Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Єгор СУРКОВ

ДИСЕРТАЦІЯ

Мінералогічне картування поверхні Місяця за даними спектрофотометра M^3 космічного апарату Chandrayaan-1

Спеціальність 104 - «Фізика та астрономія»
(Галузь знань 10 - Природничі науки)
Подається на здобуття ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень.
Використання ідей, результатів і текстів інших авторів
мають посилання на відповідне джерело.
Єгор СУРКОВ

Науковий керівник:
Вадим КАЙДАШ, кандидат фізико-математичних наук, доцент.

Харків – 2022

АНОТАЦІЯ

Сурков Є.С. Мінералогічне картування поверхні Місяця за даними спектрофотометра M^3 космічного апарату Chandrayaan-1. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття ступеня доктора філософії за спеціальністю 104 – Фізика та астрономія (Галузь знань 10 – Природничі науки). – Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна Міністерства освіти і науки України, Харків, 2022.

Дисертація присвячена спектрофотометричним дослідженням обраних ділянок поверхні Місяця за даними картуючого спектрометра M^3, встановленого на борту космічного апарату Chandrayaan-1. Спектрофотометрія – метод дистанційного зондування поверхонь планет та малих тіл Сонячної Системи, який базується на вимірюванні та подальшій інтерпретації спектрів дифузного відбиття, які несуть у собі інформацію про хіміко-мінералогічний склад та структуру реголіту досліджуваної поверхні.

Надійні спектрофотометричні дослідження Місяця стали можливі після ретельних вимірювань спектра Сонця і суттєво розширили свої можливості після встановлення спектрофотометричних приладів на бортах орбітальних телескопів та штучних супутників Місяця поза атмосферою Землі. На сьогодні даний тип досліджень є одним із найбільш поширених та успішних напрямків дистанційного зондування місячної поверхні та поверхонь інших безатмосферних тіл Сонячної системи. По-перше, після початку застосування ПЗЗ-матриць та успіхів у технологіях напівпровідникових детекторів електромагнітного випромінювання ІЧ діапазону цей тип досліджень є технічно відносно простим та надійним. Іншим фактором є його відносно висока інформативність та порівняно нескладна загальна інтерпретація.

За допомогою спектрофотометричних досліджень було встановлено наявність та вміст у реголіті певних хімічних сполук, хромофорних оксидів FeO та TiO_2, відновленого заліза, концентрацію ізотопу ^3He, кількісно оцінено ступінь переробки поверхневого шару реголіту космічними чинниками (космічне вивітрювання). Картування розподілу вмісту хімічних компонентів та певних оптичних параметрів по майже усій поверхні Місяця за спектральними даними детекторів, встановлених на різних космічних апаратах від штучного супутника Місяця, апарату CLEMENTINE, до орбітального телескопу Габбла, надало підґрунтя для стрімкого розвитку уявлень про хіміко – мінералогічний склад та структуру поверхні Місяця, фізичні процеси еволюції поверхні під дією космічних чинників, тощо.

Перші спроби залучення спектрофотометричних методів до вирішення питання визначення та картування мінералогічного різноманіття поверхні Місяця були проведені майже з самого початку вимірювання спектрів дифузного відбиття. Так, було отримано важливу інформацію про основні мінерали, присутні на Місяці, та про їх загальний неоднорідний розподіл по поверхні. Проте, на сьогодні кількісні методи дистанційного зондування мінералогії суттєво відстають від визначення вмісту хімічних сполук. Основні спектрофотометричні параметри (наприклад, показники кольору) не показують надійної кореляції із вмістом певних мінералів. Що говорить про суттєву недостатність спектральної інформації, яку надають детектори із декількома широкими спектральними смугами, з одного боку, та про відсутність надійних моделей формування спектрів дифузного відбиття поверхнею складної структури, утворену певним набором різних мінералів.

Дані картуючого спектрометра Moon Mineralogy Mapper (M^3), розробленого у NASA та встановленого на борту космічного апарату Індійської організації космічних досліджень (ISRO), на сьогодні має

найбільш широкий спектральний діапазон та найкращу спектральну роздільну здатність. Цей прилад працює поза атмосферою Землі, що в цілому робтить його дані найбільш перспективними з точки зору визначення та детального картування мінералогічного складу реголіту Місяця.

Для розширення можливостей використання даних M^3 автором цієї роботи було запропоновано метод додаткової обробки гіперспектральних даних. Із використанням зазначеного методу було проведено обробку спектральних даних для обраних ділянок поверхні Місяця: північно-західної частини Плато Аристарх, південної частини Моря Пару разом із розташованим неподалік районом кратеру Гігін та північної частини Моря Спокою. Дані ділянки було обрано з міркувань імовірного мінералогічного різноманіття. Окрім того, розташовані на цих ділянках утворення (наприклад, IMP у кратері Гігін, комплекс кратера та борозни Гігін, долина Таурус-Літров із місцем посадки КА Аполлон-17), які також було використано в якості об'єктів вивчення, знаходяться у центрі уваги досліджень місячної поверхні.

Задля встановлення зв'язку між спектральними даними та хіміко-мінералогічним складом поверхні Місяця у роботі були використані статистичні методи, моделі розсіювання світла реголітоподібними середовищами з моделями нелінійного спектрального змішування та методи кластерного аналізу даних.

У *першому розділі* було проведено огляд сучасної літератури, присвяченої сучасним науковим даним про мінералогічний склад місячного реголіту та існуючим спектрофотометричним методам дистанційного прогнозування мінералогічного складу за даними супутникових детекторів у видимому та ближньому інфрачервоному спектральному діапазоні (від 0.5 до 3 мкм).

Наведено фізичні механізми формування основних смуг поглинання як потенційних діагностичних ознак наявності певного мінералу для основних типів мінералів поверхні Місяця. Проведено аналіз лабораторних спектрів дифузного відбиття основних груп мінералів, які входять до складу реголіту Місяця. Подано опис одновимірної моделі нелінійного спектрального змішування, який було використано для фізичного обґрунтування залежності нахилу дифузних спектрів відбиття реголіту Місяця від вмісту TiO_2.

У останньому пункті на прикладі ключових робіт продемонстровано основні сучасні методи прогнозування мінералогічного складу реголіту Місяця та визначено їх основні недоліки. На основі проведеного аналізу було висунуто ідею розробки підходу до дистанційного прогнозування мінералогічного складу поверхні Місяця, який би спирався на надійні спектрофотометричні параметри, отримані за даними M^3, та їхній зрозумілий, фізично обґрунтований та лабораторно підтверджений зв'язок із мінералогією.

У *другому розділі* подано загальні технічні відомості про застосовані до наявних даних детектору M^3 калібрування, які важливі для подальшої роботи із цими даними. Надано детальний опис запропонованого автором дисертації методу обробки даних картуючого спектрометру M^3 та необхідні технічні деталі, які стосуються отримання спектральних параметрів, використаних у цій роботі для прогнозування мінералогічного складу. Обговорено якість обробки, можливі недоліки та артефакти.

У *третьому розділі* описуються результати спектрофотометричних досліджень обраних ділянок поверхні Місяця за додатково обробленими даними M^3. Обговорено зв'язок отриманих спектральних параметрів із особливостями складу та структури реголіту. Обґрунтовано мінералогічну інтерпретацію для кола спостережуваних ефектів. Створені карти мінералогічних типів поверхні, пірокластичних покладів, та вмісту

окремих мінералів і проаналізовано, як узгоджуються отримані результати із даними сучасних геологічних досліджень. Основними науковими результатами проведеного дослідження є:

1) розробка двоетапного методу фільтрації гіперспектральних даних скануючого спектрофотометру M^3, застосування якого дозволило отримати принципово важливі для мінералогічної інтерпретації спектрально-оптичні параметри із високою просторовою роздільною здатністю;
2) завдяки залученню кластерного аналізу дістала подальшого розвитку техніка визначення та уточнення мінералогічного складу за діаграмою положень мінімумів смуг поглинання поблизу одного та двох мікрометрів (діаграма Адамса). Такий підхід дозволив уточнити контури покладів пірокластичного матеріалу на північно-західній частині Плато Аристарх та у районі DMD на півдні Моря Пару;
3) побудовану за кластеризованою діаграмою Адамса карту класів було застосовано для визначення та інтерпретації низькоальбедних покладів навколо кратера Гігін як пірокластичних ;
4) апробація запропонованого у дисертації методу обробки даних M^3 для отримання надійної спектральної інформації із просторовою роздільної здатності приладу; таким чином був проведений опис оптичних властивостей та особливостей мінералогічного складу нерегулярних морських утворень (IMP) на внутрішній частині кратеру Гігін. Особливості форми контурів та положення мінімуму смуги поглинання біля 2 мкм цих утворень вказують на присутність у реголіті Mg-шпінелей, які на поверхні Місяця, ймовірно, утворюються внаслідок вулканічних процесів. Аналіз спектрального нахилу даних геологічних формацій показав оптичну незрілість їхньої поверхні, що є непрямим свідченням молодого віку утворень

(після закінчення основного періоду вулканічної активності, прийнятого на сьогодні);

5) із залученням моделі нелінійного спектрального змішування надано фізичну інтерпретацію статистичного зв'язку показника кольору *C*(315 нм/450 нм) із вмістом діоксиду титану;

6) вперше вироблено підхід до прямої оцінки вмісту ільменіту за глибиною смуги поглинання біля 1.5 мкм. Дану методику було застосовано до спектрів M^3, отриманих для місяця посадки Аполлону - 17, що дозволило провести порівняння дистанційно визначеної кількості ільменіту з лабораторними даними зразків, які було зібрано та доставлено на Землю під час місії;

7) проведено картування вмісту ільменіту у морських базальтах на межі Морів Ясності та Спокою. Загалом, ільменіт у даному регіоні широко варіюється та складає від 1 до близько 20% маси реголіту;

8) побудовано карту розподілу різниці загального вмісту TiO_2 та вмісту TiO_2, що знаходиться у складі кристалічної фракції ільменіту. Ця різниця несе у собі інформацію про розподіл TiO_2 між різними оксидними мінералами (ульвошпінель, рутил, ільменіт, тощо), а також аморфною фракцією реголіту – аглютінатів.

В цілому, отримані результати добре узгоджуються з загальноприйнятими сучасними уявленнями про мінералогічний склад поверхні Місяця та формують ряд нових уточнюючих положень щодо спектрально-оптичних характеристик та мінералогічного складу реголіту, важливих для подальших досліджень формування вулканічного комплексу кратера та борозни Гігін, віку та механізму утворення нерегулярних морських утворень (IMP), процесів плину, застигання та подальшої еволюції базальтів Моря Спокою. Розроблені методи дистанційного зондування можуть бути застосовані до спектральних даних інших локацій на Місяці з метою встановлення, або уточнення мінералогічного складу та

при побудові глобальних карт розподілу спектрально-оптичних параметрів та мінералогічного різноманіття для наукових потреб, при плануванні майбутніх космічних місій, а також для оцінки ресурсного потенціалу Місяця.

Ключові слова: дистанційне зондування, реголіт Місяця, перетворення Фур'є, множник збіжності, діаграма Адамса, кластерний аналіз, ільменіт.

ABSTRACT

Surkov Y. Mineralogical mapping of the Moon surface according to the data of scanning spectrometer M^3 onboard Chandrayaan-1. – Qualification scholarly paper: a manuscript.

Thesis submitted for obtaining the Doctor of Philosophy degree in Natural Sciences, Speciality 104 – Physics and Astronomy. – V.N. Karazin Kharkiv National University, Ministry of Education and Science of Ukraine, Kharkiv, 2022.

The dissertation is devoted to spectrophotometric studies of selected areas of the lunar surface using the data of the mapping spectrometer M^3, installed onboard Chandrayaan-1. Spectrophotometry is one of the most elaborated approaches to remote sensing of the planetary surfaces. This technique is based on the measurement and further interpretation of diffuse reflection spectra, which contain information about the chemical and mineralogical composition as well as the structure of the regolith of the studied surface.

Reliable spectrophotometric studies of the Moon became possible after careful measurements of the Sun spectrum and significantly expanded their capabilities after the installation of spectrophotometric detectors onboard orbital telescopes and artificial satellites of the Moon outside the atmosphere of the Earth. Today, this type of research is one of the most common and successful area of remote sensing of the lunar surface and surfaces of other atmosphereless bodies of the Solar System. After the invention of CCD arrays and advances in the technology of semiconductor detectors of infrared electromagnetic radiation, this type of research is technically comparably simple and reliable. Another factor is relatively high informativeness and simplicity of general interpretation of the reflectance spectra in Vis-NIR spectral range.

Spectrophotometric studies had been used to determine the presence and content of certain chemical compounds, chromophore oxides FeO and TiO_2, and reduced iron ratio in the lunar regolith, the concentration of the ^{3}He isotope, and

the degree of processing of the regolith layer by space factors (space weathering) with the OMAT parameter. Mapping the distribution of chemical components and certain optical parameters over almost the entire surface of the Moon from the spectral data of detectors installed on different spacecrafts from the lunar artificial satellites, e.g. the CLEMENTINE, to the Hubble Space Telescope, led to the rapid development of views on the chemical and mineralogic composition of the lunar surface.

The first attempts to involve spectrophotometric methods in solving the problem of prognosing and mapping the mineralogical diversity of the lunar surface had been started almost from the very beginning of the measurement of diffuse reflection spectra. The important information was obtained about the set of main minerals presented on the Moon and their general inhomogeneous distribution on the surface. However, today quantitative methods of remote sensing of mineralogy significantly lag behind the determination of the content of chemical compounds. Basic spectrophotometric parameters (e.g., color parameters) do not show a reliable correlation with the content of certain minerals. This indicates a significant lack of spectral information provided by detectors with several wide spectral bands, on the one hand, and the lack of reliable models of formation of diffuse reflection spectra of a complex structure formed by a certain set of different minerals.

The data of the mapping spectrometer, Moon Mineralogy Mapper (M^3), which was developed by NASA and installed aboard the spacecraft of the Indian Space Research Organization (ISRO), currently has the widest spectral range and the best spectral resolution. This device operates outside the atmosphere of the Earth. That factors make the M^3 data the very promising in terms of determining and detailed mapping of the mineralogical composition of the lunar regolith.

To expand the possibilities of using M^3 data, the author of this dissertation proposed a method of additional processing of M^3 hyperspectral data. Using this

method, spectral data of M^3 were processed for selected areas of the lunar surface: the northwestern part of the Aristarchus Plateau, the southern part of the Mare Vaporum together with the nearby Hyginus Crater area and the northern part of the Mare Tranquilitatis. These sites were selected because of probable mineralogical diversity. In addition, the features located in these areas (for example, IMPs in the Hyginus crater, the complex of Hyginus crater and rimae, and the Taurus-Litrov valley with the Apollo-17 landing site) are at the center of the current research of the Moon.

To establish the relationship between spectral data and the chemical - mineralogical composition of the lunar surface, statistical methods, models of light scattering by regolith-like media with models of nonlinear spectral mixing and methods of cluster data analysis were used.

The first section is the review of the current scientific literature on modern geological data of the lunar regolith, its mineralogical composition and developed spectrophotometric methods for remote prediction of mineralogical composition according to satellite detectors in the visible and near infrared spectral range (from 0.54 to 2.95 μm).

The physical mechanisms forming the main absorption bands, as potential diagnostic signs of the presence of a certain mineral, for the main types of minerals on the lunar surface are discussed. The analysis of laboratory spectra of diffuse reflection of the main groups of minerals which are a part of a regolith of the Moon, for the purpose of identification of their spectral features is carried out. A one-dimensional model of nonlinear spectral mixing is described, which was used to physically substantiate the dependence of the slope of the diffuse reflection spectra of lunar surface on the TiO_2 content.

In the last point on the example of key works the basic modern methods of mineralogical composition of lunar regolith are described and their basic lacks are defined. Based on the analysis, the idea was formed to develop an approach to remote prognosis of the mineralogical composition of the lunar surface, which

would be grounded on reliable spectrophotometric parameters obtained from M^3, and their clear, physically explainable and laboratory confirmed, relationship with mineralogy.

The second section provides general technical information on the calibration applied to the M^3 detector data, which is important for further work with this data set. A detailed description of the method of the data processing of the mapping spectrometer M^3 proposed by the author as well as the necessary technical details concerning retrieving the spectral parameters from the raw spectra are provided. The quality of processing, possible shortcomings and artifacts are discussed.

The third section describes the results of spectrophotometric studies of selected areas of the lunar surface using additionally processed M^3 data. The connection of the estimated spectral parameters with the peculiarities of the composition and structure of regolith is discussed. Mineralogical interpretation for the range of observed effects is substantiated. The connection between the established spectral mineralogical and structural features and modern geological positions is analyzed. The main scientific results of this study are:

1) development of a two - stage method of processing hyperspectral data of scanning spectrophotometer M^3, the application of which allowed to obtain important for mineralogical interpretation spectral parameters with high spatial resolution;
2) applying cluster analysis, the technique of determining and refining the mineralogical composition using the diagram of the positions of the 1 and 2 μm absorption bands' minimums (Adams diagram) was further developed. This approach allowed to clarify the contours of pyroclastic material deposits in the northwestern part of the Aristarchus Plateau and in the DMD area at the south part of Mare Vaporum.

3) in addition to contouring, based on the clustered Adams diagram, the class map was used to identify and interpret the low-albedo area around the Hyginus crater as pyroclastic deposits.

4) The possibilities of the M^3 data processing method for obtaining reliable spectral information on spatial scales close to the spatial resolution of the instrument were used to describe the spectral properties and features of the mineralogical composition of irregular mare patches (IMP) in the inner part of the Hyginus crater. Peculiarities of the shape and position of the minimum absorption band near 2 μm indicate the presence Mg - spinels in the regolith of IMP. This mineralogical unit on the surface of the Moon is probably formed due to volcanic processes. Analysis of the slopes of the spectra of these geological formations showed the optical immaturity of their surface, which is indirect evidence of the young age of the formations (after the main period of volcanic activity adopted today).

5) Using a model of nonlinear spectral mixing, a physical interpretation of the statistical relationship between color *C*(315 nm/450 nm) and titanium dioxide content is provided.

6) For the first time, the approach to direct estimation of ilmenite content by the depth of the absorption band of about 1.5 μm was developed. This technique was applied to the M^3 spectra of the Apollo-17 landing site, which allowed a comparison of a remotely determined content of ilmenite with laboratory data from samples collected and delivered to Earth during the mission.

7) The content of ilmenite in mare basalts on the border of Mare of Serenitatis and Tranquilitatis was mapped. In general, ilmenite in this region varies widely and is from 1 to about 20 wt. % of regolith.

8) A distribution map of the difference between the total TiO_2 content and the TiO2 content contained in the crystalline fraction of ilmenite is constructed. This difference contains information about the distribution of

TiO_2 between different oxide minerals (ulvospinel, rutile, ilmenite, etc.), as well as the amorphous fraction of regolith - agglutinates. The data indicate that on the lunar ilmenite is the main crystalline component of which this compound is contained.

In general, the obtained results are in good agreement with generally accepted modern views on the mineralogical composition of the lunar surface and form a number of new clarifying provisions for spectral and optical characteristics and mineralogical composition of regolith, important for further studies of the formation of the Hyginus crater and remae complex, the origin of IMPs, the processes of flow, solidification and further evolution of the basalts of Mare Tranquilitatis. The developed remote sensing methods can be applied to the spectral data of other locations on the Moon in order to estimate or refine the mineralogical composition and to build global maps of spectral and optical parameters and mineralogical diversity for scientific purposes, planning future space missions and assessment of the Moon resource potential.

Keywords: remote sensing, scanning spectrometer, mineral mapping, the Moon regolith, hyperspectral images, Fourier transform, convergence factor, Adam’s diagram, clustering, ilmenite abundance.

Список публікацій здобувача за темою дисертації

Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації

Публікації у закордонних періодичних наукових виданнях, що входять до міжнародної наукометричної бази Scopus

1. Shkuratov Y., **Surkov Y.**, Ivanov M., Korokhin V., Kaydash V., Videen G., Pieters C., & Stankevich D. (2019). Improved Chandrayaan-1 M3 data: A northwest portion of the Aristarchus Plateau and contiguous maria. *Icarus 321*, 34–49. doi: 10.1016/j.icarus.2018.11.002.

   Особистий внесок здобувача: розробка нового методу обробки даних детектору M^3, розробка алгоритму отримання параметрів смуг поглинання для побудови діаграми Адамса.
2. **Surkov, Y.**, Shkuratov, Y., Kaydash, V., Korokhin, V., & Videen, G. (2020). Lunar ilmenite content as assessed by improved Chandrayaan-1 M^3 data. *Icarus 341*, article id: 113661. doi: 10.1016/j.icarus.2020.113661.

   Особистий внесок здобувача: розробка вдосконалення методу обробки даних детектору M^3, висунення ідеї побудови кривої калібровки за лабораторними даними для дистанційного визначення вмісту ільменіту у реголіті Місяця.
3. **Surkov, Y.**, Shkuratov, Y., Kaydash, V., Velichko, V., Koroknin. V., & Videen, G. (2021). Characterizing pyroclastic deposits of Mare Vaporum with improved Chandrayaan-1 M^3 data. *Icarus 355*, article id: 114123. doi: 10.106/j.icarus.2020.114123.

   Особистий внесок здобувача: побудова та кластерний аналіз діаграми Адамса за даними M^3, візуалізація та аналіз спектральних даних визначених мінералогічних провінцій.

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

4. Kaydash, V., **Surkov, Y.**, Shkuratov, Y., & Videen, G. (2018). Mapping parameters of the lunar 1-micron spectral band with improved Chandrayyan-1 M^3 data. *49th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, USA, № 2083.
5. **Surkov, Y.**, Kaydash, V., Shkuratov, Y., Korokhin, V., & Videen, G. (2018). Fourier filtration can provide significant improvement of Chandrayaan-1 M^3 lunar data. *Atmosphereless Solar System bodies in the space exploration era*, Kharkiv, Ukraine. (http://www.astron.kharkov.ua/conference/ssb/18/abstr/Surkov.pdf)
6. Shkuratov, Y., Kaydash, V., Korokhin, V., Opanasenko, N., **Surkov, Y.**, Velichko, S., & Videen, G. (2018). Fascinating novelties of lunar optics. *Atmosphereless Solar System bodies in the space exploration era*, Kharkiv, Ukraine. (http://www.astron.kharkov.ua/conference/ssb/18/abstr/Shkuratov.pdf)
7. **Surkov, Y.**, Shkuratov, Y., Kaydash, V., Korokhin, V., & Videen, G. (2019). Mapping the 1.5 μm ilmenite spectral feature with Chandrayaan-1 M^3 data. *50th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, USA, № 1026.
8. **Surkov, Y.**, Shkuratov, Y., Kaydash, V., & Videen, G. (2020). Modelling relationship between color ration *C*(321 nm/415 nm) and TiO_2 content. *51st Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, USA, № 1311.

ЗМІСТ

АНОТАЦІЯ 2
ABSTRACT 9
ЗМІСТ 17
ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ 18
ВСТУП 19
РОЗДІЛ 1. МЕТОДИ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ПОВЕРХНІ МІСЯЦЯ У VIS/NIR ДІАПАЗОНІ ДОВЖИН ХВИЛЬ 25
1.1 Інтерпретація дифузних спектрів відбиття основних груп мінералів, поширених на поверхні Місяця 26
1.2 Одновимірна модель розсіяння світла реголітоподібними середовищами 42
1.3 Методи прогнозування мінералогічного складу поверхні безатмосферних тіл за спектральними даними 54
1.4 Висновки до розділу 1 72
РОЗДІЛ 2. ДАНІ ДЕТЕКТОРУ M^3 ТА ЇХ ОБРОБКА 75
2.1 Спектральні дані детектору M^3 КА Chandrayaan-1. Загальні характеристики 75
2.2 Додаткова обробка даних М3 82
2.3 Висновки до розділу 2 102
РОЗДІЛ 3. КАРТУВАННЯ СПЕКТРАЛЬНИХ ПАРАМЕТРІВ ТА МІНЕРАЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ ОБРАНИХ ДІЛЯНОК ПОВЕРХНІ МІСЯЦЯ 104
3.1. Визначення мінералогічного різноманіття північно-західної частини плато Аристарх та оточуючого моря 105
3.2 Картування пірокластичних покладів на південь моря Пару та навколо кратеру Гігін 122
3.3 Картування вмісту ільменіту у реголіті Місяця 140
3.4 Висновки до розділу 3 156
ВИСНОВКИ 158
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

КА – космічний апарат.

ПЗ – програмне забезпечення.

ШСМ – штучний супутник Місяця.

ПЗЗ – прилад з зарядовим зв’язком.

Vis-NIR – видимий та ближній інфрачервоний спектральний діапазон.

M^3 – Moon Mineralogy Mapper; скануючий спектрометр на борту космічного апарату Chandrayaan-1.

MI – Multi Imager; камера на борту космічного апарату Kaguya.

NAC – Narrow Angle Camera; вузькокутова камера на борту космічного апарату LRO.

WAC – Wide Angle Camera; ширококутова камера на борту космічного апарату LRO.

IMP – Irregular Mare Patches; геологічні утворення на поверхні Місяця.

DMD – Dark Mantle Deposits; темні мантійні поклади.

LPD – Lunar Pyroclastic Deposits; місячні пірокластичні поклади.

OMAT – показник оптичної зрілості реголіту (Optical MATurity index).

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Спектрофотометрія поверхні Місяця та інших безатмосферних тіл Сонячної системи з борту космічних апаратів (КА) дає можливість вивчення складу та структури місячної поверхні за умов, які неможливі для наземних телескопічних досліджень (краща просторова роздільна здатність, ширший спектральний діапазон та різноманітні умови освітлення/спостереження). З метою досягнення більшої точності даних за якісно кращих умов провідними світовими космічними агенціями було запущено багато космічних місій (ESA SMART-1, JAXA SELENE, NASA LRO, China NSA Chang'E-1, ISRO Chandrayaan-1), в ході яких було накопичено величезну кількість даних у різних діапазонах електромагнітного випромінювання.

При просторовій роздільній здатності приблизно 140 метрів на піксель, та 85 вузьких спектральних смугах, що охоплюють діапазон від 0.54 до 3.0 μм, де розташовані діагностичні смуги поглинання основних породотвірних мінералів Місяця, та охопленням понад 95% поверхні Місяця дані скануючого спектрометра M^3, встановленого на борту КА Chandrayaan – 1, на сьогодні є найбільш перспективними при вивченні та детальному картуванні хіміко-мінералогічного складу. Широко розповсюджені на сьогодні методи встановлення зв'язку між спектрально – оптичними параметрами та складом, що спираються на використання параметрів, визначених за альбедо у обмеженій кількості довжин хвиль (наприклад, показники кольору, відома формула Люсі, тощо). На відміну від цих методів гіперспектральні зображення M^3 дають змогу отримати для поверхні Місяця такі нові параметри спектрів як глибина, положення, інтегральна глибина, ширина на пів-глибині, асиметрія та інші. Це відкриває нові перспективи для детального мінералогічного картування та можливостей пошуку нових компонентів складу поверхні, що дотепер не були визначені через обмежену розповсюдженість та/або невеликий вміст

у реголіті. Однак, через значні спотворення даних технічними факторами точне визначення та якісне картування параметрів смуг поглинання майже неможливе. Дані, отримані з M^3, є унікальними, тож задача пошуку методу надійної обробки масиву даних для надійного визначення спектральних параметрів з метою отримання карт їхніх розподілів, вдосконалення існуючих і розробка нових методів якісного та кількісного прогнозування мінералогічного складу поверхні Місяця за додатково обробленими даними є *актуальною* на сьогодні.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційна робота виконана в НДІ астрономії Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна та є складовою частиною науково-дослідної роботи: «Визначення хіміко-мінералогічних та структурних характеристик поверхні Місяця для планування і реалізації космічних програм», номер державної реєстрації 0119U002529, 01.01.2019 – 31.12.2021, (здобувач – виконавець).

Мета і завдання дослідження. Метою даної дисертації є визначення та побудова карт розподілів спектральних параметрів з використанням оброблених даних детектору M^3, встановлення зв'язку отриманих спектральних параметрів із мінералогічним складом реголіту Місяця, вдосконалення та розробка методів якісного та кількісного прогнозування мінералогічного складу. Для досягнення поставленої мети було поставлено наступні ключові завдання:

1) проаналізувати вплив наявних артефактів даних скануючого спектрометра M^3 на визначення параметрів смуг поглинання у спектрах відбиття;

2) розробити методи та відповідне ПЗ для усунення наявних артефактів;

3) розробити додаткове ПЗ для мінералогічного прогнозування та картування спектральних параметрів для подальшої інтерпретації, кластерного аналізу діаграм Адамса, отриманих за даними детектору M^3;

4) провести картування спектральних параметрів для обраних ділянок поверхні Місяця, встановити зв'язок між оптичними та геолого-мінералогічними даними. Провести мінералогічну інтерпретацію отриманих спектральних параметрів;

5) розробити метод кількісного аналізу мінералогічного складу поверхні Місяця.

Об'єктом дослідження дисертаційної роботи є поверхня Місяця.

Предметом дослідження є спектральні характеристики, оптичні властивості та хіміко – мінералогічний склад реголіту Місяця.

Методи дослідження. Для зменшення вкладу основного артефакту даних M^3, який проявляє себе на зображеннях у вигляді вузьких (шириною в 1-2 пікселі зображення) та дуже довгих (понад 500 пікселів) вертикальних смуг, було використано послідовно згортку спектру з гаусовим вікном та режекційний частотний фільтр, який було надалі додатково оснащено множником збіжності, задля запобігання прояву ефекту Гіббса, основної вади тотального зменшення компонент у розкладі Фур'є.

При отриманні глибин та точних положень смуг поглинання, наявних у спектрі, спектральний континуум наближався частиною опуклої оболонки спектру. Для подальшого спектрального та мінералогічного аналізу для виділення спектральних класів і побудови карт класів застосовувався кластерний аналіз. Для калібрування залежності інтегральної глибини смуги поглинання ільменіту біля 1.5 мкм до лабораторних спектральних даних місячних зразків з набору LRMCC (Isaacson et al., 2011a) було застосовано лінійну регресію (за методом

найменших квадратів) залежності відповідного спектрального параметру від експериментально виміряного вмісту ільменіту у зразках.

Наукова новизна отриманих результатів. В ході проведених досліджень отримано такі нові результати:

1) розроблено двоетапний метод фільтрації гіперспектральних даних скануючого спектрофотометру M^3, застосування якого дозволило отримати принципово важливі для мінералогічної інтерпретації спектрально-оптичні параметри із високою просторовою роздільною здатністю;
2) завдяки залученню кластерного аналізу дістала подальшого розвитку техніка визначення та уточнення мінералогічного складу за діаграмою положень мінімумів смуг поглинання біля одного та двох мікрометрів (діаграма Адамса). Такий підхід дозволив уточнити контури покладів пірокластичного матеріалу на північно-західній частині Плато Аристарх та у районі DMD на півдні Моря Пару;
3) окрім уточнення контурів, побудована за кластеризованою діаграмою Адамса, карта класів була використана для визначення та інтерпретації гладкої за морфологією ділянки поверхні навколо кратера Гігін як пірокластичних покладів, які є невеликими за розміром.;
4) було проведено аналіз оптичних властивостей та особливостей мінералогічного складу нерегулярних морських утворень (IMP) на внутрішній частині кратеру Гігін. Особливості форми контурів та положення мінімуму смуги поглинання біля 2 мкм цих утворень вказують на присутність у реголіті Mg-шпінелей, які на поверхні Місяця, ймовірно, утворюються внаслідок вулканічних процесів. Аналіз нахилів спектру даних геологічних формацій показав оптичну незрілість їхньої поверхні, що є непрямим свідченням молодого віку

утворень (після закінчення основного періоду вулканічної активності, прийнятого на сьогодні);

5) із залученням моделі нелінійного спектрального змішування надано фізичну інтерпретацію статистичного зв'язку показника кольору *C*(315 нм/450 нм) із вмістом діоксиду титану;

6) вперше вироблено підхід до прямої оцінки вмісту ільменіту за глибиною смуги поглинання біля 1.5 мкм. Дану методику було застосовано до спектрів M^3, отриманих для місяця посадки Аполлону – 17, що дозволило провести порівняння дистанційно визначеної кількості ільменіту з лабораторними даними зразків, які було зібрано та доставлено на Землю під час цієї місії;

7) проведено картування вмісту ільменіту у морських базальтах на межі Морів Ясності та Спокою. Загалом ільменіт у даному регіоні широко варіюється та складає від 1 до близько 20 % маси реголіту;

8) побудовано карту розподілу різниці загального вмісту TiO_2 та вмісту TiO_2, що знаходиться у складі кристалічної фракції ільменіту. Ця різниця несе у собі інформацію про розподіл TiO_2 між різними оксидними мінералами (ульвошпінель, рутил, ільменіт, тощо), а також аморфною фракцією реголіту – аглютінатів. Отримані дані свідчать про те, що на Місяці ільменіт є основною кристалічною компонентою, до складу якої входить дана сполука.

Практичне значення отриманих результатів. Результати мінералогічного картування поверхні ділянок та метод кількісного визначення вмісту ільменіту у реголіті Місяця можуть бути використані для уточнення цілей при плануванні майбутніх програм дослідження Місяця, таких як: (1) проєкт української подвійної місії до Місяця (Shkuratov et al., 2018); (2) при проведенні космічних експериментів на навколомісячній орбіті, передбачених концепцією реалізації державної

політики України у сфері космічної діяльності на період до 2032 року (Розпорядження Кабінету міністрів України від 20 березня 2011 р.).

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна робота є самостійною завершеною роботою здобувача. Вона містить науково обґрунтовані практичні рекомендації щодо додаткової обробки даних детектору M^3, теоретичні положення методів дистанційного зондування та відповідні результати прогнозування мінералогічного складу обраних ділянок поверхні Місяця за даними КА Chandrayaan-1. Із наукових праць, опублікованих у співавторстві, в дисертаційній роботі було використано лише ті матеріали та ідеї, які є результатом особистих досліджень автора.

Апробація результатів дисертації. Основні положення дослідження було представлено у 5 друкованих тезах доповідей у матеріалах конференцій: Lunar and Planetary Science Conference 2018, 2019, 2021 (Х'юстон, США) та Atmosphereless Solar System bodies in the space exploration era 2018 (Харків, Україна). Результати дисертації опубліковані у 3 наукових статтях у закордонних періодичних виданнях, що входять до міжнародної наукометричної бази Scopus.

Структура і обсяг дисертації. Дисертація складається зі вступу, 3-х розділів, загальних висновків та списку використаних джерел. Загальний обсяг тексту дисертації складає 178 стор. (6.5 авторських аркушів), з них текст основної частини становить 160 стор. (5.8 авторських аркушів). Робота ілюстрована 3 таблицями та 46 рисунками. Список використаних джерел містить 143 найменування.

РОЗДІЛ 1. МЕТОДИ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ПОВЕРХНІ МІСЯЦЯ У VIS/NIR ДІАПАЗОНІ ДОВЖИН ХВИЛЬ

Дифузні спектри відбиття у видимому та ближньому інфрачервоному (від 0.5 до 3 мкм) діапазоні є на сьогодні однією з найбільш доступних та поширених вимірювальних модальностей для якісних та кількісних досліджень складу та структури реголіту поверхонь багатьох об'єктів Сонячної системи, включаючи Місяць, Меркурій, Марс, астероїди та супутники планет. Для коректної інтерпретації таких спектрів в контексті дослідження хіміко-мінералогічного складу реголіту слід враховувати як властивості власного оптичного поглинання мінералів, так і особливості розсіяння світла щільноупакованими реголітоподібними середовищами (наприклад, Tishkovets and Mischenko, 2009). Створення точної теорії розділення внесків у відбите світло, що реєструється детекторами встановленими на КА, цих двох ефектів – дуже складна задача, яка на сьогодні ще не вирішена. Але, незважаючи на це, завдяки розробленим статистичним та емпіричним підходам, саме спектрофотометрія наразі є одним з найбільш розвинених методів дистанційного зондування Місяця.

У даному розділі дисертаційної роботи розглянуто основні особливості спектру дифузного відбиття поверхні Місяця у діапазоні довжин хвиль від 0.5 до 2.5 мкм. У першому пункті розглянуто основні фізичні механізми утворення смуг поглинання мінералами у відповідному діапазоні електромагнітного випромінювання та надано опис спектрів відбиття порошкоподібних зразків основних мінералогічних компонентів, так званих породотвірних мінералів. Другий пункт присвячено опису двох геометро-оптичних моделей світлорозсіяння реголітоподібними середовищами, що враховують дискретну хаотичну структуру реголіту, які були запропоновані Hapke et al. (1993) та Shkuratov et al. (1999b). Ці моделі є суттєво обмеженим наближенням геометричної оптики, проте широко застосовуються у задачах інтерпретації спектральних даних у контексті

визначення мінералогічного складу, а також структурних особливостей реголіту для поверхонь Місяця та тестовані на зразках реголіту (наприклад, Mall et al., 2012; Lemelin et al., 2013) та спектрах малих тіл Сонячної системи (наприклад, DeMeo et al., 2010 a,b). У третьому розділі висвітлено обрані результати прогнозування мінералогічного складу поверхні Місяця за лабораторними та спектральними даними детекторів, встановлених на борту космічних апаратів.

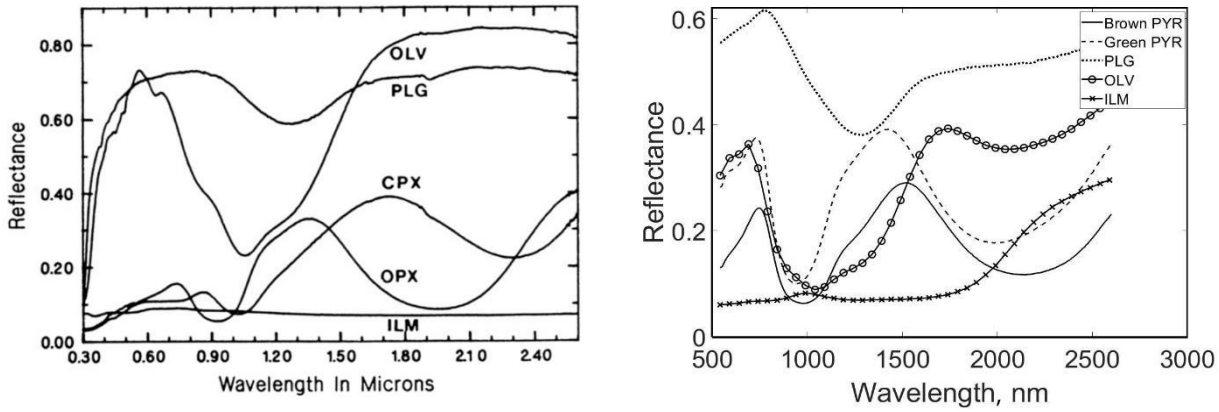
1.1 Інтерпретація дифузних спектрів відбиття основних груп мінералів, поширених на поверхні Місяця

За сучасними уявленнями основними мінералами, що формують породи поверхні Місяця, є плагіоклази, олівін, ільменіт, піроксени, шпінелі та продукти їхнього метаморфозу геологічними та космічними чинниками – мінеральне скло (англ. lunar glasses) та аглютинати (рис. 1.1). Розподіл вмісту мінералів у реголіті Місяця є вкрай неоднорідним, та має певні тенденції. Так, у складі реголіту поверхні материків переважає мінералогічна фракція плагіоклазів та відносно невеликий домішок інших мінералів, які майже неможливо ідентифікувати за наявними спектрофотометричними даними. Морські поверхні мають суттєво менший вміст плагіоклазу та виявляють доволі різноманітну суміш мінералів, вміст яких істотно варіюється по поверхні місячних морів.

Слід також додати, що вказані «мінерали» насправді включають в себе багато різних підтипів в залежності від складу та/або структури кристалічної решітки. Так, наприклад, під олівіном розуміють магнієво-залізні мінерали з ідеалізованою хімічною формулою $(Mg^{2+},Fe^{2+})_2SiO_4$. Тобто, порода олівін є твердою сумішшю Mg-вмісної компоненти (Mg_2SiO_4 – Fo – форстерит) та Fe-вмісної компоненти (Fe_2SiO_4 – Fa – фаяліт), та існує у вигляді безперервного ізоморфного ряду із різним співвідношенням Fo – Fa. Склад олівіну позначається у молярних відсотках, наприклад, $Fo_{70}Fa_{30}$.

Та, крім цих двох найбільш розповсюджених підвидів олівіну, існує ще кілька типових мінералів, які доповнюють групу олівіну: тефроїт (Mn_2SiO_4), монтичелліт ($CaMgSiO_4$), ларніт (Ca_2SiO_4) та кірштеініт, або монтичелліт залізистий ($CaFeSiO_4$). Усі ці підтипи відрізняються за спектрально – оптичними властивостями, та порівняно легко можуть бути диференційовані один від іншого за лабораторними вимірюваннями.

Проте, таке виокремлення окремих підгруп виглядає фантастично для сучасних спектральних даних поверхні Місяця. Таким чином, далі під назвою олівін ми будемо розуміти всі олівіноподібні мінерали, ідентичні за спектральними ознаками у Vis-NIR діапазоні довжин хвиль. Виключення будуть становити лише піроксенова група, де ми маємо можливість за даними M^3 виокремити групи кліно- та ортопіроксенів. Приклади базових наборів типових спектрів мінералів, які застосовувалися для мінералогічної інтерпретації спектрів відбиття у відповідних роботах, подано на рис. 1.1.



(а) (б)

Рис. 1.1. Лабораторні спектри основних породотвірних мінералів поверхні Місяця: плагіоклаз (PLG), олівін (OLV), ільменіт (ILM), ортопіроксен (OPX, або Green PYR) та клінопіроксен (CPX, або Brown PYR). *Джерело: (а) Cloutis & Gaffey (1993) та (б) Surkov et al. (2020).*

Даний рисунок ілюструє суттєву різницю між конкретними лабораторними спектрами відбиття для одного й того ж самого мінералу. Проте, окрім різниці, також простежуються загальні тенденції, які треба або додатково верифікувати статистично, за багатьма спектрами, або

встановлювати фізичні механізми виникнення тих, або інших спектральних особливостей.

Фізичні засади формування смуг поглинання у спектрах відбиття мінералів у Vis-NIR спектральному діапазоні

При взаємодії електромагнітного випромінювання із речовиною у Vis – NIR діапазоні довжин хвиль причиною формування смуг поглинання є певні електронні, або коливальні процеси. У молекулах та кристалах зовнішні атомні орбіталі перетинаються одна з іншою, формуючи таким чином хімічний зв'язок між атомами. Електрони розподіляються між декількома, або багатьма атомами із формуванням відповідної структури рівнів. Існує три основні механізми формування смуг поглинання в результаті розподілення електронів (Burns, 1993): переходи кристалічного поля (англ., crystal field transitions); перенос заряду (англ., charge transfer transitions) та перехід між валентною та зоною провідності (англ., valence band transitions). Саме електронні переходи надають найбільш цінну інформацію про мінералогічний склад поверхні. Їхньому детальному опису у контексті геології та застосування до дистанційного зондування поверхні безатмосферних тіл присвячено багато літератури (наприклад, Rossman, 1988a; Burns, 1993; Gaffey et al., 1993), нижче подано загальний опис цих процесів.

Переходи кристалічного поля формуються переходами електронів між *d*- та *f*-орбіталями таких перехідних елементів, як Cr, Mn, Fe та Ti, розташованих у кристалічній решітці. У вільному середовищі електрони, розташовані на одній оболонці є виродженими за енергією, тож переходи, які включають перерозподіл електронів на рівні з однаковим головним квантовим числом, заборонені. Це так зване правило відбору Лапорта. Проте, при наявності локального поля, яке не має центра симетрії, створеного іншими катіонами решітки, це виродження знімається і перехід

стає можливим за рахунок перекриття орбіталей *nd* та *(n+1)p*. Глибина та положення таких смуг поглинання залежать від концентрації неспарених електронів, типу сусідніх атомів (хімічного складу), типу кристалічної решітки мінералу, тобто параметрами, які характеризують певний тип мінералу. Іншими фізичними чинниками, які впливають на глибину смуги поглинання кристалічного поля є температура, тиск, поляризація падаючого електромагнітного випромінювання. Детальний опис вказаних залежностей формування смуг поглинання кристалічного поля подано у Burns (1993).

Смуги поглинання кристалічного поля, на відміну від атомних спектрів, мають смуговий, а не лінійчастий характер, тобто є значно ширшими та можуть бути асиметричними. На ширину смуги впливає як структура кристалу, так і температура, яка, по-перше, зумовлює заселеність електронами не лише основного стану, а й збуджених. По-друге, іншим важливим фактором, який в свою чергу також залежить від структури та температури, є вібраційна взаємодія. При підвищенні температури змінюється характер та інтенсивність руху катіонів у кристалічній решітці, що призводить до зміщення енергетичних рівнів кристалічного поля. Зміна ширини розщеплення рівнів у кристалічному полі пропорційна зворотному п’ятому ступеню міжатомної відстані (наприклад, Burns, 1993), що призводить до зміщення смуг поглинання. Також саме коливальні взаємодії є однією із основних причин асиметрії смуг поглинання кристалічного поля. Через ангармонічність коливань, спектри асиметричні та мають певне розширення у червоний бік спектру.

Іншою причиною утворення смуг поглинання, окрім взаємодії катіонів із оточенням, є переміщення електронів між катіонами з різними ступенями окиснення, розташованими у прилеглих координаційних сайтах; її називають міжвалентним переносом заряду (англ., intervalence charge transfer). На відміну від смуг кристалічного поля, де електрони зазнають

переходів між рівнями одного катіону, у цьому механізмі грає роль делокалізація електронів між двома, або більше центрами локалізації (утворення молекулярної орбіталі). За певними температурами цей механізм може відповідати за делокалізацію електронів по всій структурі, що зумовлює такі оптичні та фізичні властивості, як низьку відбивну здатність та електропровідність, у наступних мінералах, присутніх на Місяці: ільменіт, магнетит, та ульвошпінель. Такі переходи можуть бути як гомоелементними, тобто відбуватися між катіонами одного сорту (наприклад, $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$, або $Ti^{4+} \rightarrow Ti^{3+}$), або гетероелементними ($Ti^{4+} \rightarrow Fe^{2+}$).

Ширина смуг поглинання для цього механізму значно більша за смуги кристалічного поля. Інтенсивність поглинання таких смуг також у 2-3 рази більша за інтенсивність переходів електронів між рівнями кристалічного поля та суттєво залежить від концентрації пар $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$, $Ti^{4+} \rightarrow Ti^{3+}$, $Ti^{4+} \rightarrow Fe^{2+}$. Такого рівня інтенсивності достатньо для суттєвого пригнічення (до повного зникнення) смуг поглинання кристалічного поля, що слід мати на увазі при спектральних дослідженнях певних районів на Місяці та при розробці методів кількісного визначення вмісту мінералу за спектрами відбиття. Іншою важливою залежністю для цих смуг поглинання є зменшення їхньої інтенсивності при збільшенні температури. Останнє накладає певні обмеження на геометрію спостереження.

Останнім важливим механізмом поглинання світла є перехід електронів між зонами валентності та провідності. Для більшості силікатів границя зони поглинання таких переходів лежить в ультрафіолетовій області, хоча для окремих груп мінералів, наприклад, сульфідів, ця границя лежить у видимій частині.

Коливальні спектри здебільшого розташовані у середньому та дальньому інфрачервоному діапазонах (понад 5000 нм), тобто поза діапазоном детектору M^3. Механізм утворення цих смуг поглинання

пов’язаний із коливальним рухом атомів у молекулі. Ці коливання спричиняють зміни у розподілі заряду, що може призводити до зняття виродження, або зміщення енергетичних рівнів, доступних для електронних переходів. Основи теорії коливальних переходів детально висвітлено у Hunt (1980), Rossman (1988b), та Gaffey et al. (1993). Чи не єдиним, проте дуже важливим, гіпотетичним проявом коливальних ступенів свободи на Місяці є смуга поглинання, утворена тонами та обертонами частот стискання молекули води H_2O, або гідроксиду катіон – OH у силікатних мінералах біля 3000 нм (Clark et al. 1990; Pieters et al., 2009).

