон, Далтон (наприклад, Lal et al., 2011; Sun et al., 2013; Pieters et al., 2014), а також в облямівках басейнів Імбріум, Орієнталь і Мосовієнс (Srivastava and Grupa, 2013; Cauchan et al., 2014; Pieters et al., 2011, 2014). Вважається, що Mg-шпінель також впливає на спектральні характеристики нерегулярних морських утворень (англ.,

Irregular Mare Patches) у кратері Гігінус (Surkov et al., 2021). Поклади шпінелі також нещодавно були виявлені в районі кратера Корольов на зворотному боці Місяця (Chaudhuri et al., 2023).

Для пояснення походження поверхневих відслонень Mg-шпінелі було запропоновано виходи матеріалів Mg-кори в результаті великих ударів (Pieters et al., 2014; Prissel et al., 2014). Згідно з цією моделлю, Mg-шпінель утворюється на глибині краю між нижньою місячною корою та мантією (> 40 км під поверхнею). Для цього потрібен або гігантський удар, або місця з тонкою корою. Щоб пояснити широке Mg-шпінелі на поверхні, був припущений інтрузивний вулканізм Mg-супутника (Prissel et al., 2014). Ці інтрузії наближають матеріали Mg-суккузи поверхні, просуваючи межі Mg-шпінельних покладів до глибини близько 10 км під поверхнею. Такі багаті на Mg мантійні інтрузії повинні бути відносно поширеним процесом, оскільки поклади Mg-шпінелі були виявлені в різних місцях всій поверхні Місяця (Prissel et al., 2016b).

Виявлення Mg-шпінелі в місячному реголіті ґрунтується на широкій смузі поглинання між 2 і 3 мкм у спектрах. Ця спектральна сигнатура спостерігається в місячних спектрах переважно через перекриття смуги піроксенів і домішкової кількості Mg-шпінелі. Ділянки Mg-шпінелі пов'язані з високим вмістом плагіоклазу і низьким вмістом піроксену, що реагують на відсутність абсорбції поблизу 1000 нм. Крім того, Mg-шпінель має значне поглинання поблизу 2600 нм. На цій довжині хвилі інші основні мінералогічні компоненти не виявляють своїх смуг. Для виявлення цих спектральних особливостей було запропоновано використовувати наступні колірні співвідношення $C(950/750 \text{ нм})$ і $C(2650/1550 \text{ нм})$ (Surkov et al., 2024).

Таким чином, **метою** даної дипломної роботи є застосування запропонованої методики для дистанційного зондування ділянки поверхні

Місяця, яка включає південну частину Плато Аристарх, кратер Аристарх та Геродот, кальдери Голова Кобри та морське оточення Плато. Для досягнення поставленої мети було поставлено наступні **завдання**:

- 1) Провести обробку даних скануючого спектрометра МЗ для обраної ділянки поверхні Місяця.
- 2) Провести картування зазначених спектральних параметрів.
- 3) Провести картування розповсюдження покладів шпінелі із застосуванням вказаної спектрофотометричної методики для досліджуваної ділянки, а також оцінити вміст даного мінералу.
- 4) Провести геологічний аналіз отриманих результатів.

Об'єкт дослідження – поверхня Місяця.

Предмет дослідження - спектральні властивості та мінералогічний склад, методи дистанційного зондування.

Методи дослідження – комп'ютерна обробка спектральних даних, отриманих інструментами на орбітальних апаратах, методи дистанційного зондування та спектрофотометричного аналізу шорстких поверхонь без атмосферних тіл Сонячної системи.

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ДОСЛІДЖУВАНОЇ ДІЛЯНКИ ПОВЕРХНІ МІСЯЦЯ

Ми зосередимося на кратерах Аристарх і Геродот, а також на об'єкті, відомому як Голова Кобри. Кратер Аристарх діаметром 40 км є молодим кратером коперніканського віку і однією з ділянок з найвищою відбивною здатністю на Місяці (наприклад, Chevrel et al., 2009). Кратер Аристарх має центральну вершину, розвинені терасові схили, щонайменше п'ять різних спектральних і мінералогічних провінцій та помітну систему викидів (наприклад, Mustard et al., 2011; Glotch et al., 2021).

Мінералогічне різноманіття представлене переважно піроксенами, олівінами, плагіоклазами та продуктами ударного плавлення, а вулканізму. Кобра-Голова розташована на плато Аристарх. Вулканічна активність на плато Аристарх, яке знаходиться на висоті ~2 км в Океані Процелларум, помітна за наявністю звивистих вулканічних борозн, базальтових потоків і широкої мантії дрібнозернистого пірокластичного матеріалу з низьким альбедо. Голова Кобри (вік близько 2,5-3 млрд років, за оцінками Clark and Robinson, 2020) - це витягнута депресія неударного походження шириною 6 км на початку долини Шрьотера. Депресія тісно пов'язана з вулканічним куполом, який належить до геолого-морфологічної одиниці Mare Domes згідно з Fortezzo та ін. (2020); див. рис. 1). Всередині також знаходиться вторинний рилль (Garry et al., 2008). У той час як геологічні характеристики кратера Голова Кобри та кратера Аристарх незважаючи на те, що вони досить різні за походженням і віком, спектральні дослідження показали певну схожість (Mustard et al., 2011). Консенсусного пояснення цих подібностей поки що не досягнуто.

Третьою великою морфологічною особливістю досліджуваного регіону є кратер Геродот, розташований на кордоні між плато Аристарх і прилеглою поверхнею Океану Процелларум. Цей старий кратер має трохи менший діаметр,

ніж Аристарх, і гладке, залите лавою дно. Південна частина кратера Геродот вкрита матеріалами виверження з кратера Аристарх. Виділено дві геологічні одиниці: верхня мантійна одиниця дна кратера та одиниця тера-купола, що складається зі схилу кратера, обідка та його околиць (Fortezzo et al., 2020).

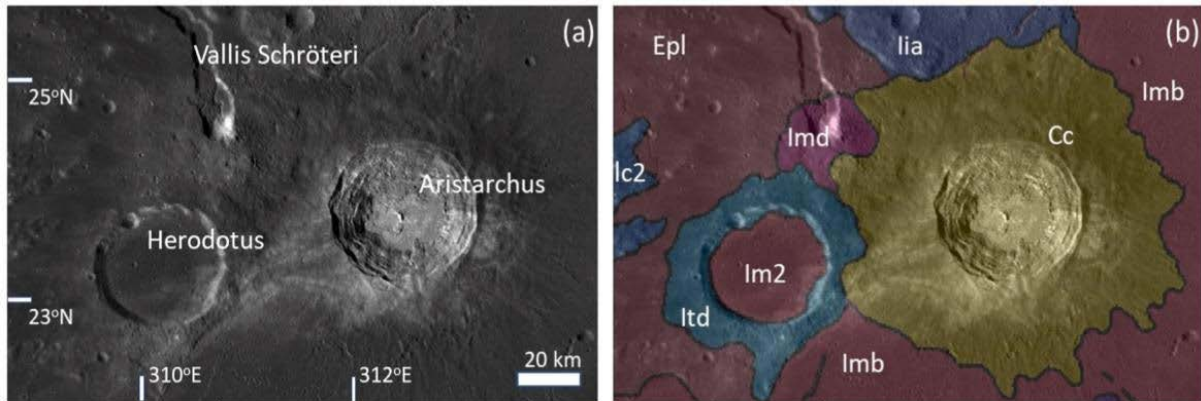


Рис. 1. (а) Розподіл яскравості (видиме альbedo), отриманий за даними ширококутної камери (WAC) на борту Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO) та (б) геологічна карта досліджуваного регіону. На карті показані геологічні одиниці (на основі морфології поверхні) (Fortezzo et al., 2020): Cc - кратерний ; Epl - плато; Imb - басейновий масив; Ic2 - верхній кратерний ; Iia - альпійська формація Імбрію; Im2 - верхня мантія; Imd - купол Марс. Обидва зображення запозичені з сайту <https://quickmap.lroc.asu.edu/>.

РОЗДІЛ 2. ДАНІ ДЕТЕКТОРУ M³

Дані M³ - це гіперспектральні зображення, отримані з роздільною здатністю близько 140 м/піксель у 85 вузьких спектральних каналах в діапазоні від 540 до 2950 нм, що покривають понад 95% поверхні Місяця. Смуги поглинання основних хромофорних елементів (тобто Fe, Ti, Cr), які утворюються або за механізмом переносу заряду, або за рахунок розщеплення кристалічного поля, розташовані в цьому діапазоні (Burns, 1993). Положення, глибина і профіль цих смуг суттєво залежать не тільки від наявності/концентрації певних хромофорів, але й від типу кристалічної структури і та наявності додаткових нехромофорних елементів.

Просторова і спектральна роздільна здатність робить дані M³ надзвичайно корисними для спектрофотометричного аналізу і картування мінералогічного складу місячного реголіту. У цій роботі три M³ зображення: M3G20090612T060502_V01_RFL для кратера Аристарх, M3G20090612T101600_V01_RFL для області кратера Голова Кобри та Геродота. Ці дані представляють відбиття з використанням фотометричної системи RELAB (фаза, кути падіння і випромінювання дорівнюють 30°, 0°, 30° градусів відповідно).

Ці дані були завантажені з сайту pds-imaging.jpl.nasa.gov. Використано оригінальний конвеєр радіометричного та фотометричного калібрування, розроблений командою M³ (Lundeen et al., 2011). Проте ці дані M³ все ще страждають від артефактів. Найочевидніший з них - нерегулярна картина вузьких вертикальних смуг, яку видно на альбедо-зображеннях у кожному спектральному каналі. Це значно знижує картографічний потенціал зображень M³. Тому ми застосували процедуру, детально описану в роботах Shkuratov et al. (2019) і Surkov et al. (2020), щоб видалити небажаний патерн з даних.

Алгоритм складається з двох етапів: (1) просторове згладжування зображення в кожному спектральному каналі шляхом згортки зображення за допомогою фільтра Гауса та (2) перетворення Фур'є застосовані в кожному спектральному каналі куба зображення. Другий крок пригнічує коефіцієнти у 2D Фур'є-спектрі, що відповідають довгим вузьким вертикальним смугам на зображеннях (див. рис. 6-7 у Shkuratov et al. (2019) або рис. 4 у Surkov et al. (2020)). Всі параметри кроків гауссового згладжування та фільтрації Фур'є були підібрані емпірично таким чином, щоб мінімізувати патерн вертикальних смуг, а середнє альbedo над сценою не змінювалося більше ніж на 0.005 (або $\sim 0.2\%$ від середніх значень альbedo Місяця).

На рис. 2а і б показано M^3 зображення кратера Аристарх з довжиною хвилі 750 нм до і після додаткової обробки даних. Хоча вертикальні смуги шириною в один піксель на альbedo-зображеннях не дуже помітні, вони стають помітними на картах спектральних параметрів, перешкоджаючи надійній інтерпретації. Структуру цього патерну видно зі співвідношення двох альbedo-зображень при 750 нм до і після обробки на рис. 2в. Слід зазначити, що це співвідношення виявляє лише смугастий шумовий патерн, на якому не простежуються морфологічні особливості кратера Аристарх. Це свідчить про те, що сигнал зберігся, а шум був пригнічений. На рис. 2д і е показано кольорове відношення C (950/750 нм), визначене як відношення значень альbedo на двох довжинах хвиль, 950 нм і 750 нм. На рис. 2г показано співвідношення коефіцієнтів кольоровості, оцінених за допомогою даних M^3 до і після обробки нагірної та прибортової поверхонь, але в різних співвідношеннях.

У час як реголіт материкової поверхні складається переважно з польових шпатів, базальти морської заливки містять значну частку піроксенів (до 30-40 мас. %) та олівінів (до 15 мас. %), згідно з Pieters et al.

(2006). Найпоширенішим оксидним мінералом є ільменіт FeTiO_3 (до 10-15 мас. %), як було оцінено, наприклад, для базальтів Mare Tranquillitatis (Surkov et al., 2020). Другим за поширеністю оксидним мінералом є шпінелі. Їхній вміст у повернутих зразках місячного реголіту не перевищує 5-8 мас. % (напр., Gross and Treiman, 2011; Prissel et al., 2016). Спектри основних місячних мінералів наведено на рис. 3.

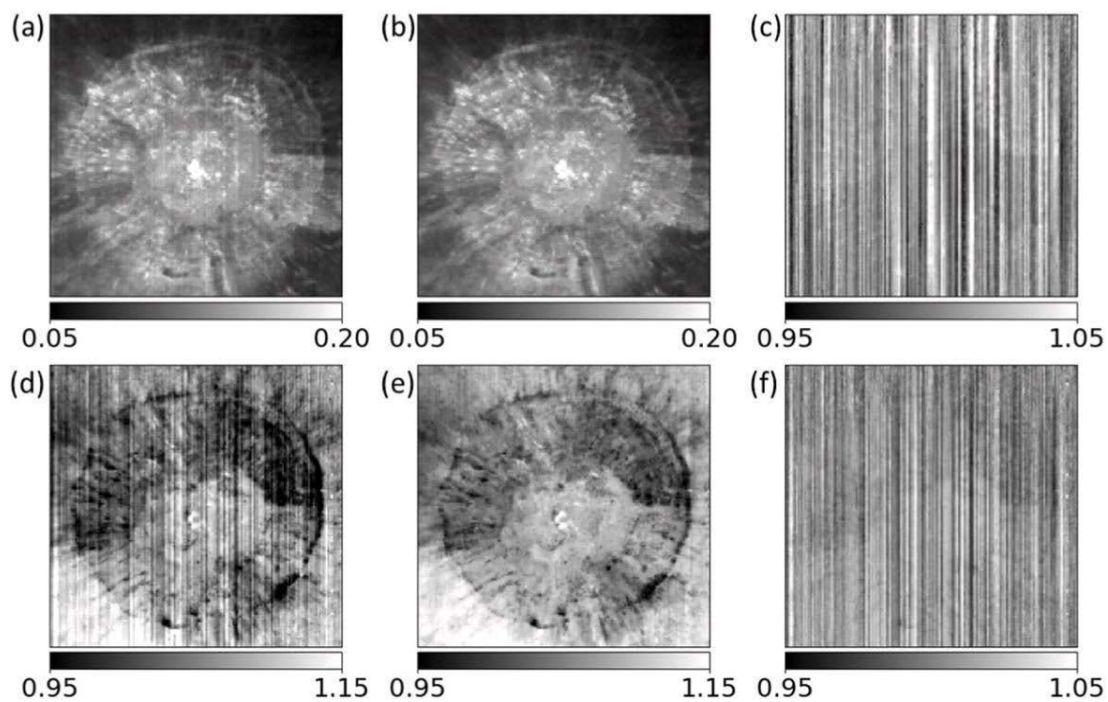


Рис. 2. Карти M^3 зображень і колірних відношення C (950/750 нм) кратера Аристарх після додаткової обробки. У верхньому ряду показано альbedo M^3 на 750 нм до обробки (а), альbedo M^3 на 750 нм після обробки (б) та їхнє співвідношення (в). Відношення кольорів C (950/750 нм), отримане за необробленими даними (д), відношення кольорів C (950/750 нм), отримане за обробленими даними (е) та їхнє співвідношення (ф) наведено в нижньому ряду.

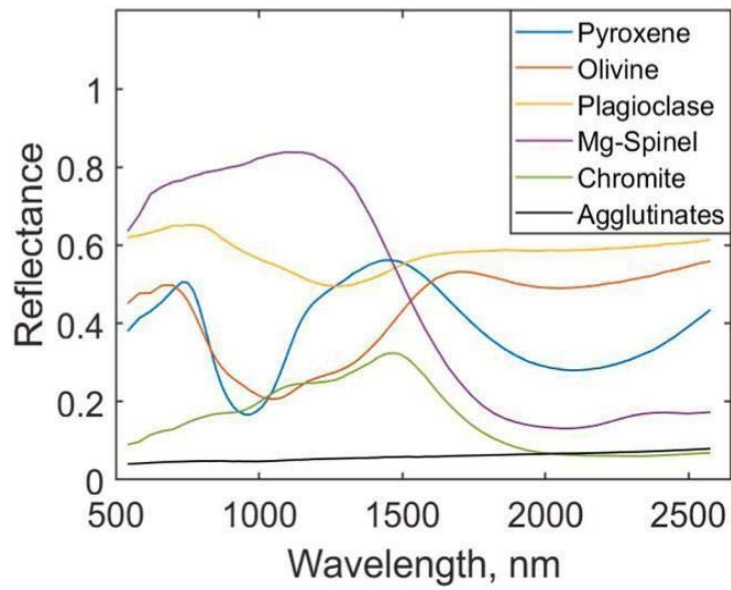


Рис. 3. Спектри основних мінералогічних типів, що складають поверхневі породи Місяця (побудовані за спектральними даними RELAB з Pieters et al., 2014).

РОЗДІЛ 3. ДИСТАНЦІЙНЕ ЗОНДУВАННЯ МІСЯЧНОЇ ШПІНЕЛІ З ВИКОРИСТАННЯМ СПЕКТРАЛЬНИХ ДАНИХ М³

3.1. Загальна характеристика спектрів основних кінцевих мінералогічних членів місячної породоутворюючої системи

Місячний реголіт складається з мінералів і темної склоподібної фракції, яку називають аглютинатами. Основними групами мінералів на поверхні Місяця є силікати та оксиди. Основними силікатними мінералами на Місяці є польові шпати (переважно плагіоклазовий польовий шпат $[\text{Ca},\text{Na}][\text{Al},\text{Si}]_4\text{O}_8$), піроксен, $[\text{Ca},\text{Fe},\text{Mg}]_2\text{Si}_2\text{O}_4$ та олівін $[\text{Mg},\text{Fe}]_2\text{SiO}_4$. Всі ці мінерали не мають фіксованого хімічного складу, а утворюють тверді розчини з декількох типових кінцевих членів. Мінерали цих груп присутні як на смуги поглинання біля 1000 та 2000 нм. Положення і глибина цих смуг можуть бути використані для дистанційної ідентифікації та характеристики цих мінералів (наприклад, Adams, 1974).

Олівіни мають широку асиметричну смугу поглинання біля 1050 нм. Параметр асиметрії можна кількісно виразити як відношення площ смуги поглинання від синьої сторони до глибинного максимуму і від максимуму червоної сторони. Крім того, співвідношення глибин інтегральних смуг поблизу 1000 і 2000 нм можна використовувати для кількісної оцінки вмісту олівіну в місячному реголіті (наприклад, Surkov et al., 2022). Неглибока мала смуга поглинання біля 2000 нм також може бути присутня в спектрах олівіну. Ця смуга утворюється мікрровключеннями Cr-вмісних шпінелей всередині матриці олівіну (Isaacson and Pieters, 2010; Isaacson et al., 2011, 2014). Ця особливість зазвичай не використовується при дистанційному зондуванні олівіну через слабкість і майже повне перекриття зі смугою поглинання 2000 нм піроксенів.

Місячні плагіоклазові польові шпати містять лише невелику кількість заліза, але вони все одно дають смугу поглинання кристалічного поля біля 1250 нм (див. рис. 3). Однак ця особливість рідко спостерігається в спектрах високоплагіоклазових місячних материкових поверхонь (Ohtake et al., 2009).

Шпінелі мають різне альbedo на довжинах хвиль від 540 до 1550 нм через варіації вмісту Fe, Cr та Ti у складі (див., наприклад, спектри хроміту та Mg-шпінелі на рис. 3). Чим вищий вміст згаданих елементів, тим нижчий коефіцієнт відбиття, тоді як обидва типи шпінелей можна охарактеризувати відсутністю смуги поглинання біля 1000 нм і поглинанням при 2000 нм. Смуга поглинання шпінелі починається від 1500 нм до приблизно 3000 нм, верхньої межі спектрального діапазону M³. Вона має плоский нижній рівень відбиття, що робить ідентифікацію мінімуму смуги майже неможливою. Ця смуга шпінелі перекривається поглинанням піроксенів з довжиною хвилі 2000 нм і може бути причиною розширення останньої. Залежно від типу піроксенів, деякі слабші смуги в спектрах шпінелі можуть виникати поблизу 1000 нм і 1300 нм через присутність іонів Fe²⁺ і Cr²⁺ відповідно.

Скло не має кристалічної структури і утворюється внаслідок ударного розупорядкування та плавлення, магматичних процесів та космічного випромінювання. Вміст цієї фракції варіює в широких межах і може досягати 60-70 % від загальної маси (наприклад, McKay et al., 1991). Хоча спектральні властивості стекол у видимому діапазоні, як правило, відрізняються, вони мають спільну поведінку в ближньому інфрачервоному діапазоні (наприклад, Blewett et al., 2011). Основними спектральними особливостями стекол в видимому та ближньому інфрачервоному діапазоні також є дві смуги поглинання біля 1000 і 2000 нм. Мінімум смуги 1000 нм знаходиться поблизу 1050-1150 нм, а мінімум смуги 2000 нм - поблизу 1900-2000 нм.

Цей ефект спричинений послабленням розщеплення енергетичних рівнів Fe^{2+} кристалічним полем через суттєво деформований порядок структури. Смуга скла 2000 нм також перекривається зі шпінеллю. Однак скляна смуга 2000 нм зазвичай закінчується до 2500 нм, тому її розширення в бік більших довжин хвиль може бути використане як характерна ознака для ідентифікації Mg-шпінелі. Широка смуга поглинання шпінелі поблизу 2000 нм, що сягає майже 3000 нм, вважається ключовим предиктором наявності Mg-шпінелі на Місяці. поверхні. Такі спектри були виявлені в кількох місцях у центральних вершинах деяких кратерів і країв улоговин. В роботі Pieters et al. (2011) було припущено, що шпінелі містяться на поверхні Місяця в рожевих шпінельних анортозитах (PSA). Ця порода складається зі шпінелей (до 20 мас. %) і плагіоклазів з низькою часткою мафічних мінералів. Однак вважається, що невелика загальна поширеність шпінелей у поєднанні зі значним перекриттям спектральних смуг з піроксенами та спектральними ефектами космічного вивітрювання може маскувати їхню присутність.

3.2. Метод спектральної оцінки шпінелі за даними M³

Спектри відбиття M³ для різних локалізацій кратера Аристарх показано на рис. 4. Ми також представляємо лінійно нормалізовані (тобто розділені лінійною функцією) спектри, щоб підкреслити глибину і форму смуг поглинання для деяких особливостей. Ці точки з дна, стінок кратера та найближчих околиць, вкритих викинутими матеріалами, представляють різноманітний мінералогічний склад області інтересу (OI). Точка OLV де-відмічає розташування олівінмісних покладів на кратерній облямівці (Mustard et al., 2011). Спектр M³ цієї точки має чітку широку асиметричну смугу поблизу 1050 нм. Низьке альbedo і крутий нахил спектра є нетиповими для олівіну і, ймовірно, зумовлені вбудовуванням зерен олівіну

в темну матрицю вміщувача. Додаткова смуга поглинання біля 2000 нм може бути сигнатурою піроксенового або скляного компонента та спектральним внеском включень Cr-шпінелі (хроміту) (див. аналіз хромітвмісного олівіну та його наслідки для оцінки складу Місяця в Isaacson and Pieters, 2010).

Точка PYR відповідає матеріалу викиду, збагаченому піроксенами (Horgan et al., 2014). Існують дві чіткі смуги поглинання біля 1000 і 2000 нм. Праве крило смуги 2000 нм чітко простежується до кінця досліджуваного спектрального діапазону при 2650 нм (тут ми не розглядаємо ділянку після 2650 нм через можливу некомпенсовану теплову складову). Спектри SPL1 і SPL2, розташованих на підлозі і стіні, майже не мають особливостей поблизу 1000 нм. Глибина їхніх смуг не перевищує 2-3%, а отже, вони можуть внесок деяких мафічних мінералів, а також залишковий шум. Однак особливістю поглинання поблизу 2000 нм є добре розвинена широка смуга поглинання. Такі спектральні характеристики є індикаторами шпінелевмісних порід на поверхні Місяця.