Нижче подано загальну характеристику спектрів в ближньому інфрачервоному діапазоні для основних груп силікатних та оксидних мінералів поверхні Місяця, а також продуктів їхньої метаморфізації різноманітними чинниками. В поданому описі опущено найменш розповсюджену на Місяці групу мінералів – сульфіди. Сірка – основний компонент летючих викидів, спричинених ударними та вулканічними процесами. В реголіті поверхні Місяця об’ємна доля сульфідів, насамперед у вигляді троїліту (FeS), за лабораторними даними не перевищує 1%, такий вміст на сьогодні майже неможливо визначити за даними детекторів орбітальних апаратів.

Олівінова група

Олівіни – важлива група мінералів в контексті інтерпретації спектрів відбиття шорстких поверхонь безатмосферних тіл Сонячної системи, адже може бути відносно чітко ідентифікована. У Vis-NIR спектральному діапазоні вони (окрім чистих форстеритів, що трапляються дуже рідко) мають чітку широку сигнатуру поглинання біля 1 мкм (рис. 1.2), яку можна знайти у спектрах астероїдів, Місяця та інших об'єктів (наприклад, астероїду 4 Веста). Лабораторно позаземний олівін виділяють із зразків

місячного ґрунту, повернених під час космічної програми Аполлон, та метеоритів.

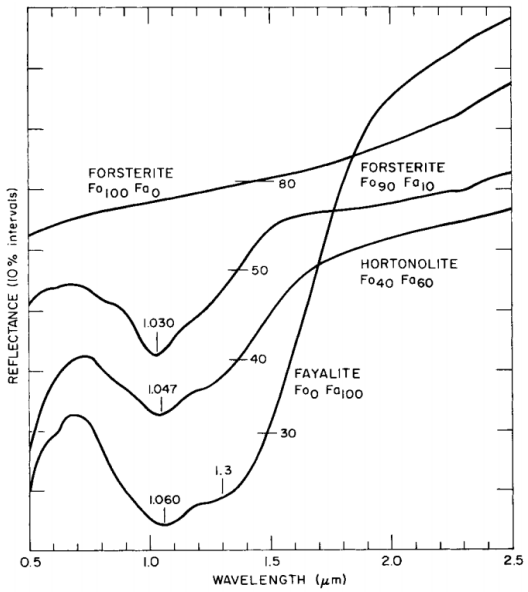


Рис. 1.2. Дифузні спектри відбиття олівінових мінералів із різним вмістом форстериту та фаяліту (вказані позначками Fo..Fa.. біля назв мінералів). Горизонтальні лінії, які перетинають спектри, позначають відсоток відбиття. *Джерело: Adams (1975)*

Глибока смуга поглинання біля 1.05 мкм утворена кристалічним полем у якому розташований іон Fe^{2+}, при чому чистий форстерит (Mg_2SiO_4) не виявляє жодних спектральних особливостей поглинання у даному діапазоні. Олівін у вигляді чистого форстериту іноді трапляється у метеоритних зразках. Збільшення вмісту фаяліту у суміші (або, що аналогічно, збільшення концентрації іонів Fe^{2+}) призводить до: (1) помітного зменшення відбивної здатності; (2) поглиблення смуги поглинання; (3) її незначного зсуву у червоний бік спектру та (4) її уширення за рахунок прояву смуги поглинання біля 1.3 мкм, що суттєво перетинається із смугою поглинання біля 1 мкм, за рахунок чого замість двох смуг на дифузних спектрах відбиття формується одна виражена широка сильно асиметрична смуга.

Для дистанційного зондування олівіну у реголіті Місяця саме останній фактор є найбільш перспективним (наприклад, Dhingra et al.,

2015). За допомогою цього ефекту можливе надійне визначення олівіну як у суміші, так і у вигляді включень в місячне скло. При високому вмісті фаяліту характерна форма смуги поглинання олівіну ідентифікується майже однозначно. При недостатньому для повного спектрального прояву вмісту олівіну в реголіті подібну структуру (зміщення до 1.05 мкм та/або ширину) смуги поглинання можуть продукувати певні типи Ca – піроксенів та Fe – вмісного скла. У такому випадку ключовим фактором успіху дистанційного зондування стає ідентифікація та ретельний аналіз усіх наявних на досліджуваному проміжку спектральних особливостей.

Можливість отримання інформації щодо вмісту окремо фаяліту та форстериту за наявними на сьогодні спектральними даними поверхні Місяця, зокрема за даними M^3, на сьогодні сумнівна. Основними локалізаціями олівіну на Місяці є центральні гірки великих ударних кратерів (наприклад, Коперник, Теофіл та ін.) Сліди олівіну знайдені у зразках місячного ґрунту морів у порівняно невеликих концентраціях, проте навколо великих кратерів часто розташовуються сателітні поклади олівіну (Mustard et al., 2011; Dhingra et al., 2015), ймовірно викинутого із глибини та вмурованого зернами у застигаючий розплав, що призводить до утворення спектральних провінцій з добре розвиненою широкою смугою поглинання із характерною асиметрією, проте дуже низьким альбедо, нехарактерним для олівінів.

Піроксенова група

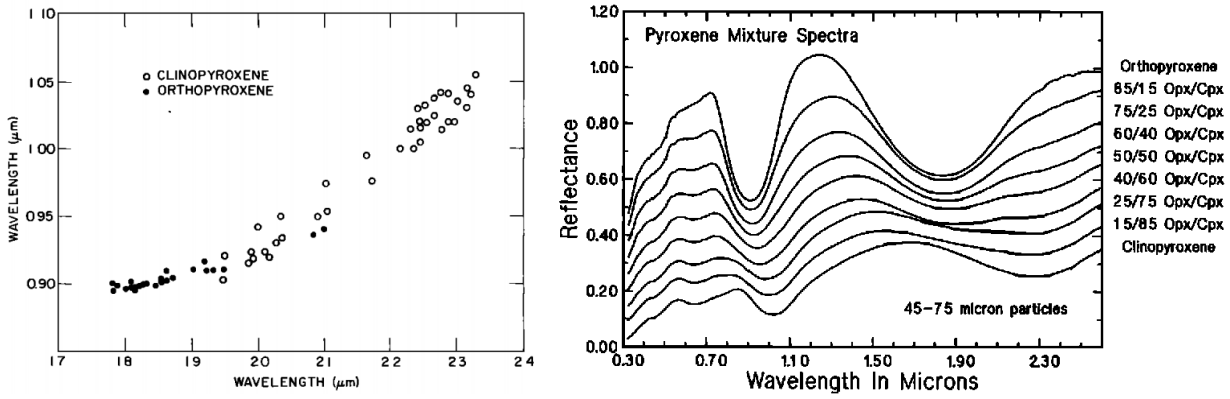
Дифузні спектри відбиття піроксенів можна розглядати як одні з найбільш важливих даних при інтерпретації спектрів шорстких поверхонь безатмосферних тіл Сонячної системи. Ця група мінералів розповсюджена у метеоритах, земних та місячних породах, матеріалах поверхонь Марса та Меркурію, астероїдів. Важливе значення цієї групи мінералів для дистанційного зондування поверхонь тіл Сонячної системи пояснюється

двома чинниками: (1) широкою розповсюдженістю та (2) наявністю добре виражених спектральних особливостей – двох смуг поглинання, біля 1 та 2 мкм (рис. 1.3), форма та точне положення яких вказують на їхній тип (Adams, 1974; 1975). Ідеалізована формула піроксенів – $XY(Si,Al)_2O_6$, де X та Y можуть бути представлені наступними іонами: Ca, Fe^{2+}, Na, Mg, та рідше Ti, Cr, Fe^{3+} та іншими.

Смуги поглинання біля 1 та 2 мкм сформовані електронними переходами між рівнями, сформованими взаємодією іонів Fe^{2+} із кристалічним полем. Їх глибина та положення суттєво залежить від концентрації іонів Fe^{2+}. Спектральний прояв її збільшення – зміщення точного положення мінімумів смуг поглинання від 0.9 до 1.05 мкм та від 1.8 до 2.3 мкм, відповідно. Крім іонів Fe^{2+}, на положення смуг поглинання також впливають концентрації іонів Ca, Mg та інших. Ці іони приймають участь в формування кристалічного поля, куди потрапляє Fe^{2+}. Зокрема, збільшення вмісту Ca спричиняє зміщення смуги поглинання від 0.9 до 1.05 мкм, проте залишає практично незмінною смугу поглинання біля 2 мкм. Суттєво змінює положення мінімуму смуги поглинання біля 2 мкм наявність у хімічному складі Al_2O_2, зміщуючи її до 1.7 мкм, тоді як смуга поглинання біля 1 мкм не зазнає суттєвої видозміни.

Структура кристалічної решітки також суттєво впливає на розташування положення смуг поглинання. Слід зазначити, що різниця у цьому параметрі не повністю тотожна хімічній різниці. Піроксени кристалізуються у моноклінну систему (клінопіроксени) та орторомбічну (ортопіроксени). Вплив структури кристалічної решітки на дифузні спектри відбиття порошкованих зразків піроксенів продемонстровано за допомогою кореляційної діаграми положень мінімумів біля 1 та 2 мкм (рис. 1.3 а,б). Піроксени із різним типом решітки на цій діаграмі формують характерні кластери із центрами (1.85 мкм, 0.9 мкм) для компактного кластеру ортопіроксенів та (2.15 мкм, 0.97 мкм) для видовженого кластеру

ортопіроксенів. Крім цих двох великих кластерів, на базі подібної діаграми можлива ідентифікація підкластерів піроксенів за хімічними ознаками та кластерів, що відповідають ряду інших мінералів.



(а) (б)

Рис. 1.3. (а) – діаграма мінімумів смуг поглинання біля 1 та 2 мкм різних зразків кліно- та ортопіроксенів. (б) – приклади дифузних спектрів відбиття порошкованих сумішей кліно- та ортопіроксенів, концентрації вказано праворуч поряд; *Джерело: (а) – Adams (1974) та (б)– Sunshine et al. (1990).*

Окрім хімічного складу та кристалічної структури, на положення та форму смуг поглинання також істотним чином впливає мінералогічний склад поверхні (вміст певного мінералу у суміші). На рис. 1.3б наведено приклади спектрів дифузного відбиття порошкованих сумішей піроксенів із середнім розміром зерен 45 мкм, де змінність у контурах спектрів визначається відносним вмістом орто- та клінопіроксенів.

Польові шпати: плагіоклази та ортоклази

Плагіоклази – поширені на Місяці мінерали групи польових шпатів, які є основним породотвірним мінералом материків, проте у реголіті моря його частка також помітна, за лабораторними даними до 30 масових відсотків (Isaacson et al., 2011 a, b,c). За хімічним складом вони, подібно олівіну, формують твердий розчин альбіту ($NaAlSi_3O_8$) та анортиту ($CaAl_2Si_2O_8$). Хімічний склад конкретного мінералу цієї групи позначають у відсотках альбіту (Ab) та анортиту (An), приклади хімічного складу

плагіоклазів для декількох типів наведено у Таблиці 1.1. Окрім плагіоклазу польові шпати представлено ще однією великою групою алюмосилікатів – ортоклази (Or), або калієві польові шпати (англ. K-feldspar). Хімічна формула – $KAlSi_3O_8$. Вони також утворюють неперервний ізоморфний ряд із альбітом.

Таблиця 1.1 Склад типових плагіоклазів

Назва	%An	%Ab
Анортіт	90-100	10-0
Битовінит	70-90	30-10
Лабрадорит	50-70	50-30
Андезініт	30-50	70-50
Олігоклаз	10-30	90-70
Альбіт	0-10	100-90

В контексті дистанційного зондування поверхні Місяця визначення вмісту та типу плагіоклазів за спектральними даними у Vis-NIR діапазоні довжин хвиль – порівняно складна задача. На рис. 1.1а,б наведено приклади спектрів відбиття порошкованих місячних зразків плагіоклазу. На рис. 1.4 подано спектри відбиття зразків для різних типів земних польових шпатів. Так найбільш помітною характеристикою цієї групи мінералів є висока відбивна здатність майже у всьому досліджуваному діапазоні. Окрім даної характеристики різні польові шпати можуть мати смуги поглинання, які переважно сформовані домішками іонів Fe^{2+} та Fe^{3+}. Оскільки цей елемент не входить до основного хімічного складу польових шпатів, смуги поглинання, в залежності від кількості домішок, помітно варіюються за положенням, формою та глибиною, що ускладнює інтерпретацію спектрів.

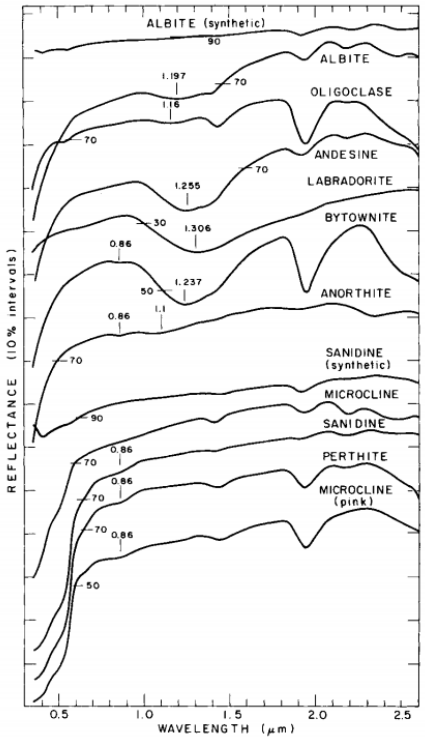


Рис. 1.4. Земні лабораторні зразки дифузних спектрів відбиття польових шпатів: плагіоклазів та ортоклазів. Спектри плагіоклазів, зазвичай, мають характерну смугу поглинання кристалічного поля іонів Fe^{2+}, біля 1.3 мкм (точне положення позначено вертикальними рисками), тоді як у спектрах ортоклазів простежується особливість поглинання біля 0.85 мкм, імовірно, утворену іонами Fe^{3+}. *Джерело: Adams (1985).*

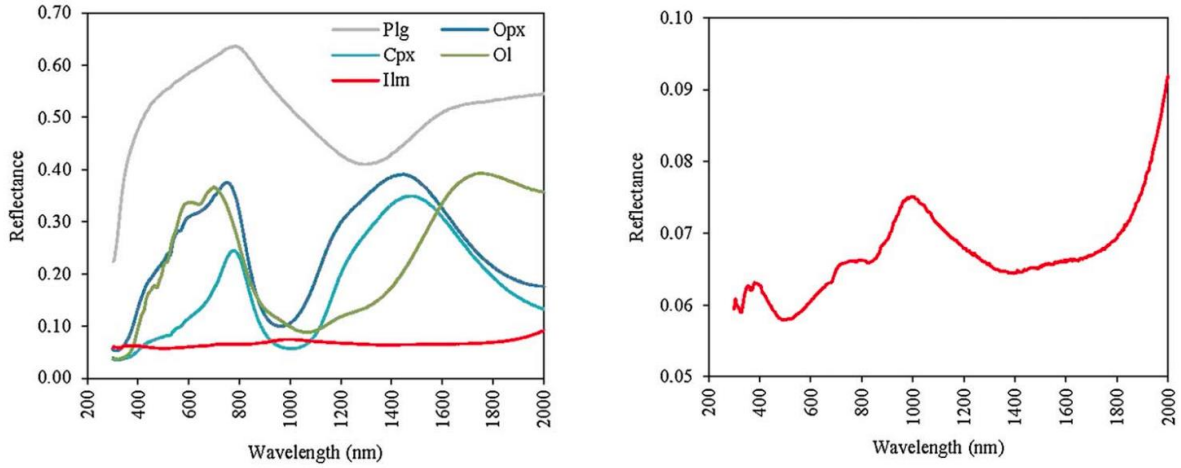
Польові шпати групи плагіоклазів, зазвичай, мають широку смугу поглинання утворену іонами Fe^{2+} біля 1.3 мкм (см. рис. 1.4: альбіт, олігоклаз, андезініт, лабрадорит, бітовініт, анортит; виключенням є спектр чистого альбіту). У спектрах битовініту та анортиту також простежується слабка смуга поглинання іонами Fe^{3+} біля 0.85 мкм. Типові спектри ортоклазів відрізняються від плагіоклазів відсутністю смуги поглинання Fe^{2+}, та більш вираженою смугою поглинання Fe^{3+} біля 0.85 мкм. Також у спектрах цієї групи мінералів присутня додаткова смуга поглинання біля 0.5 мкм, яка, імовірно, також спричинена іонами Fe^{3+}. Загалом, домінування у спектрах смуг поглинання іонами Fe^{3+} є очікуваним фактом (наприклад, Adams, 1985) тому, що здебільшого йони Fe^{3+} асоціюються із

Al-сайтами, наявними у всіх типах польових шпатів, в той час як йони Fe^{2+} із Ca-сайтами, присутніми насамперед в анортитах.

Оксидні мінерали

Оксидні мінерали, або природні оксиди – група мінералів, яка утворена сполуками хімічних елементів з киснем. Хоча основу реголіту поверхні Місяця становлять саме наведені вище силікатні мінерали, природні оксиди відіграють важливу роль у дослідженнях поверхні Місяця. Вона полягає у тому, що оксидні мінерали на Місяці – мінерали виверженых під час ударних подій та/або вулканізму порід, що несуть важливу інформацію про будову та склад надр Місяця (Smith et al., 1970; Wood et al., 1970). Іншим фактором цікавості до цієї групи мінералів є їхнє потенційне практичне значення, насамперед, в якості рудних корисних копалин та джерела кисню та води для майбутніх місячних станцій (наприклад, National Commission on Space, 1986; Williams et al., 1979; Rao et al., 1979).

Основними оксидними мінералами Місяця є ільменіт ($FeTiO_3$), шпінелі ($[Fe,Mg][Cr,Al,Ti]_2O_4$) та армаколіти ($[Fe,Mg]Ti_2O_4$). Ільменіт – найбільш розповсюджений оксидний мінерал у породах поверхні морів Місяця, він формує до 15-20% об’єму матеріалу поверхонь морів (Isaacson et al., 2011). Попри відносно широку розповсюдженість та доволі значну кількість, виявлення цього мінералу, як і для плагіоклазів, складає важливу задачу для дистанційного зондування за допомогою спектральних приладів, адже ільменіт, окрім низького альбедо, має слабко виражені широкі смуги поглинання біля 0.54 та 1.5 мкм (див. рис. 1.5).



(а) (б)

Рис. 1.5. (а) Спектри відбиття плагіоклазу (plg, id: LR-CMP-181), ортопіроксену (opx, id: LR-CMP-179), клінопіроксену (cpx, id: LR-CMP-179), олівіну (olv, id: LR-CMP-169) та ільменіту (ilm, id: LR-CMP-182), в дужках вказано ідентифікатори в базі RELAB. (б) Окремо подано спектр ільменіту. *Джерело: (а,б) – Lemelin et al. (2013)*

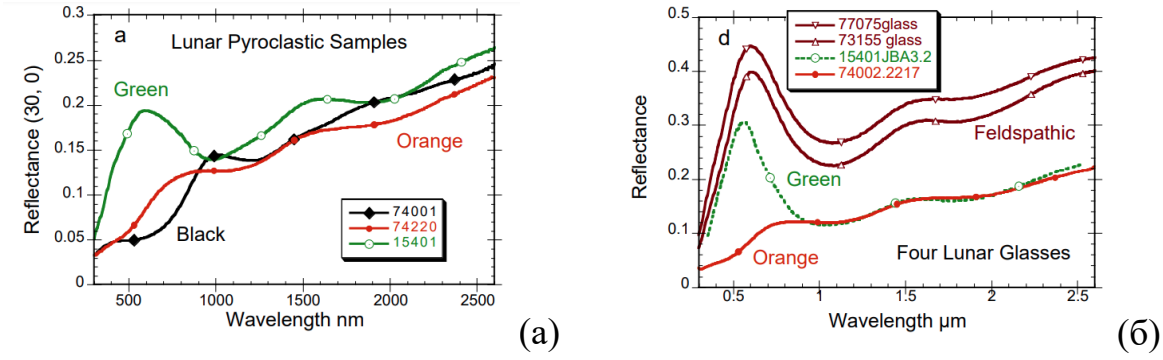
Запропоновані на сьогодні методи визначення кількості ільменіту здебільшого базуються не на визначенні за спектральними даними вмісту мінералу як такого, а на його зв'язку із вмістом TiO_2 та припущенням, що дана сполука в реголіті Місяця міститься лише у ільменіті – стехіометрично визначений ільменіт (наприклад, Lemelin et al. 2013). При цьому відзначається, що визначена таким способом кількість ільменіту – максимально можлива, бо, окрім ільменіту, TiO_2 може бути розподілений поміж Ті-вмісними аглютинатами та іншими мінералогічними одиницями, наприклад, ульвошпінелями (Fe_2TiO_4).

Скло та аглютинати

Під терміном «місячне скло», або «скло», у мінералогії Місяця може розумітися декілька матеріалів, які можуть складати до 70 – 80% об'єму реголіту на певних ділянках поверхні. Хіміко – мінералогічний склад, фізичні та спектрально-оптичні характеристики цієї фракції речовини істотно варіюються. Як загальну спільну рису можна виділити те, що за походженням ці речовини – продукт метаморфозу мінералів поверхні під дією певних чинників: великих ударних подій, мікрометеоричного

бомбардування, вулканічної активності, взаємодією із сонячним випромінюванням та частинками сонячного вітру. Найбільш розповсюджені фракції матеріалу реголіту Місяця, до яких застосовують цей термін: (1) пірокластичні поклади, матеріал яких утворився із глибинних порід (пірокластичне скло); (2) продукти швидко застиглого розплаву, що не повністю ре-кристалізувався, та (3) найбільш розповсюджені – продукти космічного вивітрювання (space weathering), або аглютинати. Зауважимо, що дана класифікація не є вичерпною, її запропоновано у роботі Pieters & Tompkins (2005).

Спектри даного матеріалу можуть проявляти виражені спектральні характеристики того матеріалу, з якого було утворено скло внаслідок впливу фізичних факторів під час різних процесів. З іншого боку, проте зустрічаються такі зразки скла, які майже не містять смуг поглинання мінералів материнської породи, що дуже ускладнює інтерпретацію спектрів та визначення складу конкретного зразка, побудову їхньої загальної спектрально – оптичної та хіміко – мінералогічної класифікації.



(а) (б)

Рис. 1.6. (а) Лабораторні спектри місячних зразків пірокластичного скла різного хімічного складу із місця посадки Аполлона-17 (чорний та червоний) і Аполлона-15 (зелений). (б) Лабораторні спектри зразків польовошпатового скла (темно-червоні) та скла інших мінералів, ймовірно, суміші піроксенів (зелений) та ільменіту (червоний). Номери зразків подано з бази RELAB. *Джерело: Pieters & Tompkins (2005).*

На рис. 1.6 наведено приклади приклади лабораторних спектрів RELAB різних типів місячного скла, виділеного з місячних зразків. При

визначенні вмісту загальної фракції продуктів метаморфозу мінералів під дією різних чинників у реголіті Місяця можна виділити наступні загальні спектральні ознаки, притаманні місячному склу:

1) зменшення відбиття зразка або досліджуваної ділянки поверхні практично на всьому Vis-NIR діапазоні довжин хвиль;

2) помітне уширення наявних смуг поглинання за рахунок порушення кристалічної структури;

3) зменшення інтенсивності смуг поглинання (смуги, як правило, не зникають повністю за рахунок того, що (1) в склі можуть залишатися зерна первинної кристалічної фракції, та (2) аморфне мінеральне скло може зберегти ближній порядок розташування атомів, що призводить до виникнення ослабленого у порівнянні із дійсними кристалами локального поля, у якому опиняються іони Fe^{2+}, Ti^{3+} та інші);

4) може відбуватися загальне зміщення положення смуг деяких мінералів (наприклад, смуга поглинання піроксенів біля 1 мкм зміщується в червоний бік до 1.1 та більше мкм, проте смуга поглинання біля 2 мкм залишається відносно стабільною).

Наведена у Pieters & Tompkins (2005) класифікація мінерального скла базується на ознаках його походження. Як правило, ця задача порівняно легко розв’язується геологічними методами. Визначення хімічного складу місячного скла може бути проведено спектрально-оптичними ознаками. Візуально скло може бути різних відтінків: від червоного, зеленого, до майже непрозорого чорного. Спектрально ці ознаки відображаються у нахилі спектру видимого діапазону. Зелене скло має великий нахил та добре виражений максимум у спектрах відбиття близько 0.55 мкм, тоді як чорне скло у видимій області є спектрально нейтральним та має дуже низьке альбедо. Вважається, що основним фактором, який контролює значення альбедо та спектральний нахил у видимому діапазоні є вміст діоксиду титану (TiO_2). Так, зелений колір буде мати скло із низьким

вмістом цієї сполуки (Fe-вмісне скло, або англ. Fe-rich glass), помаранчевий – із більш високим (Ti-вмісне скло, або англ. Ti-rich glass). Ti-вмісне скло формується у локаціях покладів із підвищеним вмістом ільменіту.

Аглютинати – темна фракція реголіту Місяця, складається із матеріалу поверхні, який пройшов інтенсивну обробку чинниками космічного вивітрювання, серед яких основним явищем, що впливає на спектрально-оптичні характеристики матеріалу, є взаємодія із частинками сонячного вітру (радіаційне опромінення фотонами, електронами, протонами, ізотопами гелію та інше) та добове коливання температури. Внаслідок цього відбувається руйнування значної частини кристалічної структури та утворюється велика кількість нанофазного ($npFe^0$), та навіть мікрофазного ($mpFe^0$) відновленого заліза у частинках реголіту. Таким чином, дана фракція має дуже низьке альбедо, слабко виражені смуги поглинання кристалічного поля та збільшений спектральний нахил на всьому діапазоні Vis-NIR, так зване почервоніння реголіту.

1.2 Одновимірна модель розсіяння світла реголітоподібними середовищами

На спектри дифузного відбиття світла поверхнею Місяця впливає не лише її хіміко-мінералогічний склад, але також геометрія спостереження, структурні параметри середовища, насамперед середній розмір частинок та густина їхнього пакування, розподіл частинок за розміром та формою, тощо. Іншим важливим чинником необхідності залучення моделей розсіяння світла в інтерпретацію дифузних спектрів відбиття є той факт, що спектр досліджуваної ділянки поверхні є спектром відбиття не чистого мінералу, а суміші декількох компонентів із різними оптичними властивостями. Тож, окремою задачею входить кількісне врахування кожної фракції мінералів, які формують спектр.

Існуючі методи точного чисельного розрахунку розсіювання світла частинками, їх агрегатами та середовищами за допомогою розв'язання рівнянь Максвела на сьогодні не можливо використати для розрахунків ані поверхні Місяця в цілому, ані її окремих ділянок. Тому для моделювання та відповідної інтерпретації спектрів дифузного відбиття Місяця використовують суттєво спрощені наближені моделі світлорозсіяння реголітоподібними середовищами.

Ці моделі мають обмежену кількість параметрів, про які можливо зробити певне реалістичне припущення, проте вони дають змогу чисельного опису певної сукупності спектрально – оптичних ефектів, пов'язаних із хіміко-мінералогічним складом (наприклад, почервоніння ґрунту внаслідок утворення нанорозмірних гранул відновленого заліза) та структурними особливостями реголіту (наприклад, зменшення альбедо поверхні внасідок збільшення середнього розміру частинок). Однією із таких моделей є одновимірна геометро-оптична модель розсіювання світла дискретними випадковими середовищами, розроблена у роботі Shkuratov et al. (1999b).

Одновимірна індикатриса розсіювання світла частинкою

Ключовою ідеєю даної моделі є використання одномірної індикатриси розсіювання, або альбедо однократного розсіяння у напрямку вперед та назад, для опису розсіювання світла кожною окремою частинкою. Геометрично це припущення можна уявити наступними чином: замінюючи шлях променя, який розсіюється у тривимірному об'ємі реголіту, одномірним розсіюванням у еквівалентній системі пластин (рис. 1.7).

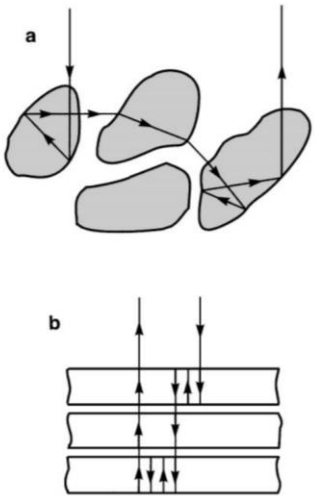


Рис. 1.7. Модель розповсюдження світла: (а) крізь випадкове дискретне середовище реголіту; (б) у модельному відображенні. *Джерело: Shkuratov et al. (1999)*

Щоб отримати одновимірну індикатрису розсіяння світла частинкою розглянемо поверхню напівпрозорої частинки довільної форми. Процес розсіювання у такому середовищі уявляється розгалуженим випадковим процесом, де точки розгалуження описуються коефіцієнтами Френеля для відбиття $R(m,\theta)$ та пропускання $T(m,\theta)$, які залежать від комплексного показника заломлення m ($m = n - ik$, де n і k – показник заломлення та поглинання, відповідно) та локального кута падіння θ. Проміжок між двома послідовними точками розгалуження характеризується оптичною довжиною $\tau = 4\pi S / \lambda$, де S – середня довжина вільного пробігу, λ – довжина хвилі. У проміжку, між частинками реголіту τ та k дорівнюють 0. Таким чином інтенсивність променю, який пройшов крізь одну частинку та мав m актів внутрішнього відбиття, усереднена за локальними кутами падіння та відбиття, може бути представлена як:

$$\overline{I} = I_o \overline{T}_{in} \overline{T}_{em} \prod_{v=0}^{m} \overline{R}(\theta_v) exp\left(\frac{-4\pi k}{\lambda} mS\right) \qquad (1.1)$$

де I_0 – інтенсивність падаючого променя, надалі знаки усереднення будуть опускатися. Наступним кроком переходять до визначення альбедо однієї частинки, яке у одновимірному випадку складається із альбедо

розсіяння у півсферу вперед та назад: r_b та r_f, відповідно. Ці величини можуть бути представлені у вигляді суми по кратностям внутрішнього розсіяння наступним чином (Shkuratov et al., 1999):

$$r_b = R_b + T_e T_i \sum_{m=1}^{\infty} W_m R_i^{m-1} exp(-m\tau) \quad (1.2)$$

$$r_f = R_f + T_e T_i \sum_{m=1}^{\infty} (1 - W_m) R_i^{m-1} exp(-m\tau) \quad (1.3)$$

де τ – визначена вище оптична довжина вільного пробігу, W_m – вірогідність розсіювання променя у зворотному напрямку на m-му розсіюванні. А величини R_b та R_f – середні коефіцієнти відбиття, вперед та назад, які задаються виразами:

$$R_b = 2 \int_0^{\pi/4} d\theta \, R_o(n, \theta) \cdot cos(\theta) \cdot sin(\theta) \quad (1.4)$$

$$R_f = 2 \int_{\pi/4}^{\pi/2} d\theta \, R_o(n, \theta) \cdot cos(\theta) \cdot sin(\theta) \quad (1.5)$$

де R_o – коефіцієнт відбиття Френеля. Усереднений коефіцієнт внутрішнього відбиття R_i дорівнює:

$$R_f = \frac{n^2 - 1}{n} + 2 \int_0^{\theta_o} d\theta \, R_o\left(\frac{1}{n}, \theta\right) \cdot cos(\theta) \cdot sin(\theta) \quad (1.6)$$

де $\theta_o = arcsin(1/n)$ – кут повного внутрішнього відбиття. Середні величини коефіцієнтів проходження T_e та T_i у виразах (1.2-1.3) обчислюють у аналогічний спосіб.

Величину вірогідності розсіяння вперед та назад W_m можна визначити у припущенні, що для великих порядків розсіяння обидва напрямки у кожному акті розсіяння рівновірогідні та не залежать від напрямку у попередньому акті розсіяння, у цьому припущенні величина $W_m = 1/2$ для усіх випадків $m > 2$. У випадку $m = 2$ величина $W_2 = 0$, адже промінь світла, що пройшов у частинку не може повернутися у напрямок назад без принаймні одного внутрішнього відбиття. Таким чином, у даному припущенні ряди для альбедо частинки у виразах (1.2-3) є

нескінченно спадаючою геометричною прогресією, та після підсумовування якої отримуємо:

$$r_b = R_b + \frac{1}{2} T_e T_i \, e^{-2\tau} / (1 - R_i e^{-\tau}) \tag{1.7}$$

$$r_f = R_f + T_e T_i e^{-\tau} + \frac{1}{2} T_e T_i \, e^{-2\tau} / (1 - R_i e^{-\tau}) \tag{1.8}$$

Альбедо поверхні, яка складається із частинок

Альбедо поверхні, яка складається із багатьох окремих частинок, можна виразити через одновимірну індикатрису розсіювання однієї частинки, визначену у наведеному підході, наступним чином: вводиться параметр пакування q, що визначає частку об'єму реголіту, який займають частинки, тоді одновимірна індикатриса шару поверхні:

$$\rho_b = q \cdot r_b \tag{1.9}$$

$$\rho_f = q \cdot r_f + 1 - q \tag{1.10}$$

Альбедо A напівнескінченної стопки таких шарів задається рядом по ступеням розсіяння між окремими шарами:

$$A = \rho_b + \rho_f^2 A + \rho_f^2 \rho_b A^2 + \ldots = \rho_b + \rho_f^2 \, A / (1 - \rho_b A) \tag{1.11}$$

Розв'язуючи отримане співвідношення відносно A, дістанемо вираз, який задає альбедо поверхні, вкритої реголітом, параметрами якого є n, k, S та q:

$$A = \frac{1 + \rho_b^2 - \rho_f^2}{2\rho_b} - \sqrt{\left(\frac{1 + \rho_b^2 - \rho_f^2}{2\rho_b}\right)^2 - 1} \tag{1.11}$$

Відносний вплив кожного із зазначених параметрів на модельне альбедо поверхні детально обговорено у роботах: Shkuratov et al. (1999) та Shkuratov et al. (2011). Слід зазначити, що єдиним добре встановленим параметром для частинок реголіту Місяця можна вважати лише показник заломлення n. Про інші параметри у роботі або приходиться робити певне

припущення, або оцінювати їх за допомогою виміряних лабораторних спектрів місячних зразків (наприклад, таким чином можна отримати параметр *k*, див. рис. 1.8). Складніше отримати значення параметрів довжини вільного пробігу та густини пакування частинок. Так, першу логічно приблизно покласти рівною діаметру частинок реголіту розмірної фракції, яка найбільше відповідає за формування спектрів, тобто в діапазоні від 15 до 45 мкм. Саме для цих фракцій вимірюються лабораторні зразки у RELAB.

Найменше за все можна сказати про щільність пакування частинок у реголіті *in situ*. Проте, чисельні розрахунки (Shkuratov et al., 1999) та лабораторні експерименти (наприклад, Adams & Filice, 1967) вказують на достатньо незначну залежність альбедо поверхні від даного параметру. Крім того, при достатньо малих значеннях середнього оптичного шляху $\tau < 0.001$, параметр показнику заломлення *n* також має достатньо малий вплив на величину альбедо поверхні. Таким чином при апріорній оцінці параметрів *n, q, S,* та спектру відбиття *A(λ)* шару однорідних частинок, отриманому при невеликих кутах фази, стає можливим застосування моделі у зворотному напрямку для визначення спектру поглинання поглинання матеріалу *k(λ)*, шляхом розв'язання рівняння (1.11) відносно τ:

$$k(\lambda) = \frac{-\lambda}{4\pi S} ln\left[\frac{b}{a} + \sqrt{\left(\frac{b}{a}\right)^2 - \frac{c}{a}}\right] \tag{1.12}$$

де a, b та c позначають наступні вирази:

$$a = T_e T_i (yR_i + qT_e) \tag{1.13}$$

$$b = yR_b R_i + qT_e^2 (1 + T_i)/2 - T_e(1 - qR_b) \tag{1.14}$$

$$c = 2yR_b - 2T_e(1 - qR_b) + qT_e^2 \tag{1.15}$$

$$y = (1 - A)^2 / 2A \tag{1.16}$$

Основними перевагами наведеної моделі, які зумовлюють можливості її застосування до аналізу мультиспектральних даних космічних апаратів, є:

1) відносно невелика кількість вільних параметрів, для яких можливо “підібрати” певне реалістичне апріорне значення;

2) за допомогою моделі можливо як отримання альбедо поверхні при певних значеннях параметрів однієї частинки, так і у зворотній бік – вона дозволяє отримувати характеристики частинок, наприклад, як було наведено, показника поглинання;

3) модель із достатньою точністю описує доволі широке коло ефектів розсіяння світла як однорідними реголітоподібними середовищами, так і середовищами, складеними із частинок із різними оптичними характеристиками, як на якісному, так і на кількісному рівні, що буде показано у наступному параграфі.

Приклади застосування моделі до опису спостережуваних спектрофотометричних ефектів

Цікавими застосуванням поданої моделі є визначення спектральних ефектів пов’язаних із наявністю певного мінералу у реголіті або прояву впливу частинок відновленого заліза, утворених дією космічних чинників. Для моделювання таких ефектів важливими випадками спектрального змішування є: (1) випадок, коли певна фракція частинок за розміром набагато менша за довжину хвилі та інкорпорована у частинку значно більшу за розміром; (2) усі частинки приблизно рівного розміру, що набагато більший за довжину хвилі; (3) комбінація першого та другого випадків. Для коректного застосування одновимірної геометро-оптичної моделі фракцію частинок з розмірами значно більшими за довжину хвилі слід вважати достатньо прозорою, щоб виправдовувалося статистичне

усереднення. Для основних породотвірних мінералів Місяця ця умова доволі добре виконується, адже їхні коефіцієнти поглинання k у діапазоні довжин хвиль 0.5 – 2.5 мкм мають порядок приблизно 10^{-3}.

У першому випадку розглядають великі частинки реголіту із маленькими вкрапленнями, які можуть мати доволі великі значення коефіцієнта поглинання. Цей приклад має на меті трансформувати загальну модель для коректного оцінювання спектрального прояву нанорозмірних гранул відновленого заліза у поверхневому шарі залізовмісних частинок реголіту, наприклад олівіну, або піроксенів. Цей прояв космічного вивітрювання добре реєструється спектрофотометричними методами. На рис. 1.8а подано зображення з просвічуючого електронного мікроскопу опроміненої частинки анортозиту. На ньому продемонстровано геометрію утворених гранул нанофазного заліза у поверхневому шарі частинки.

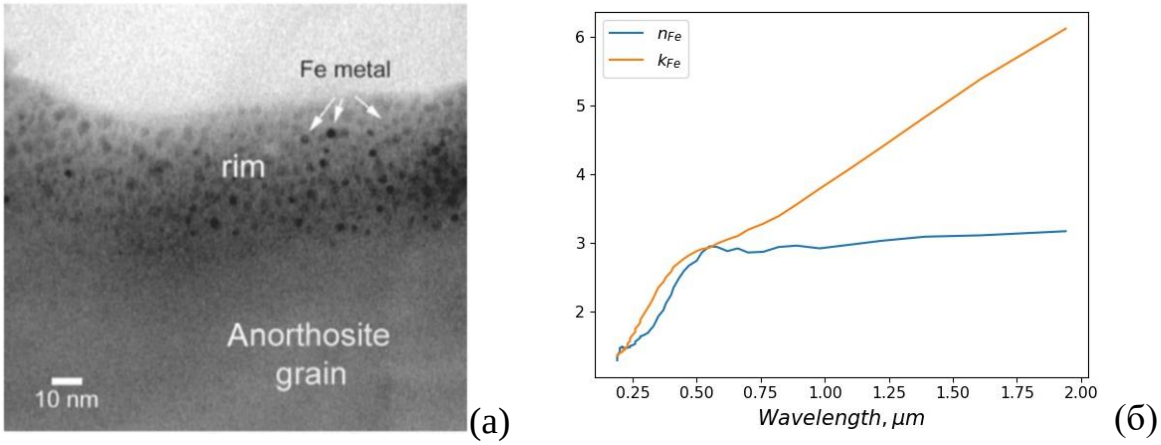


Рис. 1.8 (а) Зображення з просвічуючого електронного мікроскопу зразка зерна місячного анортозиту. На зображені добре помітні нанорозмірні вкраплення відновленого заліза у поверхневому шарі зерна. (б) Спектри показників заломлення та поглинання матеріалу таких гранул. *Джерело: (а) Pieters et al. (2000) та (б) Johnson & Christy (1974)*

Такі інклюзії не призводять до суттєвої зміни коефіцієнта заломлення, але можуть істотно підвищити поглинання частинкою в цілому. Так, наприклад, утворення гранул нанофазного заліза із коефіцієнтом поглинання більшим за 1 на всьому діапазоні Vis-NIR (рис. 1.8б) призводить до зменшення відбиття частинками реголіту. Для

врахування впливу таких частинок на спектральні характеристики реголіту доцільно замість введення нової фракції частинок із певними модельними параметрами модифікувати оптичні властивості самих частинок. При цьому, як було зазначено, коефіцієнт заломлення у певному наближенні можна залишити без змін, а замість коефіцієнта поглинання мінералу ввести певний ефективний коефіцієнт – k_{eff}.

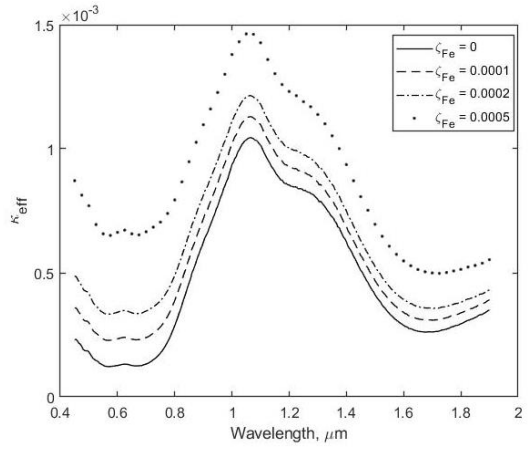
Методи обчислення такого коефіцієнта базуються на теорії ефективної речовини, стандартних універсальних методів якої на сьогодні не існує. Для отримання таких характеристик гетерогенних речовин вироблено багато різних феноменологічних підходів та наближень. Їхньому систематичному опису присвячено, наприклад, монографію Sihvola (1999). Тут ми наведемо результати моделювання вмісту нанофазного заліза із використанням моделі Максвелла Гарнетта. Ця теорія передбачає, що комплексна діелектрична проникність речовини із малими по відношенню до довжини хвилі неоднорідностями, рівномірно розподілених у речовині, задається виразом (1.17). Де, ε – комплексна діелектрична проникність матриці відновленого заліза, або ефективної речовини, відповідно, а ζ_{npFe} – об'ємна частка відновленого заліза у одиниці об’єму. Далі, параметр, який застосовується в моделі, k_{eff} – коефіцієнт поглинання (альтернативно – уявна частина комплексного коефіцієнта заломлення) розраховується за формулою (1.18).

$$\frac{\hat{\varepsilon}_{eff} - \hat{\varepsilon}_o}{\hat{\varepsilon}_{eff} - +2\hat{\varepsilon}_o} = \frac{\hat{\varepsilon}_{npFe} - \hat{\varepsilon}_o}{\hat{\varepsilon}_{npFe} - +2\hat{\varepsilon}_o}\zeta_{npFe} \tag{1.17}$$

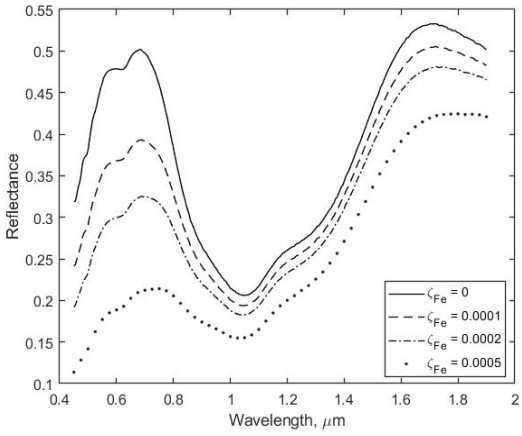
$$k_{eff} \approx k_o + \frac{9n_{npFe}k_{npFe}n_o^3}{\left(n_{npFe}^2 - k_{npFe}^2 + 2n_o^2\right)^2 + \left(2n_{npFe}k_{npFe}\right)^2}\zeta_{npFe} \tag{1.18}$$

Нижче подано результати проведеного нами обчислювального експерименту, у ході якого моделюється вплив концентрації нанорозмірних гранул відновленого заліза у зернах олівіну розміром 30 мкм на спектри відбиття порошкового зразку. Так, при збільшенні

концентрації вкраплень відновленого заліза спостерігається: (1) зростання коефіцієнта поглинання усієї частинки (рис. 1.9а); (2) зменшення відбиття на всьому досліджуваному діапазоні довжин хвиль (рис. 1.9б); (3) загальне «почервоніння» спектру (інакше – збільшення загального спектрального нахилу); (4) зменшення інтенсивності смуги поглинання та зміщення її мінімуму у червоний бік спектру. (3) та (4) пункти є неспецифічними до олівінів, вони також помітні у випадку ряду інших Fe-вмісних мінералів.



(а)



(б)

Рис. 1.9 Результати моделювання впливу космічного вивітрювання на спектри мінералів. (а) спектри поглинання олівіну. Суцільною лінією показано спектр олівіну без домішок нанофазного заліза, цей спектр було отримано за одновимірною геометро-оптичною моделлю з лабораторного спектру відбиття порошкового олівіну з набору LRMCC (Isaacson et al., 2011a). Інші криві – спектри поглинання олівіну із нанофазними вкрапленнями, отримані за виразом (1.18). (б) Спектри відбиття реголітоподібної поверхні.

Наведені результати коректні за фізичним змістом, та чисельно узгоджуються із результатами інших, набагато складніших, моделей, які мають обмежені можливості застосування до астрономічних даних. Прикладом такої моделі є наведена у Penttila et al. (2020) ієрархічна модель розсіювання реголітоподібним середовищем, яка використовує декілька оптичних наближень: (1) на відстанях десятків нанометрів – наближення Релея для моделювання наночастинок відновленого заліза (наприклад, Mishchenko et al., 2000; Muinonen et al., 2018); (2) десятки і сотні мікрометрів – геометро-оптичне моделювання, англ. ray tracing, яка

включає відбиття та заломлення на поверхнях частинок, поглинання вздовж шляху розповсюдження променів (Muinonen et al., 2009), та (3) понад міліметри – теорію переносу випромінювання для моделювання відбиття світла поверхнею, яка складається із окремих частинок (Muinonen, 2004).

Другий випадок дозволяє моделювати альбедо реголітоподібного середовища, яке являє собою суміш частинок різних мінералів. Власно, саме такі спектри спостерігаються при проведенні спектрофотометричних досліджень за допомогою місячних орбітерів, роздільна здатність яких становить понад десятки метрів на піксель. На таких масштабах поверхня Місяця рідко представлена лише одним типом мінералів. Як мінімум, для адекватного кількісного аналізу спектрів альбедо слід розглядати спектр суміші мінералу із продуктами його космічного вивітрювання.

За допомогою розглянутої моделі у роботі Surkov et al. (2020a) було надано фізичну інтерпретацію емпірично встановленої залежності спектрального нахилу в UVVis діапазоні від вмісту діоксиду титану (TiO_2). Детальне обговорення даного ефекту та конкретної модельної реалізації подано у третьому розділі даної дисертаційної роботи, тут ми лише обмежимося прикладом застосування одновимірної геометричної моделі для спектрального змішування декількох прозорих компонент, розміри частинок яких суттєво більші довжини хвилі.