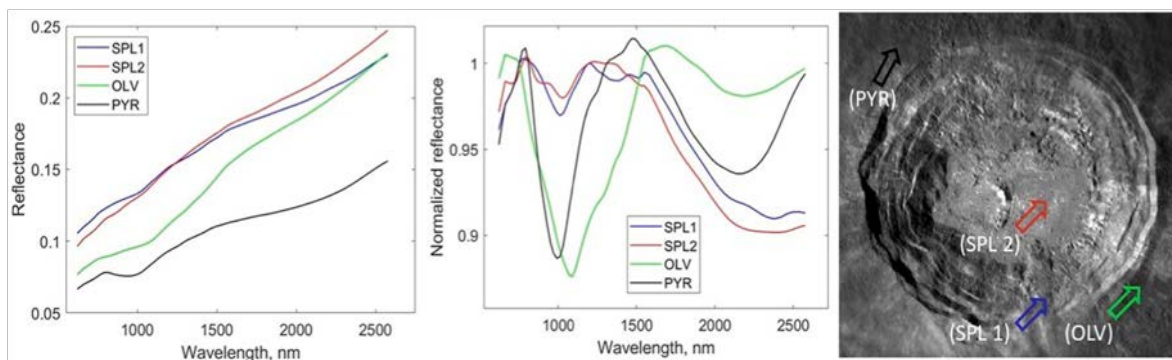


Рис. 4. Зразки спектрів M^3 до і після процедури видалення континууму для декількох місць різних мінералогічних типів з кратера Арістарх. Спектр SPL-1 відповідає шпінелевій ділянці південної стінки; SPL2 - шпінелевій ділянці дна кратера; OLV і PYR - спектри з ділянок зі спектральним домінуванням олівіну і піроксенів. Кольори стрілок відповідають кольорам відповідних спектрів

У роботі Surkov et al. (2023) було розглянуто наступну методику ідентифікації шпінелі: для визначення та картографування використовується два співвідношення кольорів $C(950/750 \text{ нм})$ та $C(2650/1550 \text{ нм})$. Використання таких простих спектральних параметрів дозволяє уникнути неоднозначностей у визначенні положення центру смуги та її глибини, які виникають при оцінці континууму. Перше кольорове відношення характеризує інтенсивність смуги поглинання біля 1000 нм. Низькі значення цього показника свідчать про наявність піроксенів та олівінів. Шпінелі та плагіоклази мають вищі значення цього параметра. Друге колірне відношення використовується для кількісної оцінки сили особливості поглинання при 2650 нм, де інші основні компоненти місячного реголіту не показують смуг поглинання на цій довжині хвилі.

Відбиття при 1550 нм було обрано тому, що це відбиття після закінчення одномокронної смуги та біля початку двомікронної смуги. Таким чином, високі значення $C(950/750 \text{ нм})$ і низькі значення $C(2650/1550 \text{ нм})$ є потенційними індикаторами шпінелі.

Наразі ці міркування не можуть бути задовільно перевірені на лабораторних зразках місячного реголіту. Тому в роботі Surkov et al. (2023) було запропоновано використовувати одновимірну модель спектрального змішування Shkuratov et al. (1999, 2011) для створення набору синтетичних спектрів з відомим модельованим мінералогічним складом. Ця модель, її застосування та обмеження дуже детально обговорювалися, наприклад, Poulet та ін. (2002).

Розглядається дисперсне середовище, що складається з п'яти мінералів, змішаних у довільних пропорціях: плагіоклазу (PLG), Mg-шпінелі (SPL), олівіну (OLV), піроксенів (PYR) і матеріалу, утвореного внаслідок космічного вивітрювання - аглютинатів (AGL). Об'ємну

концентрацію аглютинатів вважаємо фіксованою і такою, що дорівнює 0,5 від об'єму реголіту, зайнятого частинками.

Ми використовували такі структурні параметри моделі: характерну довжину поширення світла в частинках реголіту (20 мкм) та об'ємну частку, яку займають частинки (0,5). Показники заломлення мінералів прийнято рівними $n_{plg}= 1.5$; $n_{spl}= 1.7$; $n_{olv}= 1.6$; $n_{pyr}= 1.6$; $n_{agl}= 2$. Використано спектри з набору даних LRMCC (Isaacson et al., 2011) для малих фракцій PLG - LRCMP210_15058; PYR - LRCMP213_15555; OLV- LRCMP212_15555 для розрахунку спектрів поглинання чистих мінералів. Спектр шпінелі SP117 взято з роботи Cloutis et al. (2004). Спектр AGL - LS-CMP-045 з бази даних RELAB.

Для моделювання спектральних ефектів гранул $prFeO$ застосовано теорію ефективного середовища (ЕМС) Максвелла-Гарнета, яка модифікує коефіцієнти поглинання спектрів чистих мінералів. Об'ємна частка $prFeO$ змінюється від 0 до $5 \cdot 10^{-4}$. На рис. 5 представлені результати для діаграми $C(950/750 \text{ нм}) - C(2650/1550 \text{ нм})$, змодельованої за допомогою 10,000 синтетичних спектрів. Кольори відображають склад двох основних кристалічних компонентів місячного реголіту: піроксенів (пурпурний) і плагіоклазу (жовтий), а розташування точок на цій діаграмі - спектри збагаченого шпінеллю складу (блакитний).

Реальне положення спектрів зразків на діаграмі залежить від об'ємних концентрацій шпінелі. Спостерігаються дві тенденції: висхідна тенденція зсуву PYR-PLG і спадна, сформована присутністю шпінелі. Спектри з синтетичного набору представлені на рис. 5б. Вони відповідають точкам з однаковим колірним тоном діаграмі. Склад, що моделюється, є випадковим, тому враховані всі можливі випадки: шпінель у базальтах місячних морів (SPL+ з високим вмістом піроксену), а також шпінель на високогір'ї (SPL+ з переважанням плагіоклазу). В обох випадках, якщо вміст шпінелі високий,

точки, що відповідають таким спектрам, потрапляють у правий нижній кут діаграми $C(950/750 \text{ нм}) - C(2650/1550 \text{ нм})$ (показано блакитним кольором на рис. 5а).

Спектри, збагачені шпінеллю, можна виділити на змодельованій діаграмі, використовуючи обраний рівень вмісту шпінелі, але такий підхід не може бути застосований при інтерпретації спостережних даних з невідомим вмістом мінералу. Для виділення спектральних сигнатур шпінелі і, відповідно, наявності шпінелі ми пропонуємо наступний вираз $IND(SPL)=0.75+ 0.25C(950 / 750\text{нм}) - 0.75C(2650 / 1550\text{нм})$ (1) Три вільні коефіцієнти (0.75, 0.25, -0.75) були оцінені методом найменших квадратів з використанням змодельованих співвідношень кольорів та об'ємних концентрацій шпінелі з синтетичного набору даних.

Графічний опис цього рівняння показано на рис. 5в і г, де заштриховані точки представляють спектри на площині, що відповідає рівнянню (1). Висота над площиною і колір відображають об'ємну концентрацію шпінелі. Коефіцієнт детермінації R (рівняння (1) для шпінелі становить 0.93, тоді як для піроксенів, плагіоклазу та олівіну він менший за 0.6. На рис. 6 показано розподіл альbedo на довжині хвилі 750 нм і співвідношення кольорів $C(950/750 \text{ нм})$ і $C(2650/1550 \text{ нм})$. На рис. 6 показано розподіл альbedo розподіл $C(950/750 \text{ нм})$ виявляє відому дихотомію складу, пов'язану з розташуванням кратера на межі між кобилою і плато.

Просторовий розподіл $C(2650/1550 \text{ нм})$ показує знижені значення всередині кратера Аристарх і на південному схилі Голови Кобри (лівий край зображення (в)). Кореляційна діаграма співвідношення кольорів $C(2650/1550 \text{ нм})$ і $C(950/750 \text{ нм})$ показана на рис. 7 (ліворуч). Вона виявляє три основні тренди: висхідний, горизонтальний (нейтральний) і спадний. Висхідний тренд формується матеріалами з різною глибиною 1-мкм смуги

і червонішим спектральним нахилом. Такі ефекти можна спостерігати для (1) сумішей різних типів піроксенів, (2) сумішей піроксенів і плагіоклазів (або з іншим компонентом, що має неглибоку або відсутню як 1-, так і 2-мкм смугу), і (3) різного ступеня дозрівання реголіту під дією факторів космічного вивітрювання. Нейтральний тренд відповідає матеріалам з переважанням плагіоклазу і значною відсутністю мафічної складової, тоді як спадний тренд пов'язаний з вищим поглинанням поблизу 2650 нм, що характерно для шпінельних мінералів на поверхні Місяця.

Для виділення груп на кореляційній діаграмі ми провели кластерний аналіз з використанням алгоритму K-середніх. На рис. 7 (праворучпоказано клітинки, що відповідають виявленим кластерам. Цей алгоритм мінімізує суму квадратів відстаней між точками в межах кожного кластера діаграми та центром відповідного кластера, розбиваючи хмару даних на кілька окремих областей (наприклад, MacQueen, 1967; Lloyd, 1982). Для опису трьох тенденцій, зображених на рис. 7 (ліворуч), ми використовуємо по два класи для кожної з них. На рис. 7 (ліворуч) показано ідентифіковані центри кластерів (позначені плюсами) та положення точок з найнижчими значеннями C (2650/1550 нм) для піку Аристарха (червоні трикутники) і Голови Кобри (червоні кола).

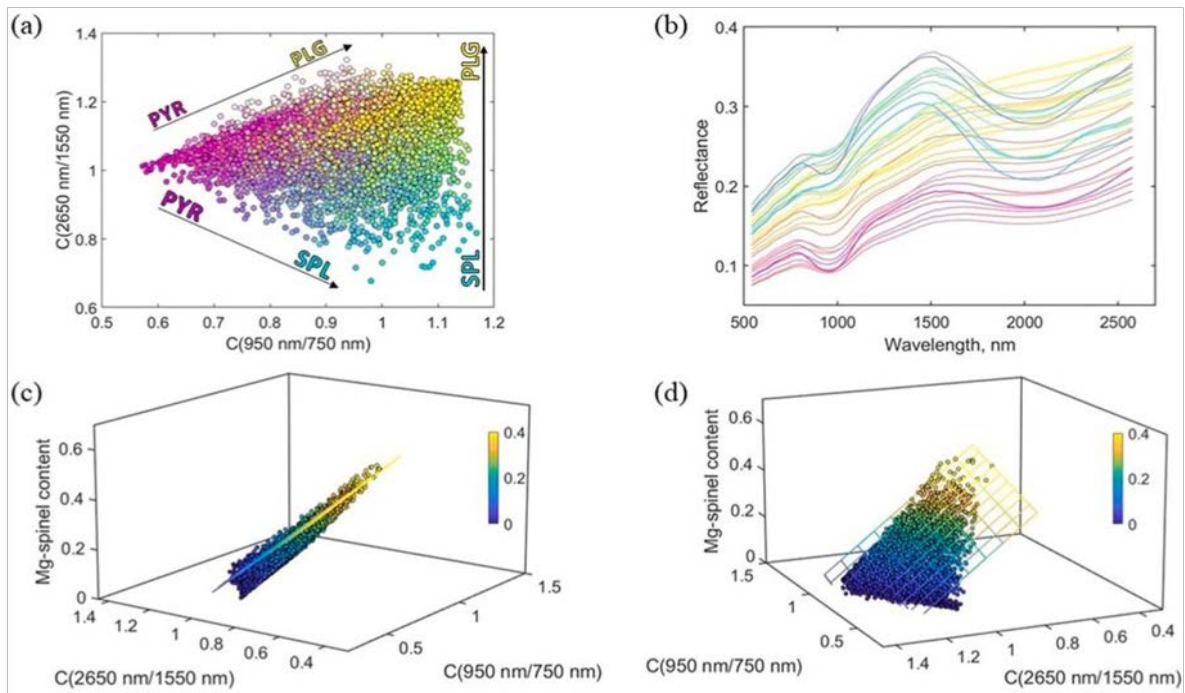


Рис. 5. (а) Діаграма $C(950/750 \text{ нм})$ - $C(2650/1550 \text{ нм})$. (б) Діаграма з кількома прикладами модельованих спектрів. (с) і (д) представляють тривимірну кореляційну діаграму для запропонованого спектрального параметра $IND(SPL)$ і змодельованої об'ємної концентрації Mg-шпінелі.

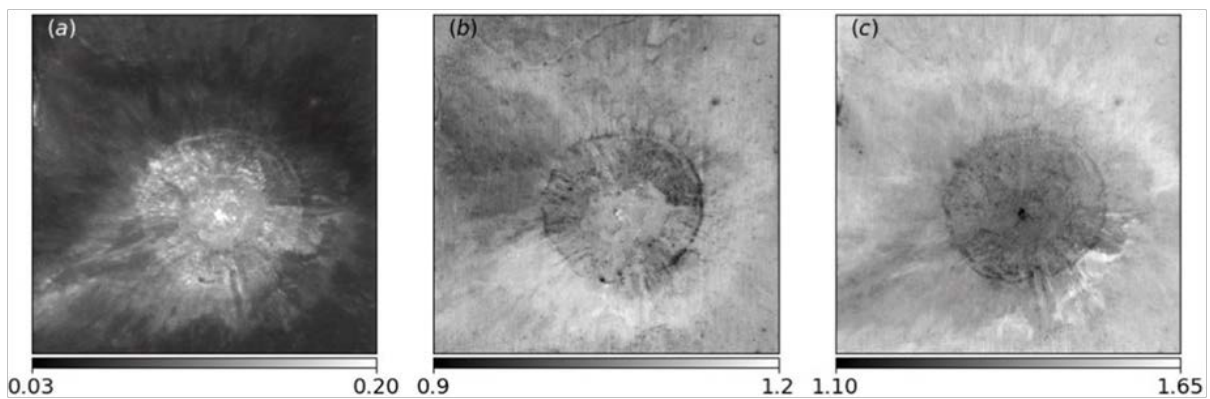


Рис. 6. Основні спектральні параметри: (а) - альbedo при 750 нм, (б) і (в) - зображення співвідношення кольорів $C(950/750 \text{ нм})$ і $C(2650/1550 \text{ нм})$ відповідно.

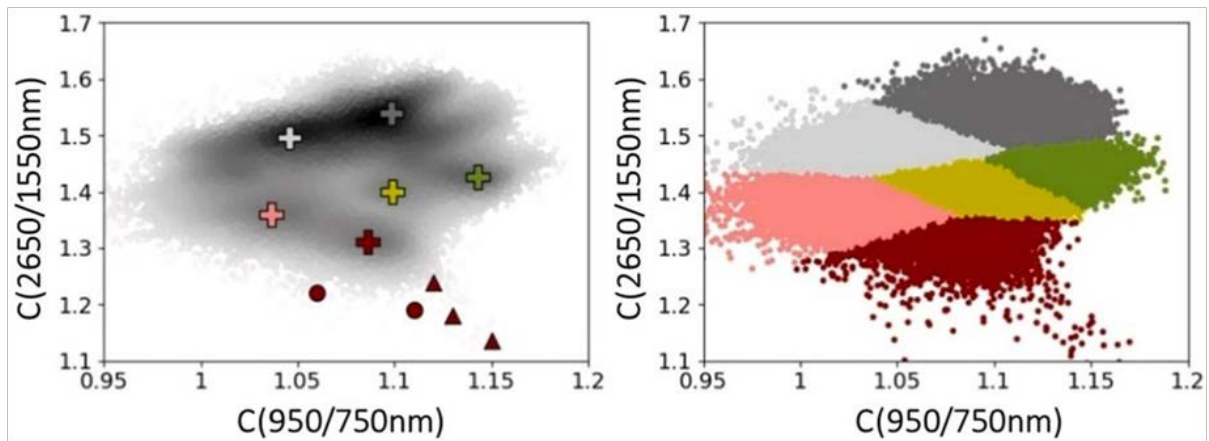


Рис. 7. Кластерна кореляційна діаграма $C(2650/1550 \text{ нм}) - C(950/750 \text{ нм})$ для області кратера Аристарх. Зліва зображено загальну хмару точок, де плюсиками позначено центри кластерів (оцінені раніше). Праворуч показано результат процедури кластеризації. Кольорами позначено кожен кластер. Трикутники відповідають вершині кратера Аристарх, кола - південному схилу Кобра.

3.3. Зіставлення оптичних класів

Ми використали кластерну діаграму $C(2650/1550 \text{ нм}) - C(950/750 \text{ нм})$ (див. рис. 7 праворуч) для дослідження просторового розподілу покладів шпінелі над кратером Аристарх та його околицями, створивши карту виділених класів. Сірі відтінки інтерпретуються як піроксенвмісні реголіти різних типів/ступенів зрілості. Зелений колір означає переважно плагіоклазовий реголіт, а червоний колір відповідає шпінелевмісному матеріалу. Рожевий колір можна інтерпретувати як суміш піроксенів, які дають смугу поглинання біля 1000 нм, зі свіжими чистими плагіоклазами, що зумовлює більш низькі спектральні нахили.

На побудованій карті класів видно, що поверхня з домінуванням плагіоклазів представлена кратерним виверженням. Слід зазначити, що

високоплагіоклазові кратерні викиди не відповідають загальному тренду з піроксенами на рис. 7, що дозволяє спектрально відокремити свіжі матеріали, витягнуті в результаті удару, від більш давньої поверхні. Межі викидів чіткі з невеликими дифузними ділянками. Сірі ділянки, ймовірно, є представниками різних типів піроксенів або суміші піроксенів з плагіоклазом і склоподібним матеріалом з пригніченими властивостями поглинання, що утворилися в результаті вулканічної активності, а також в результаті імпактного процесу.

Контури світлосірого кольору збігаються з контурами низькокальцієвих піроксенових викидів (див. рис. 13 за Horgan et al., 2014). Поклади олівіну для цього регіону (наприклад, Mustard et al., 2011; Horgan et al., 2014) на південно-східній межі кратера спостерігаються в розподілі C (2650/1550 нм) (див. рис. 5в). Результати кластеризації виявляють ряд родовищ Mg-шпінелі на стінки кратерів з різноманітною морфологією - від відносно пологих терас до значно крутих потоків на схилах і урвищах. Таке явище потребує додаткового аналізу. Дані M^3 топографічно скориговано за допомогою фазової функції, залежної від довжини хвилі. Таким чином, вплив топографічних ефектів на кольорові співвідношення було зменшено. Деякі неповні корекції фотометричних і теплових даних, а також різна оптична зрілість реголіту на схилах можуть викликати сумніви щодо зв'язку спостережуваних спектральних властивостей з мінералогією.

Для усунення цих можливих недоліків було створено співвідношення колірних відношень $C(2650/1550 \text{ нм})/C(950/750 \text{ нм})$ (див. рис. 9). Адже показники кольору несуть інформацію не тільки про склад і структуру реголіту, але й про фактори космічного вивітрювання, в першу чергу, про оптичну зрілість, пов'язану з кількістю гранул відновленого заліза $prFe_0$. Поділ кольорових співвідношень дозволяє зменшити цей вплив. Параметр $C(2650/1550 \text{ нм})/C(950/750 \text{ нм})$ має нижчі значення для низькомафічного

складу. Однак він показує як шпінелєвмісні породи, так і породи з високим вмістом плагіоклазу, що робить практично неможливим розділення цих двох фракцій. Загальні контури червоного кластера з карти класів на рис. 8 відповідають темним тіням за співвідношенням кольорів. Цей параметр чітко виявляє язикоподібні поклади олівіну на південно-східному боці кратера.

РОЗДІЛ 4. ІНТЕРПРЕТАЦІЯ СПЕКТРАЛЬНИХ РОЗПОДІЛІВ

4.1. Дослідження покладів шпінелі з високою роздільною здатністю

Ми наклали спектральні дані M³ на регіональний мозаїчний продукт NAC з високою роздільною здатністю з https://wms.lroc.asu.edu/lroc/view_rdr/NAC_ROI_ARISTARCHIB. Цей продукт NAC складається із зображень NAC, що перекриваються, отриманих при високому Сонці, відкаліброваних за коефіцієнтом блиску (I/F) і спроектованих на спільну систему координат (Klem et al., 2014). Для отримання майже безшовної мозаїки ці зображення мають лише невеликі фотометричні відмінності. Зображення мозаїки NAC має просторову роздільну здатність 1,2 м/піксель. Щоб мати справу лише зі шпінелевою літологією, ми виключили інші мінералогічні типи за допомогою обговорюваного показника IND(SPL). Всі точки, які мають від'ємні значення цього параметра, виключаються з подальшого розгляду.

Для дослідження морфології поверхні з просторовою роздільною здатністю M³ ми використовували накладену карту IND(SPL) з даними NAC з високою роздільною здатністю (рис. 10a). Карти показують, що поклади шпінелі можуть займати площу понад кілька сотень квадратних метрів; однак, поклади шпінелі на дні кратера, ймовірно, не є монолітними і суцільними, а скоріше складаються з окремих ділянок з більш шорсткою і яскравою поверхнею. Крім того, поклади шпінелі характеризуються чіткими морфологічними особливостями. Більшість шпінельних одиниць на вершині, дні та стінках кратера пов'язані з блочними (або валунними) полями, утвореними яскравим матеріалом, який потенційно може являти собою виходи плагіоклазу. Такі ж особливості спостерігали для покладів Mg-шпінелі на центральній вершині кратера Теофіл Dhingra et al. (2011).

Принаймні для досліджуваного регіону ділянок з гладкою поверхнею і високими значеннями IND(SPL) не виявлено. Щоб підкреслити це, ми показуємо збільшені частини деяких вибраних ділянок шпінелі на стінці кратера (рис. 10b), піку і дно (рис. 10c) та обідку (рис. 10d-f). Розташування північного піку є одним з найбільш помітних. Незважаючи на низьку роздільну здатність даних M^3 , менші значення шпінельного індексу чітко збігаються з гладкою поверхнею на північ вершини, тоді як блоковані яскраві схили середньої частини вершини мають найвищий шпінельний індекс з усієї області.

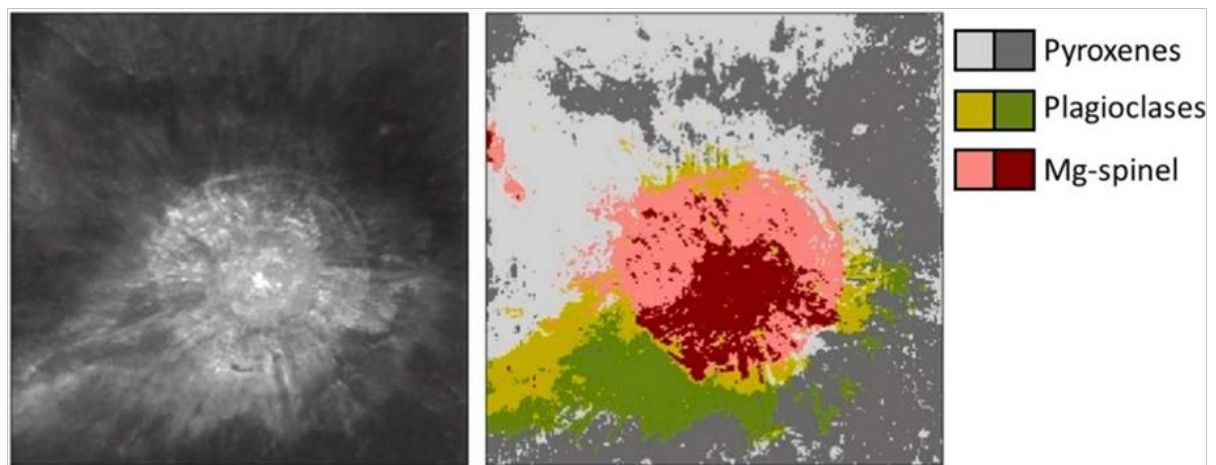


Рис. 8. Карти альbedo (ліворуч) та класів (праворуч) в районі кратера Аристарх. Мінералогічні провінції показані тими ж кольорами, що й на рис.7. Сірим кольором позначені піроксини різного ступеня зрілості, або типу, суміші зі склом. Поверхня, де в спектрах домінують плагіоклази, показана зеленим кольором. Червоний колір вказує на присутність Mg-шпінелі. Рожевий колір відповідає поверхні, яка вкрита реголітом, що може містити меншу кількість Mg-шпінелі.