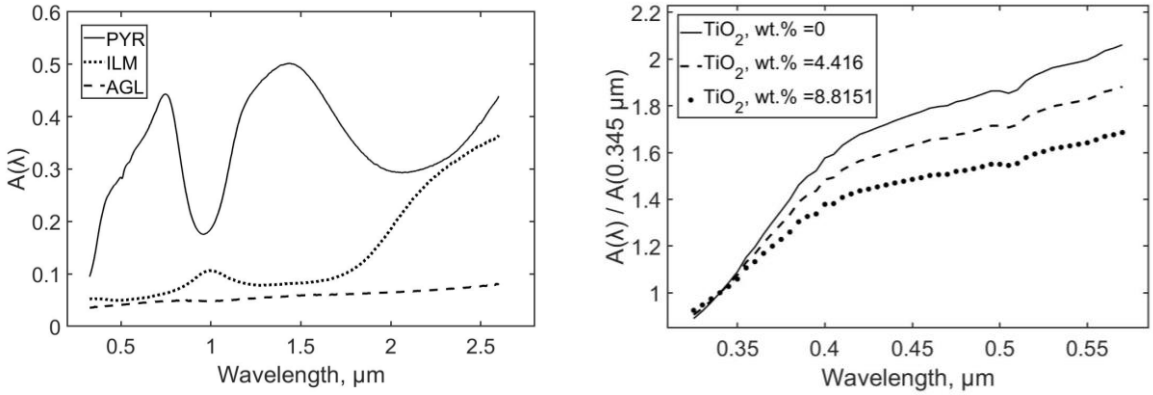
Загальне формулювання ефекту впливу присутності діоксиду титану на спектральну поведінку реголіту Місяця наступне: при збільшенні вмісту діоксиду титану зменшується нахил спектрів реголіту. Ми розглядаємо реголіт як суміш трьох мінералогічних фракцій: піроксенів (PYR), ільменіту (ILM) та аглютинатів (AGL). Обрані спектри представника кожної фракції подано на рис. 1.10a. Задля отримання спектру суміші, на першому етапі моделювання за моделлю (вираз 1.7-1.8) з цих спектрів було отримано одновимірні індикатриси однократного розсіювання для кожної

мінералогічної компоненти – $(r_b,r_f)_{j=1,2,3}$ на кожній довжині хвилі. Далі, обчислювалась одновимірна індикатриса розсіювання напівнескінченного шару частинок за виразом (1.19-1.20), де c_i – об'ємні долі кожної мінералогічної компоненти.

$$\rho_b = q\sum_j^n (c_j r_{b,j}) \tag{1.19}$$

$$\rho_f = q\sum_j^n (c_j r_{f,j}) + 1 - q \tag{1.20}$$

Потім, застосовуючи вираз (1.11), переходили до спектру альбедо. Приклади отриманих спектрів альбедо зображені на рис. 1.10б. На цьому графіку добре простежується вплив кількості TiO_2 на спектр суміші.



(а) (б)

Рис. 1.10 Застосування одновимірної геометро-оптичної моделі до 3х-компонентної суміші мінералів, яка імітує основні компоненти реголіту Місяця. (а) спектри з бази даних RELAB (PYR – LRCMP_216_70017, ILM – LRCMP_218_70017, AGL – LS-CMP-045). (б) спектри суміші компонентів для різного вмісту TiO_2, нормовані на альбедо на довжині хвилі 0.345 мкм. *Джерело: Surkov et al. (2020a).*

Кількість самого діоксиду титану визначається як добуток масової частки сполуки у ільменіті ($FeTiO_3$) на масову частку ільменіту у суміші, вважаємо, що ільменіт – основна титан-вмісна компонента реголіту. Отримані результати дійсно відтворюють статистичну закономірність ефекту. Певні чисельні оцінки та порівняння із статистичними

залежностями, запропонованими у Sato et al. (2017) та Lucey et al. (2000), надано у третьому розділі рукопису.

1.3 Методи прогнозування мінералогічного складу поверхні безатмосферних тіл за спектральними даними

Лабораторні вимірювання спектрів дифузного відбиття земних, місячних та метеоритних зразків, наземні телескопічні спостереження та дані, отримані за допомогою спектрометрів на бортах КА, для поверхонь різних тіл Сонячної системи мають спільні особливості поглинання, які можуть бути асоційовані та проінтерпретовані в контексті складу та структури поверхні. Тому майже з самого початку спектрофотометричні дослідження тіл Сонячної системи були зосереджені на визначенні якісного та кількісного складу реголіту відповідних поверхонь.

Було досягнуто суттєвого успіху у картуванні вмісту хромофорних оксидів (наприклад, Lucey et al., 2000), нанофазного відновленого заліза (наприклад, Lemelin et al., 2013), важливого потенційного ресурсу – ізотопу He^3 (Taylor, 1994; Shkuratov et al., 1999c), та інших за наземними телескопічними спостереженнями та даними КА Clementine, LRO, Kaguya. Для картування таких параметрів використовувалися методи встановлення статистичної кореляції між лабораторно отриманими значеннями вмісту досліджуваних компонент та певними спектральними параметрами. Про якість досягнень у картуванні оксидів можна судити з того погляду, що карти, отримані за різними методами та даними, мають дуже тісну кореляцію значень. На відміну від картування вмісту хімічних сполук, у дистанційному зондуванні мінералогічних компонентів на сьогодні досягнуто значно менших результатів. Причинами цього є значно складніша спектральна залежність суміші мінералогічних компонентів від вмісту кожної окремої.

На сьогодні для мінералогічного картування поверхні Місяця було впроваджено декілька підходів. Загалом, їх можна умовно поділити на три

великі групи: (1) візуальна інспекція спектрів відбиття та якісний опис потенційного мінералогічного складу; (2) встановлення статистичної залежності між складом лабораторних зразків та їхніми спектрами дифузного відбиття (включаючи пошук залежностей за допомогою машинного навчання) та (3) методи, які базуються на кількісному відтворені спектрів дифузного відбиття з використанням моделей розсіювання світла реголітоподібними середовищами.

Для більш-менш ретельного загального опису розроблених методів треба проводити окрему загальну роботу. Тому у цьому пункті буде наведено використання конкретного методу із кожної групи на прикладі певної роботи, яку, на думку автора дисертації, можна було б вважати характерною для даного типу методів дистанційного прогнозу мінералогічного складу поверхні Місяця.

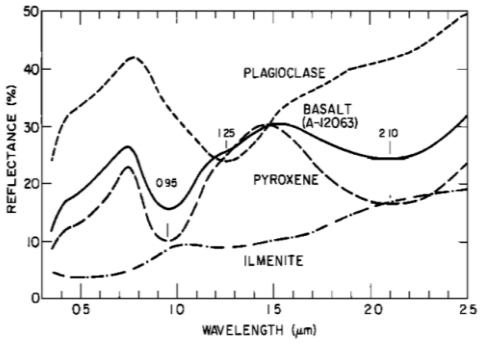
Якісна інтерпретація спектрів відбиття поверхні Місяця

Загальна схема якісного аналізу спектрів полягає у ретельній візуальній інспекції спектрів дифузного відбиття поверхні, ідентифікації певних особливостей (положення, глибина, форма контурів наявних смуг поглинання, тощо); проводиться подальша хіміко-мінералогічна інтерпретація отриманих результатів, певна графічна візуалізація.

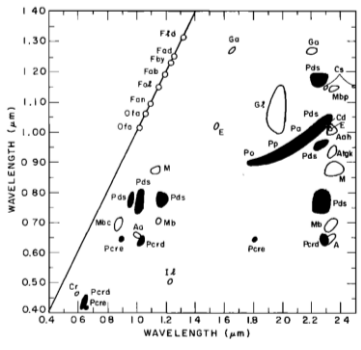
Перше принципово важливе питання, яке розглядається у зазначеній схемі аналізу, – виокремлення набору мінералогічних компонентів суміші, певні характерні особливості яких простежуються у спектрі. При цьому важливо враховувати, що домінування спектральних особливостей (спектральне домінування) певних елементів не слід прямо інтерпретувати, як факт кількісного превалювання даного мінералу, та намагатися якісно врахувати можливі ефекти, пов’язані із світлорозсіюванням та наявністю компонент, особливості яких можуть бути пригнічені різними факторами. Наприклад, наявність ільменіту у суміші може проявлятися радше як

істотне зниження альбедо, аніж у вигляді явних смуг поглинання у спектрах.

На рис. 1.11а показано лабораторні спектри відбиття зразка місячного реголіту з місця посадки Аполлона-12 (суцільна лінія) та основних мінералогічних компонентів, виділених із цього зразка. З поданих залежностей можна зрозуміти, що спектр відбиття суміші визначається складною залежністю спектрів основних утворюючих компонентів, хоча містить певну інформацію про них. Наприклад, у спектрі суміші майже немає жодних особливостей, притаманних ільменіту (загальна частка якого у зразках з місця посадки Аполлона-12 становить біля 6-8%), а смуга поглинання плагіоклазу, частка якого у місячних базальтах є суттєвою (20-30%), у зразку ідентифікується як продовження (крило) смуги поглинання піроксенів біля 1 мкм. Основною задачею таких методів є визначення набору мінералогічних компонентів за спектром відбиття суміші. Дані методи не дають уявлення про кількісний склад, адже, як було наведено, вираженість певних спектральних особливостей може бути пов’язана із оптичними властивостями реголіту в цілому, а не безпосередньо із вмістом мінералу.



(а)



(б)

Рис. 1.11 (а) Дифузні спектри відбиття зразку порошкованого базальту, поверненого з місця посадки Аполлона-12 (суцільна лінія), та спектри відбиття основних мінералогічних компонентів цього зразка (окрім ільменіту – зразок синтетичний). Рисками відмічено положення мінімумів смуг поглинання піроксенів та плагіоклазу. (б) Діаграма точних положень смуг поглинання біля 1 та 2 мкм. *Джерело: обидва з Adams et al. (1974).*

Інше важливе питання – унікальність спектрів дифузного відбиття, чи можливо відтворити спостережні спектри за допомогою лише одного набору компонентів, або ця задача може мати декілька різних розв'язків? У найбільш загальному випадку відповідь негативна – з певною точністю один і той самий спектр дифузного відбиття можна відтворити різними комбінаціями набору базових мінералів та їх вмісту. Тож принципову роль у вирішенні цього питання має як апріорна інформація і попередні геологічні дані, так і лабораторні дослідження повернених зразків реголіту.

Наприклад, маючи лише невелику частину спектру навколо смуги поглинання біля одного мікрометру із мінімумом біля 1050 нм, неможливо надати якісну мінералогічну інтерпретацію. Отже, наявність достатньо глибокої смуги поглинання біля одного мікрометру вказує на присутність у реголіті достатньо об'ємної фракції піроксенів та/або олівіну, чи мінерального скла. Проте, диференціація основної компоненти у даному випадку полягає в оцінці ширини смуги поглинання: для піроксенів характерна достатньо вузька (до 100 нм) та відносно симетрична смуга поглинання, для олівіну – навпаки. Але це не виключає присутності іншої компоненти у якості домішку у кількості, яка дає змогу проявляти себе у спектрах.

Щодо інтерпретації зміщення мінімуму смуги можливо зробити припущення, що даний реголіт збагачений на: (1) олівін; або (2) місячне скло; чи просто (3) складається із певного типу піроксенів. Всі три припущення можуть бути уточнені шляхом зіставлення з геологією конкретного району Місяця. Якщо досліджується ділянка поверхні, де розташовані утворення вулканічного генезу, на перше місце виходить гіпотеза про збагачення аморфними продуктами вулканізму (склом), якщо це спектр матеріалу центральної гірки кратеру – олівіном. Додаткову уточнюючу інформацію також можна отримати шляхом додаткових досліджень морфології смуги поглинання у самому спектрі, визначення її

асиметрії, положення, наявних вигинів тощо. Проте, такі дослідження можливі лише за наявності дуже точних спектрофотометричних даних високої спектральної роздільної здатності, та можуть давати переважно непряму інформацію.

У роботах Adams (1974, 1975) в контексті інтерпретації спектрів дифузного відбиття при дистанційному зондуванні поверхонь тіл Сонячної системи вперше запропонував наступну діаграмну методику. По осях діаграми відкладають положення центрів смуг біля одного та двох мікрометрів та позначають спектр точкою. Сукупність таких точок формує певний кластер, при потраплянні спектру із невідомим складом у область кластера, або із аналізу його загального положення на діаграмі можна робити певні припущення про мінералогічний склад досліджуваної поверхні. При наявності у мінералу лише однієї смуги поглинання на всьому досліджуваному спектральному діапазоні, наприклад, як у олівіну, діаграму можна трансформувати наступним чином: по одній осі нанести весь діапазон, та розташовувати точки із однією смугою на діагоналі.

На рис. 1.11б подано приклад оригінальної діаграми, побудованої за приблизно 100 різними спектрами дифузного відбиття порошкованих зразків мінералів. На ній нанесено положення точок, які представляють спектри відбиття наступних груп мінералів: A – група амфіболітів; C – карбонатів; F – група польових шпатів; Gl – мінерального скла; Il – ільменіт; O – олівіни; P – піроксени та деякі інші. Маленькі літери після великої позначають конкретний підтип. На сьогодні таке ретельне розрізнення мінералів за космічними даними у більшості випадків неможливе. Виключення з цього становлять лише кліно- та ортопіроксени.

Оскільки спектри певних мінералів мають лише одну смугу у видимому та ближньому інфрачервоному діапазоні довжин хвиль, їх місце на цій діаграмі може бути визначено сукупністю точок із одинаковою абсцисою та ординатою, яка дорівнює положенню мінімуму цієї смуги.

Приклад такої діаграми наведено на рис. 1.11 б, де точки, які відповідають олівіну та плагіоклазу розташовані на діагоналі діаграми (виділена суцільною лінією). У даній дисертаційній роботі діаграми Адамса використовувалися для встановлення мінералогічного різноманіття північно-західної частини Плато Аристарх та оточуючих морських базальтів, уточнення контурів DMD на південь моря Пару, спектрально – мінералогічної класифікації низькоальбедного матеріалу, що оточує кратер Гігін, та матеріалу IMP.

Окрім суто якісної мінералогічної характеристики, за формою смуг поглинання у спектрах можна проводити напівякісний аналіз, наприклад, встановити певні особливості хімічного складу, або деталізувати підтип мінералів. Теоретично встановлено (наприклад, Burns, 1993), що певні зміни положення смуг поглинання піроксенів залежать від концентрації іонів Fe^{2+}, Ca^{2+} та деяких інших. Слід зауважити, що варіація хімічного складу у певних межах не призводить до зміни симетрії кристалічної решітки в цілому (орто- та клінопіроксени). На рис. 1.12 наведено тренди залежності положення смуг поглинання піроксенів від хімічного складу, вираженого у параметрах *#Fe/(Fe+Mg+Ca)* та *#Ca/(Ca+Fe+Mg)*. Так, зміна положення смуг поглинання клінопіроксенів у червоний бік при підвищенні вмісту заліза значно більш виражена, ніж у ортопіроксенів, проте ситуація протилежна у випадку із Ca. В обох випадках, всі зміщення відбуваються лише у межах кластерів відповідного типу піроксенів.

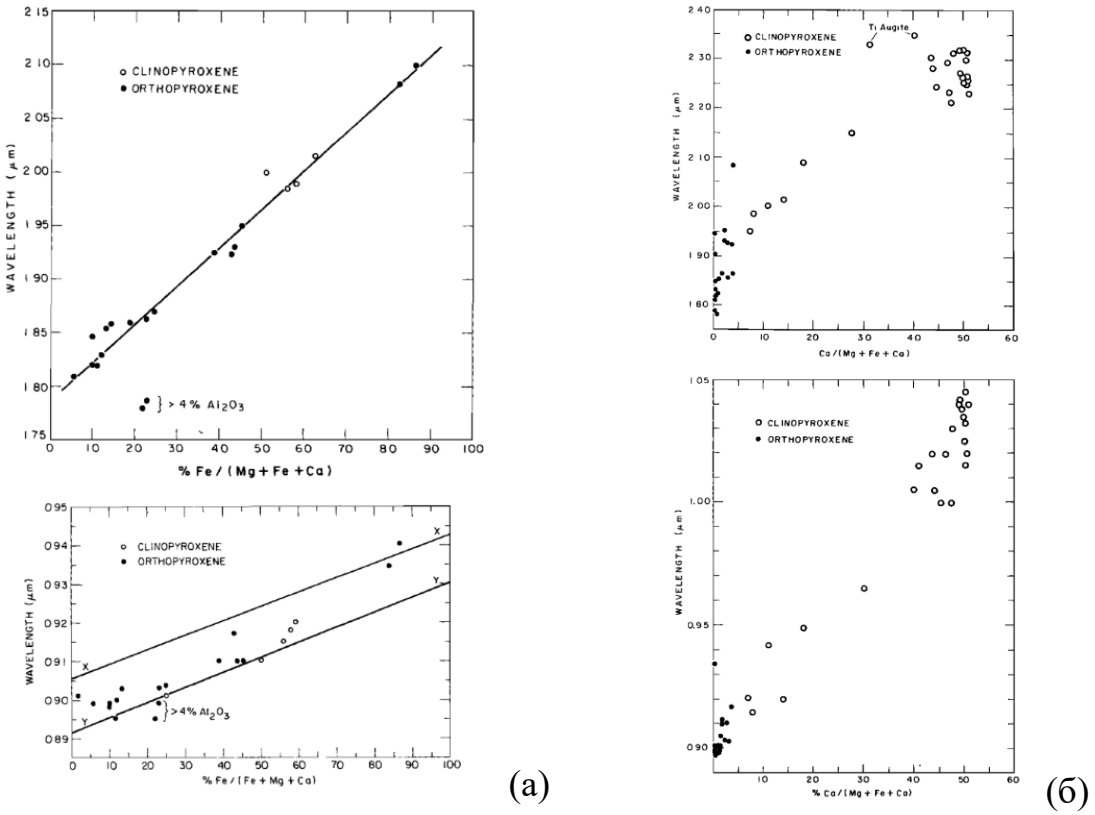


Рис. 1.12 (а) та (б) візуалізація зміщення положень смуг поглинання піроксенів в залежності від вмісту заліза та кальцію, відповідно. *Джерело: обидва з Adams et al. (1974).*

Визначення мінералогічного складу поверхні кореляційними методами

Найбільш успішним на сьогодні кількісним методом прогнозування хімічного складу реголіту Місяця є запропонований у роботах Lucey et al. (1995, 2000a) метод оцінки вмісту оксидів FeO та TiO_2 за кореляційними співвідношеннями (наприклад, 1.21-1.22) між лабораторно визначеним вмістом зазначених сполук та значеннями альбедо на певних довжинах хвиль. Оптичною характеристикою, яка вказує на ступінь зрілості, є запропонований Optical MAturity Index (OMAT, вираз 1.23). Він головним чином контролюється вмістом відновленого нанофазного заліза, але також на нього впливає відсутність, або присутність піроксенів та аглютинатів. Ключовою особливістю даного методу є можливість його

застосування до доволі обмежених даних альбедо на декількох довжинах хвиль. Вперше це було зроблено для UVVis даних КА Clementine

$$FeO[\%] = -17.43\left\{arctan\left(\frac{A\,(950nm)/A\,(750nm) - y}{A(750nm) - x}\right)\right\} - 7.56 \quad (1.21)$$

$$TiO_2[\%] = 3.71\left\{arctan\left(\frac{A\,(415nm)/A\,(750nm) - z}{A(750nm)}\right)\right\}^{5.98} \quad (1.22)$$

$$OMAT = \sqrt{(A(750nm) - x)^2 + \left(\frac{A(950nm)}{A(750nm)} - y\right)^2} \quad (1.23)$$

Слід зазначити, що таке визначення вмісту хромофорних оксидів також важливе для мінералогічних досліджень реголіту Місяця. Адже воно потенційно дозволяє зробити певні припущення про конкретний мінералогічний підтип попередньо визначеного мінералу. Наприклад, розрізнення Ca-збагачених піроксенів від суміші інших підтипів з різною симетрією кристалічної решітки, надлишку скла у складі реголіту, уточнення співвідношення фаяліт – форстерит у покладах олівіну, тощо. Можливо навіть зробити припущення про присутність певного мінералу на досліджуваній локації. Наприклад, одночасна присутність оксиду заліза та збільшений вміст діоксиду титану на певних ділянках морських базальтів є непрямим свідченням наявності ільменіту, та навпаки – відсутність діоксиду титану у реголіті материків говорить, про його відсутність.

У такому випадку виникає можливість вирахувати наступну величину – максимально можливий стехіометричний вміст мінералу (наприклад, за вмістом FeO та TiO_2 – ільменіт). Дана величина прогнозує такий максимально можливий вміст мінералу, що весь оксид феруму та діоксид титану були б присутніми лише у фракції ільменіту. Такий параметр не має відношення до реального вмісту ільменіту, оскільки: (1) умови утворення того самого ільменіту при застиганні виверженої при ударі лави були далекі від рівноваги; та (2) оксиди також входять до складу продуктів космічного вивітрювання (скла та аглютинатів), які можуть

складати до 70% усього реголіту. Як буде показано у наступному пункті даного розділу, максимально можливий стехіометричний вміст дає дуже приблизне уявлення про реальну кількість мінералу у кристалічній фазі *in situ*.

Саме тому задача визначення вмісту мінералів потребує окремих рішень. Однією із можливостей є розвиток попередньої ідеї кореляційної техніки, що передбачає визначення певних статистичних закономірностей між вмістом певної мінералогічної фракції та спектральними даними. Бажано, щоб такі моделі могли бути застосовані до даних, отриманих з бортів навколомісячних КА, що передбачає відносну простоту моделей. У роботі Shkuratov et al. (2005) було запропоновано наступну узагальнену функцію лінійного зв'язку логарифму вмісту певної мінералогічної одиниці із чотирма значеннями альбедо на відповідних довжинах хвиль:

$$log(X) = a_m A(415nm) + b_m A(750nm) + c_m A(900nm) + d_m A(1000nm) + e_m \qquad (1.24)$$

П'ять коефіцієнтів регресії (1.24) було визначено за лабораторними спектральними даними зразків реголіту з бази спектрів дифузного відбиття LSCC (Pieters, 2002) та наведено у таблиці 1.2. Там же подано коефіцієнт лінійної кореляції k, який вказує на потенційно високу можливість визначення вмісту клінопіроксенів та плагіоклазу, а також встановлення вмісту аглютинатів. Ці статистичні дослідження вказують на принципову можливість картування інших типів мінералів та оптичних параметрів, проте значно менш надійне (нижчий коефіцієнт кореляції), що говорить про не вичерпаний потенціал статистичних методів, при подальшій доробці.

Нижче подано результати картування з використанням наведеного методу вмісту клінопіроксенів (рис. 1.13а), плагіоклазу (рис. 1.13б) та аглютинатів (рис. 1.13в) за даними КА Clementine. Глобальні розподіли вмісту клінопіроксенів та плагіоклазу добре узгоджуються із сучасними

уявленнями про мінералогічний склад поверхні Місяця. Вони чітко відтворюють дихотомію розподілу у реголіті місячних морів та материків.

Так, вміст клінопіроксенів на морях варіюється між >10 та >22 %, в той час як вміст у реголіті материків не перевищує 5-7%. Межа море-материк добре простежується. Додатково можна вказати на збільшений вміст клінопіроксенів у басейні Південний полюс-Ейткен, найбільшій відомій ударній структурі на Місяці, розташованій на півдні зворотного боку Місяця. Хоча за показниками значень альбедо дана структура є в середньому темнішою за материки на кілька відсотків і не дуже чітко відрізняється за альбедо, збільшені показники піроксенів чітко вказують на наявність виверженых базальтів.

Таблиця 1.2 Коефіцієнти для визначення вмісту мінералогічної компоненти за лінійною регресією.

Мінералогічна одиниця	a_m	b_m	c_m	d_m	e_m	k
Клінопіроксени	-0.129	0.244	0.147	-0.321	1.270	0.93
Плагіоклази	0.114	-0.126	-0.021	0.093	1.064	0.93
Аглютінати	-0.057	0.038	-0.078	0.065	1.782	0.85

Розподіл вмісту плагіоклазу є дещо зворотним до вмісту піроксенів, також має чітку межу море-материк. Вміст даного мінералу у реголіті морів становить до 25-30%, в той час як на материковій поверхні – понад 45%. Окреме питання виникає при інтерпретації підвищеного вмісту плагіоклазу у викидах та променевих системах кратерів. Цей факт, імовірно, слід трактувати як артефакт, пов’язаний із кореляцією підвищеного альбедо незрілого ґрунту із вмістом одного із найбільш яскравих мінералів на даному спектральному діапазоні.

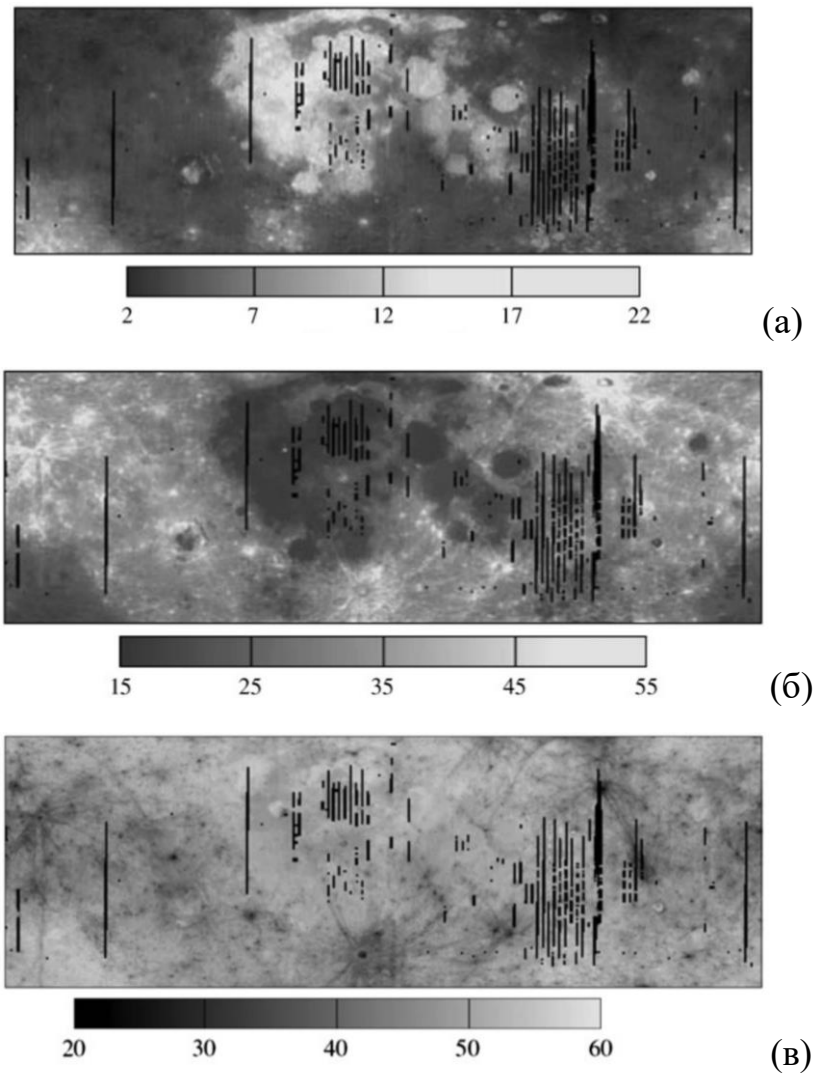


Рис. 1.13 Розподіл вмісту основних одиниць кристалічної фракції реголіту Місяця: (а) клінопіроксенів; (б) плагіоклазу та (в) основного компонента аморфної фракції – продуктів космічного вивітрювання, аглютинатів. *Джерело: Shkuratov et al. (2011).*

Вміст аглютинатів гірше корелює із спектральними даними (k = 0.85 для аглютинатів, проти 0.93 для клінопіроксенів та плагіоклазу). Вміст даної фракції є дуже високим як для морської, так і для материкової поверхні, тобто, не формується межі розділу море-материк. Істотні варіації спостерігаються лише для викидів та променевих систем кратерів. Даний метод вказує на збільшений вміст аглютинатів у локаціях із покладами пірокластичних матеріалів та скла, що також є недоліком методу.

Використання моделей розсіяння світла реголітоподібними середовищами для кількісного мінералогічного аналізу мультиспектральних даних

Методи прогнозування мінералогічного складу реголіту із використанням моделей розсіяння світла реголітоподібними середовищами базуються на відтворенні спектрів відбиття світла поверхнею за допомогою лабораторних спектрів основних мінералогічних компонентів із урахуванням структурних особливостей реголіту та можливих додаткових параметрів (наприклад, урахування спектрального впливу нанофазного відновленого заліза, вмісту FeO, хімічних параметрів Mg#, Ca#, тощо), які закладено у модель. Прогнозування складу відбувається шляхом порівняння отриманих модельних спектрів із виміряними детекторами, встановленими на КА, за певним критерієм подібності.

Мабуть, найбільш повною роботою у цьому напрямі, виконаною Lemeline et al. (2019), є дослідження та картування вмісту двох типів піроксенів, олівіну та плагіоклазу за даними MI Kaguya. У цій роботі було використано глобальні мозаїки альбедо поверхні Місяця у широтному діапазоні від -70^{o} до +70^{o}, отримані у 9 вузьких спектральних каналах UVVis діапазону (415, 750, 900, 1001, 1000, 1050, 1250, 1550 нм) із просторовою роздільною здатністю близько 20 м/піксель для спектральних каналів 415 - 1001, та 62 м/піксель для 1250 та 1550 нм. Всі спектральні дані були топографічно скориговані та приведені до стандартною фотометричної системи (кути падіння, відбиття та фази становлять 30^{o}, 0^{o}, 30^{o}, відповідно).

Базовий набір мінералогічних компонентів складається із чотирьох зазначених мінералогічних одиниць, при різних значеннях середнього розміру та концентрації відновленого нанофазного заліза. Таким чином запропонована модель має чотири основні вільні параметри. Синтетичний набір спектрів моделювався із використанням моделі, запропонованої

Hapke (1993). Ця модель дозволяє отримувати спектр відбиття реголітоподібною поверхнею при різних умовах спостереження за наступним виразом:

$$r(\lambda, i, e, \alpha) = \left(\frac{w_{avg}}{4}\right)\left(\frac{1}{cos(e) + cos(i)}\right)([1 + B(\alpha)]P(\alpha) + H(\mu_0)H(\mu) - 1) \qquad (1.25)$$

де w_{avg} – усереднене із множником (масова доля кожної мінералогічної компоненти) альбедо однократного розсіювання. У даній моделі саме цей коефіцієнт є основним носієм інформації про хіміко – мінералогічний склад суміші. *B(α)* – так звана функція зворотного розсіювання, необхідна для коректного чисельного опису опозиційної геометрії. Для кутів фаз понад 15° можна вважати, що вона дорівнює 0. Таким чином при розрахунку спектрів у стандартній фотометричній системі її можна не враховувати. *P(α)* - фазова функція однієї частинки, яка у моделі має вигляд (1.26). Параметри b та c – наближені значення індикатриси розсіювання у напрямку вперед і вбік, відповідно. Для частинок місячного реголіту зазвичай приймають наступні чисельні значення: *b = -0.4, c = 0.25*. *H(μ)* – модифікована Hapke (1993) ізотропна функція Чандрасекара косинуса відповідного кута (1.27-1.28), яка також залежить від w_{avg}.

$$P(\alpha) = 1 + bcos(\alpha) + c\,(3cos^2(\alpha) - 1)/2 \qquad (1.26)$$

$$H(\mu) = \left[1 - \frac{1 - \sqrt{1 - w_{avg}}}{1 + \sqrt{1 - w_{avg}}}\mu\left\{r_0 + \left(1 - \frac{r_0}{2} - r_0\mu\right) ln\left(\frac{1 + \mu}{\mu}\right)\right\}\right]^{-1} \qquad (1.27)$$

$$r_0 = \frac{2}{1 + \sqrt{1 - w_{avg}}} - 1 \qquad (1.28)$$

Наведені вище функції кутів описують розсіювання світла реголітом Місяця: *P(α)* несе в собі інформацію про розсіювання світла окремою частинкою, *H(μ)* описує перенос випромінювання, *B(α)* – є дещо штучним коригуючим коефіцієнтом для області малих кутів, де стають важливими хвильові властивості світла. Вони, головним чином, залежать від кутів.

Модельний параметр w_{avg} залежить від довжини хвилі і складається із значень альбедо однократного розсіювання кожної окремої мінералогічної компоненти, яка визначається наступними виразами (1.29-1.32).

$$w_k = S_E + \left(\frac{(1 - S_E)(1 - S_I)\left(r_I + exp\left[-2\left(\tau_k(\tau_k + 1)\right)^{1/2} D/3\right]\right)}{1 - r_I S_I + (r_I - S_I) exp\left[-2\left(\tau_k(\tau_k + 1)\right)^{1/2} D/3\right]} \right) \tag{1.29}$$

$$S_E = \frac{(n_k - 1)^2}{(n_k + 1)^2} + 0.005 \tag{1.30}$$

$$S_I = 1.1014 - \frac{4}{n_k(n_k + 1)^2} \tag{1.31}$$

$$r_I = \frac{1 - [\tau_k/(\tau_k + 1)]^{1/2}}{1 + [\tau_k/(\tau_k + 1)]^{1/2}} \tag{1.32}$$

Спектральна залежність альбедо однократного розсіювання визначається спектральною залежністю показника заломлення $n_k(\lambda)$ та коефіцієнта поглинання $\tau_k(\lambda)$, який визначається формулою (1.34). Впливом залежності показника заломлення окремого мінералу від довжини хвилі у діапазоні 0.5...3 мкм на відповідні спектри суміші можна знехтувати, та прийняти його константою. Основним фактором контролюючим спектральну залежність дифузного відбиття є саме коефіцієнт поглинання матеріалів, що утворюють реголіт.

У моделі Хапке спектральний вплив нанофазного відновленого враховується так само, як і у одновимірній моделі світлорозсіяння – модифікацією показника поглинання певного мінералу, самі формули приймаються у наступний спосіб:

$$\tau_w = \tau_h + \tau_{npFe} \tag{1.33}$$

$$\tau_h = \frac{4\pi n_h k_h}{\lambda} \tag{1.34}$$

$$\tau_{npFe} = \frac{36\pi z f \rho_h}{\lambda \rho_{npFe}} \tag{1.35}$$

$$z = \frac{n_h^3 n_{npFe} k_{npFe}}{\left(n_{npFe}^2 - k_{npFe}^2 + 2n_h^2\right)^2 + \left(2n_{npFe} k_{npFe}\right)^2} \tag{1.36}$$

У поданих виразах індексом h (від англ. host) позначено величини, що відносяться до “чистого” мінералу; τ_w – показник заломлення мінералу, який враховує продукти космічного вивітрювання; n_{npFe} , k_{npFe} – оптичні константи чистого заліза (див. рис. 1.8б); f – об’ємна доля відновленого заліза. Можлива модифікація параметрів даної моделі, яка враховує хімічні особливості певної мінералогічної одиниці, або навіть потенційно уточнити окрему мінералогічну підгрупу. Вплив цих факторів у даній моделі виражається у чисельній модифікації значення показника заломлення. Цей вплив виражають простим емпіричним виразом, який отримують із експериментальних даних. Прикладом врахування впливу іонів магнію, виражених параметром *Mg# = Mg/(Mg+Ca+Fe)*, на показник заломлення двох типів піроксенів та олівіну (ряду *Fa-Fo*) є вирази (1.37-1.39). Усі три мінерали зменшують показник заломлення при збільшенні вмісту Mg.

$$n_{OPx} = 1.768 - 0.118Mg \quad (1.37)$$

$$n_{CPx} = 1.726 - 0.082Mg \quad (1.38)$$

$$n_{Olv} = 1.827 - 0.192Mg \quad (1.39)$$

Також, дану процедуру можна перенести на уточнення впливу на спектроскопічні властивості кількісних показників складу ізоморфного ряду, наприклад, альбіт-анортит (плагіоклази, див. таб. 1.1). Залежність для параметра вмісту чистого анортиту (*An#*) представлена нижче.

$$n_{Plg} = 1.523 + 0.023An + 0.026An^2 \quad (1.40)$$

Слід зазначити, що показник заломлення доволі слабко впливає на спектр дифузного відбиття, тож коректне встановлення даних параметрів можливо лише за певних умов, які накладаються на якість і кількість даних. Отримання таких даних сьогодні можливо лише в лабораторних умовах. Для інтерпретації космічних даних такі підходи не використовуються.

В результаті застосування даної моделі до спектрів відбиття “чистих” мінералів, взятих із бази даних LSCC, було напрацьовано таблицю, яка в цілому складається із 100000 спектрів (значень відбиття у довжинах хвиль, що відповідають даним детектору MI) для певних значень модельного вмісту мінералів, npFe^0 та середнього розміру зерна реголіту. Надалі спектри MI для досліджуваної ділянки поверхні порівнювалися з усіма спектрами отриманої таблиці. В якості чисельної міри подібності було використано параметр найменшої середньоквадратичної похибки (RMSE). Для надійної мінералогічної інтерпретації у досліджуваному регіоні відбирали лише спектри із OMAT > 0.2, тобто не дуже зрілі.

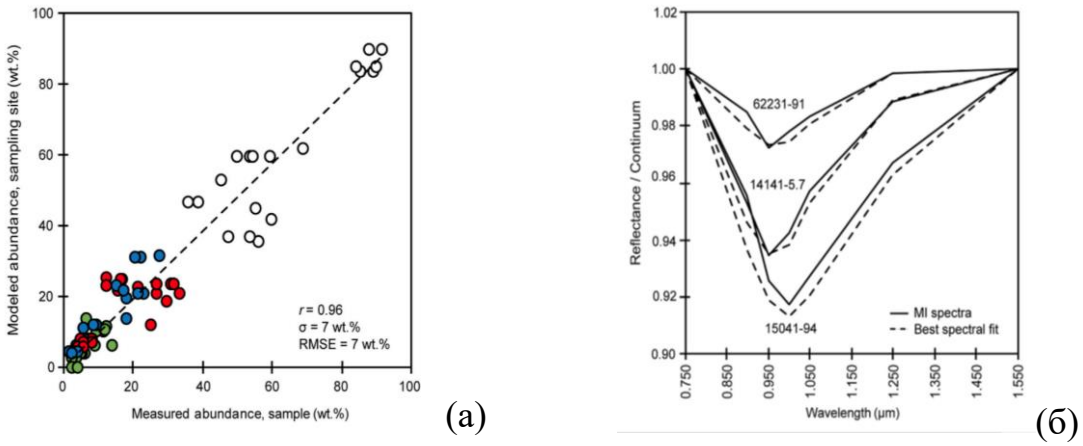


Рис. 1.14 (а) Кореляція між вмістом мінералів, отриманих за допомогою моделі за даними MI Kaguya у місцях посадок Аполлонів, та лабораторним визначенням складу відповідних зразків. Зеленим кольором позначено олівін, червоним – низькокальцієві піроксени, синім – кальцієві піроксени, білим – плагіоклаз. (б) Суцільною лінією показані спектри детектора MI Kaguya, пунктиром – спектр, що найкраще збігається, отриманий за допомогою моделі переносу випромінювання. *Джерело: Lemelin et al. 2019.*

Верифікацію такого підходу до прогнозування мінералогічного складу було проведено шляхом моделювання спектрів MI місць посадок Аполлонів з подальшим порівнянням отриманих параметрів із лабораторно визначеним складом 19 місячних зразків із LSCC. На рис. 1.14а подано діаграму, по осях якої відкладено вміст певного мінералу (позначено кольором) у масових відсотках, який було визначено лабораторно та за

допомогою запропонованої моделі, відповідно. Дані величини продукують тісну лінійну кореляцію із коефіцієнтом 0.96, та стандартним відхиленням на рівні 7 wt.%. Приклади спектрів MI та відповідних модельних спектрів, які мали найменше середньоквадратичне відхилення, тобто найближче за формою смуги поглинання біля 1 мкм підходили до відповідних спектрів MI Kaguya, показано на рис. 1.14б.

Центральним результатом дослідження було визначення середнього мінералогічного складу реголіту внутрішніх кілець основних 13 ударних басейнів на поверхні Місяця. На рис. 1.15 подано графічне відображення розподілу кожної досліджуваної мінералогічної компоненти по досліджуваних місячних морях. За представленими даними домінуючою (дві третини породи) мінералогічною фракцією у всіх місячних морях є анортозитні породи (вміст плагіоклазів у яких, вважається, становить понад 85 wt.%), в той час як мафічні породи складають лише до 35-40 wt.%. Розподіл останніх є наступним: ~ 40 wt.% складають низькокальцієві піроксени ($[Mg,Fe]_2Si_2O_6$); ~ 40 wt.% кальцієві піроксени ($Ca[Mg,Fe]SiO_4$) та до 20 wt.% олівін ($[Mg,Fe]_2SiO_4$). Але результати лабораторних досліджень мінералогічного складу зразків базальтів місячного реголіту дають приблизно однаковий вміст анортозитів та мафічних порід.

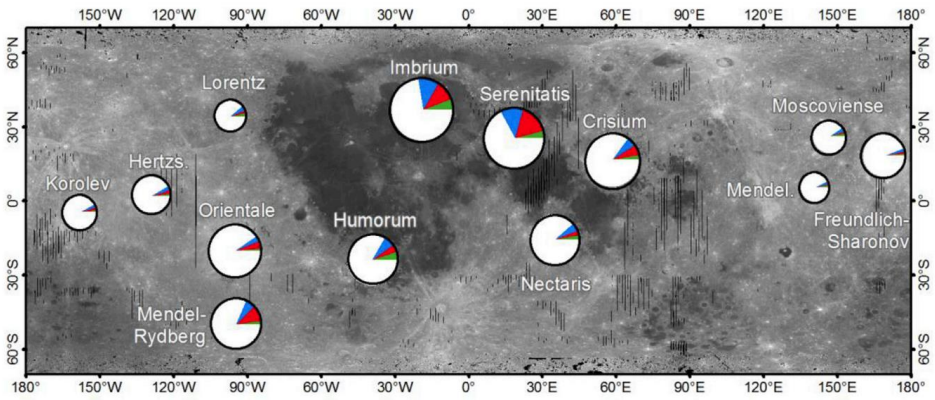


Рис. 1.15 Середній вміст кожного мінералу у 13 басейнах місячних морів. Зеленим кольором позначено відносну частку олівіну, червоним – низькокальцієві піроксени, синім – кальцієві піроксени, білим – плагіоклаз. Радіус кожної діаграми пропорційний до радіусу найменшого кільця відповідного басейну. *Джерело: Lemelin et al. 2019.*

Також автори цього дослідження уникають розмежування піроксенів за ознаками симетрії кристалічної решітки (поділ на орто- та клінопіроксени). Замість цього, вони поділяють їх за хімічним складом (за загальним вмістом іонів Ca^{2+}). Дійсно, хімічний склад суттєво впливає на спектральні властивості, зокрема вміст Ca^{2+}, як показано на рис. 1.12, що становить теоретичну базу для отриманих результатів. Втім, для більш глибокого аналізу отриманих розподілів вмісту підтипів піроксенів слід вказати на геологічний контекст. Для реголітів Місяця характерна наступна особливість: основні Ca-вмісні піроксени (наприклад, авгіт, діопсид, піжоніт, тощо) представлені моноклінною сингонією (клінопіроксени), натомість низькокальцієві (здебільшого Fe-вмісні піроксени, наприклад, феростеріт та протоенстантит), в основному формують орторомбічну (ортопіроксени). Також зустрічаються підгрупи, які мають варіанти обох сингоній, наприклад енстатит ($Mg_2Si_2O_6$). Саме клінопіроксени є домінуючою підгрупою у базальтах Місяця.

У наведених результатах вміст кліно- та ортопіроксенів практично рівний. Однією із причин може бути низька “чутливість” запропонованої спектрофотометричної моделі до відносно невеликих змін у спектрах базових компонентів та їх спектральних сумішей. Також як на можливу причину ще можна вказати на обмеженість досліджуваного спектрального діапазону. Відсутність інформації про глибину та положення смуги поглинання піроксенів біля 2 мкм може призводити до: (1) неможливості надійного диференціювання піроксенів за типами кристалічної решітки та (2) неналежної інтерпретації форми та положення смуги поглинання біля 1 мкм, як залежності від вмісту Ca. Дані детектора M^3 в ефективному спектральному діапазоні від 0.5 до 2.75 мкм мають суттєво вищий потенціал для більш ретельного дослідження піроксенів, аніж дані детектору MI Kaguya.

Ще одна мінералогічна одиниця, яка достатньо поширена у мафічних породах Місяця, – ільменіт, не була врахована у моделі через слабку вираженість його спектральних особливостей (окрім, низького альбедо) на даному проміжку спектра. Виключення цієї мінералогічної компоненти примушує авторів дослідження (не лише цього) вилучати з розгляду суттєві ділянки поверхні Місяця із високим вмістом TiO_2. Так, наприклад, у даному дослідженні не розглядається Море Спокою.

Таким чином, можна зробити висновок, що залучення існуючих на сьогодні моделей розсіяння світла реголітоподібними середовищами також є перспективним напрямком спектрофотометричних досліджень поверхні Місяця. Для успішного впровадження методи цього напряму висувають доволі високі умови до спостережних даних, що використовуються (висока просторова та спектральна роздільна здатність, відносно широких спектральний діапазон, тощо); ці дані можна отримати лише з використанням орбітальних космічних апаратів. Проте, складність застосування даних безпосередньо для отримання мінералогічної інформації та недостатнє розуміння усіх особливостей розсіяння світла реголітоподібними середовищами, порівняно невисока надійність та/або фізична обмеженість відповідних функцій розсіювання суттєво обмежує застосування таких підходів для кількісного визначення складу реголіту Місяця.

Висновки до розділу 1

Спектральні дослідження поверхні Місяця (спектрофотометрія) почалися багато десятиліть тому. Тому саме цей напрямок досліджень є, мабуть, найбільш розробленим на сьогодні. Проведення прецизійної спектрофотометрії у Vis-NIR спектральному діапазоні (0.3...3 мкм) стало можливим лише після вимірювання сонячного спектру із високою точністю, адже потік випромінювання світла, відбитого поверхнею Місяця

несе інформацію як про власні властивості поверхні, так і про особливості спектра Сонця, наприклад, енергетичний розподіл та лінії Фраунгофера.

Основним напрямом спектрофотометричних досліджень на сьогодні є визначення хіміко-мінералогічного складу поверхні Місяця. В той же час спектральні дані також містять інформацію про структуру поверхні (середній розмір частинок реголіту, густину пакування, тощо). Цей фактор ускладнює задачу інтерпретації спектрів у мінералогічному контексті, проте відкриває потенційні можливості подальшого розвитку спектрофотометрії як додаткового інструменту аналізу структури реголіту. У першому пункті цього розділу подано спектроскопічну характеристику основних мінералогічних компонентів реголіту Місяця, розглянуто фізичні механізми утворення смуг поглинання, які притаманні цим мінералам, обговорено спектральні особливості, які мають суттєве значення при дистанційному дослідженні.

Із чисельного набору методів визначення складу реголіту можна виділити декілька загальних підходів: (1) візуальне дослідження спектрів, виокремлення певних чисельних характеристик їх особливостей, наприклад, показників кольору, або глибин і положень присутніх смуг поглинання, та подальша хіміко-мінералогічна інтерпретація; (2) статистична обробка лабораторних даних із визначенням кореляції між спектрами та лабораторно оціненим мінералогічним складом; (3) відтворення спектрів поверхні Місяця із залученням моделей розсіювання світла реголітоподібними середовищами, приклади двох таких найбільш розповсюджених моделей подані у другому пункті цього розділу.

Недоліки та складнощі існуючих методів інтерпретації спектрів дифузного відбиття у контексті визначення мінералогії поверхні Місяця продемонстровано у третьому пункті даного розділу на прикладі декількох ключових праць різних авторів. Із загального аналізу видно, що існуючі методи визначення саме мінералогічного складу поверхні є набагато менш

розробленими та надійними, ніж методи дистанційного визначення хімічного складу, насамперед картування хромофорних оксиду феруму та діоксиду титану, вмісту ізотопу He^3 та інших. Також слід враховувати, що використані дані значно поступаються за своїми характеристиками (вужчий спектральний діапазон, гірша спектральна роздільна здатність) даним детектора M^3, які використовуються в даній роботі.

Тому, *метою цієї дисертації* є детальне дослідження масиву спектральних даних картуючого спектрометра M^3 космічного апарата Chandrayaan-1 обраних ділянок поверхні Місяця з метою розробки нових і уточнення та верифікації запропонованих раніше методів якісного та кількісного визначення мінералогічного складу реголіту за спектральними даними. Окремо слід зазначити, що ці дані задля зменшення впливу існуючих артефактів на результати аналізу були попередньо оброблені методом, запропонованим автором дисертації,

РОЗДІЛ 2. ДАНІ ДЕТЕКТОРУ M^3 ТА ЇХ ОБРОБКА

На початку цього розділу подано загальну характеристику даних скануючого спектрометра M^3. Виокремлено набір даних, які були використані в ході підготовки даної роботи. Описано застосовані калібрування, окремо зазначені недоліки калібрувань та метод мінімізації їх впливу на результати дослідження. У другому параграфі надано опис основного артефакту даних M^3, який унеможливлював використання цього матеріалу для детального мінералогічного картування поверхні Місяця, та алгоритму додаткової обробки, запропонованого автором дисертації. Наприкінці розділу вказано метод отримання спектральних параметрів, які використовувалися для мінералогічної інтерпретації та якісного/кількісного визначення мінералогічного складу реголіту для досліджуваних ділянок поверхні Місяця.