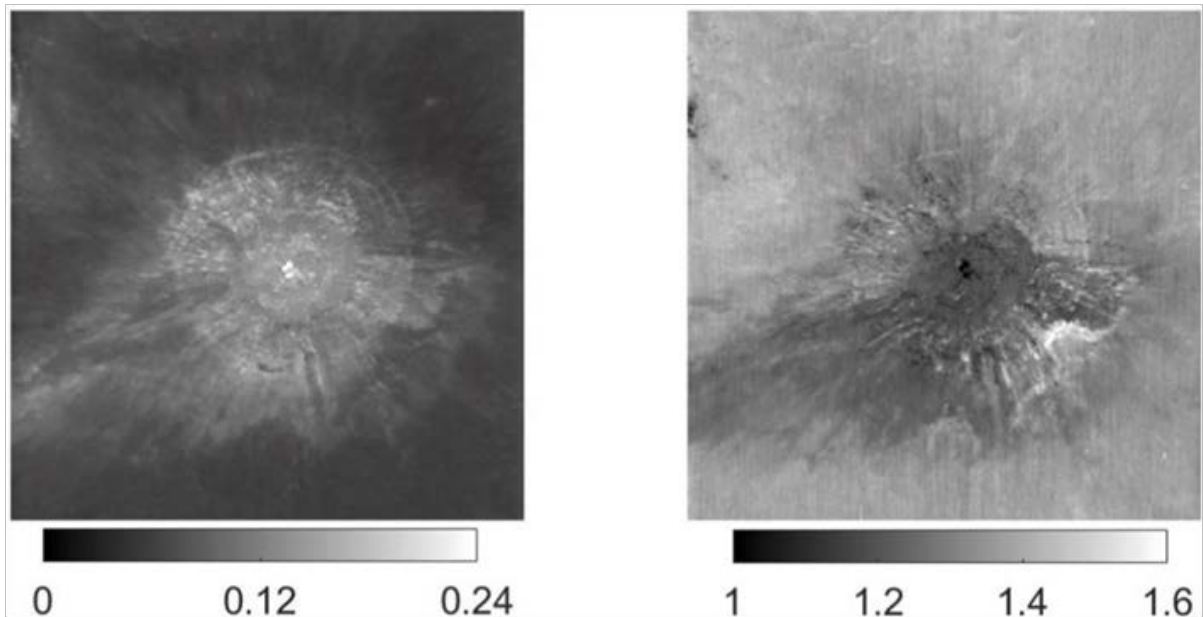


Рис. 9. Альbedo при 750 нм (ліворуч) та співвідношення (праворуч) кольорових відношень $C(2650/1550 \text{ нм})/C(950/750 \text{ нм})$, зображених на рис.6.б,в. Темніші відтінки цих спектральних параметрів відповідають вищому вмісту немафічної складової (плагіоклази, Mg-шпінель тощо).

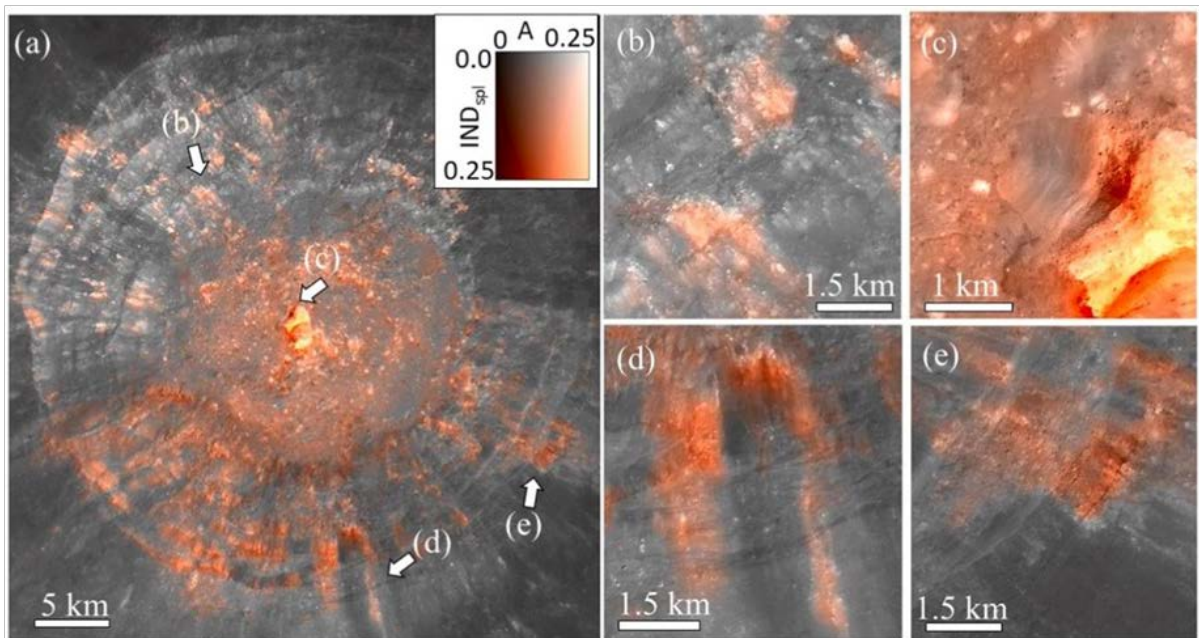


Рис. 10. Поклади шпінелі кратера Аристарх у різних просторових масштабах. Загальний вигляд (а) та збільшені ділянки (б-д): Комбіновані зображення, створені з НАС-зображення високої роздільної здатності

(інтенсивність L-каналу в колірному просторі Lab) та спектральних даних M^3 (спектральний параметр $IND_{(spl)}$) в обох колірних каналах).

4.2. Мінералогія центральної вершини кратера Аристарх

Попередні дослідження мінералогії піку з використанням даних Клементини показали, що матеріал багатий на польові шпати, які, як відомо, мають дуже низький вміст заліза (наприклад, McEwen et al., 1994). Пізніше Chevrel та ін. (2009) припустили деякий вміст олівіну. Наш аналіз кореляційної діаграми дозволяє зробити висновок про наявність шпінелі матеріалі піку. Для кращого розуміння просторового контексту покладів шпінелі на цифрову модель рельєфу було накладено розподіли співвідношення кольорів C (950/750 нм) і C (2650/1550 нм) (Lundeen et al., 2011).

На рис. 11 показано просторовий 3D-розподіл згаданих параметрів, а також НАС-зображення вершини з високою роздільною здатністю. На цих зображеннях чітко видно нерівномірний розподіл колірних співвідношень. Загалом, для окремих ділянок вершини ці співвідношення мають обернену кореляцію. Низькі значення колірного відношення C(2650/1550 нм) спостерігаються на блокованих схилах середньої частини піку. Окремі темні плями цього колірного відношення є також на південній частині. Тут можна запідозрити певні фотометричні ефекти, але не різний мінералогічний склад. Втім, такий ефект має місце і для відкладів, позначених стрілкою 2. Малі значення C(2650/1550 нм) спускаються зі схилу і плавно переходять на плоске дно кратера.

Показник кольору C(950/750 нм) має значно нижчі значення північної частини і вищі значення для середньої частини піку. Це свідчить про те, що наявність у реголіті смуги біля 1000 нм. Спектри M^3 представлені на рис. 12. Олівін - звичайний мінерал для кратерних вершин. Вважається, що він утворюється на вершинах і навколо кратерів внаслідок підняття глибинних

матеріалів сильними ударами. Таким чином, олівін часто розглядається як причина наявності широкої смуги в 1 мкм у місячних піках. Ці спектри (рис. 12) мають особливу смугу поглинання, нетипову для звичайних місячних мінералів. Ця смуга широка і має два чіткі мінімуми: біля 820 нм і при 980 нм. Також присутні неглибокі смуги біля 1350 нм і 2200 нм. Ці особливості не є типовими для самого олівіну. Одним з можливих цих спектральних ефектів є припущення про існування суміші мінералів, які мають віддалену смугу ~1000 нм, як, наприклад, клінопіроксен або піроксен - суміш олівіну та піроксену.

Вимірювання штучних сумішей цих піроксенів не виявили такої поведінки (наприклад, Horgan et al., 2014). Смуги поглинання мінералів, як правило, надто вузькі та широкі, щоб утворювати двомінімальні структури. Таким чином, спектри їхніх сумішей мають лише дещо змінений профіль зі зміщеним положенням смуг. Деякі мінерали також виявляють подібне розщеплення смуг.

З іншого боку, деякі типи високо кальцієві піроксини (наприклад, див. рис. 1 і 15 в Cloutis, 2002) дають дуже схожу смугу з двома мінімумами при 1000 нм. Механізм утворення таких смуг у випадку висококальцієвих піроксенів полягає у залізо-залізистому $Fe^{2+}-Fe^{3+}$ інтервалентному перенесенні заряду (Burns, 1993). Хоча, згідно з лабораторними дослідженнями, смуга $Fe^{2+}-Fe^{3+}$ розміщена поблизу 780-800 нм, ця смуга може бути зміщена за рахунок перекриття зі смугою кристалічного поля на 950 нм, а також впливу ефектів космічного вивітрювання, в першу чергу, за рахунок генерації нанорозмірних частинок чистого заліза $npFe^0$.

Два аспекти цієї гіпотези є незвичними для місячного реголіту. По-перше, піроксини повинні мати надзвичайно низький загальний вміст заліза; іншими словами, це повинні бути дуже висококальцієві піроксини. Ця умова досить добре виконується для вершини кратера, оскільки вміст

FeO є досить низьким для вершини та її безпосереднього оточення. За даними камери Clementine UVVIS (Lucey et al., 2000a, 2000b) та спектрометра MI Kaguya (Lemelin et al., 2019), він становить близько 6-8 мас. Це лише на 2-4 вагових відсотки вище, ніж у середньому на високогірній поверхні. По-друге, прийнято вважати, що основне місячне залізо розподілене між двовалентним (Fe^{2+}) і металевим (Fe^0) фракціями. Вміст тривалентного заліза (Fe^{3+}) становить надзвичайно малі через сильно відновлювальне середовище (наприклад, Taylor et al., 1991; Cocks et al., 2002).

Наявність таких Fe^{3+} -вмісних мінералів, як гетит (FeOOH) і магнетит ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}$), було гіпотезовано достатньо давно (наприклад, Williams and Gibson, 1972; Zolensky, 1997). Нові переконливі докази того, що місячне двовалентне залізо зберігається в гематиті (Fe_2O_3), були отримані для полярних регіонів Місяця (Li et al., 2020). Таким чином, це 1-мкм розщеплення смуги може бути ще одним доказом наявності двовалентного заліза на Місяці.

Іншим поясненням поглинання біля 820 нм є розгляд його як артефакту даних M^3 або запропонованого алгоритму обробки. Наприклад, Chen та ін. (2022) інтерпретували дуже схожі особливості поблизу 820 нм (рис. A2B в Chen et al., 2022) на даних VNIR Chang'E-4 як інструментальний артефакт і розробили відповідний метод корекції. Такі широкі особливості подвійних мінімумів на даних M^3 не були широко обговорені в суміжних роботах. Крім того, вони не присутні більше ніде в досліджуваному регіоні і є спектральною характеристикою, яку можна побачити лише в гладких відкладах північної частини піку кратеру Аристарх.

Іншими особливостями цих спектрів є широкі, неглибокі смуги поблизу 1350 і 2200 нм. Перша смуга може вказувати на певний вміст залізовмісного олівину (фаяліту), а також залізовмісних кристалічних

плагіоклазів, хоча вважається, що залізовмісний олівін на поверхні Місяця зустрічається рідше, ніж Mg-місткий олівін. Mustard et al. (2011) розрахували магнієве число $Mg\# = Mg/(Fe + Mg)$, для отриманих за допомогою модифікованого методу Гаусса покладів олівину на східному краю кратера Аристарх. Їхні результати підтвердили, що олівін Аристарха є більш багатим на залізо, ніж поклади в кратері Коперника та навколо Маре Москвієнце (Isaacson et al., 2011).

Неглибока смуга поглинання при 2200 нм може бути спричинена шпінелями та піроксенами з високим вмістом Са. Ця смуга широка і не закінчується у вимірному спектральному діапазоні, що ускладнює оцінку її точного положення. Однак очевидно, що вона зміщена в бік більшої довжини хвилі, ніж у звичайних піроксенів місячних кобил. На користь гіпотези про високий вміст Са-піроксенів свідчить наявність у спектрах смуги поглинання в один мікрон, хоча не виключено, що в них присутні залишкові шпінелі, оскільки вони присутні в опосередкованому оточенні. Крім того, дослідження спектрів VNIR синтетичної шпінелі, що містить Fe і Cr, також може давати обидві смуги поглинання (див. рис. 1-2 в Isaacson et al. (2014)).

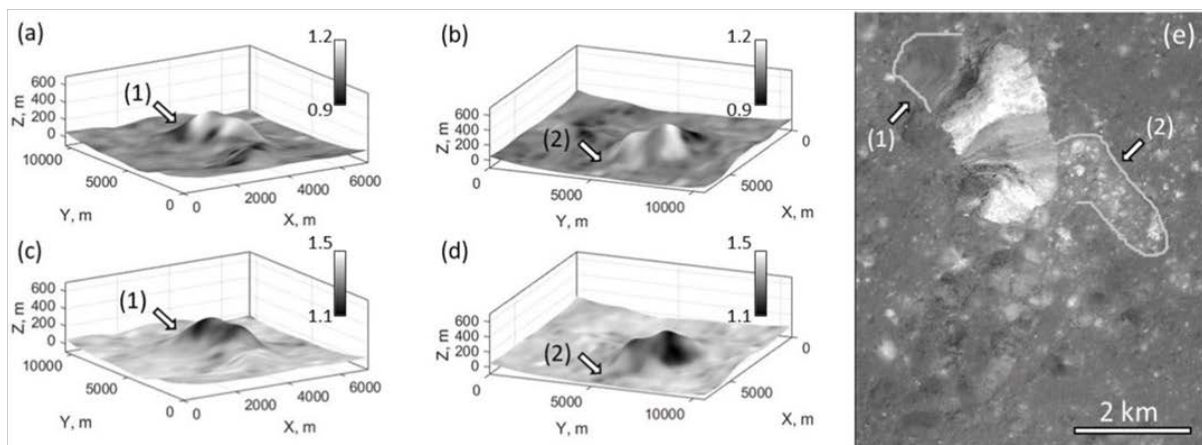


Рис. 11. Мінералогічне різноманіття піку. (a) і (b) показують розподіл S(950/750 нм) на вершині кратера, що спостерігається з протилежних

сторін, тоді як (c) і (d) представляють співвідношення кольорів С (2650/1550 нм), що також спостерігається з тих же сторін. Вісь Y всіх 3D-сценах спрямована на північ. Кольорові шкали відповідних спектральних параметрів такі ж, як на рис.5(b і c): темніші кольори відображають нижчі значення відповідних колірних співвідношень. Високороздільне НАС-зображення регіону показано на (e). Гладка північна частина вершини позначена стрілкою 1. Стрілка 2 вказує на продовження збагаченого шпінеллю матеріалу від схилу вершини до плоского дна кратера.

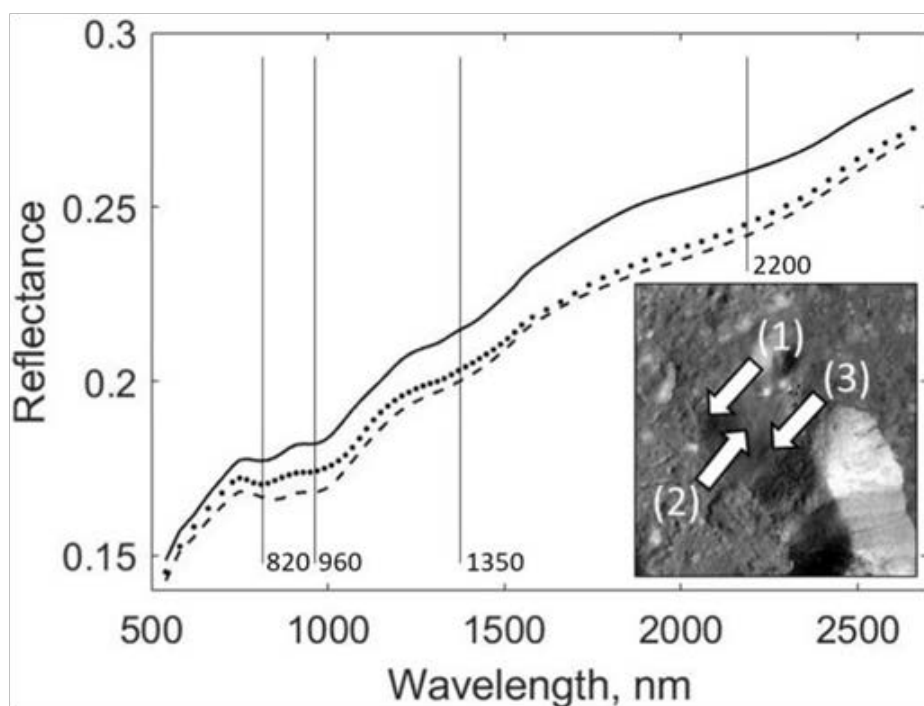


Рис. 12. М³ однопиксельні спектри північної частини вершини кратера Аристарх. лінія показує нижню і середню частини піку, точки 1 і 2 відповідно. Суцільна лінія відповідає верхній піку (точка 3). Вертикальні лінії показують положення відповідних смуг.

4.3. Родищица шпінелі в Голові Кобри

Як було показано, основні шпінелевмісні матеріали досліджуваної сцени залягали всередині кратера Аристарха. Єдиний віддалений шпінель розташований на схилах гори. Щоб дослідити це Регіон в більш деталях, ми

використали частину від M3G20090612T101600_V01_RFL M³ файл даних, який містить повну формацію Голову Кобри та кратер Геродот (див. рис. 13а). Як і раніше, ми побудували колірні співвідношення C(950/750 нм) та C(2650/1550 нм).

Спостерігається бімодальність спектральних властивостей викиду кратера Аристарх: низькоальbedo північний викид має сильнішу смугу поглинання 1000 нм, ніж яскравий південний викид. Межі багатого на піроксен північного викиду розмиті. В той же час, багата на плагіоклаз південна ежекта має значно нижчі значення кольорового відношення C(2650/1550 нм).

Зосередимо увагу на формації Голова кобри. Розподіл співвідношення кольорів C(950/750 нм) на рис. 13б не виявляє особливостей у мінералі склад: Внутрішня частина Голови Кобри майже повністю вкрита кратерним виверженням Аристарха, а нижня частина долини Шретера має ті ж значення, що й прилегла поверхня плато Аристарха. Ознаки оновлення реголіту простежуються на схилах головних і другорядних балок. Відношення C(950/750 нм) є аномально малим для Голови Кобри, як і відношення C(2650/1550 нм), і подібним до значень на схід, у бік кратера Аристарх. Нижчі значення відношень виявлено для ділянок викиду, що пояснюється їхнім молодшим віком, а також забрудненням плагіоклазом.

Значно нижчі ці значення для пагорбів на захід від кратера Геродот, молодого свіжого кратера в центральній частині сцени і, як уже згадувалося, для південних схилів Голови Кобри. Ми застосували запропонований кореляційний метод для дослідження присутності шпінелі. Кореляційна діаграма та класифікаційна карта цього регіону представлені на рис. 14 та 15 відповідно. На кореляційній діаграмі кольорових співвідношень для цієї ділянки на рис. 8 видно два чітко виражених кластери, що формуються на місці піроксенів і плагіоклазів. Місця відповідних центрів кластерів,

отриманих за допомогою тієї ж діаграми параметрів для регіону Аристарх (рис. 8), позначені плюсами того ж кольору. Хоча чіткий спадний тренд тут відсутній, все ж таки можна спостерігати хвіст точок для плагіоклаз-асоційованого кластеру (червоні відтінки). На відміну від покладів шпінелі на кратері Аристарх, шпінелеві ділянки в цьому регіоні мають помірні значення колірнього відношення $C(950/750 \text{ нм})$.

На рис. 15 показано класифікаційну карту регіону Голови Кобри. Ця карта була отримана з використанням центрів кластерів з району кратера Аристарх. Виявлені тут родовища шпінелі здебільшого відповідають південному схилу та безпосередньому підніжжі Голови Кобри. Тут можна знайти інші ознаки незначного вмісту шпінелі для невеликого свіжого кратера в центрі та всередині кратера Геродот N на північному краю кратера Геродот; однак переконливі докази присутності шпінелі виявлено лише для Голови Кобри. Інші шпінельні одиниці (позначені світло-червоним кольором) можуть бути спричинені фотометричними ефектами, що впливають на спектральні дані а також артефактами алгоритму кластеризації K-середнього і поганим меж кластерів.

Поклади шпінелі на південному схилі гори Кобра пов'язані зі складним рельєфом і можуть бути наслідком проблем у процедурі фотометричної редукції. На рис. 16а і б показано альbedo в спектральному каналі 750 нм і колірне відношення $C(2650/1550 \text{ нм})$, накладені на дані цифрової моделі рельєфу M^3 . Існує чітка кореляція між ділянками з незвично високим альbedo і зростанням поглинання при 2650 нм (темні плями на зображенні співвідношення кольорів). Поклади шпінелі, розташовані на схилах, пов'язані з тією частиною границі Голови Кобри, де кальдера переходить у купол кобили (пагорб на південному сході). На інших частинах схилів долини Шретера, принаймні на досліджених ділянках, шпінельні сигнатури відсутні.

Поверхневі відслонення шпінелі тут можуть бути пов'язані з оголенням внутрішнього матеріалу купола втрузивного вулкану, коли попередній поверхневий шар опустився під дією сили тяжіння. Альтернативний сценарій полягає в тому, що оголення відбулося під час формування купола або кальдери. На рис. 16в ми ідентифікуємо однакові яскраві одиниці на даних NAC високої роздільної здатності, отриманих за різних умов освітлення, щоб перевірити відтворюваність ефектів яскравості, присутніх на зображеннях М 3 . Одиниці позначені стрілками. Перевірка даних LRO NAC з високою роздільною здатністю також підтверджує більш грубу візуальну морфологію поверхні асоційованих зі шпінеллю ділянок.

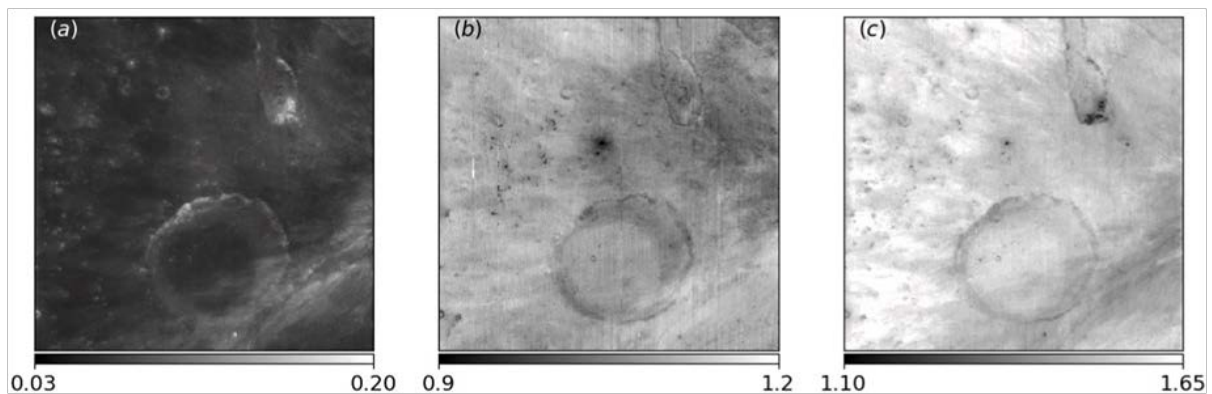


Рис. 13. Основні параметри для області голови Кобри: (а) альbedo в спектральному каналі 750 нм; карти співвідношення кольорів (б) $C(950/750 \text{ нм})$ і (в) $C(2650/1550 \text{ нм})$

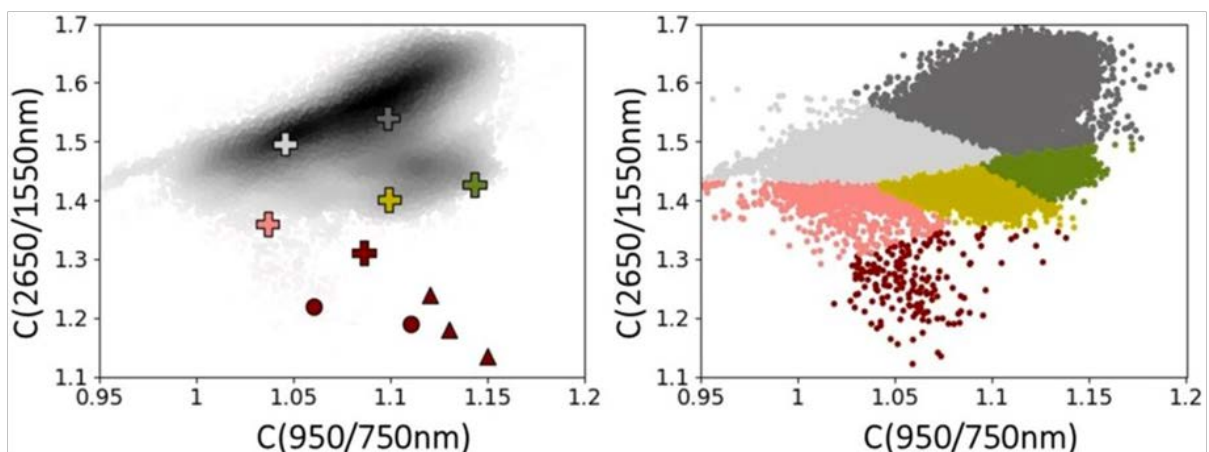


Рис. 14. Кореляційна діаграма для області Голови Кобри: (ліворуч) загальна хмара точок, де центри кластерів (оцінені раніше) позначені плюсами, і (праворуч) результат процедури кластеризації. Кожному кластеру відповідає свій колір. Трикутники відповідають вершині кратера Аристарх, а кола - південному схилу Голови Кобри.