2.1 Спектральні дані детектору M^3 КА Chandrayaan-1. Загальні характеристики

Індійський штучний супутник Місяця (космічна місія Chandrayaan-1) був запущений у жовтні 2008 року та функціонував до передчасного завершення програми з технічних причин у серпні 2009 року. Основною метою цієї місії було проведення дистанційного зондування Місяця із високою спектральною роздільною здатністю у видимому, ближньому інфрачервоному та рентгенівському спектральних діапазонах (Goswami & Annadurai, 2009). Moon Mineralogy Mapper (M^3) – один із приладів на борту КА Chandrayaan-1, що працює в видимому та ближньому інфрачервоному діапазоні спектру (від 0.54 до 2.95 мкм). Саме у цьому спектральному діапазоні розташовані смуги поглинання місячних мінералів, сформовані різними фізичними механізмами, наприклад, смуги поглинання піроксенів біля 1 та 2 мкм, 1.5 мкм смуга ільменіту, або широка смуга олівіну,

утворена трьома меншими смугами, що перетинаються (Burns, 1993). Таким чином, дані картуючого спектрометра M^3 з роздільною здатністю біля 150 метрів на піксель у вигляді гіперспектрів (рис. 2.1), охопленням понад 95% відсотків поверхні та високим відношенням сигнал-шум (до 400 для екваторіальних областей та більше 100 для полярних) є корисними для розвитку уявлень про мінералогічний склад поверхні Місяця та детального картування мінералогічних провінцій (Goswami and Annadurai, 2009; Pieters, 2009). Фактично, з точки зору охоплення місячної поверхні та спектрального розділення ці дані є найперспективнішими для мінералогічних досліджень з доступних світовій науковій спільноті.

Рис. 2.1 Приклад візуалізації гіперспектрального зображення у вигляді «кубу даних», коли зображення альбедо згруповані один над одним таким чином, що вісь перпендикулярна площині зображення утворює спектр відбиття у кожному пікселі. *Джерело: Lundeen et al., 2011.*

Опис даних скануючого спектрометру M^3

В дисертаційній роботі автор використовує дані подані у чотирьох розділах всесвітньої Системи планетних даних, Planetary Data System (PDS), на офіційному сайті одного з вузлів цієї системи: Cartography and Imaging Sciences Node https://pds-imaging.jpl.nasa.gov/volumes/m3.html. Умовно, усю сукупність даних на сайті можна розділити на чотири великі категорії: дані нульового рівня обробки (*level 0*); дані першого рівня

обробки (*level 1b*); дані другого рівня обробки (*level 2*) та службова інформація.

Дані *level 0* складаються із просторово прив'язаних гіперспектральних зображень поверхні Місяця, які подано у одиницях відліку аналого-цифрового перетворювача, так званих Digital Numbers (DN). Ці дані отримані шляхом обробки послідовних спостережень або часових рядів у вигляді координатно прив'язаних зображень.

Дані рівня *level 1b* – гіперспектральні зображення, відкалібровані у одиницях спектральної щільності випромінювання (Вт/м^2/мкм/ср). Для переходу від *level 0* до *level 1b* застосовувалися наступні переважно технічні процедури: корекція темнового сигналу (Dark Signal Subtraction); інтерполяція зіпсованих пікселів (Bad Detector Element Correction); інтерполяція пікселів відводу (зчитування) сигналу з ПЗЗ (Detector Array Tap Interpolation); корекція світла розсіяного оптичною системою (Scattered Light Correction); поправка на лабораторне плоске поле (Laboratory Flat Field Correction); корекція плоского поля, отриманого на орбіті (Imaging Based Flat Field Correction); перерахунок апаратних відліків у фізичні величини, або радіометрична калібровка. Зазначимо, що під час проведення дослідження не було виявлено ознак того, що калібровки першого рівня мають недоліки, які можуть поставити під сумнів результати цього дисертаційного дослідження – вони не потребують наступного більш ретельного огляду.

Дані рівня *level 2* утворюють дані спектрів-зображень відбиття, каліброваних у фотометричній системі RELAB, тобто альбедо поверхні у кожному спектральному каналі перераховано на фотометричні кути падіння, відбиття та фазовий, що дорівнюють 30°, 0°, 30°, відповідно. Для отримання цього рівня даних було застосовано низку технічних корекцій та фізичних моделей, насамперед, теплову та фотометричну моделі. В дисертаційній роботі для спектральних досліджень автор використовував

лише дані останнього рівня обробки – *level 2*. Нижче наведено опис переходу від *level 1b* до останнього рівня обробки даних.

Для отримання спектрів відбиття до даних рівня *level_1b* було застосовано наступні калібрування:

1) ділення на спектр Сонця, або Iπ/F;
2) статистичне згладжування;
3) температурна корекція;
4) фотометрична корекція.

Перша процедура калібрування – ділення спектру M^3 *level 1b* , або спектру щільності випромінювання, відбитого поверхнею Місяця, на спектр Сонця із відповідною корекцією на квадрат відстані від Сонця до точки поверхні, що спостерігається. Спектр Сонця подано на сайті у директорії CALIB у текстовому файлі M3G20110224_RFL_SOLAR_SPEC.TAB. В результаті даної процедури ми отримуємо спектр відбиття для певного набору фотометричних кутів падіння, відбиття та фази, а також надлишкову теплову компоненту, яка зумовлена власним випромінюванням нагрітої поверхні Місяця. Теплова компонента суттєво впливає на вигляд спектра при середній денній температурі поверхні Місяця у екваторіальній зоні, що визначена за даними M^3 за тепловою моделлю (Clark et. al., 2011) та становить близько 380° К вже при довжині хвилі більшої за 2.5 мкм.

Наступним етапом калібрування є так зване статистичне полірування (statistical polishing). Необхідність даної процедури зумовлена впливом нагріву самого апарата та детектора на відповідний апаратний відгук. Причиною введення даного етапу калібрування було пошкодження теплозахисної оболонки КА Chandrayaan-1 під час польоту. Технічно дана процедура є множенням спектра на певний коефіцієнт для кожного спектрального каналу. Значення множників для спектральних каналів у діапазоні довжин хвиль від 0.54 до 2.95 мкм варіюються від 0.95 до 1.05.

Ці множники визначалися шляхом усереднення певних піднаборів спектрів поверхні, які відбиралися командою M^3, та подальшого ділення на загальний середній спектр кожного спектра, середнього для кожного піднабору. Всього використовують два набори множників для всіх спектрів в залежності від температури. Для практичного використання залежність температури детектора була бінаризована на «холодний» детектор і «теплий» детектор та визначалася календарною датою, зашифрованою у назві файлу даних зображень M^3 (див. Таблиця 2.1).

Видалення теплової компоненти спектру із одночасним визначенням температури поверхні Місяця (T^{Moon}) проводилося за тепловою моделлю, розробленою у Clark et al. (2011). Дана модель базується на уявлені, що спектр Місяця після ділення на спектр Сонця є суперпозицією «дійсного» спектру відбиття та теплової компоненти. Теплова корекція включає в себе ітеративне визначення T^{Moon} шляхом наближення теплового надлишку у спектрі відбиття функцією Планка для випромінювання сірого тіла за певного значення альбедо, та подальше віднімання теплового надлишку від спектру, отриманого після попередніх двох пунктів.

Таблиця 2.1 Основні періоди оптичних спостережень Chandrayaan-1.

Період дат	Назва файлу із набором множників
(>=2009-01-19 та < 2009-02-15), або (>=2009-04-15 та < 2009-04-8), або (>=2009-07-12 та <2009-08-17)	M3G20110830_RFL_STAT_POL_1.TAB або M3T20111020_RFL_STAT_POL_1.TAB («теплий»)
(>=2008-11-18 та <2009-01-19), або (>=2009-05-13 та <2009-05-17), або (>=2009-05-20 та <2009-07-10)	M3G20110830_RFL_STAT_POL_2.TAB або M3T20111020_RFL_STAT_POL_2.TAB («теплий»)

Слід зазначити, що дана модель викликає певні зауваження, бо використовує наближення теплової рівноваги, що, насправді, не відповідає дійсності для поверхні Місяця. Іншим важливим чинником недовіри до даної моделі можна навести, наприклад, ту позицію, що для визначення коефіцієнта випромінювання сірого тіла використовували модель, що фактично майже не залежить від абсолютних значень альбедо. Це могло призвести до завищення значень температури поверхні Місяця та подальшої надлишкової корекції спектру, тобто до його вигину у кінці спектрального діапазону M^3 біля 2.95 мкм. Щодо спостережної смуги біля 2.95 мкм ведуться дискусії – окрім недоліків методу корекції теплової компоненти, активно висуваються гіпотези про значну кількість сполук OH/H_2O у реголіті Місяця (наприклад, Pieters et al., 2009; Li & Milliken, 2017). Така смуга поглинання утворена саме коливальним спектром зв'язку OH.

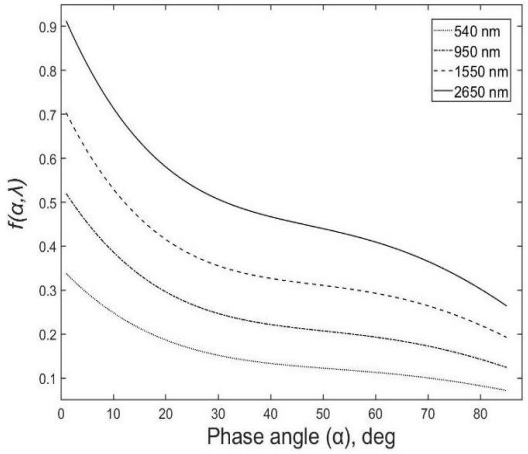
Іншим можливим наслідком надлишкового виправлення спектру може стати деформація контуру червоного краю смуги електронного поглинання біля 2 мкм, що може призвести до похибки у визначенні глибини та точного положення цієї смуги – параметрів, суттєвих для визначення мінералогічного складу досліджуваної ділянки поверхні. Найбільше це помітно при аналізі даних, отриманих при різній геометрії спостереження. Зокрема, вплив теплової корекції на картування спектральних параметрів найбільш помітний для даних екваторіальної зони при високому та низькому Сонці. Задля зменшення впливу можливих недоліків теплової корекції на результати досліджень в даній роботі ми будемо використовувати лише частину спектру між 0.54 та 2.65 мкм, де теплова корекція майже не дає вкладу.

На останньому етапі відбувалася фотометрична корекція даних M^3 та переведення їх у фотометричну систему RELAB. Вибір фотометричної системи був зроблений з міркувань отримання спектрів відбиття з КА

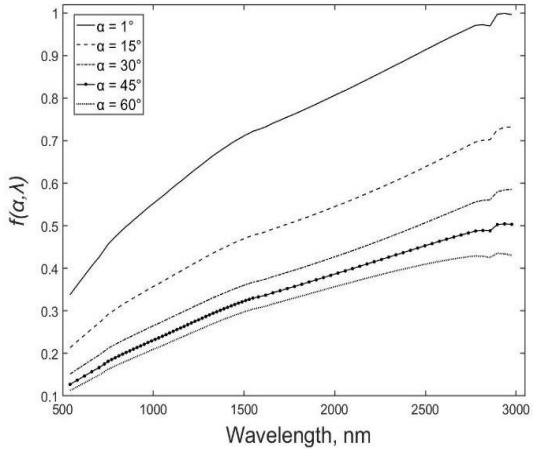
формально такими, що відповідають лабораторним спектрам RELAB (наприклад, Pieters, 1983) та LRMCC (Isaacson, 2011) зразків реголіту Місяця, доставлених під час космічних місій за програмою Аполлон, задля полегшення подальшого порівняння, якісного та кількісного аналізу. Для такої фотометричної корекції було використано наступний вираз:

$$A(\lambda, 30°, 0°, 30°) = A(\lambda, i, e, \alpha) \cdot \frac{f(\lambda, 30°)}{f(\lambda, \alpha)} \cdot \frac{D_{LS}(30°, 0°, 30°)}{D_{LS}(i, e, \alpha)} \quad (2.1)$$

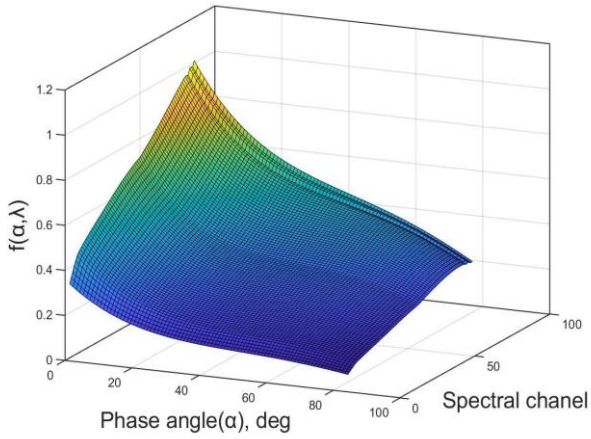
Де $A(\lambda, i, e, \alpha)$ – альбедо на довжині хвилі λ та при кутах падіння, відбиття та фази – i, e та α, відповідно, які враховують локальну топографію поверхні, $f(\alpha, \lambda)$ – фазова функція, $D_{LS}(i, e, \alpha)$ – дискова функція. Таким чином, фотометрична корекція проводилася із використанням факторизованої фотометричної функції. Перший множник описує фазову залежність, а також залежність фотометричної функції від довжини хвилі. Значення фазової функції від довжини хвилі у 83 спектральних каналах M^3 та фазового кута, формально, від 1° до 85°, які використовувались для калібрування детектора, подано у вигляді таблиці у файлі M3G20111109_RFL_F_ALPHA_HIL.TAB. Графічну візуалізацію таблиці представлено на рисунку 2.2. Фазову залежність від обох параметрів було отримано із використанням моделі, запропонованої Hiller et al. (1999), уточненою за даними ROLA (Hicks et al., 2011). Слід зауважити, що використовувана чисельна залежність $f(\alpha, \lambda)$ має певні особливості біля 2.75...2.95 мкм (див. рис. 2.2 б), фізична природа яких викликає певні сумніви.



(а)



(б)



(в)

Рис. 2.2 Залежність фазової функції від кута фази (а) та довжини хвилі (б). Загальний вигляд фазової функції (в). *Джерело: Lundeen et al., 2011.*

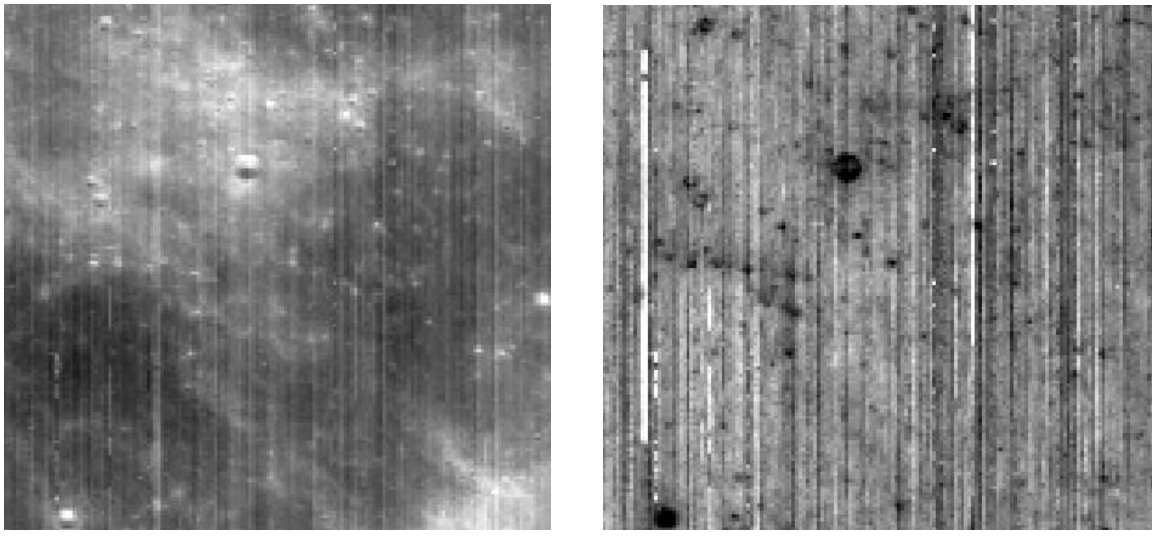
Розподіл ходу яскравості по диску Місяця описується другим множником фотометричної функції та має вигляд закону відбиття світла Ломеля-Зєєлігера:

$$D_{LS}(i,e,\alpha) = \frac{2cos(i)}{cos(i) + cos(e)} \qquad (2.2)$$

2.2 Додаткова обробка даних M³

Через певні технічні проблеми (головним чином пов'язані із пошкодженням теплозахисної оболонки) КА Chandrayaan-1 дані детектора M³ рівня обробки *level 2* спотворені системою випадкових довгих вертикальних смуг шириною в 1 піксель, що значно обмежує використання даних M³ для якісного та кількісного спектрального аналізу. Фактично, ми

маємо справу із неврахованою залежністю плоского поля ПЗЗ-детектора від його температури в умовах функціонування поза межами робочих режимів. Це особливо стає помітним для похідних зображень, які є результатом арифметичних дій над зображеннями альбедо у різних спектральних каналах. Рис. 2.3а, б ілюструють цю проблему для розподілу видимого альбедо на довжині хвилі 950 нм та показника кольору C(0.95 мкм/0.75 мкм) = A(0.95 мкм)/A(0.75 мкм). На зображенні альбедо (рис. 2.3а) чіткі вертикальні смуги шуму мають різну інтенсивність та довжину, їх система виявляє слабкі періодичності. На рис. 2.3б показано підсилення системи смуг при побудові карти розподілу показника кольору C(0.95 мкм/0. 75 мкм), який широко використовується для оцінки вмісту FeO та ступеня зрілості місячної поверхні (Lucey et al., 1995; 2000; Shkuratov et al., 1999a, 2005, 2007; Pieters et al., 2006). Помітно, що смугастість зображення робить практично неможливим надійне визначення оптичних параметрів реголіту Місяця з будь-якою задовільною точністю. Таким чином, дані M^3 без додаткової обробки дають змогу зробити лише певні якісні висновки щодо хімії та мінералогії поверхні.



(а) (б)

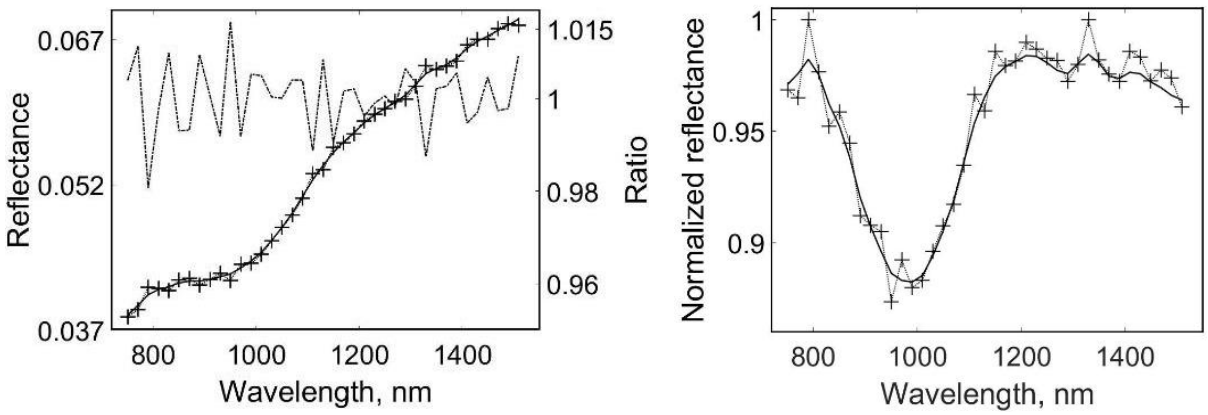
Рис. 2.3 Частина зображення M^3 – M3G20090612T183813_RFL. (а) альбедо на довжині хвилі 950 нм. (б) розподіл показника кольору C(0.95 мкм/0.75 мкм). *Джерело: Shkuratov et al., 2019*

Режекційний фільтр

Загальний аналіз зазначеного артефакту показав певні загальні особливості цієї вади. По-перше, помітні зміни сигналу виявляються в сусідніх довжинах хвиль при максимальній спектральній роздільній здатності для всіх спектрів детектора. Цей ефект можливо було б інтерпретувати як окремі вузькі смуги поглинання. Але такі смуги поглинання (шириною 20-40 нм) ніколи не спостерігалися в лабораторних умовах для зразків, повернених під час космічних програм «Аполлон» та «Луна», і тому можна розглядати ці варіації як випадковий шум. Додаткове порівняння із спектром Сонця, що використовується для нормування спектрів відбиття, не підтверджує гіпотезу про наявність залишкових смуг сонячного спектру у даних.

Задля корекції спектра ми провели його згладжування шляхом дискретної одновимірної згортки спектру із ядром Гауса (далі – спектральне згладжування, або λ-згортка). Параметри ядра згортки вибирали емпірично, враховуючи, що кількісним критерієм їх прийнятності є збереження середнього значення альбедо, обчисленого по зображенню у кожному спектральному каналі, з точністю до 0.2%, така величина була обрана з міркувань рівня точності сучасних фотометричних приладів. Ми використовували ширину ядра близько 4 спектральних пікселі на рівні пів-висоти нормованої функції Гауса. Ми не використовували довжини хвиль більше 2.65 мкм через причини, зазначені наприкінці попереднього параграфу.

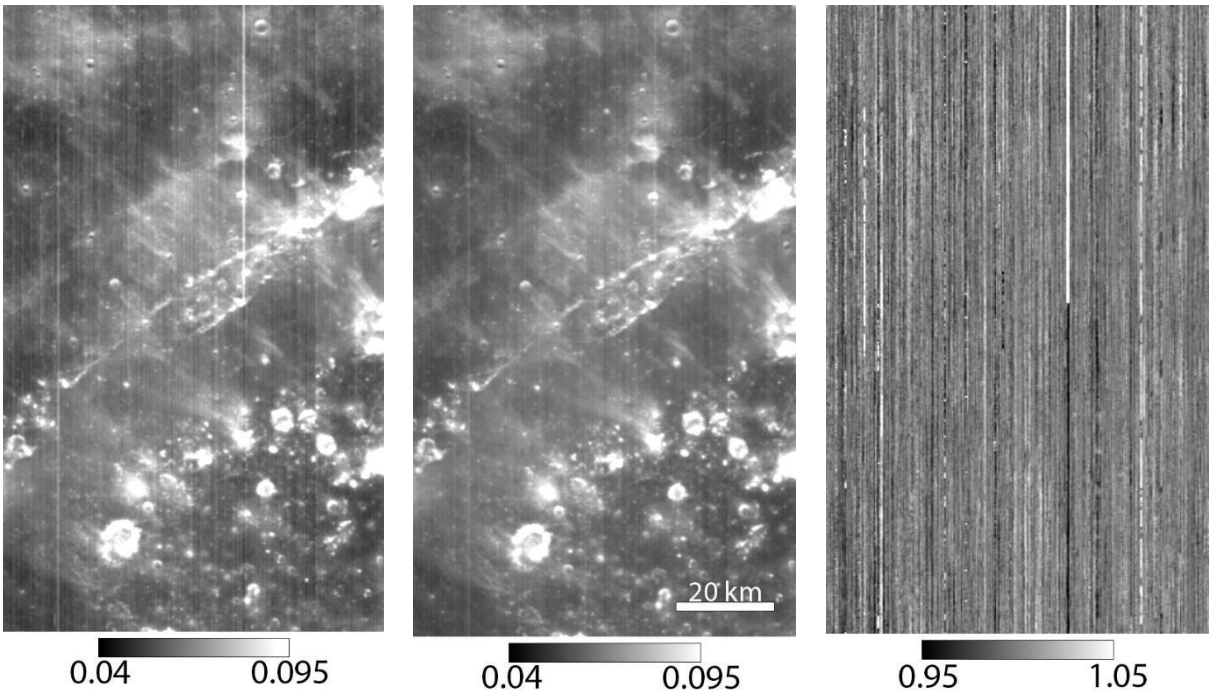
Рис. 2.4 ілюструє ефект спектрального згладжування. Після Гаусової λ-згортки спектр у кожному пікселі гіперспектрального зображення M^3 майже не змінюється візуально, але крива відношення (до/після згладжування) демонструє пригнічення шуму на декілька відсотків.



(а) (б)

Рис. 2.4 (а) Спектр, отриманий з одного пікселя зображення рівня обробки *level 2* – M3G20090731T045352_V01_RFL.IMG до (+) та після (суцільна лінія) згладжування із ядром Гауса. Пунктиром зображено їх відношення у кожному спектральному каналі. (б) той самий спектр після видалення континууму з використанням опуклої оболонки. *Джерело: Surkov et al., 2020b*

На рис. 2.5 показано зображення до (а) та після (б) згладжування спектра із ядром Гауса у кожному пікселі. Хоча інтенсивність тонких вертикальних смуг значно послаблена після згладжування, шум не зникає повністю та не послаблюється до бажаного рівня. Для того, щоб чітко спостерігати видалений шум, ми показуємо попіксельне відношення зображень альбедо до та після згортки на рис. 2.5в. Важливою особливістю цього відношення є відсутність деталей, які пов'язані з морфологією цієї ділянки поверхні Місяця (контури плато, гір, кратерів, тощо), що означає, що в ході згладжування не було видалено корисного сигналу, відфільтровано лише певну частину шуму.



(а) (б) (в)

Рис. 2.5 Частина зображення M3G20090612T183813_RFL у спектральному каналі 950 нм до (а) та після (б) описаної процедури згладжування, (в) – їхнє попіксельне відношення. *Джерело: Shkuratov et al., 2019*

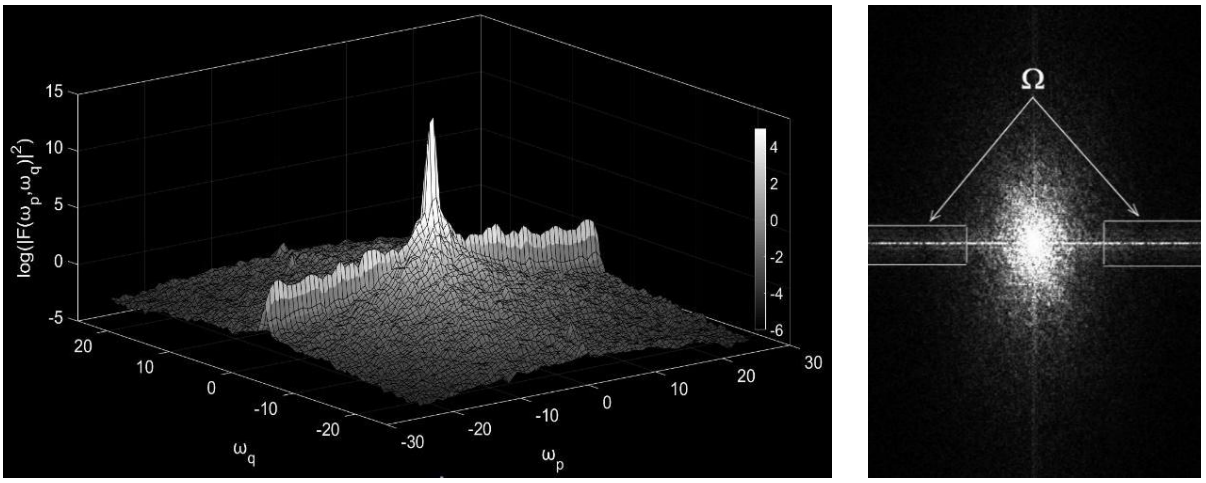
Для подальшого послаблення паттерну смуг ми використовуємо лінійну Фур'є-фільтрацію. Ідея цієї фільтрації полягає в наступному: наявний артефакт має чітку просторову структуру, а саме довгі смуги шириною в один піксель, що дуже відрізняється від геометричних характеристик зображення наявних на Місяці морфологічних утворень Тому у просторі просторових частот такий смугастий шум має відокремитися від корисного сигналу, що дасть змогу усунути його без втручання у Фур'є-компоненти сигналу. Для реалізації даної методики, по-перше, ми повинні обчислити 2D перетворення Фур'є зображення альбедо.

Нехай $f_{j,k}$ – ділянка зображення у певному спектральному каналі гіперспектрального зображення M^3 розміром $m \times n$, через $F_{p,q}$ визначимо його двомірний Фур'є-образ, отриманий за формулою:

$$F_{p,q} = \sum_{j=0}^{m-1} \sum_{k=0}^{n-1} exp(i\omega_p j + i\omega_q k) f_{j,k}, \quad (2.3)$$

де i – уявна одиниця, ω_p та ω_q – дискретні просторові частоти, які визначаються за формулою $\omega_p = \frac{-2\pi p}{m}$, та $\omega_q = \frac{-2\pi q}{n}$, відповідно. Далі можна ідентифікувати частоти, що майже цілком відповідають спектру шуму, та майже не «несуть» корисного сигналу (область Ω, рис. 2.6б), яка є прямокутником шириною декілька горизонтальних рядків. Підхід режекційного фільтру полягає у заміні коефіцієнтів ряду Фур'є у області фільтрації на константу.

$$\Lambda(C, \Omega, \omega_p, \omega_q) = \{C, (\omega_p, \omega_q) \in \Omega 1, (\omega | p, \omega_q) \notin \Omega \quad (2.4)$$



(а) (б)

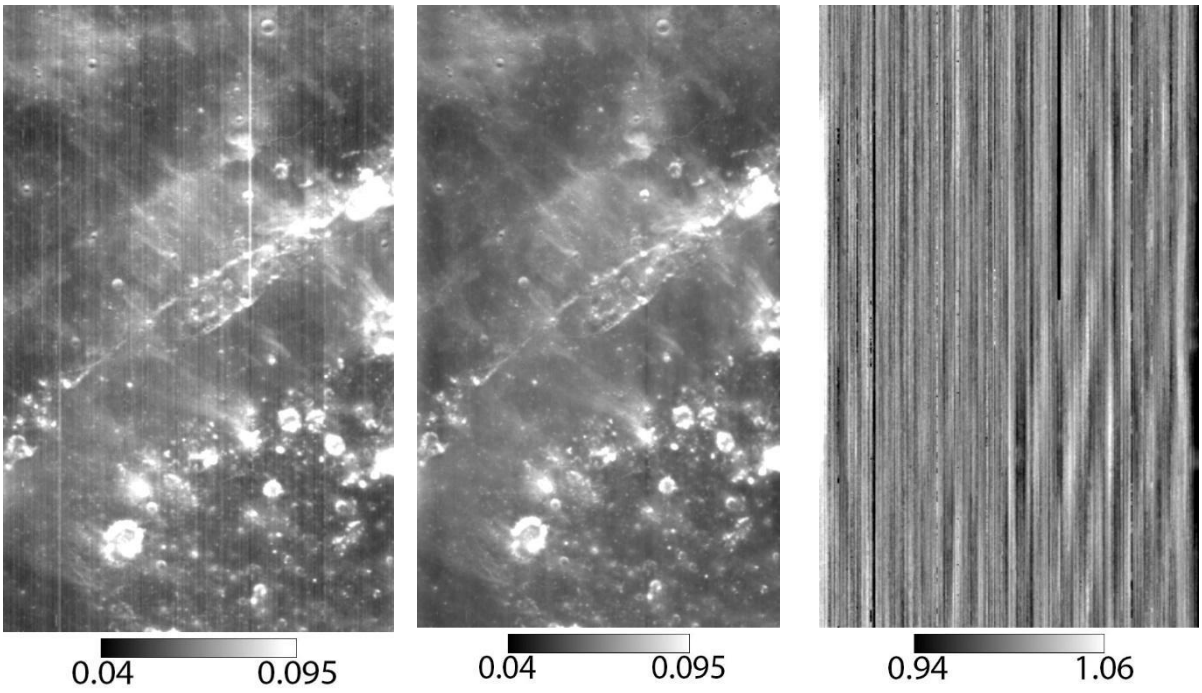
Рис. 2.6 Логарифм спектра потужності частини зображення M3G20090612T183813_RFL у спектральному каналі 950 нм (а). Частоти, що відповідають переважно шуму та не несуть корисного сигналу формують «гребінець» на спектрі потужності. (б) зображення спектра потужності зверху, Ω – область фільтрації. *Джерело: Surkov et al., 2020b*

Звернемо увагу на те, що при віддаленні від нульової частоти спектра просторових частот квадрат модулю відповідного коефіцієнта Фур'є сигналу доволі швидко зменшується, а в області Ω виходить на константу (спектр білого шуму, спектральна густина потужності однакова на усіх частотах) на 7-10 порядків меншу за середнє значення за кадром,

тобто коефіцієнт при (ω_x ,ω_y)=(0,0). Оскільки у цій області значення спектра потужності доволі мале, то постійну C у режекційному фільтрі можна положити такою, що дорівнює нулю. Остаточно, відновлене зображення визначається наступним чином:

$$\underset{\sim}{f}_{j,k} = \sum_{j=0}^{m-1}\sum_{k=0}^{n-1} exp\left(i\omega_p j + i\omega_q k\right)\Lambda\left(\Omega, \omega_p, \omega_q\right)F_{p,q} \qquad (2.5)$$

Основним критерієм вибору параметрів частотного фільтру, насамперед розміру вікна, є візуальне зникнення паттерну вертикальних смуг або, принаймні, його радикальна мінімізація на отриманому зображенні у всіх спектральних каналах, та таких похідних як, наприклад, показниках кольору. Іншим важливим критерієм, що накладає обмеження на збільшення області Ω є відсутність особливостей, пов'язаних з морфологією місячної поверхні, на співвідношенні зображень початкового та фільтрованого зображень. Крім того, незмінним залишається чисельне положення, що, при зміні значень параметрів фільтра, повинно зберігатися середнє альбедо у кожному спектральному в межах 0.2% від середнього для вихідного зображення. На рис. 2.7 показані зображення сцени, представлені на рис. 2.5 до (а) та після (б) застосування обох етапів додаткової обробки. Отримане зображення (б) взагалі візуально не проявляє паттерну артефакту, та відношення (в) зображень (а) та (б) не відображає жодних деталей місячної поверхні.



(а) (б) (в)

Рис. 2.7 Частина зображення M3G20090612T183813_V03 до (а) та після (б) Гаусової λ-згортки та Фур'є-фільтрації паттерну смуг. Зображення було отримано у спектральному каналі 950 нм, параметр фільтра C = 0; зображення (в) – це попіксельне відношення зображень до (а) та після (б) фільтрації. *Джерело: Shkuratov et al., 2019*

Як зазначалося, основною метою розробленої додаткової обробки даних M^3 є отримання зображень розподілів спектральних параметрів задля подальшого застосування для якісного та кількісного аналізу хіміко-мінералогічного складу реголіту Місяця. Рис. 2.8 показує розподіли показника кольору C(0.95 мкм/0.75 мкм) та положення смуги (λ_{min}) біля 1 мкм до додаткової обробки [(а), (г)] , після [(б), (д)] застосування лише λ-згортки, та після [(в), (є)] λ-згортки та частотного фільтру. Можна помітити, що ефект усунення артефакту даним методом є дуже помітним. Хоча зображення на рис. 2.8б та 2.8д все ще виявляють слабку смугастість, вона є суттєво пригніченою у порівнянні з початковими зображеннями (рис. 2.8а, б). Тож розроблена методика додаткової обробки дозволяє зробити більш детальний та комплексний аналіз даних Chandrayaan-1 M^3, ніж це було зроблено раніше (Kaydash et al., 2018).

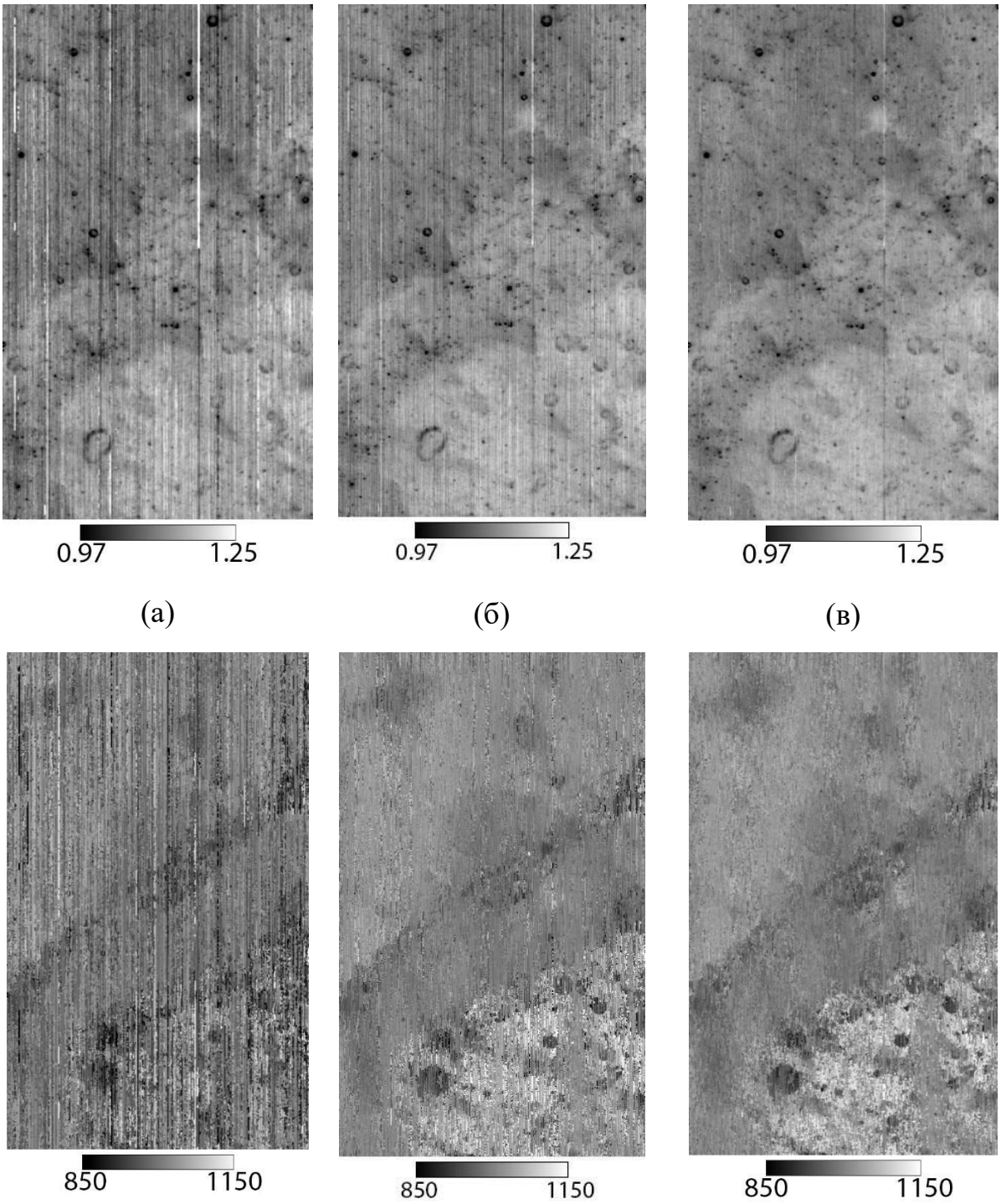


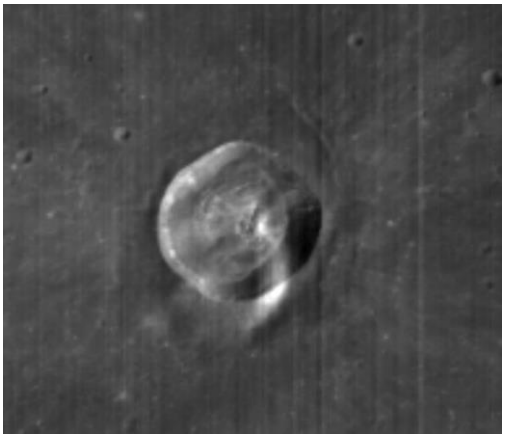
Рис. 2.8 Розподіл показника кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм) до (а), після (б) з використанням λ-згортки та після (в) з використанням гаусової λ-згортки та Фур'є фільтрації; (г) - (є) ті ж параметри для положення мінімуму (λ_{min}) 1 мкм смуги (в нм). *Джерело: Shkuratov et al., 2019*

Використання множника збіжності

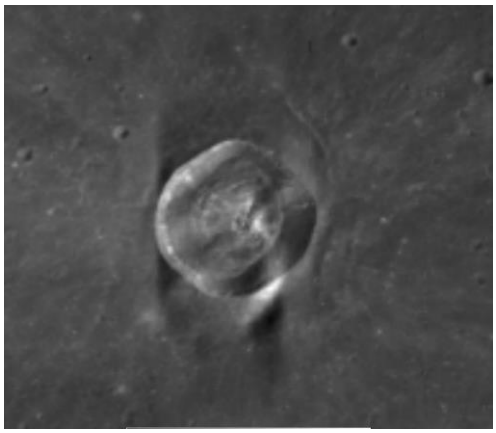
Основна проблема просторово – частотної фільтрації, яку було застосовано у попередньому параграфі, є вразливість до наявності контрастних деталей з високим градієнтом значень та чіткими геометричними контурами. У випадку наявності таких деталей на зображенні в результаті обробки навколо них можуть виникати інші артефакти, пов’язані із самою обробкою. Рис. 2.9а показує невелику частину зображення M3G20090731T045352_V01_RFL.IMG, що містить кратер Девіс (діаметр 18 км, координати 17°N 26°E). Рис. 2.9б – та сама ділянка кадру, показана після обробки режекційним фільтром при $C = 0$. Артефакт, спричинений фільтрацією, – широка вертикальна темна смуга від контуру кратера. Цей артефакт зумовлений обмеженням просторового спектру зображення при фільтрації, так званим ефектом Гіббса (наприклад, Gottlib and Shu Chi-Wang, 1997). Такі артефакти особливо поширені на зображеннях показників кольору. Наприклад, на рис. 2.9в,г показано відношення C(950 нм/750 нм), отримане з необроблених та оброблених даних, відповідно. Таким чином, фільтр, який ми використовували для фільтрації Фур'є, обмежує нас зображеннями, які не містять яскравих деталей із чіткими контурами. Тобто великих кратерів, центральних гірок та інших морфологічних деталей, цікавих для вивчення їх спектрально – оптичних властивостей та мінералогічного складу.

Отримані артефакти обробки іноді можна помилково трактувати як справжні деталі поверхні Місяця, тобто ділянки із унікальною, для кадру, мінералогією або структурою. Це призводить до неможливості проведення якісного спектрального аналізу. Для того, щоб розширити робочий набір даних M^3, доступний для дослідження, застосовану Фур'є – фільтрацію було модифіковано таким чином, щоб суттєво зменшити прояви ефекту Гіббса. Коливання значень альбедо навколо різких меж на зображенні виникають після зменшення кількості елементів ряду Фур'є для

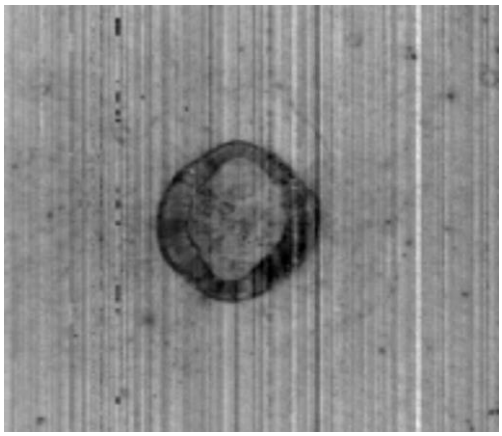
відновлення зображення (2.5). Прояв ефекту Гіббса, в загальному випадку, залежить від форми та положення Ω (див. рис. 2.6б), тобто, від того, коефіцієнти при яких просторових частотах було занулено в ході обробки. Проблема отриманого артефакту навколо кратера Девіс полягає в повному і різкому зануленні всіх просторових частот в Ω.



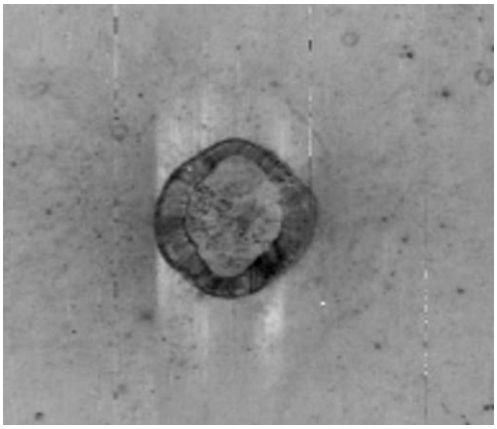
(а)



(б)



(в)



(г)

Рис. 2.9 (а) та (б) – кратер Девіс на частині зображення M3G20090731T045352_V01_RFL.IMG до та після обробки режекційним фільтром, відповідно. (в) та (г) – розподіл показника кольору C(0.95 мкм/0.75 мкм). *Джерело: Surkov et al., 2020b*

Спроба зменшити даний ефект шляхом встановлення константи C у виразі (2.4) на рівні середнього значення оточуючих область Ω (рис. 2.6б) пікселів не призводить до суттєвого покращення. Тому було запропоновано застосувати метод частотної фільтрації із використанням множників збіжності (англ. convergence factor, або summability kernel) –

об’єктами, що виникають у гармонічному аналізі (наприклад, Brillinger, 2001). Почнемо з їхнього формального визначення.

Для демонстрації розглянемо періодично неперервну функцію *f(x)* з періодом *T*. Функція *f(x)* може бути представлена у вигляді нескінченного ряду Фур’є:

$$f(x) = \sum_{p=-\infty}^{+\infty} F(p) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x}, p = 0, \pm 1, \pm 2, \ldots \quad (2.6)$$

де *F(p)* – коефіцієнти ряду Фур’є, які визначають виразом:

$$F(p) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\pi}^{+\pi} dx \cdot f(x) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x}, p = 0, \pm 1, \pm 2, \ldots \quad (2.7)$$

У прикладній математиці, зокрема для аналізу даних, із практичних міркувань часто трапляється використовувати ряди Фур’є із обмеженою кількістю членів ряду (2.6):

$$f^{(k)}(x) = \sum_{p=-k}^{+k} F(p) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x}, k = 0,1,2, \ldots \quad (2.8)$$

Часто, питання швидкості збіжності таких часткових сум до ряду (2.6) само по собі становить математичну задачу. Угорський математик Leopold Fejer з’ясував, що часткові суми $f^{(k)}(x)$ можуть доволі погано апроксимувати *f(x)* навіть у випадку, коли остання – гладка та неперервна (Akhiezer, 1956; Brillinger, 2001). Тоді він запропонував використовувати додатковий множник (2.9), що покращує збіжність ряду (2.8) до (2.6).

$$\sum_{p=-\infty}^{+\infty} \mu\left(\frac{p}{k}\right) \cdot F(p) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x}, k = 0,1,2, \ldots \quad (2.9)$$

Множник $\mu(p/k)$ називають множником збіжності. Функція $\mu(x)$ має відповідати двом умовам: дорівнювати 1 при $x = 0$, щоб не впливати на середнє значення *f(x),* та дорівнювати, або принаймні швидко прямувати до

0, при x за модулем більше певного порогового значення (r). Математично ці умови задаються виразом:

$$\mu(x) = \begin{cases} 1, & x = 0 \\ \to 0, & |x| \geq r \end{cases} \tag{2.10}$$

Фур'є-образ множника збіжності визначається виразом:

$$M^{(k)}(p) = \frac{1}{2\pi} \sum_{p=-\infty}^{+\infty} \mu\left(\frac{p}{k}\right) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x}, k = 0,1,2, \ldots \tag{2.11}$$

Використовуючи вирази (2.9), (2.11) із застосуванням теореми про згортку, можна записати:

$$\sum_{p=-\infty}^{+\infty} \mu\left(\frac{p}{k}\right) \cdot F(p) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x} = \int_{-\infty}^{+\infty} M^{(k)}(p) \cdot f(x-p)dp \tag{2.12}$$

Таким чином Фур'є-образ множника збіжності в свою чергу виступає в якості інтегрального ядра, так званого ядра збіжності. У цій дисертації для обробки зображень детектора M^3 ми використовуємо лише множник (2.9), проте ядро збіжності відіграє роль корисного об'єкту у математичному доказі використання $\mu(x)$ задля запобігання виникненню ефекту Гіббса. Наведемо наступну теорему, що ілюструє механізм ефективного наближення нескінченного ряду Фур'є кінцевим із використанням множника збіжності.