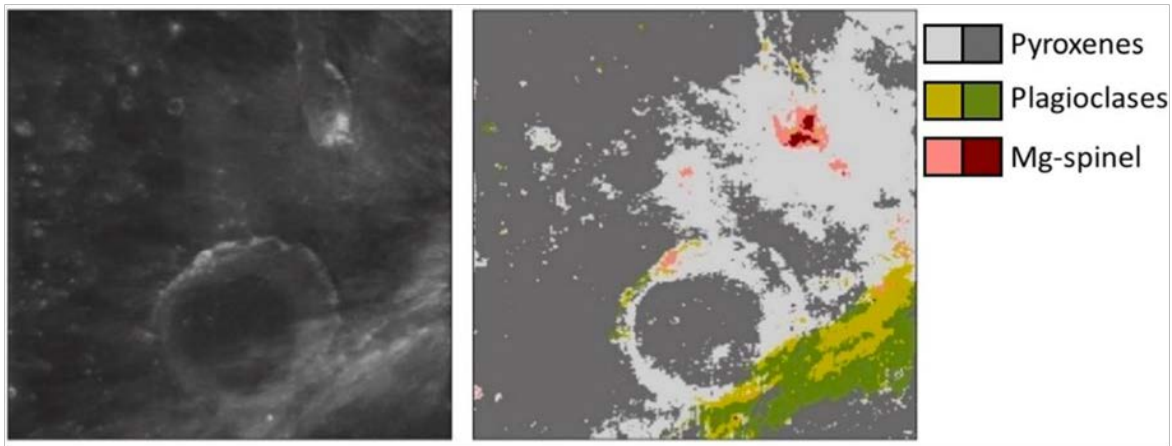


Рис. 15. Класифікаційна карта району кратерів Голова Кобри та Геродот. Мінералогічні провінції показані тими ж кольорами, що й на рис.14.

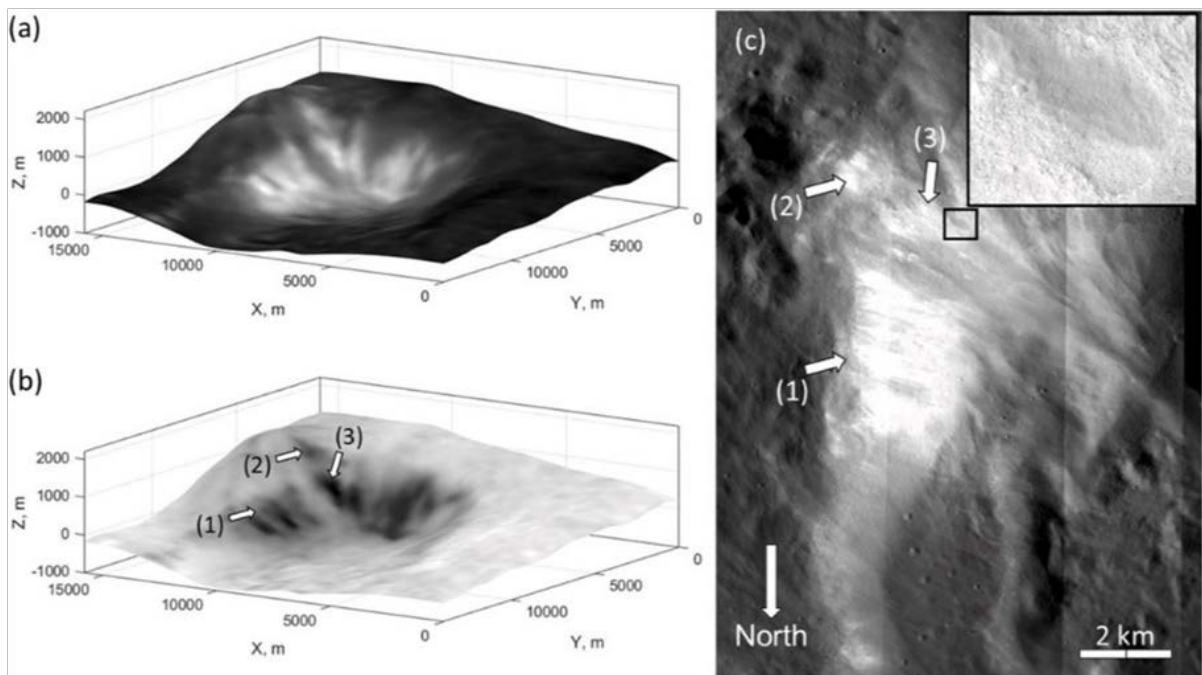


Рис. 16. Тривимірні зображення (а) альbedo A (750 нм) і (б) розподілу колірною відношення C(2650/1550 нм). (с) Мозаїка NAC цього регіону з <https://quic.kmap.lroc.asu.edu/>

4.4. Походження та взаємозв'язок покладів шпінелі південного плато Аристарх

Пік і навколишні матеріали мають вищі значення індексу шпінелі, що свідчить про вилучення шпінелі з деяких внутрішніх шарів Місяця. Це також узгоджується з наявністю шпінелі на дні кратера та опосередкованих прикордонних відкладів, а також загальним виснаженням їх на більш віддалених кратерних викидах. Крім того, жодні виразні ознаки шпінелі не пов'язані з вулканічними жерлами або з молодими, невеликими кратерами. Таким чином, найбільш вірогідним походженням покладів шпінелі, пов'язаних з Аристархом, є ексгумований матеріал з доімпактного плутонічного тіла, розміщеного поблизу поверхні. Припущення про існування гігантського плутону під кратером Аристарха висунули Chevrel et al. (2009), Kieffer Lunar Research Team and Kramer (2014), Glotch et al. (2021). Схожу гіпотезу походження шпінелі для кратера Теофіл обговорювали Dhingra et al. (2011) і Lal et al. (2012). З цього ж джерела міг утворитися і олівін (наприклад, Mustard et al., 2011) у південній частині кратера.

Підняття безпосередньо з місячної Mg-кори є дискусійним, оскільки вважають, цей шар набагато глибший. За даними GRAIL (Zuber et al., 2013), товщина місячної кори в цій частині Платона варіюється від 25 км біля південної частини кратера Аристарх до 45 км під Головою Кобри. Такі глибини вимагають удару з кінцевим діаметром кратера, щонайменше

вдесятеро більшим за Аристарх. Отже, інтрузивний вулканізм тут необхідний для підняття Mg-шпінелі ближче до поверхні. Це узгоджується загальною моделлю утворення Mg-шпінелей, запропонованою Pieters et al. (2011, 2014) та Prissel et al. (2014).

Відсутність поверхневого зв'язку між родовищами шпінелі кратера Аристарх і Голови Кобри, а також їхня будова свідчать про спільний геологічний генезис. Одним з можливих варіантів походження родовищ шпінелі в Голові Кобри є обвал стіни, що оголила внутрішні породи попереднього вулкану/плутону. Цей сценарій також передбачає існування великого плутонічного комплексу, багатого на Mg-породи.

ВИСНОВКИ

Ми обговорюємо ідентифікацію шпінелі та її картування з використанням двох колірних співвідношень $C(950/750 \text{ нм})$ і $C(2650/1550 \text{ нм})$. На основі цих співвідношень було застосовано дві дослідницькі методики: (1) побудова кореляційних діаграм та аналіз кластеризації і класифікаційного картування; та (2) використання цих параметрів для визначення спектрального індексу шпінелі. Ці підходи були застосовані для обробки даних, отриманих за допомогою скануючого спектрометра M^3 для ділянок південної частини плато Аристарх для характеристики родовищ Mg-шпінелі в досліджуваному регіоні.

(1) У південній частині плато Аристарх виявлено чотири шпінелевмісні підрозділи: на вершині, дні та стінах кратера Аристарх і на південному схилі гори Кобра. За межами кратера Аристарха не було знайдено жодного іншого підрозділу. Відкладення всередині кратера займають досить велику площу поверхні, тоді як пристінні відкладення довжину близько кількох сотень метрів. Дослідження морфології цих відкладів за допомогою даних НАС з високою роздільною здатністю показує, що всі вони пов'язані з великими валунними полями, без видимого зв'язку з поверхневими особливостями місячного вулканізму або меншими свіжими кратерами поблизу них.

(2) Поклади шпінелі в південній частині Голови Кобри мають такі ж спектральні характеристики, але вони не мають поверхневого зв'язку з цими кратерними покладами шпінелі, отже, не можуть бути утворені з викинутих матеріалів. Це накладає певні обмеження на потенційні джерела Mg-шпінелей у досліджуваному регіоні: вони повинні представляти собою екзгумовані мінерали з

глибинних джерел, як результат підняття матеріалу з раніше існуючого плутонного тіла.

- (3) Склад вершини кратеру Аристарх виявляє дихотомію. На вершині виділяють два типи мінералогії: більша частина покрита плагіоклазами зі значною часткою Mg-шпінелі, але є кілька менших ділянок (у північній і південній частинах вершини) зі значною присутністю мафічних компонентів. Спектри останніх мають два мінімуми (при 820 і 950 нм) в смузі поглинання 1 мкм і положення смуги поглинання 2 мкм зміщене до 2.3-2.4 мкм. Така форма смуги може бути спричинена присутністю піроксенів з високим вмістом Ca або двовалентного заліза (Fe^{3+}), що містять мінерали (гетит $FeOOH$, $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$, або гематит $Fe^{2+}_2O_3$, тощо) у мінералогічному складі.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.

Adams, J.B., 1974. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *J. Geophys. Res.* 79, 4829–4836.

Blewett, D.T., Denevi, B.W., Lawrence, S.J., Coman, E., 2011. Spectra of lunar glass simulants: new old data for reflectance modeling. *LPSC 42*, #1044.

Burns, R., 1993. *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 459.

Cauchan, M., Bhattacharaya, S., Chauchan, P., 2014. New locations of Fe-Mg-bearing lithologies on the Moon as revealed by chandrayaan-1 Moon mineralogy mapper (M³) observations. *LPSC 45*, 1829.

Chaudhuri, N., Kusuma, K.N., Bharathvaj, S.A., 2023. Understanding the mineralogy of a compositional anomaly north of the Korolev basin using Moon mineralogy Mapper. *Adv. Space Res.* 71, 1179–1197.

Chen, J., Ling, Z., Joliff, B.L., Sun, L., Qiao, L., Liu, J., Fu, X., Zhang, J., Li, B., Liu, C., Qi, X., Lu, X., He, Z., Xu, R., 2022. Radiative transfer modeling of chnag'e-4 spectroscopic observations and interpretation of the south Pole-aitken compositional anomaly. *Astrophys. J. Lett.* 931, L24.

Chevrel, S.D., Pinet, P., Daydou, Y., Mouelic, S. Le, Langevin, Y., Costard, F., Erard, F., 2009. The Aristarchus Plateau on the Moon: mineralogical and structural study from integrated clementine UV–Vis–NIR spectral data. *Icarus* 199, 9–24.

Clark, J.D., Robinson, M.S., 2020. How Old Is Vallis Schroteri and Is it the Source for the Youngest Mare Basalts, vol. 51, p. 1507.

Cloutis, E., 2002. Pyroxene reflectance spectra: minor absorption bands and effects of elemental substitutions *Journ. Geophys. Res. Atmospheres* 107, 5039.

Cloutis, E.A., Sunshine, J.M., Morris, R.V., 2004. Spectral reflectance-compositional properties of spinels and chromites: implications for planetary remote sensing and geothermometry. *Meteoritics Planet Sci.* 39, 545–565.

Cocks, F.H., Klenk, P.A., Watkins, S.A., Simmons, W.N., Cocks, J.C., Cocks, E.E., Sussingham, J.C., 2002. Lunar ice: adsorbed water on subsurface polar dust. *Icarus* 160, 386–397.