Теорема 1 (Brillinger, 2001): припустимо, що функція f(x) має обмежені похідні до N-го порядку включно, та функція

$$M(s) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \mu(x)\, e^{-isx} dx$$

задовільняє умові:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} s^N \cdot M(s)ds \leq K, K < \infty$$

тоді:

$$\sum_{p=-\infty}^{+\infty} \mu\left(\frac{p}{k}\right) \cdot F(p) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x} = \int_{-\infty}^{+\infty} k \cdot M(ks) \cdot f(x-s)ds = \\ = f(x) - \sum_{n=1}^{N} \frac{1}{n!} \cdot \frac{1}{k^n} \left(\int_{-\infty}^{+\infty} s^n M(s)ds \right) \frac{d^n f(x)}{dx^n} + o(k^{-N}) \tag{2.13}$$

Даний вираз виходить із розкладання інтеграла в ряд Тейлора у околиці *x*. Якщо підібрати таку функцію *μ(x)*, щоб, окрім умов (2.10), вона також задовольняла системі диференціально-інтегральних рівнянь, яку також можна використовувати для пошуку функції *μ(x)*:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} s^n M(s)ds = \frac{1}{i^n} \frac{d^n \mu(x)}{dx^n}\bigg|_{x=0} \cong 0, n = 1,2,3, \dots \tag{2.14}$$

Таким чином, приймаючи до уваги (2.10) та (2.13), функцію *f(x)* можна чисельно наблизити кінцевим рядом:

$$f(x) \cong \sum_{p=-k}^{+k} \mu\left(\frac{p}{k}\right) \cdot F(p) \cdot e^{ip\frac{2\pi}{T}x} \tag{2.15}$$

Похибка наближення залежить від функції *μ(x)*, але її використання суттєво зменшує необхідну кількість членів ряду. На сьогодні знайдено багато різних множників збіжності (Akhiezer, 1956; Brillinger, 2001). Для подальшої обробки даних M^3 було обрано Гаусів множник збіжності, який, задовольняє умовам лише наближено. Таким чином, функція *μ(x)* у двовимірному просторі частот є Гаусівською функцією із двома вільними параметрами (σ_h, σ_v), які характеризують кількість елементів ряду Фур'є, коефіцієнти при яких мають бути піддані обробці:

$$\mu(\omega_p, \omega_q) = \begin{cases} exp\left(\frac{-\omega_p^2}{2\sigma_h} - \frac{\omega_q^2}{2\sigma_v}\right), & (\omega_p, \omega_q) \in \Omega \\ 1, & (\omega_p, \omega_q) \notin \Omega \end{cases} \tag{2.16}$$

Та з урахуванням геометричних особливостей області Ω (рис. 2.6), можна зробити технічне спрощення фільтра до одного вільного параметра,

оскільки в нашому випадку $\sigma_v \rightarrow \infty$, тож остаточно функція частотного фільтру для відновлення зображення за виразом 2.5 має наступний вигляд:

$$\Lambda(\Omega, \omega_p, \omega_q, \sigma_h) = \begin{cases} exp\left(\frac{-\omega_p^2}{2\sigma_h}\right), & (\omega_p, \omega_q) \in \Omega \\ 1, & (\omega_p, \omega_q) \notin \Omega \end{cases} \quad (2.17)$$

На рис. 2.10 представлено застосування обох частотних фільтрів (режекційний та із множником збіжності, формула (2.17)) до тієї самої частини зображення, яка містить кратер Девіс, M3G20090731T045352_V01_RFL.IMG, що було показано на рис. 2.9. Добре помітно на попіксельних відношеннях зображень до/після (рис. 2.10г, є), що частотна фільтрація із множником збіжності замість режекції просторових частот на другій стадії процедури обробки робить запропоновану методику обробки гіперспектральних даних скануючого спектрометру M^3 більш гнучкою та селективною щодо усунення артефактів та збереження корисного сигналу.

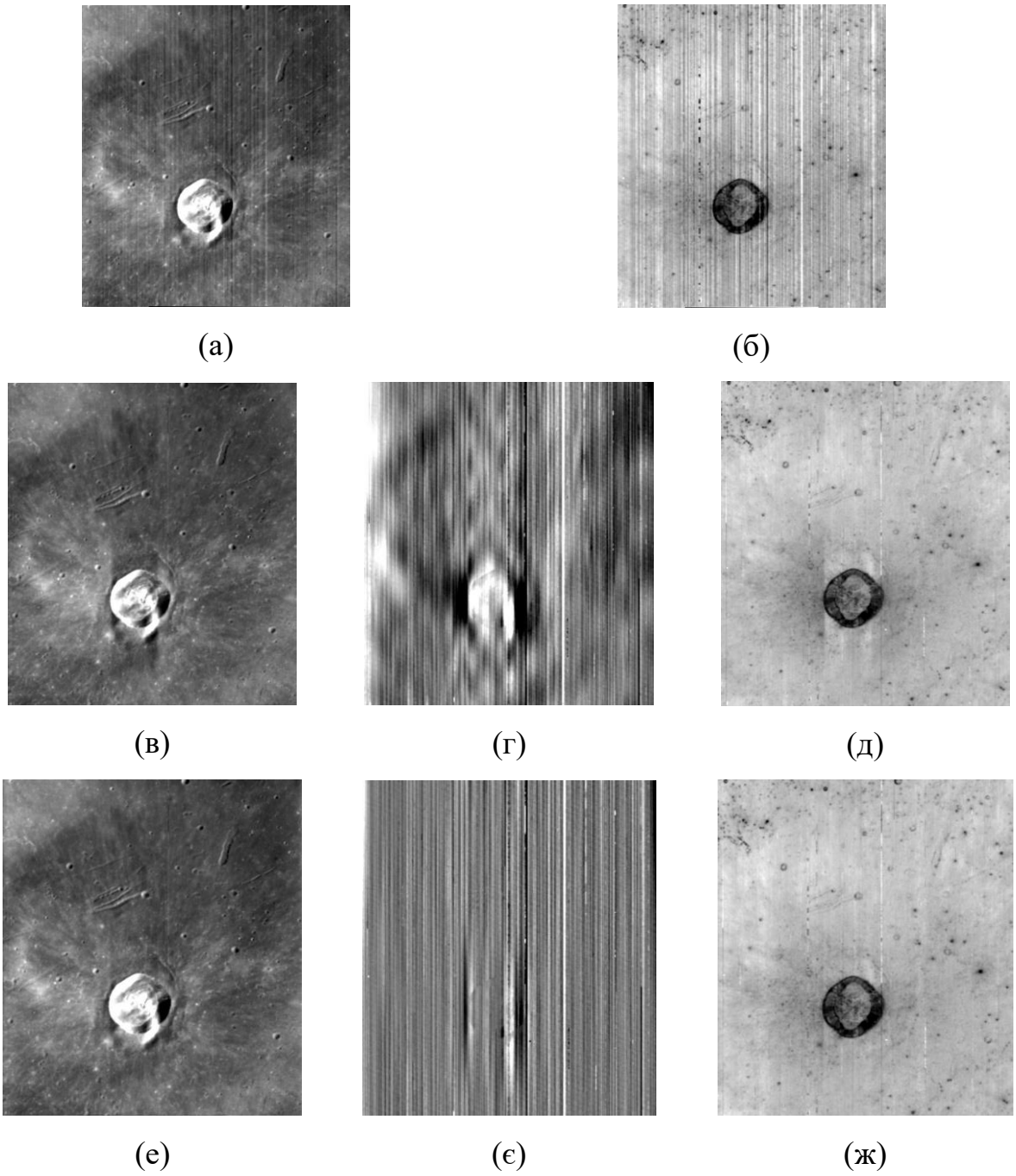


Рис. 2.10 Порівняння Результатів обробки даних M^3. (а), (в), (е) – зображення альбедо необробленого, обробленого режекційним фільтром та із використанням множника збіжності у спектральному каналі 950 нм. (г) та (є) – попіксельне відношення зображень до та після обробки. (д) та (ж) – показник кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм). *Джерело: Surkov et al., 2020b.*

2.3 Корекція континууму в спектрах M^3 та визначення параметрів смуг поглинання

У місячній спектрофотометрії характеристики смуг поглинання зазвичай досліджують за допомогою спектрів відбиття (наприклад,

Sunshine et al., 1990; Sunshine and Pieters, 1993). Оскільки такі спектри суттєво залежать не лише від складу, але й від геометрії спостереження та структури реголіту (розмір частинок, форма, орієнтація, тощо), то для більш ретельного хіміко-мінералогічного аналізу слід було б базуватися на спектрах коефіцієнта поглинання, які потребують попереднього обчислення із спектрів дифузного відбиття з залученням певних моделей розсіяння світла реголітоподібними середовищами (наприклад, Shkuratov et al., 1999a).

Із розвитком уявлень про розсіяння світла поверхнями безатмосферних тіл Сонячної системи з'явилась можливість використання більш точних моделей. Такі моделі використовують певні параметри, що на сьогодні неможливо напряму обчислити із спектральних даних, наприклад, розмір частинок реголіту. Прикладом такої моделі може слугувати вже наведені моделі Hapke (1993) або Shkuratov et al. (1999b). Слід відзначити, що, по-перше, усі моделі розсіяння світла є майже емпіричними та наближеними, по-друге, попри теоретичні успіхи використання таких моделей у багатьох практичних випадках дуже лімітовано, через велику кількість довільних параметрів, від яких сильно залежать результуючі спектри поглинання.

Одним із найбільш розповсюджених виходів із цієї ситуації є уважний аналіз та інтерпретація власне спектрів дифузного відбиття (далі – просто спектри) приведених до певної фотометричної системи (для даних спектрометру M^3 – RELAB). Це дає змогу порівнювати спектри, отримані при різній геометрії освітлення та спостереження. Для отримання чисельних значень параметрів смуг поглинання із суцільних спектрів відбиття попередньо видаляють континуум. Існує ряд поглядів та підходів до цієї процедури. Отримані значення глибин та положень смуг при цьому можуть доволі суттєво відрізнятися. Але єдиного уніфікованого стандарту

на сьогодні не вироблено. Існуючі підходи умовно можна розділити на дві широкі групи: параметричні та непараметричні (Fu et al., 2007).

Перша група базується на уявленні спектру як набору ізольованих смуг, контури яких описуються як набір функцій із вільними параметрами. Весь спектр – це зважена сума (лінійна комбінація) таких окремих смуг. В спектроскопії Місяця широко використовується контур смуги поглинання у вигляді функції Гауса або її алгебраїчних модифікацій (Sunshine et al., 1990; Sunshine and Pieters, 1993; Kaydash et al., 2018). Основною перевагою такого підходу є те, що кожну модельну смугу можна інтерпретувати як смугу поглинання певного хімічного елемента/мінералу. Однак цю перевагу важко реалізувати на практиці – спектр відбиття місячного реголіту не є прямою лінійною комбінацією спектрів складових сполук, оскільки спектри напрямленого відбиття величини не адитивні. Також часто виникає ситуація, коли через суттєву несиметричність окремих смуг поглинання або певної поведінки континууму для формально коректного опису спектра зваженою сумою функцій приходиться використовувати кількість доданків, більшу за кількість смуг поглинання. Це взагалі не дає можливості чіткого ототожнення останніх із певними компонентами.

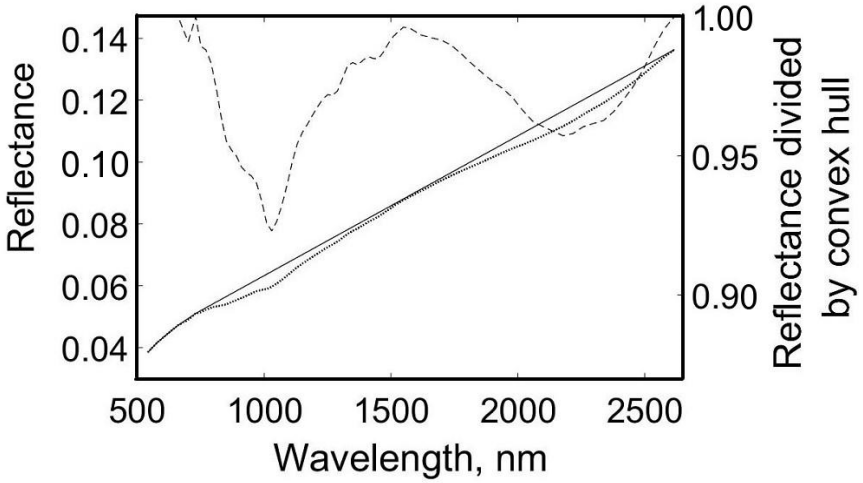
Інша група методів – непараметричні. Наведемо кілька прикладів цієї групи методів видалення континууму. Наприклад, можна наблизити загальний спектральний хід певною функцією (прямою, параболою, тощо) та нормалізувати спектр на неї, тобто наблизити загальний континуум цією функцією (наприклад, McCord et al., 1972). Другий підхід полягає у визначенні положення країв смуг поглинання з наступним видаленням континууму для кожної окремої спектральної смуги. Ключовою проблемою методу є складність та ненадійність визначення країв смуги, оскільки вони, зазвичай, поступово стикаються з континуумом, не утворюючи помітних зламів, вигинів, тощо. Вкрай ускладнена ця процедура для спектрів сумішей, де смуги поглинання можуть сильно

перекриватися. Наприклад, суміш піроксенів з олівінами формує в спектрі здебільшого одну широку смугу поглинання із мінімумом зміщеним в інтервал між 0.95 та 1.15 мкм. Розвинена сучасна широко застосовувана спектроскопічна методика в якості наближення континууму використовує опуклу оболонку спектра (наприклад, Fu et al., 2007; Martinot et al., 2018).

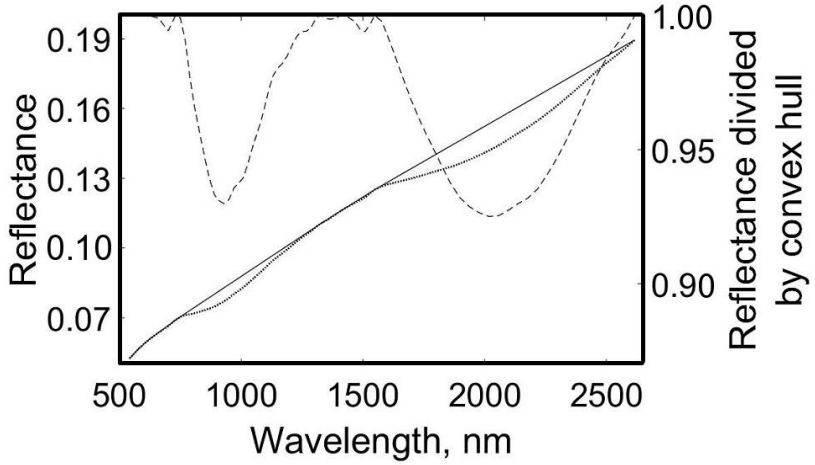
За визначенням, опуклою оболонкою (англ. convex hull) множини точок S є мінімальна опукла множина, що містить S. Для скінченної множини точок, яким насправді є дискретизований спектр M^3 у кожному пікселі, опукла оболонка є опуклим пласким багатокутником, вершини якого складають підмножину початкового набору точок. Формальне визначення опуклої оболонки множини точок виглядає наступним чином:

$$CH\{S\} = n = 1, \ldots, mx_1, \ldots, x_m \in S\lambda_1 + \ldots + \lambda_m = 1\lambda_1 x_1 + \cdots + \lambda_m x_m, \lambda_i \geq 0 \qquad (2.18)$$

де S – множина точок спектру. У випадку спектра опукла оболонка – це опуклий багатокутник, для якого всі точки спектру або лежать у багатокутнику, або є його вершинами. Після обчислення опуклої оболонки континуум видаляється діленням спектра на відповідне значення ламаної лінії, що лежить зверху прямої, яка з'єднує початкову та кінцеву точки спектра (рис. 2.11).



(а)



(б)

Рис. 2.11 Приклади усунення континууму за допомогою опуклої оболонки. Спектр відбиття M^3 та його опукла оболонка представлені лініями, пунктир – спектр із видаленим континуумом. (а) опукла оболонка складається з однієї основної лінії, що простягається від 730 нм до 2650 нм. (б) опукла оболонка представлена двома основними елементами ламаної: навколо 1 мкм смуги (від 700 до 1500 нм) та навколо 2 мкм смуги (від 1500 до 2650 нм). *Джерело: Shkuratov et al., 2019*

2.4 Висновки до розділу 2

Основним артефактом гіперспектральних даних картуючого спектрометра M^3 є система довгих вертикальних смуг товщиною в 1 піксель. Паттерн, який формують ці смуги, стає особливо відчутним при проведенні будь-яких арифметичних дій над зображеннями у різних спектральних каналах, що значно обмежує можливості використання цих даних для картування розподілів спектральних параметрів реголіту Місяця та подальшої якісної/кількісної мінералогічної інтерпретації.

Причиною виникнення цього артефакту є руйнування теплозахисної оболонки космічного апарату M^3 із подальшим режимом роботи лінійки напівпровідникових детекторів, чутливих до температури, поза запланованими межами. Для усунення цього артефакту науково-інженерною командою M^3 було розроблено та впроваджено окрему стадію калібрування – статистичне згладжування (statistical polishing), сутність якої і місце у загальній схемі калібрувань подано у даному розділі. Запровадження даного калібрування не призвело до бажаного результату.

Автором дисертаційної роботи запропоновано двоетапний метод редукції артефакту вузьких вертикальних смуг на даних M^3. Перша стадія – згладжування спектра шляхом його згортки із функцією Гауса. Друга стадія – просторово – частотна двовимірна Фур'є-фільтрація зображень у кожному спектральному каналі. Останній етап може проводитися як шляхом простого занулення відповідних коефіцієнтів ряду Фур'є (режекційний фільтр), який можна ефективно застосовувати для даних, отриманих при порівняно невеликих фазових кутах, так і з використанням множника збіжності, який розширює можливості застосування фільтру майже до всього масиву отриманих даних. Запропонований метод обробки дозволяє отримувати надійні карти розподілів таких спектральних параметрів як, наприклад, глибина та точне положення смуг поглинання мінералів.

Для отримання цих спектральних параметрів із спектру спочатку видалявся континуум. В якості метода видалення континууму в даній дисертаційній роботі було обрано нормалізацію на частину опуклої оболонки спектра. Слід зазначити, що попри широку загальну використовуваність у спектротометрії та дистанційному зондуванні, даний метод є вкрай умовним. Для більш надійного отримання спектральних характеристик реголіту безатмосферних тіл триває робота над розробкою більш досконалих методів, які б безпосередньо базувалися на фізиці розсіяння світла складними дискретними середовищами та взаємодії світла з речовиною.

Ретельний опис запропонованої автором методики додаткової обробки даних M^3 та її вдосконалення за допомогою використання ядра збіжності викладені у публікаціях: Shkuratov et al. (2019), Surkov et al. (2020a), Surkov et al. (2020b).

РОЗДІЛ 3. КАРТУВАННЯ СПЕКТРАЛЬНИХ ПАРАМЕТРІВ ТА МІНЕРАЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ ОБРАНИХ ДІЛЯНОК ПОВЕРХНІ МІСЯЦЯ

Розділ 3 описує результати власних досліджень, проведення яких стало можливим після розробки метода додаткової обробки даних детектора M^3, що наведений у попередньому розділі. У першому параграфі цього розділу представлено результати, опубліковані у роботі Shkuratov et al. (2019). Основна мета цієї роботи – показати якісно нові можливості використання даних детектора M^3 після додаткової обробки на прикладі аналізу діаграми Адамса та побудови карти мінералогічних типів північно-західної частини плато Аристарх. Цей район можна вважати добре вивченим з геологічної точки зору, що було використано для верифікації даних M^3. Також було показано чіткий зв'язок між різними геологічними провінціями за спектральними даними M^3, наприклад, встановлено, що спектри M^3 мають чутливість до характерного розміру зерна реголіту Місяця, що добре узгоджується з аналогічними даними лабораторних спектрів розмірних розсівок зразків місячного реголіту.

У другому параграфі висвітлено результати дослідження місячних пірокластичних покладів південної частини моря Пару. Запропоновано спектроскопічний метод ідентифікації та уточнення контурів пірокластичних покладів, що вдосконалює попередні оптичні та радарні методи. Проведено спектральний аналіз утворень місячної поверхні, так званих, нерегулярних морських ділянок (англ., irregular mare patches, IMP). Механізм утворення та вік IMP – одне із найбільш активно обговорюваних питань у сучасній геології Місяця. Виявлено та описано їх основні спектральні особливості. Проведено аналіз гіпотез їхнього утворення з урахуванням нових спектральних даних.

Третій параграф присвячено кількісним оцінкам вмісту ільменіту у реголіті Місяця. Автором запропоновано ідею калібрування вмісту

ільменіту ($FeTiO_3$) використовуючи параметр середньої глибини смуги поглинання біля 1.5 мкм. Калібрувальну криву було отримано за лабораторними зразками бази даних LRMCC (Isaacson, 2011a). Отриманий розподіл ільменіту був використаний для оцінки кількості TiO_2, що знаходиться у кристалічній фазі, у масових відсотках. Цей розподіл показав високу лінійну кореляцію із кількісним розподілом вмісту TiO_2, отриманому шляхом калібрування показника кольору C(321нм/415нм) (Sato et al., 2017). Надано інтерпретацію наявним відмінностям.

3.1. Визначення мінералогічного різноманіття північно-західної частини плато Аристарх та оточуючого моря

Задля тестування можливостей скануючого спектрометра M^3 було обрано частину зображення M3G20090612T183813_RFL розміром 600×304 пікселі, яка покриває північно-західну частину плато Аристарх з просторовою роздільною здатність близько 280 м/піксель (рис. 3.1). Окрім частини плато на досліджуваний регіон також припадають гори Агрікола та частина океану Бур, що оточує плато. Дана ділянка поверхні Місяця була обрана з міркувань різноманіття оптичних, отже, вірогідно, геологічних, властивостей. Так, очікувалися суттєві варіації глибин смуг поглинання піроксенів біля 1 μм та 2 μм та отримання їхніх точних положень (наприклад, Gaddis et al., 1985). Останні можна було б далі використати для якісного аналізу мінералогії регіону, оскільки точні положення цих смуг поглинання діагностичні для визначення певних мінералогічних типів, наприклад, різних типів піроксенів (McCord and Adams, 1973; Adams, 1974; Klima et al., 2007; 2011 a,b; Whitten and Head, 2015), вулканічного та ударного скла (Adams, 1974; Besse et al., 2014; Horgan et al., 2014).

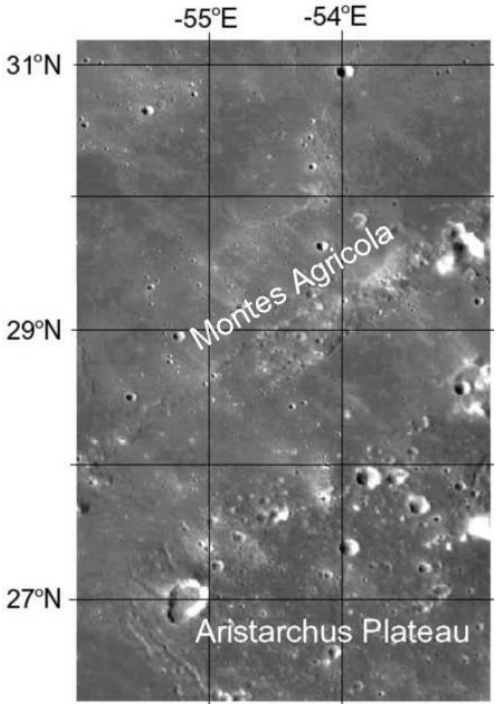


Рис. 3.1 Північно-західна частина плато Аристарх, гори Агріколи та оточуюче море. *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Геологічний опис району північно-західної частини плато Аристарх

Плато Аристарх знаходиться у північно-західній частині видимої сторони Місяця. Саме плато – підняття розміром 170 на 220 км, що оточено більш молодими морськими базальтами океану Бур (Schultz, 1976; Wilhelms, 1987). Плато вкрито так званими темними мантійними покладами (англ. dark mantling deposits, DMD) пірокластичного походження (Zisk et al. 1977; Gaddis et al. 1985; Wilhelms 1987). Ці поклади мають доволі низьке альбедо, особливо в ультрафіолетовій ділянці спектру. Окрім зазначених оптичних особливостей, плато Аристарх також є так званою торієвою аномалією на Місяці (Hagerty et al., 2009). Присутні на досліджуваній ділянці гори Агрікола являють собою гірський хребет завдовжки близько 160 км. Проміжок між горами Агрікола та плато шириною до 20 км вкритий заливкою з морських базальтів.

Більш детальна геологічна характеристика досліджуваного району, яка потрібна для подальшого встановлення зв’язку між спектральними даними та геологією, була проведена стандартними методами фотогеологічного аналізу (Shkuratov et al., 2019). Для проведення аналізу використовували мозаїку, побудовану із зображень детектора Multi Imager (MI) японського місячного орбітера Kaguya у світлофільтрі із центром смуги пропускання 750 нм з просторовою роздільною здатністю близько 7 м/піксель (Ohtake et al., 2013). За цими даними було виділено два основні типи покладів, які формують регіон: (1) автохтонні матеріали основного геологічного тіла плато Аристарх та безпосередньо оточуючого моря; (2) поверхневі поклади, пов'язані із викидами та променевими системами віддалених кратерів та наявним темним мантійним матеріалом, який, можливо, свідчить про пірокластичну активність (Head, 1974; Gaddis et al., 1985, 2000, 2003; Weitz et al., 1998).

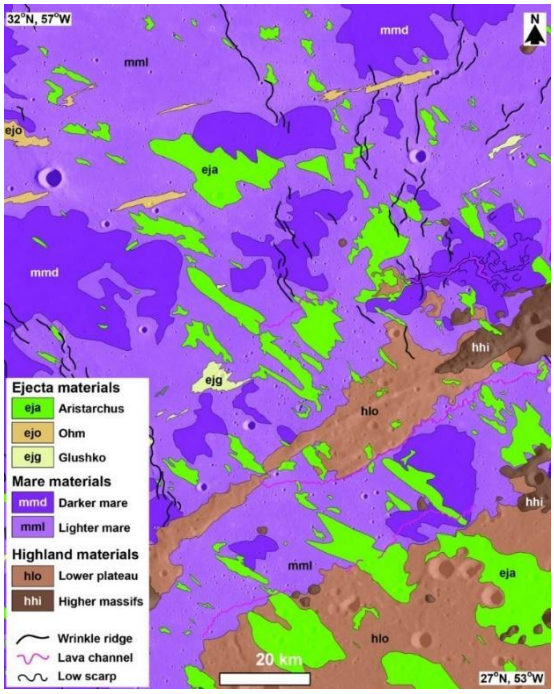


Рис. 3.2 Геологічна карта досліджуваного району. *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Гірські автохтонні поклади поділяються на два підтипи матеріалу на геологічній карті, зображеній на рис. 3.2. Перший тип відповідає високогірним масивам (позначеним hhi), які трапляються як відокремлені, приблизно однакові пагорби (зазвичай 5-6 км у поперечнику) з морфологічно гладкими схилами. Висота найбільших пагорбів становить близько 500-600 м; один із них – Пік Геродот на східному краю області карти, який має висоту приблизно 800 м. Пагорби розташовані на північно-західній частині плато Аристарх, утворюють південний кінець гір Агрікола і трапляються в межах морської базальтової заливки між плато Аристарх і Горами Агрікола (Zisk et al., 1977).

Геометрична форма одиниць типу hhi свідчить про те, що вони представляють накопичення кам'янистих викидів порід, спричинених ударними процесами; деякі з них можуть бути пов'язані з впливом Імбрійського удару. Поклади типу hhi по краях Гір Агріколи відповідають типу pIr, доімбрійському міцному матеріалу, який ідентифіковано в різних частинах видимої сторони Місця (Wilhelms and McCauley, 1971). Інші геологічні одиниці відповідають нижньогірським місцевостям (позначені hlo), що утворюють більшість плато Аристарх, розташованих у межах досліджуваної ділянки, та основну частину гір Агрікола. Ця одиниця типів поверхні представляє темні мантійні матеріали невизначеного віку від Імбрійського до Коперніканського (Wilhelms and McCauley, 1971). Структурно вона має виражену хвилясту поверхню із типовими висотними варіаціями ~ 100-200 м, за винятком ударних кратерів діаметром до декількох кілометрів, глибина яких становить кілька сотень метрів. Матеріали типу hlo оточують високі масиви типу hhi і є молодшими. Цей тип, ймовірно, являє собою суміш викиду Імбрію та вулканічних матеріалів, пов’язаних з вулканічною діяльністю на плато Аристарх.

Морські автохтонні відклади в північно-західній частині Океану Бур оточують плато Аристарх та Гори Агрікола. Морфологічно поверхня

морської базальтової заливки є однорідною. Карта розподілу альбедо на довжині хвилі 750 нм дозволяє нам умовно визначити два типи матеріалів в межах морської заливки: темніші та яскравіші поклади (рис. 3.2). Останні (тип mml) формують оточення плато Аристарх. Цей тип здебільшого збігається з одиницею Im, що позначає матеріал Імбрійської базальтової заливки (Wilhelms and McCauley, 1971).

Поверхня типу mmb є морфологічно гладкою, без ознак окремих фронтів потоку лави, які можливо було б відокремити при роздільній здатності камери MI Kaguya (~ 7 метрів на піксель). Системи завивистих кряжів (wrinkle ridges), орієнтовані в меридіональному напрямку, деформують поверхню морської базальтової заливки. Більш темні відклади морських базальтів (mmd) утворюють поодинокі видовжені ділянки завдовжки кілька десятків кілометрів. Найбільші площі цього типу локалізовані в басейноподібних топографічних западинах біля західного краю області карти, де вони відповідають одиниці Em, що позначає ератосфенський матеріал морського базальту (Wilhelms and McCauley, 1971). Поблизу східного краю карти поява темніших покладів просторово обмежена локальною топографічною западиною, каналом лави – борозною Клеопатра. У цій області матеріали темніших покладів (тип mmd) накладаються на більш яскраві поклади (тип mml).

Неавтохтонні поверхневі відкладення в цій місцевості трапляються у вигляді темних пірокластичних мантійних покладів, що перекривають деяку частину плато Аристарх (рис. 3.2) і трапляються у вигляді яскравих плям, видовжених смуг та скупчень невеликих (кілька сотень метрів в діаметрі) вторинних кратерів, послідовно орієнтованих у декількох напрямках. Цей геологічний тип поверхні пов'язаний з викидами віддалених кратерів. Темні мантійні поклади, які краще видно на зображеннях, отриманих при високому Сонці, знаходяться в межах плато Аристарх, можливе джерело їхнього походження не встановлено. Три типи

світліших поверхневих покладів утворено матеріалами, що були викинуті під час ударних подій із досить свіжих ударних кратерів. Так, досліджувану ділянку поверхні Місяця вкрито викидами з кратера Арістарх (23.8°N, 47.5°W, діаметр 39 км, геологічний тип поверхні – eja). Матеріали з кратерів Глушко (8.1°N, 77.7°W, 39.5 км, тип ejg) та Ом (18.4°N, 113.8°W, 61.8 км, тип ejo) ідентифікуються виключно в межах морської заливки на північ від гір Агріколи. Всі одиниці утворені або скупченнями вторинних кратерів, або видовженими смугами більш високоальбедного матеріалу.

Картування параметрів смуг поглинання біля 1 та 2 μм

На рис. 3.3 представлено карти розподілів кількох показників кольору [*C*(0.95 мкм/0.75 мкм), *C*(0.75 мкм/0.54 мкм), *C*(1.3 мкм/0.75 мкм) та *C*(2.6 мкм/0.7 мкм)] для досліджуваної області, побудовані за даними M^3, до яких було застосовано запропонований алгоритм обробки зображень Chandrayaan-1 M^3. Зазначимо, що всі три зображення досить подібні. Яскраві молоді кратери виявляють менші спектральні нахили, ніж інші формації; цей ефект мінімальний для співвідношення кольорів *C*(0.75 мкм/ 0.54 мкм). Матеріал, розташований на плато Аристарх, є найбільш червоним. Навіть матеріал морського базальту між плато Аристарх та Горами Агрікола (див. рис. 3.1) червоний, хоча у випадку відношення *C*(2.6 мкм / 1.7 мкм) цей ефект суттєво менш виражений. Це свідчить про помітну різницю хімічного/мінералогічного складу цього матеріалу та матеріалу лавових потоків на північний захід від гір Агріколи. Можна припустити, що затоплення лави між плато і хребтом було, можливо, неглибоким і формувалось із залученням фонових більш червоних матеріалів.

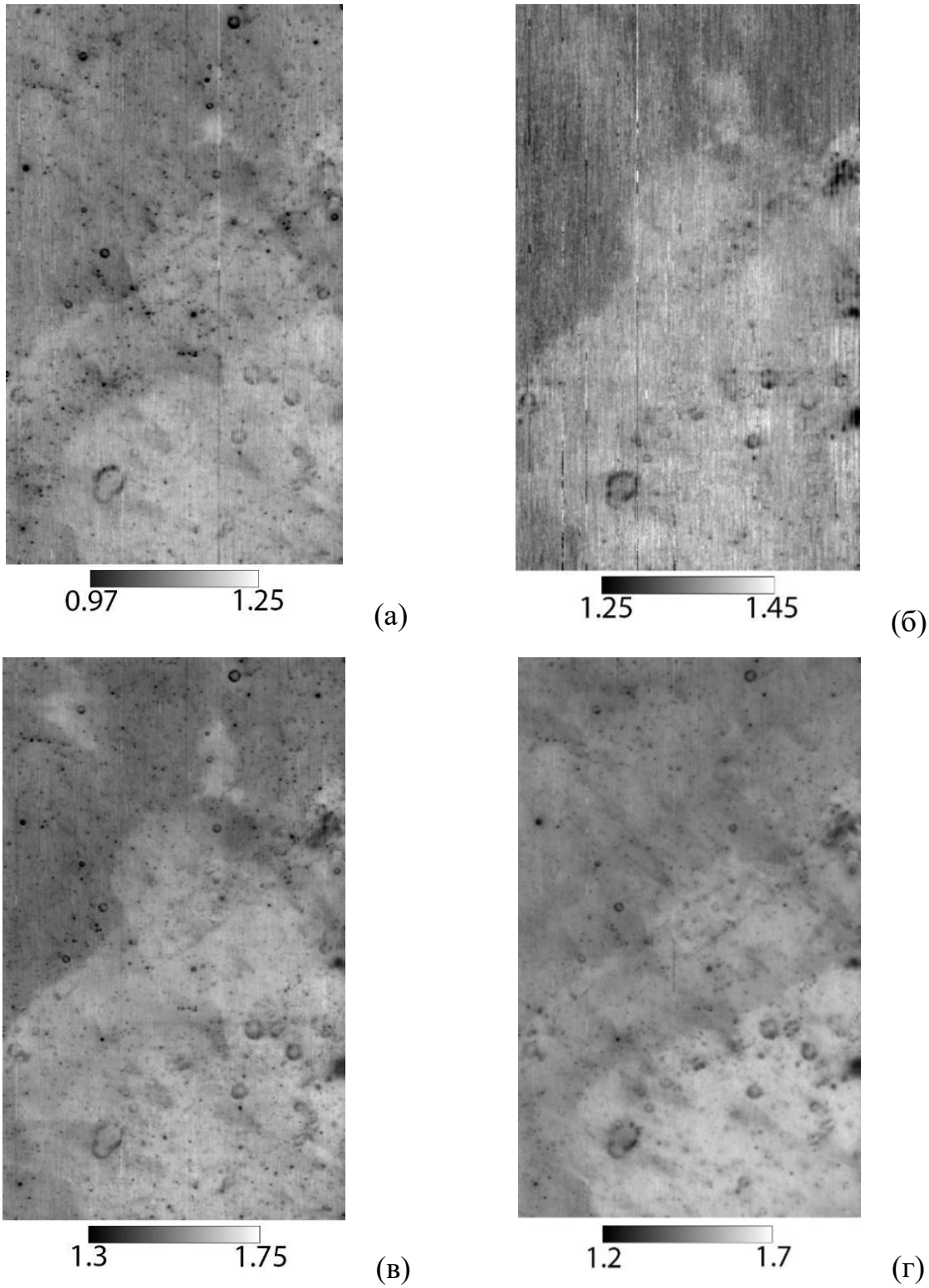


Рис. 3.3 (а): Показник кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм); (б): показник кольору *C*(0.75 мкм/0.54 мкм); (в) показник кольору *C*(1.3 мкм/0.75 мкм); (г): показник кольору *C*(2.6 мкм/1.7 мкм). *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Рис. 3.4 зображує просторові варіації положень мінімумів (λ_{min}) смуг поглинання піроксенів біля 1 мкм та 2 мкм. Ці зображення показують якісні

розподіли (особливо у випадку з 2 мкм) із чіткими контурами деталей та порівняно низьким рівнем шуму, які дуже багаті деталями, що можуть бути пов'язані з геологією поверхні досліджуваної ділянки. На відміну від гір Агліколи, плато Аристарх має досить великі значення λ_{min} для смуги поглинання біля 1 мкм. За даними лабораторних спектральних вимірювань (наприклад, Adams, 1974), це характеристика залізовмісного скла. Плато Аристарх та гори Агрікола мають відносно невеликі значення λ_{min} для смуги 2 мкм.

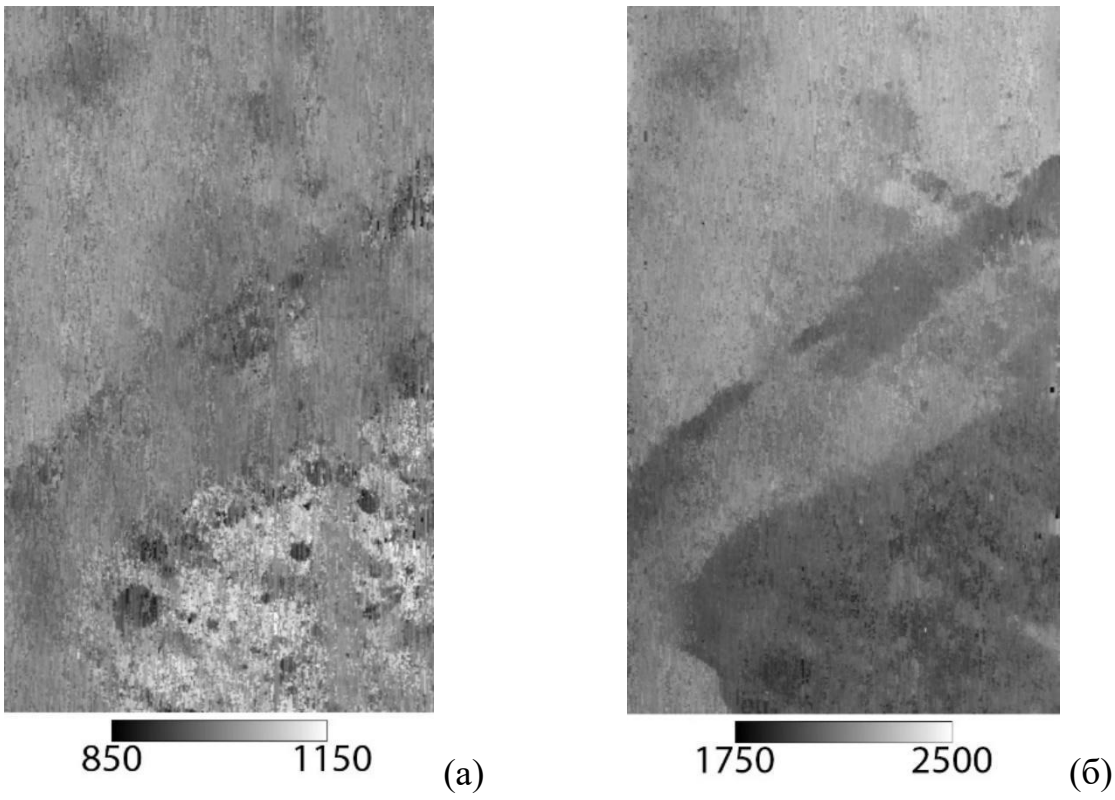
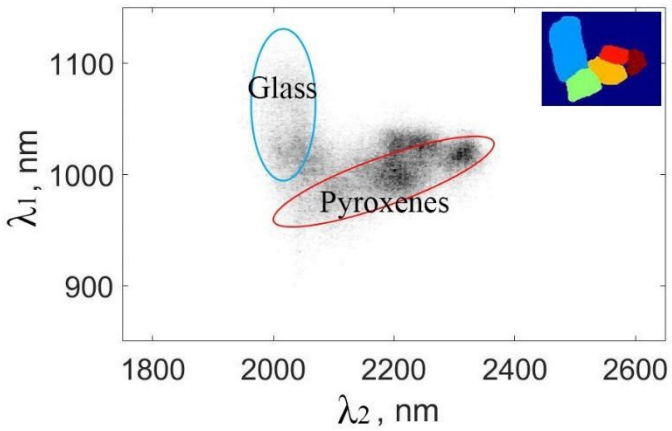


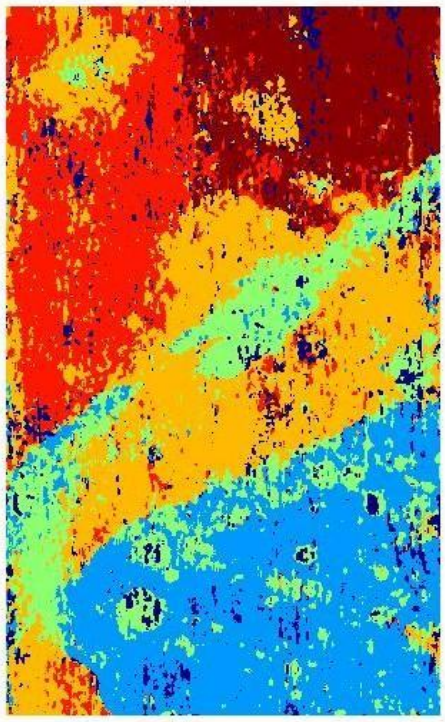
Рис. 3.4 Точні положення мінімумів смуг поглинання біля 1 мкм та 2 мкм. Шкали наведено у нм. *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

На рис. 3.5а показана кореляційна діаграма між положеннями мінімумів смуг поглинання біля 1 мкм та 2 мкм. Діаграма має чітку кластерну структуру, яка є діагностичною для визначення мінералогічного складу матеріалу, що вкриває поверхню. Зокрема, найбільші щільні угрупування точок (кластери), при зіставленні із даними (контури на рис. 3.5а), отриманими за лабораторними вимірюваннями (Adams, 1974), можна

класифікувати як скло та мінерали піроксенового ряду. У правому верхньому куті діаграми показано легенду до побудованої карти мінералогічних класів (рис. 3.5б), які відповідають кластерам, зображеним на діаграмі. Аналіз побудованої діаграми та карти мінералогічних класів показує, що матеріали плато Аристарх містять великий відсоток скла, можливо, пірокластичного походження. Матеріал застиглих потоків лави між плато Аристарх і горами Агрікола утворює окремий кластер на діаграмі. Цей матеріал можна також знайти на північ від гір Агрікола. Некласифіковані темні плями на карті займають невеликий відсоток площі і були проігноровані при подальшому аналізі.



(а)



(б)

Рис. 3.5 (а) кореляційна діаграма між мінімумами смуг поглинання біля 1 мкм (λ_1) та 2 мкм (λ_2); (б) карта оптичних класів, виділених за допомогою діаграми (а). *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Глибини смуг 1 мкм і 2 мкм головним чином залежать від кількості піроксенів у мінералогічному складі ділянки поверхні, типу піроксенів та ступеня оптичної зрілості місячної поверхні. Розподіли глибин смуг поглинання, обчислені за методом опуклої оболонки, показані на рис 3.6. Глибини смуг поглинання біля 1 мкм та 2 мкм слабо корелюють між собою.

Зображення глибин смуги майже не корелюють з картами мінімальних положень смуги, показаними на рис. 3.4. На поверхні на північний захід від плато Аристарх можна спостерігати кратери з незрілим реголітом, які мають глибокі смуги біля 2 мкм (темні плями на рис. 3.6б), але на самому плато можна побачити кратери із вкрай неглибокими смугами поглинання. Деякою мірою розподіл глибини 1 мкм смуги має ті самі особливості (рис. 3.6а), деякі кратери тут виглядають як яскраві плями (мала глибина смуги) на плато Аристарх. Матеріали потоків лави, що лежать між горами Агріколи та плато, мають більші значення глибини смуги 2 мкм, тоді як розподіл глибини смуги поглинання біля 1 мкм тут не виявляє певних особливостей.

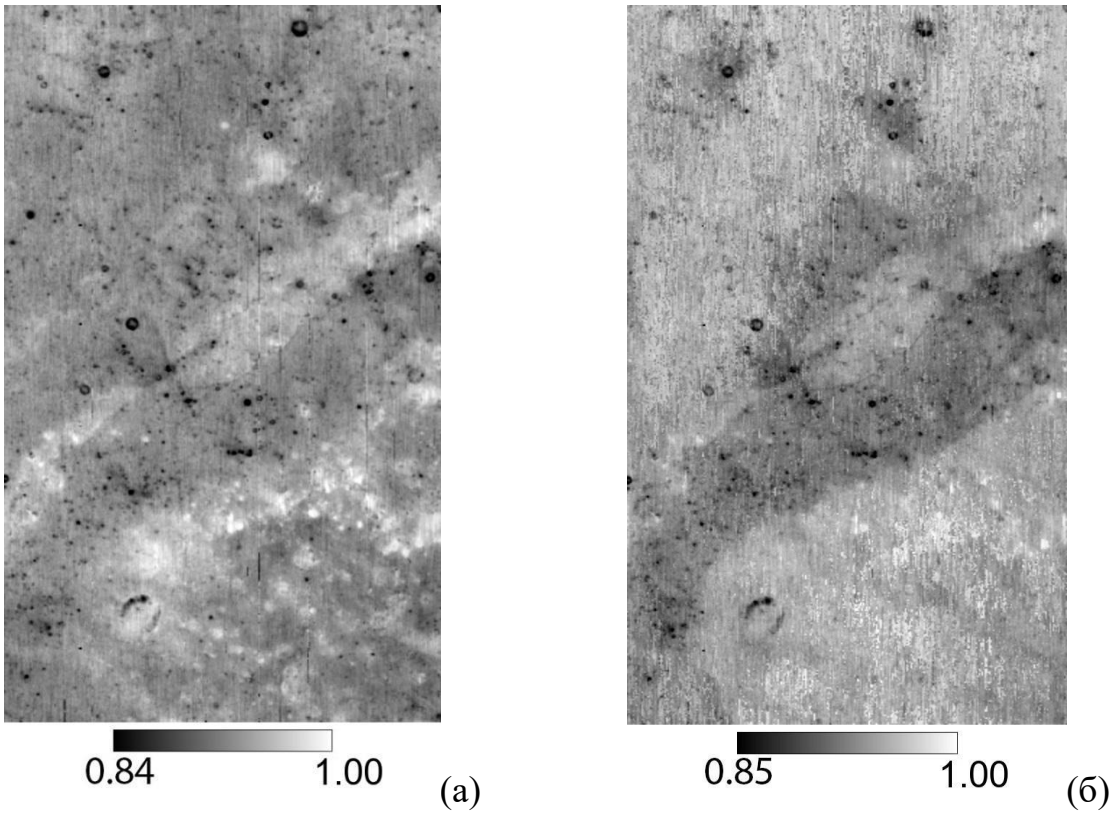


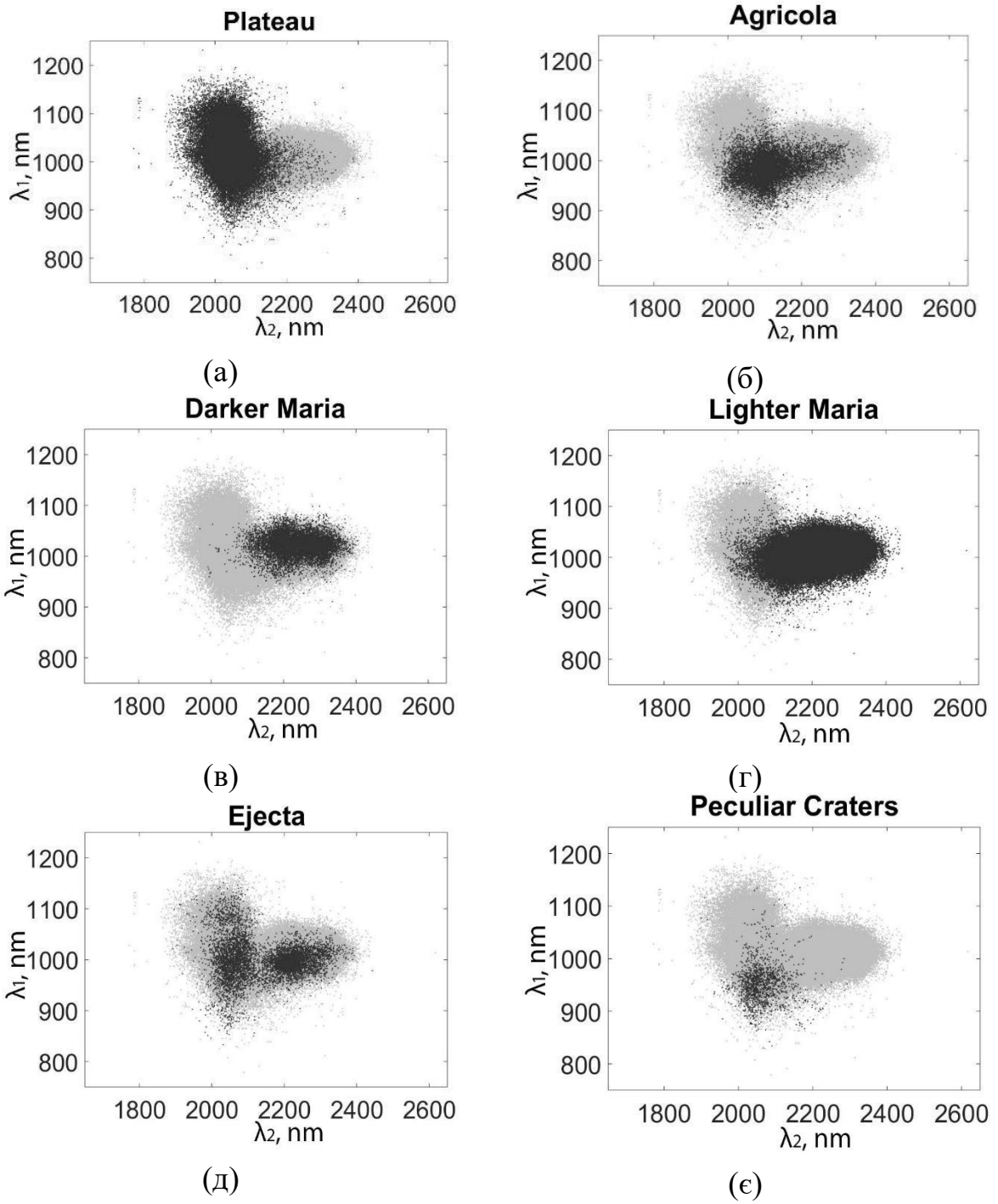
Рис. 3.6 Карта розподілу глибин смуг поглинання біля 1 мкм (а) та 2 мкм (б) (краще зробити однакові межі). *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Зв'язок між спектральними та геологічними даними

Спектральні дані M^3 було використано для встановлення зв'язку між спектральними характеристиками поверхні та виділеними геологічними типами (рис. 3.2). Використовуючи діаграму Адамса λ_{min}-1 – λ_{min}-2 мкм, ми можемо виокремити в ній локалізацію спектрів, які відповідають певній геологічній провінції. Результати цих досліджень продемонстровано на рис. 3.7. Сірий колір відповідає розташуванню спектрів в усіх точках поверхні, а темний колір представляє собою конкретне геологічне утворення відносно загальної картини. Таким чином, темні плями на рис. 3.7а, б відповідають спектрам поверхні плато Аристарх та горам Агрікола, відповідно, (тип highlands без розділення на окремі підтипи, рис. 3.2). Незважаючи на морфологічну подібність, їх положення на діаграмі дещо відрізняються, що говорить про мінералогічно різний матеріал поверхні. Видовження кластера плато Аристарх у напрямку збільшення λ_{min}-1 мкм вказує на присутність істотної кількості пірокластичного матеріалу, в той час як гори Агрікола утворені переважно кристалічною фракцією піроксенів. Більш темні (mmd) і світліші (mml) одиниці морів знаходяться майже в одному і тому ж місці діаграм (рис. 3.7в, г), тож є мінералогічно однорідними.

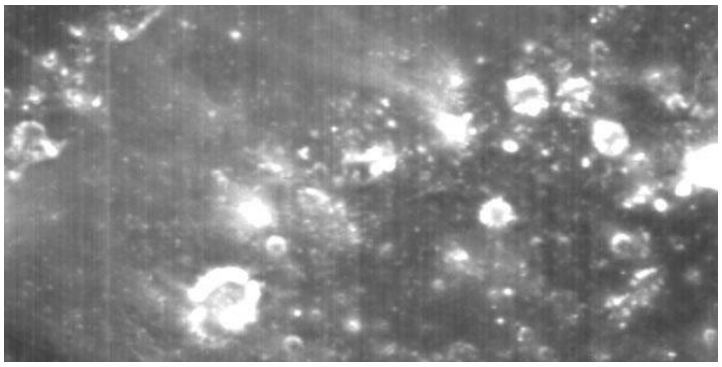
Матеріали викидів (eja, ejo та ejg) представлені на діаграмі Ejecta (рис. 3.7д) разом, без розділення на підтипи, в різних місцях залежно від того, де вони розташовані на поверхні. Місце викидів, розташованих на плато Аристарх та морській поверхні, на діаграмі Адамса знаходиться у кластері, утвореному типом підкладки викиду. Цей факт свідчить, що викиди не дають суттєвої мінералогічної домішки до складу автохтонних відкладів – їхня вираженість на зображені альбедо зумовлена головним чином зміною оптичної шорсткості поверхні. Додатково розглянемо групу кратерів, розташованих на плато Аристарх (рис. 3.8). Як видно з рис. 3.7є, кратери утворюють слабке скупчення, розташоване в нижній частині

діаграми, що цілком вкладається в кластер автохтонного матеріалу плато. Таким чином, ми інтерпретуємо спектральні відмінності даної групи кратерів, від інших кратерів на плато їхньою появою після утворення пірокластичного покриву.



(а) (б) (в) (г) (д) (є)

Рис. 3.7 Кореляційні діаграми, що зображують зв'язок між спектральними даними та геологічними типами поверхні. *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*


(а)

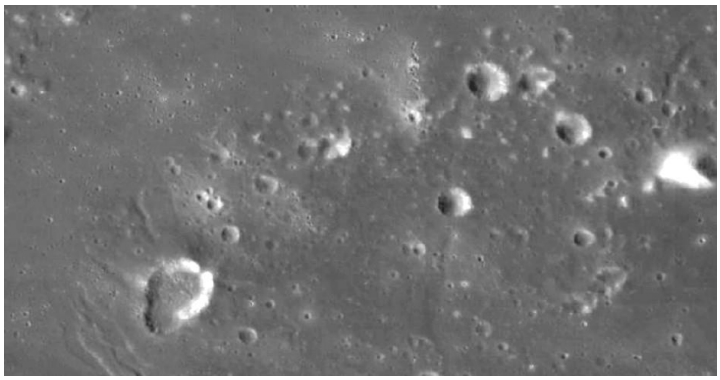

(б)

Рис. 3.8 Група кратерів, розташованих на північно-західному краю плато Аристарх, які виявляють незвичайні спектральні особливості смуги поглинання біля 1 мкм (рис. 3.7є). (а) та (б) відображають частину обраного зображення M^3 та зображення WAC (рис. 3.1). *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Діаграми, представлені на рис. 3.7, допомагають оцінити можливий характер і вік утворення різних матеріалів, що складають плато Аристарх, гори Агрікола та морське базальтове оточення. Хоча плато Аристарх і гори Агрікола представляють частини одного й того ж морфологічного комплексу, їх спектральні характеристики різні (рис. 3.7 а,б). Характерні точки, що представляють поверхню плато Аристарх, утворюють щільний кластер, який майже повністю вкладається в межі спектральних характеристик пірокластичного скла на діаграмі Адамса (рис. 3.7а). На відміну від них, точки, що відповідають горам Агрікола, переважно зосереджені в межах піроксенової гілки діаграми (рис. 3.7б). Ці спектральні відмінності морфологічно подібних одиниць, ймовірно, відображають переважну концентрацію склоподібних пірокластичних частинок на плато, тоді як в районі гір Агрікола спостерігається дефіцит пірокластичних

матеріалів. Це узгоджується з більш низьким альбедо плато, що знаходиться поза межами кратерів (рис. 3.8а), порівняно з горами Агрікола. Наведеі факти свідчать про те, що вибухова вулканічна активність була розташована здебільшого в межах плато, і поклади утворених мінералогічних продуктів не досягли сусіднього масиву гір Агрікола. Таким чином, піроксенова гілка діаграми Адамса може характеризувати допірокластичний мінералогічний склад нагір'я плато.

Розвиваючи порівняння геологічних та спектральних даних, ми вивчаємо коефіцієнти кореляції альбедо на різних довжинах хвиль для різних виділених геологічних провінцій. Тобто, для кожної пари зображень альбедо на довжинах хвиль в діапазоні 0.54...2.62 мкм ми обчислюємо коефіцієнт кореляції, використовуючи всі пікселі зображення, а потім будуємо діаграму, показану на рис. 3.8. Дані діаграми для кожної провінції мають певний патерн, симетричний відносно бісектриси, на якому коефіцієнт кореляції максимальний і дорівнює 1, бо бісектриса утворена коефіцієнтом кореляції альбедо у одному й тому самому спектральному каналі. Контури рівня постійного коефіцієнта кореляції є нерегулярними і певним чином вказують на наявні в спектрі відбиття смуги поглинання. При чому, чим меншим є рівень постійного коефіцієнта кореляції – тим більш явно прослідковується контур смуги. Це означає, що в спектральних діапазонах з центром близько 1 мкм та 2 мкм спектри пікселів сцени значно варіюються.

Як видно з рис. 3.9а-є, діаграми коефіцієнтів кореляції різні для різних геологічних провінцій. Ми бачимо, що плато Аристарх та гори Агрікола мають доволі помітно різні діаграми: мінливість смуги 1 мкм вища для гір Агрікола. Діаграми для світлих і темних базальтових поверхонь оточуючого моря досить схожі, але чітко відрізняються від плато Аристарх і гір Агрікола. Матеріали викидів та окремих кратерів, представлених , мають змінну смугу 2 мкм, що відрізняє їх від усіх

попередніх діаграм. Таким чином, діаграми коефіцієнтів кореляції у незвичний спосіб вказують на нову інформацію, щодо характеру матеріалів та структури поверхні.

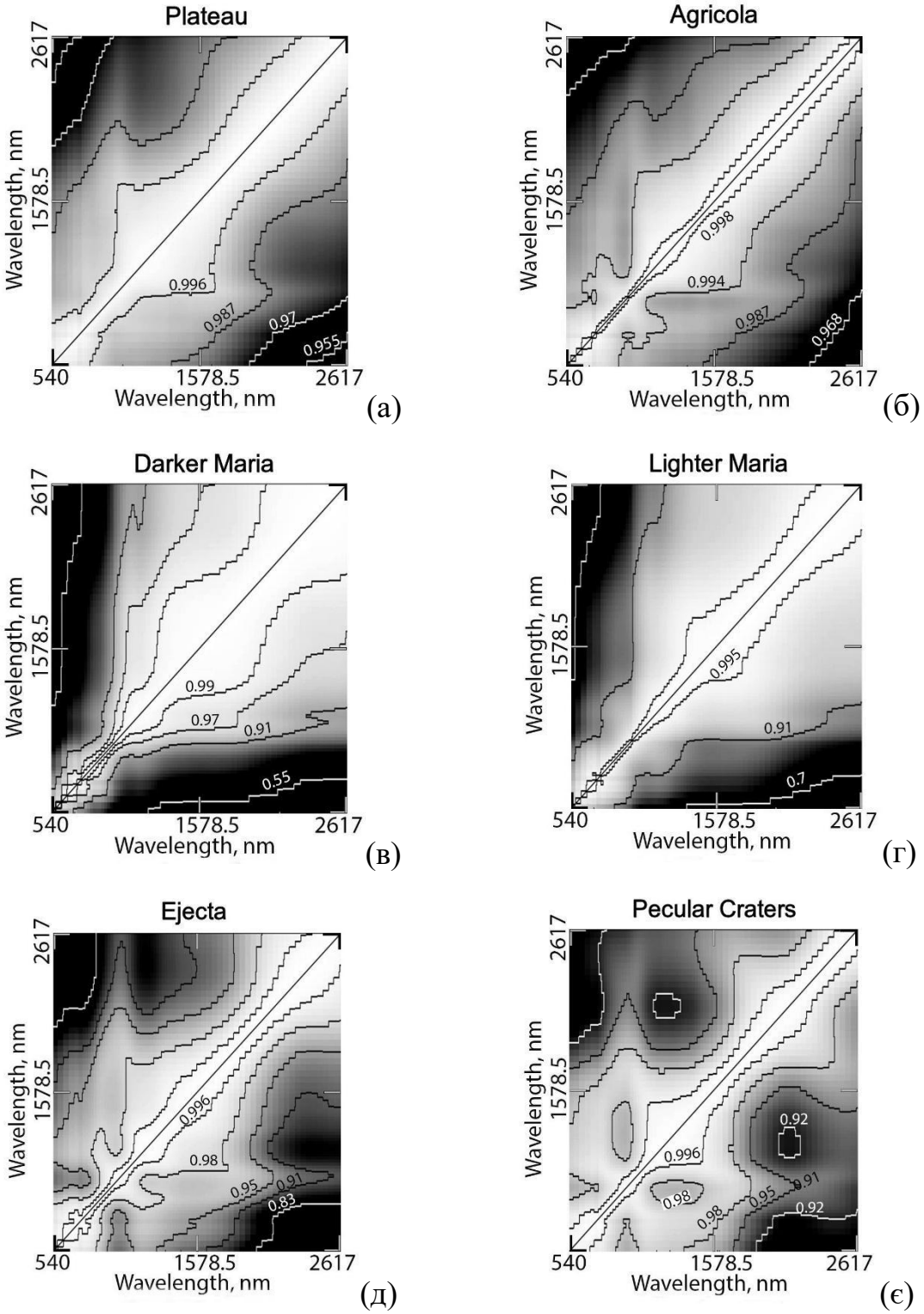


Рис. 3.9 Діаграми коефіцієнтів кореляції альбедо на різних довжинах хвиль окремих геологічних провінцій. *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

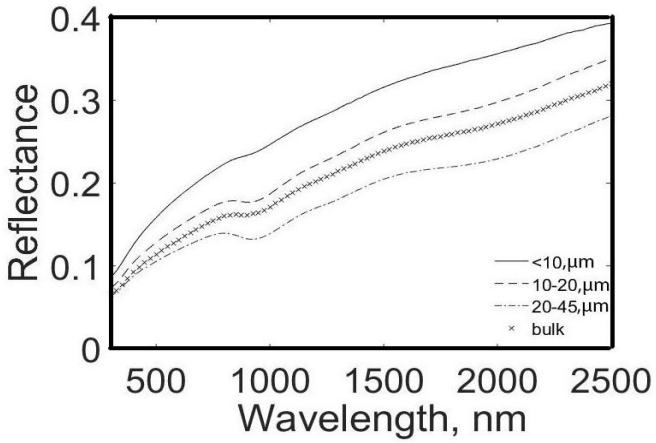


Рис. 3.10 Середні лабораторні спектри відбиття зразків реголіту Місяця з набору спектральних даних LSCC. *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Для більш чіткої інтерпретації нових діаграм порівняємо діаграми коефіцієнтів кореляції супутникових даних з аналогічними діаграмами для зразків реголіту Місяця, спектр відбиття та інші параметри (насамперед розміри частинок) яких були отримані у лабораторії. Тут ми використовуємо спектральні дані, отримані з бази спектральних даних Lunar Sample Characterization Consortium (LSCC) (Taylor et al., 1999, 2001; Pieters et al., 2002, 2006). Всі окремі використані спектри та дані про склад доступні за посиланням www.planetary.brown.edu/relabdocs/LSCCsoil.html. LSCC проаналізував 52 зразки фракцій різного розміру. Всі спектри вимірювали в діапазоні довжин хвиль 0.3...2.6 мкм зі спектральною роздільною здатністю 5 нм при фазовому куті 30º (i = 30º, e = 0º – кути падіння та відбиття, відповідно) (Pieters and Hiroi, 2004). Оскільки оптичні властивості реголіту Місяця контролюються частинками меншої за розміром фракції (Pieters et al., 1993) та процесами space weathering (Pieters et al., 2000), LSCC зосередився на детальному аналізі компонентів реголіту із характерним розміром частинок меншим за 45 мкм. Так спектральні вимірювання зразків та їх хіміко-мінералогічний аналіз проводили для реголіту, поділеного на три розмірні фракції (<10 мкм, 10–20 мкм і 20–45

мкм) та для нерозділеного на фракції зразка, так званої «об'ємної» фракції, або bulk, <45 мкм (Taylor et al., 2001). Приклади LSCC-спектрів, усереднених для кожної фракції розміру, показані на рис. 3.10. Як і передбачалося, спектр фракції bulk лежить між найменшою та найбільшою за розмірами фракціями.

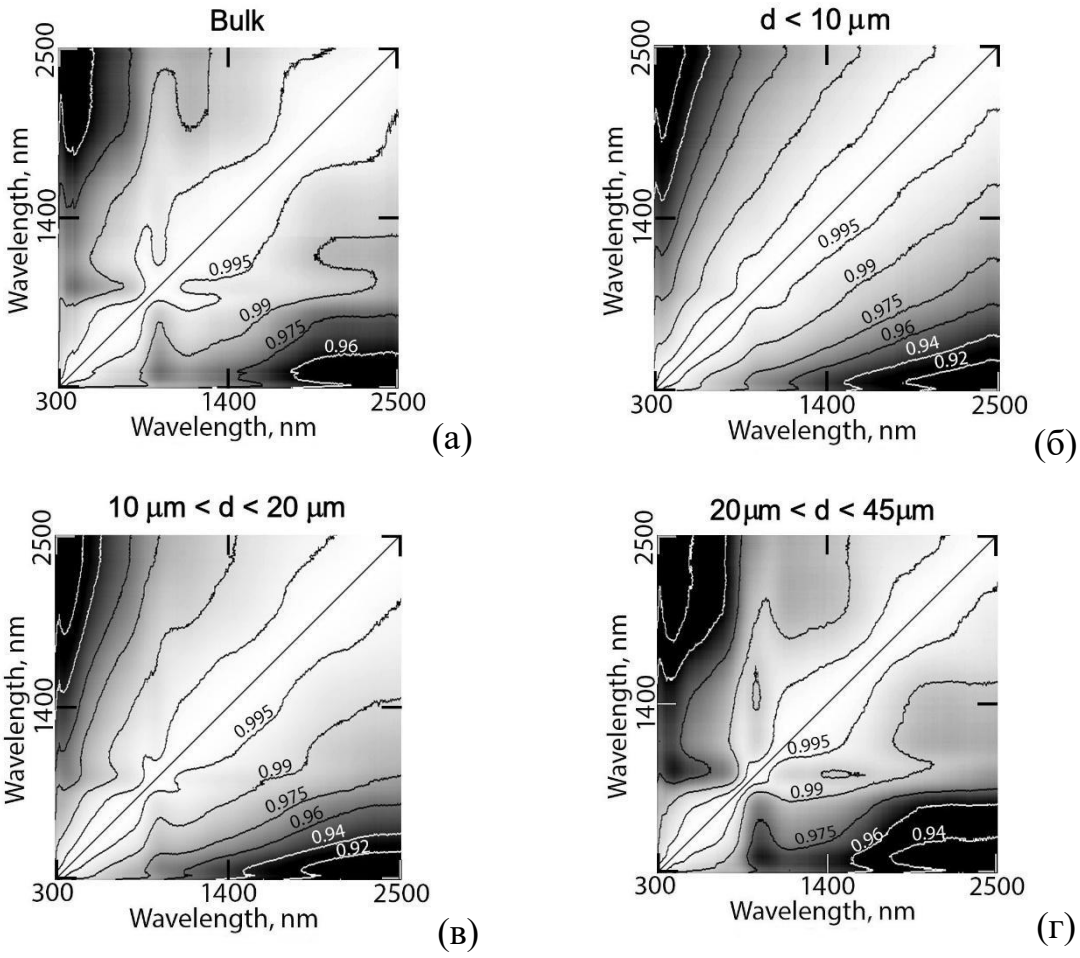


Рис. 3.11 Діаграми коефіцієнтів кореляції середніх лабораторних зразків реголіту Місяця зі спектрального набору LSCC для різних розмірних фракцій (розмір частинок позначено *d*). *Джерело: Shkuratov et al. (2019).*

Рис. 3.11 показує, що діаграми коефіцієнтів кореляції набору зразків дійсно нагадують діаграми, отримані за даними скануючого спектрометра M^3. Фракція зразка d <10 мкм майже не має мінливості поблизу смуг 1 мкм і 2 мкм, хоча ця частка повинна суттєво впливати на спектри реголіту Місяця. Поведінка фракції bulk та фракції 20 мкм < *d* < 45 мкм на діаграмах аналогічна поведінці матеріалів викидів та досліджуваної групи кратерів, а

діаграма найменшої фракції подібна до морів. Це може свідчити про те, що саме такі розмірні фракції контролюють оптичні властивості реголіту у цьому спектральному діапазоні: на поверхні морів переважають оптичні властивості фракції з розміром частинок менше 10 мкм, на викидах спектри зумовлені впливом декількох розмірних фракцій тощо.

3.2 Картування пірокластичних покладів на півдні моря Пару та навколо кратеру Гігін

Присутність вулканічного скла на Місяці тісно пов'язана з районами пірокластичних відкладень (Lunar Pyroclastic Deposits – LPD), спектральною особливістю яких є доволі низьке альбедо на всьому діапазоні Vis-NIR, та часто пов'язана з вулканічними отворами, які гуртуються вздовж переламів, неправильних западин та кратерами неправильної форми. За цими ознаками вони були картовані у багатьох дослідженнях (наприклад, Wilhelms, 1987, Wilhelms and McCauley, 1971; Gaddis et al., 2003) та вивчені за допомогою інших методів дистанційного зондування. Серед яких – телескопічні оптичні спостереження (наприклад, Hawke and Coombs, 1987, Coombs and Hawke, 1992), дистанційне зондування з КА Clementine камерою UVVIS (Gaddis et al., 2000; 2003), спостереження Місячною розвідувальною орбітальною камерою (LRO WAC) (Gustafson et al., 2012) та радіолокаційні спостереження (Carter et al, 2009; Cambell et al., 2009). Дані M^3 також використовувались для досліджень LPD, наприклад, для кількісної оцінки кількості води (Milliken & Li, 2017; Li & Milliken, 2016).

Показники кольору дозволяють робити висновки про параметри смуг поглинання різних мінералів. Наприклад, смуга піроксенів та олівінів 1 мкм може бути приблизно охарактеризована показником кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм). Однак цієї характеристики недостатньо для надійного мінералогічного опису, оскільки вона не дає точної інформації

про точне положення мінімуму смуги поглинання та форми її схилів. Спектрометр M^3 надає можливість точного аналізу таких спектральних параметрів, оскільки кількість спектральних відліків досить велика (Mustard et al., 2011; Whitten et al., 2011).

У цьому розділі досліджуються спектральні властивості матеріалів покладів південної частини Моря Пару, борозни та кратера Гігін (координати 7.8 ° пн.ш., 6.3 ° сх.д., діаметр 11 км, глибина 0.8 км), показані на рис. 2.12. Цей регіон має складну геологію і, отже, є очікувано різноманітним у мінералогічному відношенні. Раніше він був включений до списку LPD, і його склад аналізували за допомогою даних Clementine UVVIS у 5 спектральних каналах з просторовою роздільною здатністю приблизно 100 м/піксель (Gaddis et al., 2003). Hawke and Coombs (1987) зазначили, що спектральні характеристики регіону борозни та кратеру Гігін узгоджуються з припущенням про наявність темних мантійних відкладів (DMD) пірокластичного походження. Wilson et al. (2011) також позначили невеликі темні плями поблизу кратера Гігін як LPD і розглядали його як вулканічну кальдеру, ініційовану інтрузією дайки, яка не вийшла на поверхню. Тут ми розглядаємо інший підхід до дистанційного визначення пірокластичного матеріалу, який базується на кластерному аналізі кореляційної діаграми Адамса (Adams, 1974), подібному до визначення мінералогічного складу північно-західної частини плато Аристарх, який було наведено у попередньому параграфі цього розділу та висвітлено у роботі Shkuratov et al. (2019). Як було доведено, кластери на цій діаграмі можуть бути пов’язані з певними типами піроксенів та інших мінералів (McCord and Adams, 1973; Adams, 1974).

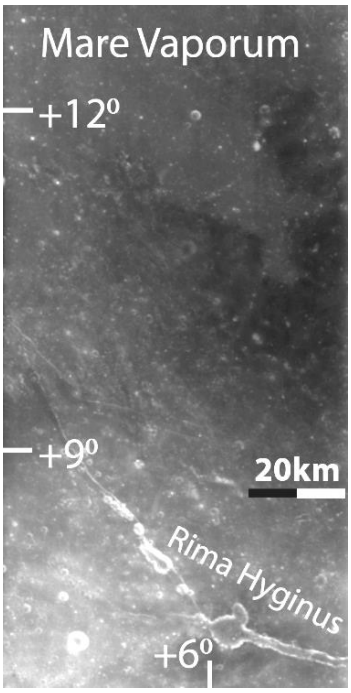


Рис. 3.12 Південна частина Моря Пару та оточуючі моря. Ділянка зображення M3G20090608T042049_V01_RFL.IMG у спектральному каналі 750 нм. *Джерело: Surkov et al. (2021).*

Іншими цікавими геологічними утвореннями цього регіону є нерегулярні морські плями (Irregular Mare Patches, IMP), розташовані у кратері Гігін. Подібні морфологічні утворення також були виявлені на Меркурії (Blewett et al., 2013). IMP – це невеликі (шириною близько 500 м) утворення з різкими межами. З часу їх відкриття (Whitaker, 1972) під час місії "Аполлон-15", вони детально досліджувались (наприклад, Strain and El-Baz, 1980; Schultz et al., 2006; Robinson et al., 2010; 2012; Yamamoto et al., 2013; Carter et al., 2009). Тим не менше, їхнє походження досі незрозуміле. Деякі дослідники (наприклад, Strain and El-Baz, 1980) вважають їх вулканічними кальдерами, принаймні стосовно Айни (координати 18.6° пн.ш., 6.3° сх.д., видовженої форми, розмір більшого діаметра становить приблизно 3 км, меншого – 1.5 км). Інша гіпотеза полягає в тому, що вони можуть бути утворені внаслідок виділення летких речовин із надр Місяця, обрушенням даху лавової трубки або пірокластичним виверженням. Усі ці гіпотези мають спільну позицію –

IMP є свідченням молодого місячного вулканізму (Stooke, 2012; Elder et al., 2017). Таке твердження має під собою декілька підстав. По-перше, різкість меж цих утворень, яка не розмилася чинниками космічного вивітрювання, наприклад, постійним бомбардуванням мікрометеоритами. По-друге, відносно молодий вік IMP підтверджується стандартним методом для визначення віку ділянок поверхні безатмосферних тіл – методом підрахунку кількості кратерів (Braden et al., 2014). З іншого боку, абсолютний вік IMP є предметом обговорення відповідно до вулканологічної моделі Qiao et al. (2019), які розглядають IMP не як молоді утворення, а як утворення, унікальна морфологія яких пояснюється не віком, а унікальними структурними та/або мінералогічними характеристиками підкладки, які перешкоджають правильній ідентифікації вторинних ударних процесів та інтерпретації результатів методу підрахунку кількості кратерів.

Також слід зазначити, що для вивчення цих морфологічних утворень на сьогодні широке застосування спектральних методів є майже неможливим, оскільки формації занадто малі, і доступні спектральні дані M^3 навряд чи можуть бути використані для надійних геологічних висновків. Певний виняток становить Айна, або D-кальдера, розміром близько 2 км, що лише в 4-5 разів перевищує просторову роздільну здатність M^3 (Staid et al., 2011; Glaspie et al., 2019; Grice et al., 2016). Ми вважаємо, що наша додаткова обробка даних дозволяє суттєво покращити спектральні дані M^3, що зробить можливим більш ретельний спектральний аналіз менших за розміром IMP, наприклад, як у кратері Гігін.

Картування параметрів смуг поглинання

На рис. 3.13а білими контурами нанесено положення двох регіонів LPD, присутніх на даній ділянці гіперспектрального зображення M^3

поверхні Місяця. Наявність даних покладів LPD була остаточно визначена та підтверджена Weitz et al. (1998), але точної форми їхніх контурів досі не було отримано. Нанесені контури позначають межу області LPD, запропоновану у ряді робіт (наприклад, Hawke and Coombs, 1987; Weitz et al., 1998; Gaddis et al., 2000), у яких ці поклади досліджувались різними методами, та їх форма відрізняється при визначенні різними методами за різними модальностями дистанційного зондування. Наприклад, контури, отримані за допомогою радіолокаційного експерименту, в ході якого вимірювалося значення коефіцієнта кругової поляризації (CPR) (Carter et al., 2009) не точно збігаються з контурами, побудованими з використанням спектрального нахилу в UV-VIS за даними Clementine (Weitz et al., 1998). Така ж різниця у формах LPD спостерігається для області кратера Гігін (Hyginus) (білі контури на нижньому краю рис. 3.13а) при порівнянні форми, отриманої за радіолокаційними (Carter et al., 2009) та оптико-хімічними даними камери Clementine (Wilson et al., 2011).

На рис. 3.13 відображено набір основних спектральних параметрів, отриманих зі спектрів M^3: (б) показник кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм); (в) та (г) положення смуг 1 мкм та 2 мкм; (д) та (є) глибини смуг поглинання біля 1 та 2 мкм. Показник кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм) на рис. 3.13б дозволяє виявити такі хіміко-мінералогічні особливості поверхні Місяця як молоді кратери, свіжі схили борозни Гігін та два типи базальтової заливки. Матеріал південної частини досліджуваного регіону має дещо вищі значення показника кольору, ніж базальт Моря Пару. У попередніх оптичних та радіолокаційних дослідженнях (Carter et al, 2009; Wilson et al., 2011), LPD Моря Пару майже не виявляються на карті даного показника кольору.

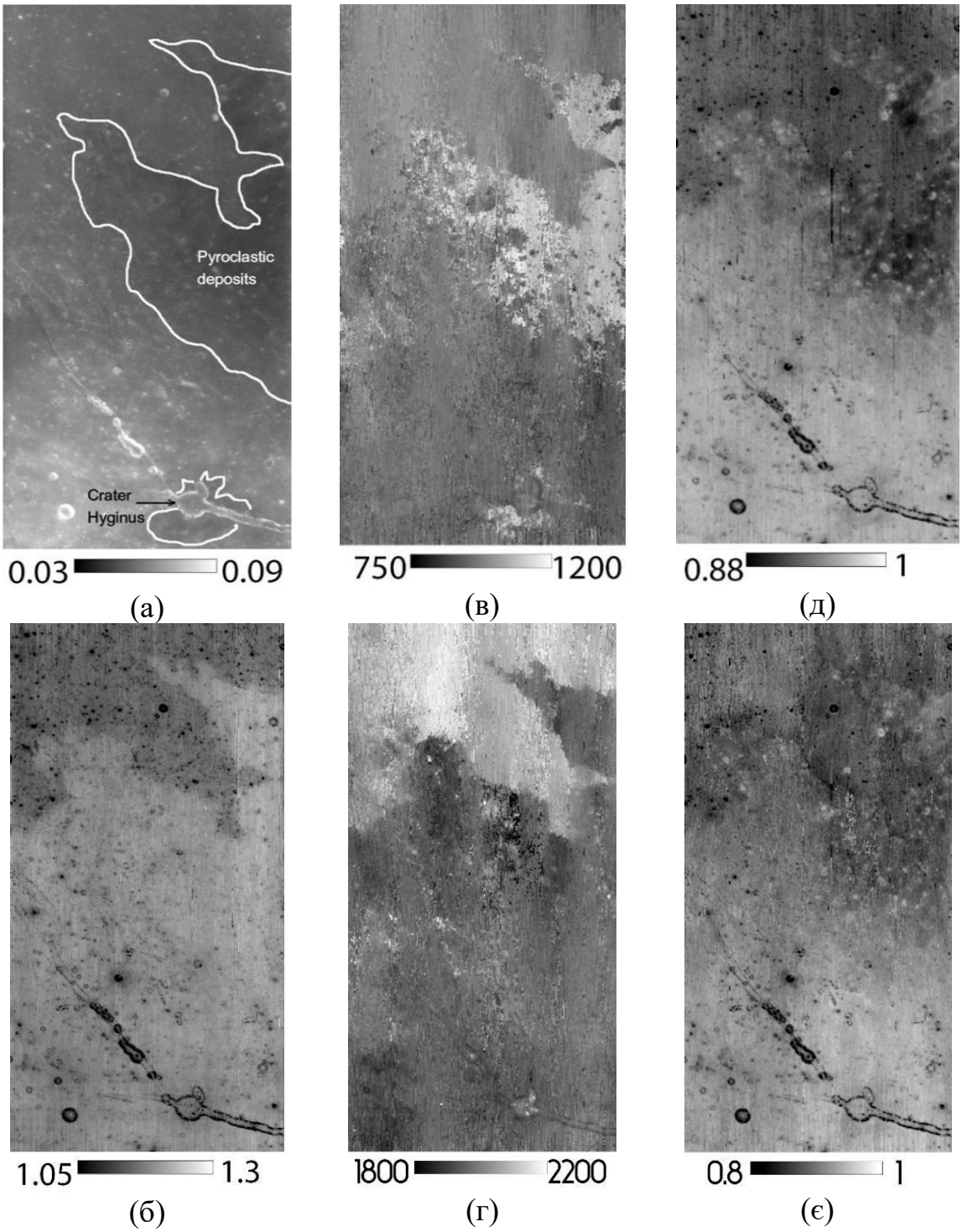


Рис. 3.13. Розподіл оптичних параметрів. (а) альбедо у спектральному каналі 750 нм *A*(750нм); (б) показник кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм); (с) положення мінімуму 1 мкм смуги поглинання у нм; (д) положення мінімуму 2 мкм смуги поглинання у нм; (д) та (є) зображують розподіли глибин смуг поглинання біля 1 та 2 мкм, відповідно. Шкала глибини смуг подана у наступний спосіб: чим глибша смуга – тим темніший колір. *Джерело: Surkov et al. (2021).*

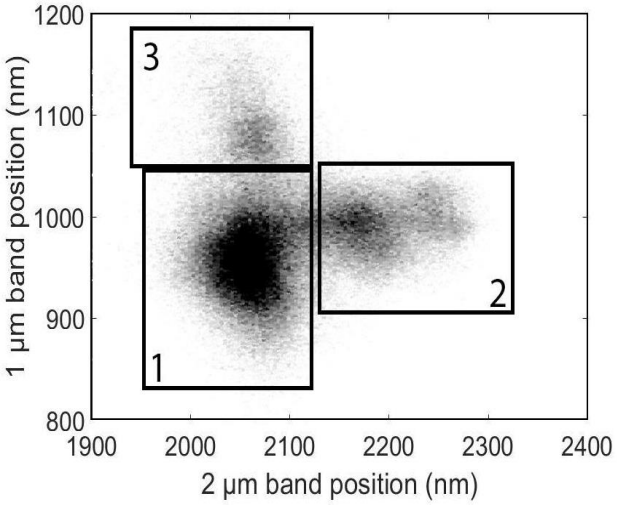
Спектральний метод визначення контурів LPD

Деякі LPD характеризуються поглибленням смуги 1 мкм. Зображення цього параметру виявляють багато особливостей, які відсутні у розподілі показника кольору. По-перше, поява темних дифузних плям всередині контурів LPD, причиною чого є глибока смуга на 1 мкм із зміщеним центром до, приблизно, 1075 нм або навіть більше (рис. 3.13в) – спектральна характеристика, властива вулканічному помаранчевому склу (наприклад, Weits et al., 1998). Світлі плями – це кратери, що утворилися після формування пірокластичних відкладень, що також видно на карті глибини смуги 2 мкм (рис. 3.13г). Ці кратери мають ті самі центри смуг поглинання біля 1 і 2 мкм, що й базальтове оточення, відрізняючись лише глибиною.

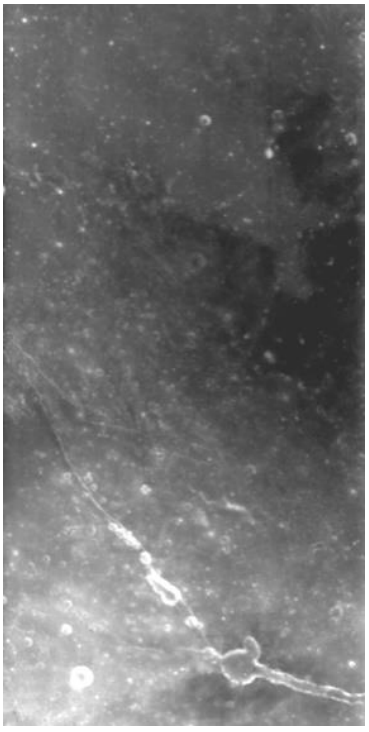
Як зазначалося у попередньому розділі, точні положення смуг поглинання мінералів є одним із найбільш інформативних спектральних параметрів при якісному дослідженні мінералогічного складу поверхні Місяця, що було продемонстровано на прикладі розділення типів піроксенів за допомогою діаграми Адамса, обчисленою за даними M^3, для північно-західної частини плато Аристарх. Діаграма Адамса, побудована для південної частини моря Пару, приведена на рис. 3.14а. На отриманій діаграмі чітко спостерігається три скупчення точок, які асоційовані із певним типом матеріалу.

Для побудови карти класів зазначену діаграму було кластеризовано у наступний спосіб: за максимумами щільності розподілів точок на діаграмі кожного скупчення визначалися три точки, центри класів, далі для кожної точки побудованої діаграми обчислювалися евклідові відстані до визначених центрів, та спектральний клас, до якого належить дана точка, визначався мінімальною відстанню до його центру. Із отриманого класифікованого набору побудована карта класів (рис. 3.14в). Визначені координати центрів класів 1, 2 та 3 – (2055 нм, 960 нм), (2175 нм, 990 нм)

та (2065 нм, 1080 нм), відповідно. Окремо слід звернути увагу, що клас 2 поєднує в собі два скупчення точок, але невелике скупчення розташоване у бік більших довжин хвиль асоційовано із більш світлою чіткою широкою смугою на морі Пару на рис. 3.13г, що, ймовірно, є артефактом, пов'язаним із недоліками вхідних зображень M^3. Усі пікселі цього підкластеру віднесені до спектрального типу базальтів моря Пару.



(а)



(б)

(в)

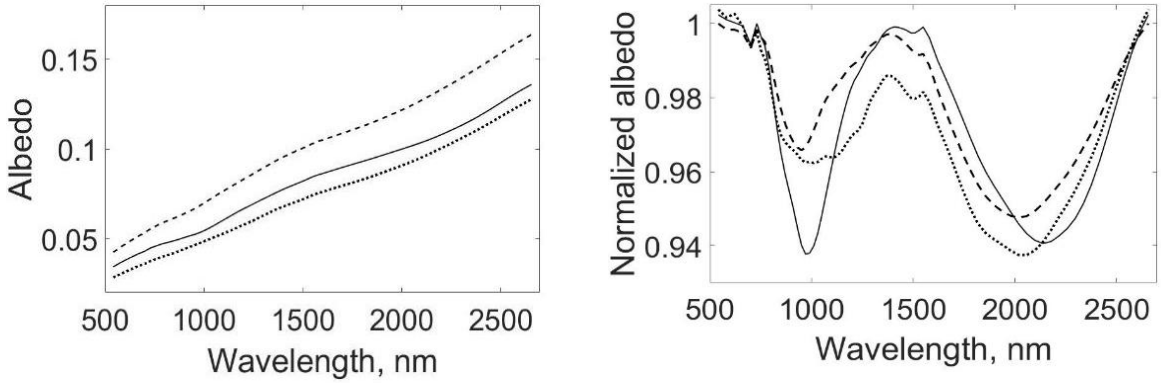
Рис. 3.14. (а) кореляційна діаграма положень смуг поглинання біля 1 та 2 мкм із трьома промаркованими класами. (б) альбедо *A*(750 нм). (в) карта класів: чорний, сірий та білий кольори відповідають класам 1, 2 та 3 на (а), відповідно. *Джерело: Surkov et al. (2021).*

Для мінералогічної інтерпретації отриманих спектральних класів були використані усереднені спектри кожного визначеного класу (рис. 3.14). Для усереднення із усіх спектрів певного класу були відібрані лише ті, точки яких на поданій діаграмі знаходяться на відстані не більше 5 нм від центру відповідного класу. Отримані середні спектри представлено на рис. 3.15. Класи 1 та 2 мають виражені смуги поглинання біля 1 та 2 мкм із доволі вузькою 1 мкм смугою. Варіації відносних глибин та точних положень смуг поглинання дають підстави для інтерпретації цих двох класів як утворених піроксенами різного типу. Для піроксенів оточення моря Пару (клас 1), крім зазначених відмінностей у морфології смуг поглинання, також притаманне більш високе альбедо та більший спектральний нахил на всьому проміжку, що може бути наслідком наявності високоальбедних мінералів, які не мають смуг поглинання, спричинених взаємодією іонів Fe із кристалічним полем, наприклад, плагіоклазів, або певними структурними особливостями реголіту.

Смуга поглинання класу 3 за формою, глибиною та положенням абсолютно подібна до класу 1, який переважно оточує дане формування. В той же час, клас 3 має відмінну широку смугу поглинання біля 1 мкм із шириною на піввисоті приблизно 500 нм та положенням мінімуму, зміщеним до 1070 нм. Такі спектральні риси притаманні склу різного походження, вони пояснюються частковим руйнуванням кристалічної решітки. Таким чином, уточнення контурів формування DMD можна проводити шляхом аналізу зображення альбедо, зображення розподілу показника кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм) та карти класів (рис. 3.14б,в), враховуючи, що карта класів є бінаризованим варіантом карти розподілу скла, де картується не кількість самої мінеральної фракції, а факт наявності великої частки скла у мінералогічному складі реголіту.

Подальша робота у цьому напрямі має проводитися шляхом розробки методу кількісного дистанційного зондування вмісту скла.

Наявність суттєвих варіацій показника кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм) на рис. 3.13б показує можливість вкрай нерівномірного розподілу вмісту скла навіть у межах DMD. Тож, за наявності відповідного методу кількісного аналізу, стає можливим спрямований пошук джерела пірокластичної активності.



(а) (б)

Рис. 3.15 (а) усереднені спектри M^3 для кожного класу, виділеного на діаграмі 3.14(а): С1 – пунктирна лінія; С2 – суцільна лінія, та С3 – точки. (б) ті самі спектри, нормовані на опуклу оболонку. *Джерело: Surkov et al. (2021).*

Пірокластичні поклади навколо кратеру Гігін

На карті класів рис. 3.14в, крім великого пірокластичного покладу на межі Моря Пару, виокремлюється менший за розміром поклад навколо зовнішньої межі кратеру Гігін, матеріал якого за спектральними властивостями подібний до основного. Контури пірокластичного покладу навколо цього кратера майже повністю збігаються із контурами низькоальбедного морфологічно гладкого утворення. Альбедо цих покладів нижче за оточення на всьому спектральному діапазоні M^3 (0.54...2.95 мкм). Тому за наведеними спектральними ознаками дане утворення повинне складатися із пірокластичного матеріалу, подібного до матеріалу основного DMD (Surkov et al., 2021).

Основними геологічними гіпотезами походження даного утворення на сьогодні є:

1) виходи морської базальтової заливки (наприклад, Wilhelms, 1968; Pike, 1976);
2) пірокластичні поклади (Hawke and Coombs, 1987).

Основна вада останньої гіпотези – відсутність чіткого розуміння геологічних механізмів утворення цих пірокластичних покладів. До проведення спектрального аналізу даного утворення за даними M^3 автором дисертації (Surkov et al., 2021) чи не єдиним спостережним підтвердженням останньої гіпотези були радіолокаційні дослідження показника відношення кругової поляризацій (CPR), проведені Carter et al. (2009). Показник CPR вказує на наявність ефективних розсіювачів радіохвиль, наприклад, камінням розміром, порівняним із довжиною хвилі, яка у зазначеному експерименті становила 12.6 см. CPR малий, коли каменів таких розмірів немає, та прямує до значень більше одиниці на шорсткій поверхні (Campbell et al., 2006, 2008, 2009). Для низькоальбедної формації навколо кратеру Гігін цей показник становив 0.08. Це значення майже збігається з CPR пірокластичних покладів на межі моря Пару та відрізняється від поверхні моря Пару, або поверхні його оточення. Низьке значення показника CPR свідчить про те, що дане формування утворене порошкоподібним матеріалом без суттєвих кам'янистих вкраплень. Така структура поверхні не притаманна ані поверхні Моря Пару, ані його безпосередньому оточенню (за виключенням пірокластичних покладів). Таким чином, результати аналізу спектральних даних M^3 добре узгоджуються з результатами радіолокаційного експерименту, що є вагомою підтримкою припущення Hawke and Coombs (1987), розвиненого з геологічного боку у роботах Head and Wilson (1993, 2017), щодо активного вулканічного формування комплексу кратеру та борозни Гігін.

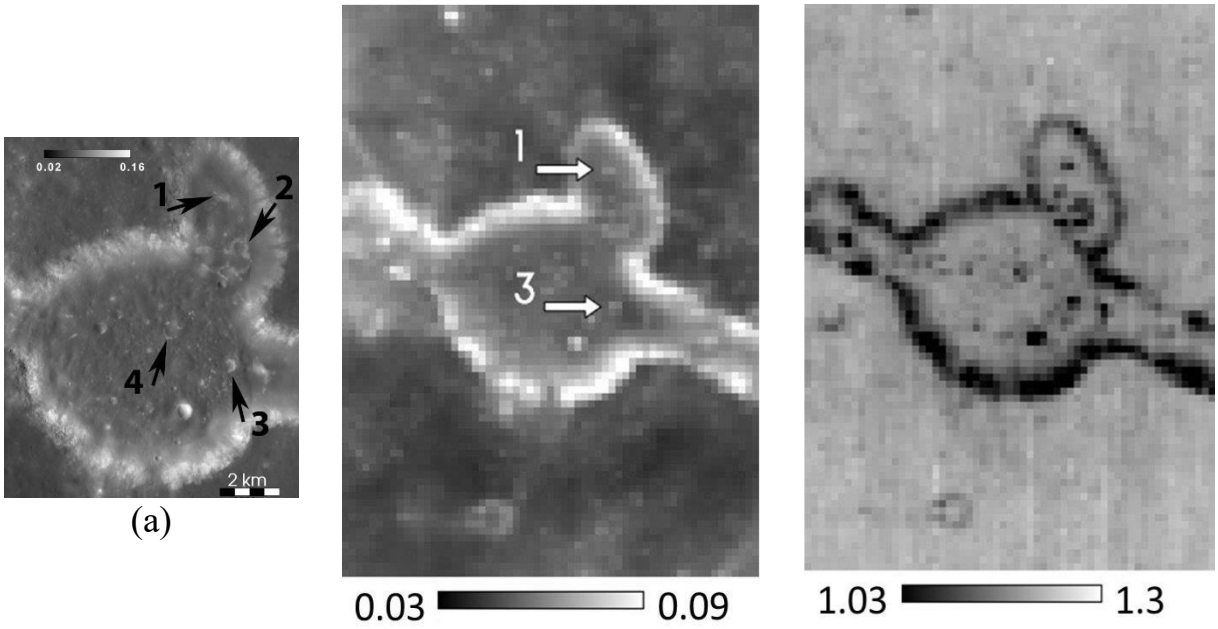
Спектральні дослідження IMP

Нерегулярні морські плями (IMP) на дні кратера Гігін за геологічними дослідженнями (наприклад, Le Qiao et al., 2020) є морфологічно подібними до інших випадків IMP на Місяці. Візуально вони виглядають як зруйновані порожнини, розташовані поблизу до поверхні, які, мабуть, утворилися внаслідок нерівномірного застигання лави (аналоги земних лавових трубок). Як причини цього обвалу вказують на падіння даху порожнини при ударі метеориту, або внаслідок механічного ослаблення гірської породи. Але, як було зазначено, останні дослідження кратерної статистики вказують на можливий «молодий вік» утворень, що може свідчити про прояви вулканізму до 100 млн. років тому (Braden et al., 2014). Для подальшого розвитку уявлень про IMP наявні дослідження важливо доповнити аналізом спектральних даних. Останні можуть бути корисними як для підтвердження віку утворень, так і для пошуку можливих мінералогічних свідчень вулканізму.