Dhingra, D., Pieters, C.M., Boardman, J.W., Head, J.W., Isaacson, P.J., Taylor, L.A., 2011. Compositional diversity at Theophilus crater: understanding the geologic context of Mg-spinel bearing central peaks. *Geophys. Res. Lett.* 38, L11201 <https://doi.org/10.1029/2011GL047314>.

Fortezzo, C.M., Spudis, P.D., Harrel, S.L., 2020. Release of the digital unified global geologic map of the Moon at 1:5,000,000- Scale. *LPSC* 51, 2760.

Garry, W.B., Bleacher, J.E., Warner, N.A., 2008. Emplacement scenarios for Vallis Schroeteri. Aristarchus Plateau, the Moon. *LPSC* 39, 2261.

Gross, J., Isaacson, P.J., Treiman, A.H., Le, L., Gorman, J.K., 2014. Spinel-rich lithologies in the lunar highland crust: linking lunar samples with crystallization experiments and remote sensing. *Am. Mineral.* 99, 1849–1859.

Hayne, P.O., Bandfield, J.L., Siegler, M.A., Vasavada, A.R., Ghent, R.R., et al., 2017. Global regolith thermophysical properties of the Moon from the diviner radiometer experiment. *Journ. Geophys. Res. Planets* 122 (12), 2371–2400.

Horgan, B., Cloutis, E., Mann, P., Bell, J., 2014. Near-infrared spectra of ferrous mineral mixtures and methods for their identification in planetary surface spectra. *Icarus* 234, 132–154.

Isaacson, P.J., Pieters, C.M., 2010. Deconvolution of lunar olivine reflectance spectra: implications for remote compositional assessment. *Icarus* 210, 8–13.

Isaacson, P.J., et al., 2011. Remote compositional analysis of lunar olivine-rich lithologies with Moon Mineralogy Mapper (M3) spectra. *J. Geophys. Res. C Oceans Atmos.* 116, E00G11. <https://doi.org/10.1029/2010JE003731>.

Isaacson, P.A., Klima, R.L., Sunshine, J.M., Cheek, L.C., Pieters, C.M., Hiroi, T., Darby Dyar, M., Lane, M., Bishop, J., 2014. Visible to near-infrared optical properties of pure synthetic olivine across the olivine solid solution. *Am. Mineral.* 99 (2–3), 467–478.

Kickapoo Lunar Research Team, Kramer, G., 2014. Stratified ejecta boulders as indicators of layered plutons on the Moon. *Icarus* 228, 141–148. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.10.003>.

Klem, S.M., Henriksen, M.R., Stopar, J., Boyd, A., Robinson, M.S., the LROC Science Team, 2014. Controlled LROC narrow angle camera high resolution mosaics. *LPSC* 45, 2885.

Lal, D., Cauchan, P., Shah, R., Bhattacharya, S., Kumar, A., 2011. Identification of spinel group of minerals on central peak of crater Theophilus. *LPSC* 42, 1339.

Lal, D., Cauchan, P., Shah, R.D., Bhattacharya, S., Kumar, A., 2012. Detection of Mg spinel lithologies on central peak of crater Theophilus using Moon Mineralogy Mapper (M3) data from Chandrayaan-1. *J. Earth Syst. Sci.* 121 (3), 847–853.

Lemelin, M., Lucey, P.G., Milikovic, K., Gaddis, L.R., Hare, T., Ohtake, M., 2019. The compositions of the lunar crust and upper mantle: spectral analysis of the inner rings of lunar impact basins. *Planet. Space Sci.* 165, 230–243.

Li, Sh, Lucey, P.G., Freaman, A.A., Poppe, A.R., Sun, V.Z., Hurley, D.M., Schultz, P.H., 2020. *Sci. Adv.* 6, eaba1940.

Lloyd, S., 1982. Least squares quantization in PCM. *IEEE Trans. Inf. Theor.* 28 (2), 129–137. <https://doi.org/10.1109/TIT.1982.1056489>.

Lundeen, S., McLaughlin, S., Alanis, R., 2011. Data product software interface specification, version 9.10. pds-imaging.jpl.nasa.gov/documentation/M3_DPSIS. PDF.

Lucey, P.G., Blewett, D.T., Jolliff, B.L., 2000a. Lunar iron and titanium abundance algorithms based on final processing of Clementine ultraviolet-visible images. *J. Geophys. Res.* 105 (E8), 20297–20305. <https://doi.org/10.1029/1999JE001117>.

Lucey, P.G., Blewett, D.T., Taylor, G.J., Hawke, B.R., 2000b. Imaging of lunar surface maturity. *J. Geophys. Res.* 105 (E8), 20377–20386. <https://doi.org/10.1029/1999JE001110>.

MacQueen, J., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. In: *Proc. 5th Berkeley Symp. On Math. Statistics and Probability*, pp. 281–297.

McKay, D., Heiken, G., Basu, A., Blanford, G., 1991. In: Heiken, G.H., Vaniman, D.T., French, B.M. (Eds.), *The Lunar Regolith. Lunar Sourcebook*. Cambridge Univ. Press, New York, pp. 285–356, 1991, Chap. 7.

McEwen, A.S., Robinson, M.S., Eliason, E.M., Lucey, P.G., Duxbury, T.C., Spudis, P.D., 1994. Clementine observations of the Aristarchus region of the Moon. *Science* 266, 1858–1862.

Mustard, J.F., Pieters, C.M., Isaacson, P.J., Head, J.W., Besse, S., Clark, R.N., Klima, R., Petro, N.E., Staid, M.I., Sunshine, J.M., Runyon, C.J., Tompkins, S., 2011. Compositional diversity and geologic insights of the Aristarchus crater from Moon Mineralogy Mapper data. *J Geophys Res* 116 (E6). <https://doi.org/10.1029/2010JE003726>.

Ohtake, M., Matsunaga, T., Haruyama, J., et al., 2009. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature* 461, 236–240. <https://doi.org/10.1038/nature08317>.

Pieters, C., Shkuratov, Yu, Kaydash, V., Stankevich, D., Taylor, L., 2006 Lunar soil characterization consortium analyses: pyroxene and maturity derives from Clementine image data. *Icarus* 184, 83–101.

Pieters, C.M., Besse, S., Boardman, J., Buratti, B., Cheek, L., Clark, R.N., et al., 2011. Mg- spinel lithology: a new rock type on the lunar farside. *J. Geophys. Res.* 116, E00G08. <https://doi.org/10.1029/2010JE003727>.

Pieters, C.M., Hanna, K.D., Cheek, L., Dhingra, D., Prissel, T., Jackson, C., Moriarty, D., Parman, S., Taylor, L.A., 2014. The distribution of Mg-spinel across the Moon and constraints on crustal origin. *Am. Mineral.* 99 (10), 1893–1910.

Poulet, F., Cuzzi, J.N., Cruikshank, D.P., Roush, T., Dalle Ore, C.M., 2002. Comparisons between the Shkuratov and hapke scattering theories for solid planetary surfaces: application to the surface composition of two centaurs. *Icarus* 160 (2), 313–324. <https://doi.org/10.1006/icar.2002.6970>.

Prissel, T.C., Parman, S.W., Jackson, C.R.M., Rutherford, M.J., Hess, P.C., Head III, J.W., et al., 2014. Pink Moon: the petrogenesis of pink spinel anorthosites and implications concerning Mg-suite magmatism. *Earth Planet Sci. Lett.* 403, 144–156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.027>.

Prissel, T.C., Parman, S.W., Head, J., 2016a. Formation of the lunar highlands Mg-suite as told by spinel. *Am. Mineral.* 101 (7), 1624–1635. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5581>.

Prissel, T.C., Whitten, J.L., Parman, S.W., Head, J.W., 2016b. On the potential for lunar highlands Mg-suite extrusive volcanism and implications concerning crustal evolution. *Icarus* 277, 319–329. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.05.018>

Roedder, E., Weiblen, P., 1972. Occurrence of chromian, hercynitic spinel (“pleonaste”) in Apollo-14 samples and its petrologic implications. *Earth Planet Sci. Lett.* 15 (4), 376–402. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90038-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90038-6).

Shkuratov, Y., Kaydash, V., Korokhin, V., Velokodsky, Y., Opanasenko, N., Videen, G., 2011. Optical measurements of the moon as a tool to study its surface. *Planet. Space Sci.* 59, 1326–1371.

Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., Arnold, G., 1999. A model of spectral albedo of particulate surfaces: implications for optical properties of the Moon. *Icarus* 137, 235–246.

Shkuratov, Yu, Surkov, Y., Ivanov, M., Korokhin, V., Kaydash, V., Videen, G., Pieters, C., Stankevich, D., 2019. Improved Chandrayaan-1 M3 data: a northernwest portion of the Aristarchus Plateau and contiguous maria. *Icarus* 321, 34–49.

Srivastava, N., Grupa, R.P., 2013. Spatial distribution of spinel in the Orientale Basin: new insights from M3 data. *LPSC 44*, 1509.

Sun, Y., Lin, L., Zhang, Y.Z., 2013. Detection of Mg-spinel bearing central peaks using M3 images. *LPSC 44*, 1393.

Sunshine, J.M., Besse, S., Petro, N.E., Pieters, C.M., Head, J.W., Taylor, L.A., Klima, R.L., the M3 Team, 2010. Hidden in plain sight: spinel-rich deposits on the nearside of the Moon as revealed by Moon mineralogy mapper (M3). *LPSC 41*, 1508.

Sunshine, J.M., Petro, N.E., Besse, S., Gaddis, L.R., 2014. Widespread exposures of small- scale spinel-rich pyroclastic deposits in Sinus Aestuum. *LPSC 45*, 2297.

Surkov, Y., Shkuratov, Yu, Kaydash, V., Korokhin, V., Videen, G., 2020. Lunar ilmenite content as assessed by improved Chandrayaan-1 M3 data. *Icarus* 341, 113661.

Surkov, Y., Shkuratov, Yu, Kaydash, V., Velichko, S., Korokhin, V., 2021. Characterizing souther portion of Mare Vaporum with improved Chandrayaan-1 data. *Icarus* 355, 114123.

Surkov, Y., Shkuratov, Y., Kaydash, V., Videen, G., Korokhin, V., Velichko, S., 2022. Olivine abundance assessment using the ratio of 1- and 2 μm integrated band depths: application to chandrayaan-1 M3 data. *LPI Contrib.* 2678, 1048.

Surkov, Y., Kaydash, V., Shkuratov, Y., Videen, G., Mall, U., 2023. Assessment of Mg- spinel using M3 data: the Theophilus crater peak. *LPI Contrib.* 2806, 1454.

Surkov, Y., Shkuratov, Yu., Kaydash, V., Videen, G., Mall, U., Velichko, S., 2024. *Planet and Space Sci* 240, 105831.

Taylor, G.J., Warren, P., Ryder, G., Delano, J., Pieters, C., Lofgren, G., 1991. Lunar rocks. In: *Lunar Source Book*. Cambridge Univ. Press, pp. 183–284.

Weitz, C.M., Staid, M.I., Gaddis, L.R., Besse, S., Sunshine, J.M., 2017. Investigation of lunar spinels at Sinus Aestuum. *Journ. Geophys. Res. Planets* 122, 2013–2033. <https://doi.org/10.1002/2017JE005309>.

Williams, R.J., Gibson, E.K., 1972. The origin and stability of lunar goethite, hematite and magnetite. *Earth Planet Sci. Lett.* 17 (1), 84–88. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90261-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90261-0).

Yamamoto, S., Nakamura, R., Matsunaga, T., Ogawa, Y., Ishihara, Y., Morota, T., et al., 2013. A new type of pyroclastic deposit on the Moon containing Fe-spinel and chromite. *Geophys. Res. Lett.* 40, 4549–4554. <https://doi.org/10.1002/grl.50784>.

Zolensky, M.E., 1997. Structural water in bench crater chondrite returned from the Moon. *Meteoritics Planet Sci.* 32 (1), 15–18. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1997.tb01235.x>.

Zuber, M.T., Smith, D.E., Watkins, M.M., Asmar, S.W., Konopliv, S.A., Lemoine, F.G., Melosh, H.J., Neumann, G.A., Phillips, R.J., Solomon, S.C., Wieczorek, M.A., Williams, J.P., Goossens, S.J., Kruizinga, G., Mazarico, E., Park, R.S., Yuan, D.N., 2013. Gravity field of the Moon from the gravity recovery

and interior laboratory (GRAIL) mission. *Science* 339 (6120), 668–671.
<https://doi.org/10.1126/science.1231507>.