Спектральні дослідження IMP ускладнені через їхні невеликі розміри. За даними M^3 на сьогодні лише два найбільших IMP, Sosigenes (8.3°N, 19°E, максимальний розмір – 5 км) та Ina (18.65°N, 5.3°E, максимальний розмір – 3 км), були ретельно досліджені (Staid et al., 2011, Barden et al., 2014, Le Qiao et al., 2018, 2019, 2020). Використання запропонованої додаткової обробки даних IMP надає можливість суттєво розширити кількість цих об'єктів, доступну для спектрального аналізу. Так, у роботі автора дисертації (Surkov et al., 2021) досліджено IMP із характерними розмірами до 300 м.

Задля попередньої ідентифікації структур IMP у кратері Гігін використовувалося зображення вузькокутової камери американського космічного апарату Lunar Reconnaissance Camera (LROC NAC). На рис. 3.16а показана частина зображення NAC M1141121068R, на якому чітко помітні чотири найбільших IMP всередині кратера (позначені стрілками).

На рис. 3.16б показана частина зображення M^3 у спектральному каналі 750 нм. Добре помітно, що просторова роздільна знатність M^3 за альбедними зображеннями дозволяє впевнено ідентифікувати розташування лише двох об'єктів. В той час, як на розподілах спектральних параметрів, наприклад, показника кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм) на рис. 3.16в, побудованих за допомогою оброблених даних M^3, чітко помітні усі IMP, виділені на зображенні NAC.



(а) (б) (в)

Рис. 3.16. (а) зображення NAC (Narrow-Angle Camera – детектор, встановлений на американському штучному супутнику Місяця LRO, роздільна здатність 1 м/піксель) кратера Гігін із чотирма деталями IMP, позначеними цифрами. (б) зображення M^3 у спектральному каналі 750 нм тієї самої ділянки, цифрами позначені ділянки IMP, які можливо ідентифікувати у альбедо при роздільній здатності M^3. (в) показник кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм). *Джерело: Surkov et al. (2021).*

Для подальшого спектрального аналізу ми побудували карти глибин та положення смуг поглинання біля 1 та 2 мкм (рис. 3.17). Обидві карти глибини (рис. 3.17 б, г) подібні до розподілу співвідношення кольору на рис. 3.16в, що свідчить про більшу глибину смуг поглинання на IMP подібно до реголіту незрілих кратерів чи крутих схилів. Цей результат може бути проінтерпретований як оптична незрілість реголіту на IMP та є якісним спектральним підтвердженням результатів, отриманих Braden et al.

(2014), стосовно віку цих утворень. Зображення положення смуги поглинання біля 1 мкм (рис. 3.17а) у спектрах IMP майже не проявляє особливостей (так само як і для крутих схилів кратеру Гігін). В той час положення 2 мкм смуги поглинання для IMP № 1, 2 та 3 (за нумерацією на рис. 3.16а) зміщено у червоний бік, що може говорити про можливі відмінності у мінералогічному складі IMP та їхнього оточення.

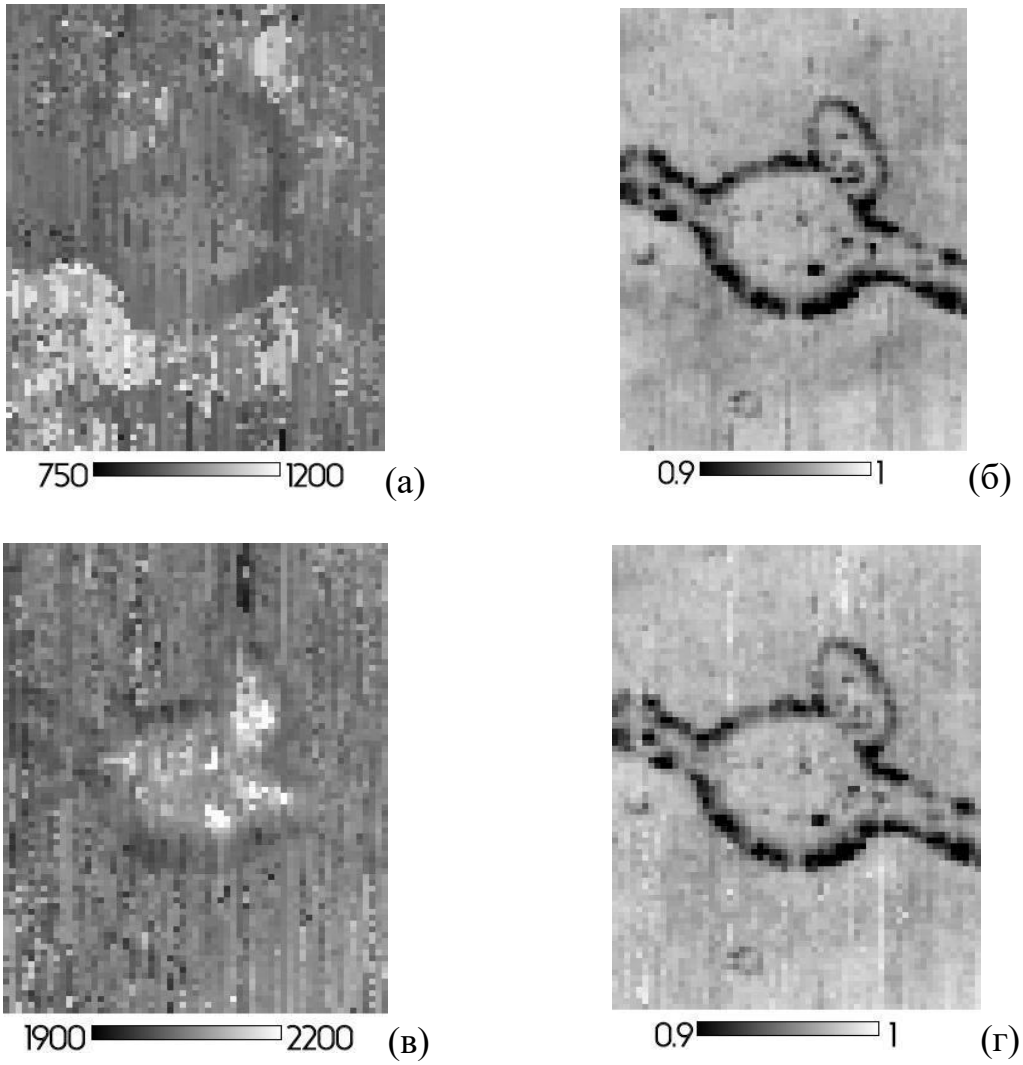


Рис. 3.17. (а) положення смуги поглинання біля 1 мкм у нм. (б) глибина смуги поглинання біля 1 мкм. (в) положення смуги поглинання біля 2 мкм у нм. (г) глибина смуги поглинання біля 2 мкм. *Джерело: Surkov et al. (2021).*

Зображені на рис. 3.18 три усереднені по декільком пікселям спектри відповідають трьом типам поверхні досліджуваного регіону: суцільна лінія – IMP №3, відповідно до нумерації на рис. 3.16а, б; пунктирна лінія –

оточення IMP без видимих кратерів (умовно зрілий реголіт); точками позначено середній спектр стінки кратеру Гігін.

Особливістю середнього спектру IMP є наявність рис, притаманних двом іншим типам поверхні. Так, цей спектр характеризується значеннями альбедо та загальним спектральним нахилом, подібним до спектру оптично зрілого реголіту оточення, проте має добре виражені контури смуг поглинання біля 1 та 2 мкм, глибина яких майже збігається з відповідними значеннями глибини смуг у спектрах стінок кратера, де поверхня є незрілою через постійне оновлення шляхом постійного зсипання продуктів, що утворюються при дії космічних чинників на поверхневий шар. Обидва ці результати дають ще одне спостережне підтвердження гіпотези Braden et al. (2014), що IMP – молоді структури, а збіг показників альбедо і спектрального нахилу з незрілим ґрунтом можна пояснювати відсутністю ефективних процесів оновлення

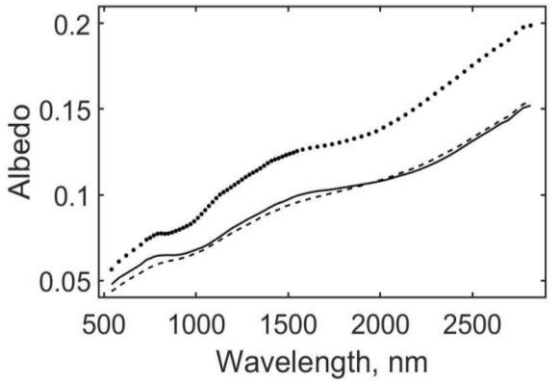


Рис. 3.18 Спектри IMP (суцільна лінія), його оточення (пунктирна) та спектр свіжого реголіту на крутому схилі кратеру Гігін (точки). *Джерело: Surkov et al. (2021).*

Слід зазначити, що наведені вище спектри IMP отримані за відносно невеликим набором даних, оскільки усереднення відбувалося лише за кількома спектрами, тож, зазначені їхні важливі особливості потребують верифікації. В якості перевірки проводилося порівняння спектрів M^3 Chandrayaan-1 та Multi Imager (MI) KA Kaguya (JAXA). Останній прилад

має суттєво меншу спектральну роздільну здатність та більш вузький спектральний діапазон (загалом всього 7 вузьких спектральних каналів: 415 нм, 750 нм, 900 нм, 950 нм, 1000 нм, 1050 нм, 1250 нм, 1550 нм), проте його просторова роздільна здатність становить приблизно 20 м/піксель у видимому діапазоні та приблизно у два рази гірша у інфрачервоному (Ohtake et al., 2010).

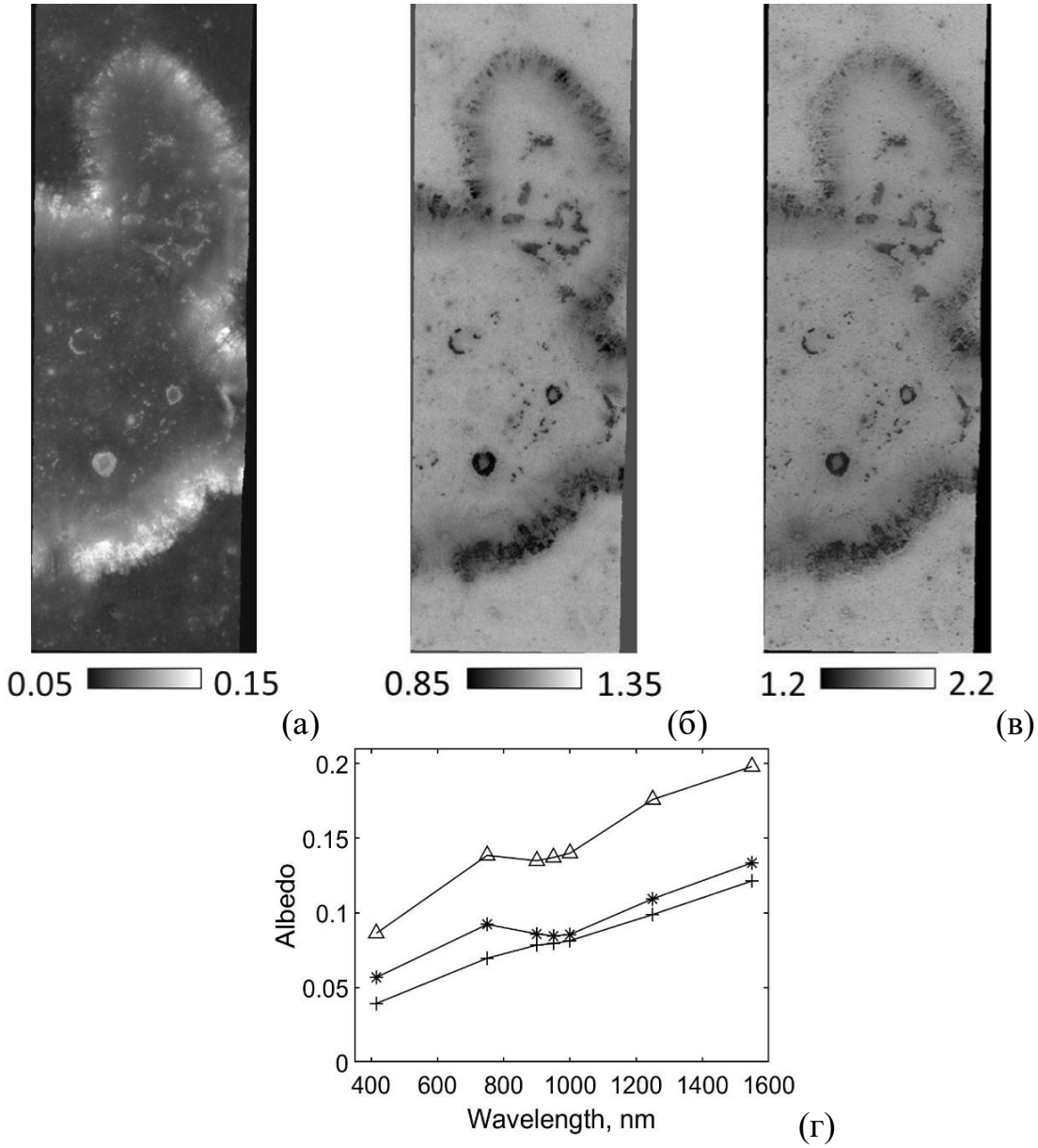
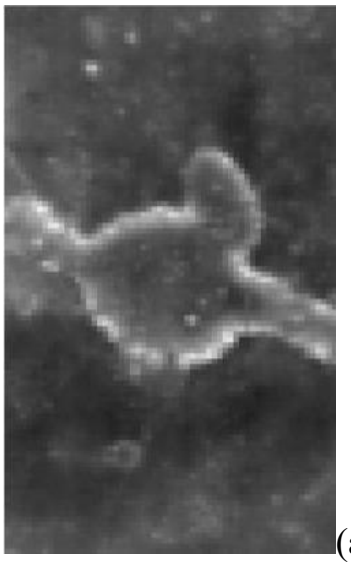


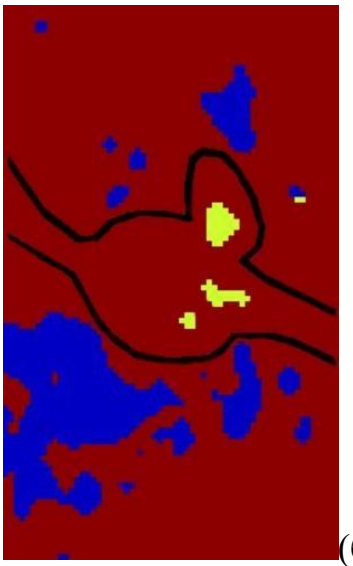
Рис. 3.19. Спектральні дані детектора MI: (а) альбедо поверхні у спектральному каналі 750 нм; (б) показник кольору *C*(0.95 мкм/0.75 мкм); (в) показник кольору *C*(1.55 мкм/0.75 мкм); (г) спектри MI тих самих ділянок поверхні Місяця, які представлені на рис. 3.18: спектри IMP (*), оточення (+) та стінки кратера (Δ). *Джерело: Surkov et al. (2021).*

У роботі Surkov et al. (2021) для отримання спектрів та карт розподілів спектральних параметрів, представлених на рис. 3.19, було використано частину зображення MIA_3C5_03_06733N078E0063SC кратера Гігін. Спектральна поведінка поверхні IMP на даних MI Kaguya якісно збігається з результатами, отриманими за даним M^3: в середньому трохи вище альбедо від 0.75 до 1.55 мкм, добре виражена особливість поглинання у спектрі біля 1 мкм та спектральний нахил, подібний до оптично зрілого реголіту оточення та менший, за нахил спектру схилів кратеру Гігін (рис. 3.19). Суттєвих розбіжностей між двома наборами даних не виявлено, що виправдовує дослідження цих об'єктів за допомогою M^3, навіть при аналізі окремих спектрів.

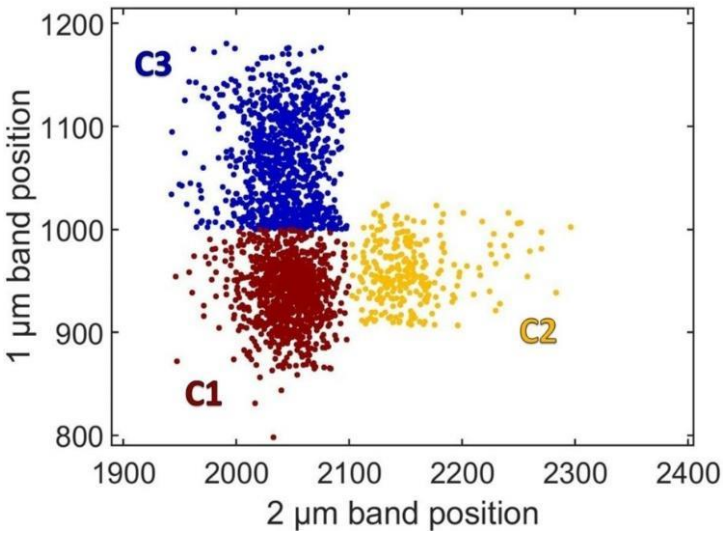
Основною спектральною відмінністю поверхні досліджуваних IMP, яку на жаль не можна верифікувати за даними MI, є поведінка у довгохвильовий частині спектру. По-перше, при довжинах хвиль, більших за 1850 нм, альбедо IMP стає нижчим за альбедо оточення на усьому спектральному діапазоні M^3. Така поведінка диктується відмінностями у формі смуги поглинання біля 2 мкм. Та, окрім її більшої глибини, вона суттєво відрізняється за формою: є значно ширшою за оточення та, мабуть, сягає краю до 3 мкм; її точне положення мінімуму зміщується до значень більше 2.1 мкм, подібно до базальтів моря Пару. Остання особливість визначає місце мінералогічного складу IMP на діаграмі Адамса (рис. 3.20). Карта на рис 3.20б є аналогічною до карти на рис. 3.14в, але у збільшеному масштабі. Кольором на 3.20в позначено різні за мінералогічним складом типи поверхні, де жовті плями, розташовані на місці IMP на альбедному зображенні (рис. 3.20а), відповідають положенню клінопіроксенів на діаграмі Адамса (рис. 3.20в).



(а)



(б)



(в)

Рис. 3.20 Альбедо поверхні M^3 у спектральному каналі 750 нм (а). Карта класів (б), виділених та позначених на діаграмі Адамса (в). *Джерело: Surkov et al. (2021).*

Така форма та положення смуги поглинання біля 2 мкм може бути наслідком декількох обставин. По-перше, це суто технічні причини, пов’язані з недоліками теплової моделі та видалення власного теплового випромінювання нагрітої поверхні, некоректність застосування методу видалення континууму із використанням опуклої оболонки спектру через те, що край смуги поглинання лежить поза межами спектрального діапазону M^3, тощо. Але слід враховувати, що вплив теплової компоненти при приблизній температурі поверхні у 370 К стає значно помітним лише

після 2700 нм, тобто спотворює частину спектру, не залучену у дану роботу.

Для врахування впливу похибки, пов'язаної із видаленням континууму, подальша мінералогічна інтерпретація базується на дослідженні усереднених спектрів альбедо без видаленого континууму (рис. 3.18). Так, окрім присутності великої кількості клінопіроксенів у матеріалі реголіту IMP, суттєве зменшення альбедо у діапазоні від 1.8 до 3 мкм, уширення та зміщення смуги поглинання можуть зумовлюватися присутністю Mg-шпінелі (Cloutis et al., 2004). Взагалі найпоширенішими типами шпінелей, що зустрічаються на Місяці, є непрозорі мінерали, збагачені Fe, Cr, або Ti. Проте значно рідше, але зустрічаються прозорі шпінелі із низьким вмістом зазначених елементів, які умовно і називають Mg-шпінелі (Pieters et al., 2014). Відбивна здатність останніх є порівняно високою у спектральному діапазоні від 0.5 до 1.8 мкм. Спектрам відбиття даного різновиду шпінелей притаманна добре розвинена широка смугу поглинання від 1.8 до 3.2 мкм, достатньо плоска, без виражених мінімумів. Спираючиюсь на ці особливості, ми розглядаємо IMP як відносно молоді структури із унікальною для Місяця мінералогічною структурою реголіту, що також є у згоді з припущенням Qiao et al. (2018, 2019), щодо унікальних фізичних властивостей поверхні IMP.

3.3 Картування вмісту ільменіту у реголіті Місяця

Ільменіт – оксидний мінерал, доволі поширений у місячних базальтах. Ідеалізована хімічна формула – $FeTiO_3$. У Vis-NIR діапазоні характеризується низьким альбедо та відсутністю розвинених особливостей поглинання, що значно ускладнює задачу дистанційного визначення його присутності, тим більше кількості в реголіті Місяця за спектральними даними, без додаткових емпіричних припущень. Таким, наприклад, може бути збіг низького альбедо морського базальту та

високий вміст діоксиду титану, з чого можна припустити присутність у складі цього базальту достатньої кількості ільменіту. Хоча слід мати на увазі, що ільменіт не єдиний мінерал, що містить діоксид титану та має низьке альбедо.

Тим не менше, за сучасними геологічними уявленнями про поверхню Місяця, ільменіт включає значну частину діоксиду титану, наявного у реголіті. Це робить можливим виявлення присутності цього мінералу та непрямі оцінки його вмісту через попереднє визначення вмісту TiO_2 та перерахунок у припущені, що майже вся кількість титану (або певна задана частка) знаходиться у складі ільменіту. Такий спосіб має великі похибки, пов'язані з невизначеністю значення кількості титану, що входить до складу ільменіту чи інших мінералів, або продуктів дії космічних чинників, так і похибки самих методів визначення кількості титану, опис частини яких наведений нижче.

Більшість методів дистанційного визначення кількості TiO_2 базуються на емпіричній кореляції між вмістом TiO_2 та певних арифметичних комбінаціях значення відбиття на певних довжинах хвиль у повернених зразках місячного ґрунту в UV-Vis (наприклад, Charette et al., 1974; Pieters and McCord, 1976; Johnson et al., 1991; Lucey et al., 2000; Shkuratov et al., 1999a; Gillis et al., 2003; Robinson et al., 2007; Korokhin et al., 2008, 2016). Найпростіші з них використовують в якості таких арифметичних комбінацій показники кольору, так, наприклад, спектральний нахил у діапазоні 400...560 нм пов'язаний із переносом заряду (charge transfer) з утворенням спільної молекулярної орбіталі між парами іонів O^{2-}-Ti^{4+} та O^{2-}-Fe^{3+} (Burns, 1993). В якості основного фактору похибки в даному випадку виступає оптична активність нанофазного заліза на цьому проміжку довжин хвиль. Серед інших модальностей, які використовуються в дистанційному зондуванні титану, відзначимо спектроскопію гамма-випромінювання (Prettyman et al., 2006). Ця

технологія дає більш точні дані, щодо кількості титану, проте має суттєво нижчу просторову роздільну здатність, тому для картування титану дані детекторів гамма опромінення часто використовуються у комбінації з оптичними (Shkuratov et al., 2005).

Для перевірки запропонованого автором дисертації методу дистанційного визначення вмісту ільменіту у реголіті Місяця у роботі Surkov et al. (2020b) в якості основної карти розподілу TiO_2 використовуються дані, які отримані методом Sato et al. (2017) за даним інструменту LROC WAC (Wide Angle Camera) американського КА LRO. Вони знаходяться у вільному доступі за посиланням: wms.lroc.asu.edu/lroc/view_rdr/WAC_TIO2. Даний метод базується на тісній кореляції показника кольору *C*(321 нм/415 нм) та вмісту титану у реголіті морів (коефіцієнт кореляції сягає 0.98). Залежність вмісту титану від цього показника кольору є лінійною та має наступні коефіцієнти:

$$TiO_2[wt.\%] = 100 \cdot C(321\,nm/415\,nm) - 68.9 \qquad (3.1)$$

Можливе пояснення цієї емпіричної залежності подано у роботі автора дисертацій (Surkov et al., 2020a) за допомогою моделювання залежності зазначеного показника кольору від вмісту TiO_2 на основі одновимірної моделі розсіяння світла дискретними середовищами (Shkuratov et al., 2011) в UV-Vis діапазоні. Так, було змодельовано реголіт базальтів місячних морів, який складається із трьох основних компонентів: (1) прозора кристалічна компонента (піроксени); (2) титан-вмісна кристалічна компонента із значним поглинанням (в якості неї було обрано ільменіт) та (3) продукти дії космічних чинників (аморфна компонента, аглютинати). В якості спектрів ільменіту та піроксенів було обрано спектри LRCMP216_70017 та LRCMP218_70017, відповідно, із бази спектрів LRMCC (Isaacson et al., 2011), спектр агглютинатів – LS-CMP-045 із набору RELAB (http://www.planetary.brown.edu/relabdocs/relab_disclamer.htm).

Вільними параметрами цієї моделі є показники заломлення (n_{pyr} = 1.6, n_{ilm} = 2.1, n_{agg} = 1.6), характерний розмір частинок реголіту (l = 30 мкм) та щільність пакування (q = 0.5), або частка об'єму реголіту, що займають частинки. При моделюванні спектрів варіювалися лише вміст ільменіту та піроксенів. Вміст аглютинанів вважався сталим та становив половину всього об'єму, зайнятому частинками. Основним результатом моделювання було підтвердження лінійного зв'язку між показником кольору C(321 нм/415 нм) та вмістом TiO_2 із близькими до виразу (3.1) коефіцієнтами лінійного зв'язку:

$$TiO_2[wt.\%] = 102.7 \cdot C(321\,nm/415\,nm) - 67.2 \qquad (3.2)$$

В якості спектральної характеристики саме ільменіту у Vis-NIR запропоновано використовувати широку пологу смугу поглинання із мінімумом біля 1550 нм. Утворення цієї смуги зумовлено механізмом гетерогенного перенесення заряду між іонами Fe^{2+} на Ti^{4+} (Burns, 1993). Його сутність полягає у поглинанні електромагнітного випромінювання електронами, делокалізованими між сусідніми іонами заліза та титану. Така делокалізація описується молекулярною орбіталлю, що формує власний спектр енергетичних рівнів. Можливість побудови карт глибини цієї смуги поглинання за даними M^3 було встановлена та описана автором дисертації (Surkov et. al., 2019б, 2020). Окрім високих значень кореляції із картами розподілу TiO_2, параметр глибини смуги майже лінійно антикорелює із значеннями альбедо та глибиною смуги поглинання біля 1 мкм, що також говорить на користь можливості отримання чисельної оцінки кількості ільменіту.

Для дослідження можливостей даного методу дистанційного зондування ільменіту було обрано район межі морів Ясності та Спокою (рис. 3.21). Поверхня моря Ясності утворена базальтами із низьким вмістом титану за дослідженнями різної модальності, в той час як реголіт моря

Спокою має вкрай низькі значення вмісту титану (Johnson et al., 1991; Korokhin et al., 2008).

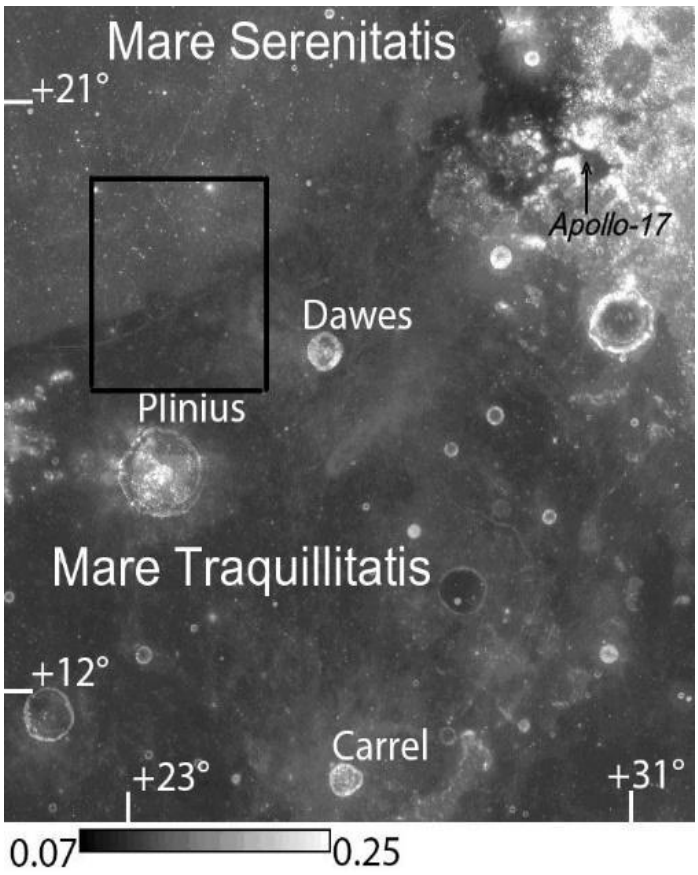


Рис. 3.21 Частина мозаїки LROC WAC району на межі морів Ясності та Спокою. Чорна рамка виділяє перехідний регіон між поверхнями із суттєво різним мінералогічним складом. *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

Окрім чіткої межі між морями із різним складом, для перевірки методу також цікаві райони кратерів Пліній (Plinius) та Девіс (Dewis). Ми очікуємо значні варіації TiO_2 з можливою складною просторовою організацією розподілу ільменіту на викидах для перевірки чутливості методу до фотометричної корекції на крутих схилах кратерів. Останнє є важливим, по-перше, адже використання, наприклад, показника кольору *C*(321 нм/415 нм) у роботі Sato et al. (2017) призводить до дуже великих значень вмісту діоксиду титану на схилах кратерів. По-друге, в роботі використовується серія гіперспектральних зображень M^3, отриманих при

освітленні з кутом падіння близько 40°. Тому для побудови карти на рис. 3.26б ці ділянки штучно вирізалися за рівнем показника кольору.

Також обраний район включає місце посадки модуля космічної місії Аполлон-17 у долині Таурус-Літров (Taurus-Littrow valley), завдяки якому було отримано зразки місячного реголіту із високим вмістом титану, зокрема спектри декількох зразків було використано для побудови калібрувальної залежності «глибина смуги поглинання біля 1550 нм – вміст ільменіту» у даній роботі. Побудована залежність робить можливим чисельне порівняння оцінки вмісту ільменіту / TiO_2, отриманих за допомогою даних M^3, із результатами дослідження даних орбітального телескопу Габбл (Robinson et al., 2007) та лабораторних вимірювань (Isaacson et al., 2011a,b).

Методика дистанційного визначення ільменіту за спектральними даними

Смуга поглинання ільменіту біля 1550 нм є дуже широкою та накладається на інші смуги поглинання мінералів, присутніх у суміші реголіту, наприклад, на смуги поглинання піроксенів біля 1 та 2 мкм. Це знижує альбедо на всьому досліджуваному діапазоні електромагнітного спектру (рис. 3.22). Широке перекриття та шум у спектрах M^3 не дають змогу прямого визначення параметрів цієї смуги, як це було зроблено при картуванні мінералогічних типів піроксенів та скла за діаграмою Адамса у попередніх розділах. Інша відмінність у визначенні глибини смуги поглинання ільменіту від попередніх розділів полягає у не дуже суттєвому видозміненні корекції континууму – для отримання спектрів тут ми будемо використовувати наступний вираз, який подає спектр у вигляді, де найбільше значення глибини смуги поглинання відповідає більшим значенням, або інакше – на зображенні ділянки із більшим значенням смуги поглинання позначаються більш світлими відтінками:

$$S(\lambda) = 1 - \frac{A(\lambda)}{A_{CH}(\lambda)} \tag{3.3}$$

де $A_{CH}(\lambda)$ – значення континууму спектру на довжині хвилі λ, визначене із використанням опуклої оболонки спектру.

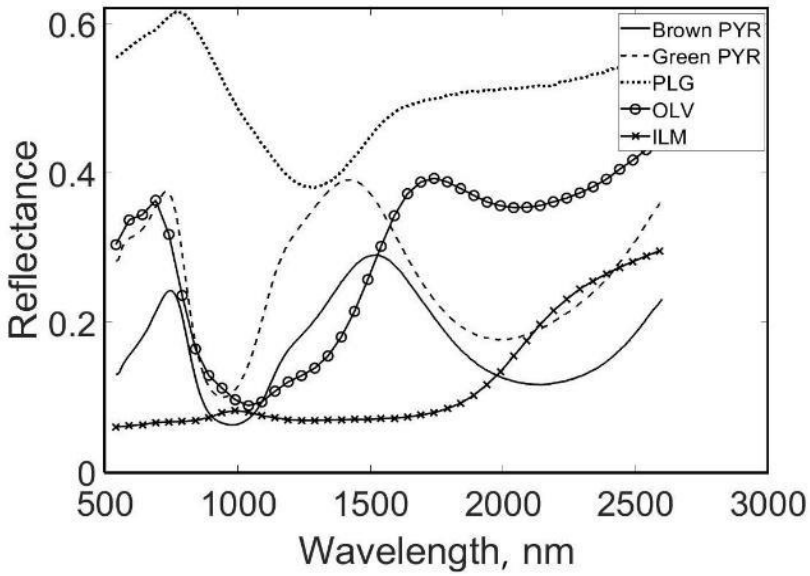


Рис. 3.22 Спектри відбиття мінералів, виділених з місячних зразків. Дані запозичені з набору спектрів LRMCC (Isaacson et al., 2011a). Brown PYR та Green PYR – представники кліно- та ортопіроксенів, відповідно; PLG – плагіоклаз; OLV – олівін; ILM – ільменіт. *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

На рис. 3.23 подані спектри M^3 з видаленим таким способом континуумом, усереднені по ділянці 3×3 пікселі. Спектри приведено для ділянок із різним вмістом діоксиду титану, визначеним за даними Sato et al. (2017). Даний рисунок демонструє певні залежності: вплив присутності ільменіту на глибину смуги поглинання піроксенів біля 1 мкм, де із збільшенням вмісту ільменіту слабшає смуга поглинання піроксенів; зміна контурів смуги поглинання піроксенів біля 2 мкм та її майже суцільне злиття із смугою поглинання ільменіту при збільшенні вмісту останнього; та третя – залежність вигіну спектру близько 1500 нм від вмісту діоксиду титану. Останній факт надає основу для подальшого розвитку ідеї кількісного визначення вмісту ільменіту у реголіті. Для досягнення якої

потрібно визначитись з питанням встановлення чисельного параметру глибини смуги поглинання за даними M^3 та пошуку калібрувальної залежності.

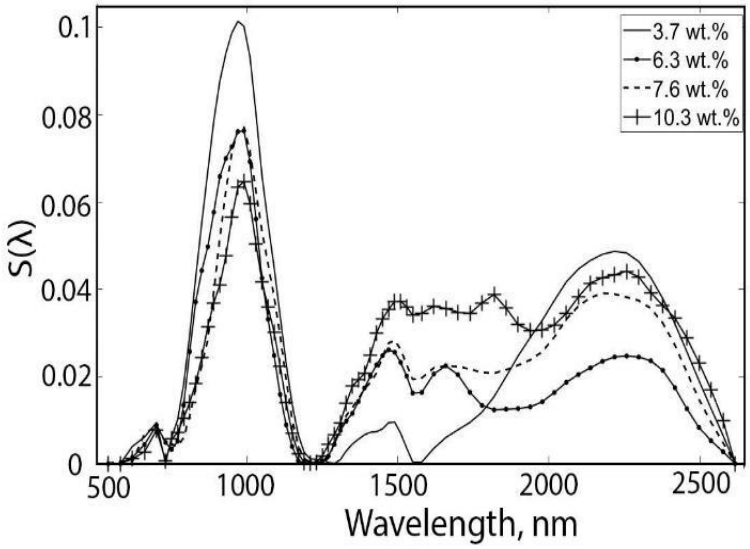
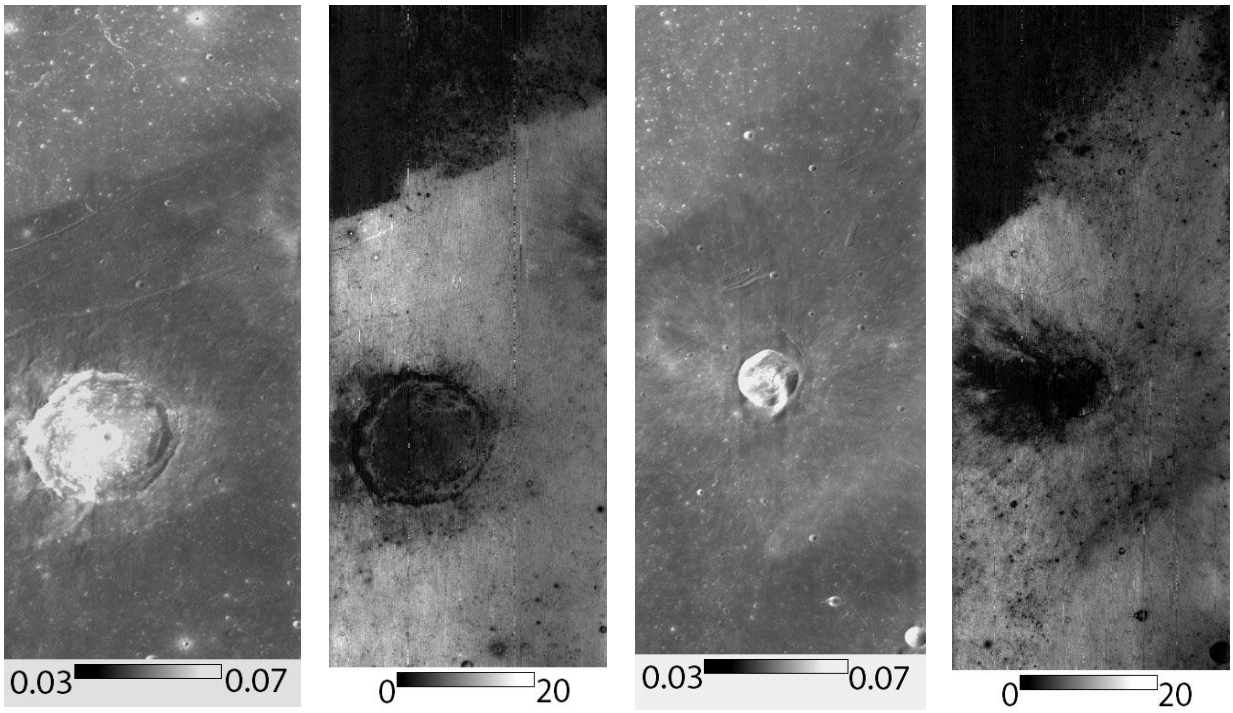


Рис. 3.23 Спектри M^3 за виразом 3.2, для ділянок поверхні Місяця із різним визначеним за Sato et al. (2017) вмістом TiO_2 (вказано у легенді). *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

Так для надійного чисельного описання глибини смуги ми використовуємо не її значення у окремому спектральному каналі, а усереднене значення спектру, нормалізованого на опуклу оболонку (вираз 3.3), по п'ятьом спектральним каналам від 1489 до 1579 нм:

$$BD = \frac{S_{1489nm} + S_{1509nm} + S_{1529nm} + S_{1549nm} + S_{1579nm}}{5} \qquad (3.4)$$

На рис. 3.24 показані результати картування розподілу цього параметра для частин двох різних гіперспектральних зображень M^3 (M3G20090731T092152, M3G20090731T045352) розміром 700×304 пікселі, які було отримано протягом двох послідовних обертів КА навколо Місяця, тож майже при однакових фотометричних умовах. Ці зображення містять як частину межі між двома морями із різним складом, так і кратери Пліній та Девіс.



(а) (б) (в) (г)

Рис. 3.24 Карти розподілів альбедо (а,в) та вмісту ільменіту (б,г) у масових частках (wt.%) у реголіті для частин різних зображень M^3, які були використані для побудови глобальної карти досліджуваного регіону. *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

Для кількісного калібрування параметра BD були використані спектральні та мінералогічні лабораторні дані LRMCC, які у вільному доступі за посиланням: www.planetary.brown.edu/LRMCC/. За цим посиланням доступні: набір спектрів реголіту та виділених зі зразків чистих мінералів для трьох розмірних фракцій (розмір зерна до 45 мкм, більше 45 мкм та не розсіяний зразок (bulk)); дані хімічного складу для кожного зразка; дані мінералогічного складу. Спектри окремих мінералів з цього набору представлено на рис. 3.22 в спектральному діапазоні M^3. Також, у цьому наборі доступні вісім спектрів суцільного морського реголіту, привезеного космічними місіями Apollo-15 (базальти з низьким вмістом титану, ільменіту менше 5%) та Apollo-17 (високий вміст титану, ільменіту понад 15%). Окрім цих восьми спектрів, для побудови калібрувальної кривої додатково було використано спектри чистого ільменіту, виділеного із зразків Apollo-17. Параметр глибини смуги BD отримувався аналогічно

до спектрів M^3 за виразом (3.3) та з використанням опуклої оболонки. Із отриманої залежності "параметр глибини смуги – вміст титану" можна зробити висновок, що ця залежність із певними похибками є лінійною та має вигляд:

$$Ilmenite[wt.\%] = 202.8 \cdot BD \tag{3.5}$$

Отриманий вираз дозволяє проводити калібрування карт розподілів параметра BD, побудованих за допомогою гіперспектральних даних M^3, представлених на рис. 3.24 в,г, таким чином отримавши розподіл вмісту ільменіту (рис. 3.25). Оскільки для калібрування ми використовуємо лінійну функцію, після калібрування ми отримуємо лінійно відконтрастовані зображення, які якісно не будуть відрізнятися від розподілів BD.

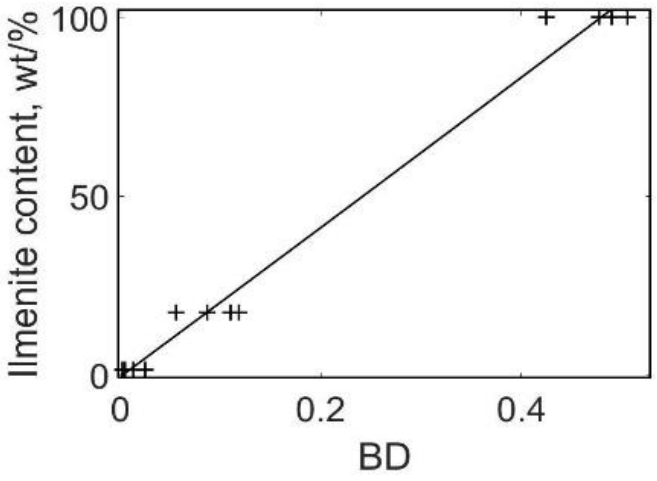


Рис. 3.25 Калібрувальна крива для визначення масової частки вмісту ільменіту у реголіті Місяця за спектральним параметром BD, побудована за набором лабораторних даних LRMCC (Isaacson et al., 2011a). *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

При візуальному порівнянні із розподілом діоксиду титану (рис. 3.26б) добре помітно, що запропонований параметр BD є чутливим до вмісту даної хімічної сполуки, має високу толерантність щодо різних фотометричних умов (відсутність аномально високих значень на

центральному піку кратеру Пліній та схилах інших кратерів, де кристалічна структура ільменіту може бути зруйнована ударним процесом, де показник кольору *C*(321 нм/415 нм) вказує на високий вміст діоксиду титану, та задля отримання карти на рис 3.26б такі значення були штучно занулені). Параметр глибини смуги BD формує змістовний розподіл на близьких кратерних викидах (рис. 3.24г), які проявляються в альбедо у спектральному каналі 750 нм (рис. 3.24в), де кристалічну структуру ільменіту також може бути частково, або повністю зруйновано, або ільменіт перемішано із суттєвою кількістю викинутої речовини.

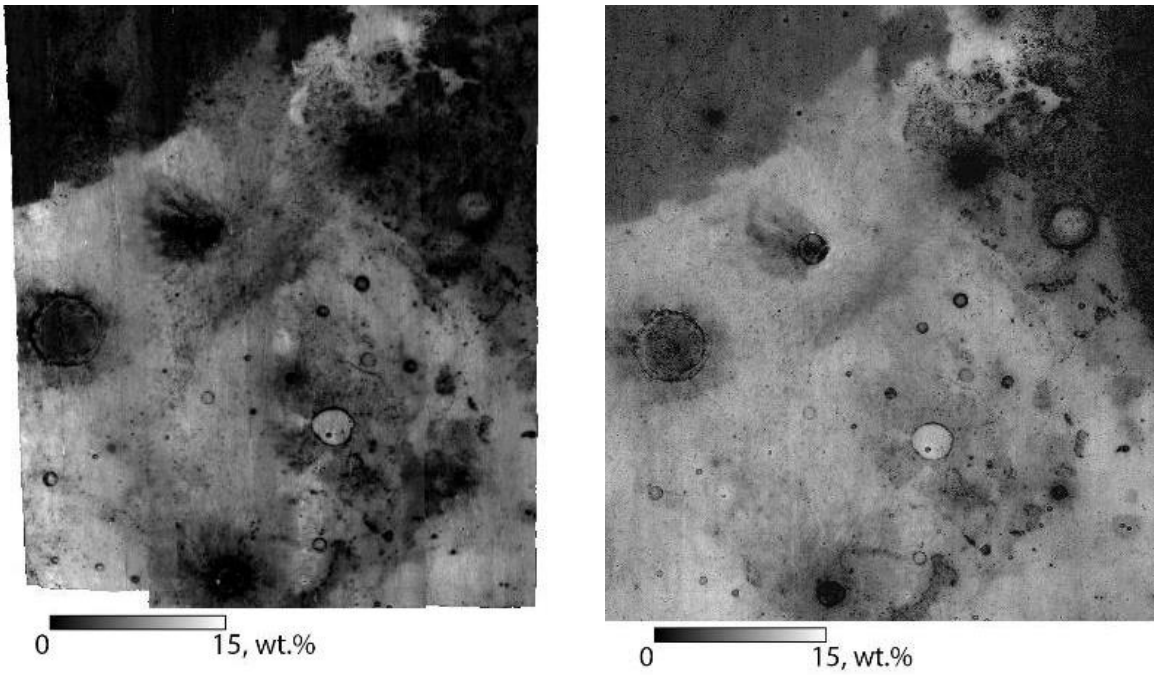
Картування вмісту ільменіту в реголіті Місяця за даними M^3

Особливу цікавість представляє можливість побудови карт мозаїк спектральних параметрів із окремих зображень M^3. При цьому виникає проблема зіставлення кадрів таким чином, щоб результуюча карта була суцільною, без видимих меж кадрів (швів). Для побудови таких мозаїк альбедо із кадрів, отриманих при різних фотометричних умовах, розроблено низку алгоритмів фотометричної корекції. Хоча ці алгоритми дозволяють отримувати карти альбедо без візуально помітних недоліків подальший розрахунок спектральних параметрів призводить до суттєвого підсилення недоліків фотометричної редукції. Наприклад, ці недоліки притамані розподілам вмісту олівіну, орто- та клінопіроксенів, FeO та інших за даними MI Kaguya для поверхні Місяця у широтному діапазоні від -50^o до +50^o (Lemelin et al., 2019). В цій дисертаційній роботі досліджується можливість побудови безшовних карт-мозаїк спектральних параметрів, обчислених за окремими частинами різних зображень гіперспектральних зображень M^3. Така можливість виглядає перспективною, адже представлені на рис. 3.24б,г карти розподілу ільменіту чисельно добре

узгоджені на області перекриття (лівий край зображення 3.24б та правий край зображення 3.24г).

При побудові мозаїки вмісту ільменіту на досліджуваному районі (рис. 3.26а) було використано частини розміром 1400x304 пікселі чотирьох, оброблених запропонованою методикою, кадрів M^3: M3G20090731T092152, M3G20090731T045352, M3G20090731T005012 та M3G20090730T205153. Усі кадри було зроблено протягом чотирьох послідовних обертів КА навколо Місяця, відхилення фотометричних кутів для кожного пікселя несуттєво варіювалися у межах 2^o. Для усіх цих кадрів обчислювався розподіл вмісту ільменіту. Далі визначалися геометричні перетворення альбедного зображення у каналі 750 нм, які зіставлялися із глобальними зображеннями альбедо, отриманими за даними LRO WAC у спектральному каналі 689 нм. Обчислені значення афінного перетворення та карта зсувів м'якого суміщення застосовувалися до карт розподілу вмісту ільменіту. У областях перекриття кадрів M^3 значення вмісту ільменіту усереднювалося.

Отриманий глобальний розподіл титану на рис. 3.26а приведено разом із розподілом вмісту діоксиду титану (Sato et al., 2017). Обидва розподіли виявляють багато спільних глобальних рис: добре узгоджені контури межі морів, викиди кратерів, тощо. Основні відмінності полягають у кількісному співвідношенні вмісту діоксиду титану та ільменіту. Так, наприклад, вміст діоксиду титану у реголіті моря Ясності складає кілька відсотків, натомість слідів ільменіту на цьому ж морі не виявлено із точністю до похибок. Також присутні відмінності у розподілах цих двох параметрів і у морі Спокою – варіації вмісту ільменіту значно більші, ніж діоксиду титану. Причини таких розбіжностей будуть обговорені нижче.



(а) (б)

Рис. 3.26 Карти розподілу вмісту ільменіту (а), та розподілу TiO_2 (б), визначеному Sato et al. (2017) за даними LROC WAC. *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

Як було зазначено раніше, за сучасними уявленнями діоксид титану у реголіті Місяця переважно міститься у ільменіті, але також є присутнім у певних не настільки поширених мінералах, наприклад, у базальтах із низьким вмістом TiO_2 титан може бути представлений у Fe-Ti-шпінелях, та продуктах дії космічних чинників. Так, загальний вміст діоксиду титану має перевищувати (навіть у деяких випадках набагато) вміст ільменіту. Цей факт добре узгоджується із результатами картування. По-перше, для підкреслення цього, карти обох розподілів на рис. 3.26 ми наводимо у одному діапазоні значень: від 0 до 15 масових відсотків. По-друге, більш наочно це відображено на кореляційній діаграмі цих двох розподілів на рис. 3.27. Ця діаграма демонструє лінійну залежність між вмістом діоксиду титану та ільменіту. Окрім цього на ній виділяються дві групи, або кластери, точок. Щільніша група із меншими значеннями обох сполук

відповідає районам моря Ясності, частини материка, схилам та викидам кратерів, розтягнута – базальтам моря Спокою.

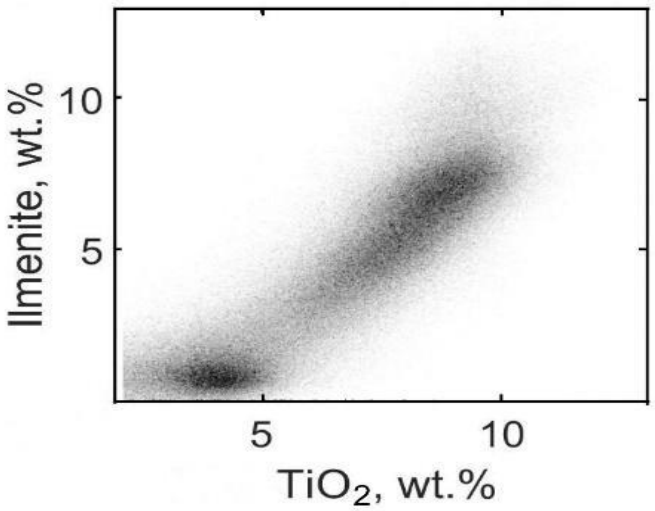


Рис. 3.27 Кореляційна діаграма вмісту ільменіту та TiO_2. *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

Перевірка отриманої лінійності кореляції “діоксид титану – ільменіт” була проведена шляхом побудови аналогічної діаграми (рис. 3.28) для набору лабораторних даних RELAB (Pieters et al., 2006), для якого одночасно є дані щодо хімічного та мінералогічного складу зразків. Обидві діаграми майже ідентичні за загальним положенням точок. Обидві діаграми вказують на присутність діоксиду титану, вищу, ніж передбачається положенням, що титан у реголіті присутній у високій кількості лише у складі ільменіту, ніж у інших мінералогічних одиницях.

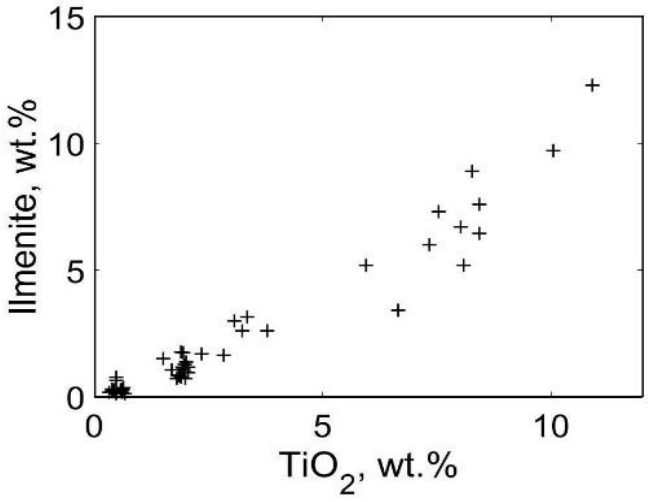


Рис. 3.28 Кореляційна діаграма вмісту TiO_2 та $FeTiO_3$ у зразках місячного реголіту за даними RELAB (Pieters et al., 2006). *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

Для визначення розташування районів із реголітом, у якому титан міститься переважно не у ільменіті, що відхиляється від існуючих геологічних уявлень, за допомогою карти на рис. 3.26а було визначено у масових відсотках кількість діоксиду титану, що перебуває у структурі ільменіту за формулою:

$$TiO_2^{ilmenite} = \frac{M(TiO_2)}{M(FeTiO_3)} \cdot Ilmenite[wt.\%] \quad (3.6)$$

де M (X) - молекулярна маса сполуки X.

Розподіл різниці $TiO_2^{total} - TiO_2^{ilmenite}$ показаний на рис. 3.29. На ньому спостерігаються наступні закономірності:

1) середня за кадром різниця між загальним вмістом діоксиду титану складає приблизно 3%, варіації більші на території моря Спокою;

2) майже повністю зникає чітка межа морів Ясності та Спокою, пригнічені інші наявні контури у розподілах діоксиду титану (або ільменіту);

3) суттєві відхилення (до 7-8%) наявні на захід від кратеру Девіс та у районі місця висадки Аполлону-17.

Якщо розглядати разом наведені перший та другий пункти, випливає два можливих варіанта інтерпретації отриманих результатів. По-перше, незначний надлишок не-ільменітового діоксиду титану може бути наслідком того факту, що у місячних базальтах присутній певний мінералогічний компонент, ймовірно це титан-вмісні шпінелі, який є широко розповсюдженим, але знаходиться у невеликій кількості. По-друге, оскільки на карті розподілу різниці сильно пригнічені основні контури, то наявність незначної кількості титану у низькотитаністих базальтах та інших може бути спричиненою недоліками методики визначення TiO_2 за кореляцією показника кольору та вмістом титану у лабораторних зразках місячного реголіту (Sato et al., 2017).

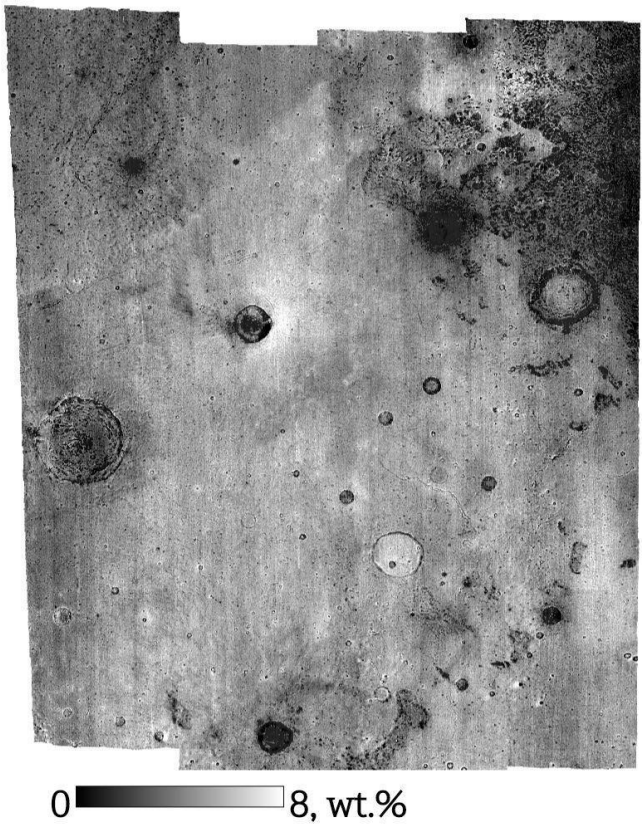


Рис. 3.29 Карта розподілу різниці загальної кількості діоксиду титану, та діоксиду титану, що входить до складу ільменіту (TiO_2^{total} – $TiO_2^{ilmenite}$). *Джерело: Surkov et al. (2020b).*

Перспективним напрямком подальшої роботи є глобальне картування ільменіту у реголіті Місяця та пошук районів із найбільшим вмістом ільменіту. Окрім можливого використання реголіту в якості ресурсу Ti, великі поверхневі поклади ільменіту також можуть бути використані у якості резервуару імплантованих ізотопів ^{3}He, одного із основних компонентів сонячного вітру. За лабораторними вимірюваннями Taylor (1994) виявив тісну кореляцію ізотопів ^{3}He із параметром [$TiO_2 \cdot I_s/FeO$], де I_s/FeO характеризує зрілість реголіту (Morris, 1980). Рівняння регресії цього співвідношення має наступний вигляд:

$$3He[ppb] = 0.204 \cdot [TiO_2\, I_s/FeO]^{0.645} \qquad (3.7)$$

Оскільки вміст TiO_2 та значення параметру I_s/FeO можливо оцінити за допомогою кореляцій альбедо та показників кольору, то було отримано карти розподілу концентрацій ^{3}He (Shkuratov et al., 1999b; Shkuratov and Bondarenko, 2001; Fe Wenzhe and Jin Ya-Qiu, 2007; Shkuratov et al., 2011). Подальше уточнення зазначених емпіричних кореляцій можливо при використанні в якості параметра вмісту ільменіту, адже імплантований ізотоп ^{3}He має значно вищу концентрацію (до 100 разів) в ільменіті, ніж в інших мінералах, розповсюджених на поверхні Місяця (Taylor, 1994). Причиною цього є набагато більш повільною дифузія ізотопів з ільменіту (Xiaohui Fu et al., 2011). Тож, ільменіт можна розглядати як потенційне перспективне джерело палива для майбутньої енергії ядерного синтезу (Wittenberg et al., 1986; Taylor, 1994).

3.4 Висновки до розділу 3

Показана можливість побудови кореляційної діаграми між точними положеннями смуг поглинання біля 1 та 2 мкм, запропонованої Adams (1974), за покращеними даними M^3. Проведена ідентифікація мінералогічного складу та картування різних мінералогічних типів поверхні

на основі кластерного аналізу отриманих діаграм для районів північно-західної частини плато Аристарх та південної частини моря Пару.

Запропоновано спектральний метод пошуку контурів пірокластичних покладів, реголіт яких збагачений склом. Встановлено, що низькоальбедні гладкі поклади навколо кратеру Гігін утворені пірокластичним матеріалом, подібним до матеріалу пірокластичних покладів кратеру Гігін, та різко відрізняються від базальтів моря Пару, що підтверджує гіпотезу їхнього походження, запропоновану Hawke and Coombs (1987).

Підтверджено можливість проведення спектрального аналізу малих (до 1 км) утворень на поверхні Місяця за даними M^3. Зокрема, описано спектральні особливості IMP у кратері Гігін, які вказують на молодий вік цих утворень та можливі відмінності від ближнього оточення у мінералогічному складі. Це підвищує надійність результатів підрахунку кратерної статистики для таких малих об'єктів та є непрямим підтвердженням гіпотези «молодого», до 100 млн. років, вулканізму (наприклад, Braden et al., 2014).

Запропоновано новий метод дистанційного визначення вмісту ільменіту у реголіті Місяця, заснований на аналізі глибини пологої смуги поглинання із центром біля 1.5 мкм, яка за лабораторними даними майже лінійно залежить від кількості ільменіту.

Результати цього розділу опубліковано в: Shkuratov et al. (2019), Surkov et al. (2020a), Surkov et al. (2020b), Surkov et al. (2021).

ВИСНОВКИ

Дисертаційна робота присвячена спектрофотометричним дослідженням північно – західної частини Плато Аристарх, південної частини Моря Пару разом із вулканічним комплексом кратеру та борозни Гігін та ділянки вздовж межі поділу Морів Спокою та Ясності.

Метою даної роботи було визначення та картування мінералогічного складу вказаних ділянок поверхні Місяця за спектральними даними детектора M^3, встановленого на КА Chandrayyan-1. Для досягнення поставленої мети було розроблено двоетапний метод додаткової обробки даних у вигляді гіперспектральних кубів, який дозволив отримати надійні карти розподілів спектральних параметрів, принципово важливих для мінералогічної інтерпретації даних.

У роботі було зроблено внесок у мінералогічну інтерпретацію спектрофотометричних даних Vis-NIR діапазону та методи дистанційного прогнозування мінералогічного складу поверхні Місяця. Вперше встановлено вплив наявності ільменіту у складі реголіту на форму дифузних спектрів відбиття поверхні Місяця. А саме, було показано зв’язок між його кількістю та глибиною суги поглинання біля 1.5 мкм, на базі чого запропоновано спектральний метод кількісної оцінки вмісту ільменіту.

Дістала подальшого розвитку техніка визначення мінералогічного різноманіття поверхні Місяця за діаграмою Адамса. Залучення методів кластерного аналізу дозволило побудувати просторові розподіли спектральних провінцій, що при відповідній мінералогічній інтерпретації дозволяє визначати та картувати райони із певним подібним мінералогічним складом. Окрему увагу було приділено методам ідентифікації та уточнення контурів покладів пірокластичного матеріалу.

Основні результати спектрофотометричних досліджень та мінералогічного картування обраних ділянок поверхні Місяця:

1) побудовано карти основних спектральних провінцій північно – західної частини Плато Аристарх. Визначено чотири типи піроксенів бізальтового оточення плато. Спектральні особливості матеріалу, що вкриває плато, говорять про високий вміст пірокластичного матеріалу майже на усій досліджуваній ділянці плато;

2) спектрометрично визначена присутність пірокластичного скла у покладах DMD на півдні Моря Пару та у низькоальбедному матеріалі навколо кратеру Гігін. Розподіл глибини смуги поглинання біля 1 мкм дав можливість уточнити контури покладів пірокластичного матеріалу та диференціювати даний матеріал від базальтів Моря Пару;
3) проведено аналіз спектрів IMP, розташованих у кратері Гігін. Знайдені спектральні особливості IMP – форма контурів смуги поглинання біля 2 мкм та менший загальний нахил спектрів – інтерпретовані як відмінність у мінералогічному складі та менший вік утворення поверхні;
4) за допомогою моделі нелінійного спектрального змішування виявлено та чисельно промодельовано вплив вмісту ільменіту на нахил спектру реголіту Місяця в ультрафіолетовій та видимій областях спектрального діапазону. Запропоновано пояснення статистичного зв'язку показнику кольору C(321 нм/415 нм) із вмістом TiO_2;
5) проведено прогнозування вмісту ільменіту на ділянці межі Морів Спокою та Ясності. Визначено, що вміст ільменіту істотно варіюється та може складати від 0 до 20 wt.%. Зниження вмісту ільменіту у кратерах пояснено руйнуванням кристалічної структури під час ударних подій. Проаналізовано різницю між загальним вмістом TiO_2 у

реголіті та кількістю TiO_2, який міститься у ільменіті. Така різниця є свідченням того, що TiO_2 розподілений між декількома мінералогічними компонентами, насамперед, між ільменітом, та аглютинатами.

Отримані наукові результати в цілому добре узгоджуються із сучасними загальними уявленнями про мінералогічний склад поверхні Місяця. Було отримано нову уточнюючу інформацію про (1) мінералогічний склад обраних ділянок поверхні Місяця та просторовий розподіл мінералогічних провінцій; (2) особливості мінералогічного складу вулканічного комплексу кратеру та борозни Гігін та IMP; (3) розподіл вмісту ільменіту вздовж межі Морів Ясності та Спокою.

Таким чином отримані результати можуть бути використані в наукових цілях, наприклад, для подальшого розвитку уявлень про мінералогічний склад, процеси формування та еволюцію матеріалу поверхні Місяця, дослідженнях місячного вулканізму. А також при плануванні майбутніх наукових досліджень та космічних місій, для оцінки потенціальних ресурсів, зокрема, титану та перспективного палива для термоядерних реакторів – ізотопу ^3He.

Розроблений метод обробки даних скануючого спектрометру M^3, та відповідне програмне забезпечення для кластерного аналізу діаграми Адамса, оцінки та картування вмісту ільменіту можуть бути використані при спектрофотометричних дослідженнях та мінералогічній інтерпретації спектральних даних цього інструменту для інших ділянок поверхні Місяця. Окрім того, передбачається, що даний метод додаткової обробки даних може бути розповсюджено на подібні до M^3 спектрофотометричні дані інших детекторів у вигляді гіперспектральних кубів, наприклад, інструменту IIRS, встановленому на борті КА Chandrayaan – 2.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

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.

Adams, J. B. (1975). Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock-forming minerals. *Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals* (ed. C. Karr). New York: Academic Press, 91–116.

Adams, J., & Filice, A. (1967). Spectral reflectance 0.4 to 2.0 microns of silicate rocks powders. *J. Geophys. Res., 72*, 5705-5715.

Akhiezer, N. I. (1956). Theory of approximation. New York : Ungar, 307pp.

Besse, S., Sunshine, J., & Gaddis, L. (2014). Volcanic glass signatures in spectroscopic survey of newly proposed lunar pyroclastic deposits. *J. Geophys. Res., 116(E6)*, 355-372

Blewett, D., Vaughan, W., Zhiyong Xiao, Chabot, N., Denevi, B., Ernst, C., Helbert, J., D'Amore, M., Maturilli, A., Head, J., & Solomon, S. (2013). Mercury's hollows: Constraints on formation and composition from analysis of geological setting and spectral reflectance. *J. Geophys. Res. Planets, 118*, 1013-1032

Braden, S. E., Stopar, J. D., Robinson, M. S., Lawrence, S. J., van der Bogert, C. H., & Heisinger, H. (2014). Evidence for basaltic volcanism on the Moon within the past 100 million years. *Nature: Geoscience Lett., 7(11)*, 787-791

Brillinger, D. R. (2001). Time Series: Data analysis and theory. SIAM's Classics in Applied Mathematics, Philadelphia, 540 pp.

Burns, R. (1993). Mineralogical Applications of Crystal Field Theory. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 459 pp.

Carter, L. M., Campbell, B. A., Hawke, B. R., Campbell, D. B., & Nolan, M. C. (2009). Radar remote sensing of pyroclastic deposits in the southern Mare Serenitatis and Mare Vaporum regions of the Moon. *J. Geophys. Res., 114*, E11004

Campbell, B. A., Hawke, B. R., & Campbell, B. A. (2009). Surface morphology of domes in the Marius hills and Mons Ru¨mker regions of the Moon from Earth-based radar data. *J. Geophys. Res., 114*, E01001

Campbell, D. B., B. A. Campbell, L. M. Carter, J. L. Margot, & Stacy N. (2006). No evidence for thick deposits of ice at the lunar poles. *Nature, 443*, 835 – 837

Campbell, B.A., Carter, L.M., Hawke, B.R., Campbell, D.B., & Ghent, R.R. (2008). Volcanic and impact deposits of the Moon's Aristarchus Plateau: A new view from Earth-based radar images. *Geology, 36 (2)*, 135–138

Charette, M.P., McCord, T.B., Pieters, C.M., & Adams, J.B. (1974). Application of remote spectral reflectance measurements to lunar geology classification and determination of titanium content of lunar soils. *J. Geophys. Res., 79(11)*, 1605-1613

Clark, R. N., King, T. V.V., Klejwa, M. et al., (1990). High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *J. Geophys. Res., 95*, 12653–80

Clark, R., Pieters, C.M., Green, R., Boardman, J., & Petro, N. (2011). Thermal removal from near-infrared imaging spectroscopy data of the Moon. *J. Geoph. Res., 116*, E00G16

Cloutis, E.A., & Gaffey, M.J. (1993). Lunar regolith analogues: spectral reflectance properties of compositional variations. *Icarus, 102*, 203–224.

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. *Meteorit. Planet. Sci., 39*, 545–565

Coombs, C.R., & Hawke, B.R. (1992). Pyroclastic deposits on the western limb of the Moon. Procedings of 22nd Lunar Planetary Science Conference, 303-312

DeMeo, F. E., Barucci, M. A., Alvarez-Candal, A., de Bergh, C., Fornasier, S., Merlin, F., Perna, D., & Belskaya, I. (2010a). Surface properties of icy transneptunian objects from the second ESO large program. *IAU Symposium, 263*, 186–191

DeMeo, F. E., Dumas, C., de Bergh, C., Protopapa, S., Cruikshank, D. P., Geballe, T. R., Alvarez-Candal, A., Merlin, F., & Barucci, M. A. (2010b). A search for ethane on pluto and triton. *Icarus, 210(2),* 930-943

Dhingra, D., Pieters, C. M., & Head J. W. (2015). Multiple origins for olivine at Copernicus crater. *Earth and Planet. Sci. Lett., 420,* 95-101

Elder C., Hayne P., Bandfield J.L., Ghent R., Williams J.-P., Donaldson Hana K.L., & Paige D.A. (2017). Young lunar volcanic features: Thermophysical properties and Formation. *Icarus, 290,* 224-237

Fa Wenzhe, & Jin Ya-Qiu. (2007). Quantitative estimation of helium-3 spatial distribution in the lunar regolith layer. *Icarus, 190,* 15-23

Gaddis, L.R., Pieters, C.M., & Hawke, B.R. (1985). Remote sensing of lunar pyroclastic deposits. *Icarus, 61,* 461-89

Gaddis, L.R., Hawke, B.R., Robinson, M.S., & Coombs, C. (2000). Compositional analyses of small lunar pyroclastic deposits using Clementine multispectral data. *J. Geophys. Res., 105,* 4245-4262

Gaddis, L.R., Staid, M.I., Tyburczy, J.A., Hawke, B.R., Petro, N.A., 2003. Compositional analyses of lunar pyroclastic deposits. Icarus 161, 262–280

Gaffey, S. J., McFadden, L. A., & Nash, D. B. (1993). Ultraviolet, visible, and near-infrared reflectance spectroscopy: laboratory spectra of geologic materials. Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition (eds C. Pieters and P. Englert). Cambridge: Cambridge University Press, 43–71

Glaspie L.M., Bennet K.A., Gaddis L.R., Donaldson Hanna K.L., Horgan B.H.N., Keszthelui L., Stopar J., & Lawrence S. (2019). Characterization of a potential compositional halo around Ina irregular mare patch. *50th Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, № 2889

Goswami, J. N., & Annadurai, M. (2009). Chandrayaan-1: India's first planetary science mission to the moon. *Current Sci., 96(4),* 486-491.

Gillis, J., Jollif, B., & Elphic, R. (2003). A revised algorithm for calculating TiO_2 from Clementine UV–VIS data: a synthesis of rock, soil, and remotely sensed TiO_2 concentrations. *J. Geophys. Res., 108 (E2),* 5009

Gottlib, D., & Shu Chi-Wang (1997). On the Gibbs phenomenon and its resolution. *SIAM Rev., 39(4),* 644–668

Grice J., Donaldson Hana K.L., Bowes N.E., Schultz P.H., & Bennet K.A. (2016). Investigating young (<100 million years) irregular mare patches on the Moon using Moon Mineralogy Mapper observations. *47th Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 2106

Gustafson, J. O., J. F. Bell III, L. R. Gaddis, B. R. Hawke, & Giguere T. (2012). Characterization of previously unidentified lunar pyroclastic deposits using Lunar Reconnaissance Orbiter Camera data. *J. Geophys. Res.,117*, E00H25

Hagerty, J.J., Lawrence, D.J., Hawke, B.R., & Gaddis, L.R. (2009). Thorium abundances on the Aristarchus Plateau: Insights into the composition of the Aristarchus pyroclastic glass deposits. *J. Geophys. Res., 114*, E04002

Hapke, B. (1993). Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy. Cambridge University Press, Cambridge, 450 pp.

Hawke, B. R., & Coombs, C.R. (1987). Remote sensing studies of the Rima Hyginus region of the Moon. *18th Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 407 – 408

Head, J.W. (1974). Lunar dark-mantle deposits: Possible clues to the distribution of early mare deposits. *5th Lunar Planetary Space Conference*, 207-222

Head, J.W., & Wilson, L. (1993). Lunar graben formation due to near-surface deformation accompanying dike emplacement. *Plant. Space Sci., 41*, 719-727

Head, J.W., & Wilson, L. (2017). Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: New insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (Part 2: Predicted emplacement processes and observatios). *Icarus, 283*, 176-223

Hicks, M.D., Buratti, B.J., Nettles, J., Staid, M., Sunshine, J., Pieters, C.M., Besse, S., & Boardman, J. (2011). A photometric function for analysis images in the visual and infrared based on Moon Mineralogy Mapper observations. *J. Geophys. Res., 116*, E00G15

Hiller, J. K., B. J. Buratti, & Hill K. (1999). Multispectral photometry of the Moon and absolute calibration of the Clementine UV/VIS camera. *Icarus, 141*, 205–225

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

Hunt, G. R. (1980). Electromagnetic radiation: the communication link in remote sensing. Remote Sensing in Geology (eds B. S. Siegal and A. R. Gillespie). New York: John Wiley, 5–45

Isaacson, P. J., A. Basu Sarbadhikari, Pieters, C. M., Klima, R. L., Hiroi, T., Liu, Y., & Taylor, L. A. (2011a). The Lunar Rock and Mineral Characterization Consortium: Deconstruction and Integrated Mineralogical, Petrologic, and Spectroscopic Analyses of Mare Basalts. *Meteorit. Planet. Sci., 46*, 228-251

Isaacson, P.J., Pieters, C.M., Hiroi, T., Liu, Y., Dhingra, D., Klima, R.L., & Taylor, L.A. (2011b). Reflectance spectroscopy of ilmenite: New constrains from Apollo sample measurements. *42nd Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 2130

Isaacson, P., Pieters, C., Besse, S., Clark, R., Head, J., Klima, R., Mustard, J., Petro, N., Staid, M., Sunshine, J., Taylor, L., Thaisen K., & Tompkins, S. (2011c). Remote compositional analysis of lunar olivine-rich lithologies with Moon Mineralogy Mapper (M^3) spectra. *J. Geophys. Res., 116*, E00G11

Johnson, P.B., & Christy, R.W. (1974). Optical constants of transition metals: Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, and Pd. *Phys. Rev. B, 9*, 5056-5070

Johnson, J.R., Larson, S.M., & Singer, R.B. (1991). A re-evaluation of spectral ratios for lunar mare TiO_2 mapping. *Geophys. Res. Lett., 18(11)*, 2153-2156

Kaydash, V., Surkov, Ye., Shkuratov, Yu., & Videen, G. (2018). Mapping parameters of the lunar 1-micron spectral band with improved Chandrayaan-1 M^3 data. *49th Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 1649

Klima, R. L., Pieters, C. M., & Dyar, M. (2007). Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared. *Meteor. Planet. Sci., 42*, 235-253

Klima, R. L., Dyar, M. D., & Pieters, C. M. (2011a). Near-infrared spectra of clinopyroxenes: Effects of calcium content and crystal structure. *Meteor. Planet. Sci., 46*, 379-395

Klima, R.L., Pieters, C.M., Boardman, J.W., Green, R.O., Head-III, J.W., Isaacson, P.J., Mustard, J.F., Nettles, J.W., Petro, N.E., Staid, M.I., Sunshine, J.M., Taylor, L.A., & Tompkins, S. (2011b). New insights into lunar petrology: Distribution and composition of prominent low-Ca pyroxene exposures as observed by the Moon Mineralogy Mapper (M^3). *J. Geophys. Res., 116*, E00G06

Korokhin, V.V., Kaydash, V.G., Shkuratov, Y.G., Stankevich, D.G., & Mall, U. (2008). Prognosis of TiO_2 abundance in lunar soil using a non-linear analysis of Clementine and LSCC data. *Planet. Space Sci., 56(8),* 1063–1078

Korokhin, V., Shkuratov, Y., Kaydash, V., Basilevsky, A., Rohachova, L., Velikodsky, Y., Opanasenko, N., Videen, G., Stankevich, D., & Kaluhina, O. (2016). Characterization of a photometric anomaly in lunar Mare Nubium. *Planet. Space Sci., 122*, 70–87

Lemelin, M., Morisset, C.-E., German, M., Hipkin, V., Goita, K., & Lucey, P.G. (2013). Ilmenite mapping of the lunar regolith over Mare Australe and Mare Ingenii regions: An optimized multisource approach based on Hapke radiative transfer theory. *J. Geophys. Res. Planets, 118*, 2582 – 2593

Lemelin, M., Lucey, P.G., Miljković, 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. and Space Sci., 165*, 230-243

Li, S., & Milliken, R.E. (2016). An empirical thermal correction model for Moon Mineralogy Mapper data constrained by laboratory spectra and Diviner temperatures. *J. Geophys. Res.: Planets, 121*, 2081–2107

Li, Sh., & Milliken, R.E. (2017). Water on the surface of the Moon as seen by the Moon Mineralogy Mapper: Distribution, abundance, and origins. *Science Advanced, 3(9)*, E1701471

Lucey, P.G., Hawke, B.R., Pieters, C.M., Head, J.W., & McCord, T.B. (1986). A compositional study of the Aristarchus region of the Moon using nearinfrared reflectance spectroscopy. *J. Geophys. Res., 91*, D344-D354.

Lucey, P.G., Taylor, G.I., & Malaret, E. (1995). Abundance and distribution of iron on the Moon. *Science, 268*, 1150–1153

Lucey, P., Blewett, D., & Bradley, L. (2000a). Lunar iron and titanium abundance algorithm based on final processing of Clementine ultraviolet–visible images. *J. Geophys. Res., 105*, 20,297–20,305

Lucey, P.G., Blewett, D.T., Taylor, G.J., & Hawke, B.R. (2000b). Imaging of the lunar surface maturity. *J. Geophys. Res., 105*, 20,377– 20,386

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

Martinot, M., Besse, S., Flahaut, J., Quantin-Nataf, C., Lozac'h, L., & van Westrenen, W., (2018). Mineralogical diversity and geology of Humboldt crater derived using Moon Mineralogy Mapper data. *J. Geophys. Res., 123(2)*, 612-629

Mall, U., Korokhin, V., Bugiolacchi, Y., & Shkuratov, Y. (2012). Towards a quantitative determination of the modal mineralogy of planetary surfaces using near-infrared spectroscopic data from the Moon. *43d Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 1893

McCord, T.B., & Adams, J.B. (1973). Progress in remote optical analysis of lunar surface composition. *The Moon, 7*, 453–474

McCord, T.B., Charette, M.P., Johnson, T.V., Lebofsky, L.A., Pieters, C.M., & Adams, J.B. (1972). Lunar spectral types. *J. Geophys. Res., 77*, 1349-1359

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

Michael, G., & Neukum, G. (2010). Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: partial resurfacing events and statistical age uncertainty. *Earth Planet. Sci. Lett., 294*, 23–229

Milliken, R., & Li, S. (2017). Remote detection of widespread indigenous water in lunar pyroclastic deposits. *Nature Geosci., 10*, 561–565

Mishchenko, M., Hovenier, J., & Travis, L. (2000). Light Scattering by Nonspherical Particles: Theory, Measurements and Applications. *Academic Press*, 549 pp.

Morris, R. (1980). Origins and size distribution of metallic iron particles in lunar regolith. *11th Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 1697-1712.

Muinonen, K. (2004). Coherent backscattering of light by complex random media of spherical scatterers: numerical solution. *Waves Random Media 14*, 365-388.

Muinonen, K., Markkanen, J., Väisänen, T., Peltoniemi, J., & Penttilä, A. (2018). Multiple scattering of light in discrete random media using incoherent interactions. *Optics Letters, 43(4)*, 683–686.

Muinonen, K., Nousiainen, T., Lindqvist, H., Muñoz, O., & Videen, G. (2009). Light scattering by Gaussian particles with internal inclusions and roughened surfaces using ray optics. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 110*, 1628–1639.

Mustard, J. F., et al. (2011). Compositional diversity and geologic insights of the Aristarchus crater from Moon Mineralogy Mapper data. *J. Geophys. Res., 116*, E00G12

National Commission on Space (1986). Pioneering the Space Frontier. Bantam, New York. 211 pp.

Ohtake, M., et al. (2010). Deriving the absolute reflectance of lunar surface using SELENE (Kaguya) Multiband Imager data. *Space Sci. Rev., 154(4)*, 57-77

Ohtake, M., Pieters, C.M., Isaacson, P., Besse, S., Yokota, Y., Matsunaga, T., Boardman, J., Yamomoto, S. Haruyama, J., Staid, M., Mall, U., & Green, R.O. (2013). One Moon, many measurements 3: Spectral reflectance. *Icarus, 226*, 364-374

Penttila, A., Vaisanen, T., Markkanen, J., Martikainen, J., Kohout, T., Videen, G., Muinonen, K. (2020). Rigorous light-scattering simulations of nanophase iron space-weathering effects on reflectance spectra of olivine grains. *Icarus, 345*, 113727

Pike, R. J. (1976). Geologic map of the Rima Hyginus region of the Moon. U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Invest. Map, I-945

Pieters, C.M. (1983). Strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared reflected light: First results from RELAB. *J. Geophys. Res., 88(B11)*, 9534–9544

Pieters, C.M. (1993). Compositional diversity and stratigraphy of the lunar crust derived from reflectance spectroscopy. Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition. Cambridge Univ. Press, 309–339

Pieters, C., & McCord, T.B. (1976). Characterization of lunar mare basalt types: I. A remote sensing study using reflection spectroscopy of lunar soils. 7th Lunar Science Conference, 2677-2690

Pieters, C.M., & Tompkins, S. (2005). Remote sensing of Lunar Mineralogy: The glass conundrum. 36th Lunar Planetary Science Conference, 1346

Pieters, C.M., Taylor, L.A., Noble, S.K., Keller, L.P., Hapke, B., Morris, R.V., Allen, C.C., McKay, D.S., & Wentworth, S.J. (2000). Space weathering on airless bodies: Resolving a mystery with lunar samples. *Meteor. Planet. Sci., 35*, 1101–1107

Pieters, C.M., Stankevich, D.G., Shkuratov, Y.G., & Taylor, L.A. (2002). Statistical analysis of the links between lunar mare soil mineralogy, chemistry and reflectance spectra. *Icarus, 155*, 285–298.

Pieters, C.M., Shkuratov, Y.G., Kaydash, V.G., Stankevich, D.G., & Taylor, L. (2006). Lunar soil characterization consortium analyses: pyroxene and maturity estimates derived from Clementine image data. *Icarus, 184*, 83-101

Pieters, C.M., & 19 colleagues (2009a). The Moon Mineralogy Mapper (M3) on Chandrayaan-1. *Science, 326*, 568–572

Pieters, C.M., & 28 colleagues (2009b). Character and Spatial Distribution of OH/H_2O on the Surface of the Moon Seen by M^3 on Chandrayaan-1. *Science, 326*, 568-572

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

Prettyman, T., Hagerty, J., Elphic, R., Feldman, W., Lawrence, D., McKinney, G., & Vaniman, D. (2006). Elemental composition of the lunar surface: Analysis of gamma ray spectroscopy data from Lunar Prospector. *J. Geophys. Res., 111*, E12007

Qiao L., Head J., Xiao L., Wilson L., & Dufek J. (2018). The role of substrate characteristics in producing anomalously young crater retention ages in volcanic deposits on the Moon: Morphology, topography, subresolution roughness, and mode of emplacement of the Sosigenes lunar irregular mare patch. *Meteoritics & Planetary Science, 53(4),* 778–812

Qiao L., Head J. W., Ling Z., & Yan J. (2019). Geological characterization of the Ina shield volcano Summit Pit crater on the Moon: Evidence for magmatic foams and anomalously young crater retention ages. *J. Geoph. Res: Planets, 124*, 1100-1140

Qiao L., Head J., Zongcheng Ling, & Wilson L. (2020). Lunar irregular mare patches: Classification, characteristics, geologic settings, updated catalog, origin, and outstanding questions. *J. Geophys. Res: Planets., 125(7)*, e2019JE006362

Rao, B. D., Choudray, U. V., Erstfeld, T. E., Williams, R. J., & Chang, Y. A. (1979). Extraction processes for the production of aluminum, titanium, iron, magnesium, and oxygen from nonterrestrial sources. Space Resources and Space Settlements (J. Billingham et al., eds.), pp. 257–274. NASA SP-428

Robinson, M. S., Thomas, P. C., Braden, S. E., Lawrence, S. J., Garry, W. B., & the LROC Team (2010). High resolution imaging of Ina: morphology, relative age, formation. *41st Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 2592.

Robinson, M.., Hapke, B.W., Garvin, JB., Skillman, D., Bell III, J.F., Ulmer, M.P., & Pieters, C.M. (2007). High resolution mapping of TiO_2 abundances on the Moon using the Hubble Space Telescope. *Geophys. Res. Lett., 34*, L13203

Robinson, M.S., Ashley, J.W., Boyd, A.K., Wagner, R.V., Speyerer, E.J., Hawke, B., Ray, B., Hiesinger, H., & van der Bogert, C. H. (2012). Confirmation of sublunarean voids and thin layering in mare deposits. *Planet. Space Sci., 69*, 18–27

Rossman, G.R. (1988a). Optical spectroscopy in Spectroscopic Methods in Mineralogy and Geology (ed. F. C. Hawthorne). *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy Series 18*, 207–254

Rossman, G.R. (1988b). Vibrational spectroscopy of hydrous components. Spectroscopic Methods in Mineralogy and Geology (ed. F. C. Hawthorne). *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy Series, 18*, 193–206.

Sato, H., Robinson, M.S., Lawrence, S.J., Denevi, B.W., Hapke, B., Jolliff, B.L., & Hiensinger, H. (2017). Lunar mare TiO_2 abundances estimated from UV/Vis reflectance. *Icarus, 296*, 216-238

Schultz, P.H. (1976). Moon Morphology. Univ. of Texas Press, Austin.

Schultz, P., Staid, M., & Pieters C. (2006). Lunar activity from recent gas release. *Nature, 444*, 184-186

Staid M., & 10 colleagues (2011). The spectral property of Ina: New observations from the Moon Mineralogy Mapper. *42nd Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 2499

Strain, P.L., & El-Baz, F. (1980). The geology and morphology of Ina. *11th Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 2437-2446

Stooke, P.J. (2012). Lunar meniscus hollows. *43rd Lunar Planetary Science Conference*, Houston, USA, 1011

Shkuratov, Y.G., Kaydash, V.G., & Opanasenko, N.V. (1999a). Iron and titanium abundance and maturity degree distribution on lunar nearside. *Icarus, 137(2)*, 222-234

Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., & Arnold, G. (1999b). A model of spectral albedo of particulate surfaces: implication to optical properties of the Moon. *Icarus, 137(2)*, 235-246

Shkuratov, Y.G., Starukhina, L.V., Kaydash, V.G., & Bondarenko, N.V. (1999c). Distribution of ^{3}He abundance over the lunar nearside. *Solar Syst. Res., 33(5)*, 409-420

Shkuratov Y., Kaydash V., & Pieters C. (2005). Lunar clinopyroxene and plagioclase: surface distribution and composition. *Solar Syst. Res., 39(4)*, 255-266

Shkuratov, Y., Kaydash, V., Starukhina, L., & Pieters, C. (2007). Lunar surface agglutinates: mapping composition anomalies. *Solar System Res., 41*, 177-185.

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., Korokhin V., Shevchenko V., Mikhalchenko O., Belskaya I., Kaydash V., Videen G., Zubko E., & Velikodsky Y. (2018a). A photometric function of planetary surfaces for gurmets. *Icarus, 302*, 213-236

Shkuratov, Y., Basilevsky, A., Kaydash, V., Ivanov, B., Korokhin, V., & Videen, G. (2018b). Surface erosion and sedimentation caused by ejecta from crater Tycho. *Planet. Space Sci., 151*, 130-140

Shkuratov, Y., & 20 coleagues (2018c). A twofold mission to the Moon: Objectives and payloads. *Acta Astronautica, 154*, 214-226

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

Sihvola, A. (1999). Electromagnetic Mixing Formulas and Applications, Electromagnetic Wave Series 47. London: IEE Publishing, 284 pp.

Smith, J.V., Anderson, A.T., Newton, R.C., Olsen, E.J., Wyllie, P.J., Crewe, A.V., Isaacson, M.S., & Johnson, D. (1970). Petrologic history of the Moon inferred from the petrography, mineralogy and pedogenesis of Apollo 11 rocks. *Apollo 11 Lunar Science Conference*, 925–897

Sunshine, J.M., Pieters, C.M., & Pratt, S.F. (1990). Deconvolution of mineral absorption bands: an improved approach. *J. Geophys. Res., 95*, 6955-6966

Sunshine, J., & Pieters, C. (1993). Estimating model abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the Modified Gaussian Model. *J. Geophys. Res., 98*, 9075–9087

Surkov, Y., Shkuratov, Y., Kaydash, V., Korokhin,V., & Videen, G. (2019). Mapping the 1.5 μm ilmenite spectral feature using chandrayaan-1 M^3 data. *50th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, USA, 1026

Surkov, Y., Shkuratov, Y., Kaydash, V., & Videen, G. (2020a). Modelling relationship between color ration *C*(321 nm/415 nm) and TiO_2 content. *51st Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, USA, 1311

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

Surkov, Y., Shkuratov, Y., Kaydash, V., Koroknin. V., & Videen, G. (2021). Characterizing pyroclastic deposits of Mare Vaporum with improved Chandrayaan-1 M^3 data. *Icarus, 355*, 114123

Taylor, L. (1994). Helium-3 on the Moon: Model assumptions and abundances. Eng. Constr. Oper. in Space IV, 678–686

Taylor, L.A., Pieters, C.M., Morris, R.V., Keller, L.P., McKay, D.S., Parchen, A., & Wentworth, S.J. (1999). Integration of the chemical and mineralogical characteristics of lunar soils with reflectance spectroscopy. *30th Lunar and Planetary Science Conference*, 1859

Taylor, L.A., Pieters, C.M., Morris, R.V., Keller, L.P., & McKay, D.S. (2001). Lunar mare soils: space weathering and the major effects of surface correlated nanophase Fe. *J. Geophys. Res., 106,* 27,985–28,000

Tishkovets, V., & Mishchenko, M. (2009). Approximate calculation of coherent backscattering for semi-infinite discrete random media. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 110,* 139–145

Weitz, C., Head, J., & Pieters, C. (1998). Lunar regional dark mantle deposits: Geologic, multispectral, and modeling studies. *J. Geophys. Res., 103*, 22,725-22,759

Wilhelms, D. E. (1987). The geologic history of the Moon: U.S. Geological Survey Professional Paper 1348, 342 p.

Wilhelms, D. E., & McCauley, J.F. (1971). Geologic map of the near side of the Moon. US Geological Survey Map I-703.

Williams, R. J., McKay, D. S., Giles, D., &Bunch T. E. (1979). Mining and beneficiation of lunar ores. *Space Resources and Space Settlements*, 275-288

Wilson, L., Hawke, B. R., Giguere, T. A., & 15 coleagues (2011). An igneous origin for Rima Hyginus and Hyginus crater on the Moon. *Icarus, 215*, 584–595

Whitaker, E. (1972). An unusual mare feature. *Apollo 15 Prelim. Sci. Rep.*, NASA SP-289, 2584–2585

Wittenberg, L., Santarius, J., & Kulchinski, G. (1986). Lunar source of ^{3}He for fusion power. *Fusion Technol., 10,* 167–178

Whitten, J., & Head, J. (2015). Lunar cryptomaria: Mineralogy and composition of ancient volcanic deposits. *Planet. Space Sci., 106*, 67–81

Whitten, J., Head, J., Staid, M., Pieters, C., Mustard, J., Clark, R., Nettles, J., Klima, R., & Taylor, L. (2011). Lunar mare deposits associated with the Orientale impact basin: New insights into mineralogy, history, mode of emplacement, and relation to Orientale Basin evolution from Moon Mineralogy Mapper (M3) data from Chandrayaan-1. *J. Geophys. Res., 116*, E00G09

Fu, Z., Robles-Kelly, A., Caelli, T., & Tan, R.T. (2007). On automatic absorption detection for imaging spectroscopy: a comparative study. *IEEE Transac. Geosci. Remote Sensing*, *45(11)*, 3827–3844

Xiaohui Fu, Yongliao Zou, Yongchun Zheng, Huaiyu He, & Ziyuan Ouyang (2011). Noble gas diffusion mechanism in lunar soil simulant grains: Results from $4He^{+}$ implantation and extraction experiments. *J. Earth Sci., 22 (5)*, 566–577

Yamamoto, A., Furuta, R., Ohtake, V., Haruyama, J., Matsunaga, T., & Otake, H. (2013). TiO_2, FeO, and texture analysis map of lunar crater Ina, based on SELENE Multi-band Imager data. *44th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, USA, 1855

Zisk, S.H., Hodges, C.A., Moore, H.J., Shorthill, R.W., Thompson, T.W., Whitaker, E.A., & Wilhelms, D.E. (1977). The Aristarchus-Harbinger region of the Moon: Surface geology and history from recent remote-sensing observations. *The Moon, 17*, 59-99

Онлайн сервіс створення та перевірки кваліфікованого та удосконаленого електронного підпису

ПРОТОКОЛ
створення та перевірки кваліфікованого та удосконаленого електронного підпису

Дата та час: 15:00:49 03.11.2022

Назва файлу з підписом: surkov_diss (1).pdf
Розмір файлу з підписом: 6.6 МБ

Назва файлу без підпису: surkov_diss (1).pdf
Розмір файлу без підпису: 6.6 МБ

Результат перевірки підпису: Підпис створено та перевірено успішно. Цілісність даних підтверджено

Підписувач: СУРКОВ ЄГОР СЕРГІЙОВИЧ
П.І.Б.: СУРКОВ ЄГОР СЕРГІЙОВИЧ
Країна: Україна
РНОКПП: 3460305650
Організація (установа): ФІЗИЧНА ОСОБА
Час підпису (підтверджено кваліфікованою позначкою часу для підпису від Надавача): 13:19:48 03.11.2022
Сертифікат виданий: АЦСК АТ КБ «ПРИВАТБАНК»
Серійний номер: 2B6C7DF9A3891DA1040000003A29C20068FB6F03
Тип носія особистого ключа: Захищений (ЗНКІ криптомодуль ІІТ Гряда-301)
Серійний номер носія особистого ключа: 014
Алгоритм підпису: ДСТУ-4145
Тип підпису: Кваліфікований
Тип контейнера: Підпис та дані в одному файлі (CAdES enveloped)
Формат підпису: З повними даними для перевірки (CAdES-X Long)
Сертифікат: Кваліфікований